

ОПЫТ ПРОВЕДЕНИЯ НАЗЕМНЫХ И АЭРОВОЗДУШНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ РЕКОГНОСЦИРОВОЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА НЕФТЬ И ГАЗ

Левашов С.П.¹, Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.², Жулдаспаев М.Д.³, Якубовский В.И.⁴

1 – Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина

2 – Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина

3 – Карагандинский завод асбестоцементных изделий, пос. Актау, Республика Казахстан

4 – Кустанайская поисково-съёмочная экспедиция, Костанай, Республика Казахстан

korchagin@karbon.com.ua

Инновационная экспресс-технология прямых поисков и разведки скоплений углеводородов (УВ) геоэлектрическими методами становления короткоимпульсного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1-5] (технология СКИП-ВЭРЗ) в 2001-2005 г.г. прошла широкую апробацию на известных месторождениях УВ и перспективных на нефть и газ площадях в Украине, Республике Казахстан, Болгарии и России [3]. За это время она использовалась на 40 месторождениях УВ. Аномалии типа «залежь» зафиксированы съёмкой СКИП на всех (!) месторождениях. В разрезах всех месторождений зондированием ВЭРЗ выделены аномально поляризованные пласты (АПП) типа «нефтегазовый пласт». Геоэлектрические аномалии типа «залежь» закартированы также методом СКИП в пределах 50 из 62 перспективных на УВ структур и отдельных площадей.

В 2006-2007 г.г. технология СКИП-ВЭРЗ активно применялась при рекогносцировочных исследованиях на нефть и газ в пределах Костанайского лицензионного блока (Костанайская область, Республика Казахстан) общей площадью 8045 км². На территории блока проводились следующие геолого-геофизические исследования.

А) В сентябре 2005 г. закончена переинтерпретация имеющихся геолого-геофизических материалов с геоплотностным моделированием продуктивных толщ верхнего девона - нижнего карбона.

Б) В октябре 2005 г. – марте 2006 г. ООО «Аксион-М» (Ковалев Р.П., г. Москва) выполнило космогеофизическое прогнозирование контуров залежей углеводородов методом расшифровки их микролептонного излучения на фотоснимках из космоса в пределах выделенной первоочередной для поисков углеводородов территории - 4000 км².

В) В мае-июне 2006 г. выполнено обследование и разбровка космогеофизических аномалий на первоочередной части Контрактной территории с использованием экспресс-технологии СКИП-ВЭРЗ [4]. С помощью метода СКИП выявлены аномалии типа «залежь». В пределах выделенных аномальных зон зондированием ВЭРЗ определены интервалы залегания АПП типа «газ» и «нефть». Работы методом СКИП проводились в режиме автомобильной съёмки. Профили съёмки обрабатывались через аномальные зоны, выделенные по космогеофизическим данным.

В результате проведения полевых работ по площади Костанайского блока выполнено 895 погонных километров съёмки методом СКИП. По данным съёмки СКИП построена карта геоэлектрических аномалий типа «залежь» (АТЗ), на которой выделяется пять крупных аномальных зон: 1) Тимофеевская – газонефтяная; 2) Диевская – газонефтяная; 3) Аккудукская – нефтяная; 4) Харьковская – нефтяная; 5) Юльевская – нефтяная.

На площади исследований закартировано также ряд небольших по размерам аномальных зон: 1) Тимофеевская-1 – газовая; 2) Тимофеевская-2 – газовая; 3) Диевская-1 – газовая; 4) Диевская-2 – газовая; 5) Кургусская – газовая; 6) Аккудукская-1 – газовая; 7) Юльевская-1 – газовая.

В пределах выделенных аномалий выполнено зондирование ВЭРЗ в 27 пунктах, что позволило установить интервалы глубин залегания АПП. Зоны АПП отличаются по знаку и интенсивности поляризации, что дает возможность относить выделенные пласты к определённым комплексам пород: а) содержащие углеводороды; б) туфогенный комплекс; в) глины, алевролиты (экран); г) битумы; д) палеозойский фундамент; е) интрузив. Для некоторых геоэлектрических аномалий выделено несколько глубинных интервалов АПП. По результатам зондирования построены разрезы через аномальные участки площади.

Г). В августе 2006 г. проведены полевые работы по детализации участков аномальных зон Аккудукская АТЗ и Харьковская АТЗ [4]. В пределах этих участков выполнено 190 погонных километров геоэлектрической съёмки СКИП.

На участке Аккудукской аномальной зоны дополнительно проведено зондирование ВЭРЗ в 23 точках. В семи точках У01 – У07 предыдущей съёмки проведено повторное зондирование с целью картирования «опорного горизонта». На участке Харьковской аномальной зоны дополнительно поставлено 18 точек зондирования. В пяти точках предыдущей съёмки У19 – У23, проведено повторное зондирование для определения интервалов глубин залегания «опорного горизонта».

В результате проведенных работ методом СКИП уточнены границы аномальных зон. По данным зондирования построены разрезы и карты основных структурных горизонтов, выделенных методом ВЭРЗ. По материалам проведенных работ рекомендованы места для заложения первых разведочных скважин.

Д) Очередной этап геоэлектрических исследований территории блока выполнен в октябре 2007 г. В тезисном изложении методика проведения работ и полученные результаты сводятся к следующему.

1. Геоэлектрической съёмкой в модификации АэроСКИП с борта самолета АН-2 по регулярной сети широтных профилей с шагом 1 км (центральный участок) и 2 км (юго-западный и восточный участки) покрыта практически вся нефтеперспективная часть территории блока. В пределах неисследованных ранее юго-западного и восточного участков выявлены четыре относительно крупные по площади аномальные зоны типа «залежь»: «Косагал», «Косагал Западный», «Раздольная» (юго-западный участок) и «Шолаксай» (восточный участок). В пределах центрального, обследованного в 2006 г. автомобильной съёмкой СКИП участка блока обнаружены дополнительно три крупных аномальных зоны – «Сайкудук», «Шили» («Озерная»), «Юльевская Восточная». Уточнены контуры небольших аномальных зон.

2. Съёмка в модификации АэроСКИП позволила выявить на территории блока практически все, представляющие нефтепоисковый интерес аномальные зоны типа «залежь», которые могут быть связаны со скоплениями углеводородов. Построенные по данным АэроСКИП карты аномалий типа «залежь» для трех участков блока являются вполне кондиционными информационными материалами, позволяющими Недропользователю обосновано выделить часть территории как бесперспективную в плане обнаружения промышленных скоплений углеводородов и вернуть эти площади Компетентному органу согласно условиям лицензионного соглашения.

3. Оперативное обследование наиболее крупных аномальных зон «Косагал» и «Косагал Восточный» в пределах западного участка блока наземной съёмкой СКИП и зондированием ВЭРЗ дало возможность классифицировать их как наиболее перспективные в плане заложения первых разведочных скважин. Это позволило Недропользователю оперативно (в процессе проведения полевых работ) принять решение о переносе запроектированной разведочной скважины с Аккудукской аномальной зоны в пределы АТЗ «Косагал». Главными аргументами в пользу этого стали: а) крупные (по площади) размеры аномальной зоны «Косагал»; б) большая суммарная мощность аномально поляризованных пластов типа «нефть»; в) относительно небольшая глубина залегания АПП типа «нефть»; г) отсутствие на участке аномалии мощного комплекса трапповых отложений. Все это вместе позволяет пробурить скважину (а, следовательно, и получить окончательную оценку нефтеперспективности участка) в относительно сжатые сроки и с минимальными финансовыми затратами. В пределах аномальной зоны «Косагал» выполнен значительный объем детализационных работ методом ВЭРЗ, необходимых для построения структурно-тектонической модели строения участка и, следовательно, проектирования разведочной скважины. По данным зондирования рекомендовано заложить скважину в районе расположения пунктов ВЭРЗ №№ 48 и 42.

4. Аномальная зона «Раздольная» (юго-западная часть участка № 3) также является достаточно крупной по площади и представляет интерес для детальных исследований и

разведочного бурения. Заверочными наземными исследованиями в ее пределах установлено наличие АПП типа «нефть» в интервале глубин 1150-1450 м суммарной мощностью до 35 м.

5. В пределах восточного участка лицензионного блока закартирована обширная аномальная зона «Шолактерек» площадью свыше 40 кв. км. В ее пределах зондированием выявлены аномально поляризованные пласты типа «нефть» суммарной мощностью до 26 м в интервале глубин 1550-1700 м. Площадь аномалии, относительно небольшие глубины залегания АПП, а также отсутствие траппов дают основания считать эту зону одну из первоочередных в плане организации детальных работ и проведения разведочного бурения.

6. В пределах центрального участка лицензионного блока съемкой АэроСКИП по регулярной сети с шагом 1 км: а) подтверждены контуры ранее выявленных и закартированных крупных и мелких аномалий типа «залежь» [4]; б) полностью оконтурена аномальная зона «Тимофеевская», которая выходит за пределы контура контрактной территории с западной стороны – ее площадь увеличилась при этом практически вдвое; в) выявлены и закартированы три новые, относительно крупные по площади аномальные зоны «Сайкудук», «Шили» («Озерная») и «Юльевская Восточная». Зондированием ВЭРЗ рекогносцировочного характера в пределах этих зон определены глубины залегания АПП типа «нефть», комплекса траппов, опорного горизонта, а также фундамента.

7. Сопоставление аномальных значений поля СКИП на поверхности Земли и на высоте полетов 25 м показало, что интенсивность сигнала затухает примерно в 100 раз. Интенсивность сигнала на высоте полета 100 м по сравнению с высотой 25 м уменьшается еще примерно в три раза.

8. Выполнено повторное (детальное!) зондирование ВЭРЗ в районе заложения разведочной скважины в пределах аномальной зоны типа «залежь» Харьковская. В целом получено удовлетворительное совпадение с результатами зондирования в этой точке в 2006 г. Тем не менее, детальная процедура зондирования привела к вполне объяснимому уменьшению суммарной мощности аномально поляризованных пластов типа «нефть» в результате разбиения наиболее мощных АПП на несколько мелких вследствие выделения в их пределах непродуктивных интервалов.

9. Следует также акцентировать внимание на то, что практически половина аномальной зоны «Шили» («Озерная») зафиксирована над озером, что является еще одним подтверждением работоспособности технологии СКИП в акваториях. Напомним, что ранее геоэлектрическими работами в акваториях Антарктического п-ова показана эффективность технологии СКИП-ВЭРЗ при исследованиях с борта судна.

10. Наличие продуктивных нефтяных залежей в пределах рекомендованного под бурение участка АТЗ «Косагал» во многом зависит как от присутствия коллекторов в интервалах глубин выделенных пластов АПП, так и от их качества. В процессе бурения разведочной скважины целесообразно организовать отбор керна в интервалах глубин выделенных АПП типа «нефтяной пласт» для изучения коллекторских свойств, расположенных в пределах этих интервалов отложений.

11. В целом результаты площадной съемки методом становления короткоимпульсного поля с борта самолета (модификация АэроСКИП) свидетельствуют де-факто о создании эффективной и экономичной технологии для оперативного обследования с нефтегазопроисковыми целями обширных, удаленных и труднодоступных нефтегазоперспективных территорий. Практическое применение этой технологии на начальном этапе нефтегазопроисковых работ позволяет значительным образом ускорить геологоразведочный процесс на нефть и газ в целом.

Опыт использования съемки СКИП с борта самолета на Собинском НГКМ (2006 г.) [5] и Костанайской нефтегазоперспективной площади (октябрь, 2007 г.) свидетельствует о возможности применения следующей методической последовательности (этапности) изучения новых, обширных по площади и труднодоступных нефтегазоперспективных территорий с использованием технологии СКИП-ВЭРЗ, а также метода АэроСКИП:

а) рекогносцировочная съемка АэроСКИП территории исследований по регулярной сетке профилей с шагом 2 км между профилями с целью обнаружения и картирования геоэлектрических аномальных зон типа «залежь»;

б) детализация участков выявленных аномалий профилями АэроСКИП с шагом между ними 1.0-0.5 км;

в) заверка обнаруженных геоэлектрических аномалий наземной (автомобильной) съемкой СКИП по отдельным профилям, а также выполнение в пределах выявленных аномалий типа «залежь» оценочных (рекогносцировочных) зондирований ВЭРЗ с целью получения оценок мощности (суммарной) и глубин залегания аномально поляризованных пластов типа «нефть» и «газ»;

г) оперативная оценка полученных аэроданных и результатов наземных заверочных исследований СКИП и ВЭРЗ с целью выбора первоочередных для оперативного проведения детализационных работ;

д) выполнение детализационных исследований методом ВЭРЗ в пределах наиболее перспективных аномальных зон типа «залежь» с целью определения мест заложения разведочных скважин.

Описанная выше технологическая схема проведения полевых геоэлектрических исследований в полной мере была реализована на Костанайской нефтегазоперспективной площади (8045 кв. км) в октябре 2007 г. Такая, практически отработанная методика оперативного обследования новых нефтегазоперспективных территорий может быть рекомендована к широкому практическому применению после подтверждения перспектив нефтеносности Костанайской площади бурением.

Дальнейшие перспективы повышения эффективности технологии АэроСКИП могут быть связаны с использованием беспилотных летательных аппаратов (БЛА). В настоящее время существуют БЛА, способные летать со скоростью 180 км/час и находиться в воздухе до 16 часов. Применение БЛА позволит снизить финансовые затраты на выполнение полевых измерений. В случае их применения воздушные измерения и наземные заверочные геоэлектрические работы могут выполняться параллельно.

Существенный эффект может принести использование БЛА при проведении работ в морских акваториях.

Литература:

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М. Поиски и разведка скоплений углеводородов геоэлектрическими методами на нефтяных месторождениях Западного Казахстана // Георесурсы. 2003. № 1. С. 31-37.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Экспресс-технология «прямых» поисков и разведки скоплений нефти и газа геоэлектрическими методами: возможности и перспективы. Материалы международной научно-практической конференции «Нетрадиционные коллекторы нефти, газа и природных битумов. Проблемы их освоения». Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 2005. С. 163-166.
3. 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. – 31-43.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Жулдаспаев М.Д., Якубовский В.И., Божежа Д.Н. Рекогносцировочные и детальные геоэлектрические исследования при поисках углеводородов на Костанайской нефтегазоперспективной площади // Геоинформатика. 2007. № 1. С. 27-37.
5. Левашов С.П., Червоный Н.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М. Опыт проведения аэрогеоэлектрических исследований на Собинском нефтегазоконденсатном месторождении в Красноярском крае // Геоинформатика. 2007. № 2. С. 68-77.

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ ПИКОВЫХ И ФОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ ЭВОЛЮЦИИ Н.К.ЧУДИНОВА В ПРАКТИКЕ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ГАЛОСИСТЕМ, ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ И НЕФТИ

Литовский В.В.

Уральский государственный университет путей сообщения, Екатеринбург
VLitovsky@econ.usurt.ru, marialier@r66.ru

Развивая учение о биосфере, В.И.Вернадский указывал, что биологическое вещество является огромной геологической силой не только на стадии жизни, но и в биокосном состоянии, участвуя в метаморфическом процессе. Гипотеза панспермии С.Аррениуса указала на возможность участия в кругообороте вещества еще одной его вероятной формы - вещества жизнеспособного. Это заменяло диадные методы познания геосферных процессов триадными. Существенные сдвиги в этом вопросе произошли в 1950-1960-х гг., благодаря геохимику Н.К.Чудинову (1925-1988), который обнаружил в калийных солях Верхнекамского месторождения явление активного участия палеобиоты в генезисе соляных пород, названное им геобигенезом [1]. Это позволило ему развить методики прогнозирования скопления биогенных газов в галосистемах и оценивать взрывоопасность газов в шахтах БКРУ, а позже применить их для решения проблемы генезиса нефти [2]. В фундаментальном аспекте им была выдвинута идея об «уснувших» слоевых ядерных реакторах на биогенных элементах, которые «просыпаются» в ритме изменения интенсивности космических процессов в геологическом времени. Именно эти процессы, по Н.К.Чудинову, обуславливают «параллелизм изменения в слоях калийной соли содержания азота, аргона, гелия, тяжелых углеводородов, нефтяного коэффициента, микронепти, окиси углерода, окислов азота, серы, обуславливают неравномерность процесса нефте-, газо- и элементно- образования.

Так, в 1977 году в работе [2] Н.К.Чудинов описал методику прогнозирования взрывов на калийных рудниках шахтных газов.

В частности, решение он свел к разбору следующих проблем: некоторых новых закономерностей галогенеза, и с учетом этого, новых аспектов генезиса природных газов и нефти (генезиса тяжелых углеводородов, происхождения метана, водорода, кислорода, углекислоты, генезиса аргона, гелия), количественных аспектов интенсивности природных процессов (определения коэффициентов интенсивности процессов (КИП), а также пиков и фона эволюции.

Рассматривая закономерности галогенеза в свете сделанного им открытия, Н.К.Чудинов показал, что организмы калийных солей, которые составляют в пластах Верхнекамского месторождения, соответственно (в процентах от веса средних проб): 0,34% (пласт «В»), 0,5% (пласт «Б»), 0,23-0,46% (пласт «АБ» - пестрые сильвиниты), 0,26% (пласт «А»), 0,01-0,12% (пласт «Кр2»-красные сильвиниты), а в самих калийных кристаллах – 1,76-2,0%, являются мощными преобразователями и создателями органического, косного и биокосного вещества самих солей.

На этой основе он вскрыл следующие особенности галогенеза [2, с.292-293] :

1. имеет место структурная закономерность распределения организмов, а именно: слоистая структура калийных солей обусловлена пигментированными организмами и их биокосным веществом, распределенным по циклам, строго отвечающим условиям сезонной генерации и садки;
2. фациально-экологическая закономерность. Разным видам первичных калийных солей присущи характерные организмы, ценозы и косное вещество, образующее парагенетические ряды, т.е. имеет место совместное нахождение в горных породах калийного месторождения минералов, связанных общностью условий образования;
3. имеет место строгая пропорциональность между содержанием организмов, газов, биогенных карбонатов в пластах солей; микрогазы в прослоях, не содержащих органического вещества отсутствуют;

4. существенное отличие структуры приспособленных к солям экосистем от известных в науке и их биогеохимического цикла. Биогеохимический цикл наряду с обычным вещественно-энергетическим компонентом может включать нефтепродуцирующий или мутагенный, косный. Цикл включает изоляционно-седиментационный компонент, являющийся периодическим или постоянным убежищем для организмов и характеризующийся стоком в него космического вещества и энергии определенной интенсивности.

5. в калийной галосистеме имеет место резко различная степень сохранности организмов – от зеленых жизнеспособных растений до бурых и обугленных органических остатков, включенных в различные, однако, крайне мало отличающиеся по возрасту соли (годы, десятки лет),

6. имеет место различная в количественном и качественном отношении газопродуктивность органического вещества в разных, но непосредственно контактирующих пластах соли;

7. соблюдается строгая пропорциональность между содержанием микровключений в кристаллах углерода и газообразного азота (рис.2).

Исходя из того, что экосистема калийных солей включает газонепродуцирующий или мутагенный компонент, Н.К.Чудинов уделил особое внимание ранее не изучавшимся процессам в изоляционно-седиментационном компоненте. В частности, в таком подходе он попытался описать генезис природных газов и нефти.

Согласно его исследованиям, главный компонент в микрогазах калийных солей – азот. Его доля там составляет 70-90%. Учитывая то, что азот вместе с метаном, тяжелыми углеводородами, аргоном, гелием, двуокисью углерода, водородом и другими компонентами присутствует в природных, нефтяных, угольных водоминеральных и других газах, Чудинов пришел к выводу о том, что «решение вопроса о природе азота в калийных солях, а также его строгой пропорциональности с углеродом, решает, очевидно, не только проблему генезиса газов калийных солей, но представляет и более общий интерес» [2, с.293].

Так, используя известное превращение азота в углерод и его включение в CO_2 , он с одной стороны, учел, что количество ${}^6\text{C}^{14}$ в организмах должно быть пропорциональным его содержанию в атмосфере соответствующего периода, а с другой стороны, с учетом изоляции организмов в кристаллах соли учел модулирующий фактор или процесс противоположной направленности, вследствие частичной обратной трансформации изотопа ${}^6\text{C}^{14}$ в ${}^7\text{N}^{14}$ с известным периодом полураспада 5730 лет. Ясно, что такое превращение радиоуглерода в закристаллизованных организмах в газонепроницаемых кристаллах приводит к накоплению в них строго пропорциональных количеств азота из изначально "упакованного" углерода. Поэтому, несмотря на то, что за период примерно в 200 тысяч лет радиоактивного углерода там не остается, количество накопленного в соли азота за известный геологический период может служить не только качественным свидетельством былого присутствия в породе радиоуглерода, но и его количественной мерой. Более того, поскольку количество исходного углерода определялось в соответственный период интенсивностью нейтронной бомбардировки космического излучения, древние организмы могут выступать в качестве меры космических процессов в геологическом времени [2, с.294].

Там же он писал: «с другой стороны, это же определение радиоуглерод - азота характеризует также и конкретный энергетический потенциал изоляционно-седиментационного компонента, т.е. ту космическую энергию, которая была сначала овеществлена организмами, а затем затрачена на изменение органического вещества (например, на образование газов).

Реальность такого сценария подтверждается строго закономерной графической связью углерода - азота микрогазов солей. Далее, он попытался также вскрыть и сущность процесса генезиса тяжелых углеводородов (ТУ). Согласно Н.К.Чудинову, реальность выше приведенного механизма газообразования подтверждается наличием и закономерным распределением в соляных микрогазах тяжелых углеводородов, а именно: этана H_3CCH_3 , пропана $\text{CH}_3\text{CH}_2\text{CH}_3$, бутана $\text{CH}_3(\text{CH}_2)_2\text{CH}_3$ и т.д. Эти вещества не образуются в

результате жизнедеятельности микробов, но постоянно присутствуют в нефтидах. Поскольку же содержание тяжелых углеводородов в нефтидах на 5-6 порядков выше, чем в биохимических газах, это с одной стороны указывает на их более реалистичную генетическую связь с нефтью и целесообразность использования этого при поиске нефти, а с другой стороны, факт отсутствия тяжелых углеводородов в современных осадках служит решающим доводом против биогенной (биохимической) теории образования нефти.

Важным критерием при этом, как известно, служит нефтяной коэффициент (НК) - отношение содержания тяжелых углеводородов (ТУ) к метану (СН₄), содержащемуся в значительных количествах в газах биохимического и нефтяного происхождения. Вследствие того, что из-за более высокого содержания тяжелых углеводородов НК (ТУ/ СН₄) существенно больше в нефтяных газах, нежели в биохимических, его используют в качестве показателя того или иного генезиса углеводородов.

В этой связи Н.К.Чудинов подметил, что содержание тяжелых углеводородов в микрогазах солей колеблется в интервале 0,2-15%, соответствующие значения нефтяного коэффициента - в интервале от 0,3 до 1,6%. Для нефтяных же месторождений НК колеблется от 0,01 до 0,9 %, в среднем составляя 0,13%. Более того, значения нефтяного коэффициента оказалось в микрогазах солей выше, чем в однопластовых свободных газах (в пласте пестрых сильвинитов (АБ) в 3 раза, а в пласте красных сильвинитов (КрII) в 5 раз). Таким образом, стало ясно, что из-за того, что давление газа в прослоях и пластах в десятки – сотни раз превышает давление в смежных контактирующих слоях (например, в соли NaCl), а значения НК в сотни - тысячи раз выше, чем в нефтях, то существующее представление о миграции тяжелых углеводородов из нефтей в соли не отвечает действительности. Они образуются в солях – «на месте». «Единственно приемлемым механизмом образования тяжелых углеводородов оказался радиоуглеродный. При этом при образовании атома N¹⁴ из C¹⁴ могут возникать до пяти частиц газа при первом распаде, 10 при втором, 15 при третьем и т.д., тяжелые углеводороды (при дополнительном наличии внедренных в кристалл атомов водорода) и т.. Образование компонентов осколков и нарастание давления газа происходит лавинообразно, что и соответствует давлению газа в сотни атмосфер в кристаллах, содержащих организмы, и отсутствию газов в прослоях, не содержащих их. Таким образом, тяжелые углеводороды не являются продуктом метаболизма, а являются косвенными продуктами изобарного превращения углерода в азот и сопутствующих реакций [2, с.295]. «Образование компонентов-осколков в организмах и биокосных минералах-узниках (помимо азота и ТУ) подтверждается наличием и других разрастающихся из производных азота и ТУ компонентов газовых микровключений солей. Так, в выделенной органической и биокосной массе карналлита ...были найдены на инфракрасном спектрометре группы СН, СН₂, СН₃... В солях постоянно присутствует этилен (Н₂С=СН₂), пропилен (СН₃СН=СН₂) и другие непредельные углеводороды. Во всех образцах исследованных карналлитов и сильвинов обнаружены амины (NH₂) в количестве от 0,001 до 0,003% веса собственно калийной соли. При этом установлено, что содержание аминов в солях строго пропорционально содержанию в них организмов-газов.

Установив корреляцию генезиса тяжелых углеводородов (ТУ) с процессами изобарного превращения углерода в азот, Н.К.Чудинов принялся за установление подобной корреляции для таких микрогазов как метан, водород, кислород, углекислый газ, сероводород, аргон и гелий. Чтобы выявить их генетическую взаимосвязь с азотом, он проанализировал их распределение в соляном разрезе и сравнил с количеством молекулярного азота. Для чего использовал отношения к азоту в различных слоях аргона (Ar/N₂)•100, метана СН₄/N₂, кислорода O₂/N₂, водорода Н₂/N₂, углекислого газа СО₂/N₂. Поведение этих коэффициентов графически (послойно) сопоставлялись между собой и с нефтяным коэффициентом (ТУ/ СН₄). В результате был выявлен строгий параллелизм этих геохимических коэффициентов, который свидетельствовал об образовании на месте (в соляных «запаянных капсулах») и вышеперечисленных газов, их строго закономерном (пластовом) распределении, единой генетической природе. Сходные зависимости им были выявлены и для шпуровых или свободных газов. К таким выводам он пришел на основании

данных более 400 анализов шпуровых газов, охватывающих шесть шахтных полей Верхнекамского месторождения.

Также им изучалось количественное содержание битумоидов или нефтепродуктивность (содержание битумоидов, отнесенное к количеству органического углерода, в %). Последняя колебалась в пределах от 6,3% для сильвинита из пласта «Кр2» до 30,8% в каменной соли пласта «БВ» и до 32,1% в галопелите (пласт «Кр1-Кр2»). Эти данные по нефтепродуктивности органического вещества солей показали строго закономерное распределение микронепфти и газов, то есть также свидетельствовали о происхождении их из изоляционного компонента органического вещества самих солей. Кроме того, совокупно анализируя содержание органического вещества, например, в пласте «Б» (где органический углерод составляет 0,017%, нефтяной коэффициент - $(TU/CH_4)=0,17$, отношение аргона к азоту - $(Ar/N_2) \cdot 100 = 0,49$, а нефтепродуктивность - 16,5%), он заметил, что сами по себе эти параметры всецело еще не исчерпывают и не определяют процесса нефтеобразования. Нефтепродуктивность, по его мнению, в существенной мере определяется энергетическим (космическим) потенциалом системы нефтеобразования. На это указывает, в частности, сопоставление тех же параметров с соответствующими параметрами в пласте галопелита («Кр1-Кр2»). Так, там при значении нефтяного коэффициента (TU/CH_4) равном 1,59, аргона к азоту $(Ar/N_2) \cdot 100 = 1,51$, органического углерода = 0,19%, нефтепродуктивность составляет только 32,1% (т.е. при всех прочих параметрах в пласте «Б» в десять раз больше, чем в пласте «Кр1-Кр2», нефтепродуктивность выше всего в два раза).

Из этого он сделал вывод о том, что нафтидообразование (выделенное в чистом виде) протекает крайне неравномерно, причем условия его в некоторых случаях меняются необычайно быстро, что необходимо учитывать при оценке условий образования и миграции «одновозрастных» нафтидов. Таким образом, нет оснований всецело связывать образование нефти и газов с большими глубинами (нефть не менее интенсивно может образовываться на глубине десятков-сотен метров), с термокаталитическими, чисто биогенными, абиогенными, космическими процессами, преувеличивать значение факторов длительности и движения.

Итак, по Н.К.Чудинову получалось, что "образование нефти обусловлено, во-первых, космическими причинами, во-вторых, (по виду энергии), - ядерными процессами преобразования органического вещества" [2, с.299].

Более того (см. там же): «в кристаллах соляных толщ, вследствие их практической непроницаемости, сохраняются все газообразные, жидкие и твердые нафтиды, образующиеся в них при ядерных и сопутствующих реакциях...имеются объективные, простые и строго количественные критерии газо-, нефте-, элементобразования. Это нефтяной, аргоновый, гелиевый, азотный, водородный, изотопные и многие другие коэффициенты».

С учетом выше сказанного, Н.К.Чудинов предложил считать эти коэффициенты мерилем интенсивности геологических процессов и назвал их «коэффициентами интенсивности процессов» (КИП) [2, с.300]. А древние организмы, нефть, ее компоненты, радиогенные газы и изотопы предложил рассматривать в качестве эталонов метода измерения КИП.

Литература:

1. Чудинов Н.К. О природе окраски калийных солей палеозоя. В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1967. С. 118-130
2. Чудинов Н.К. Методы количественной оценки пиковых и фоновых процессов эволюции в практике решения проблемы генезиса природных газов и нефти. В кн.: Проблемы соленакопления. Т.2. Новосибирск: Наука, 1977. С.292-301

К ИСТОРИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ "АРТИ"

Ломакин В.С.

Уральский филиал ОАО ВНИМИ, Екатеринбург

В середине прошлого столетия Урал относили к сейсмически слабо активным областям, да, и в начале XXI века он не вышел из этой категории. Все сведения о сейсмичности Урала были изложены в работах /1-4/. Сведения о землетрясениях в основном носили опросный характер. Сейсмическая станция на Урале впервые построена князем Б.Б. Голицыным в г. Екатеринбурге. Вначале она была оснащена приборами Цельнера с механическим увеличением, т.е. за счет рычагов. Увеличение было малое. В 1913 году на станции были установлены сейсмометры Голицина с гальванометрической регистрацией. Увеличение значительно повысилось. Станция выполняла функции телеметрической, была рассчитана на регистрацию удаленных землетрясений. В 1914 году инструментально зарегистрировано сильное местное землетрясение в районе пос. Билимбай. В 1958 году на станции был установлен сейсмометр СВКМ-3 с увеличением 24000, количество регистрируемых землетрясений возросло до 2500 в год. Стали регистрироваться взрывы в карьерах. Но для определения параметров местных явлений одной станции было не достаточно. Нужны были другие станции.

В 60-х годах широко применялись полевые переносные станции типа «Земля» с магнитной регистрацией землетрясений и взрывов в карьерах. Авторами работ /5,6/ было отмечено, что в юго-восточной части Русской платформы (это к западу от южного Урала) за один полевой сезон зарегистрировано около 80-ти сейсмических явлений. Это ещё раз подтвердило необходимость строительства новой станции.



Рис.1 В правой части здания: одно окно сбоку и 4-е окна с торца расположена с/ст "Арти"

К тому времени Институтом геофизики в п. Арты была построена обсерватория. Сейсмическую станцию было решено строить на этой территории. В здании обработки материалов магнитных наблюдений обсерватории, рис.1, для лаборатории сейсмометрии было выделено две комнаты. В одной комнате была оборудована регистрационная, а в другой - пульт управления станцией – на фото дальнее окно с торца здания.

Аппаратная, где установлены сейсмометры была построена в сотне метров от регистрационной комнаты. Ближе к лесу и дальше от проезжих дорог был построен "бункер" – аппаратная. Строительство осуществлялось силами работников лаборатории сейсмометрии и рабочих обсерватории. Крышу бункера пришлось крыть самим, на ходу учась гнуть железные листы и соединять их.



Рис.2. Аппаратная ("бункер")

Между аппаратной и регистрационной был проложен специальный измерительный кабель в свинцовой оплетке заполненной маслом. Это было необходимым условием при гальванометрической регистрации. Сейсмометры СКД, СКМ-3 и гальванометры ГК-VII были получены централизованным путем. Более мелкие детали были взяты на с/ст "Свердловск". К тому времени там был установлен современный пульт, а такие блоки как контрольно-распределительные панели (КРП) и другие более мелкие детали оказались ненужными. Мы их купили и установили на станции "Арты".

Бункер оказался не совсем удачным. Весной при таянии снега в подземном помещении появлялась вода. Для ликвидации затопления в первый период приходилось внимательно следить за повышением уровня воды и своевременно откачивать её. Это отнимало много времени, было хлопотно.

Поэтому на следующий год был установлен насос, который включался автоматически при достижении заданного верхнего уровня воды и выключался также автоматически при достижении водой нижнего заданного уровня. Это устройство позволило проводить только периодический не связанный со временем контроль. На сейсмограммах включение и выключение насоса было практически не заметно.

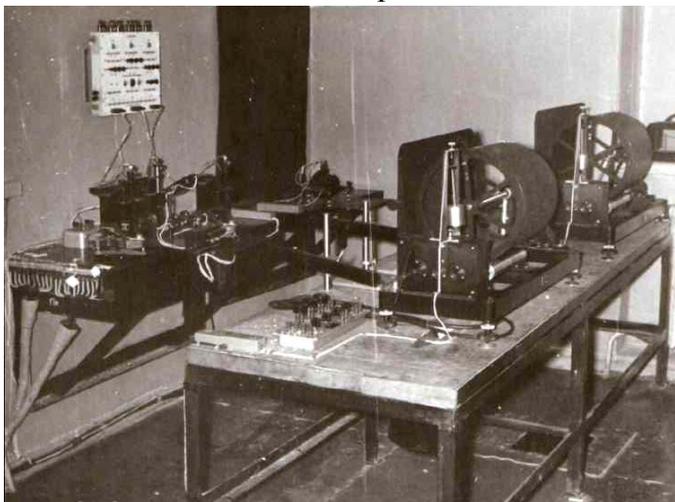


Рис.3 Регистрационная комната, комплекты СКМ-3, КПЧ.

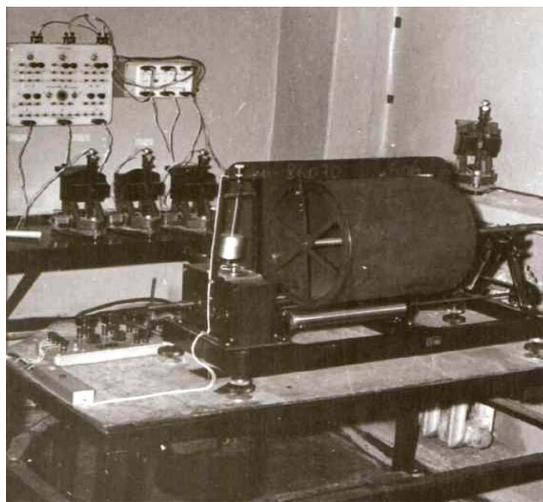


Рис.3,а Комплект СКД

В регистрационной комнате на двух столах размещались три регистрира типа РС-II, гальванометры для СКВМ-3, СКД и КПЧ-СКД; осветители для трех комплектов две панели ПРУОП, необходимых для определения параметров сейсмометров и гальванометров.

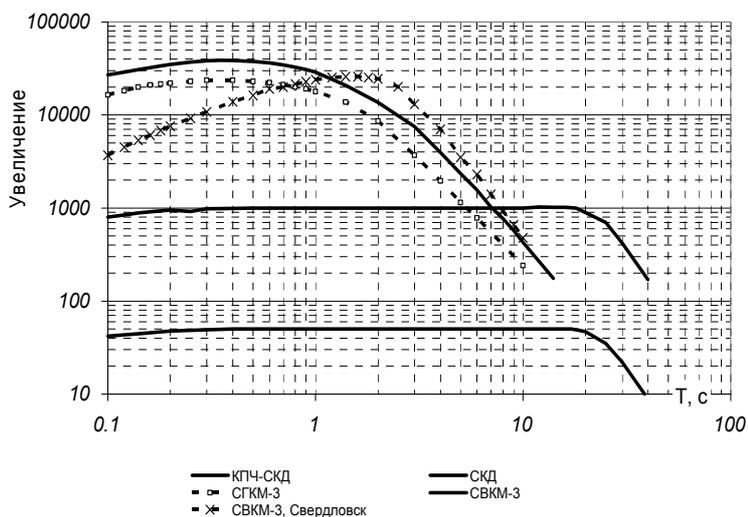


Рис.4. АЧХ сейсмостанции "Арти" и СВКМ-3 станции "Свердловск"



Рис.5 Пульт управления

Амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) станции представлены на рис.4. Перед выбором типа частотных характеристик было проведено изучение помех на территории обсерватории. Оказалось, что, возможно, установить увеличение вертикального сейсмометра СВКМ-3 38000. Для горизонтальных сейсмометров СГКМ-3 не удалось поднять увеличение выше 26000. Это было связано с помехами от Артинского завод по изготовлению кос.

Молоты для отбивания кос четко прописывались на горизонтальных компонентах. Можно было составлять графики работы этих молотов. Несмотря на это удалось установить 4-й тип типовой АЧХ, наиболее пригодной для регистрации местных землетрясений. На рис. 4 видно, что АЧХ СВКМ-3 станции "Свердловск" заметно отличается от СВКМ-3 станции "Арти" в области малых периодов. Поэтому взрывы на станции "Арти" регистрировались четче.

Пульт управления и блок питания располагались в соседней комнате. Одно из неприятных операций при пуске и остановке записи – это подача 5-ти секундных серий. В начале записи одной серии и в конце записи двух аналогичных серий. Было изготовлено устройство, которое при нажатии кнопки выдавал 5-ти секундную серию, при втором нажатии выдавалась вторая серия. Все это исключало индивидуальные ошибки, и облегчало работу.

Для полноценной работы сейсмологической станции и использования данных других станций необходимо знать её координаты. Специальной службы в Институте геофизики не было. Но заведовал лабораторией математикой геофизики Воскобойников Г.М., который по образованию был геодезистом. Мы обратились к Георгию Митрофановичу и он любезно согласился. Одну или несколько ночей он занимался наблюдениями. Затем выполнил теодолитный ход в наш бункер и выдал нам координаты постаментов в аппаратной. Итак, сейсмостанция "Арти" координаты:

56° 26' Северной широты и 58° 34' Восточной долготы. Определенные координаты станции "Арти" по Интернету показали несущественную разницу в секундах.

Вот те расчеты, которые выполнил Воскобойников Г.М.:

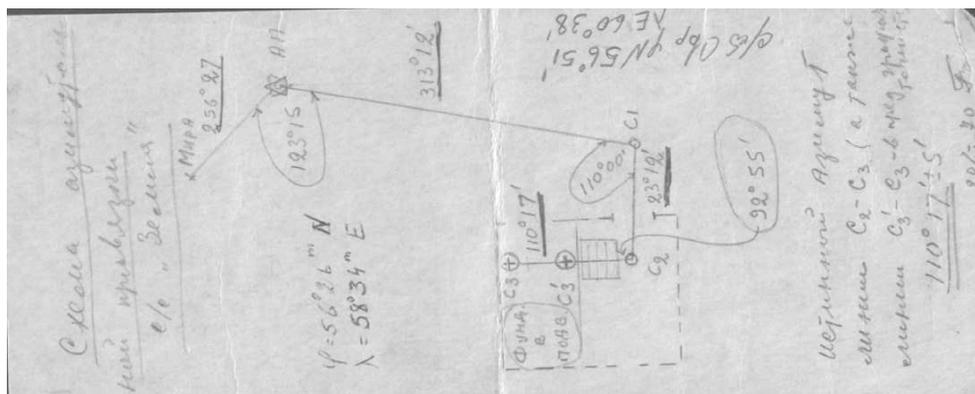


Рис.6. Рисунок, исполненный Воскобойниковым Г.М.

Работа сейсмической станции началась в ноябре 1970 года. В первые же годы наблюдений выяснилось, что местных землетрясений нет, регистрировались только взрывы в карьерах и чаще всего из Асбеста, о которых в лаборатории сейсмометрии было известно все. Землетрясений из района, о котором писали авторы работ /5,6/, не наблюдалось. Тогда зав. лабораторией Халевин Н.И. направил Ломакина В.С. в командировку в институт ВНИИГеофизика, от которого работали упомянутые авторы. При ознакомлении с отчетом о работах в юго-востоке Русской платформы было выяснено, что действительно зарегистрировано около 80 явлений, но обработано всего несколько. К тому же неизвестно, взрывы это или землетрясения. Как выяснилось позднее, в том районе имеется большое количество карьеров, а службы железной дороги взрывают без всяких уведомлений кого-либо.

В 1972 году была начата переписка с руководством Опорной сети ЕССН на предмет вхождения в ЕССН станции "Арти". В марте 1973 г было получено от Н.В. Кондорской письмо, о согласии принять станцию "Арти" в ЕССН. На это письмо был наш ответ:

ПРЕДСЕДАТЕЛЮ КОМИССИИ ПО ЕССН МСССС,
ЗАВ. ЦЕНТРОМ ОПОРНОЙ СЕТИ ЕССН
доктору физико-математических наук
Н. В. КОНДОРСКОЙ

На Ваше письмо от 23 марта 1973 г. сообщаем сведения о сейсмической станции "Арти":

1. Станция "Арти" работает с ноября 1970 г.

2. Исполняет обязанности зав. станцией мл. научный сотрудник В.С. Ломакин.

3. Сейсмограммы хранятся в Институте геофизики УНЦ АН СССР, почтовый адрес г. Свердловск 620169, ул. Первомайская, 91.

4. Почтовый адрес станции: индекс 623350, п. Арти, Артинского района, Свердловской обл. ул. Геофизическая 1, Экспериментальная геофизическая база Института геофизики (ЭГБИГ "Арти"), тел. 9-14-20

5. Высота над уровнем моря 250 м, подпочва - суглинок.

6. Полезная площадь, занимаемая сейсмической станцией, составляет 44 кв.м, из них:

а) регистрационная 17 кв.м.

б) аппаратурная 5 кв.м.

в) пульт управления станцией установлен в комнате площадью 12 кв.м.

Аппаратурная расположена в выносном павильоне, наземная часть которого имеет площадь 10 кв.м.

В аппаратурной установлен один постамент. План вышеперечисленных помещений прилагается (см. приложение 1).

На станции установлены два комплекта сейсмографов: СКМ-3 и СКД. Сейсмографы СКД с гальванометрами ГК-VII имеют стандартные амплитудно-частотные характеристики и увеличение. Развертка записи 30 мм/мин. Кроме того, имеется канал пониженной чувствительности (КПЧ, СКД) с увеличением 55, амплитудно-частотная характеристика каналов КПЧ прилагается (см. приложение 2). Величина развертки записи КПЧ-15 мм/мин. Запись непрерывная на регистроре РС-II.

Сейсмографы СКМ-3 с гальванометрами ГК-VII, $T_g = 0,45$ сек. Амплитудно-частотные характеристики (см. приложение 3). В ближайшее время параметры этого комплекта могут быть изменены с целью повышения увеличения в левой части характеристики и, возможно, уменьшения увеличения на горизонтальных каналах. Последнее определение постоянных сейсмографов выполнено 25-28 апреля с.г.

В настоящее время станция размещается в свободных комнатах павильона магнитной станции. В дальнейшем для сейсмической станции будет построено специальное подземное сооружение (штольня на глубине 25 м). В штольне будут располагаться аппаратурные комнаты. Регистрационные и вспомогательные помещения выносятся в наземное здание.

Зав. лабораторией сейсмометрии Института геофизики УНЦ АН СССР (Н.И. ХАЛЕВИН)

И.О. Начальника станции "Арти" младший научный сотрудник (В.С. ЛОМАКИН)

После этого письма в оперативных бюллетенях ЕССН стали публиковать данные станции "Арти" и ей был присвоен индекс: "ARU". Более подробно о станции "Арти" начального периода изложено в работе Ломакина В.С. /7/.

Литература:

1. Мушкетов И.В. Материалы для изучения землетрясений России. С.-Петербург. Типография А.С. Суворина. 1891, ч I, 65 с. ч II, 108 с.
2. Мушкетов И., Орлов А. Каталог землетрясений Российской Империи. Санкт-Петербург. Типография императорской АН. 1893. 580 с.
3. Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. Из-во АН СССР, Москва-Ленинград 1940, 13 с.
4. Левицкая А.Я. Землетрясения Урала. Землетрясения в СССР. М., АН СССР, 1961. С.384-386.
5. Померанцева И.В., Мозженко А.Н., Соколова И.А., Егоркина Г.В.. Применение сейсмологических станций «Земля» при изучении строения юго-востока Русской платформы.- Докл. АН СССР, 1965, т.163, №1.
6. Померанцева И.В., Егоркина Г.В., Соколова И.А., Мозженко А.Н., Баскова Л.П., Шумилина Л.С. Записи местных землетрясений и взрывов, полученных при работах со станциями «Земля» в районах с различным геологическим строением. – Прикладная геофизика, 1969, вып.54.
7. Ломакин В.С. Новая сейсмическая станция на Урале (п. Арти). Земная кора и верхи мантии Урала. УНЦ АН СССР. Свердловск. С.73-79.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА УДАРООПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ДЕЙСТВУЮЩИХ ШАХТАХ

В.С. Ломакин

Уральский филиал ОАО ВНИМИ, Екатеринбург

Прогноз удароопасности на шахтах на основе сейсмологических наблюдений впервые получил практическое применение на Североуральских бокситовых месторождениях, являющихся в России самыми удароопасными рудниками в 70-80 годах XX столетия. И получил официальное название "региональный прогноз удароопасности шахтных полей" [1]. В 1979 г на руднике установлена сейсмическая станция, охватывающая своими наблюдениями два действующих шахтных поля размером 3×4 км.

Технические параметры сейсмологической аппаратуры позволили решить целый ряд практических задач и разработать методику регионального прогноза удароопасности, которая вот уже более 25 лет успешно используется на практике в действующих шахтах Североуральских месторождений. Сейсмологическая сеть постоянно расширяется, модернизируется в зависимости от изменений рабочей зоны шахтных полей.

Основы этой методике нашли применение и на других месторождениях России, где отмечаются динамические проявления горного давления в виде горных ударов различной энергии.

В качестве основных и вспомогательных задач позволивших внедрить в практику региональный прогноз горных ударов следует отметить следующие решения:

- определены основные принципы установки сейсмоприемников в подземных условиях действующих шахт;
- определены некоторые отличия записей естественных сейсмических и технологических взрывов производимых в пределах или вблизи шахтных полей;
- установлен частотный диапазон регистрирующей аппаратуры позволяющей уверенно фиксировать сейсмические явления с заданной энергией, для регионального прогноза принимается энергия явлений от 100 джоулей и выше;
- определено необходимое количество сейсмических пунктов регистрации в зависимости от размеров шахтного поля подлежащего контролю удароопасности при заданном минимальном энергетическом уровне сейсмического явления;
- разработаны принципы построения сейсмической сети (расстановки сейсмоприемников в пределах шахтного поля) для обеспечения надежного определения координат (локации) любых динамических явлений происходящих внутри сети с заданным энергетическим уровнем;
- разработана методика определения скоростей в шахтных условиях путем передачи на сейсмостанцию отметки момента подземного взрыва в реальном времени;
- разработана программа определения координат сейсмических явлений в автоматическом режиме определения времен первых вступлений продольных волн и полуавтоматическом с возможностью контроля программных решений оператором;
- определена зависимость сейсмической энергии от длительности записи сейсмического явления на небольших удалениях от очага;
- разработана методика построения карт регионального прогноза удароопасности в нескольких вариантах;
- освоена методика определения подвижек в очагах горных ударов;
- разработаны схемы интерпретации первых вступлений в зависимости от положения сейсмометра при горном ударе в целике, тектоническом нарушении и направлении подвижек при этом;
- разработан целый ряд анализов на основе базы данных о сейсмических явлениях в том или ином участке шахтного поля или шахтных полей позволяющих уточнить региональный прогноз горных ударов;
- показана возможность регионального прогноза в объёмном варианте;

- и многие другие вспомогательные решения.

Несмотря на успешное использование метода регионального прогноза, за длительный период времени обозначились некоторые вопросы, требующие уточнений и решений на основе дополнительных исследований.

Так определение точечных координат очагов горных ударов и размеры неупругих разрушений при их расследовании позволяют утверждать, что обозначение очага только тремя значениями координат является лишь первым приближением пространственного положения динамического разрушения горных пород. То есть, очаг это не точка, и в этом нет никаких сомнений. Просто из-за незнания истинных размеров и пространственного положения очага мы пользуемся такими упрощениями. А достоверность выполнения прогноза зависит от качества исходных данных, являющихся основой прогнозных действий. Поэтому дальнейшее усовершенствование и разработка прогноза горных ударов должно базироваться в первую очередь на повышении точности определения координат сейсмических явлений, трехмерного размера очага. Точность определения координат зависит от: знания достоверной скорости продольных волн в направлении на каждый пункт регистрации сейсмической станции; от точности отсчета времени пробега продольной волны на отрезке очаг-пункт наблюдения и от идентичности аппаратуры регистрации сейсмических волн.

Определение скорости до настоящего времени осуществляется путем записи взрыва с одновременной передачей на тот же носитель отметки момента взрыва. При качественном исполнении этим методом можно установить время не хуже 0,001 с, то есть оценить скорость с ошибкой 4-6 м/с. Но такая схема передачи отметки момента взрыва довольно громоздкая в исполнении и поэтому большой набор таких данных не всегда возможен. А в реальности требуется как раз наоборот, чем больше таких определений, тем точнее знание скоростей и определение координат очагов сейсмических явлений.

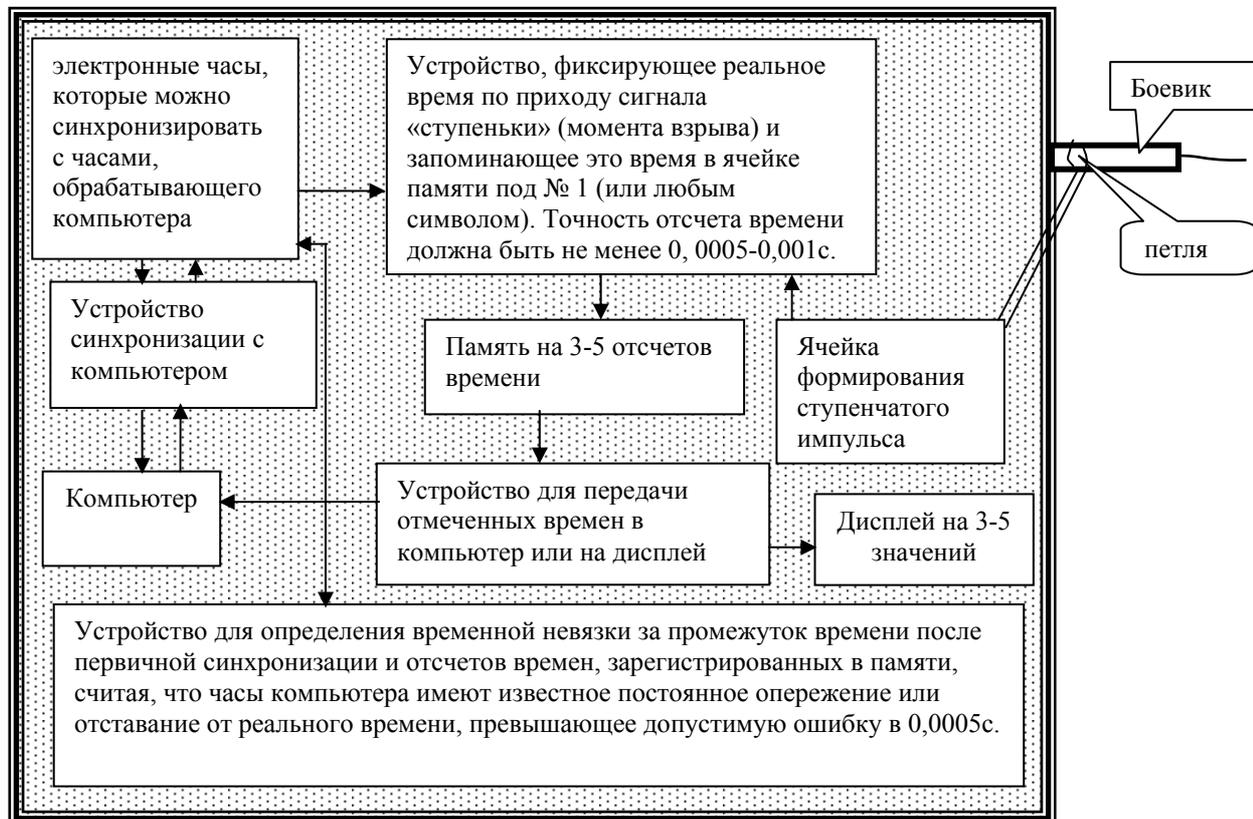


Рис. 1 Блок-схема устройства (прибора) фиксации реального времени момента взрыва.

На рис.1 приведена блок-схема устройства, позволяющего избежать многих трудностей при передаче отметки момента взрыва, и за одно посещение шахты передать моменты

нескольких взрывов. Тем самым повысить знание распределения скоростей в шахтном поле. На рис. 1 дано пояснение к каждому блоку устройства (прибора). На практике передача отметки производится следующим образом:

1. Оператор синхронизирует время устройства со временем компьютера, устанавливающего "временные метки" на сейсмограмме.
2. С этим устройством он опускается в шахту к местам взрыва. Там накладывает на боевик (в присутствии взрывника) петлю и подсоединяет эту петлю к ячейке формирования ступенчатого импульса, см. рис.1.
3. При взрыве петля разрывается, в ячейке формирования ступенчатого импульса фиксируется реальное время взрыва с точностью 0,0005-0,001с.
4. Это время фиксируется с указанной точностью в памяти прибора. При регистрации времени другого взрыва указанный процесс повторяется. В памяти может быть зафиксировано 3-5 времен.
5. Далее оператор поднимается на поверхность. На сейсмостанции он подключает устройство к компьютеру и производит сверку времени устройства и времени компьютера. Если есть расхождение, то во времена взрывов вносится поправка (плюс или минус в соответствии с реальным временем взрывов и ходом часов), чтобы обеспечить заданную точность.
6. Затем времена взрывов заносят в компьютер полуавтоматически или вручную в блок обработки сейсмограмм взрывов.
7. Далее производится обработка сейсмограмм по известной методике. При необходимости в программу вносят дополнение для расчета скоростей по взрывам для каждого пункта наблюдения.

При наличии нескольких приборов процесс изучения скоростей шахтного поля можно существенно ускорить. Кроме того, в процессе отработки месторождения могут меняться пути прохождения упругих волн, поэтому контроль скоростей должен быть постоянным по мере развития горных работ.

Помимо знания скоростей необходимым условием при определении координат является надежность в определении первого вступления продольной волны на каждый пункт наблюдения. А это в свою очередь зависит от идентичности и частотного диапазона регистрирующей аппаратуры, частотного спектра очага сейсмического явления, амплитуды первого вступления, которая зависит от энергии в очаге и удаленности пункта регистрации от очага, от условий установки сейсмоприемника. Кроме того, точность отсчета времен зависит от идентичности всей аппаратуры входящей в сейсмическую сеть, являющейся основой определения координат очага сейсмического явления. Все пункты наблюдения входящие в сеть наблюдений должны работать идентично, т. е. одним откликом на единичное событие при условии установки в одном месте. Можно, например, контролировать идентичность путем сравнения записей каждого сейсмоприемника, входящего в сейсмическую сеть, с одним сейсмодатчиком, принятым за эталон установленный в одном месте с контролируемым. Этот вариант приемлем при шахтных наблюдениях и не должен вызывать особых трудностей.

Детальное знание скоростей продольных волн и уверенное определение времен первых вступлений позволит более надежно определять координаты очага. В настоящее время правильность определения координат очага оценивается по невязке Δt_0 , времени в очаге, и корректируется в случае невязки изменением времени пробега t_p по какому-либо (обычно неуверенному каналу) или значением скорости добываясь, чтобы значение Δt_0 было близким к нулю.

В случае надежного определения времен пробега и надежных определений скоростей невязка может и не стремиться к нулю. Известно, что скорость вспарывания пород при разрушении в очаге меньше продольных волн, поэтому эта невязка может характеризовать размер очага. Можно также опробовать вычислять размер очага по длине разрыва в очаге [2]определяемом совместно с сейсмическим моментом.

Наблюдения в шахтных условиях выгодно отличаются от сейсмологических. Так как в большинстве случаев очаг горного удара равномерно окружен пунктами наблюдений. В этом случае излучения из очага могут быть определены по различным азимутам и тем самым появится возможность охарактеризовать очаг в различных направлениях, а в случае выхода очага в открытое пространство его размеры могут быть непосредственно сравнены с расчетными величинами.

На рис.2 представлены сейсмические явления на удароопасном участке шахтного поля Североуральского рудника [3]. Если рассматривать эти явления только в плане, мы получим несколько искаженную картину удароопасности. Очаги в плане "накладываются" друг на друга и оценка сейсмической активности, хотя она и будет высокой, но в деталях опасные места могут быть различимы только на разрезах по совмещенным очагам сейсмических явлений, рис.3,4. Как видно из разрезов, не всегда очаги разделяются между собой. Причиной этого может быть недостаточно точное определение координат и формы очагов, смотри, например, разрез X – X рис.4 и рис.2. Поэтому детальное и надежное определение скоростей и времен пробега продольных волн становится необходимым условием. По общей оценке на данном участке координаты определены с точностью ± 25 м. Поэтому соприкосновение очагов может быть в виду ошибок в определении координат из-за принятия в расчет скоростей отличающихся от истинных значений или из-за ошибки в определении времен пробега продольной волны на участке очаг-пункт наблюдения.

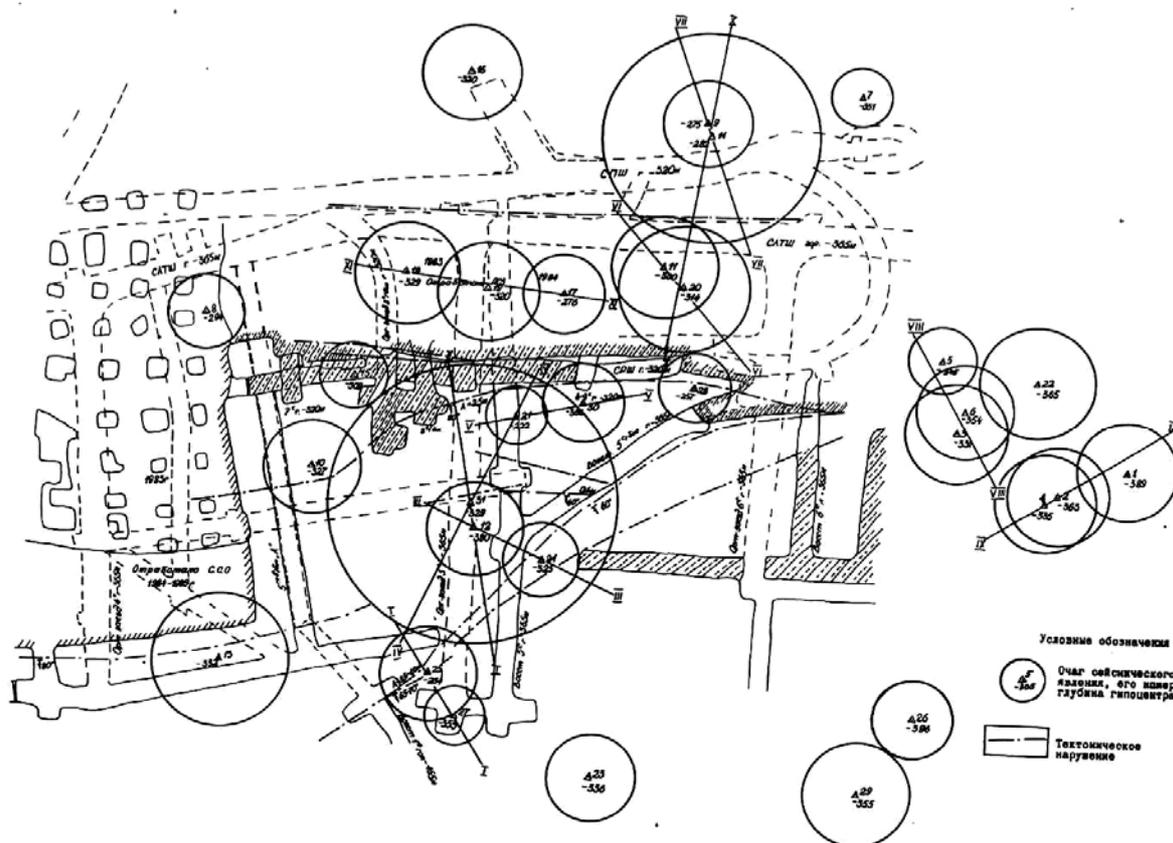


Рис. 2. Очаги сейсмических явлений в плане рудной залежи, блок 5^с, гор. – 365 м, шахты 15-15 бис.

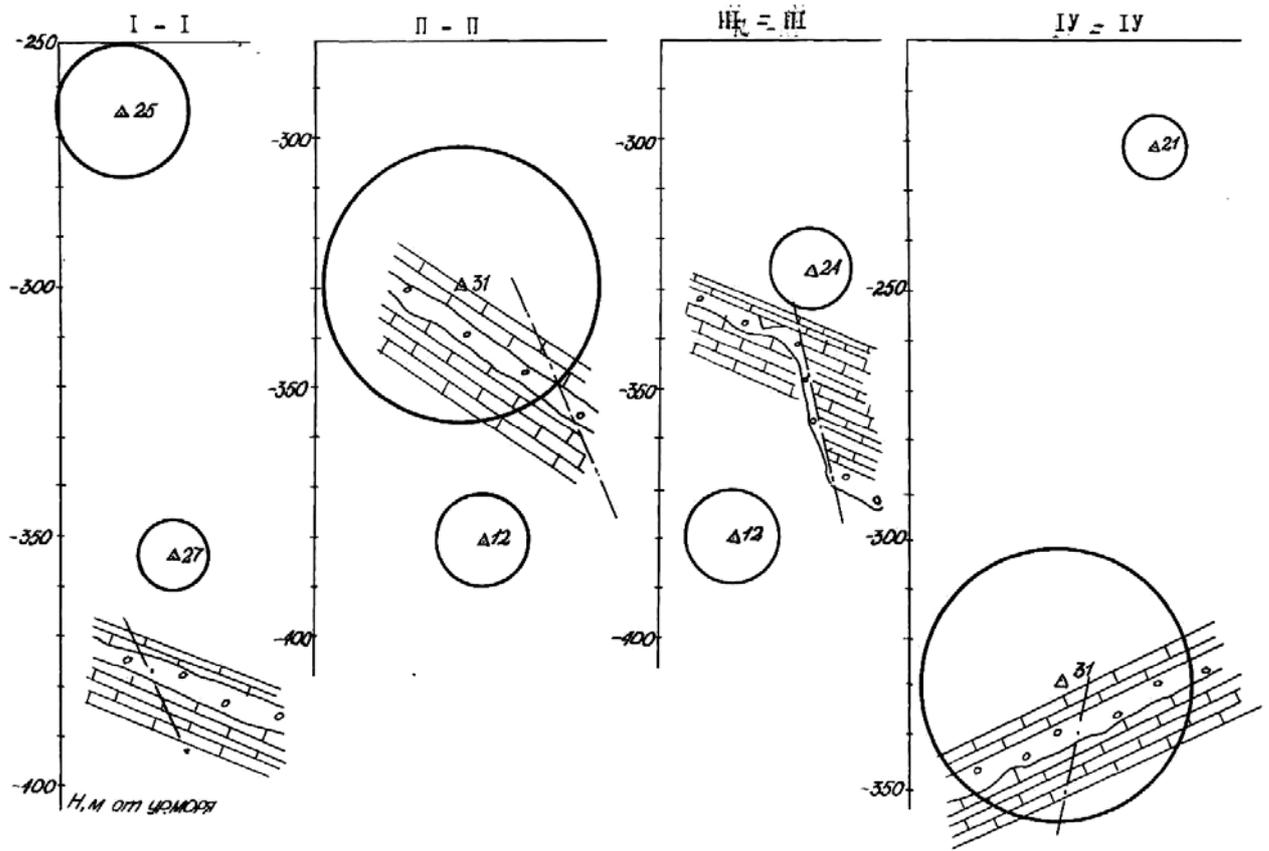


Рис. 3 Разрезы по линиям: I-I; II-II; III-III; IV-IV; см. также рис.2.

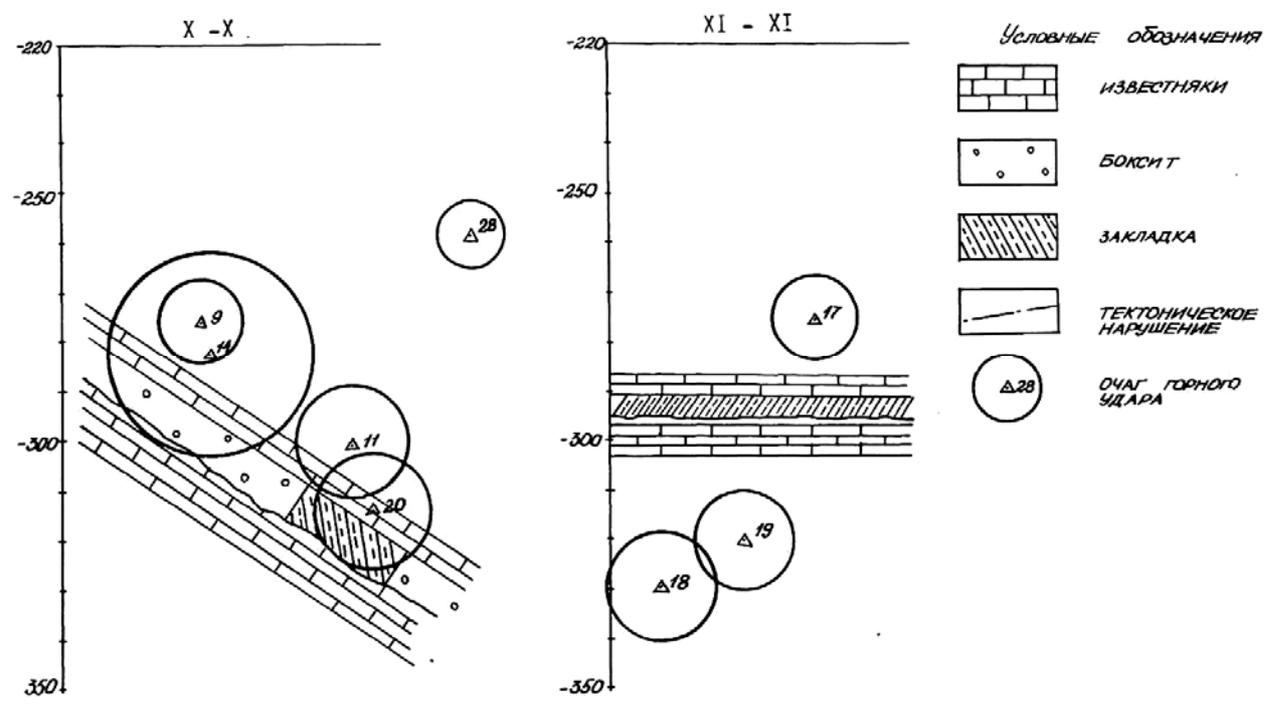


Рис.4 Разрезы по линиям: X-X; XI-XI; см. также рис.2.

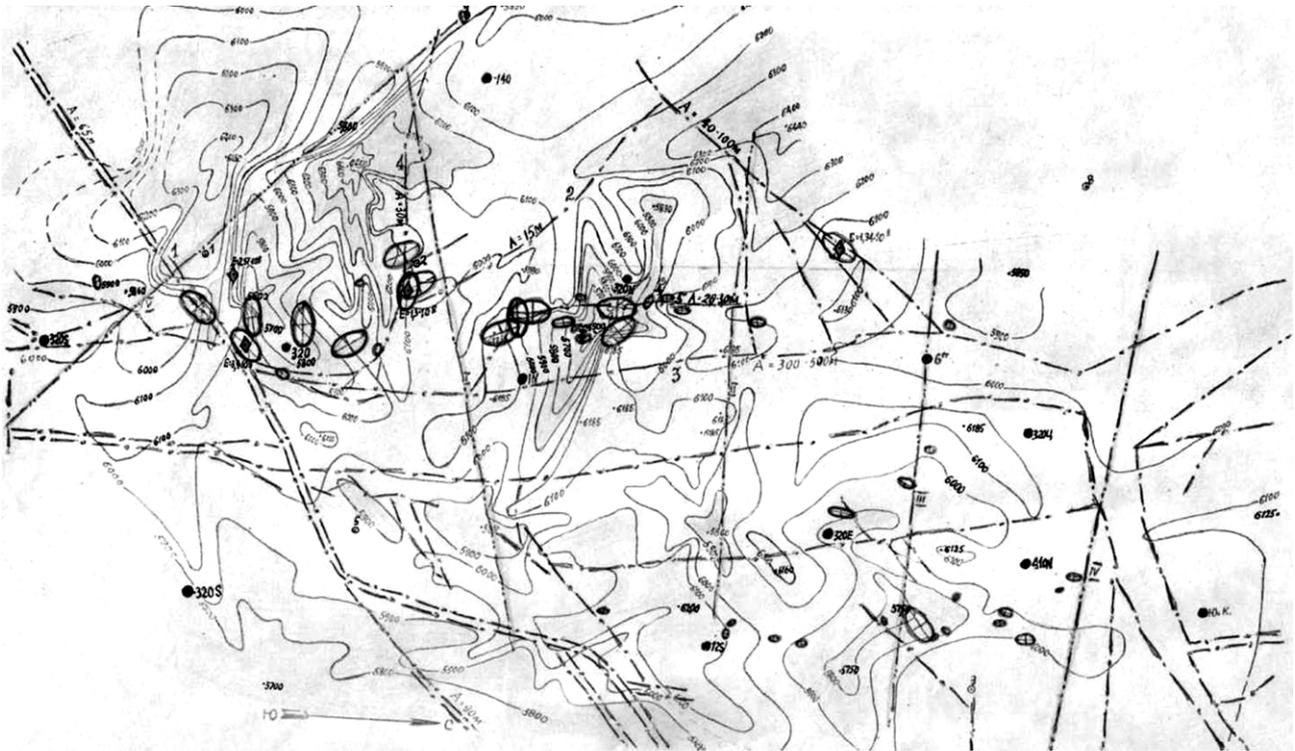


Рис. 5 Карта сейсмических скоростей по шахтам 15-15 бис и 14-14 бис Североуральских месторождений и наиболее сильные горные удары на соответствующий период.

На рис. 5 отображена карта скоростей, построенная на основе определений скоростей, которые проводились для определения координат сейсмических явлений. Шахтные поля были разделены на ряд областей с определенными скоростями на каждый пункт наблюдения. На основе этих данных построена карта. Как оказалось, наиболее сильные горные удары тяготеют к областям, где наибольшие градиенты скоростей, тектонические нарушения. Зная распределение скоростей сейсмических волн по шахтному полю с достаточной детальностью, можно провести предварительный региональный прогноз одновременно по всему шахтному полю и использовать эти данные при проектных работах.

Таким образом, существенное уточнение координат и размеров очагов позволит повысить уровень прогноза горных ударов за счет более точной локации зон разрушения. Введение объемного изображения шахтного поля, и построение объемного прогноза, где обозначены сейсмические явления, их форма и размеры, позволит наглядно видеть удароопасные зоны, расположение их относительно проектных и действующих выработок.

Литература:

1. Ломакин В.С. Региональный прогноз удароопасности на основе сейсмологических исследований. Дис. на соиск. ученой степени канд. техн. наук. Л.: ВНИМИ, 1984.
2. Захарова А.И., Чепкунас Л.С. О связи величины сейсмического момента с типом дислокации в очаге. В сб. Физика сейсмических волн и внутреннее строение Земли. М.: Наука. 1983, с.98-105.
3. "Разработка и внедрение комплекса мер предупреждения горных ударов в сложных условиях ведения горных работ на шахтах ПО СУБР. Отчет НИР. Руководитель Ломакин В.С. Свердловск: Уральский филиал ВНИМИ, 1988. 137с.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В СЛОЖНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ

Лютюев В.А., Пономарева Т.А.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
valutoev@geo.komisc.ru

Электроразведка является неотъемлемой частью рационального комплекса геофизической разведки полезных ископаемых. Несмотря на то, что на сегодняшний день хорошо проработана теоретическая база и решены многие практические задачи для многослойных кривых вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), тем не менее, очень часто в процессе их интерпретации возникают вопросы, связанные с построением геолого-геоэлектрического разреза. Как показывает практика, сильное влияние на результативность исследований оказывают геолого-технические условия проведения полевых работ. К неблагоприятным условиям можно отнести такие факторы, как углы наклона геологических границ более 18° , высокоомные покрывающие толщи исследуемого разреза для постоянного тока или низкоомные для переменного тока, отсутствие явно выраженного опорного горизонта, неустойчивая поляризация электродов, поверхностный эффект, влияние приповерхностных неоднородностей и многое другое. В каждом таком случае приходится искать свой вариант решения.

Характер распространения электрического тока в различных моделях геологической среды подробно рассмотрен в работах, посвященных электроразведочным исследованиям [1–3]. Авторы приводят примеры расчета физических моделей различных теоретических сред, отличающихся друг от друга проводимостью и мощностью. Физическое моделирование применяется для получения приблизительной картины, так как фактически невозможно точно отобразить сложную природную среду. Но и эта картина позволяет оценивать порядок физических величин геологического разреза.

Рассмотрим моменты интерпретации кривых ВЭЗ для относительно сложных геологических объектов, полученных в период исследований с 2004 по 2007 гг., на Западном склоне Северного Урала (район р.Дубровка), на Восточном склоне Приполярного Урала (район р.Большая Хосая). Все эти районы осложнены геоморфологическими и геотектоническими факторами. Для того чтобы проследить логическую цепочку появления ошибок при построении геоэлектрических разрезов сначала рассмотрим пример интерпретации кривых ВЭЗ, полученных на равнинной территории, отвечающей классическим канонам проведения ВЭЗ: горизонтально-слоистый разрез с углами наклона пластов близкими к нулю градусам, четкая дифференциация горных пород по сопротивлению, наличие скважинного материала, хорошая геологическая изученность территории. Таким условиям отвечает район с. Вильгорта, где были проведены площадные исследования ВЭЗ с 1999 по 2001 гг. по поиску воды для нужд города.

Выберем профиль (вблизи с. Вильгорт), на этом профиле получим ряд кривых, которые меняют свои конфигурации по ходу исследования. Левая его часть представлена трехслойными кривыми типа К (ПК 1-3), центральная – пятислойными кривыми типа КQQ (ПК 4-7), правая – трех-четырёхслойными типа Q (ПК 8) и QQ (ПК 9-10). Все типы кривых имеют четко выраженную правую асимптоту, со значениями в нижнем слое $\rho_k=1-6$ Ом, которая может послужить опорным горизонтом при вычислениях удельных сопротивлений в промежуточных слоях. Применяя программу обработки IPI2WIN и учитывая качественную характеристику кривых ρ_k , а также значение опорного горизонта $\rho_k=\rho_n=1-6$ Ом, строим модель начального приближения с подбором эквивалентных кривых. В результате полученные эквивалентные кривые находятся в пределах допустимых ошибок измерений практических кривых 1-5%, что говорит о приближении однозначности решения (рис. 1). Далее, обращаясь к подпрограмме IPI_res3 программы обработки IPI2WIN, получаем по каждому пикету исследований вертикальное распределение КС и, соединяя их условными линиями примерно одного и того же значения, получаем мощности распределения этих

удельных сопротивлений по изучаемому разрезу. Таким образом, полученная модель эквивалентных кривых фактически соответствует модели практических кривых. В целом, промежуточные слои горизонтально-слоистой модели достаточно выдержанны и распространяются на сотни метров, что дает право на применение дополнительных данных, в частности скважинного материала, полученного со скважины № 8, находящейся вблизи ПК 3. Для наглядности сравнение полученных мощностей слоев и их удельных сопротивлений геоэлектрической модели с керновым материалом скважины приведем в таблице.

Таблица. Сравнение геоэлектрической модели и керна материала

геоэлектрическая модель			скважина № 8		
номер слоя	мощность, м	ρ_p , Ом·м	номер слоя	мощность, м	Описание горных пород
1	0.5	57.3	1	0.4	почвенный слой
2	3.4	11	2	3.5	глина тугопластичная
3	2.7	60	3	2.9	песок с галечником, обводненный
глубина опорного горизонта 6.6 метров		6	глубина отложений триаса 6.8		глина красно-бурая и сине-зеленая, плотная, аргелитоподобная

Как видно из таблицы, значения модели и скважины имеют хорошую сопоставимость, поэтому с уверенностью можно закрепить близкие параметры по профилю, провести группирование по разбросу значений и на основе данных скважины присвоить каждому выделенному слою литологическое название с параметрами удельного электрического сопротивления, построить геоэлектрический разрез (рис. 2).

Обратимся теперь к интерпретации кривых ВЭЗ, полученных в более сложных геологических разрезах, характеризующихся резкими изменениями геометрических параметров возмущающих объектов, влияниями экранирующих горизонтов, а также недостаточным количеством вспомогательного геолого-геофизического материала в виду слабой изученности территорий. Проведем совместное рассмотрение алгоритма построения геоэлектрического разреза обозначенных участков. При этом мы исходим из того, что кривые КС получены при обязательном соблюдении технологических условий проведения полевых исследований и устранения при возможности неблагоприятных факторов влияющих на результаты измерений перечисленных выше.

На рис. 1 приведены характерные полевые КС (черная линия с кружочками) ВЭЗ исследуемых районов. На первом этапе полевые кривые КС необходимо привести в кривые, отвечающие условиям горизонтально-слоистой модели, т.е. подобрать эквивалентные кривые с максимальной их сходимостью с полевыми (прерывистые линии). Рассмотрим кривую ρ_k на участке исследований "Дубровка" в верхней части она имеет хорошую сходимость с теоретической кривой, отвечающей условиям эквивалентности, но при измерениях разном $AB=500$ м имеет резкий перегиб (более 45°) в сторону правой асимптоты, что указывает на отклонение от условий пригодных, для проведения ВЭЗ. Это говорит о влиянии поверхностного эффекта, который возникает при измерениях с большими разносами в породах с высоким удельным сопротивлением. В этих условиях значительно возрастает электродвижущая сила индукции в момент подачи напряжения на токовые электроды. Поэтому, чтобы кривые такого вида проинтерпретировать, необходимо провести следующее перестроение: не нарушая плавности кривых кажущихся сопротивлений сместить точки, не отвечающие данным условиям, влево, чем подготавливаем подбор оптимальной эквивалентной кривой. Что касается участка р.Хосая рис. 1, то здесь экранирующее влияние также сказывается, но в меньшей степени в виду более благоприятных условий проведения ВЭЗ на этом участке. При разном $AB=180$ м токовые линии проходят по поверхности глин. Далее, увеличивая разном AB до 240 м можно было

увидеть, что токовые линии начинают экранироваться и скользить по поверхности высокоомных карбонатных пород. Здесь также вышеописанным методом проводим преобразование кривой и затем проводим машинную обработку с вычислениями удельного электрического сопротивления и его мощности.

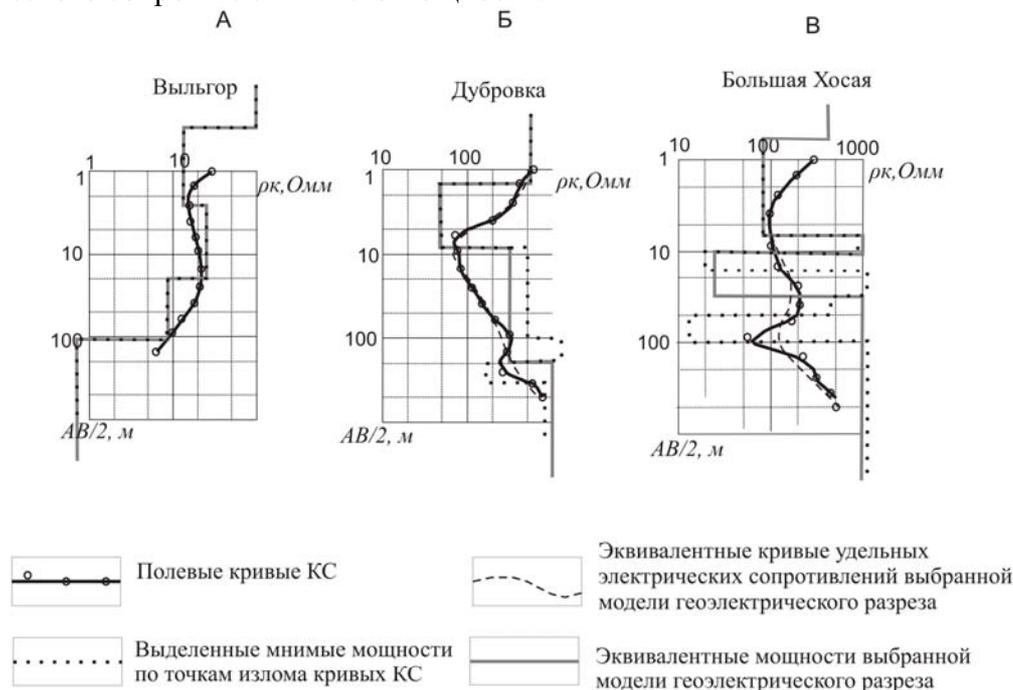


Рис. 1. Характерные кривые КС на различных участках исследований ВЭЗ и их преобразование

Очень часто в перечисленных выше районах проведение электроразведочных исследований осложнялось тем, что питающие и приемные электроды оказывались в скальных или грубообломочных грунтах, которые представляли собой отложения доломитов, известняков, сланцев и песчаников. Все они имеют довольно высокое удельное электрическое сопротивление, которое сильно сказывалось на результатах измерений. В таких местах увеличение разносов токовых электродов мало влияло на величину изменения удельного электрического сопротивления ρ_k , что говорило о том, что максимальное значение $\rho_k = \rho_n$. Если опорный горизонт представлен этими же породами, то можно считать, что правая асимптота соответствует ρ_n опорного горизонта и поэтому есть смысл использовать эти значения в вычислениях по определению промежуточных слоев. Такой точкой измерения в наших выбранных профилях является ПК 1 – для района "Большая Хосая" (рис. 2). Удельное электрическое сопротивление этих пород высокое и находится в пределах $\rho_n = 1000-10000$ Ом·м. Если по мере увеличения разноса токовых электродов удельное электрическое сопротивление начинает уменьшаться, значит верхний слой представлен материалом сноса карбонатных отложений и покрывает рыхлые толщи с более низкими удельными электрическими сопротивлениями. Обычно эти обломочные породы имеют небольшую мощность - от полуметра до первых метров, как например для "Дубровки" в ПК 8, 9, 10 (рис. 2). Резкий переход значений удельных электрических сопротивлений от низкого - в глинах к высоким - в известняках, приводит к эффекту экранирования при работе с постоянным током. Силовые токовые линии при наличии экрана скользят вдоль высокоомной поверхности карбонатных пород. Такое явление можно заметить при замере разности потенциалов, которая принимает низкие значения при небольшом падении значений силы тока. В результате при большой глубине залегания низкоомного горизонта невозможно снять значения ρ_k в опорном низкоомном горизонте. Поэтому необходимо увеличить разнос токовых электродов, доведя их до максимально возможного. Для участка исследований "Большая Хосая" при измерениях до глубины 100 м, разносы АВ достигали 1500 м. Этих

разносов для уверенного определения глубин опорного горизонта не хватило, поэтому неуверенные точки глубин были получены в ПК 8, 9, 10.

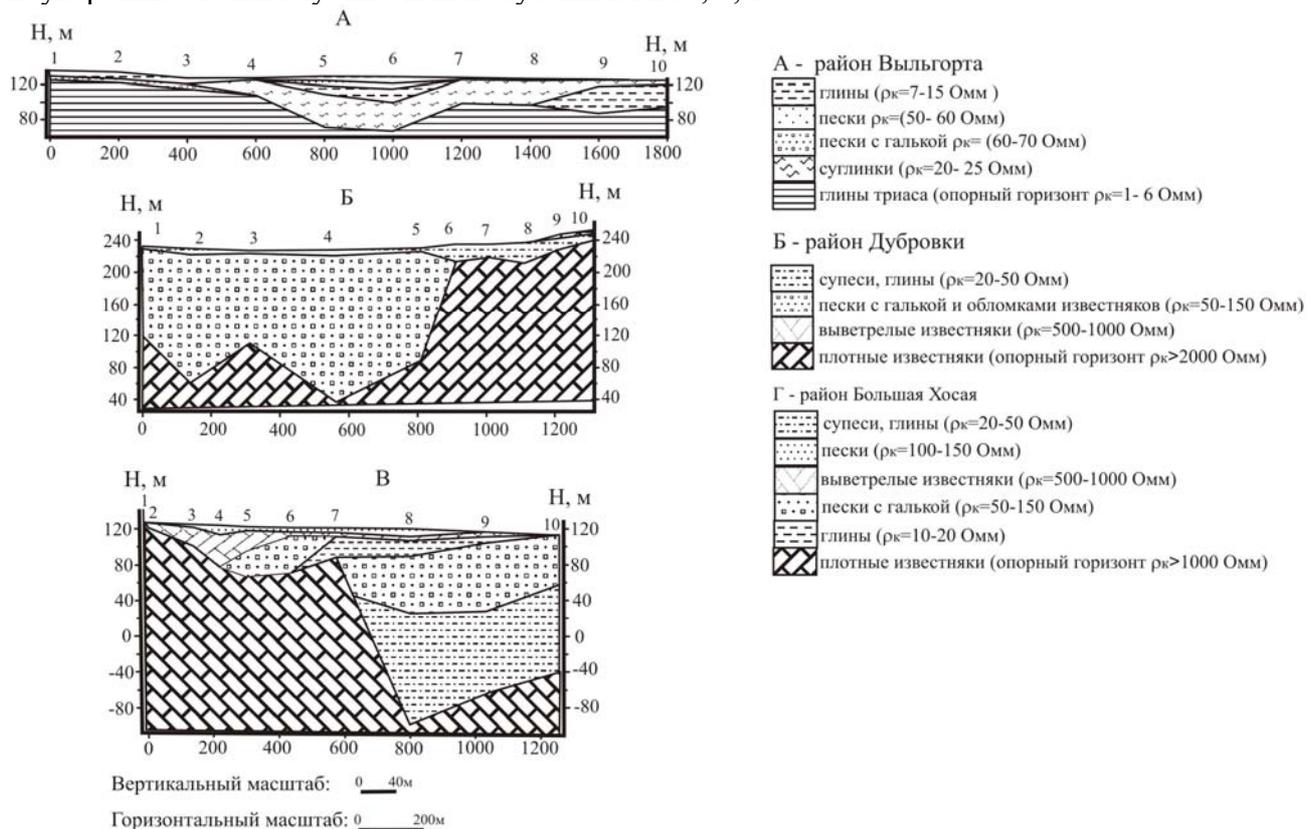


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы на участках работ: Вьльгорт, Дубровка, Большая Хосая

Таким образом, можно прийти к общим выводам и рекомендациям:

1. Эквивалентные кривые, совместимые с кривыми КС, и приемлемые геологически, могут быть основой при построении геоэлектрического разреза.
2. Эквивалентные кривые, не совместимые с кривыми КС по ряду причин, связанных с затрудняющими и искажающими факторами, используют в построении геоэлектрического разреза после преобразования кривых КС и его результаты применяют в построении геоэлектрического разреза.
3. Для построения более объективной картины геологический разрез необходимо строить в два этапа: на первом этапе - без учета геологических (описание горных пород с указанием мощностей) и геофизических (предыдущие исследования различными методами) данных; на втором этапе – с широким привлечением всего геолого-геофизического материала.
4. Сами электроразведочные работы следует проводить с учетом местных условий для каждой точки наблюдений и учитывать их в дальнейшем при интерпретации на первом этапе.

Литература:

1. Дахнов В.Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений. 2-е издание. М.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1953. -497с.
2. Куфуд О. Зондирование методом сопротивлений. М.: Недра, 1984. 270с.
3. Хмелевской В.К., Бондаренко В.М. Электроразведка: Справочник геофизика. Книга первая. – М.: Недра, 1989. -438с.

ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОСРЕДСТВОМ АНАЛИЗА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПО НОВЫМ ТЕХНОЛОГИЯМ

Мавричев В.Г.¹, Молодцов И.В.¹, Петрова А.А.¹, Ладнер Г.А.¹,
Атаков А.И.², Боровский М.Я.³, Масагутов Р.Х.⁴, Якимов А.С.⁵

1-ФГУ НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург

2-ГНПП «Севморгео»; Санкт-Петербург

3-ЗАО НПО «Репер», г. Казань

4-ООО «Геопроект», г. Уфа

5-ОАО «Рутек», г. Москва

mavrichev@mail.ru

Нефтегазоносные провинции Российской Федерации к востоку и западу от Урала охвачены аэромагнитными и гравиметрическими съёмками масштаба 1:200 000. Практически Предуральский краевой прогиб и зона передовых складок Урала закрыты аэромагнитными съёмками нового поколения масштаба 1:50 000, частично 1:25 000. Крупномасштабные гравиметрические съёмки проведены на отдельных площадях. Тем не менее, материалы ретро и качественно новых грави-магнитных съёмок, в т.ч. в аэроварианте, могут служить основой для получения новых знаний в результате обработки и анализа потенциальных полей набором современных программ.

Одним из новых приёмов интерпретации и визуализации геолого-геофизических данных является построение томографических разрезов, дополняемые изучением спектрального состава потенциальных полей, выявление их «тонкой» структуры, отвечающей в разрезе осадочного чехла и фундамента локальным неоднородностям с резко пониженными магнитными и плотностными свойствами пород. Технология построения геолого-геофизических разрезов внедряется отделом аэрометодов ФГУ НПП «Геологоразведка», апробирована на материалах прошлых лет и новых, в основном, крупномасштабных аэрогеофизических (аэромагнитных) и среднемасштабных (1:200 000 и крупнее) наземных гравиметрических съёмок на перспективных площадях практически во всех нефтегазоносных провинциях Российской Федерации и шельфе.

Технология геологического моделирования по параметрам потенциальных полей построена на итерационном процессе последовательного анализа различных длин волн, оценки глубины залегания и интенсивности аномалиеобразующих источников с учетом влияния локализованных особенностей полей. Способы локализации источников объединяют методы разделения полей на составляющие, соответствующие структурно-вещественным неоднородностям, с методами инверсии полей в классе сингулярных источников. В результате определяются организованные по геометрическим характеристикам совокупности аномалиеобразующих источников по интенсивности, плотности в пространстве и по соответствующим им спектрам. Распределение источников в нижнем полупространстве - одна из возможных геологических («томографических») моделей. Считается, что геометрические формы распределения в плане и в разрезе параметров источников потенциальных полей содержат информацию о выделенных вещественно-структурных неоднородностях, их структуре и различиях вещественного состава слагающих их пород.

Как показала практика выполнения томографического анализа геолого-геофизических данных над хорошо изученными профилями бурением (Уральский, Зилаирский и др.) и сейсморазведочными работами ОГТ-2Д (Уралсейс, РГП и др.), а также поисково-оценочными по площадям в пределах известных месторождений УВ и перспективных структур решаются следующие геологические задачи: 1) выявление и изучение (уточнение) иерархического ряда разрывов и их тектонических зон; 2) изучение особенностей структуры, состава и состояния комплексов, определяющих пространственное распределение вещественно-структурных неоднородностей чехла и фундамента; 3) выявление закономерностей размещения различных видов минерального сырья, в т.ч. углеводородного, и разработка критериев их прогноза.

Метод спектрального пространственного анализа (СПАН) позволяет исследовать особенности структуры гравимагнитных полей, выявлять участки локально пониженных магнитных и плотностных свойств («аномалий СПАН»). Предполагается возможное влияние

флюидов, в т.ч. и из залежей УВ, на вмещающие породы. В основе метода лежит последовательная линейная фильтрация спектра исходного поля ΔT или Δg с последующим обратным преобразованием полученного набора спектров в заданном диапазоне частот. На спанограмме формируется картина распределения, например, относительной намагниченности пород, создающих магнитные аномалии от разных литолого-стратиграфических комплексов. Расчётный петромагнитный разрез (спанограмма) даёт возможность выделять неоднородности в осадочном чехле и фундаменте, что позволяет прогнозировать геомагнитный или плотностной разрез осадочного чехла, в том числе и с целью поисков залежей углеводородов. Особое внимание в литолого-стратиграфических комплексах осадочного чехла уделяется зонам с резко пониженными магнитными или плотностными свойствами. При известных физических свойствах пород чехла и фундамента вероятны идентификация отдельных структурно-формационных комплексов, уточнение их стратиграфической приуроченности и особенностей залегания. На базе теоретической зависимости параметров спектральной структуры магнитного поля от глубины залегания магнитных образований по результатам СПАН строятся геомагнитные разрезы для заданного интервала глубин, оцениваются мощности и глубины залегания отдельных комплексов. Разрезы отражают информацию, содержащуюся в аномалиях полей ΔT и Δg , обусловленных как вещественным составом, так и физическим состоянием пород (термобарическими условиями). Намагниченность/плотность каждого горизонта вносит свой вклад в наблюдаемое потенциальное поле ΔT или Δg . Сопутствующая любым залежам полезных ископаемых литологическая дифференциация пород находит прямое отражение в тонкой структуре потенциального поля и усиливает общий аномальный эффект от залежи. Это позволяет выделять ареалы слабонамагниченных/разуплотненных комплексов пород осадочного чехла, моделировать на разрезах распределение плотности и намагниченности пород.

Таким образом, СПАН позволяет устанавливать границы разнохарактерных участков поля, определять степень различия и сходства полей отдельных блоков, обнаруживать аномалии гравимагнитного поля разной интенсивности, в том числе выделять и диагностировать тонкую структуру магнитного поля.

Итоговые структурно-тектонические и прогнозно-геологические построения, обеспечивающие решение основных задач по выработке (корректировке) стратегии и тактики поисков месторождений УВ, выполняются на основе количественных характеристик физико-геологических моделей с использованием программ: «Total», структурный анализ признакового пространства («СА»), спектрально-пространственный анализ («СПАН») потенциальных полей и томографический анализ распределения в пространстве параметров сингулярных источников гравимагнитных полей и геоиндикаторов КС.

В результате томографического, спектрально-пространственного и других анализов геолого-геофизических данных по ряду регионов - Урал и прилегающие территории Башкортостана и Пермской области, Западная и Восточная Сибирь, Камчатка, Сахалин - получена информация о структуре неоднородностей, изменениях в пространстве петрофизических свойств пород на различных глубинах геологического среза, условиях залегания додевонского структурно-формационного комплекса (Волго-Урал), взаимоотношении локальных неоднородностей с вмещающими породами (рифовые постройки, зоны выклинивания), состоянии (флюидизированные разрывы как показатель растяжения) недр. Такой подход обеспечивает: 1) выявление характерных диагностических признаков картирования структур различного геотектонического типа и приуроченность к ним месторождений углеводородного сырья; 2) выявление немагнитных и неплотных комплексов пород, интерпретируемых как возможные карбонатные массивы в чехле и зоны мезотрещиноватости в фундаменте; 3) возможность решения нефтегазопоисковых задач в условиях траппового магматизма, и, наконец, 4) при анализе геолого-геофизической информации переход от качественных признаков к количественным характеристикам, вероятность построения трехмерной (3D) геологической модели строения участка работ.

В условиях недостаточности исследований перспективных территорий материалы аэромагнитных и наземных гравиметрических исследований, в т.ч. и ретро, служат основой выбора направлений последующих поисковых дорогостоящих сейсморазведочных работ и, возможно, бурения.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ НА ПРИМЕРЕ УРАЛЬСКОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ОТРИЦАТЕЛЬНОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Мартышко П.С., Пьянков В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При построении магнитной модели, как и любой другой модели земной коры, немаловажным фактором является то, какая геодинамическая концепция заложена в ее основу. Известен тот факт, что Уральские структуры представляют собой пространственно стабильный более чем 2000-километровый линеймент, представленный рядом массивов (Денежкин Камень, Кумба, Кытлым и т.д.). Эти крупные массивы располагаются в центральной части Урала и пространственно разделены. Поскольку деформирование горных пород в геологическом масштабе времени можно рассматривать как следствие движений сильно вязкой среды, то такое размещение ультрамафитовых массивов находит свое объяснение [1]. Подобные пространственные закономерности характерны для развития диапира. Неотъемлемой особенностью формирования диапировых структур является и то, что на периферии диапира должны возникать более плоские локальные структуры антиклинального типа. Отражение реликтов такого явления наблюдается наиболее ярко в региональном гравитационном поле Урала и проявляется в виде трехгорбых положительных структур поля Δg . Достаточно контрастно такие особенности развития структур Урала проявляются и в электрической модели земной коры. Анализ комплекса данных позволяет подойти к построению магнитной модели земной коры вполне подготовленными.

Известно, что обратная задача магнитометрии для однородных односвязных областей однопараметрически неоднозначна по параметру I (определяется магнитная масса M_k). То есть существуют целые однопараметрические семейства эквивалентных областей. Показано, что для обратных задач структурной магнитометрии имеет место трехпараметрическая неоднозначность по параметрам: $|I|$, φ , h – (I – скачок интенсивности намагниченности, φ – направление намагниченности, h – положение асимптоты). Таким образом, для выбора вариантов строения среды необходимо получение единственного решения обратной задачи [1].

В связи с возникновением в последние десятилетия высокоточной и стабильной аппаратуры нового класса – квантовых магнитометров появилась возможность получения дополнительной информации, необходимой для определения единственного решения обратной задачи магнитометрии. Так, например, комплексная интерпретация временного аналога профильной магнитовариационной кривой, полученной во вращающемся поле S_q – вариаций, и аномальной магнитной кривой позволяет получить единственное решение обратной задачи [2].

В настоящей работе для комплексной интерпретации статического магнитного поля и аномальных вековых вариаций на профиле Шафраново–Магнитогорск (рис. 1) используются данные повторных высокоточных наблюдений на Башкирском полигоне, включающие в себя до десяти циклов измерений за период в несколько лет. На региональном субширотном профиле выделена отрицательная магнитная аномалия с амплитудой в экстремуме до 300 нТл. По результатам съемки получены изменения разностей $\delta \Delta T$ между пунктами векового хода и магнитовариационной станцией Нугуш.[3]. Нами в качестве примера рассматриваются данные аномальных вековых вариаций $\delta \Delta T$ по профилю Кага – Старосубхангулово, пространственно совпадающему с отрицательной магнитной аномалией. Анализ нормального векового хода на исследуемой территории показал, что линия интерпретируемого профиля по направлению практически совпадает с направлением изопоры векового хода, а значение относительного нормального векового хода близко к нулю. С целью изучения динамики аномального векового хода и разделения полей от различных источников нами проведен факторный анализ временных рядов $T(t)$. В результате анализа получены две факторные кривые, по своей морфологии напоминающие магнитное поле от объекта с современной намагниченностью и более глубинного объекта, намагниченного против поля, соответственно. Следует учесть, что в отличие от метода

аппроксимации сингулярными источниками нет необходимости фиксировать направление намагничивания как для источника положительного, так и отрицательного поля (рис.2).

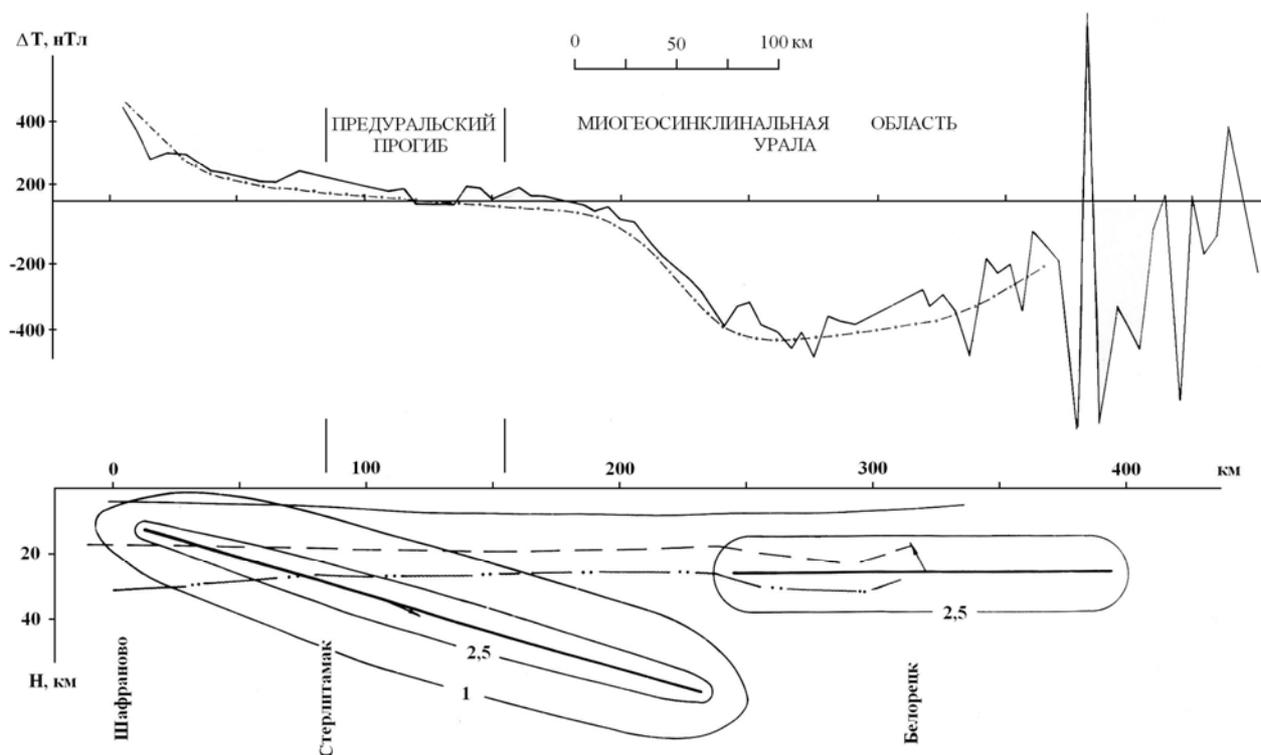


Рис. 1. Магнитное поле ΔT и разрез земной коры по профилю Шафраново – Магнитогорск. Цифры на линиях в нижней части рисунка – намагниченность.

Из совместного анализа статического магнитного поля и пространственно-временных особенностей вековых вариаций $\delta\Delta T$ следует, что аномалиеобразующий объект представляет собой антиклиналь, породы которой намагничены против современного поля. Единственное отличие в том, что региональная кривая векового хода смещена на 5 км относительно соответствующей статической. В результате такой асимметрии удается получить единственное решение для статического поля. Таким образом, региональный объект характеризуется остаточной намагниченностью 1 А/м с направлением против современного поля, а его поверхность в экстремальной точке практически касается поверхности земли.

Таким образом, не задавая ни параметров, ни типа источников в случае факторного анализа удалось получить результат аналогичный тому, что получен при автоматизированном подборе методом СИГМА. Более того, в результате анализа временной динамики факторных нагрузок удалось показать, что в случае положительного источника аномального векового хода геомагнитного поля T его магнитная масса M уменьшается со временем, а магнитная масса M отрицательного источника растет по абсолютной величине. Таким образом, изучаемый региональный объект действительно намагничен против современного поля, что не является неким исключением для складчатого Урала. Следовательно, комплексирование аномальных вековых вариаций и статического поля при интерпретации магнитных аномалий существенно облегчает решение обратной задачи магнитометрии в рамках трехпараметрической неоднозначности. Имея набор исходных параметров, мы получили решение обратной задачи магнитометрии для трехмерной поверхности. Расчеты проведены сотрудником Института математики УрО РАН Акимовой Е.Н. (рис. 3).



Рис.2. Разделение аномального векового хода на составляющие от источников

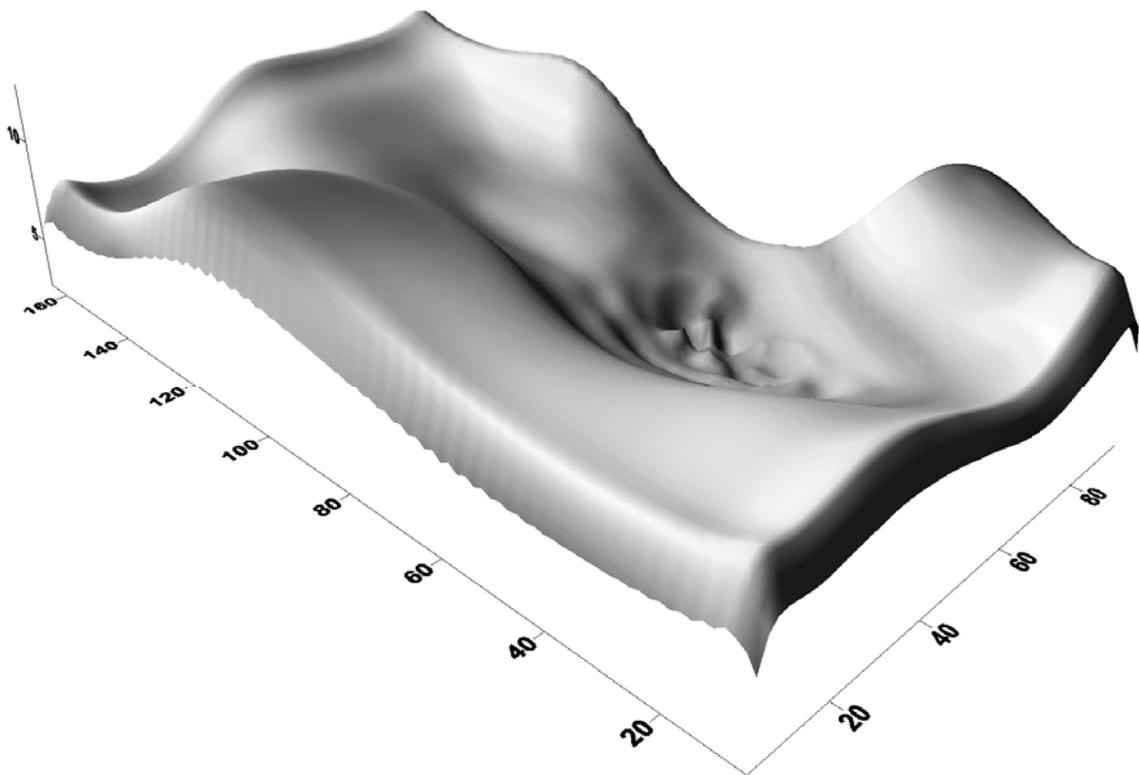


Рис. 3. Поверхность антиклинальной складки (по осям координат – расстояние и глубина до поверхности объекта в км, соответственно).

Литература:

1. Федорова Н.В., Цирульский А.В. К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде// Изв.АН СССР, Физика Земли. 1976. №10. С.61-72.
2. Мартышко П.С., Пьянков В.А. О единственности решения обратной задачи теории потенциала в методе подмагничивания вращающимся полем Sq – вариаций// Вопросы теории и результаты применения методов интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск: УрО РАН СССР, 1989, с.13-17.
3. Шапиро В.А., Пьянков В.А. Токовая аномалия векового хода магнитного поля T в Башкирии// Геомагнетизм и аэрономия. 1976. №5. С.943-946.

О РЕШЕНИИ ТРЕХМЕРНОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ МЕТОДОМ ЛОКАЛЬНЫХ ПОПРАВOK

Мартышко П.С., Цидаев А.Г.

ИГФ УрО РАН, Екатеринбург
nord66@r66.ru

1. Алгоритм пересчета поля. (Мартышко П.С., Пруткин И.Л., 2003)

При практической интерпретации гравитационного поля возникают задачи восстановления не одной, а нескольких структурных границ. Для разделения полей используется метод, основанный на пересчете поля.

Задаем некоторый уровень H , расположенный между двумя вычисляемыми структурными границами. Поле продолжается вверх на уровень H , при этом влияние локальных приповерхностных источников (до глубины H) если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Чтобы окончательно избавиться от влияния источников в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины H , пересчитанное вверх поле затем продолжается вниз на глубину H с применением регуляризации при обращении оператора интегрирования.

Особенности найденной функции $U(x, y, -H)$ лежат глубже H , выше этого уровня она является гармонической, поэтому можно трактовать ее как поле глубинных источников. Сумма этого поля, пересчитанного на земную поверхность, и предварительно вычтенного решения задачи Дирихле используется как поле боковых и глубинных источников. Разность измеренных значений гравитационного поля и указанной выше суммы используется в качестве гравитационного эффекта от источников, лежащих в горизонтальном слое от земной поверхности до глубины H . Прделав описанную выше процедуру для двух значений $H: H_2 > H_1$, можем выделить гравитационный эффект от источников, залегающих в горизонтальном слое между H_2 и H_1 (как разность полей двух полупространств).

После данной процедуры мы имеем два отдельных поля, к каждому из которых можно применять метод локальных поправок. В основу метода заложено положение о том, что на значение поля в данной точке дневной поверхности наибольшее влияние оказывает значение глубины залегания ближайшей точки контактной поверхности.

Пересчет вверх:

$$U(x', y', H) = \frac{1}{2\pi} \iint_{-\infty-\infty}^{\infty \infty} \frac{2H}{((x-x')^2 + (y-y')^2 + 4H^2)^{3/2}} U(x, y, -H) dx dy$$

Пересчет вниз:

$$U(x', y', H) = \frac{1}{2\pi} \iint_{-\infty-\infty}^{\infty \infty} \frac{H}{((x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2)^{3/2}} U(x, y, 0) dx dy$$

2. Метод локальных поправок. (Пруткин И.Л., 1988; Мартышко П.С., Пруткин И.Л., 2003)

Формулу вычисления поля структурной границы, уравнение которой $z=z(x, y)$, можно рассматривать как интегральное уравнение относительно $z(x, y)$:

$$\Delta g(x', y', 0) = \Delta \sigma f \iint_{-\infty-\infty}^{\infty \infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z(x, y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2}} \right) dx dy, \text{ где}$$

$\Delta \sigma$ - скачок плотности на поверхности $z(x, y)$,

f - гравитационная постоянная,

h - глубина до асимптотической плоскости для структурной границы.

Обозначим подынтегральное выражение

$$K(x', y', x, y, z(x, y)) = \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z(x, y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2}}$$

Итерационный метод (локальных поправок) решения интегрального уравнения реализуется следующим образом:

Пусть $\{z_{ij}^n\}$ - значения искомой функции, полученные на n -ом шаге.

Обозначая

$$U_{i_0 j_0}^n = c \sum_i \sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}^n),$$

где c - коэффициент кубатурной формулы, $z_{ij}^{(n)} = z^{(n)}(x_i, y_j)$, $U_{i_0 j_0} = \Delta g(x_{i_0}, y_{j_0}, 0)$, $K_{i_0 j_0}(z_{ij}^n) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij}^n)$, имеем следующее приближение

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = U_{ij} - U_{ij}^n$$

Поскольку

$$K_{ij}(z_{ij}^n) = \frac{1}{z_{ij}^n} - \frac{1}{H}$$

то

$$\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^n} = U_{ij} - U_{ij}^n$$

или, окончательно,

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^n}{1 + z_{ij}^n \cdot (U_{ij} - U_{ij}^n)}$$

На практике используют модификацию данной формулы с применением следующего метода регуляризации:

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^n)$$

тогда

$$\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^n} = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^n)$$

и итерационная формула принимает вид

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^n}{1 + \alpha \cdot z_{ij}^n (U_{ij} - U_{ij}^n)}. \quad (1)$$

При этом параметр регуляризации α подбирается экспериментально.

Данная схема была опробована на модельных примерах при помощи разработанной программы, результаты расчета представлены на рисунках.

На рис.1 нижняя тонкая линия - исходная граница; тонкая линия выше уровня 0 - рассчитанное от нее поле; линия, выделенная жирным - восстановленная граница после нескольких шагов итерационного процесса.

На рис.2 выделенная жирным линия - поле от структурной границы. Тонкая светлая линия - исходная граница, тонкая темная - восстановленная граница после достижения установленной точности. Как видно, исходная и восстановленная границы практически совпадают.

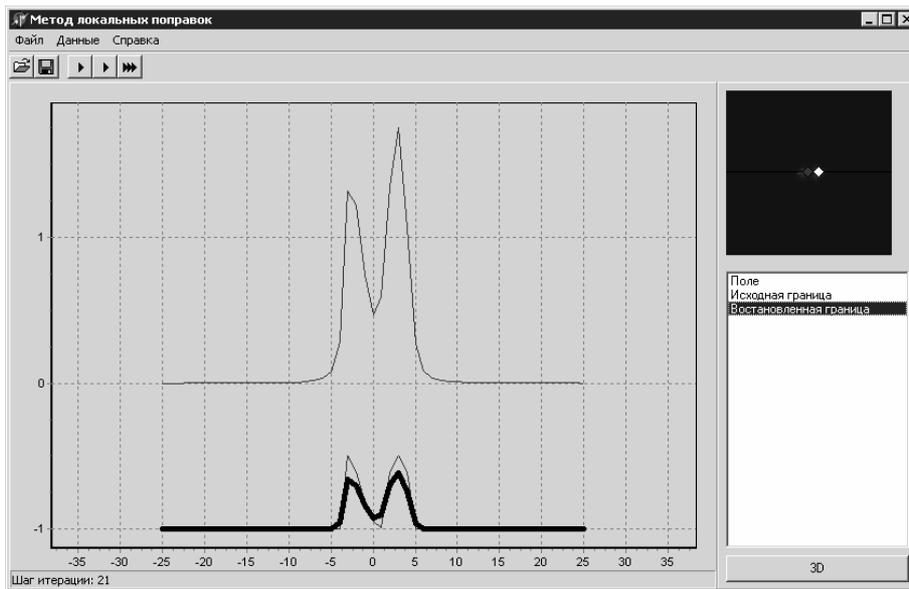


Рис. 1. Метод локальных поправок – итерационный процесс.

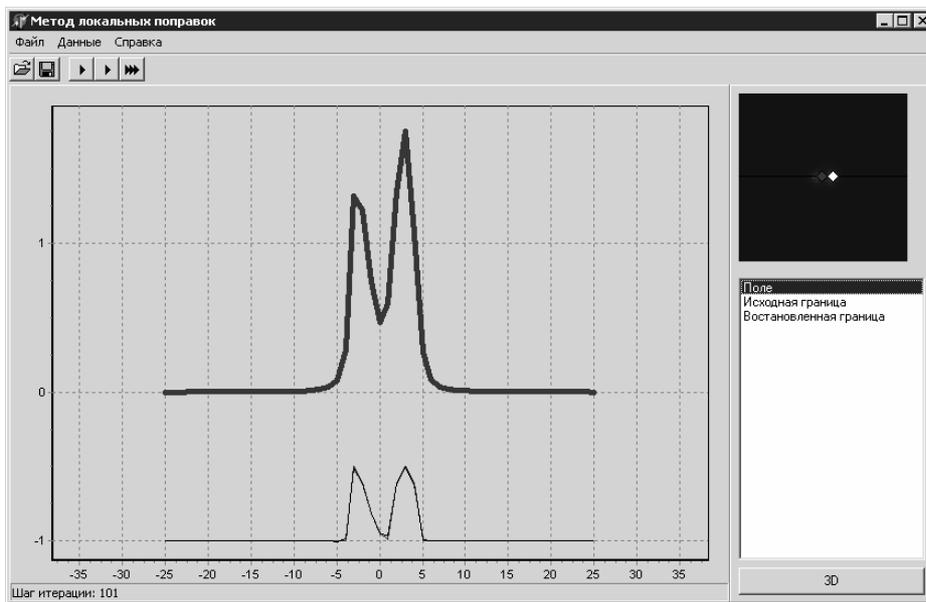


Рис. 2. Метод локальных поправок – конец итерационного процесса.

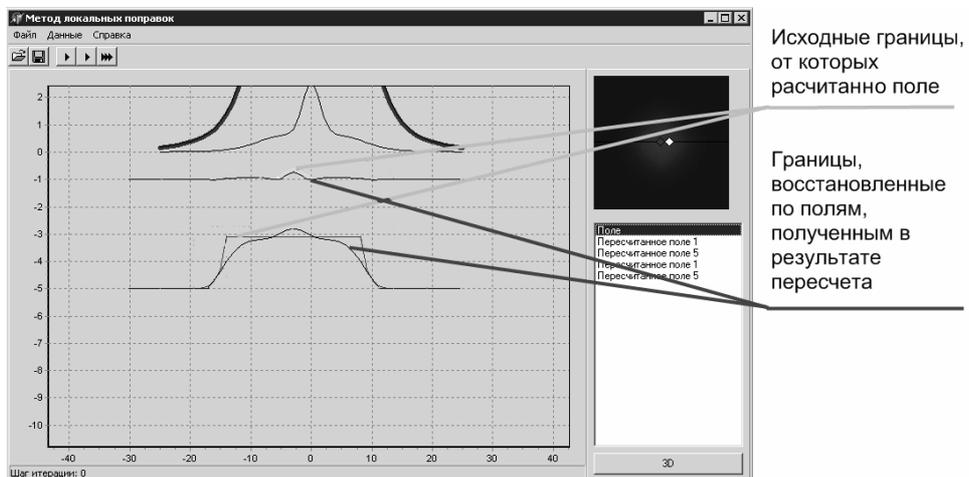


Рис. 3. Метод локальных поправок для поля, пересчитанного на два уровня глубины.

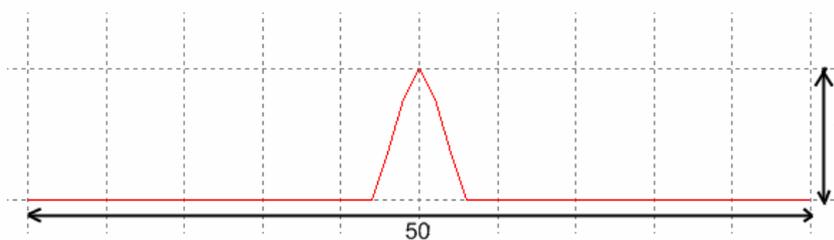
3. Подбор параметра регуляризации α .

Задача выбора параметра регуляризации α , используемого в (1), является актуальной, поскольку если выбрать α слишком большим, то метод не будет сходиться, если же выбрать маленьким – сходимость будет медленной. Поэтому необходима некоторая оценка α . Для получения данных для подобной оценки был проведен численный эксперимент.

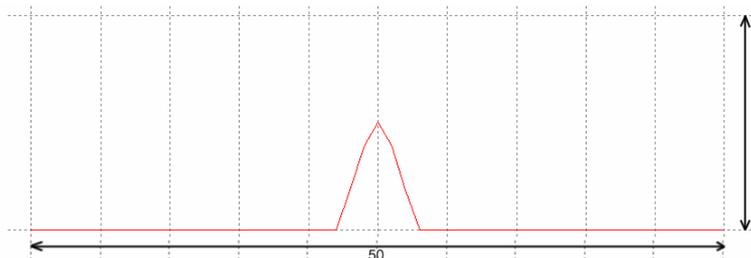
Эксперимент заключался в следующем. Бралась некоторая модельная граница, от которой рассчитывался гравитационный эффект, и для полученного поля решалась обратная задача гравиметрии при помощи метода локальных поправок. При этом посредством подбора выбирался такой параметр α (максимальный по абсолютной величине), при котором итерационный процесс переставал расходиться. После чего этот процесс повторялся для модельной границы той же формы, но расположенной на иной глубине. В итоге мы получаем экспериментальную зависимость $\alpha(H)$.

Исследования были произведены для границ трех форм:

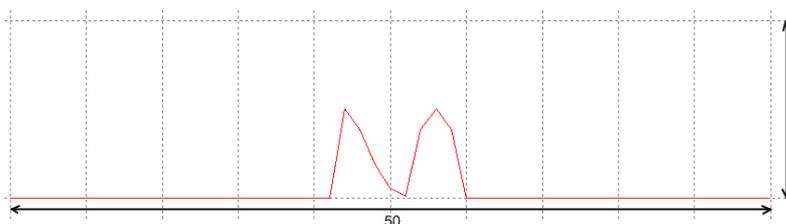
1) Горка высотой 1



2) Горка высотой 0.5



3) Две горки высотой 0.5



Результаты представлены в виде таблицы:

№ \ H	1	2	3	4	5	6	7	8
1	0.3	0.08	0.04	0.02	0.017	0.01	0.008	0.007
2	0.3	0.08	0.04	0.02	0.015	0.01	0.009	0.007
3	0.3	0.08	0.04	0.01	0.015	0.01	0.009	0.006

Из приведенных примеров следует, что ни протяженность аномалии, ни ее амплитуда не вызвало каких-либо заметных изменений максимального значения параметра α , при котором процесс не расходится. Единственное серьезное влияние на значение α оказывает глубина залегания границы, то есть глубина, на которой выбирается поверхность для 0-го приближения итерационного процесса.

МЕТОДЫ И КРИТЕРИИ ЕДИНСТВЕННОСТИ УСТОЙЧИВЫХ РЕШЕНИЙ ОБРАТНОЙ ЛИНЕЙНОЙ ЗАДАЧИ ГЛУБИННОЙ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ

Миненко П.А.

Европейский университет, Киев
maestozo.1_pavel@mail.ru

It is established, that one of the most effective ways of reception of unequivocal decisions of a return problem is use of a class of positive values of density or intensity magnetic properties of rocks directly in calculations on each step of iterative process, in difference from less effective methods of mathematical programming used earlier with restrictions on physical.

Известны методы получения устойчивых решений обратной линейной задачи гравиметрии (ОЛЗГ) и магнитометрии (ОЛЗМ), в частности, при геологическом картировании и поисковых работах на кристаллических щитах [2, 3].

Известны способы получения однозначных решений ОЛЗГ путем привлечения в качестве начальных условий обратной задачи обширной априорной информации о геологическом строении участка [1, 7]. Однако для глубинных гравиметрических исследований на кристаллических щитах или на море этих данных очень мало, и мы имеем в решении ОЛЗГ, как правило, чередование положительной и отрицательной аномальной плотности, что не соответствует действительности. Из-за сильной неравномерности распределения магнитных свойств, любые априорные точечные данные являются слабо представительными. Мы получаем устойчивое, но физически несодержательное решение обратной задачи, корректирование которого обычными методами линейного программирования с помощью неравенств не приводит к повышению его геологической содержательности.

Целью настоящей статьи является разработка методов и критериев оптимизации решения обратных задач, обеспечивающих единственность результатов интерпретации поля силы тяжести g_j (или магнитного поля Z_a) при отсутствии априорной информации или при малом ее количестве.

Поставленная цель достигается тем, что в оптимизированном итерационном методе с помощью итерационных поправок на каждой итерации с номером n наращивается не аномальная плотность $\sigma_{i,n}$, а величина $S = \{s_i | (s_{i,n}^k = \sigma_{i,n}; i = 1, M; k \in C, R, Z, N)\}$, которая, например, при $k=2$ обеспечивает положительность плотности в итерационном методе с переменным параметром $s_{i,n}$ и оптимизирующим коэффициентом τ_{n+1} :

$$s_{i,n+1} = s_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}; \quad (1)$$

$$\text{где } B_{i,n} = (a_{i,j} / \lambda_i, r_{j,n} / \lambda_j); \quad r_{j,n} = (a_{i,j}, \sigma_{i,n}) - g_j; \quad \lambda_i = \sum_j a_{i,j}; \quad \lambda_j = \sum_i a_{i,j}; \quad (2)$$

$a_{i,j}$ - матрица решений прямой задачи гравиметрии для i - того блока масс в точке с номером j ($j = 1, N$).

Образуем критерий минимума суммы квадратов поправок для $s_{i,n}$:

$$F = \sum_i B_{i,n+1}^2 = \sum_{i=1}^M (\sum_{j=1}^N a_{i,j} r_{j,n+1} / \lambda_j / \lambda_i)^2 = \min \quad (3)$$

Если начало решения ОЛЗГ выполняется устойчивыми методами [2-6] по $\sigma_{i,n}$, то получается нижняя грань огибающей реального распределения аномальной плотности, которая еще не достигает конечных значений. Поэтому после выполнения нескольких десятков итераций одним из методов [2, 3] необходимо перейти к решению ОЛЗГ итерационным методом (1)-(3). В докладе детально излагаются дополнительные приемы обеспечения сходимости итерационного процесса. Окончательно алгоритм имеет вид:

$$\tau_{n+1} = a_u / b_u; a_u = (B_{i,n}, Y_{1,i,n}); b_u = 2(Y_{1,i,n}, Y_{1,i,n}) + (Y_{2,i,n}, B_{i,n}); r_{1,j,n} = (a_{i,j}, B_{i,n} s_{i,n});$$

$$Y_{1,i,n} = (a_{i,j} / \lambda_i, r_{1,j,n} / \lambda_j); Y_{2,i,n} = (a_{i,j} / \lambda_i, r_{2,j,n} / \lambda_j); r_{2,j,n} = (a_{i,j}, B_{i,n}^2); \quad (4)$$

При расхождении итерационного процесса (1)–(5) следует выполнить еще несколько десятков итераций предварительного этапа методами [2, 3] или другими методами, например, на основе гибридного аналога фильтров Винера-Калмана с двумя векторами начальных условий [4, 6]. Для магнитометрии необходимо использовать те же формулы (1)–(5), в которые вместо $a_{i,j}$ следует подставить $b_{i,j} = (a_{i,j})'_z$; Аналогично созданы и другие методы решения ОЛЗГ (ОЛЗМ) при $k = 1/4; 1/2; 4; 6; 8; \dots$ для класса положительно определенного массива физических параметров блоков интерпретационной модели, а при $k = 1/5; 1/3; 3; 5; 7; \dots$ - для класса знакопеременного массива. Для $k = 1/2$ имеем

$$a_u = 2(B_{i,n}, Y_{1,i,n}); b_u = (Y_{1,i,n}, Y_{1,i,n}) + (Y_{2,i,n}, B_{i,n}); \quad (5)$$

$$r_{1,j,n} = (a_{i,j}, B_{i,n} / s_{i,n}^{1/2}); r_{2,j,n} = (a_{i,j}, B_{i,n}^2 / s_{i,n}^{3/2});$$

Методы решения ОЛЗГ при $k = 1/2; 2; 4$ опробованы на измеренном магнитном поле и были получены практически одинаковые карты магнитных свойств блоков для двухслойной интерпретационной модели. Комбинирование двух методов при любых различных k приводит к методике, аналогичной использованию гибридного аналога фильтров Винера-Калмана с двумя наборами векторов начальных условий, высокая эффективность применения которых уже доказана [4, 6]. При решении обратных задач для электромагнитного поля нужно выбрать $k \in C$ - комплексной области, а в теории упругости или пластичности k может принимать форму тензора. Могут быть разработаны фильтрационные методы подавления вредных эффектов от кратных волн при решении обратных задач сейсмометрии, например, при двух различных или очень близких значениях $k \in R$, обеспечивающих сходимость итерационных процессов к устойчивому и однозначному решению. На базе этого метода могут быть разработаны эффективные методы решения обратных задач комплексирования нескольких физических методов, особенно методов исследования скважин или спутниковых геоинформационных систем измерений.

Результаты экспериментальных исследований. Эффективность предложенного метода (1)–(5) проверена на моделях и измеренных полях. Ниже приведены примеры последовательно выполненной интерпретации участка карты магнитного поля Z_a , измеренной в Западном Кривбассе (рис. 1, а). Так как в пределах участка почти нет скважин, то нет данных даже о глубине до поверхности пород кристаллического фундамента. Поэтому интерпретация выполнена несколькими методами. Сначала были приближенно определены магнитные свойства горных пород решением ОЛЗМ для интерпретационной модели, состоящей из двух слоев. Каждый слой разбит на 400 параллелепипедов с горизонтальным сечением 80x60 м. Высота блоков первого слоя - 200 м, а блоки второго слоя – полубесконечны. Начальная глубина до верхней границы первого слоя на первом этапе была выбрана равной $h_{0,1,i} (i=1, M) = 50$ м, а до второго слоя - $h_{0,2,i} (i=1, M) = 150$ м. Начальные интенсивности намагничивания пород первого слоя взяты $J_{0,1,i} (i=1, M) = 35(\text{нТ}) / (400 \pi) = 0,028$ А/м, а второго слоя – $J_{0,2,i} (i=1, M) = 60(\text{нТ}) / (400 \pi) = 0,048$ А/м. Был использован прием поочередного решения обратной задачи: 7 итераций решения ОЛЗМ [2], а после них выполняются 4 итерации линеаризованным методом с одновременным определением глубины и магнитных свойств [3, 5]. Эти два приема повторены три раза.

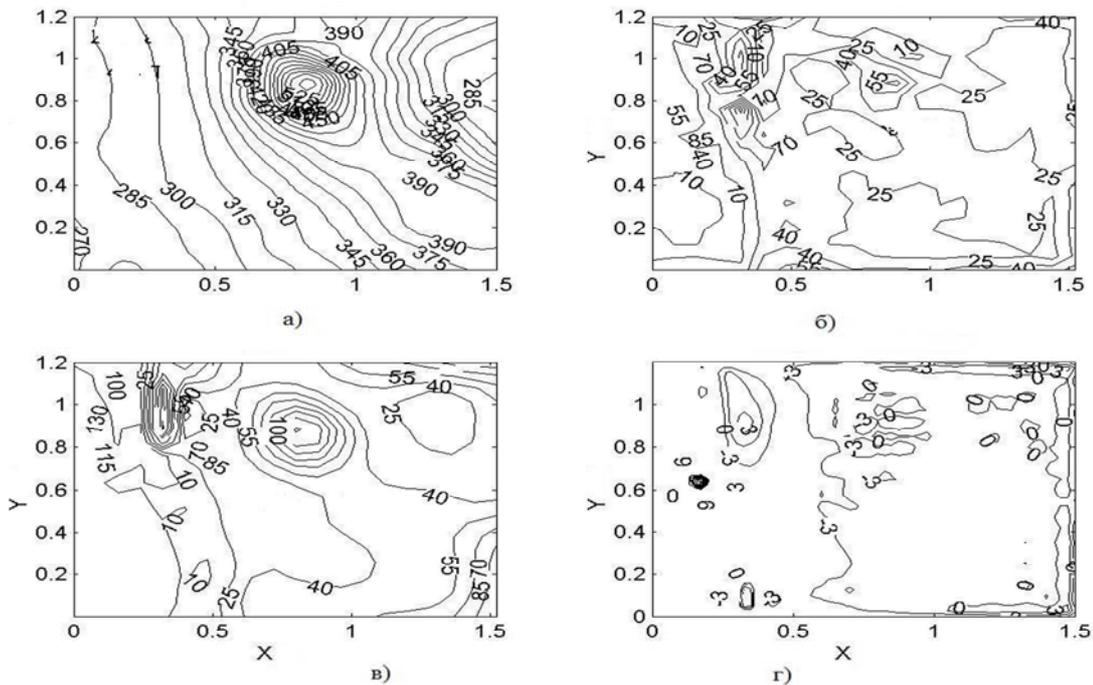


Рис.1. Результаты решения обратной задачи магнитометрии для двухслойной модели на первом этапе: а) карта магнитного поля Z_a (изолиний обозначены в нанотеслах – нТ); б) карта интенсивности намагничивания полукислых горных пород первого слоя (изолинии здесь и далее обозначены в условных единицах – А/м, умноженных на 400π); в) карта интенсивности намагничивания неокисленных горных пород второго слоя; г) карта остатков поля после вычитания из карты Z_a (рис. 1, а) влияния двух слоев (рис. 1, б, в) модели (сечение изолиний $dZ_a = 3$ нТ, среднеквадратичная величина остатков $t_r = 5$ нТ).

В результате получены карты интенсивности намагничивания горных пород (рис. 1, б, в) и карта остатков поля (рис. 1, г). После первого этапа для следующего были взяты в качестве начальных условий результаты решения ОЛЗМ на первом этапе. Решение ОЛЗМ на втором этапе было выполнено вышеописанным методом (1)-(4) для положительно определенных в самом итерационном методе интенсивностей намагничивания пород каждого блока.

На рис. 2, а, б приведены карты распределения интенсивностей намагничивания в первом и втором слоях, каждая из которых построена по данным решения ОЛЗМ для тех же 400 блоков. Такая густота сети точек на площади $1,8 \text{ км}^2$ позволяет строить такие же карты как и для непрерывного распределения магнитных свойств. Аналогично, на рис. 2, в, г приведены карты глубин до верхних граней всех блоков первого и второго слоев. Точность этого решения очень высокая ($t_r = 3,88$ нТ). Здесь существенно уточнены границы горных пород, которые можно различать по минералогическому составу в зависимости от того, какая мощность коры выветривания над ними. Очень существенно то, что над одним магнитным телом почти в центре карты развита очень мощная кора выветривания (вертикальная мощность 100-140 м). Это позволило предположить, что породы, создающие интенсивную и очень локальную магнитную аномалию, во впадине кристаллического фундамента имеют ультраосновной состав. Наличие аналогичного тела пород ультраосновного состава можно предположить и в левом нижнем (юго-восточном) углу карты. Здесь глубины до неокисленных горных пород для магнитометрии уже очень большие (300-400 м), но определяются разными методами [3-6] с высокой сходимостью. Мощность коры выветривания здесь достигает 200 м. Эти две зоны представляют особый интерес для поисков цветных и редких металлов.

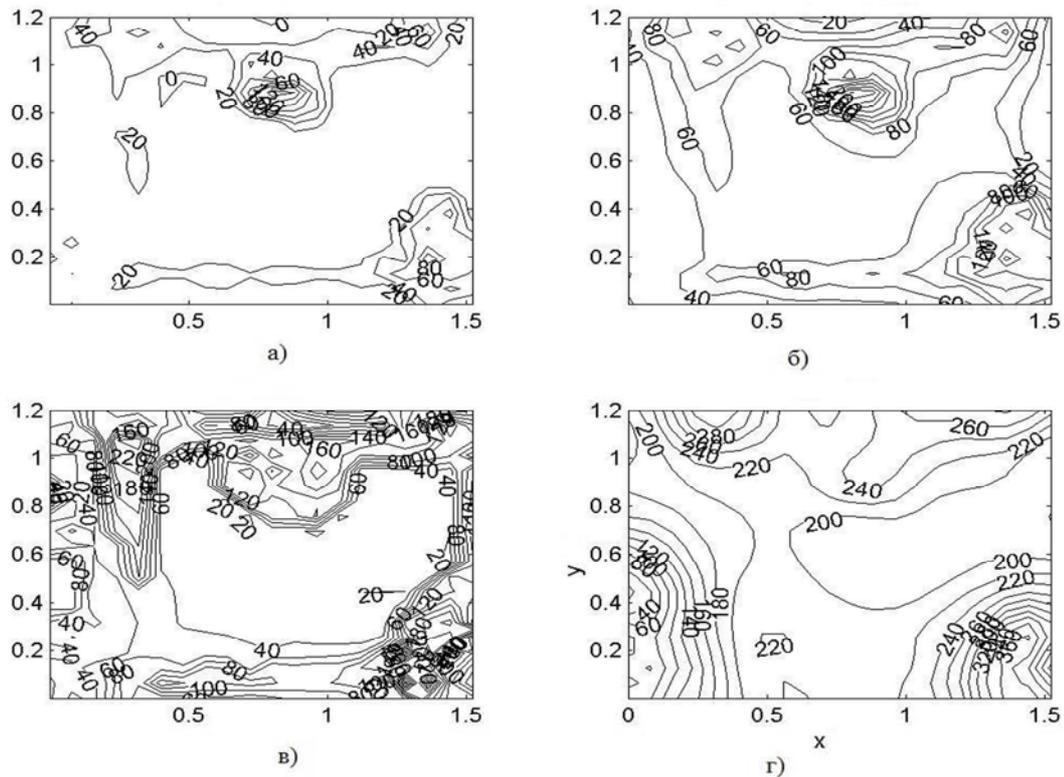


Рис. 2. Результаты решения обратной задачи магнитометрии для двухслойной модели при новых начальных условиях на втором этапе при положительных значениях магнитных параметров: а, б) карты интенсивности намагничивания горных пород в блоках первого и второго слоев; в) карты глубин до верхней поверхности и подошвы первого слоя.

Заключение. Впервые обратная линейная задача по физическому параметру приведена к нелинейной задаче. Это позволило повысить однозначность решения ОЛЗГ и ОЛЗМ и приблизить итерационный метод к получению единственного (в среднем по каждому блоку) решения в сложных геологических условиях с переменными в пространстве физическими свойствами. Определение положения магнитных тел ультраосновных пород позволяет локализовать площади распространения их коры выветривания и определить ее мощность. Это дает возможность более точно выполнить оценку запасов ценного химического сырья, перспективного на полиметаллическое и редкоземельное оруденение.

Литература:

1. Булах Е.Г., Шуман В.Н. Основы векторного анализа и теория поля. К. Наукова думка. 1998. 360 с.
2. Миненко П.А. Проблемы и перспективы применения линейных методов интерпретации гравиметрических измерений в рудных районах//Сб. научн. тр./Всеукр. Асоц. Геоінформатики «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики». К., 2006. С.244-256.
3. Миненко П.А. Исследование кристаллического фундамента линейно-нелинейными методами магнитометрии и гравиметрии// Геоінформатика. 2006. №4. С.41-45.
4. Миненко П.А. Обратная линейная задача гравиметрии на основе композиции нескольких векторов начальных русловий// Доклады НАН Украины. 2006. №9, С.126-130.
5. Миненко П.А., Миненко Р.В. О поисках избирательных экстремальных решений обратной задачи магнитометрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте// Научный Вестник Национального Горного Университета. Дн-ск, 2006. №9. С.39-44.
6. Миненко П.А. Фильтры Винера и Калмана в обратной линейной задаче гравиметрии //Сб. научн. тр./Всеукр. Асоц. Геоінформатики «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики». К., 2007. С.326-331.
7. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 227с.

ТРЕХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ДЛЯ ЗАДАЧ ГЕОЭЛЕКТРИКИ ПОСТОЯННЫМ ТОКОМ

Неведрова Н.Н.¹, Суродина И.В.², Санчаа А.М.¹

1–Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

2–Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН

NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru

Введение

Для получения достоверных результатов интерпретация полевых данных геоэлектрики, полученных в зонах тектонических деформаций, проводится с привлечением программных средств как для слоисто однородных, так и сложно построенных сред - двумерных и трехмерных программ. Использование 2D, 3D программ позволяет сузить области эквивалентности геоэлектрических параметров, уменьшить неоднозначность решения обратной задачи и дает возможность провести моделирования с учетом основных тектонических особенностей. Принимая во внимание высокую степень сложности имеющихся геологических структур, актуально именно трехмерное моделирование.

3D моделирование выполнено как для теоретических моделей, так и моделей, полученных на основе интерпретации полевых данных вертикальных электрических зондирований для межгорных впадин Байкальской рифтовой зоны (БРЗ).

Геоэлектрическое строение межгорных впадин. Этапы интерпретации.

На территории крупных впадин БРЗ выполнен значительный объем вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) с генераторными линиями больших размеров (до 10-16 км) [1]. Работы были направлены на изучение строения осадочного чехла впадин, мощность которого достигает 2-3 км. Для количественного определения геоэлектрических параметров применена поэтапная интерпретация с использованием различных программных средств. Трехмерные программы были опробованы на заключительном этапе интерпретации полевых данных для межгорных впадин БРЗ – Баргузинской и Тункинской.

На первом этапе были построены геоэлектрические модели в первом приближении с использованием горизонтально-слоистой модели (программные комплексы СОНЕТ [2], IPI [3]). Далее модели уточнялись с помощью двумерных программ (IE2DP1 [3], RES2DINV компании Geotomo [4]). Следует отметить, что программы СОНЕТ и IE2DP1 позволяют получать точные количественные оценки геоэлектрических параметров (с заданной погрешностью), а результаты 2D инверсии полуколичественные, но дают возможность наглядно представить распределение УЭС в двумерной модели.

На заключительном этапе интерпретации полевых данных выполнялось трехмерное моделирование. Для этих целей создана программа EMF_DC3Dmod, разработанная совместно лабораторией электромагнитных полей ИНГГ и ИВМиМГ СО РАН применительно к данным метода сопротивлений для решения прямой задачи ВЭЗ с установкой Шлюмберже [5].

Задача для изотропной среды ставится следующим образом. Пусть в декартовой системе координат (x, y, z) задано трехмерное распределение проводимости $\sigma = \sigma(x, y, z)$. Чтобы выделить в явном виде особенность решения задачи, связанную с источником первичного поля, искомый потенциал электрического поля U представим в виде суммы аномального потенциала U^a и первичного потенциала U^0 , связанного с источником поля, расположенным в однородной среде с проводимостью σ_0 :

$$U = U^0 + U^a.$$

Перейдем в цилиндрическую систему координат, что позволит немного уменьшить размерность системы линейных алгебраических уравнений, полученную при аппроксимации дифференциального уравнения. Тогда уравнение для аномального потенциала U^a имеет вид [6]:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(\sigma r \frac{\partial U^a}{\partial r} \right) + \frac{\sigma}{r^2} \frac{\partial^2 U^a}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma \frac{\partial U^a}{\partial z} \right) =$$

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left((\sigma_0 - \sigma) r \frac{\partial U^0}{\partial r} \right) + \frac{(\sigma_0 - \sigma)}{r^2} \frac{\partial^2 U^0}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left((\sigma_0 - \sigma) \frac{\partial U^0}{\partial z} \right), \quad (1)$$

$$U^0 = \frac{I}{4\pi\sigma_0 R}, \quad I - \text{сила тока}, \quad R = \sqrt{r^2 + z^2}. \quad (2)$$

Рассмотрим цилиндр $G = \{0 \leq r \leq R, 0 \leq \varphi \leq 2\pi, -Z \leq z \leq Z\}$ и в нем введем произвольную неравномерную по r, z и равномерную по φ сетку :

$$\hat{\omega}_h = \{(r_i, \phi_k, z_j), i = 0, \dots, N_r, k = 0, \dots, N_k, j = -N_z, \dots, N_z\}. \quad (3)$$

Граничные условия для U^a :

$$U^a|_{r=R} = 0, \quad U^a|_{z=\pm Z} = 0,$$

$$U^a|_{\varphi=0} = U^a|_{\varphi=2\pi}. \quad (4)$$

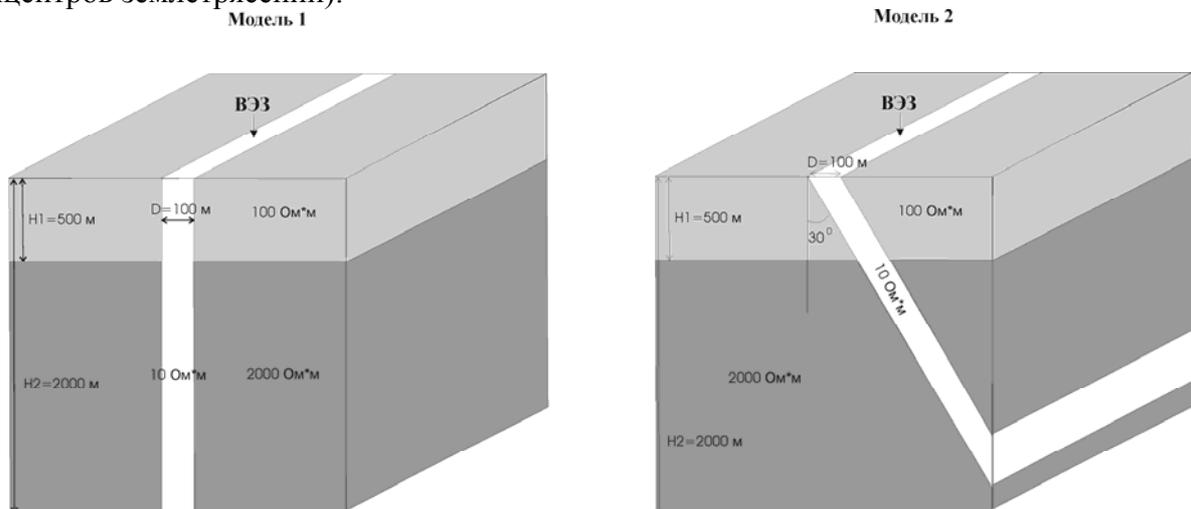
Чтобы исключить особенность на оси $R=0$ воспользуемся сдвинутой по r сеткой, не содержащей $r=0$, как это предложено в [7].

Ряд сеток строился в зависимости от размера полевых установок Шлюмберже. В месте расположения источников и приемников требуется существенное сгущение шага сетки, а по направлению к границе области – шаг увеличивается в геометрической прогрессии. Для разносов, использованных при измерениях, например во впадинах БРЗ, потребовалось четыре набора сеток.

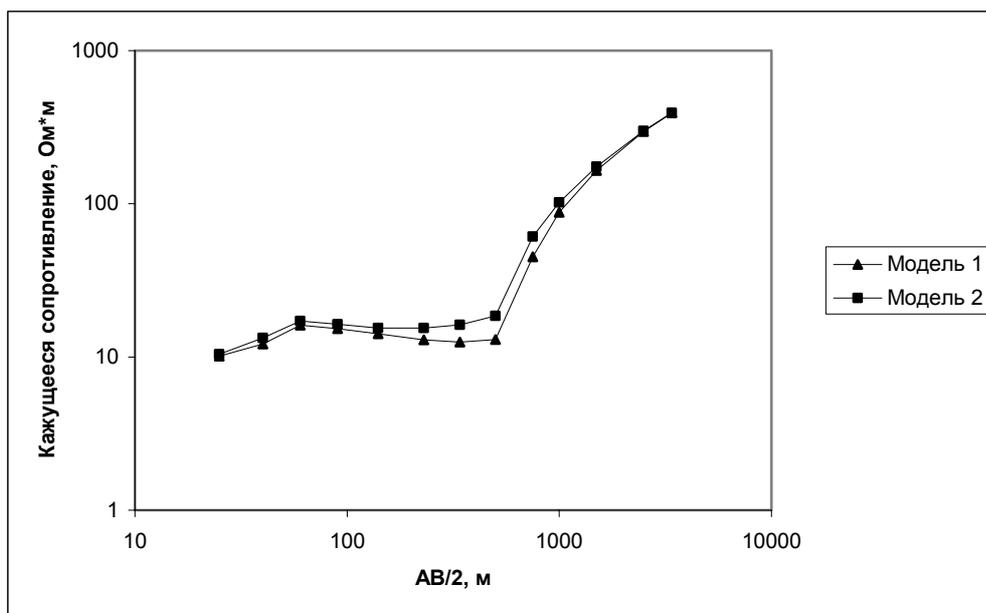
Практическая реализация данного алгоритма была проведена в многопроцессорных вычислительных системах Сибирского суперкомпьютерного центра (МВС1000-128), позволяющих параллельно рассчитать 5 разносов на одной сетке.

Моделирование разломных структур.

В тектонических впадинах именно разломы являются основным фактором, усложняющим геоэлектрические модели. Вначале было выполнено 3D моделирование для теоретических моделей разломных зон. В структурной геологии существует термин – зона динамического влияния разлома. Эта зона определяется по тектоническим признакам с учетом сейсмологических данных (рассматривается приуроченность к зоне разлома эпицентров землетрясений).



а



б

Рис. 1. Модели разломной зоны с разным наклоном сместителя (а) и синтетические кривые ВЭЗ (б).

Таким образом, каждый активный разлом характеризуется протяженностью, шириной, а также наклоном плоскости сместителя. Расчеты были проведены для целого ряда теоретических моделей. При этом варьировалась ширина разломной зоны, параметры геоэлектрического разреза, а также углы наклонов плоскости сместителя.

Для примера рассмотрим модели разлома, находящегося в горизонтально слоистой среде. Модель 1 содержит вертикальную разломную зону, у модели 2 угол наклона сместителя – 30 градусов (рис. 2, а). Центр установки ВЭЗ расположен посередине разломной области. На рис. 2, б показано сравнение синтетических кривых ВЭЗ для описанных моделей. Можно сделать следующий методический вывод: наклон сместителя разломной зоны можно зафиксировать в среднем диапазоне разносов от 100 до 2000 м.

Далее обратимся к моделям, полученным в результате интерпретации полевых материалов [1]. Рассмотрено разрывное нарушение, расположенное между пунктами ВЭЗ 212, 206 профиля IX в южной части Баргузинской впадины. Этот разлом был выделен по комплексу геологических и геофизических данных.

При моделировании по программе **EMF_DC3Dmod** изменяли: наклон сместителя разлома и положение разлома относительно пунктов, между которыми он находится. В таблице 1 представлены результаты моделирования для пункта 206. Модель 1 соответствует ситуации, когда разлом расположен посередине между пунктами ВЭЗ 212-206 с углом наклона сместителя 35° против часовой стрелки от вертикали. Для модели 2 угол наклона равнялся 35° по часовой стрелке. Для моделей 3 и 4 разлом был смещен примерно на километр ближе к пункту ВЭЗ 206 (наклон: 35° против часовой стрелки для модели 3 и по часовой стрелке для модели 4). Анализ результатов трехмерного моделирования позволил установить, что оптимальной является модель 1.

Таким образом, для рассмотренного разлома наклон плоскости сместителя составляет 35° против часовой стрелки. Уточнено пространственное размещение разлома, который расположен примерно посередине между пунктами измерений.

Заключение

Выяснение геоэлектрического строения сложно построенных регионов, количественные оценки для тектонических структур, актуальны для широкого круга задач.

Таблица 1

ВЭЗ 206 АВ/2	Полевые данные ρ_k	Модель 1 (3D)		Модель 2 (3D)		Модель 3 (3D)		Модель 4 (3D)	
		ρ_k	Невязка, %	ρ_k	Невязка, %	ρ_k	Невязка, %	ρ_k	Невязка, %
25	171	168,47	1,50	168,47	1,50	150,11	13,92	150,8	13,40
40	171	166,73	2,56	166,73	2,56	157,17	8,80	158,1	8,16
65	169	155,21	8,88	155,21	8,88	155,97	8,35	157,1	7,57
100	145	138,48	4,71	138,48	4,71	146,84	1,25	148,1	2,09
150	130	125,35	3,71	125,07	3,94	134,55	3,38	135,98	4,40
230	125	114,52	9,15	114,53	9,14	122,32	2,19	123,64	1,10
340	105	104,64	0,34	104,65	0,33	112,19	6,41	113,01	7,09
500	90	90,79	0,87	90,86	0,95	99,87	9,88	99,81	9,83
750	70	70,87	1,23	71,11	1,56	80,91	13,48	80,31	12,84
1000	55	61,15	10,06	61,54	10,63	66,26	16,99	66,32	17,07
1500	60	59,47	0,89	59,51	0,82	65,94	9,01	68,05	11,83
2500	80	84,18	4,97	84,84	5,70	93,69	14,61	97,63	18,06
3400	100	117,62	14,98	118,16	15,37	132,65	24,61	137,18	27,10
5000	140	169	17,16	170,07	17,68	191,58	26,92	195,83	28,51
Ср. невязка, %			5,79		5,98		9,99		13,07

Например, при поисках и разведке месторождений минеральных, рудных, строительных полезных ископаемых, и в частности при поисках нефти и газа в Восточной Сибири, где нефтяные залежи часто приурочены к зонам сдвиговых деформаций. Кроме того, так как тектонические впадины БРЗ являются сейсмоопасными, без детальных сведений об их строении невозможно решение проблем сейсморайонирования и прогнозирования тектонических событий.

Литература:

1. Эпов, М.И., Неведрова, Н.Н., Санчаа, А.М. «Геоэлектрическая модель Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны» [Текст] / М.И.Эпов, Н.Н.Неведрова, А.М. Санчаа // Геология и геофизика. 2007. Т.48, №7. С. 811- 829.
2. Эпов М.И., Дашевский Ю.А., Ельцов И.Н. Автоматизированная система интерпретации электромагнитных зондирований. Новосибирск, 1990. 29 с.
3. Электрическое зондирование геологической среды. Ч.1, Ч.2. Прямые задачи и методика работ: Уч.пособ. / Под ред. Хмелевского В.К., Шевнина В.А.. М.: Изд. МГУ, 1988, с. 175. 1992, с. 200.
4. Panissod C., Michot D., Benderitter Y. and Tabagh A. On the effectiveness of 2D electrical inversion results: an agricultural case study // Geophysical Prospecting. 2001. 49. PP. 570-576.
5. Неведрова, Н.Н., Суродина, И.В., Санчаа, А.М. «Трехмерное моделирование сложных геоэлектрических структур» [Текст] / Н.Н.Неведрова, И.В. Суродина, А.М. Санчаа // Геофизика. 2007. №1. С.36-41. ISSN 1681-4568.
6. Самарский А.А., Николаев Е.С. Методы решения сеточных уравнений. М.: Наука, 1978. С. 569-571.
7. Кузнецов Ю.И., Агапитова Н.С. Математические основы моделирования на ЭВМ. Южно-Сахалинск: Издательство ЮСИЭПИ, 2003. С. 135-140.

Работа была поддержана СО РАН (проект 6.13, 16, 16.3).

НОВЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОВЫХ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ СКВАЖИН – ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЙ ГЕОАКУСТИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ

Новиков С.С.¹, Троянов А.К.², Астраханцев Ю.Г.², Начапкин Н.И.², Шпак П.Т.³

1 - ООО ПКФ «Недра - С», Астрахань

2 -Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

3 -Полтавская Экспедиция по геофизическим исследованиям скважин, Украина

История зарождения метода связана с исследованиями геоакустической эмиссии (ГАЭ) в толщах осадочных пород. Было установлено, что амплитудный уровень сигналов ГАЭ в осадочных породах в 2-3 раза ниже, чем в кристаллических. Однако в интервалах пластов-коллекторов с разной насыщенностью (вода, нефть, газ) аномальный уровень ГАЭ возрастает до величины, превосходящий уровень аномалий в кристаллических породах. Анализ амплитудно-частотных спектров, полученных в точках измерений на разных глубинах по стволу скважины, показал их различие в зависимости от характера насыщенности пласта-коллектора. Так, для водонасыщенных пластов сигнал ограничивается верхней частотой 500 Гц, для нефтяных с газовым фактором не более $50 \text{ м}^3/\text{т}$ – 2500 Гц. В газонасыщенных пластах амплитудно-частотный спектр может быть дискретным или непрерывным, при этом диапазон спектра расширяется до 3000 - 5000 Гц и более. Следует заметить, что приведенный верхний предел по частоте для газонасыщенных пластов обусловлен амплитудно-частотной характеристикой датчиков (ее линейной частью) и соответствующими параметрами измерительного тракта аппаратуры. Результаты анализа амплитудно-частотных спектров геоакустических сигналов легли в основу разработки и создания скважинной аппаратуры. Так как сигналы из объема геосреды идут неодинаково по направлениям, их регистрацию решили проводить тремя ортогонально расположенными датчиками-акселерометрами. Оказалось, что существуют различия в амплитудных уровнях сигналов, снимаемых с трех датчиков. При этом соотношение сигналов в области частот 100 - 500 Гц могло не совпадать с аналогичным соотношением в диапазоне 500 - 2500 Гц. Все это послужило основанием для разработки методики трехкомпонентных измерений вибраций геосреды интерпретации данных, отличающейся от традиционных геофизических методов исследований скважин, применяемых на практике.

Изучение характеристик ГАЭ диапазона частот 0,1 - 5,0 кГц в газовых скважинах на Севере показало, что имеются все предпосылки для выделения и исследования газоносных пластов по аномальным значениям информативных параметров регистрируемых геоакустических сигналов. Исследования ГАЭ по скв. 1792 в перфорированной толще сеноманских отложений выполнялись при статическом и динамическом режимах ее работы. Вскрытые перфорацией отложения представлены интервалами **а, б, в, г** с разными коллекторскими свойствами (рис. 1), которые были определены по комплексу методов ГИС в 1985 г. Исследования ГАЭ проводились в 2002 г.

Сопоставим и проанализируем диаграммы ГАЭ при разных режимах работы скважины. При статическом режиме работы скважины на диаграмме НН (рис. 1, колонка 1, пунктирная линия) выделяется аномалия с максимумом на глубине 1205 м. Она обусловлена интенсивным движением газожидкостной смеси по горизонтали. Выше и ниже этой аномалии амплитудный уровень ГАЭ слабо дифференцирован, что указывает на незначительное движение газожидкостной смеси по пластам и через перфорационные отверстия. В динамическом режиме форма кривой НН существенно изменяется. Возникли аномалии в интервалах (а, в) с высокими и предельно высокими коллекторскими свойствами. В интервале (б) с низкими и средними коллекторскими свойствами геоакустический уровень в области низких частот (0,1-0,5 кГц) увеличился незначительно. Следует заметить, что аномалии параметра НН в большей степени отражают движение флюида.

Диаграммы ГАЭ с горизонтальных датчиков в высокочастотной области (2,5-5,0 кГц) получены при статическом и динамическом режимах работы скважины и характеризуют движение газа по пластам и профиль его поступления в скважину (рис. 1, колонка 2). Из

сопоставления кривых Н4 и Н1 в динамическом режиме видно, что минимальные значения Н4 пространственно совпадают с максимальными значениями параметра Н1. Это связано с поступлением воды (газожидкостной смеси) через перфорационные отверстия в этих интервалах.

Сравнение амплитудных сигналов уровней ГАЭ с горизонтальных и вертикального датчиков в разных полосах частот при статическом режиме работы скважины (рис. 1, колонки 3, 4) дает основание для следующих выводов.

1. Использование трехкомпонентной системы датчиков-акселерометров дает возможность разделять направление потоков флюида (параметры Н1, Z1) и газа (Н4, Z4) по форме и особенностям аномалий. Действительно, интервал движения и поступления воды (газожидкостной смеси) в скважину четко выделяется аномалией Н1, а вертикальное движение потока характеризуется убывающей по амплитуде при удалении от источника аномалией Z1 (рис. 1, колонка 3). Аналогичная картина наблюдается в распределении ГАЭ по компонентам в области высоких частот, связанная с движением газа (рис. 1, колонка 4).

2. Превышение амплитудного уровня параметров Н4, Z4 над сигналами Н1 и Z1 непосредственно указывает на наличие и движение газа.

3. Наблюдается подобие форм диаграмм ГАЭ в разных полосах частот для отдельно взятой компоненты, например, Н1 и Н4.

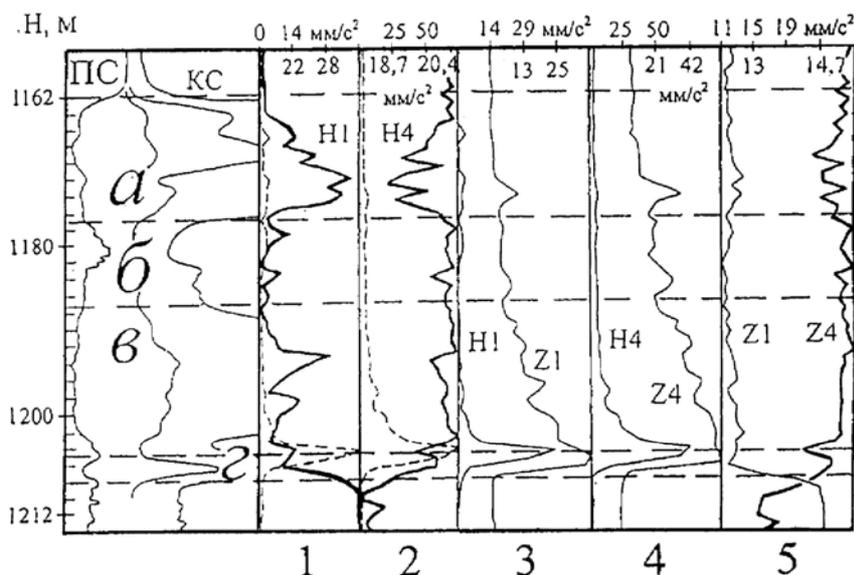
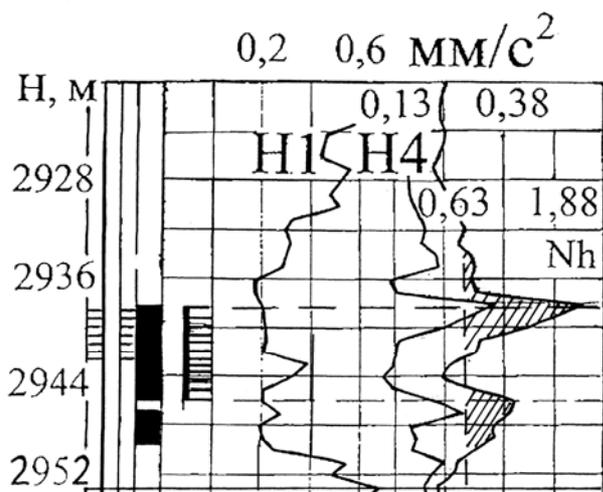


Рис. 1. Результаты исследований геоакустических сигналов в интервале перфорации толщи сеноманских отложений. Скв. 1792, Уренгойское газоконденсатное месторождение. 1 – диаграмма результирующей сигналов Н1 (0,1 - 0,5 кГц) с горизонтальных счетчиков при статическом (пунктирная линия) и динамическом режимах работы скважины; 2 – то же полоса частот 0,5 - 5,0 кГц; 3 – диаграммы сигналов (0,1 - 0,5 кГц) с горизонтальных Н1 и вертикального Z1 датчиков при статическом режиме работы скважины; 4 – то же, диапазон частот 0,1 - 0,5 кГц; 5 – диаграммы сигналов Z1 и Z4 с вертикального датчика при динамическом режиме работы скважины. Интервалы с разными коллекторскими свойствами: а – предельно высокие до высоких; б – низкие и средние; в – высокие; г – предельно высокие (данные «Севергазгеофизика»).

Соотношение между амплитудными уровнями компонент Н и Z в данных полосах частот может быть разным, что объясняется особенностями движущего потока.

Распределение акустических сигналов при динамическом режиме работы скважины для компоненты Z показано на рис. 1 в колонке 5. Кривые параметров Z1 и Z4 отличаются как по форме, так и по амплитудному уровню акустических сигналов. Один и тот же параметр,



например, Z1 при статическом режиме, может быть представлен кривой, которая заметно отличается по форме от кривой Z1, зарегистрированной в условиях динамической работы скважины. Таким образом, по данным метода трехкомпонентного геоакустического каротажа при статическом и динамическом режимах работы скважины был изучен профиль протока газожидкостной смеси из интервала перфорации скв. 1792 и показана возможность разделения направлений потоков по компонентам Н и Z.

Рис. 2 Изучение профиля притока в интервале перфорации пласта с оценкой характера насыщенности коллектора. Скв. 6443, Уренгойское газоконденсатное месторождение.

Исследования в скважине 6443 (рис. 2) проводились для решения следующих задач:

1. определение профиля притока в интервале перфорации продуктивного пласта;
2. оценка на качественном уровне характера насыщенности вскрытого перфорацией пласта;
3. выделение газонасыщенных пластов, не вскрытых перфорацией ниже башмака НКТ.

Для определения профиля притока в интервале перфорации достаточно использовать всего 2 параметра ГАЗ, характеризующие движение флюида и газа из пласта.

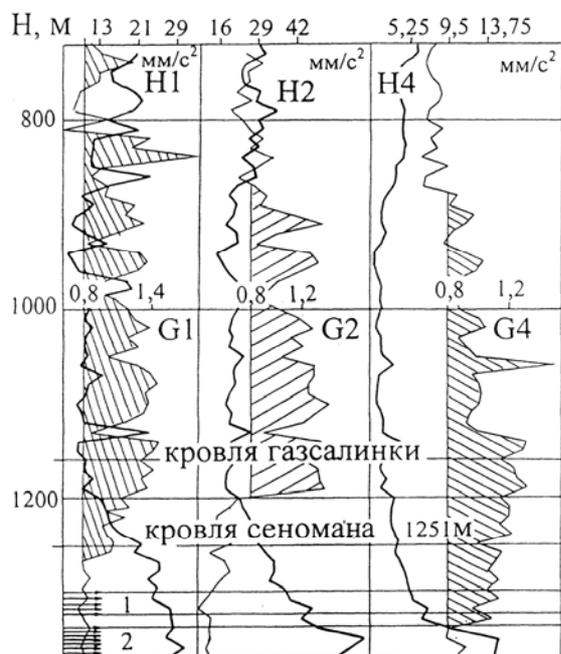


Рис. 3 Изменение параметров Н и G в условиях заколонного перетока газа. Скв. 1124, Заполярное месторождение; 1, 2 – интервалы перфорации газонасыщенного пласта–коллектора.

По диаграмме параметра N1 отмечается слабое движение флюида (нефть и вода), по параметру N4 в кровельной части данного пласта наблюдается движение нефти с высоким газовым фактором. Итак, в скважину поступает вода и нефть с высоким газовым фактором. Диаграмма расчетного параметра Nh подтверждает этот вывод. Пласт ниже зоны перфорации в интервале глубин 2946,8 - 2949,0 м выделяется как нефтенасыщенный (Nh = 1,2) со слабым значением флюида по горизонтали. Поступление нефти из этого интервала по

заколонному перетоку в подошвенную часть проперфорированного нефтяного пласта (2938,0 - 2949,6) прослеживается по возрастанию значений Nh.

Распределение информативных параметров Н и G в условиях заколонного перетока газожидкостной смеси рассмотрим на примере результатов исследований ГАЗ в скв. 1124 Заполярного месторождения. Если обратить внимание на форму кривых N1, N2, N4 и G1, G2,

G4 (рис. 3), то можно заметить, что с уменьшением аномальных значений параметра H , характеризующего наличие движения по горизонтали, начинает возрастать величина параметра G , ответственного за вертикальное движение газожидкостной смеси. Когда параметр $G = Z/H$ в полосах частот 100-500 Гц (G1), 500-5000 Гц (G2) и 2500-5000 Гц (G4) превышает некоторое граничное значение (0,8), можно выделять заколонный переток, интенсивность которого на качественном уровне будет определяться величиной параметра G .

Исследования в скважине Восточная Полтава – 12 (Украина) показали, что ниже глубины примерно 2400 м выделяется, по крайней мере, до отметки 3600 м аномалия геоакустических сигналов в области высоких частот (параметры $H4$ и $Z4$, 3,0 - 5,0 кГц), которая обусловлена присутствием газа (рис. 4а). Подтверждением наличия данной аномальной зоны, связанной с газоносностью геосреды, могут служить аномалии параметров Nh и Nz , указывающие на долю высокочастотных сигналов в интегральном уровне регистрируемых геоакустических сигналов (рис. 4б).

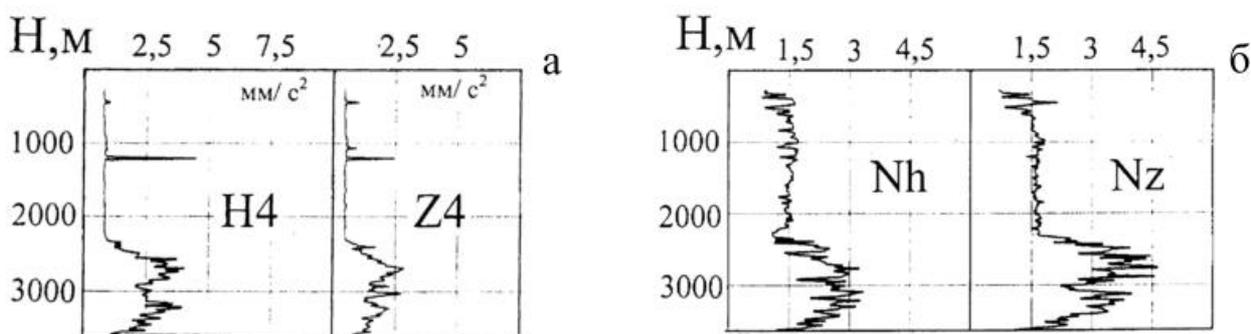


Рис. 4 Диаграммы распределения измеренных (а) и расчетных (б) параметров трехкомпонентного геоакустического каротажа в скв. Восточная Полтава – 12 (Украина).

Для исследований в скважинах Астраханского газоконденсатного месторождения был разработан автономный вариант скважинной аппаратуры, опускаемой в скважину на проволоке. Аппаратура позволяет в течение 6 часов автономно регистрировать геоакустические сигналы на глубинах более 3000 – 4000 м при температуре до 130° С.

После подъема автономного скважинного прибора и увязки глубин данные представляются в виде LAS – файлов и подвергаются обработке с последующим выводом графиков (диаграмм).

Из коммерческих соображений проиллюстрировать результаты измерений не представляется возможным. Тем не менее, задача поиска источников затрубного давления газа с применением данного метода решается успешно. Попутно оцениваются на качественном уровне герметичность пакеров, профиль притока газа при статическом и динамическом режимах работы скважины, а также перспективные интервалы небольших по мощности не вскрытых перфорацией газонасыщенных пластов-коллекторов.

Особенностью метода является его высокая чувствительность к процессам газовыделения из пластов пород. В пластах-коллекторах высокой проницаемости, когда фильтрат бурового раствора проникает в пласт на большую глубину (1- 4 м), вследствие чего стандартный метод бокового каротажного зондирования (БКЗ) в силу его ограниченной глубинности указывает на воду, оценка газонасыщенности пласта становится проблематичной. Трехкомпонентный геоакустический каротаж обнаруживает даже слабое движение газа, выражающееся в присутствии высокочастотных всплесков сигналов в области высоких частот. Таким образом, данный метод, оснащенный соответствующим программно-аппаратурным комплексом успешно решает ряд задач по контролю за эксплуатацией газовых скважин.

НОВЫЙ АЛГОРИТМИЧЕСКИЙ БАЗИС ТЕХНОЛОГИИ ВЕКТОРНОГО СКАНИРОВАНИЯ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Новоселицкий В.М., Долгаль А.С., Бычков С.Г.

Горный институт УрО РАН, Пермь

dolgal@mi-perm.ru

Одно из направлений в интерпретации геофизических методов, использующих потенциальные поля (прежде всего, гравитационное и магнитное), связано с попытками получения послойного распределения физических свойств горных пород. Достоверное разделение источников полей в пространстве при использовании минимума априорной информации о геологической среде с теоретических позиций принципиально невозможно. Тем не менее, необходимость построения трехмерных распределений плотности и намагниченности пород диктуется практикой геофизических работ, усложнением геологических задач, высокой степенью освоения ресурсов и т.д. Поэтому, учитывая известные теоретические ограничения, используя некоторые свойства потенциальных полей и априорную геологическую информацию, в последние годы интенсивно создаются принципиально новые методы интерпретации полей, имеющие целью построение трехмерной модели строения геологической среды, адекватной наблюдаемому полю и имеющейся априорной информации. К таким методам относятся интерпретационная томография [1], частотная селекция [3, 7], корреляционное зондирование [5], компенсирующая фильтрация [4, 11], методы, основанные на аналитическом продолжении полей [2, 6], способ послойного определения плотности [12] и др.

В начале 80-х годов прошлого столетия в Горном институте УрО РАН под руководством проф. В.М. Новоселицкого [8-10] при доказательстве устойчивости вычисления горизонтальных векторов в треугольном полигоне заложены основы метода векторного сканирования, реализованного в компьютерной системе VECTOR. Эффективность системы подтверждена многочисленными результатами ее практического использования при решении широкого круга геологических задач, в том числе при поисках и разведке месторождений углеводородов. Практика подтверждает повышенную разрешающую способность технологии VECTOR по сравнению с традиционными методами линейной трансформации гравитационного и магнитного полей.

На начальной стадии обработки по нерегулярной сети пунктов, распределенных в области $D: x_1 \leq x \leq x_2, y_1 \leq y \leq y_2$, в которых проведены измерения анализируемого поля V , выполняется триангуляция - строится система многократно перекрывающихся треугольников, в центрах пересечения медиан которых устойчиво определяются значения ортогональных составляющих горизонтального градиента V_x и V_y . Затем осуществляется векторное усреднение градиентов в скользящих окнах различного размера L^1, L^2, \dots, L^N ; исключение фоновой составляющей поля (в случае необходимости); вычисление разностей \mathbf{V}_x^k и \mathbf{V}_y^k между градиентами исходного поля и их усредненными значениями; численное интегрирование полученных дискретных значений $V^k = \iint_D \mathbf{V}_s^k dx dy$, где $\mathbf{V}_s^k = \mathbf{V}_x^k + \mathbf{V}_y^k$ - вектор полного горизонтально градиента, $1 \leq k \leq N$.

Полученные результаты - составляющие поля V^1, V^2, \dots, V^N отождествляются с аномальными эффектами, обусловленными объемами геологической среды, ограниченными поверхностью Земли и некоторыми последовательно возрастающими эффективными глубинами $h_{эф}^1, h_{эф}^2, \dots, h_{эф}^N$. Соответственно, составляющая поля ΔV^k , обусловленная влиянием k -го горизонтального слоя с кровлей, находящейся на глубине $h_{эф}^{k-1}$ и подошвой, находящейся на глубине $h_{эф}^k$, определяется выражением $\Delta V^k = V^k - V^{k-1}$.

Предлагается реализовать процесс векторных преобразований потенциального поля V с целью выделения составляющих ΔV^k , $1 \leq k \leq N$, на основе аналитической истокообразной аппроксимации либо горизонтальных градиентов V_x , V_y , либо непосредственно самих значений V . С последним вариантом постановки задачи приходится сталкиваться достаточно часто при проведении зонально-региональных геофизических работ, при совместном использовании в процессе интерпретации данных современных полевых гравиметрических работ и материалов площадных геофизических съемок прошлых лет.

Аналитическая аппроксимация сводится к определению физических параметров системы сингулярных источников, расположенных под каждой точкой задания поля, которая создает поле, практически тождественное (ε -эквивалентное) исходному. В вычислительном плане данная задача представляет собой решение системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), которая в матричной форме записывается следующим образом: $\mathbf{Ax} = \mathbf{W}$, где \mathbf{x} - неизвестные физические параметры источников (масса m или намагниченность J); \mathbf{A} - коэффициенты, определяющие аномальный эффект источников при $x = 1$ (например при использовании источников в форме шара для гравитационного поля Δg : $A = (\zeta - z) / \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}$, где ξ, η, ζ - координаты центра шара); \mathbf{W} - значения V , или V_x , или V_y .

Допустим, что в результате решения СЛАУ подобраны параметры источников, создающие поле \mathbf{W}^* , удовлетворяющие условию $\|\mathbf{W} - \mathbf{W}^*\|_{L_2} \leq \varepsilon$, где ε - величина, сопоставимая с точностью задания поля \mathbf{W} . Тогда, как доказано В.И. Ароновым, в любой произвольно выбранной точке P пространства, расположенной выше сингулярных источников, будет выполняться условие $|\partial^{l+m+n}W(P)/\partial x^l \partial y^m \partial z^n - \partial^{l+m+n}W^*(P)/\partial x^l \partial y^m \partial z^n| < \delta_{l+m+n}$, причем при $\varepsilon \rightarrow 0$, $\delta_{l+m+n} \rightarrow 0$. Следовательно, при построении истокообразной аппроксимации поля V обеспечивается оптимальное по точности восстановление значений горизонтального градиента поля V_s на любой вышележащей (по отношению к источникам) поверхности S .

Таким образом, можно провести вычисление значений горизонтальных градиентов V_x и V_y на различных уровнях H^1, H^2, \dots, H^N , а затем проводить вычисление составляющей поля от горизонтального слоя ΔV^k , ограниченного глубинами $h_{\text{эф}}^{k-1}$ и $h_{\text{эф}}^k$ по формуле $\Delta V^k = \iint_D [(\mathbf{V}_x^{H_1} - \mathbf{V}_x^{H_2}) + (\mathbf{V}_y^{H_1} - \mathbf{V}_y^{H_2})] dx dy$, где верхние индексы отвечают высотам, на которых определено пространственное распределение горизонтальных градиентов $H_1 = h_{\text{эф}}^{k-1}$ и $H_2 = h_{\text{эф}}^k$, $H_1 < H_2$.

Пересчет потенциального поля на высоту H в спектральной области близок усреднению в скользящем окне с радиусом $R \approx 3.5H$. Однако операция пересчета поля в верхнее полупространство, в отличие от усреднения, характеризуется отсутствием резонансных явлений и при определенных параметрах весьма близка к оптимальной фильтрации (фильтр Колмогорова – Винера).

Новая вычислительная схема характеризуется рядом преимуществ перед ранее использованным алгоритмом:

- используется оптимальное по точности восстановление значений горизонтальных градиентов анализируемого поля \mathbf{W} в верхнем полупространстве;
- исключается влияние разновысотности точек измерений на величину горизонтальных производных V_x и V_y ;
- осуществляется эффективная фильтрация помех негармонического характера;

- выполняется строгий аналитический учет различий в уменьшении амплитуды гравитационных и магнитных аномалий по мере удаления от источников;
- отсутствуют искажения трансформант (рис. 1), связанные с использованием преобразований поля в скользящих окнах (явление Гиббса, краевые эффекты);

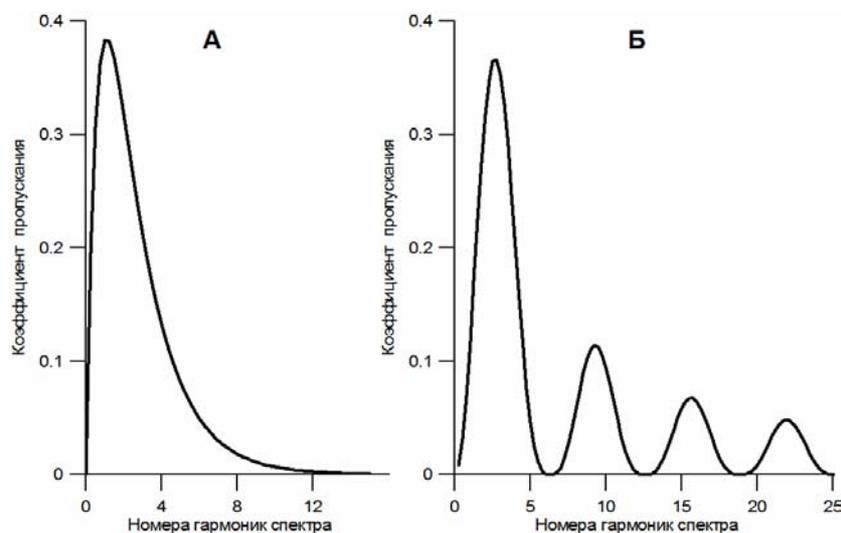


Рис. 1. Частотные характеристики преобразований, использующихся при выделении эффекта ΔV^k от слоя: А – методом пересчета на высоту; Б – методом усреднения в скользящем окне

- разделение аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ на составляющие происходит с

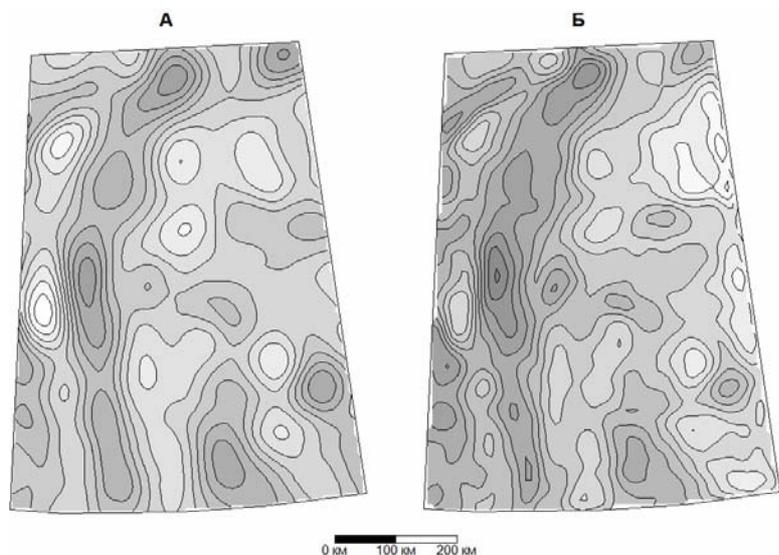


Рис. 2. Разностные аномалии поля силы тяжести северо-западной части Сибирской платформы, вычисленные:

- А – программой «ВЕКТОР» при $k=0.3$ и $k=0.1$;
- Б – пересчетом на высоты $H_1=15$ км и $H_2=30$ км

учетом направления вектора нормального магнитного поля Земли;

- имеется возможность контроля точности численного интегрирования при восстановлении поля по значениям горизонтальных градиентов;

- обеспечивается возможность одновременной обработки больших массивов информации ($\sim 10^5$ - 10^6 точек задания поля).

Новая аппроксимационная модификация системы «ВЕКТОР» реализована в виде соответствующей программы и используется для решения практических задач (рис. 2). Дальнейшее развитие представленного подхода

может идти в направлениях использования при разделении полей всех трех составляющих вектора градиента V_x , V_y , V_z и различных производных более высоких порядков (вплоть до тензорных компонент). Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-96011).

Литература:

1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Интерпретационная томография по данным гравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D» / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар.семинара им.Д.Г.Успенского, М., ОИФЗ РАН, 2004, с.11.
2. Баньковский М.В., Полухтович Б.М., Гейхман А.М. Изучение глубинного строения и перспектив нефтегазоносности восточной части Преддобружинского прогиба и прилегающей акватории Черного моря по данным метода квазиэкстремумов квадратичного функционала /Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 17-18.
3. Довбнич М.М. Опыт построения 3D плотностных моделей на основе частотной селекции гравитационного поля / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар.семинара им.Д.Г.Успенского, М., ОИФЗ РАН, 2004, с.24-25.
4. Лебедев А.Н., Петров А.В. Корреляционное зондирование геополей /Известия вузов, №3, 2001.
5. Липилин А.В., Никитин А.А., Черемисина Е.Н. Проблемы комплексной интерпретации геофизических данных по региональным профилям и пути их решения / Геофизика, №4, 2002, с. 3-6.
6. Мартышко П.С., Новоселицкий В.М., Пруткин И.Л. О разделении источников гравитационного поля по глубине/ Электронный научно-информационный журнал "Вестник отделения наук о Земле РАН" № 1(20)'2002. www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-7.htm#begin
7. Мусебов Н.И., Целомудрова М.И., Голева Р.В. Методика глубинного гравиметрического зондирования и ее возможности в решении прогнозно-поисковых и экологических задач // Геофизический вестник №10, ЕАГО, 2004, с.9-12.
8. Новоселицкий В.М. Интерпретация гравитационных аномалий в условиях латерального изменения плотности осадочных толщ. Дисс. ... уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Пермь, 1975. – 368 с.
9. Новоселицкий В.М., Бычков С.Г., Чадаев М.С., Щербинина Г.П., Простолупов Г.В. Основные технологии векторной обработки и интерпретации гравитационных и магнитных полей /Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 28-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 71-72.
10. Новоселицкий В.М., Маргулис А.С., Чадаев М.С. Использование гравиметрической градиентной съемки для локализации плотностных неоднородностей / Геофизические работы при региональных и геологосъемочных исследованиях на Урале. Свердловск, 1989. С 33-35.
11. Петров А.В. Алгоритм адаптивной компенсирующей фильтрации потенциальных полей /Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 89-90.
12. Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности по гравитационным аномалиям, на примере профиля Свободный – Комсомольск-на-Амуре – м.Сюркум /Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 96-98.

АЭРОТЕХНОГЕННОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ ПО МАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Нульман А.А., Коптева Р.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
nulm@list.ru

Атмосферные примеси – важнейший компонент природной среды. Атмосферная эмиссия имеет как космические, так и земные источники и может вызывать широкомасштабные изменения среды обитания. Среди твёрдых примесей земного происхождения приблизительно в равных долях присутствуют антропогенные и природные [2]. По своему генезису атмосферные примеси подразделяются на высоко- и низкотемпературные. При высокотемпературных процессах происходит преципитация из расплавов. Это характерно для частиц вулканического и космического происхождения, а также для техногенных частиц, образующихся при переплавке минерального сырья и твёрдого и жидкого топлива. Общая особенность этих частиц – сферическая форма и рыхлая пористая структура [3, 4, 5]. Они в большинстве своём содержат железо и другие тяжёлые металлы и обладают высокой магнитностью. К низкотемпературным процессам, являющимся источниками аэрозолей, относятся процессы выветривания горных пород, почвообразования, испарения, химических реакций в атмосфере, а также процессы механического разрушения различных конструкционных материалов. Частицы низкотемпературного генезиса, также содержат железо и тяжёлые металлы, в том числе в сильномагнитных формах.

Для установления источников атмосферной эмиссии, а также особенностей трансформаций природной среды в результате загрязнения атмосферного воздуха необходима информация об атмосферных примесях на больших территориях, что требует применения оперативных и малозатратных методов. Использование точечных анализов атмосферного воздуха для получения подобной информации нереально из-за чрезвычайно высоких затрат. Информацию о присутствии примесей в атмосфере можно получить на основании расчётов, в которых в качестве исходных данных используются параметры атмосферных выпадений, собранных на планшетах. Кроме того исследования атмосферных выпадений дают информацию об аэрогенном воздействии на почвы и водоёмы. В зависимости от конкретной задачи применяются искусственные планшеты или в качестве планшетов используются природные среды – хвоя, листва и кора деревьев, лесной опад, лесная подстилка, верхние слои почвы, снег. Эти среды депонируют атмосферные выпадения в течение различных временных периодов, и анализ загрязнителей, собранных на них, позволяет получать информацию как о поступлении загрязнителей на земную поверхность, так и о наличии примесей в атмосфере. Поскольку в атмосферных выбросах любого генезиса всегда присутствует сильномагнитный компонент, недеструктивные, оперативные и высокоточные магнитные методы эффективны для изучения особенностей поведения атмосферных примесей.

Планшеты депонируют не только первичные выпадения, но и педогенную пыль, а также атмосферные примеси, выпавшие на земную поверхность в предшествующие периоды и поднимаемые с земной поверхности местными мелкомасштабными воздушными потоками (вторичные выпадения). Фундаментальный аспект содержится в проблеме первичных выпадений, тогда как вторичные представляют интерес для решения медицинских и социальных проблем урбанизированных территорий. Выделить первичные выпадения позволяет использование в качестве планшета снежного покрова, поскольку при достаточно длительном устойчивом снежном покрове вторичная составляющая пренебрежимо мала.

Диагностика генезиса атмосферных примесей представляет сложную фундаментальную проблему. Наиболее актуальна диагностика высокотемпературных аэрозолей. С этой целью исследуют минеральные частицы известного генезиса, в частности, вулканогенные и космогенные [4, 5]. Определённой информативностью могут обладать результаты исследования техногенных высокотемпературных аэрозолей известного

источника. Последние важны также и для решения прикладных задач, связанных с техногенной трансформацией природной среды. Применение магнитных методов может дать существенную информацию для диагностики генезиса атмосферных примесей.

Экспериментальная база для магнитоэкологических исследований в Институте геофизики УрО РАН была заложена профессором Н.А. Ивановым, а в дальнейшем член-корреспондентом РАН В.И. Уткиным. Ключевую роль в организации работ сыграл И.И. Глухих. Измерения дифференциальных магнитных моментов образцов различных компонентов природной среды проводятся с помощью моста для измерения анизотропии магнитной восприимчивости Kappabridge KLY-1 фирмы “Geofizika” и отечественного прибора ИМВО. Разработана система калибровки [1], позволившая устранить присущую индукционным измерителям магнитного момента нестабильность чувствительности. Чувствительность измерений дифференциальных магнитных моментов для цилиндрических образцов объемом $\leq 40 \text{ см}^3$ составляет 10^{-13} м^3 и для образцов объемом $\leq 400 \text{ см}^3 - 10^{-11} \text{ м}^3$. Погрешность относительной калибровки $\leq \pm 0.1\%$.

Средний Урал представляет собой уникальный регион для исследований аэрозолей. Здесь сочетается наличие старопромышленных территорий и территорий, находящихся под влиянием современных мощных источников атмосферной эмиссии различной природы. При этом представлены зоны с комбинированным воздействием разных источников и зоны, где действуют моноисточники загрязнения. В то же время можно обнаружить участки, достаточно удалённые от источников атмосферной эмиссии. Таёжная климатическая зона позволяет проводить исследования в лесных массивах, следовательно, использовать естественные планшеты, а низкогорный рельеф выбирать участки с определёнными особенностями распределения осадков. Наличие устойчивого снежного покрова в течение пяти зимних месяцев позволяет исследовать первичные атмосферные выпадения.

Исследования проводятся на полигоне протяжённостью ≈ 100 км на запад от г. Екатеринбурга, включающем юго-западную часть г. Екатеринбурга и северную часть г. Ревда (промзона). Протяжённость полигона в меридиональном направлении ≈ 30 км. Пункты наблюдений расположены в лесных массивах в разной степени антропогенно-преобразованных, а также в городских парках. Полигон включает зоны аэрального загрязнения от различных антропогенных источников. Источники низкотемпературных аэрозолей – предприятия по вторичной переработке и обработке металлов и транспорт. Высокотемпературные антропогенные аэрозоли поступают в атмосферу с газопылевыми выбросами энергетических установок и котельных, работающих на твёрдом и жидком топливе, а также с выбросами медеплавильного завода.

К настоящему моменту на полигоне закреплено по системе GPS 175 постоянных пунктов наблюдений. Регулярный отбор проб природных сред начат в 1997 году с ежегодными повторами в большинстве пунктов, включая 2006 г. Работы проводились на полевой базе и с участием сотрудников Института экологии растений и животных УрО РАН. К настоящему времени собрана коллекция проб лесного опада, лесной подстилки, почвы и твёрдой фракции талого снега с размерами частиц >1 мкм. Пробы исследованы с применением неdestructивных методов. Для проб твёрдой фракции талого снега определены масса m_{dust} [кг] и дифференциальные магнитные моменты dM/dH [м^3] пылевой фракции. При отборе проб фиксирована масса m_{snow} [кг], площадь отбора S [м^2] и время с начала снеговстава до момента отбора проб t [сутки]. Для проб лесного опада, лесной подстилки и почвы определена удельная магнитная восприимчивость χ [$\text{м}^3/\text{кг}$].

На полигоне проведены работы по разработке магнитных методов для оценки ряда параметров аэрогенного загрязнения среды обитания. В качестве базового параметра, характеризующего первичное аэрогенное загрязнение земной поверхности, введена поверхностная плотность магнитных загрязнителей, представляющая собой дифференциальный магнитный момент пыли, выпавшей на единицу земной поверхности в зимний период $Q_{\text{FM}}=dM/dH/S$ [м]. По физической природе параметр Q_{FM} близок к объёмной магнитной восприимчивости. Параметр Q_{FM} определён для пылевой фракции >1 мкм. Значения Q_{FM} определены для зимних периодов 1997 – 2006 гг. При изучении

пространственного распределения параметра Q_{FM} на полигоне выделены зоны с различными особенностями. К зоне высоких знакопеременных градиентов отнесена территория протяжённостью 4.5 км в западном и ≈ 15 км в восточном направлении, охватывающая Ревдинский промузел, а также полосовые аномалии шириной ≈ 150 м вдоль автомагистралей и железных дорог. В этих зонах параметр Q_{FM} достигает экстремальных значений. Далее по мере удаления от этих центров расположены зоны относительно низких слабо изменяющихся градиентов, в которых наблюдаются повышенные значения параметра Q_{FM} , постепенно снижающиеся с расстоянием и слабо варьирующие сообразно рельефу. Зона минимальных значений Q_{FM} протяжённостью 5 км расположена на западной окраине полигона вне зон влияния антропогенных источников. В этой зоне параметр Q_{FM} варьирует, по-видимому, в зависимости от рельефа.

Из параметра Q_{FM} вычислена магнитная пылевая нагрузка $P_M = Q_{FM} / t$ [м/сутки], характеризующая интенсивность первичного аэрогенного загрязнения земной поверхности. Исследована связь параметра P_M с химическим составом атмосферных выпадений. Из всей совокупности значений P_M составлена выборка, содержащая 39 значений, представляющих зоны влияния основных источников аэротехногенного загрязнения полигона, а также зоны, удалённые от этих источников. Для включённых в выборку проб в твёрдой фракции талого снега определены количества меди, свинца, цинка, железа, марганца, титана, никеля, хрома, кадмия и вычислены значения суммарных показателей нагрузки этих металлов Z_p . Химические анализы проведены в Институте высокотемпературной электрохимии УрО РАН методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. Суммарный показатель нагрузки металлов Z_p представляет собой сумму превышений масс металлов-загрязнителей, выпадающих на единицу земной поверхности в единицу времени

$$Z_p = \sum_{i=1}^n K_{Pi} - (n - 1),$$

где $K_{Pi} = P_i / P_{fi}$ – коэффициент относительного увеличения нагрузки i -того элемента, P_i – нагрузка i -того элемента в исследуемом пункте, P_{fi} – нагрузка i -того элемента в фоновой зоне, n – число учитываемых элементов [6]. Установлена линейная связь между значениями относительного увеличения магнитной нагрузки в выборке и суммарным показателем нагрузки Z_p девяти тяжёлых металлов – меди, железа, цинка, свинца, марганца, хрома, никеля, титана и кадмия.

Таким образом, установлено, что для атмосферных выпадений различного генезиса (низко- и высокотемпературных) с определённой степенью приближения существует унифицированная связь между суммарными содержаниями тяжёлых металлов и объёмной магнитной восприимчивостью.

На основании установленной корреляции между параметрами P_M и Z_p разработан способ определения суммарного показателя аэрогенной нагрузки металлов на окружающую среду. Способ позволяет на основании измерений магнитной пылевой нагрузки определять суммарные показатели нагрузки металлов, поступающих с пылевой фракцией > 1 мкм. Метод применим для определения суммарных показателей нагрузки металлов, поступающих с первичными атмосферными выпадениями на территориях с высокой степенью урбанизации. Построена карта распределения параметра Z_p для северо-западной части г. Ревда и прилегающих к ней лесных массивов.

В зонах влияния высокотемпературных источников основными загрязнителями атмосферы являются пылевые соединения тяжёлых металлов в сочетании с сернистым ангидридом. Массовая концентрация загрязнителей в воздухе рассчитывается на основании концентрации в снеге [7]. Поэтому массовая магнитная концентрация (удельная магнитная восприимчивость χ_{dust}) первичных атмосферных выпадений может быть рассчитана на основе массовой концентрации магнитных загрязнителей в воздухе. Исследовалась возможность использования этой характеристики в качестве индикатора загрязнения воздуха в зонах влияния высокотемпературных источников. Исследование проведено на участке полигона, расположенном в зоне, где моноисточником аэрального загрязнения является Среднеуральский медеплавильный завод. В этой зоне Институт экологии растений и

животных УрО РАН проводил экологическую диагностику [8]. Трансформации разных компонентов среды оценивались по трёхступенчатой системе. Наиболее близкая к источнику зона – техногенная пустыня, полностью лишённая высшей растительности и почвы. Далее расположена импактная зона, характеризующаяся ярко выраженной патологией экосистемы. Наиболее слабая трансформация экосистемы наблюдается в буферной зоне, где обнаруживаются значимые изменения, не достигающие патологического уровня.

Для магнитных исследований был выбран участок, расположенный в буферной зоне, которая была определена по изменениям в сообществах эпифитных лишайников, чувствительных к загрязнению воздуха сернистым ангидридом и металлами. В большей части этой зоны не обнаружено значимых поражений других экосистем. Участок расположен в наиболее сниженной полосе Среднего Урала между горой Белой и Шайтанским Увалом на расстояниях 9.7 – 4.8 км от источника эмиссии в наветренном направлении в зоне относительно низких градиентов параметра Q_{FM} постоянного знака. Расположение участка между двумя горными хребтами и относительно небольшая его протяжённость (5 км) обеспечило постоянство состава атмосферных примесей, связанных с региональным загрязнением [7]. Удельная магнитная восприимчивость атмосферных выпадений $\chi_{\text{dust}} = dM/dH/m_{\text{dust}} [\text{м}^3/\text{кг}]$, характеризующая концентрацию сильномагнитных частиц, определена по результатам опробований 1997, 2003 и 2004 гг. По результатам 10 определений в пяти пунктах магнитная восприимчивость варьирует относительно среднего значения с коэффициентом вариации $v = \pm 0.17$ и превышает значения в зоне минимального загрязнения в среднем в 4 раза.

Таким образом, установлено, что в зоне влияния высокотемпературного источника удельная магнитная восприимчивость первичных атмосферных выпадений является чувствительным индикатором, надёжно фиксирующим слабое загрязнение воздуха.

Литература:

1. Нульман А.А., Уткин В.И. Калибровочные образцы для измерений индукционного магнитного момента. // Измерительная техника, 2000, №1. С.52-54.
2. Матвеев Л.Н. Курс общей метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1976, 640с.
3. Лисицин А.П. Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 1974, 440с.
4. Антипин В.С., Язев С.А., Перепелов А.Б. и др. Висимский метеорит (25 сентября 2002 года) – результаты комплексных исследований // Геология и геофизика, 2005. Т.46, №10. С.1050-1064.
5. Сандмирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник ЛЗАУНЦ. Науки о Земле, 2003, №1. С.135-140.
6. Саев Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 336с.
7. Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.
8. Воробейчик Е.Л., Садыков О.Ф., Фарафонов М.Г. Экологическое нормирование техногенных загрязнений наземных экосистем. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 280с.

МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ МОДЕЛЕЙ СОВРЕМЕННОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Овчаренко А.В.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

ark-ovcharenko@yandex.ru

Реконструкция деформационного процесса во времени и в пространстве принципиально невозможна без создания некоторой модели явления. Трудности с выявлением природной динамики деформаций затрудняют создание надежных прогностических моделей сейсмичности и развития других опасных геодинамических явлений. Для многих регионов с высокой геотектонической и сейсмической активностью такая проблема жизненно важна. Не менее важна она и для Уральского региона, в котором техногенная нагрузка на геологическую среду очень высока и кроме того, регион насыщен большим числом опасных производств и объектов. При создании моделей процесса современного деформирования земной коры необходимо решать ряд системно сложных задач. А именно: формирование информационной основы или базы данных моделирования; создание физико-математической основы и программных средств моделирования, которые адекватны сложности процесса; собственно моделирование или решение серии обратных задач по определению неизвестных параметров модели, всестороннее изучение созданной модели и оценка ее соответствия природному процессу, в том числе с применением средств динамической визуализации. И, наконец, как основная цель моделирования, прогнозирование процесса и изучение по модели возможных следствий для возникновения потенциально опасных геодинамических явлений. Информационную основу моделирования процессов современного деформирования земной коры составляют данные комплексного геодинамического мониторинга, который можно подразделить на прямой и косвенный. При моделировании используются также разнообразные вспомогательные картографические данные и числовые модели (дневной рельеф, потенциальные поля и геологические структурные поверхности, гидрография, населенные пункты, горно-рудные предприятия, важные технические сооружения и объекты). Геодинамический мониторинг на протяжении почти двух столетий накопил большой объем разнообразных данных, которые отличаются как измеряемыми физическими характеристиками, так и точностью, дискретностью наблюдений, сетями наблюдений, форматами регистрации и хранения. Данная информация рассеяна по многочисленным публикациям и специализированным базам данных. Поиск, сбор данных и приведение их к форматам для моделирования представляют трудоемкую, но обязательную задачу. В таблице 1 приведены как прямые, так и косвенные, данные геодинамического мониторинга, которые используются нами при моделировании процессов деформирования земной коры, в том числе по Уральскому региону.

*Данные геодинамического мониторинга,
применяемого при моделировании современных деформаций земной коры*

Таблица 1

Метод мониторинга	Период наблюдений и дискретность	Оценка точности параметров	Примечания
Методы прямого мониторинга деформаций			
Global Network GPS (смещения Lon, Lat, Rad) URL= http://milhouse.jpl.nasa.gov/series.html	1992-1998-2007... каждые сутки (час, 15 мин)	0.14 mm/yr -lat 0.4 mm/yr -lon 0.88 mm/yr-rad	ARTU, SELE, POL2, KIT3, ZECK, ZWEN, MDVO, NRIL, NVSK, CHUM и др.
Local Network GPS (компоненты скорости горизонтальных смещений)	1992-2007... 1-3 раза в год (перманентно 5-15 сек)	Для гориз. смещений 5-15 мм/yr	Репера по Северному Тянь-Шаню (>500) и единичные репера (ИГД) по Уралу

Кварцевые деформографы	1979-2007 1 час	10^{-9}	Ст.: Медео, Талгар, Бишкек, Курты, Тургенъ
Светодальномерные наблюдения на поверхности и в горных выработках	Непрерывно 1 час 1 мин	μ	Выполнялись на Урале эпизодически (данные не найдены)
Геодезические наблюдения по сетям триангуляций	1940-1991 1 раз в 20-30 лет	?	ГУГК- Уралаэрогеодезия
Горно-инструментальные измерения в шахтах	До 2000 г 1-4 раза в год	?	ИГД УрО РАН (напряжения)
Наклономерный мониторинг	1 -2 часа	30"	Ст. Кунгур (архив ИГФ)
Многократные нивелировки	5-20 лет	0.5 мм	Карта и репера эпохи 1988 г
Мониторинг сверхдлинных баз VLBI	Год/Сутки/ час	1-5 мм	Для Урала отсутствуют
Методы косвенного мониторинга деформационного процесса			
Непрерывный мониторинг уровня моря (PSWL) URL= http://www.nbi.as.uk/psmsl/sea_level.html	(1900)-2000 каждые сутки и среднее за месяц Длиннопериодические вариации уровня моря с обратным знаком могут быть приняты за вертикальные движения уровня станции	Точность определения длинно периодических колебаний уровня моря условно оценена в 0.5 см	Для Урала Учтены данные по 25 станциям морей Северного Ледов. океана (Русская гавань и др. 1950-2000) и ст. Каспийского моря
Выборочные данные из каталогов IRIS, NEIS Исторический региональный каталог Инструментальный каталог KNDC 2001-2007	1900-1963 1963-1978 1978-2001 2001-2007	До 1963 г ± 30 км Глубина ± 5 км После 2001 Координаты $\pm 2-5$ км, Глубина ± 1 км	По Уралу данные до 2001 неполные и менее надежные. Имеются также каталоги горных ударов
Сейсмоакустический мониторинг в скважинах	1995-2000	Условная точность Имп./мин	эпизодические данные по отдельным скв.
Газогеохимический мониторинг в скважинах и шпурах	1995-2007	Условная точность В 1-5 %	эпизодические данные по отдельным скв.
Гидрогеологический мониторинг уровня воды в скважинах	1980-2007	5 см	Служба мониторинга действует
Мониторинг вариаций гравитационного и магнитного поля	Систем. данных по вариациям гравитационного поля нет	Микрогаллы 0.1 нТл	Карты векового хода магнитного поля для нескольких эпох

Основной объем информации для определения амплитудных параметров модели поставляют сети непрерывного GPS-мониторинга и локальные сети, а также деформометрические сети. Важное значение сохраняют карты повторных нивелировок. Информация для определения кинематических параметров поставляется главным образом сейсмологическим, гидрогеологическим и перманентным мониторингом GPS. В 2007 были выполнены высокоточные GPS-определения координат примерно 30 пунктов для Среднего Урала, которые в дальнейшем будут служить основой для локальной сети GPS с дискретным опросом 1-2 раза в год. Определение некоторой универсальной физико-математической

основы для моделирования процессов деформирования земной коры представляет многоаспектную проблему весьма далекую от полного разрешения. В настоящее время более уместно говорить о моделировании в рамках того или иного направления и в рамках тех или иных гипотез и допущений. Так в работах [1-9] развивается подход, основанный на формальном описании процесса квазиупругого деформирования полупространства семейством некоторых динамических функций. В рамках такого подхода проблема моделирования формулируется и решается, как некоторая нелинейная оптимизационная задача по определению семейства неизвестных параметров модели. С применением определенной декомпозиции такая проблема сводится к решению двух более простых проблем, а именно, частной обратной нелинейной задачи по определению так называемых кинематических параметров модели и обратной линейной задачи по определению амплитудных параметров модели. Применяемая декомпозиция проблемы позволяет на первом этапе использовать многочисленные данные косвенных методов геодинамического мониторинга, которые отражают только кинематическую картину процесса деформирования, но не позволяют прямо и достоверно судить об истинных амплитудах деформационного процесса. Для решения второй задачи используются исключительно инструментальные данные изучения динамических деформаций. Сводки формул для описания различных характеристик тензора динамического деформирования приведены нами, например, в работах [1,2,4,9]. В настоящее время наиболее полно проработаны и исследованы вопросы моделирования с применением семейств аппроксимирующих функций для плоских и сферических деформационных фронтов [1,2], а также семейств сферических динамических деформаций [5]. Видимо, в настоящее время можно ставить и решать более сложные обратные задачи для семейств плоских и сферических фронтов, которые ограничены по простиранию и глубине. Программно-алгоритмический аспект проблемы моделирования состоит в том, что при создании системно-сложных моделей невозможно обойтись какой-то одной, даже очень сложной, программой или пакетом программ. В процессе исследований и моделирования необходимо формировать и творчески использовать довольно сложную программную среду, которую принято именовать интегрированной средой обработки. В интегрированную среду обработки и моделирования входят разнообразные текстовые и табличные редакторы, офисные средства, трансляторы для языков высокого уровня, стандартизированные средства графического представления и визуализации, средства удаленного доступа, GIS-технологии для формирования и использования вспомогательных картографических данных и т.д. В процессе вспомогательной обработки инструментальных данных GPS-мониторинга применяются специализированные средства (например, GAMIT/GLOBK, TGO, GMT). Подчернем, что ядром любого моделирования сложных природных процессов всегда должны выступать средства, которые являются развиваемыми и модернизируемыми. В данном случае применяется обширный авторский комплекс программ, основу которого составляют средства решения обратных задач для нахождения кинематических и амплитудных параметров 4D-модели, средства вспомогательной обработки и стандартизации форматов исходных данных различных видов мониторинга, средства 1D/2D/3D/4D-графического вывода для визуализации модели, в том числе динамической визуализации, средства прогнозных расчетов по созданной модели. Для автоматизации использования интегрированной среды широко применяются script-процедуры. Анализ построенной модели состоит в оценке точности подгонки экспериментальных данных прямого мониторинга деформаций, разложении общей модели на условно отдельные части – быструю, среднюю и медленную (квазистатическую), в оценке периода вырождаемости модели (так для модели Уральского региона этот период равен 12000 лет), изучении возможных внутренних связей кинематических и амплитудных параметров (медленные деформационные фронты и сферические дислокации, как правило, оказываются высокоамплитудными, а быстрые – малоамплитудными). Важной частью анализа является изучение особенностей поведения деформационной модели в очагах наиболее сильных сейсмических событий в регионе. Так для Билимбаевского (1914, M5.3) землетрясения в деформационной модели ретроспективно выявлена на глубине 15-20 км

обширная аномалия (дилатации и скалывания) северо-западного простирания, которая в своем развитии обнаруживает связь с Сысертским землетрясением (1892). Прогнозирование места и времени возникновения потенциально опасных геодинамических явлений основано на выявлении в деформационном процессе особых дискретных точек, полный каталог которых рассчитывается автоматически по параметрам модели. Методика моделирования и прогнозирования применена по регионам с различным геотектоническим режимом: Юго-Восточный Казахстан и Северный Тянь-Шань, Урал, о. Тайвань, Юго-Восточная Европа. Решение перечисленного выше комплекса проблемных задач и создание сложных динамических моделей деформационного процесса по ряду регионов позволяет утверждать об эффективности созданной методики. При создании методики, а также конкретных моделей по регионам, работа была поддержана рядом грантов (РФФИ 94-07-16135, 96-07-59055; Университет «АРНА» и ИС МОН РК Казахстан; *NCREE-00-013/029*, Тайвань R.O.C.; SFB461(part2001-2004) – Германия).

Литература:

1. Овчаренко А.В. Динамические модели деформационных процессов в земной коре и сейсмологический прогноз. ДАН, т. 359, № 2, 1998, с.251-254.
2. Ovcharenko, A.V. 4-Dimensional models of deformation of the Earth's crust and earthquake prediction, *J. of Earthquake Research in China*, 1999, 13(1), 59-84.
3. Sokolov V., A. Ovcharenko, C.-H. Loh and K.-L. Wen. Seismic hazard assessment for the Taiwan region on the basis of recent strong-motion data and prognostic zonation of future earthquakes. *Natural Hazard*, 2004 33, 319-363.
4. Овчаренко А.В. Обратные задачи при построении динамических моделей деформирования земной коры. Мат. 33 сессии межд. семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Екатеринбург, 2006, с. 250-254.
5. Нусипов Е.Н., Овчаренко А.В. Сейсмичность и динамика напряженно-деформированного состояния земной коры северного Тянь-Шаня. Алматы, «Айкос», 1997, 195 с.
6. Ovcharenko, A., V. Sokolov, C.-H. Loh and K.L. Wen, 4-Dimensional models for the Earth's crust deformation in the Taiwan region: earthquake prediction and zonation (Project description and preliminary results). *Proc. of Int. workshop on annual commemoration of Chi-Chi Earthquake. Vol. 1*, p. 340-351, 2000, Taipei, Taiwan R.O.C.
7. Ovcharenko, A., V. Sokolov, C.-H. Loh and K.L. Wen, 2000c. Seismic Hazard Assessment for the Taiwan Region on the Basis of Resent Strong-Motion Data and Prognostic Zonation of Future Earthquakes. Stage 1. Evaluation of the resent approaches and development of the revised and new models. Part 2. Development of the models for the Earth's crust deformation for the prognostic purposes. Report *NCREE-00-029*, 2000, Taipei, Taiwan R.O.C., 182 pp.
8. Ovcharenko, A., V. Sokolov, C.-H. Loh and K.L. Wen. Seismic Hazard Assessment for the Taiwan Region on the Basis of Resent Strong-Motion Data and Prognostic Zonation of Future Earthquakes. Stage II. Seismic zonation of the Taiwan region in terms of design input ground motion parameters. Part 1. Study of the recent geodynamic (seismicity and Earth's crust deformation) process in the Taiwan region for purposes of seismic zonation. Report *NCREE-00-013*, june 2001, Taipei, Taiwan R.O.C., 238 pp. and CD-ROM version.

АППАРАТУРА ЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Панин Г.Л., Манштейн А.К.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск
paningl@ipgg.nsc.ru

Доклад посвящен описанию аппаратной части наземного метода ЧЭЗ – аппаратуре электромагнитного сканирования ЭМС, основой которой является трехкатушечный индукционный зонд с магнитными диполями, моменты которых перпендикулярны оси прибора. Две приемные катушки, служащие также для компенсации прямого поля и осуществления режима геометрической фокусировки, изготовлены таким образом, что их моменты достаточно постоянны на всех рабочих частотах [2].

Аппаратура ЭМС предназначена для исследования трехмерного распределения электропроводности на глубину до 10 м в различных средах; уточнения физических параметров верхней части разреза, поиска и локализации захоронений промышленных отходов, источников и объемов утечки жидкостей; определения мест прокладки металлических труб, выделения пустот; и для других целей.

Зондирование выполняется посредством последовательного измерения кажущейся электропроводности грунта на 14 дискретных гармонических частотах (f_i) в диапазоне 2,5÷250 кГц. Глубина зондирования пропорциональна $1/f^{0.5}$.

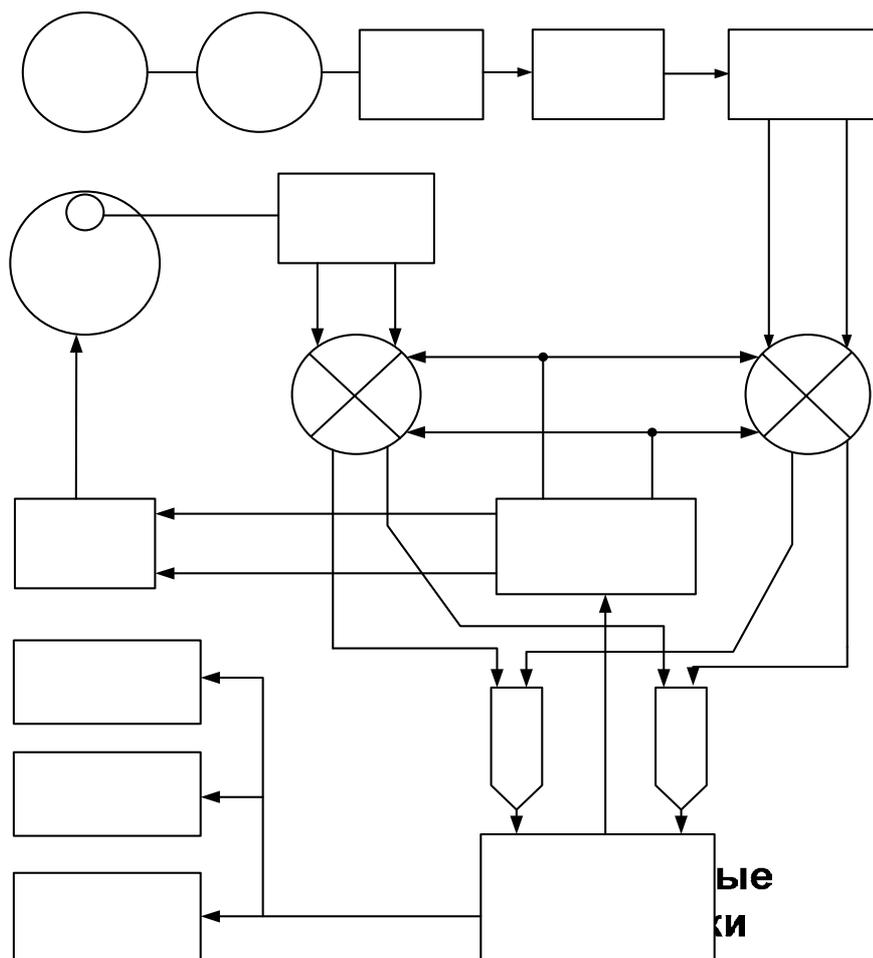


Рис 1. Структурная схема ЭМС

Схематическое устройство аппаратуры представлено на рис. 1. Цикл измерения каждой частоте имеет два последовательных этапа. Первый этап - измерение прямого поля. Второй - измерение компенсированного сигнала от токов в изучаемой среде.

Входной усилитель

Особенностью работы аппаратуры частотного зондирования является измерение амплитуды периодического немодулированного сигнала в двух фазах, сдвинутых на 90° , причем информация содержится в узком частотном спектре [4]. Измерение сигнала от приемных катушек или от датчика прямого поля осуществляется в двух одновременно работающих синхронных детекторах. На рис.2 опорные сигналы прямоугольной формы обозначены как $V_{R1}(t)$ и $V_{R2}(t)$. Далее сигналы подаются на фильтры нижних частот с частотой среза 1 кГц. После фильтров измеряемые сигналы в виде постоянной составляющей с оставшимися помехами поступают на сигма-дельта аналого-цифровой преобразователь.

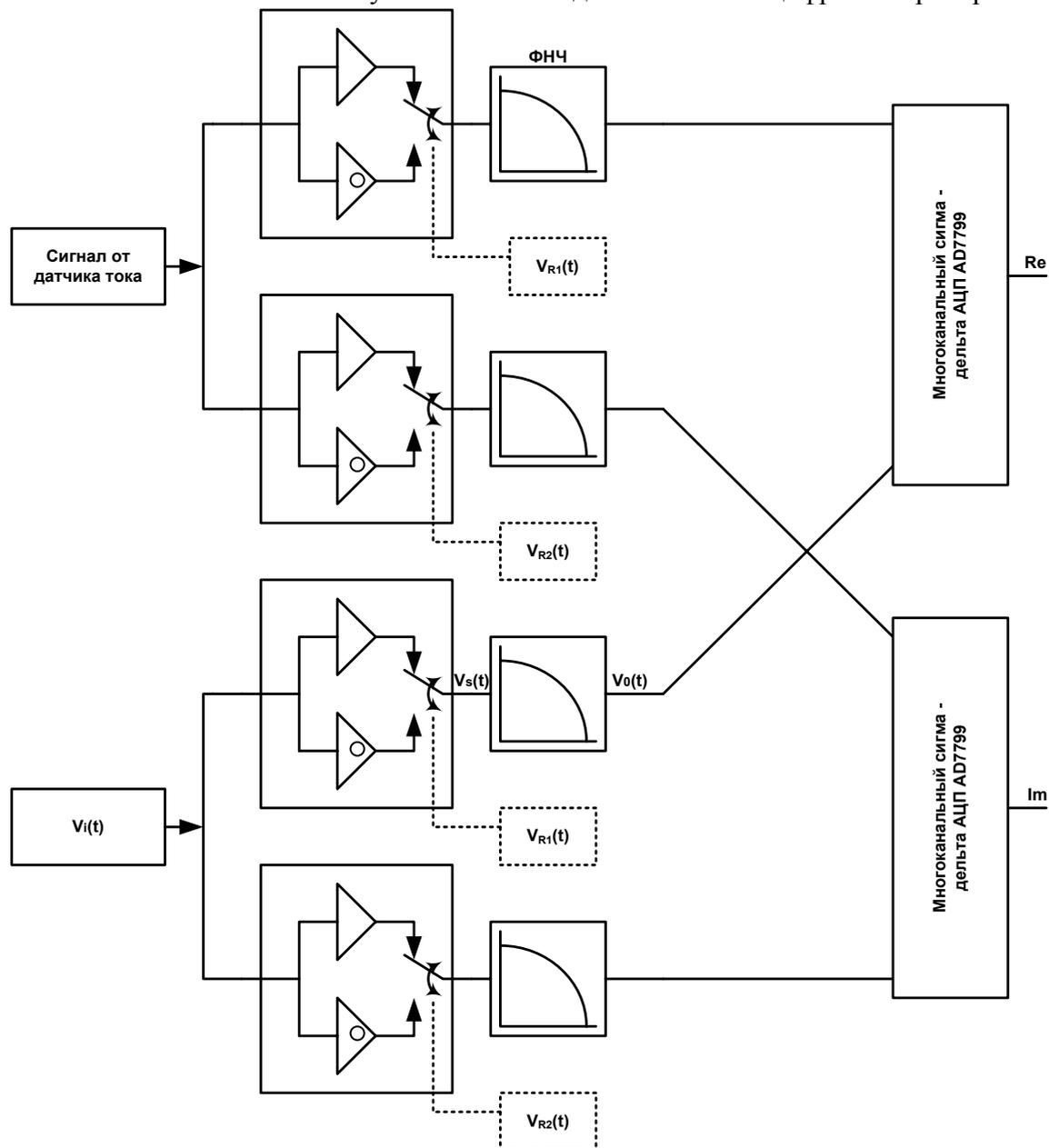


Рис. 2. Синхронные детекторы

В результате статистического анализа случайной погрешности оценены интервалы достоверности каждого измеренного значения сигнала. Для случая, когда среднее значение сигнала равно величине 596,2 единиц АЦП, среднее квадратическое отклонение (СКО) составляет 60,9 единиц или 10,2 % от уровня сигнала. Для уровней сигналов примерно 3000 (в единицах АЦП) СКО составляет 30,4 единиц, и интервал неопределенности равен $\pm 0,8 \%$. Для уровня сигналов более 25000 СКО равен 43,2 единиц, интервал неопределенности составил $\pm 0,16 \%$. Полученные оценки справедливы для имеющегося уровня электромагнитных помех, в которых находился ЭМС во время эксперимента.

Лабораторные измерения чувствительности измерительного тракта аппаратуры дают среднюю величину 10 нВ на единицу пятиразрядного десятичного представления. Максимальное число, соответствующее наибольшему сигналу с приемных катушек равно 65535. Если определить допустимую наибольшую погрешность величиной $\pm 5\%$, а среднеквадратическое отклонение принять равным 5 единиц, то минимальный измеряемый сигнал оценивается ± 1 мкВ. Максимальный измеряемый сигнал с учетом усиления имеет величину не более ± 310 мкВ.

В соответствии с ГОСТ Р ИСО 5725-2002 выведена формула для оценки точности измерений. Формула рассчитывалась для шести уровней экспериментального сигнала, и имеет вид

$$\delta = \pm \left(0.03 + \frac{87.4}{m} \right) \%,$$

где m - измеряемый уровень сигнала в единицах АЦП пятиразрядного десятичного представления.

Приведенное описание аппаратуры ЭМС демонстрирует одну из возможных реализаций компактной аппаратуры электромагнитного частотного зондирования. Опыт эксплуатации приборов показывает высокую повторяемость измерений переменных ЭДС на частотах до 300 кГц. Примененный тип детектирования обеспечил линейный вид преобразования амплитуды переменного сигнала в постоянную составляющую.

Литература:

1. Балков Е. В., Манштейн А. К. Трехкатушечный индукционный зонд в частотном зондировании // Геофизический вестник ЕАГО. №12, 2001. Издательство ГЕРС, Москва. с. 17-20.
2. Балков Е. В., Манштейн А.К., Чемякина М.А., Манштейн Ю.А., Эпов М.И. Опыт применения электромагнитного частотного зондирования для решения археолого-геофизических задач // Геофизика, 2006, №1, С.43-50.
3. Дипольные частотные зондирования двухслойной среды. Методические рекомендации. Часть 1. Ответственный редактор Морозова Г. М. СО АН СССР Институт геологии и геофизики. Новосибирск 1980.
4. Левин В. И. Методы математической физики. Москва. Учпедгиз Минпросвещения. 1960. - 242 с.
5. Манштейн А. К., Эпов М. И., Воевода В. В., Сухорукова К. В. . Патент РФ № 2152058 С1, G 01 V 3/10, от 24.06.98 Способ индукционного частотного зондирования. Российское агентство по патентам и товарным знакам. 2000 г. Бюл. № 18. 1 с.
6. Клаассен К. Б. Основы измерений. Электронные методы и приборы в измерительной технике. Москва: Постмаркет, 2002. - 352 с.
7. AD7799 Preliminary Technical Data. - Site of Analog Device Company, www.analog.com.
8. А.К.Манштейн, Г.Л.Панин, С.Ю.Тикунов Аппаратура частотного электромагнитного зондирования «ЭМС» принцип действия и технические характеристики. //Геология и геофизика. Сдано в печать.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЫУМКЕУ-ЩУЧЬИНСКОГО РАЙОНА УРАЛА ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Пономарева Т.А.¹, Куликова К.В.¹, Кузнецов Н.Б.²

1 – Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар

2 – ГИН РАН, Москва

kulikova@geo.komics.ru

Уральская складчатая область характеризуется отчетливо выраженной продольной тектонической зональностью. Здесь выделяются Западно- и Восточно-Уральская мегазоны. В сложении Восточно-Уральской мегазоны определяющая роль принадлежит вулканогенно-осадочным, вулканогенным и офиолитовым комплексам. Самым северным элементом строения Полярного сегмента Восточно-Уральской мегазоны является Сыумкеу-Щучьинский район. Общая структура района рассматривалась либо как северное окончание Тагило-Магнитогорской зоны Урала [1, 7, 9], либо как выступ фундамента Западно-Сибирской плиты [3]. В рамках первой точки зрения вся структура называлась ранее Щучьинским синклиналием [8], а по мере развития мобилистских представлений о строении Урала, эта его часть стала именоваться Сыумкеу-Щучьинской аллохтонной зоной, а в более широком плане Щучьинской синформой [1, 2, 9]. В рамках второй точки зрения была выделена эндогенная кольцевая вулкано-плутоническая Щучьинская структура [3].

Недавно были сформулированы новые представления о строении Сыумкеу-Щучьинского района [4]. В соответствии с этими представлениями здесь выделены Сыумкеуская и Щучьинская зоны. Контакт между подзонами тектонический. Образования Сыумкеуской подзоны представлены базит-гипербазитовым комплексом (сыумкеуской офиолитовой ассоциацией), слагающим большую часть территории зоны, и янганапэйским риодацит-андезибазальтовым комплексом. В сложении ассоциации участвуют все типовые разновидности горных пород, характерных для разрезов офиолитов. Здесь выделяются гипербазиты, дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (полосчатая серия) и габброиды. Породы всех трех комплексов пространственно связаны. При этом породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса залегают между гипербазитами и габброидами, которые расположены к западу и востоку от них, соответственно. То есть, породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса занимают в Сыумкеуской зоне положение, которое характерно для положения полосчатой серии в классических офиолитовых разрезах. Однако, судя по пространственной ориентировке плоскостных структурных элементов этих комплексов и углам падения контактов между разными членами сыумкеуской офиолитовой ассоциации, здесь офиолитовая последовательность «перевернута», т. е. породы гипербазитового комплекса залегают на породах полосчатой серии, а те в свою очередь залегают структурно выше габброидов.

В строении Щучьинской зоны участвуют вулканогенные и осадочные образования нижнего-среднего палеозоя. Кроме вулканогенно-осадочных образований в Щучьинской зоне достаточно широко развиты плутонические породы ультраосновного и основного состава, существенно в меньшей степени распространены здесь гранитоиды.

Характер внутреннего строения и взаимоотношений комплексов Сыумкеуской и Щучьинской зон Сыумкеу-Щучьинский район позволяет сделать вывод о том, что в целом его верхнекоревая структура может быть охарактеризована как вторично антимоρφно изогнутая крупноамплитудная лежащая антиформа (Рис.1). В ядре вторичной антиформы экспонируются островодужные габброиды, гранитоиды и вулканогенно-осадочные комплексы, выделяемые нами в составе Щучьинской зоны. На западном крыле, которое образует замковую часть лежащей антиформы, распространены перидотиты, пироксениты и габброиды офиолитовой ассоциации и связанные с ними вулканогенно-осадочные толщи, участвующие в строении Сыумкеуской зоны [4].

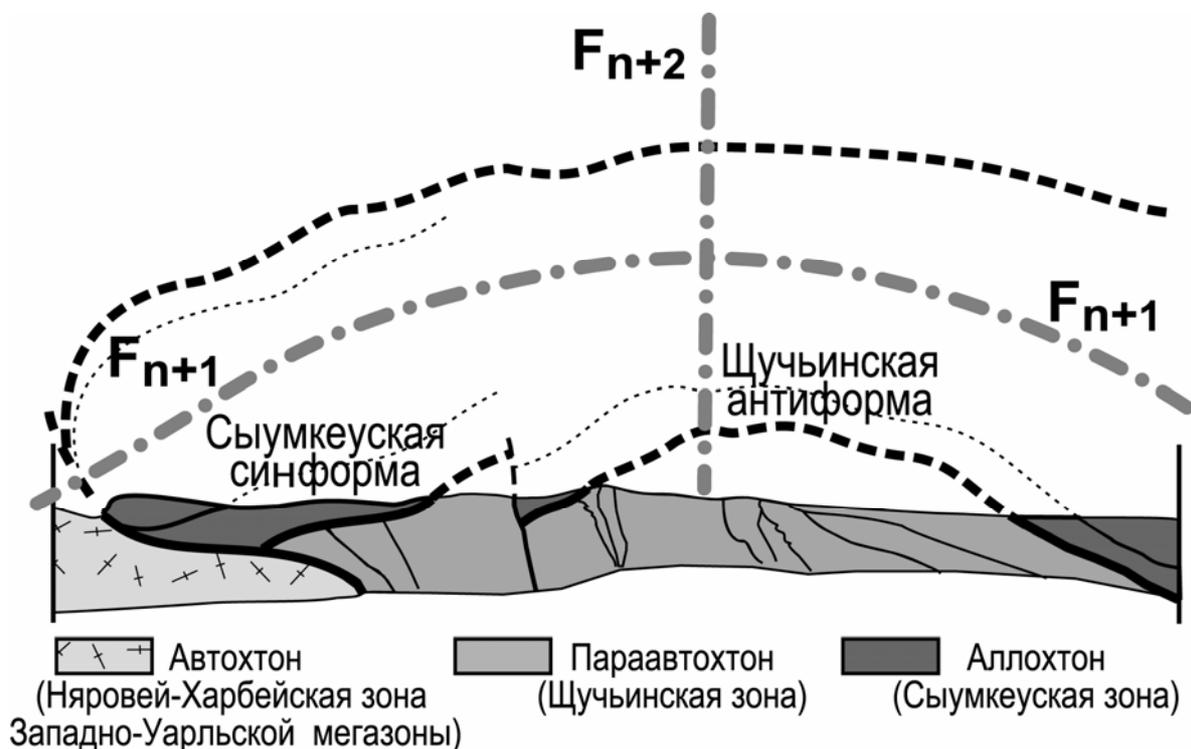


Рис. 1. Схематический широтный структурный профиль через Сыумкеу-Щучьинский район.

Новые представления о строении верхних горизонтов коры Сыумкеу-Щучьинского района по геологическим данным в целом не противоречат геофизическим данным, отражающим также и глубинные структуры. Так, анализ гравитационных полей этого района по картам масштабов 1:500 000, 1:1 000 000 и 1:2 500 000 позволяет получить следующие выводы.

Весь Сыумкеу-Щучьинский район находится в пределах высокоинтенсивной положительной кольцевой аномалии поля силы тяжести, для которой характерно ассиметричное строение со сгущением изолиний Δg на западе и северо-западе и уменьшением значений поля силы тяжести на востоке. С юга-запада и северо-востока Сыумкеу-Щучьинский район обособляется отрицательными линейно-вытянутыми в северо-западном направлении аномалиями, приуроченными к Лонготюганскому и Байдарацкому разломам. В восточном направлении значения поля силы тяжести постепенно уменьшаются и над Щучьинской зоной варьируют от +30 до -15 Мгал.

Региональная гравитационная аномалия хорошо аппроксимируется гравитационным эффектом призмобразного тела со средней плотностью $2,8 \text{ г/см}^3$ и различными углами падения его крыльев: более крутым на северо-западе и пологим на юго-востоке. Локальные аномалии (источники которых располагаются в близповерхностном слое) требуют дополнительных мелких плотностных неоднородностей, в том числе и внутри призмобразного тела. Значения плотностей глубинных комплексов и подкомплексов верхней и нижней частях земной коры прогнозировались с помощью корреляционных зависимостей между плотностью и скоростью, плотности комплексов, обнажающихся на поверхности, уточнялись по лабораторным измерениям плотностей отобранных образцов. Так, сыумкеуский гипербазит-пироксенитовый комплекс мощностью до 3,5 км характеризуется в модели блоком пород со средней плотностью $2,95 \text{ г/см}^3$. Малыкско-харампейскому комплексу габброидов и метаморфитов соответствует блок с плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$; Масловский габброидный комплекс мощностью до 2 км аппроксимируется блоком с плотностью $2,7 \text{ г/см}^3$; комплексы вулканогенно-осадочных и карбонатных пород небольшой мощности (до 1 км) моделируются блоками с плотностями $2,8\text{-}2,85 \text{ г/см}^3$ (рис.2).

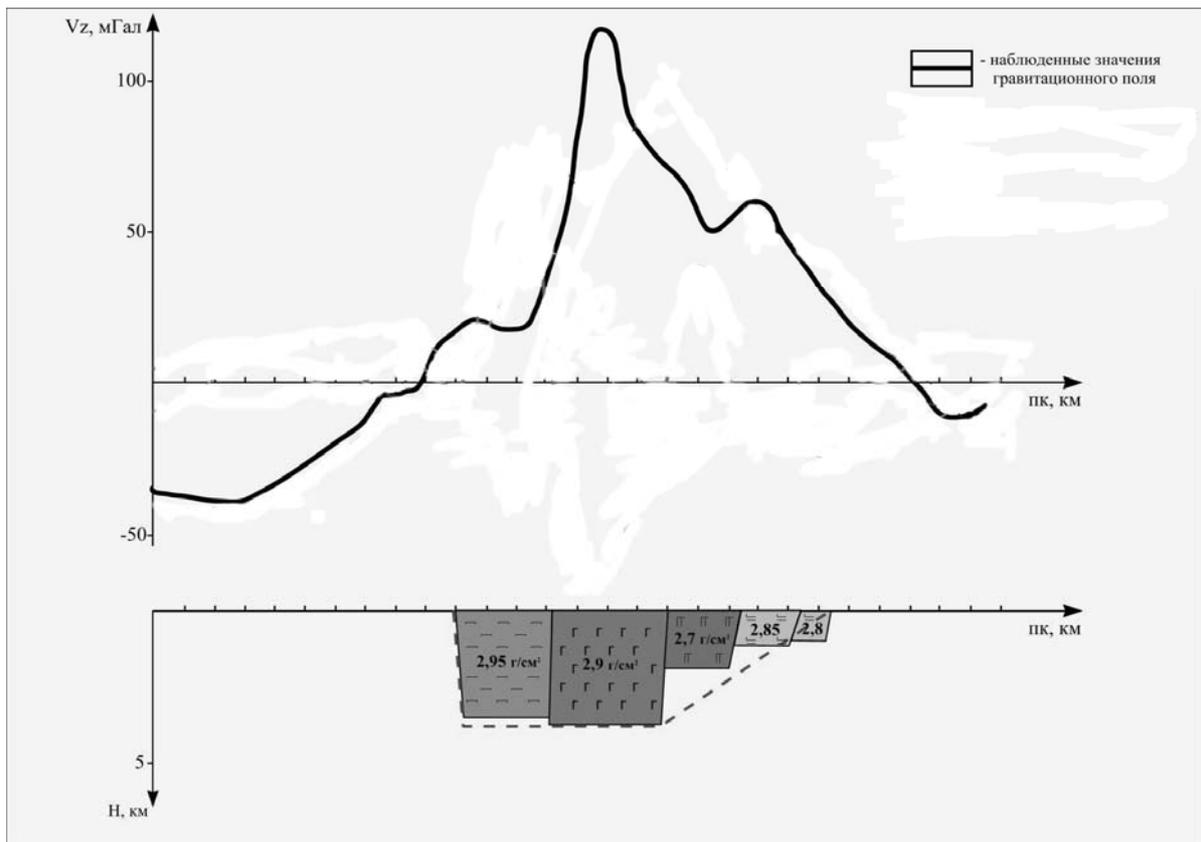


Рис. 2. Предварительная плотностная модель Сыумкеу-Щучьинского района.

При сравнении предварительной и рассчитанной плотностных моделей отмечается значительное расхождение в плотностях. Это позволяет сделать вывод о значительном вкладе в гравитационный максимум глубинных источников.

Учитывая расслоенный характер строения земной коры и верхней мантии региона исследований, расчет глубин залегания источников аномальных масс решается традиционным методом геологического редуцирования, последовательным вычитанием из суммарного поля тех составляющих, которые связаны с основными границами, участвующими в геологическом строении верхней и нижней частей земной коры.

Схематические карты локальных аномалий силы тяжести, характеризующие плотностные неоднородности верхней части земной коры, наглядно показывают, как с глубиной меняется интенсивность, морфология и ориентировка аномалий. В целом контрастно-мозаичный хаотичный рисунок аномалий (глубины 2-3 км) сменяется на рисунок аномалий с устойчивой северо-восточной ориентировкой длинных осей (глубины 8-10 км) [6].

При интерпретации поля силы тяжести от глубинных источников земной коры, расположенных на глубине 10 км и глубже, мы обратились к комплексному грависейсмическому моделированию по профилю АГАТ-II [5]. В северном фрагменте геоплотностной модели, в разрезе земной коры мы отмечаем единые для севера Урала структурно-вещественные комплексы и подкомплексы: зелено-сланцевый ($2,6 \text{ г/см}^3$), диоритогнейсовый подкомплекс ($2,83\text{-}2,89 \text{ г/см}^3$), входящий в состав гнейсо-гранулитового комплекса; гранулитметабазитовый комплекс ($3,0 \text{ г/см}^3$). Значительный вклад в гравитационный максимум оказывают породы гнейсо-гранулитового подкомплекса мощностью свыше 22 км, который вместе с подстилающим его гранулитобазитовым комплексом приподняты в пределах Сыумкеу-Щучьинским района. Граница Мохо характеризуется стабильными глубинами 40-42 км на севере Урала. Рассчитаны коэффициенты базификации (K_1) по В.М.Рыбалка, отражающие отношение мощности гранулитобазитового комплекса к общей мощности консолидированной земной коры.

Полученные характеристики коры (например, $K_1=0,53$) указывают в целом на ее континентальный тип в Сыумкеу-Щучьинском районе.

На схеме районирования гравитационного поля Европейского севера России на верхнемантийном уровне Уральская область представлена также двумя зонами: Западно-Уральской и Восточно-Уральской. На уровне подкорового слоя Восточно-Уральская зона представлена единой отрицательной линейно-вытянутой в субмеридиональном направлении аномалией. В пределах этой зоны наблюдаются участки «пережимов» или сжатия изонамал поля силы тяжести. Самый северный «пережим» совпадает в плане с границей подзон: Щучьинской и Войкарской, «пережим» на юго-западе коррелирует с зоной поперечного Лонгот-Юганского разлома. Характерной особенностью Восточно-Уральской зоны является ее четкое прослеживание в системе северных расчетных региональных профилей на северо-восток в район современной Обской губы.

Литература:

1. Афанасьев А. К. Геология офиолитов Щучьинского сектора Полярного Урала: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1990. 20 с.
2. Гурская Л. И., Смелова Л. В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сыумкеу (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений, 2003. том 45, №4. С. 351-371.
3. Долгушин С. С., Садур О. Г., Шадрин А. Н., Островский Л. Я. Новая интерпретация строения Щучьинской структуры Полярного Урала и перспективы ее алмазности // Руды и металлы. 2002. № 4. С. 72-79.
4. Кузнецов Н.Б., Куликова К.В. Комплексы и структуры Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала. Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Е-бург: ИГиГ УрО РАН. 2007. с.309-349.
5. Льюрова Т.А. Глубинное строение Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. Наук – Ин-т геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, 1997.16С.
6. Молдаванцев Ю.Е., Берлянд Н.Г., Казак А.П. Разрез земной коры Полярного Урала по геолого-геофизическим данным // Геофизические исследования при геологическом изучении территории СССР. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Вып. 240. Л.: ВСЕГЕИ. 1977. с. 85-91.
7. Охотников В. Н., Бевз Е. И. Зависимость генезиса и вещественного состава раннепалеозойских гранитоидов от особенностей тектонического развития северной части Полярного Урала. - Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР, вып.17, Сыктывкар, 1972. С.35-53.
8. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
9. Руженцев С.В. Тектоническая структура Полярного Урала // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. (Тр. ГИН РАН. Вып. 500). 1998. С. 7-24.

РЕШЕНИЕ ТРЕХМЕРНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ В ГЕОФИЗИКЕ И ГЕОДЕЗИИ

Пруткин И.Л.

Технический университет Дельфт, Нидерланды

I.Prutkin@tudelft.nl

Введение. Темой данного доклада являются исследования, выполненные автором в последнее время в Университете Бохум (Германия) и Техническом университете Дельфт (Нидерланды). В первом из названных университетов была проведена трехмерная интерпретация гравитационных данных на площади 600 x 600 км с центром о. Крит (Hellenic subduction zone). С помощью оригинальных алгоритмов удалось разделить источники поля по глубине, извлечь из суммарного поля гравитационный эффект от границы Мохо и найти ее трехмерную геометрию [1]. В Дельфте выполнены два проекта. В первом объекте исследования были временные ряды гравитационных измерений, полученные с помощью высокоточного гравиметра ET-15 в обсерватории Вестерборк. Было проведено математическое моделирование влияния различных гидрогеологических эффектов, возникающих после сильных осадков, на гравитационное поле. Затем в реальных измерениях после вычета остальных факторов (приливы, влияние атмосферного давления, дрейф прибора) были обнаружены изменения, хорошо согласующиеся с предсказанными [2]. Второй проект представлял собой совместное исследование с Федеральным бюро по картографии и геодезии ФРГ (BKG) по построению нового, более точного геоида для территории Германии. В рамках этого проекта было дано математическое описание (нетривиального) ядра оператора, отображающего потенциал в гравитационную аномалию на поверхности теллурида. Задача нахождения совместного решения для геоида по гравитационным данным и по данным нивелировок и GPS была сформулирована как задача Коши для уравнения Лапласа [3]. Разработаны алгоритмы ее решения, позволившие аппроксимировать данные GPS с точностью выше 1 см [4, 5]. Параллельно были продолжены исследования границы ядро - мантия. Получены магнитные модели границы, соответствующие коэффициентам IGRF1960, IGRF1980 (MAGSAT) и IGRF2000 (Ørsted и CHAMP). Их сравнение подтверждает гипотезу о течении вещества ядра, предложенную для объяснения корреляции между гравитационной и магнитной моделями границы ядро – мантия [6].

Восстановление трехмерной топографии границы Мохо в районе о. Крит. Исходные данные представляли собой значения аномалии Буге с шагом 2,5 км, поэтому сначала с помощью алгоритма пересчета поля вверх и вниз были устранены источники до глубины 2,5 км. Основная проблема при восстановлении границы Мохо заключалась в присутствии к югу от о. Крит интенсивных локальных аномалий (двух отрицательных и положительной между ними), в то время как граница Мохо в этом районе по данным сейсмоки монотонно поднимается в сторону берега Африки. Была построена модель приповерхностного слоя до глубины 20 км. Использовалась новая, усовершенствованная версия метода локальных поправок, позволяющая находить две границы раздела одновременно при переменном скачке плотности. В процессе итераций нижняя граница слоя легких осадочных пород и верхняя граница кристаллического фундамента двигались навстречу друг другу. Вычитание из исходных данных поля от построенной модели привело к устранению локальных аномалий. Однако остаточное поле было крайне несимметрично относительно оси, проходящей с севера на юг через центр Крита, что не соответствовало сейсмическим данным. С помощью алгоритма пересчета поля вверх и вниз было вычислено поле от полупространства ниже 100 км. Одновременное вычитание из исходных данных эффектов от приповерхностного слоя и от глубинных источников позволило наконец выделить поле, которое мы рассматривали как эффект от границы Мохо. По нему методом локальных поправок была найдена трехмерная топография границы Мохо. Ее основные черты хорошо согласуются с сейсмическими данными и результатами моделирования, полученными другими авторами.

Изучение влияния различных факторов на временные ряды высокоточных гравитационных измерений. Использовались записи измерений гравиметра ET-15, точность которого превышает 1 микроГал. Сначала из записей был вычтен эффект от приливов твердой Земли (он вычислялся с помощью системы ETERNA, точность доли наноГала). Далее моделировался дрейф прибора, наилучшие результаты при этом были получены при использовании многочленов Чебышева. После этого изучалось влияние на различные частотные компоненты записей эффекта от изменений атмосферного давления. Для коротких периодов (до одного дня) корреляция была очень высока (80-95%). Адмитанс составил -0.37 микроГал/мбар, что близко к теоретическим значениям. Для периодов от 1 до 3 дней корреляция была также достаточно высока (до 70%). Для более низких частот заметной корреляции заметить не удалось, были обнаружены моменты антикорреляции. Для выяснения их природы было проведено детальное моделирование эффекта гидрогеологии на гравитационные измерения. Были выделены три фактора: повышение влажности почвы выше гравиметра (он расположен в бункере на глубине 75 см), повышение влажности в слое ниже гравиметра, подъем уровня грунтовых вод. Первый фактор имеет отрицательный гравитационный эффект, два других - положительный. Суммарный эффект оказался отрицательным. Во время сильных осадков атмосферное давление понижается, что имеет положительный гравитационный эффект. В высокочастотной компоненте записей обнаруживается максимум, однако низкочастотная компонента имеет минимум, что соответствует результатам моделирования.

Исследование неединственности в задаче о нахождении локального геоида по гравитационным данным. Одним из подходов к нахождению высот геоида является аппроксимация измерений гравитационной аномалии полем суммы стандартных источников. Если положение источников фиксировано и определяются их мощности, речь идет о линейной обратной задаче гравиметрии. Далее вычисляется гравитационный потенциал найденных источников и по формуле Брунса - высоты геоида (гравитационное решение). Те же высоты могут быть найдены независимо, по данным нивелировок и GPS (геометрическое решение). Разница между решениями составляет часто несколько дециметров, что пытаются объяснить различными погрешностями измерений. Мы предположили, что оператор, отображающий потенциал в гравитационную аномалию на поверхности теллуроида, обладает нетривиальным ядром. Дано приближенное математическое описание ядра оператора: достаточно потребовать, чтобы радиальная производная функции на теллуроиде равнялась нулю, и добавление такой функции не изменит (на уровне точности измерений) гравитационной аномалии, что означает неединственность гравитационного решения. Его не следует сравнивать с геометрическим решением, тем более ожидать их совпадения. Данные нивелировок и GPS должны применяться *после* нахождения гравитационного решения для устранения неединственности. Разность двух решений должна быть гармонической в окрестности теллуроида, принимать на нем заданные значения и иметь нулевую радиальную производную, т.е. являться решением задачи Коши для уравнения Лапласа. Существование и единственность такого решения обеспечивается теоремой Коши - Ковалевской. Добавляя найденную разность к гравитационному решению, мы получаем совместное решение, удовлетворяющее обоим типам данных. Разработаны эффективные алгоритмы решения задачи Коши. Они успешно применены для нахождения высот локального геоида на территории Нидерландов, Германии, Чехии и Румынии.

Исследование границы ядро – мантия по гравитационным и магнитным данным.

При построении гравитационной и магнитных моделей границы использовались современные спутниковые данные (GRACE, Ørsted, CHAMP). Подтверждена корреляция между гравитационной и магнитной моделями. Для объяснения обнаруженной корреляции предложена гипотеза о нисходящем потоке вещества ядра. С целью ее независимой проверки продолжен временной ряд магнитных моделей, найдены решения, соответствующие данным IGRF1960, IGRF1980 и IGRF2000. Сравнение решений, отвечающих эпохам 1980 и 1960, 2000 и 1980, показало подъем границы однородного эквивалента, что подтверждает гипотезу о течении вещества ядра.

Литература:

1. Prutkin I. Efficient gravity data inversion for 3D topography of a contact surface with application to the Hellenic subduction zone. *Computers & Geosciences* (in press)
2. Prutkin I, Klees R (2007) Environmental Effects in Time-Series of Gravity Measurements at the Astrometric-Geodetic Observatorium Westerbork (The Netherlands). In: Tregoning P, Rizos C (ed) *Dynamic Planet – Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools*, IAG Symp Vol 130. Springer, Berlin Heidelberg, pp 557-562
3. Prutkin I, Klees R (2007) On the non-uniqueness of local quasi-geoids computed from terrestrial gravity anomalies. *Journal of Geodesy*, DOI:10.1007/s00190-007-0161-1
4. Klees R, Tenzer R, Prutkin I, Wittwer T (2007) A data-driven approach to local gravity field modeling using spherical radial basis functions. *Journal of Geodesy*, DOI: 10.1007/s00190-007-0196-3
5. Klees R, Prutkin I, Tenzer R, Wittwer T (2007) Development of a technique for combining parameters of the Earth's gravity field for quasi-geoid determination on the territory of the Federal Republic of Germany and Europe: Final report, Delft. 62 pages.
6. Prutkin I (2007) Gravitational and magnetic models of core - mantle boundary and their correlation. *Journal of Geodynamics*, DOI:10.1016/j.jog.2007.09.001

ТРАНСФОРМАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ СТОРОННИХ МАСС

Пугин А.В., Долгаль А.С., Симанов А.А., Веселкова Н.В.

Горный институт УрО РАН, Пермь

Трансформации геофизических полей представляют собой неотъемлемую часть современного интерпретационного процесса. Преобразования поля силы тяжести в иные составляющие гравитационного потенциала позволяют обострить аномалии от целевых геологических объектов, не проявляющиеся в суммарном поле в визуально наблюдаемой форме либо проявляющиеся весьма слабо на фоне влияния мешающих факторов.

Среди разработанных методов трансформаций геопотенциальных полей, одним из наиболее точных, является метод, основанный на аналитическом приближении наблюдаемого гравитационного поля системой гармонических потенциальных функций, представляющих собой поля эквивалентных источников [1]. В его основу положены физические законы затухания поля силы тяжести с удалением от источников аномалий, что позволяет с точностью до весьма малых величин вычислять трансформанты поля, учитывая криволинейный характер поверхности измерений.

При создании интерпретационных компьютерных технологий, адекватных геофизической практике, помимо выбора способа вычисления трансформант, необходимо учитывать и иные факторы, оказывающие существенное влияние на результаты трансформаций. К ним относится влияние сторонних масс, располагающихся за границей площади съемки (или области задания поля). Пренебрежение влиянием сторонних масс может приводить к значительным искажениям при трансформациях, и как следствие, к ошибкам в интерпретации результатов гравиметрических съемок.

Зачастую эти ошибки закладываются уже на уровне постановки задачи трансформаций. Без учета сторонних масс такая задача сводится к следующему: в качестве исходных условий принимается, что наблюдаемое поле силы тяжести $\Delta g_{изм}$ задано на поверхности измерений $R(x, y)$ в пределах области \mathfrak{Z} , ограниченной контуром \wp ; носителем масс, создающих поле $\Delta g_{изм}$, является объем D геологического пространства ограниченный поверхностью наблюдений сверху, в горизонтальных направлениях – вертикальной замкнутой поверхностью, имеющей в горизонтальном сечении контур \wp , снизу – плоскостью, расположенной на глубине, максимально доступной для изучения при данных размерах площади исследований (рис 1); необходимо найти распределение значений некоторой трансформанты V поля на заданной поверхности в точках верхнего полупространства в области \mathfrak{Z} .

В реальности носителем масс, вносящих наибольший вклад в значения $\Delta g_{изм}$, является объем геологической среды $D_n = D + D'$, где D' – объем, содержащий боковые и глубинные источники и простирающийся за пределами D в нижнем полупространстве. В такой постановке задачи поле $\Delta g_{изм}$ можно представить следующим образом:

$$\Delta g_{изм} = \Delta g_{иск} + \Delta g_{ст.м}, \quad (1)$$

где $\Delta g_{иск}$ – искомое поле, носителем масс которого является объем D , $\Delta g_{ст.м}$ – поле боковых источников (сторонних масс), находящихся в объеме D' .

Допущение о нулевом вкладе масс, находящихся за пределами объема D в измеренное поле $\Delta g_{изм}$ зачастую вносится по той причине, что в общем случае практически невозможно эффективно исключить влияние составляющей поля $\Delta g_{ст.м}$ от боковых источников без достоверных сведений об их петроплотностных и геометрических параметрах (информация, встречающаяся на практике крайне редко).

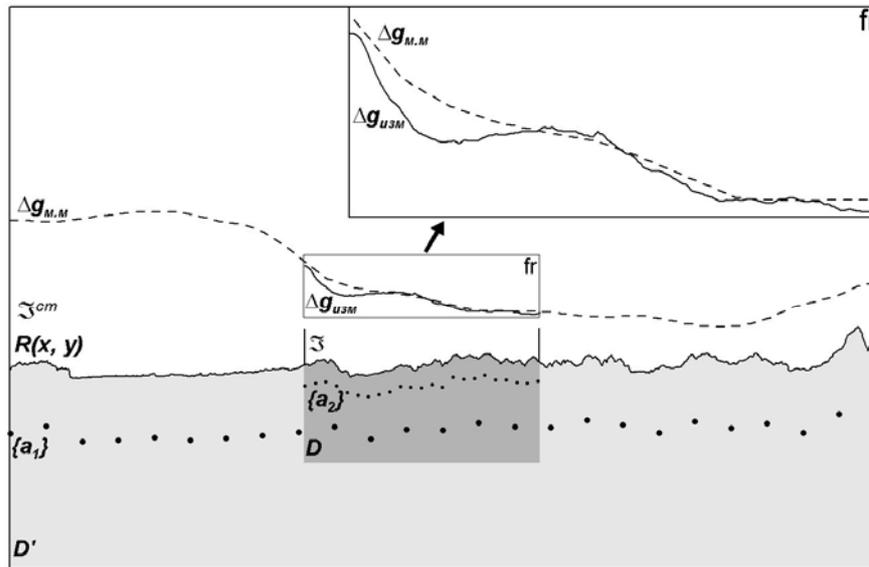


Рис. 1. Постановка задачи без учета и с учетом искажающего влияния сторонних масс
Примечание: fr – увеличенное изображение фрагментов полей Δg_{U3M} и $\Delta g_{M..M}$ в пределах области \mathfrak{Z}

В ряде существующих методов предпринимаются попытки ослабить влияние боковых и глубинных источников. Эти попытки в большинстве своем сводятся к анализу поля в краевых частях площади исследований и построении некоторой функции (описывающей эффект боковых источников), достаточно хорошо аппроксимирующей характер поведения поля на краях области, ограниченной \mathfrak{Z} с последующим исключением этой функции, а также некоторой фоновой (линейной, либо нелинейной) составляющей из наблюдаемого поля силы тяжести. Такой метод позволяет существенно подавить мешающее влияние сторонних масс в следующих случаях: а) когда размер аномалий от целевых объектов значительно меньше площади исследований; б) если искомые аномалии расположены на значительном удалении от границы площади исследований. То есть, существует потенциальная возможность проследить поле от аномалиеобразующих объектов на асимптоты.

На практике подобная возможность часто представляется роскошью – когда глубина залегания и пространственные размеры искомого аномалиеобразующего объекта соизмеримы с размерами площади исследований или требуется детально изучить весь объем геологического пространства D . В этом случае приходится использовать трансформанты, отражающие региональную составляющую изучаемого поля и исследовать его морфологию как в центре области, так и в краевых частях. Соответственно, ограничения, накладываемые конечной областью измерений, не лучшим образом отразятся на результатах построения трансформант и последующей их интерпретации.

Авторами предлагается иной подход, базирующийся на применении многоуровневых аппроксимационных конструкций. Основная идея предлагаемого метода кратко описана в работе [2]. В окрестности области \mathfrak{Z} выбирается некоторая область $\mathfrak{Z}^{cm} \gg \mathfrak{Z}$, в пределах которой имеется поле силы тяжести $\Delta g_{M..M}$, полученное при выполнении съемок более мелкого масштаба (например, 1 : 1 000 000, 1 : 200 000). Поле $\Delta g_{M..M}$ в области \mathfrak{Z}^{cm} приближается полем аппроксимационной конструкции $\{a_i\}$, представляющей собой совокупность элементарных источников (точечных масс), расположенных всюду ниже поверхности наблюдений $R(x, y)$; затем, поле от аппроксимационной конструкции $\{a_i\}$ восстанавливается

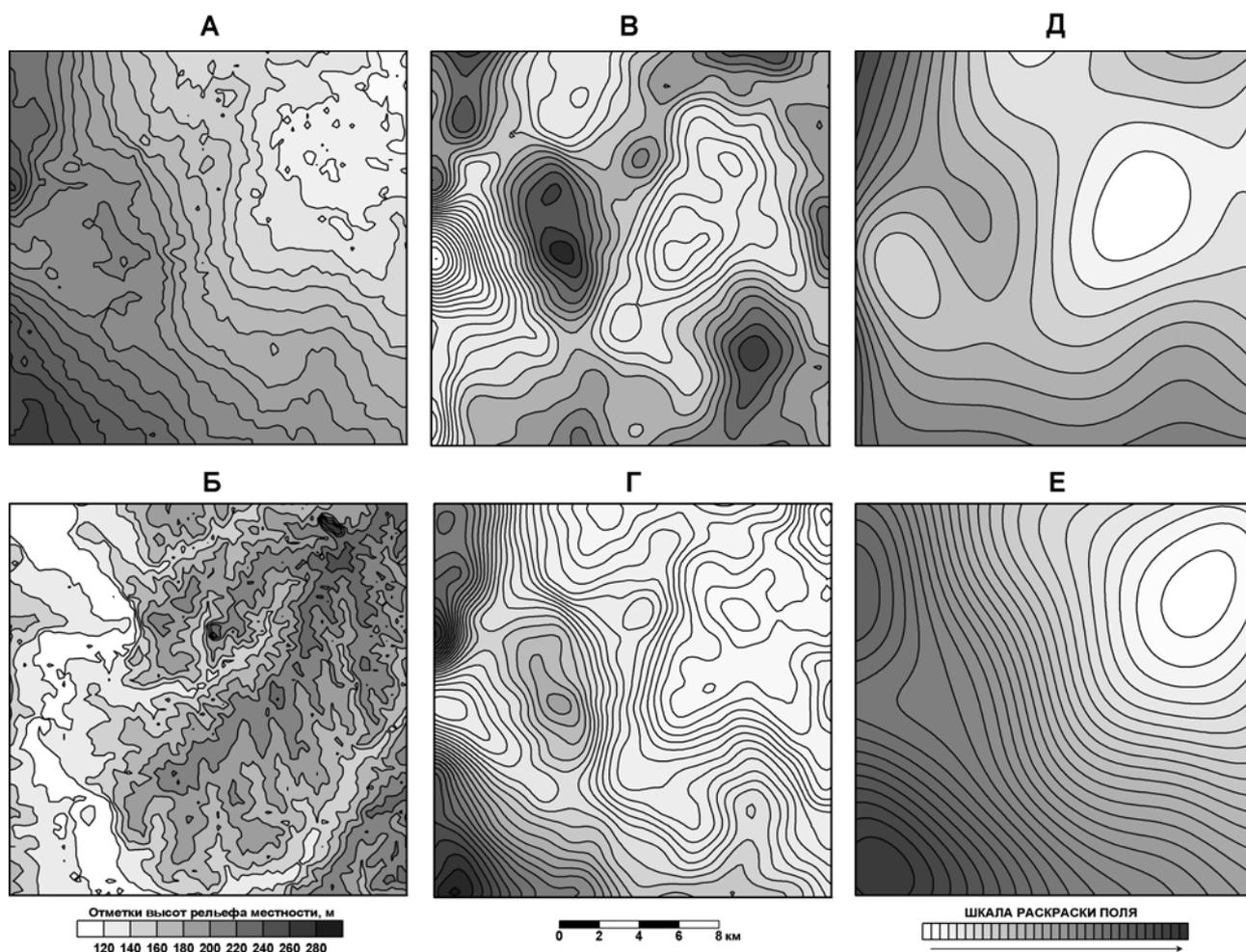


Рис. 2. Практический пример вычисления трансформант поля силы тяжести с учетом влияния сторонних масс

А – измеренное поле силы тяжести $\Delta g_{изм}$; Б – рельеф поверхности наблюдений $R(x, y)$ в пределах \mathfrak{Z} ; В – трансформанта поля силы тяжести $\Delta g_{1000.м-1500.м} = \Delta g_{1000.м} - \Delta g_{1500.м}$, построенная с использованием нового подхода; Г – трансформанта $\Delta g_{1000.м-1500.м} = \Delta g_{1000.м} - \Delta g_{1500.м}$, построенная без учета влияния сторонних масс; Д – трансформанта $\Delta g_{4000.м-5000.м} = \Delta g_{4000.м} - \Delta g_{5000.м}$, построенная с использованием нового подхода; Е – трансформанта $\Delta g_{4000.м-5000.м} = \Delta g_{4000.м} - \Delta g_{5000.м}$, построенная без учета влияния сторонних масс.

Примечание: $\Delta g_{1000.м}$, $\Delta g_{1500.м}$, $\Delta g_{4000.м}$, $\Delta g_{5000.м}$ - поле силы тяжести, редуцированное на горизонтальную плоскость $z = 1000, 1500, 4000, 5000$ метров соответственно. При построении трансформант Г, Е с целью уменьшения краевых эффектов из наблюдаемого поля был исключен линейный среднеарифметический фон

в пределах \mathfrak{Z} в точках $R(x, y)$, содержащих значения $\Delta g_{изм}$:

$$\Delta g_{лок} = \Delta g_{изм} - \Delta g_{восст}. \quad (2)$$

и разность $\Delta g_{лок}$ в области \mathfrak{Z} аналогично аппроксимируется с построением уточняющей эквивалентной сеточной модели $\{a_2\}$.

Все последующие трансформации сводятся к применению разного рода линейных операторов L к аппроксимационным моделям $\{a_1\}$ и $\{a_2\}$, состоящим из физических (условных «аномальных масс») и геометрических (координат местоположения) параметров элементарных источников и аддитивного наложения полученных трансформант V_1 и V_2 :

$$V = V_1 + V_2. \quad (3)$$

На рисунке 2 приведены примеры трансформант поля силы тяжести, полученного по результатам выполнения гравиметрических исследований масштаба 1 : 50 000 на одной из нефтеперспективных площадей Пермского Прикамья, с учетом влияния сторонних масс и с допущением об их отсутствии. Аппроксимационная конструкция $\{a_1\}$ в пределах $\mathfrak{Z}^{см} = 36 \times \mathfrak{Z}$ построена по результатам съемки масштаба 1 : 1 000 000. Ясно, что для построения аппроксимационных конструкций поверхность рельефа в обоих случаях должна быть описана с одинаковой точностью. Основой послужила цифровая модель рельефа земной поверхности SRTM, удовлетворяющая точности топографических съемок масштаба 1 : 50 000, по значениям которой построена аналитическая модель поверхности измерений в виде коэффициентов двойного ряда Фурье, позволяющая оперативно и с заданной погрешностью δ восстановить значения высотных отметок рельефа в узлах необходимой сети точек [3].

Следует отметить, что искажающее влияние глубинных сторонних масс, которое крайне затруднительно исключить какими-либо технологическими приемами, достигает значительной амплитуды как в близи границ, так и в центре изучаемой площади. Применение данного подхода позволяет вычислять трансформанты поля силы тяжести на рельефе поверхности наблюдений или в верхнем полупространстве в пределах всей площади исследований при минимальных искажениях в краевых частях, учитывая фактическое пространственное распределение поля на требуемом удалении во вне от ее границ, а, следовательно, и – физическое влияние сторонних масс в той степени, в которой оно проявляется в аномальном поле мелкомасштабных съемок.

Литература:

1. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. – М.: Недра, 1990. 301 с.
2. Долгаль А.С. Аппроксимация геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач. // Геофизический журнал. Т 21. № 4. 1999. С. 71-80.
3. Симанов А.А. Построение аналитической модели рельефа местности с использованием ГИС-технологий. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Межд. сем. Им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН. 2007. С. 223-226.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 07-05-96009, 07-05-96011) и Уральского отделения РАН (по результатам конкурса научных проектов молодых ученых и аспирантов 2007 года).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕНИ И МЕСТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОНИТОРИНГА ЭКСХАЛЯЦИИ РАДОНА

Пьянков В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Задачей любых прогностических исследований является определение динамических параметров развития аномальной зоны земной коры, свойства которой и формируют условия протекания тектонического события. Таким образом, нам необходимо проинтерпретировать наблюдаемые данные. Интерпретация вариаций радона, как и любого другого физического поля, должна начинаться с его разделения на нормальную и аномальную составляющие. В нашей работе проведены исследования вариаций поля эксхалиции радона из массива горных пород, полученные Чи-Ю Кином по 12 скважинам в районе разлома Сан-Андреас (США, Калифорния) в период с 1975 по 1980 год [1]. В этот период времени произошло 17 сейсмических событий с магнитудой от 4,0 до 5,8. Для анализа выбраны данные, полученные при недельной экспозиции трековых детекторов.

Для выделения тектонического сигнала в поле вариаций эксхалиции радона применен аппарат факторного анализа, использование которого позволяет получить упорядоченную пространственно-временную картину поля и наблюдать за ее локальными искажениями во времени. В факторном анализе предполагается, что наблюдаемые переменные (в нашем случае это ряды данных на скважинах непрерывной регистрации концентрации радона) являются линейной комбинацией некоторых латентных переменных, число которых, как правило, существенно меньше числа исследуемых переменных.

Факторный анализ представляет собой набор моделей и методов, предназначенных для сжатия информации, содержащейся в исходной матрице, из которой формируется матрица коэффициентов корреляции r_{ij} . Пирсон предложил эвристический метод сжатия большого массива информации с одновременным выделением максимальной дисперсии, а позднее Хотеллинг развил эту идею, создав метод главных компонент [2].

$$z_j = a_{j1}F_1 + a_{j2}F_2 + \dots + a_{jn}F_n \quad (1)$$

где каждый из наблюдаемых параметров линейно зависит от n некоррелированных между собой новых компонентов (факторов) F_1, F_2, \dots, F_n .

Поскольку элементами, используемыми в вычислениях, являются коэффициенты парной корреляции, то рассмотрим сущность этих коэффициентов. Известно, что произведение матрицы Z на транспонированную Z' равно произведению корреляционной матрицы R на скаляр N :

$$ZZ' = NR \quad (2)$$

Из этого следует: если m – ранг матрицы Z , то ранг матрицы $R = ZZ'$ равен также m . Иными словами, ранг корреляционной матрицы равен рангу матрицы наблюдаемых данных. В работе [2] сформулировано более сильное утверждение относительно взаимосвязи между двумя матрицами (в том числе между матрицей вычисленных коэффициентов корреляции и факторной матрицей).

Теорема 1. Если ZZ' есть $n \times N$ – матрица ранга m с действительными элементами, то $ZZ' = R$ является положительно полуопределенной симметрической матрицей Грама ранга m .

Таким образом, любое свойство параметров, связанное с рангом матрицы Z , может быть установлено и с помощью матрицы R . А n параметров могут быть выражены как линейные комбинации не менее чем m факторов, где m – ранг корреляционной матрицы параметров. Набор из n параметров можно анализировать в терминах общих факторов (тогда на главной диагонали матрицы R стоят единицы). В этом случае, как сказано выше, R есть матрица Грама, а факторное решение

$$z = A f \quad (3)$$

дается в терминах n общих факторов. Поскольку здесь A есть квадратная невырожденная матрица, то она имеет обратную матрицу. Поэтому искомые факторы определяются просто:

$$f = A^{-1} z \quad (4)$$

Это решение является точным и однозначным и не связано ни с какими «оценками».

Таким образом, если мы проводим разделение вариаций радона методом главных компонент, то получаем для этого случая единственное решение.

В режиме «реального времени» проанализированы отрезки рядов наблюдений на скважинах с 1 по 12, расположенных вблизи пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас. При анализе использован скользящий интервал. Для каждого интервала времени определялось количество латентных факторов. Проведенный анализ позволяет предположить следующий сценарий развития системы наблюдаемых переменных. В тектонически спокойные периоды ряды на станциях непрерывного наблюдения отражают только вариации нормального поля эксхалляции радона. Отрезки рядов за эти периоды – однофакторные. Затем, в период подготовки тектонического события, начинает работать механизм, ответственный за перераспределение концентрации радона в объеме горной породы. Начиная с этого момента времени, отрезки рядов наблюдений становятся двухфакторными. Причем, вначале фактор, ответственный за нормальное поле, преобладает (рис. 1).

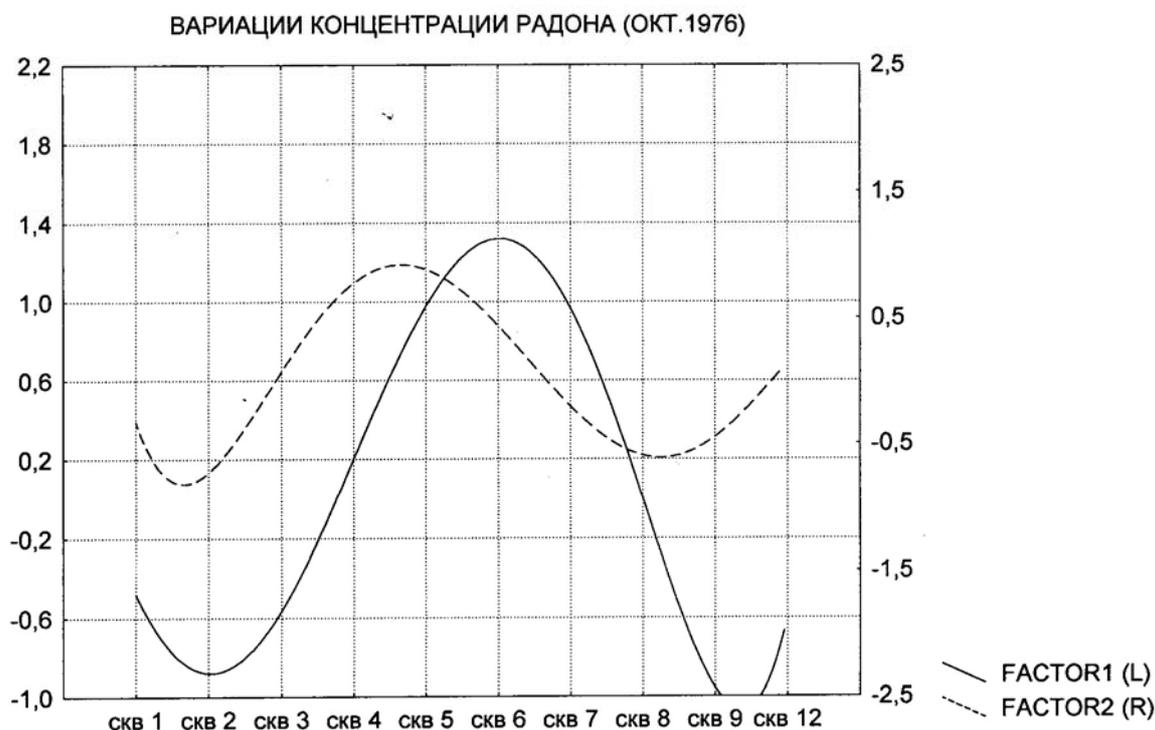


Рис. 1

Соотношение нормальной и аномальной составляющих вариаций радона на начальной стадии развития тектонического события

Далее усиливается роль второго (аномального) фактора (рис. 2). После тектонического события система вновь становится однофакторной. Так, например, с октября по декабрь 1976 года при исследовании 10 переменных обнаружено, что система из однофакторной становится двухфакторной за 8 недель до землетрясения с $M = 5$. Причем, зона экстремума второго фактора пространственно совпадает с эпицентральной зоной

землетрясения с точностью ± 5 км, что соответствует пространственной дискретности наблюдений. Всего из 17 землетрясений прогноз осуществлен для 14. Отмечено, что время предвестника прогрессивно уменьшается с 8 недель для событий 1976 года до 1 недели в 1980 году. Кроме того, факторы становятся менее контрастно связанными с эпицентром прогнозируемого землетрясения.

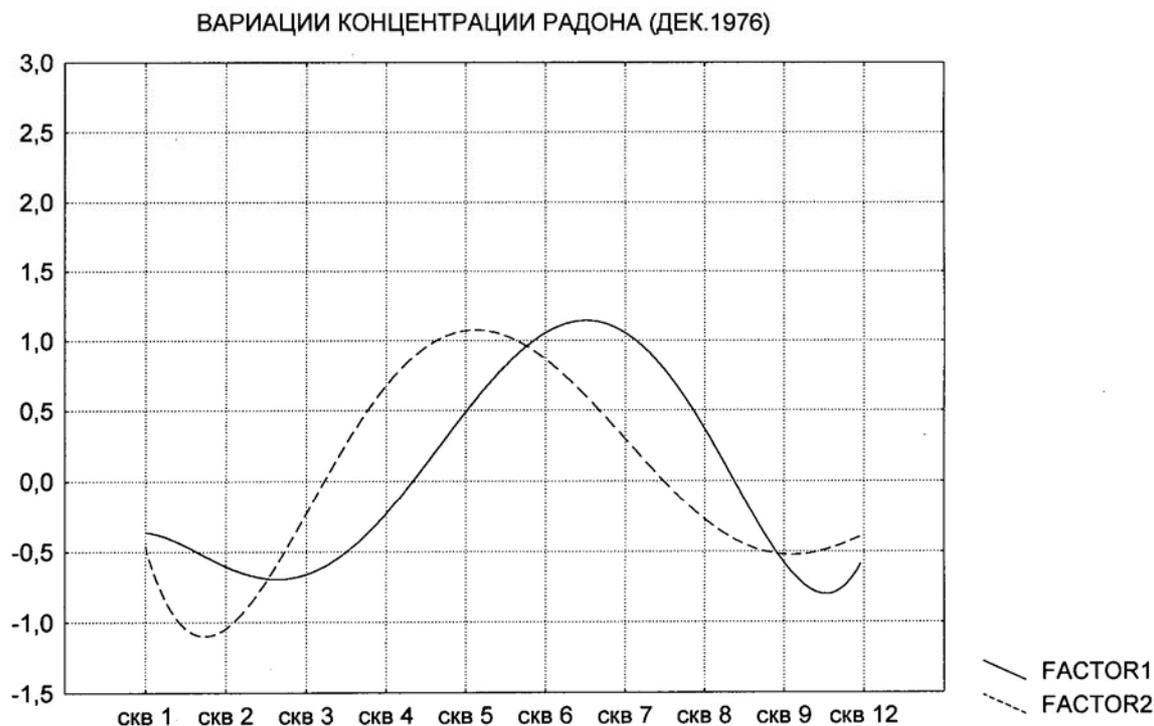


Рис. 2

Соотношение нормальной и аномальной составляющих вариаций радона на конечной стадии развития тектонического события

Наиболее ярким является пример прогноза землетрясения с $M > 5$, произошедшего между двумя пересекающимися профилями наблюдений. Так, предвестниковый сигнал, наблюдающийся в аномальном втором факторе, проявляется на этих двух профилях, что позволяет произвести засечку места будущего тектонического события (рис. 3).

Таким образом, в результате исследования пространственно-временной картины эксхалиции радона в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас удалось в режиме «реального» времени получить достаточно уверенный прогноз времени и места ожидаемых землетрясений. Выделенный аномальный сигнал позволяет надеяться, что в результате дальнейших исследований удастся оценить магнитуду прогнозируемого события.



Рис. 3

Прогноз землетрясения с предполагаемым эпицентром между скв.2 и скв.7

Литература

1. King Chi-Yu. Episodic radon changes in subsurface soil gas along active fault and possible relation to earthquakes. *J. Geoph. Res.*, 1980, v.85, No.6, pp. 3065-3078.
2. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 350 с.

АНОМАЛИИ ВЕКОВОГО ХОДА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА УРАЛЕ И ИХ СВЯЗЬ С СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Пьянков В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аномальными вековыми вариациями называются искажения нормальной картины поля геомагнитных вариаций, связанные с внутриземными процессами, воздействующими на магнитные и электрические параметры горных пород. Исследование аномальных вековых вариаций геомагнитного поля позволяет изучать природу генерирующих их тектонических процессов и дает возможность следить за динамикой тектонических сил. Актуальной задачей является изучение пространственно-временных особенностей аномального векового хода, связанных с фоновой тектонической активностью, которая, в свою очередь, отображает все фазы развития деформационного процесса. Этими фазами, предшествующими разрушению массива горных пород, согласно принципам мезомеханики, является образование деформационных доменов и последующая фрагментация [1, 2]. Наиболее интенсивно диссипация энергии тектонических напряжений в регионах со слабой сейсмичностью проявляется на участках дизъюнктивных нарушений. Эти участки, по-видимому, представляют собой реликты зон локализации деформаций в полосы и являются высокопроницаемыми блоками земной коры, в которых может происходить активная миграция разного рода флюидов и газов. На образцах показано [1], что сдвиговая деформация не распределяется равномерно по всему объему, а локализуется в пачки узких полос, называемых полосами Людерса. Такие явления отмечены нами в виде сопряженных полос сдвиговых деформаций в массиве дунитов [3]. По-видимому, в объемах горных пород существует иерархия локализации сдвиговых деформаций в полосы, которая должна прослеживаться от мезоуровней всех рангов до макроуровня, одним из проявлений которого являются тектонические разломы. В этих узких зонах и происходит диссипация энергии сдвиговых деформаций, что находит свое отражение в вариациях геомагнитного поля.

Таким образом, взаимосвязь аномальных вековых вариаций с фоновыми тектоническими процессами позволяет решить вопрос о возможности применения магнитометрии в комплексе с другими геолого-геофизическими методами для изучения динамики тектонических напряжений и связанных с ней асейсмических диссипативных явлений. В результате многолетних исследований геомагнитного поля T на территории Среднего и Южного Урала выделены серии субмеридиональных протяженных аномалий векового хода. Это Буткинская АВХ, пространственно совпадающая с Зауральским поднятием, и Башкирская АВХ, совпадающая со структурами Предуральского краевого прогиба [4]. Отличительная особенность этих протяженных субмеридиональных зон – изменение знака приращений $\delta(\Delta T)$ в течение периода наблюдений. Наибольшей интенсивности аномальные изменения $\delta(\Delta T)$, 10-15 нТл/год, достигают на севере изучаемой территории. Эти изменения происходят на фоне нормального поля с амплитудами ± 2 нТл/год. Анализ аномального магнитного поля показал отсутствие в земной коре в зонах АВХ блоков горных пород с аномально высокими магнитными свойствами. Это позволило исключить из рассмотрения альтернатив пьезомагнитную гипотезу происхождения аномальных вариаций. Остается в рассмотрении только гипотеза о связи аномальных вековых вариаций T с внутриземными токами электрокинетической природы. В работе [4] показано, что появление на земной поверхности АВХ электрокинетической природы возможно только при наличии в земной коре горизонтальных геоэлектрических неоднородностей или границ со скачком коэффициента потенциала течения. В результате комплексных исследований установлено, что выделенные зоны АВХ (рис. 1) пространственно совпадают с участками повышенной электропроводности земной коры [4].

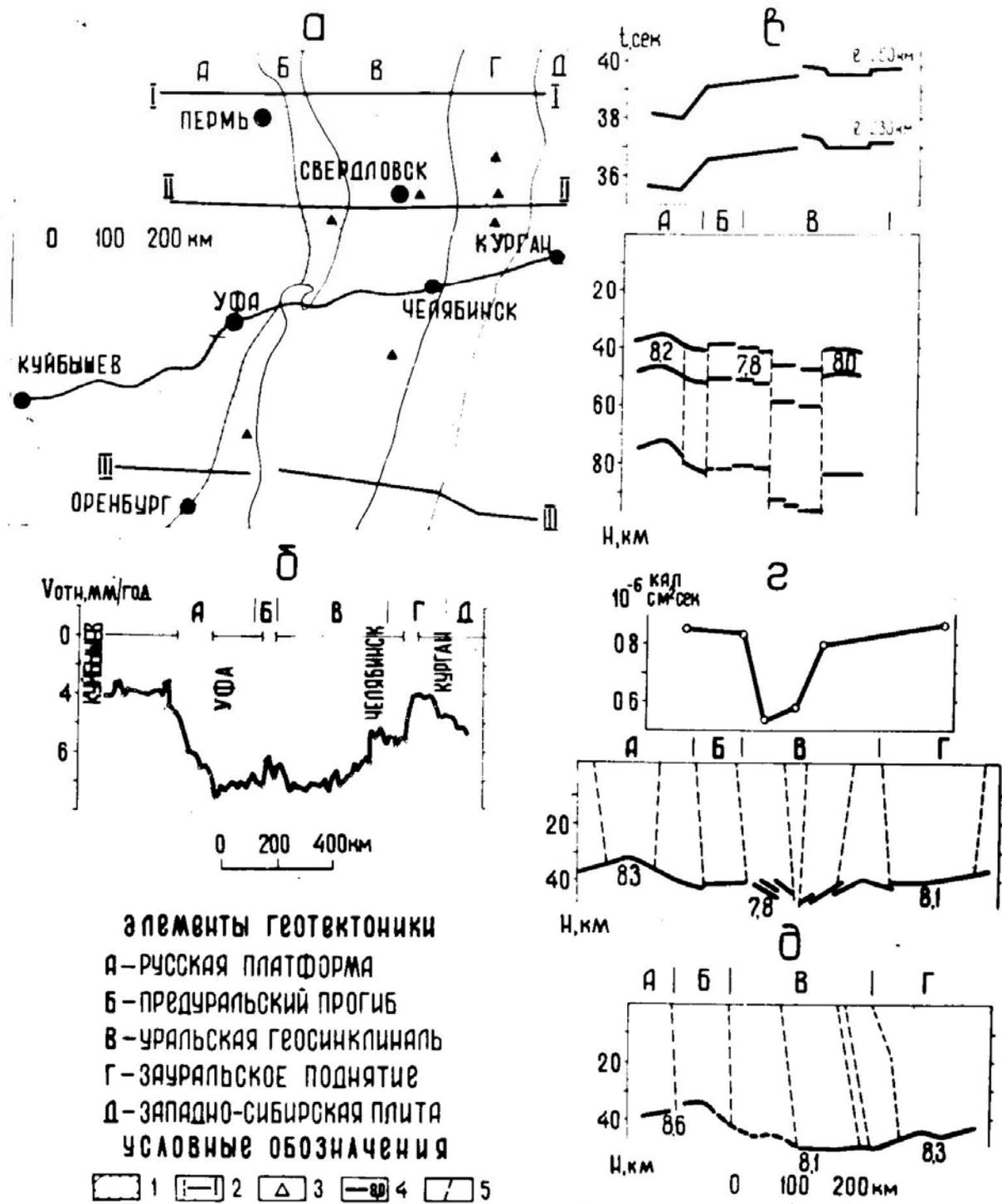


Рис. 1

Расположение зон аномального векового хода геомагнитного поля и сопровождающая их геолого-геофизическая обстановка

В рамках гипотезы электрокинетической природы Башкирской и Буткинской АВХ была получена структурно-динамическая модель строения и развития как Предурального краевого прогиба, так и Зауральского поднятия [3]. Динамика аномального магнитного поля в зонах АВХ в рамках рассматриваемой модели отражает закономерности развития зон дилатансии, проявляющиеся при стабилизирующем действии поровых вод. Вследствие

этого, в зонах аномалий электрокинетической природы на Урале релаксация энергии тектонических напряжений должна происходить, в основном, путем асейсмического крипа. Это следует из сути тектонического процесса и поэтому вряд ли является особенностью только слабосейсмичного Уральского региона. Этот вывод нашел свое экспериментальное подтверждение только в настоящее время, когда после начала работы сети KNDC [4] за период с 2000 по 2007 гг. на территории Южного и Среднего Урала было зарегистрировано более 2000 слабых землетрясений.

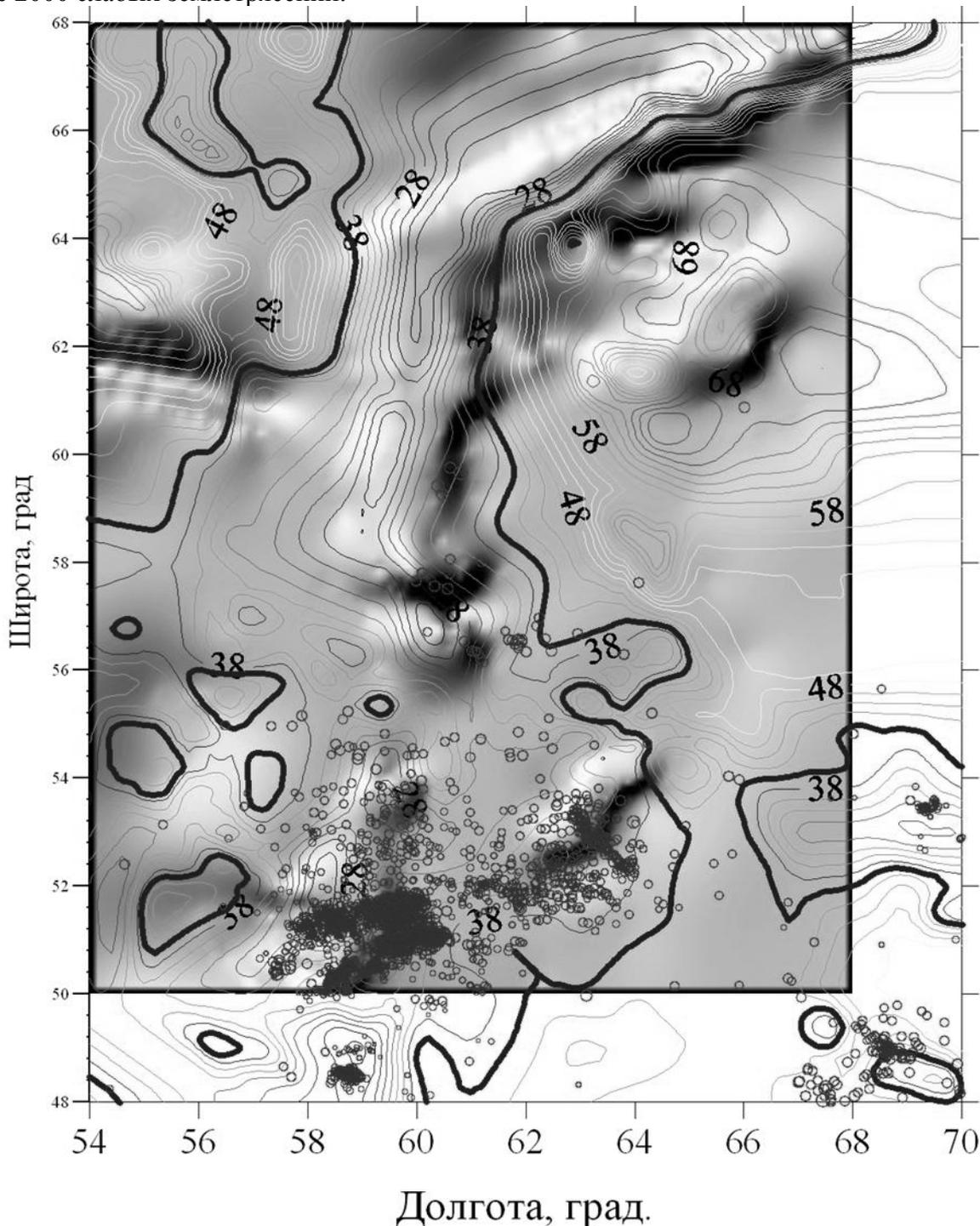


Рис.2

Схема распределения эпицентров землетрясений на территории Южного и Среднего Урала [5,7]. Изолинии – тепловой поток. Тоновая подложка – основа земной коры (по Ананьевой Е.М., 1990).

Как следует из рисунков 1 и 2, слабые сейсмические события, в основном, находятся внутри структуры, ограниченной с запада и востока зонами АВХ – участками интенсивной релаксации энергии тектонических напряжений. Отсутствие сейсмических событий севернее 60°N, объясняется, по нашему мнению, только значительной удаленностью от станций сейсмологического мониторинга (обсерватория Арти и сеть KNDC). Это лишний раз подтверждает важность создания сетей сейсмологического мониторинга по всей территории Урала.

Отметим, что при изучении АВХ электрокинетической природы на Тянь-Шане [6], получена надежная зависимость между сейсмической активностью A_{10} и квадратом амплитуды аномальных вековых вариаций $\delta(\Delta T)^2$. Анализ эмпирической зависимости, выявленной для высокосейсмичного региона,

$$A_{10} = [-0,075(\delta\Delta T)^2 + 35 \pm 4] 10^{-2},$$

подтверждает наши выводы об универсальности особенностей релаксации энергии тектонических процессов в зонах АВХ электрокинетической природы. В таких аномальных зонах диссипация энергии тектонических напряжений больше, чем на окружающей территории, следовательно, вероятность возникновения сильных землетрясений снижается. Таким образом, закономерность, подтвержденная для слабосейсмичного Урала, является достаточно универсальной. Следовательно, полосы зон аномально высокой диссипации энергии тектонических напряжений находят свое отражение в геомагнитных вариациях электрокинетической природы. Это доказывает возможность распространения парадигм мезомеханики на объемы блоков земной коры.

Литература:

1. Панин В.Е., Панин С.В., Мамаев А.И. Деформационные домены на мезоуровне в деформируемом твердом теле// Доклады РАН. 1996. Т.350. №1. С. 35-38.
2. Гриняев Ю.В., Панин В.Е. Полевая теория дефектов на мезоуровне// ДАН. 1997. Т.353. № 1. С. 37-39.
3. Пьянков В.А., Мартышко П.С. Пространственные вариации магнитных параметров дунитов и их связь с особенностями формирования массива Кондер// Геофизический вестник. 2007. №1. С. 13-15.
4. Пьянков В.А., Шапиро В.А. Связь пространственно-временных характеристик аномального магнитного поля со структурно-динамическими особенностями строения и развития земной коры Урала// Прогноз землетрясений. Предвестники землетрясений магнитной, электромагнитной и электрической природы, №7. Душанбе-Москва: Дониш, 1986. С. 234-248.
5. Михайлова Н.Н. и др. URL= <http://www.kndc.kz/> Центр Сбора и Обработки Специальной сейсмической информации.
6. Поляков А.В. Анализ связи отклонений вековой вариации геомагнитного поля с сейсмичностью и другими геолого-геофизическими параметрами (на примере Северного Тянь-Шаня). Автореферат кандидатской диссертации. М., ИФЗ АН СССР: 1976. 21 с.
7. А.В. Овчаренко, В.А. Щапов. О пространственной связи слабой сейсмичности Южного и Среднего Урала с пониженным тепловым потоком. В сб. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Мат.четвертых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург, ИГФ УрО РАН, 2007, с.53-55.

АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕКТОНОМАГНИТНОЙ ПРИРОДЫ И ИХ ПРИУРОЧЕННОСТЬ К БЛОКАМ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ВЫСОКОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТЬЮ

Пьянков В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Поиски связи между аномальными геомагнитными вариациями и тектонической активностью основаны на предположении о том, что протекающие в земной коре тектонические процессы изменяют деформированное состояние массива горных пород, трансформируя их магнитные свойства, и, таким образом, отображаются в магнитном поле Земли. Считается, что наиболее интенсивные геомагнитные вариации такого рода должны наблюдаться в зонах, пространственно совпадающих со статическими аномалиями магнитного поля Земли. Следовательно, изменения магнитных параметров горных пород, связанных с внутриземными процессами, могут вызывать локальное искажение нормальной картины поля геомагнитных вариаций, измеряемых на поверхности Земли. Такие изменения называются аномальными вековыми вариациями (ABX).

В современных физических полях содержится интегральная информация о тектонических процессах прошлого, в результате которых сформировались закономерно распределенные физические неоднородности земной коры. Анализ пространственной структуры неоднородностей позволяет восстанавливать закономерности их образования. Так, например, в магнитном поле отражается как распределение ферромагнетиков в горной породе, так и их состояние. Состояние данного ферромагнетика зависит от его предыстории, то есть от испытанных им тектонических воздействий. Кроме того, безусловно, на его состояние влияет динамика современных тектонических напряжений, что может проявляться в аномальных вариациях геомагнитного поля. Для определения магнитных параметров геофизической модели земной коры необходимо пройти два этапа решения обратной задачи магнитометрии. На первом этапе решения этой задачи по заданному магнитному полю определяется пространственное распределение набора эквивалентных источников, адекватно описывающих это поле. Второй этап обратной задачи магнитометрии заключается в изучении магнитного состояния горной породы с целью определения возможных причин, обусловивших это состояние. Из хода дальнейших рассуждений становится понятно, что эти два этапа решения обратной задачи должны взаимно дополнять друг друга. То есть, выбор одного из эквивалентных источников может зависеть от состояния ферромагнетика, слагающего этот источник. Связующим звеном между этими двумя этапами могут стать аномальные вековые вариации геомагнитного поля. Таким образом, изучение природы аномальных вековых вариаций тесно связано с определением единственного решения обратной задачи магнитометрии. В свою очередь, взаимосвязь между этими двумя этапами вытекает из выбранной концепции тектонического развития Урала. При построении модели, описывающей динамику аномальных вековых вариаций, как и любой другой модели земной коры, немаловажным фактором является то, какая геодинамическая концепция заложена в ее основу. Известен тот факт, что Уральские структуры представляют собой пространственно стабильный более чем 2000-километровый линеамент, представленный рядом массивов (Денежкин Камень, Кумба, Кытлым и т.д.). Эти крупные массивы располагаются в центральной части Урала и пространственно разделены. Поскольку деформирование горных пород в геологическом масштабе времени можно рассматривать как следствие движений сильно вязкой среды, то такое размещение ультрамафитовых массивов находит свое объяснение [1]. Подобные пространственные закономерности характерны для развития диапира. Неотъемлемой особенностью формирования диапировых структур является и то, что на периферии должны возникать более плоские локальные структуры антиклинального типа. Отражение реликтов такого явления наблюдается как в региональном гравитационном, так и в магнитном поле Урала. Таким образом, магнитные аномалии центральной части Урала формируются активными зонами диапира, а окраинные аномалии магнитного поля – пассивными (рис. 1).



Рис. 1
К схеме образования АВХ в изучаемом регионе

В активной зоне диапира расположены Кальинская (массивы Денежкин Камень и Кумба) и Кагинская АВХ. (южная оконечность массива Крака). На западной окраине расположены Манчажская, Шарлыкская и Оренбургская АВХ. В результате анализа пространственно-временной структуры поля вековых вариаций показано, что аномальные изменения на этих аномалиях связаны с эффектом подмагничивания нормальным полем вековых вариаций (рис. 2).

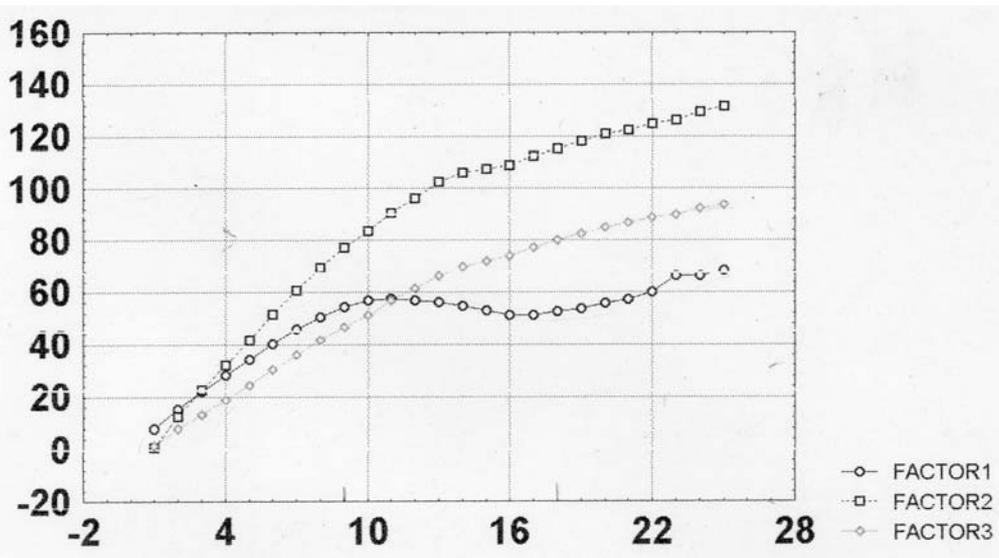


Рис. 2
Трехфакторное решение для профиля, секущего Шарлыкскую магнитную аномалию

Первый фактор характеризует составляющую вариаций электрокинетической природы, второй фактор – нормальные вариации + эффект подмагничивания, третий фактор – нормальные вариации. Таким образом, вариации геомагнитного поля на каждой точке долговременных наблюдений представляют собой (в разных пропорциях) сумму трех составляющих:

$$z_j = a_{j1}F_1 + a_{j2}F_2 + \dots + a_{jn}F_n \quad (1),$$

где каждый из наблюдаемых параметров линейно зависит от трех некоррелированных между собой новых компонентов (факторов) F_1, F_2, \dots, F_n .

Для Кальинской АВХ характерны следующие особенности. Объект, ответственный за аномальные вековые вариации обусловлен узким верхним сегментом аномального тела Кальинской статической аномалии. Аномальные вековые вариации +3 нТл/год наблюдаются

на фоне многолетних нулевых изменений нормального векового хода. Т.е. эффект подмагничивания отсутствует. Характерной особенностью Кальинской статической аномалии является высокая остаточная намагниченность слагающих ее пород. Такая же особенность характерна и для Кагинской АВХ. С целью изучения динамики аномального векового хода и разделения полей от различных источников нами проведен факторный анализ временных рядов $T(t)$. В результате анализа получены две факторные кривые, по своей морфологии напоминающие магнитное поле от объекта с современной намагниченностью и более глубинного объекта, намагниченного против поля, соответственно. Следует учесть, что в отличие от метода аппроксимации сингулярными источниками нет необходимости фиксировать направление намагничивания как для источника положительного, так и отрицательного поля (рис.3).



Рис.3. Разделение аномального векового хода на составляющие от источников

В результате анализа временной динамики факторных нагрузок удалось показать, что в случае положительного источника аномального векового хода геомагнитного поля T его магнитная масса M уменьшается со временем, а магнитная масса M отрицательного источника растет по абсолютной величине. Следовательно, изучаемый региональный объект действительно намагничен против современного поля, что не является неким исключением для складчатого Урала.

Таким образом, только центральноуральские аномалии магнитного поля генерируют вековые вариации тектономагнитной природы. Эти вариации, по-видимому, обусловлены структурными изменениями горных пород под воздействием пластических деформаций, изменяющих как их остаточную намагниченность, так и коэрцитивную силу [2].

Литература:

1. Осипова Е.Б. Модельное исследование формирования солянокупольных структур в бассейне эллиптической формы// Физическая мезомеханика. 1999. Т.2. С. 95-98.
2. Горкунов Э.С., Драгошанский Ю.Н., Миховски М. Эффект Баркгаузена и его использование в структуроскопии ферромагнитных материалов (обзор 2). Влияние упругой и пластической деформации // Дефектоскопия.2000. №6. С.3-38.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ОДНОРОДНОГО ЛОКАЛЬНОГО ОБЪЕКТА В ПОЛЕ СТАЦИОНАРНОГО ИСТОЧНИКА

Ратушняк А.Н.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Обнаружение локальных объектов, отличающихся по удельному электрическому сопротивлению от вмещающей среды, является одной из задач электроразведки постоянным током, применяемой при поисках месторождений полезных ископаемых, изучении геоэлектрического строения верхней части земной коры и инженерно-геофизических изысканиях. Для определения электромагнитного поля от локального объекта используются различные математические методы, обладающие как определенными достоинствами, так и недостатками. Одним из методов является метод поверхностных интегральных уравнений для плотности зарядов простого слоя и эквивалентной задачи – для плотности двойного слоя [1].

Постановка задачи

Если замкнутая поверхность S ограничивает локальный однородный объем V с электропроводностью σ , находящийся в однородной вмещающей среде с электропроводностью σ_1 в электрическом поле стороннего источника, то под действием силы Кулона происходит поляризация зарядов на поверхности тела [2].

Из электростатической теоремы Гаусса в дифференциальной форме $\operatorname{div} \mathbf{D} = \rho$ следует, что электрический потенциал удовлетворяет уравнению Пуассона $\Delta U = -\rho / \varepsilon_0 \varepsilon$, которое имеет решение в виде интеграла Пуассона [2]

$$U(\mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi\varepsilon_0\varepsilon} \int_V \frac{\rho(\mathbf{r}')}{R} dV, \quad (1)$$

где $\mathbf{D} = -\varepsilon_0\varepsilon \cdot \operatorname{grad}U$ – электрическая индукция, Кл/м², $\varepsilon_0 = 10^{-9} / 36\pi$ – электрическая постоянная, Ф/м, ε – диэлектрическая проницаемость среды, ρ – объемная плотность зарядов, Кл·м⁻³, U – электрический потенциал, В, $R = |\mathbf{r} - \mathbf{r}'|$, $\mathbf{r}(x, y, z) \notin V$ и $\mathbf{r}'(\xi, \eta, \zeta) \in V$ – радиус-векторы точки наблюдения и элементов объема dV .

Поскольку в проводящей среде свободные заряды существовать не могут, аномальный потенциал от локального объекта (1) обусловлен появлением под действием стороннего источника поля зарядов на границе сред с различной электропроводностью, а поляризация локального тела внешним электрическим полем в соответствии с законом Кулона сводится к появлению на поверхности тела простого слоя связанных зарядов.

Будем считать, что слой зарядов на поверхности S тела занимает толщину dn с поверхностной плотностью $\tau = \rho dn$, Кл/м². Областью интегрирования в (1) фактически является замкнутая поверхность S , покрытая тонким слоем уплощенных элементарных объемов $dV = dS dn$ с поперечным размером dn , в которых находится простой слой зарядов. Формула для электрического потенциала, создаваемого простым слоем зарядов, преобразуется в интеграл по поверхности S

$$U(\mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi\varepsilon_0\varepsilon} \int_S \frac{\tau(\mathbf{r}')}{R} dS. \quad (2)$$

Потенциал, создаваемый локальным объектом, имеет эквивалентное описание – через двойной слой зарядов на поверхности тела S , который имеет вид [2]

$$U(\mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_S \mu(\mathbf{r}') \frac{\partial}{\partial r'_n} \left(\frac{1}{R} \right) dS. \quad (3)$$

Сомножитель

$$\mu = U(+)-U(-) = \frac{\tau dn}{\varepsilon_0\varepsilon} \quad (4)$$

имеет размерность Вольт и является собственным потенциалом двойного слоя, равным

скачку потенциала при переходе через поверхность с двойным слоем зарядов.

Потенциал и его градиенты $\mathbf{E} = -gradU$, создаваемые локальным объектом могут быть определены, если известно распределение величины потенциала двойного слоя μ на поверхности тела. Для нахождения потенциала двойного слоя выполнение граничных условий непрерывности потенциала и нормальной составляющей плотности тока на поверхности S приводит к скалярному поверхностному интегральному уравнению, приведенному в работах [1] и [3]. В работе [3] дан эффективный метод решения этого интегрального уравнения, а способ численной реализации на ЭВМ методом итераций и анализ закономерностей изменения характеристик электромагнитного поля для различных моделей выполнен в работе [4].

Объемное ИУ двойного слоя зарядов на локальном объекте

Приведем еще один метод определения стационарного электромагнитного поля стороннего источника в среде, содержащей локальный однородный объем V .

Представим потенциал двойного электрического слоя зарядов через объемный интеграл (1), определив его как суммарный потенциал двух объемов V_1 и V_2 , причем объем V_2 заряжен противоположно ($\rho_2 = -\rho$) и имеет в каждой точке поверхности S меньший размер на малую величину dn .

$$U(\mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi\epsilon_0\epsilon} \left[\int_{V_1} \frac{\rho(\mathbf{r}')}{R_1} dV_1 - \int_{V_2} \frac{\rho(\mathbf{r}')}{R_2} dV_2 \right] = \frac{1}{4\pi\epsilon_0\epsilon} \int_{V_S} \rho(\mathbf{r}') \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) dV_S = \frac{1}{4\pi\epsilon_0\epsilon} \int_{V_S} \rho(\mathbf{r}') dn \frac{R_n}{R^3} dV_S \quad (5)$$

Перейдем от электростатических величин поля к электрическим величинам. Из непрерывности нормальной составляющей плотности тока $i_{n1} = i_n$ и теоремы Гаусса

$div \mathbf{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0\epsilon}$ следует, что на поверхности S нормальная составляющая напряженности электрического поля E_{n1} с наружной и E_n с внутренней стороны тела терпит разрыв, пропорциональный поверхностной плотности зарядов

$$\gamma = E_{n1} - E_n = \frac{\rho dn}{\epsilon_0\epsilon} = \frac{\tau}{\epsilon_0\epsilon}. \quad (6)$$

Для двойного слоя зарядов γ - это величина составляющей напряженности электрического поля между обкладками двойного слоя, направленная по нормали к поверхности S . Электрический потенциал и напряженность поля получают вид

$$U(\mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_{V_S} \gamma(\mathbf{r}') \frac{\partial}{\partial r'_n} \left(\frac{1}{R} \right) dV_S, \quad (7)$$

$$\vec{E}(\mathbf{r}) = -\frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial \mathbf{r}} \int_{V_S} \gamma(\mathbf{r}') \frac{\partial}{\partial r'_n} \left(\frac{1}{R} \right) dV_S. \quad (8)$$

Локальный объем V_S двойного слоя представлен в виде замкнутой поверхности, покрытой тонким слоем уплощенных элементарных объемов с поперечным размером dn . Точность решения в такой постановке зависит от того, насколько тонким будет этот слой по сравнению с остальными характерными размерами.

Интегральное уравнение для напряженности поля двойного слоя получим с помощью граничного условия непрерывности нормальной составляющей плотности тока $i_{n1} = i_n$ на поверхности S , которое преобразуем к виду

$$E_{n1} - E_n = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} E_n.$$

Представляя напряженность электрического поля в виде $E_n = E_n^o + E_n^a$, где аномальная часть напряженности электрического поля E_n^a имеет вид (8), выполнение граничного

условия приводит к объемному скалярному интегральному уравнению для напряженности поля двойного слоя

$$\gamma(\mathbf{r}) + \frac{\sigma - \sigma_1}{4\pi\sigma_1} \frac{\partial}{\partial r_n} \int_{V_s} \gamma(\mathbf{r}') \frac{\partial}{\partial r'_n} \left(\frac{1}{R} \right) dV_s = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} E_n^o(\mathbf{r}). \quad (9)$$

Второе слагаемое в уравнении (9) для каждого малого элемента dV можно интерпретировать как составляющую по направлению нормали аномальную часть напряженности электрического поля

$$E_n^a(\mathbf{r}') = \frac{J^a}{4\pi\sigma_1} \frac{\partial^2}{\partial r_n \partial r'_n} \left(\frac{1}{R} \right) \quad (10)$$

электрического дипольного источника, ориентированного по направлению нормали к поверхности, с моментом $J^a \, dn = (\sigma - \sigma_1) \gamma(\mathbf{r}') dS \, dn$.

Регуляризация объемного интегрального уравнения

Представим интеграл в (9) в виде двух слагаемых, выделив точку $\mathbf{r} = \mathbf{r}'$ в явном виде

$$\gamma(\mathbf{r}) + \frac{\sigma - \sigma_1}{4\pi\sigma_1} \left\{ P \frac{\partial}{\partial r_n} \int_{V_s} \gamma(\mathbf{r}') \frac{\partial}{\partial r'_n} \left(\frac{1}{R} \right) dV_s + \gamma(\mathbf{r}) t(\mathbf{r}) \right\} = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} E_n^o(\mathbf{r}),$$

где P означает главное значение интеграла.

Интеграл от функции Грина в точке $\mathbf{r} = \mathbf{r}'$ по малому объему $V \rightarrow 0$ равен

$$t(\mathbf{r}) = \frac{\partial}{\partial r_n} \int_{V \rightarrow 0} \frac{\partial}{\partial r'_n} \left(\frac{1}{R} \right) dV = \frac{4\pi}{3}.$$

Подставляя t в исходное уравнение, после перегруппировки слагаемых получим объемное скалярное интегральное уравнение в регуляризованном виде

$$\nu(\mathbf{r}) + kP \int_{V_s} \nu(\mathbf{r}') G(\mathbf{r} - \mathbf{r}') dV_s = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} E_n^o(\mathbf{r}), \quad (11)$$

где введены обозначения

$$G(\mathbf{r} - \mathbf{r}') = \frac{\partial^2}{\partial r_n \partial r'_n} \left(\frac{1}{R} \right), \quad \nu(\mathbf{r}) = \gamma(\mathbf{r}) \left(\frac{2\sigma_1 + \sigma}{3\sigma_1} \right), \quad k = \frac{3}{4\pi} \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma + 2\sigma_1}.$$

При значениях электропроводности локального объема, соответствующих идеальному проводнику и идеальному изолятору коэффициент поляризации k в уравнении (12) имеет предельных значения:

$$\sigma \gg \sigma_1, \quad k = \frac{3}{4\pi} \quad \text{и} \quad \sigma \ll \sigma_1, \quad k = -\frac{3}{8\pi}.$$

Решение объемного интегрального уравнения

Преимущество полученного объемного скалярного интегрального уравнения для напряженности электрического поля двойного слоя заключается в том, что его решение можно получить в явном виде.

Определим прямое и обратное преобразования Фурье как [5]

$$F(\mathbf{p}) = \int_{-\infty}^{\infty} F(\mathbf{r}) \exp\{i \mathbf{p} \mathbf{r}\} d\mathbf{r}, \quad F(\mathbf{r}) = \frac{1}{(2\pi)^3} \int_{-\infty}^{\infty} F(\mathbf{p}) \exp\{-i \mathbf{p} \mathbf{r}\} d\mathbf{p}.$$

Поскольку Фурье образ свертки равен произведению Фурье образов, уравнение (11) примет вид

$$\nu(\mathbf{p}) + k\nu(\mathbf{p})G(\mathbf{p}) = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} E_n^o(\mathbf{p}), \quad (12)$$

решение которого находим для изображений скалярных функций

$$\nu(p) = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} \frac{E_n^o(p)}{1 + kG(p)}.$$

Преобразуем последнее выражение к более удобному виду, оригинал которого всегда существует, если существует изображение для функции $G(\mathbf{r} - \mathbf{r}')$ [6]

$$\nu(p) = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} E_n^o(p) \left[1 - k \frac{G(p)}{1 + kG(p)} \right] = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} E_n^o(p) [1 - kW(p)], \quad (13)$$

где $W(p) = \frac{G(p)}{1 + kG(p)}$.

Выполняя обратное преобразование Фурье с использованием теоремы о свертке для изображений, получим решение в виде

$$\nu(r) = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} \left(E_n^o(r) - k \int_{V_s} E_n^o(r') W(r - r') dV_s \right), \quad (14)$$

или для напряженности поля двойного слоя

$$\gamma(r) = 3 \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma + 2\sigma_1} \left(E_n^o(r) - k \int_{V_s} E_n^o(r') W(r - r') dV_s \right).$$

Литература:

1. Франк Ф., Мизес Р. Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики. Часть 2. М.-Л., ОНТИ. 1937. 998 с.
2. Тамм И.Е. Основы теории электричества. - М.: Наука, 1989. 504 с.
3. Воскобойников Г.М. О вычислении стационарных электромагнитных полей в некоторых кусочно-однородных средах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С.63-76.
4. Гуревич Ю.М. Методы расчета магнитного поля токов растекания в объёмных проводниках. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. 63 с.
5. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике (для научных работников и инженеров). М.: Наука, 1977. 792 с.
6. Полянин А.Д., Манжиров А.В. Справочник по интегральным уравнениям. М.: Физматлит, 2003. 524 с.

УРАВНЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И АЛГОРИТМЫ ИХ РЕШЕНИЯ

Рублёв А.Л.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

A.Roublev@list.ru

Цель работы – получение интегральных уравнений обратной задачи электромагнитных геофизических полей и разработка эффективных алгоритмов решения этой задачи.

Поле, произвольно меняющееся во времени, в силу линейности уравнений Максвелла, может быть представлено в виде суммы гармонических полей, зависимость которых от времени выражена с помощью множителя $\exp(-i\omega t)$. Далее в работе рассматривались уравнения для гармонических электромагнитных полей – уравнения Гельмгольца. При численном решении этих уравнений использовался алгоритм, разработанный для класса звездных тел.

О решении трехмерной обратной задачи для уравнения Гельмгольца

Рассматривается обратная задача для скалярного уравнения Гельмгольца. Такая задача возникает при интерпретации данных электромагнитных методов, когда электромагнитное поле релаксирует в отсутствие индукции (например, в методе вызванной поляризации), а также диффузии и соответствующего ей электрического поля, термометрии, поля давлений при течении сжимаемой жидкости в однородном пространстве, включающем ограниченную область с другой фазовой проницаемостью.

Пусть D - область из евклидова пространства R^3 , функция $V_1(P)$ удовлетворяет однородному уравнению Гельмгольца

$$\Delta V_1(P) + k_1^2 V_1(P) = 0, \quad P \in D^- \quad (1)$$

а функция $U_2(M)$ удовлетворяет уравнению

$$\Delta U_2(M) + k_2^2 U_2(M) = 0, \quad M \in D, \quad k_1, k_2 = const. \quad (2)$$

Кроме того, на границе D - поверхности Ляпунова S - выполняются условия:

$$U_1 = U_2, \quad (3)$$

$$\sigma_2 \frac{\partial U_2}{\partial n} = \sigma_1 \frac{\partial U_1}{\partial n}, \quad (4)$$

где $U_1 = V_1 + W$; U_1 удовлетворяет условиям Зоммерфельда

$$U_1 = o(1/r), \quad \partial U_1 / \partial r + ikU_1 = o(1/r), \quad r \rightarrow \infty \quad (5)$$

W удовлетворяет уравнению

$$\Delta W(M) + k_2^2 W(M) = 0, \quad M \in D \quad (6)$$

(так называемый потенциал возбуждающего поля, источники которого находятся вне D), $k_i^2 = i\omega\mu_i\sigma_i$, $i=1, 2$, где ω - круговая частота; μ_1, μ_2 - параметры среды, например магнитная проницаемость; σ_1, σ_2 - характеристики поля, например электрическая проводимость.

Обратная задача может быть сформулирована следующим образом: по заданной функции $V_1(V_2)$, удовлетворяющей на границе искомой области условиям (1)-(6), найти эту область. Обратную задачу будем называть теоретической, если функция V_1 задана в явном виде (ситуация, возникающая, например, после аппроксимации экспериментальных данных модельными функциями).

Из условий (1)-(6) и формулы Грина, получаем следующее уравнение:

$$\frac{1}{4\pi} \int_S \left[V_1(P) \left(\frac{\partial \frac{e^{ik_1 r}}{r}}{\partial n} - \frac{\partial \frac{e^{ik_2 r}}{r}}{\partial n} \right) + \frac{\partial V_1(P)}{\partial n} \left(\frac{\sigma_1 e^{ik_2 r}}{\sigma_2 r} - \frac{e^{ik_1 r}}{r} \right) + \right. \\ \left. + \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \frac{\partial W(P)}{\partial n} \frac{e^{ik_2 r}}{r} - W(P) \frac{\partial \frac{e^{ik_2 r}}{r}}{\partial n} \right] dS = \begin{cases} V_1(P_0), & P_0 \in D^- \\ V_2(P_0), & P_0 \in D \end{cases}, \quad (7)$$

где n - внешняя нормаль к поверхности S . Соотношение (7) можно рассматривать как уравнения ТОЗ для определения границы S [2].

Для решения уравнения (9) использовался алгоритм, разработанный в [1] для класса тел, звездных относительно некоторой внутренней точки O . Построим систему координат с центром в этой точке. Выполняя в уравнении (9) сферическую замену переменных, получаем

$$V_1(P_0) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \left[\frac{\sigma_1}{\sigma_2} (\text{grad} W, N) \frac{e^{ik_2 r}}{r} - W(P) (\text{grad} \frac{e^{ik_2 r}}{r}, N) + \right. \\ \left. + V_1(P) (\text{grad} \frac{e^{ik_1 r} - e^{ik_2 r}}{r}, N) + (\text{grad} W, N) \left(\frac{\sigma_1 e^{ik_2 r}}{\sigma_2 r} - \frac{e^{ik_1 r}}{r} \right) \right] d\theta d\phi, \quad (8)$$

где $r(\theta, \phi)$ - правая часть уравнения поверхности S в сферических координатах $r = r(\theta, \phi)$, $P = P[r(\theta, \phi), \theta, \phi]$, $N = r_\theta \times r_\phi$.

При заданной всюду (вплоть до особенностей) функции V_1 соотношение (8) – явное уравнение относительно $r(\theta, \phi)$. Функция $r(\theta, \phi)$ выбирается в виде отрезка двойного ряда Фурье

$$r_{n,m}(\theta, \phi) = \sum_{k=-n}^n \sum_{j=-m}^m a_{kj} e^{i(k\theta + j\phi)}. \quad (9)$$

Коэффициенты ряда a_{kj} находятся при минимизации функционала

$$f + f_1 + \alpha \Theta, \quad (10)$$

где $f(\vec{a}) = \sum_{i \in M} \left[\left| \text{Re} V_1(x_i, y_i, z_i) - \text{Re} V_1^{nm}(x_i, y_i, z_i; \vec{a}) \right|^2 + \left| \text{Im} V_1(x_i, y_i, z_i) - \text{Im} V_1^{nm}(x_i, y_i, z_i; \vec{a}) \right|^2 \right]$,

$f_1 = \sum_k P_j \left(\left| \sum_k a_{kj} \right|^2 + \left| \sum_{k_1} a_{k_1 j} \right|^2 \right)$ - штрафной функционал, возникающий из условия

$$r(0, \phi) = \text{const}, \quad r(\pi, \phi) = \text{const}, \quad \Theta(r) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \left(|r_\theta|^2 + |r_\phi|^2 \right) d\theta d\phi = 2\pi^2 \sum_{k=-n}^n \sum_{j=-m}^m (k^2 + j^2) |a_{kj}|^2 - \text{аналог}$$

сглаживающего тихоновского регуляризатора 1-го порядка [6], α - параметр регуляризации. Описанные алгоритмы программно реализованы и опробованы на теоретических примерах [2].

Алгоритм и примеры решения обратной задачи для электромагнитного поля

Пусть в линейной однородной среде с проводимостью σ_1 и магнитной проницаемостью μ_1 находится тело T с параметрами σ_2, μ_2 . Пусть также в среде имеются источники электромагнитного поля и $\vec{H}_1, \vec{E}_1, \vec{H}_2, \vec{E}_2$ - напряженности магнитного и электрического полей во внешности и внутри проводящего включения, соответственно, обусловленные этими источниками. В дальнейшем предполагаем, что T - трехмерная область, S - ее граница - поверхность Ляпунова, $r = \{x, y, z\}$ - радиус-вектор точки из \mathbb{R}^3 . Как известно, в линейной изотропной среде ($\varepsilon, \mu, \sigma = \text{const}$) в отсутствие сторонних токов и

зарядов вектор-функции \vec{H} , \vec{E} удовлетворяют следующей системе уравнений (соответственно внутри и вне T):

$$\text{rot}\vec{H} = \vec{j} + \partial\vec{D}/\partial t, \quad (11)$$

$$\text{rot}\vec{E} = -\partial\vec{B}/\partial t, \quad (12)$$

$$\text{div}\vec{B} = 0, \quad (13)$$

$$\text{div}\vec{D} = 0, \quad (14)$$

где $\vec{D} = \varepsilon\vec{E}$, $\vec{B} = \mu\vec{H}$, $\vec{j} = \sigma\vec{E}$ - плотность токов проводимости.

На границе S имеем

$$\begin{aligned} [\vec{H}_2 - \vec{H}_1, \vec{n}] = 0, \quad (\mu_2\vec{H}_2 - \mu_1\vec{H}_1, \vec{n}) = 0, \\ [\vec{E}_2 - \vec{E}_1, \vec{n}] = 0, \quad (\varepsilon_2\vec{E}_2 - \varepsilon_1\vec{E}_1, \vec{n}) = \eta, \end{aligned} \quad (15)$$

ε - диэлектрическая проницаемость среды, η - поверхностная плотность электрического заряда. Пусть \vec{H}_1 , \vec{E}_1 - внешнее поле области T , наведенное полем источников \vec{H}^H и \vec{E}^H . Тогда

$$\vec{H}_1 = \vec{H}_1^a + \vec{H}^H, \quad \vec{E}_1 = \vec{E}_1^a + \vec{E}^H, \quad (16)$$

$$[\vec{H}^H + \vec{H}_1^a, \vec{n}] = [\vec{H}_2, \vec{n}], \quad [\vec{E}^H + \vec{E}_1^a, \vec{n}] = [\vec{E}_2, \vec{n}],$$

$$(\vec{H}_2, \vec{n}) = \frac{\mu_1}{\mu_2}(\vec{H}^H + \vec{H}_1^a, \vec{n}), \quad (\vec{E}_2, \vec{n}) = [\varepsilon_1(\vec{E}_1, \vec{n}) + \eta] / \varepsilon_2. \quad (17)$$

В силу линейности уравнений Максвелла поле, произвольно меняющееся во времени, может быть представлено в виде суммы гармонических полей, зависимость которых от времени выражена с помощью множителя $\exp(-i\omega t)$.

Для монохроматического поля из (11)-(14) следует

$$\text{rot}\vec{H} = \sigma^* \vec{E}, \quad \text{rot}\vec{E} = i\omega\mu\vec{H}, \quad \text{div}\vec{E} = 0, \quad \text{div}\vec{H} = 0, \quad (18)$$

где $\sigma^* = \sigma - i\omega\varepsilon$ - комплексная электропроводность; вектор-функции \vec{E} и \vec{H} удовлетворяют уравнению Гельмгольца

$$\Delta\vec{F} + k^*{}^2 \vec{F} = 0, \quad (19)$$

где волновое число среды $k^* : k^*{}^2 = i\omega\mu\sigma + \omega^2\mu\varepsilon$.

Обратную задачу можно сформулировать следующим образом: по заданной вектор-функции $\vec{F}(r)$, удовлетворяющей вне T уравнению (19) и на границе искомой области S - условиям (17), найти эту область.

Пусть \vec{F} и P - произвольные дважды непрерывно дифференцируемые в T (вплоть до границы) функции. Тогда справедливо следующее интегральное соотношение

$$\begin{aligned} \int_T (\Delta P \cdot \vec{F} + \text{grad}P \cdot \text{div}\vec{F} + P \cdot \text{rotrot}\vec{F}) dV = \\ = \int_S \{ (\vec{n}, \vec{F}) \text{grad}P + [\vec{n} \times \vec{F}] \times \text{grad}P + P \cdot [\vec{n} \times \text{rot}\vec{F}] \} dS \end{aligned} \quad (20)$$

с использованием которого были получены явные операторные уравнения для монохроматического электромагнитного поля с учетом границы земля-воздух:

$$\begin{aligned} \vec{E}_1^a(r') = \int_S \{ (n, \vec{E}_1^a) \text{grad}((\varepsilon_1 / \varepsilon_2)G_2 - G_1) + \text{grad}G_2[\eta + \varepsilon_1(\vec{E}^H, n)] / \varepsilon_2 + \\ + [n \times \vec{E}_1^a] \times \text{grad}(G_2 - G_1) + [n \times \vec{E}^H] \times \text{grad}G_2 + i\omega[n \times \vec{H}_1^a] (\mu_2G_2 - \mu_1G_1) + \\ + i\omega\mu_2[n \times \vec{H}^H] G_2 \} dS + \int_L \{ (\vec{n}, \vec{E}_1^a) \text{grad}G_1 + [n \times \vec{E}_1^a] \times \text{grad}G_1 + i\omega\mu_1[n \times \vec{H}_1^a] G_1 \} dL. \end{aligned} \quad (21)$$

$$\begin{aligned} \vec{H}_1^a(r') = & \int_S \left\{ (n, \vec{H}_1^a) \text{grad}((\mu_1 / \mu_2)G_2 - G_1) + (\vec{H}^H, n)(\mu_1 / \mu_2) \text{grad}G_2 + \right. \\ & + [n \times \vec{H}_1^a] \times \text{grad}(G_2 - G_1) + [n \times \vec{H}^H] \times \text{grad}G_2 + [n \times \vec{E}_1^a](\sigma_2^*G_2 - \sigma_1^*G_1) + \\ & \left. + [n \times \vec{E}^H] \sigma_2^*G_2 \right\} dS + \int_L \left\{ (\vec{n}, \vec{H}_2) \text{grad}G_2 + [n \times \vec{H}_1^a] \times \text{grad}G_1 + [n \times \vec{E}_1^a] \sigma_1^*G_1 \right\} dL, \end{aligned} \quad (22)$$

где

$$\eta = \left(\frac{\varepsilon_1}{\sigma_1^*} - \frac{\varepsilon_2}{\sigma_2^*} \right) \text{div}[\vec{n} \times \vec{H}_1], L - \text{граница раздела земля-воздух.}$$

Замечание. S может быть объединением, как границ локальных объектов, так и структурных границ.

При численном решении уравнения (21) использовался алгоритм, описанный выше для класса звездных тел. Интеграл по бесконечной границе L аппроксимируется интегралом по достаточно большому ограниченному прямоугольнику, на котором прослежено поле. В результате были построены примеры решения ТОЗ для электромагнитного поля для различных значений проводимости аномального объекта [4], для различных значений частоты поля, исследована зависимость решений от выбора носителя, на котором задано поле [3], от рельефа границы раздела земля-воздух [4, 5] и положения возбуждающего источника [4].

Заключение.

Результатом работы является создание алгоритмов решения теоретической обратной задачи для электромагнитных полей на основе оригинальных уравнений с явно заданным оператором.

Литература:

1. Мартышко П.С. О решении обратной задачи электроразведки на постоянном токе для произвольных классов потенциалов // Изв. АН СССР Физика Земли, № 1, 1986. С.87-92.
2. Мартышко П.С., Рублев А.Л. О решении трехмерной обратной задачи для уравнения Гельмгольца // Российский геофизический журнал. № 13 – 14, 1999. Санкт-Петербург, ВИРГ-Рудгеофизика. С.98 – 101.
3. Мартышко П.С., Рублев А.Л. О выборе носителя данных при решении обратной задачи для эл.-маг. поля // Теория и практика геоэлектрических исследований: Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С.3-10.
4. Мартышко П.С., Рублев А.Л. Алгоритм и примеры эквивалентных решений обратной задачи для электромагнитного поля // Электронный научно-информационный журнал "Вестник ОГГГН РАН" № 1 (20)'2002.
5. Рублёв А. Л. Теоретическая обратная задача для трехмерных электромагнитных полей // V Международная научно-практическая геолого-геофизическая конкурс-конференция молодых ученых и специалистов «ГЕОФИЗИКА-2005». Тезисы докладов. Санкт-Петербург, 2005. С.249-251.
6. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректно поставленных задач. // М: Наука, 1979, 286с.

СТРОЕНИЕ ВЕНД-РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФУНДАМЕНТА НА ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО РЕГИОНАЛЬНОМУ СЕЙСМИЧЕСКОМУ ПРОФИЛЮ №7 (ЮЖНЫЙ БЛОК).

Светлакова А.Н.

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Настоящая статья является результатом анализа временных разрезов по двум региональным сейсмическим профилям: субширотному и субмеридиальному, отработанным в ОАО Башнефтегеофизика. Сейсмический материал получен нами из геологических фондов, дана альтернативная интерпретация, несколько отличающаяся от оригинальной интерпретации авторов [1].

Профиль № 3, протяженностью 235,5 км, пересекает в широтном направлении юго-восточный склон Южно-Татарского свода, Благовещенскую впадину и Бельскую депрессию – часть Предуральского краевого прогиба. Профиль №3 был представлен на Четвертых чтениях памяти Ю.П. Булашевича [2].

Профиль №7, протяженностью 505 км, имеет субмеридиональное простирание, с юга на север пересекает следующие крупные структуры восточной окраины Русской платформы: восточную периферию Жигулёвско-Оренбургского свода (Салмышскую впадину), Серноводско-Абдулинский авлакоген и Бельскую депрессию. Мы рассматриваем только южную половину профиля до пикета 480 км.

Геологические представления о строении Урала и восточной окраины Восточно-Европейской платформы наиболее полно, с современных позиций, изложены в работах В.Н.Пучкова [3]. В этой модели строение всего Приуралья тесно связано со строением и геодинамикой складчатого Урала.

В начале 80-х годов В.Н.Николаевский [4], изучая проблему разрушения горных пород, установил что горизонтальная составляющая давления нарастает с глубиной быстрее вертикальной (об этом свидетельствуют реальные замеры в скважинах и в шахтах). Поэтому в областях тектонического сжатия ось максимального сжатия с глубиной постепенно переходит от вертикального положения в горизонтальное: разломы становятся более пологими с увеличением глубины.

Подобные разломы впервые были описаны Э. Зюссом в 1909 году и названы листрическими (от греческого *listron* – совок, лопата) [5].

Еще в 1972 году И.Г.Бинкин и О.А.Шалаевская [6] показали, что дифрагированные волны при работах МОГТ также суммируются как и обычные отраженные волны и образуют систему коротких осей синфазности, начальные точки которых фиксируют плоскость (на разрезе –линию) разлома.

Исходя из этих представлений мы и рассматривали сейсмический материал по профилям № 3 и № 7. Были обнаружены системы коротких осей синфазности, чаще всего наклоненные на восток и на запад (пр.№3), или на север и на юг – на профиле №7. Такие наклонные системы коротких осей синфазности, мы, согласно теории [6], принимаем за тектонические контакты.

В результате оказалось, что все крупные структуры на профиле 3 – Троицкий выступ, Барангуловское поднятие, Кипчакский выступ ограничены листрическими разломами восточного падения и оперяющимися их разломами западного падения. При приведении масштаба 1:1 разломы выполаживаются и приближаются к реальной картине [2].

На субмеридиональном профиле № 7 обнаруживается, что разломы приурочены к каждому стратиграфическому комплексу самостоятельно и всегда имеют сдвиговую компоненту. Они не всегда вертикальны, как это трактуют авторы оригинального отчета, а наклонены и в каждом стратиграфическом диапазоне имеют свой наклон и образуют при этом свои локальные структуры.

Разрез осадочного чехла расчленяется на две крупные структурно-формационные системы: нижнюю - авлакогеновую, и верхнюю – плитную. Граница между ними проходит по отражающему горизонту II –основной межсистемной поверхности несогласия типа

«кровельного среза» [1]. Этот отражающий горизонт не имеет точной стратиграфической привязки, потому что это «плавающая» граница. Чаще всего она приурочена к подошве венда. На временных разрезах видно, как эта граница срезает и пенепленизирует сложно построенную, с поднятиями и впадинами, осадочную толщу рифейско-вендских отложений. Выше этой границы наблюдается спокойное залегание палеозойских осадочных образований, моноклинально погружающихся на восток и на юг. Но при всем кажущемся спокойствии многие разломы, выделенные в авлакогеновой системе передаются в плитную, вероятно, в связи и во время реактивизаций тектонических движений с Урала.

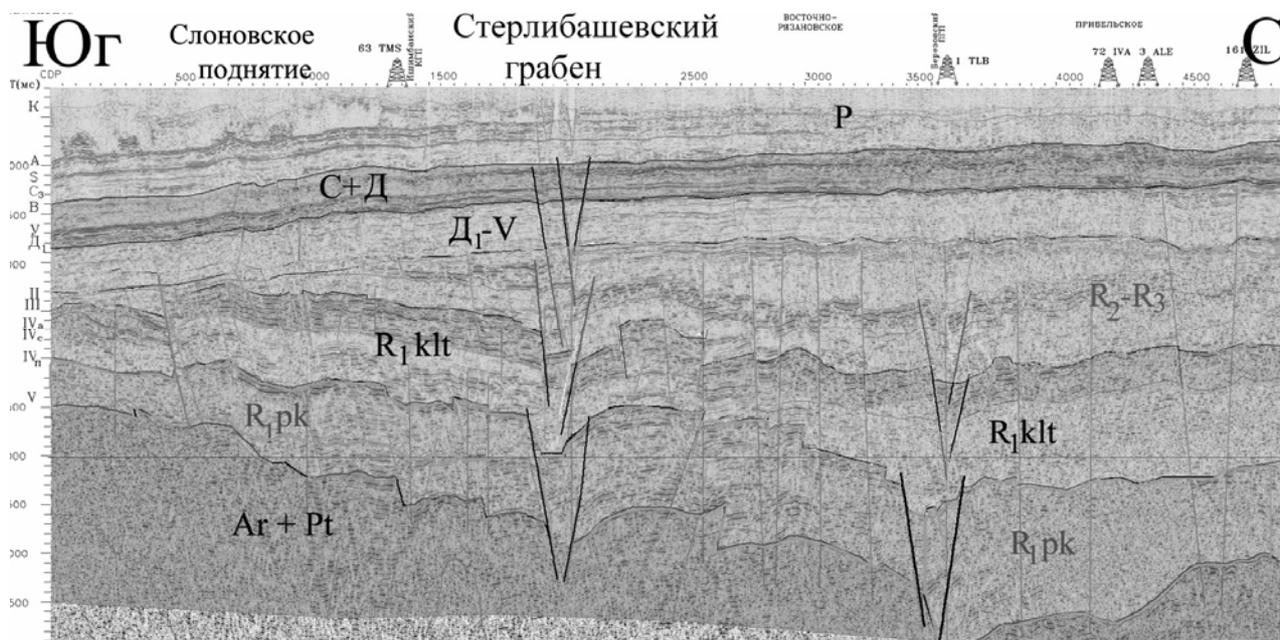


Рис. 1. Временной разрез по профилю № 7.

Условные обозначения: P – пермские и мезозойские отложения; С-Д – каменноугольные и девонские отложения, V-Д – нижнедевонские и вендские отложения; R₁-R₂ – средне-верхнерифейские отложения; R₁klt – нижнерифейские отложения, калтасинская свита; R₁pk – прикамская серия отложений нижнего рифея.

Стратиграфическая привязка опорных отражающих горизонтов плитной системы выполнена с учетом ГИС имеющих здесь глубоких скважин. Профиль № 3 проходит вблизи параметрических скважин: 191 УРТ (Урустамакская), 1 МОР (Морозовская), 495 СРФ (Серафимовская), 547 ТРЦ (Троицкая), 4 АКЛ (Аслыкульская) [1].

На профиле 7 от южных границ с Оренбургской областью фиксируется резкое стратиграфическое и тектоническое несогласие палеозойских и рифейских отложений. Палеозойские отложения воздымаются на север от начала профиля на границе с Оренбургской областью, согласно с известным региональным наклоном на юг и на восток всех палеозойских отложений. В то же время рифейские отложения и фундамент погружаются на север, образуя при этом структуры – поднятия и впадины, разделенные сложно построенными разломами.

Строение нижнерифейских отложений наиболее полно характеризуется поведением отражающих горизонтов III и IV, в интервале прослеживания калтасинской свиты, которая является нефтематеринской. Отражение III прослеживается повсеместно и характеризует внутреннее строение нижнерифейского комплекса. Все структуры в этом надкомплексе являются унаследованными

На пикете 500 на фоне регионального погружения на север выделяется Слоновское поднятие. Оно отображается по всем рифейским отложениям и передается в палеозойские.

В интервале пикетов 1400-1600 картируется Федоровское поднятие. С севера поднятие ограничено известным Нордовским разломом. Далее на север, в районе пикета

2000 закартирован Стерлибашевский грабен, впервые выявленный работами 1975 года (Меламед, 1975). Амплитуда смещения блоков на уровне Прикамской серии отложений составляет 300-350 мс, что соответствует амплитуде по глубине порядка 700-750м. Несомненно, Стерлибашевский грабен является самым значительным структурным элементом на этом профиле. Скорее всего здесь фиксируется продолжение на восток Серноводско-Абдулинского авлакогена. На более высоких уровнях амплитуда грабена уменьшается. Грабен достигает палеозойских отложений, где отмечается небольшим смещением горизонтов. Вдоль этого нарушения картируется крупное Калининское поднятие, ограниченное с севера Серафимовско-Раевско-Услинской зоной дислокаций.

Далее на север, в районе пикетов 3800 выявляется ещё один грабен в нижнерифейских отложениях, также достаточно большой амплитуды. К нему приурочено известное месторождение в палеозойских отложениях – Толбазинское.

Литература:

1. Ардашева Т.С., Беляева Т.В., Валеев Г.З Региональные геофизические исследования Башкортостана.// Первые Тимергазинские чтения. Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Материалы конференции Уфа. 20-21 ноября 2003 г. – Уфа: Тау, 2004. С. 148-161.
2. Светлакова А.Н. Строение венд-рифейских отложений и фундамента на востоке Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным/ В сб. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007. С. 55-58.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
4. Николаевский В.Н. Волноводы земной коры // Природа, 1987, № 7. С. 54-60.
5. Suess E. THE FACE OF THE EARTH. Oxford, 1909-1914. V. 1У
6. Бинкин И.Г., Шалаевская О.А. Суммирование дифрагированных волн в методе ОГТ // Разведочная геофизика.1972. Вып 54. С. 15-21.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ЕГО ПРИЛОЖЕНИЕ К ИЗУЧЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Свяжина И.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
palmag@mail.ru

Палеомагнитный метод - единственный исторический метод геофизики, который позволяет изучать не только строение, но и эволюцию Земли. Палеомагнитные исследования находят всё большее приложение в решении геологических задач, прежде всего являясь количественной основой палеореконструкций географических, тектонических и геодинамических. Выполнение таких схем особенно важно для Урала - уникального региона, расположенного на стыке двух континентов.

Палеомагнитные наблюдения на Урале были начаты в 1958 году профессором Н.А.Ивановым, в то время заведующим лабораторией геомагнетизма и магнитометрии Института геофизики УФАН СССР. В 1968 году им впервые была показана перспективность применения палеомагнитного метода для изучения тектоники Урала, направления исследований, впоследствии ставшего одним из основных в лаборатории и самостоятельной темой в Институте [1].

В геологическом строении современного Уральского горного пояса выделяются две крупные области, включающие комплексы окраины Восточно-Европейского палеоматерика (Западный Урал) и коллаж аккрецированных к нему гетерогенных террейнов (Восточный Урал). Палеомагнитные исследования проведены в пределах обеих областей Северного, Среднего, Южного Урала, а также в смежной части Северного Казахстана, между 61°с.ш. и 49°с.ш. Ориентированные образцы отобраны в 130 разрезах, сложенных породами палеозойского возраста (от раннего ордовика до ранней перми) и мезозойского (ранний-средний триас). Полученные данные послужили основой палеомагнитной модели движений литосферных блоков Урала и Кокчетавского террейна Казахстана [2]. Для построения модели использованы палеогеографические, палеотектонические и палеогеодинамические реконструкции, выполненные для восьми геологических эпох (в современной системе координат).

Наиболее представительный материал получен по палеомагнетизму ордовика Урала и сопредельной области Казахстана, что весьма важно: ордовикская эпоха явилась определяющей в становлении основных черт структуры уральских палеозоид. Палеомагнитные реконструкции, выполненные для ордовикского периода, показывают, что палеомеридианы региона были субпараллельны современным, тогда как палеошироты Западного и Восточного Урала имели различие до 20° [3]. По палеомагнитным данным первый, то есть уральский край Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕК), располагался в южном полушарии между 5°ю.ш. и 20°ю.ш., в то время как южноуральские террейны второго – Восточно-Мугоджарский, Зауральский, Денисовская спрединговая зона и Кокчетавский блок находились на 4,7°ю.ш.-7,1°с.ш., напротив палеоукраинно-континентальной области современного Полярного Урала. В позднем ордовике началось формирование офиолитовой ассоциации основания Тагильской палеоостроводужной системы и, вероятно, задугового спредингового бассейна в Восточно-Уральской мегазоне. Надсубдукционные офиолитовые комплексы основания Тагильской дуги, согласно палеомагнитным широтам её разрезов на Северном и Среднем Урале, располагались на 9,6° ю.ш.-1,5° с.ш. Таким образом, из палеомагнитных данных следует, что в ордовике, во-первых, все террейны Восточного Урала и Кокчетавский Казахстан были сгруппированы в приэкваториальной области и, во-вторых, они свидетельствуют в пользу существования в это время Уральского палеоокеана [4]. Палеомагнитные широты, полученные на профиле, пересекающем Южный Урал, кстати, близком профилю URSEIS-95, позволяют представить положение современных уральских структур, бывших в то время структурами палеоокеана. Восточно-Европейский палеоконтинент являлся западной окраиной, роль восточной окраины выполняло на раннем этапе Приколымско-Верхоянское ограничение Сибирского

континента, в то время обращенное к ВЕК [5]. Кокчетавский блок, по-видимому, был одним из микроконтинентов. Сохранились следы двух раннепалеозойских областей с океаническим типом коры, осадков и вулканитов – Присакмаро-Вознесенская и Денисовская. В пределах океана располагались также Восточно-Мугоджарский и Зауральский микроконтиненты, которые уже в ордовикское время могли быть единым Восточно-Уральским микроконтинентом, поскольку их палеошироты были близки.

В раннем силуре произошло небольшое смещение блоков на север и палеошироты структур сместились на несколько градусов при сохранившемся направлении палеомеридианов. Движения вдоль параллелей палеомагнитным методом не фиксируются.

В девонское время обстановка коренным образом изменилась вследствие происшедших на Урале интенсивных движений разного масштаба, являющихся отражением каледонской коллизии [6]. Последняя привела к замыканию палеоокеана Япетус и формированию мощного складчато-надвигового орогена, способствовавшего образованию Евразийского континента [5]. В палеомагнитных результатах это событие проявилось в кардинальном изменении направлений палеомеридианов на близкое к З-В: произошел поворот региона против часовой стрелки, что привело к выравниванию палеоширот уральских структур. Урал занял приэкваториальное положение между $1,7^{\circ}$ с.ш.- $7,6^{\circ}$ с.ш. Таким образом, палеомагнитные данные, полученные для девонского времени, согласуются с геологическими относительно аккреции Тагильского палеоостроводужного мегаблока к окраине ВЕК, а в интервале поздний девон-ранний карбон – аккреции Восточно-Уральской мегазоны и столкновения Магнитогорской островной дуги с ВЕК. Что касается южноуральских блоков - Восточно-Мугоджарского, Зауральского, Денисовского, а также Кокчетавского, то эти структуры испытали в упомянутом интервале времени значительное смещение вдоль экватора от полярной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента к его юго-восточному краю. Этот вывод находит косвенное подтверждение в геологических наблюдениях, которые показывают на наличие у аккреционной окраины ВЕК средне-позднедевонского задугового (Ирендыкского) бассейна [7]. Путь, по которому происходило движение террейнов, пролегал восточнее Тагильской палеодуги, иначе последняя располагалась бы в настоящее время на Южном Урале.

Следует особо остановиться на последних результатах палеомагнитного изучения тектоники Восточно-Уральской мегазоны в девонско-каменноугольное время. Среднеуральский фрагмент мегазоны расположен в пограничной с Западно-Сибирской плитой области и отличается исключительной пестротой и сложностью строения. Объектом исследований был выбран комплекс наименее измененных палеозойских отложений Алапаевско-Адамовской структурно-формационной зоны. Палеомагнитные данные свидетельствуют о широком проявлении на её площади тектонических движений – разноориентированных горизонтальных перемещений разной амплитуды пластин, сложенных образованиями раннедевонско-среднекаменноугольного возраста [8]. Палеомагнитные широты разрезов на протяжении указанного времени оставались практически постоянными, варьируя от $0,4^{\circ}$ с.ш. до $4,0^{\circ}$ с.ш., тогда как простирания меридианов значительно изменялись: в раннем-среднем девоне расхождение достигало 100° , в раннем карбоне уменьшилось до 30° , в среднем (московский век) исчезло, и палеомеридианы приобрели юго-западное, общее для позднего палеозоя Урала направление. По-видимому, в конце среднего карбона движения, ответственные за современное строение среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны, завершились. На юге, в Зауральском поднятии, как, впрочем, и в других восточноуральских структурах, где проведены палеомагнитные исследования палеозойских образований, мозаичное строение не зафиксировано. В Зауральском блоке палеомагнитные меридианы, начиная с раннего силура и до конца палеозоя, имели юго-западное направление.

Близкие значения палеомагнитных широт, изменяющихся в пределах от $2,0^{\circ}$ с.ш. до $6,8^{\circ}$ с.ш., свидетельствуют о том, что после поворота Урала в девоне против часовой стрелки он сохранял приэкваториальное положение до конца среднего карбона. Значительное смещение на север и поворот, но теперь по часовой стрелке, начались на рубеже среднего-позднего

каменноугольного времени и завершились косонаправленной Уральской коллизией. В результате этих движений в позднем карбоне-ранней перми Урал достиг $18,8^\circ$ с.ш. - $26,7^\circ$ с.ш., а в раннем-среднем триасе – $32,1^\circ$ с.ш. – $35,0^\circ$ с.ш.

Палеомагнитная модель формирования палеозойского Урала показывает сложную картину его становления. Если Западный Урал, как отмечено выше, расположен на окраине огромной литосферной плиты, то Восточный состоит из блоков, имевших разную геологическую историю, различную траекторию движения в палеозойское время и в разное время аккрецированных к краю ВЕК. По этим причинам тектоническая история северной, средней и южной частей Восточного Урала в палеозое не могла быть единой.

Палеомагнитные исследования, результаты которых стали основой палеомагнитных реконструкций дрейфа литосферных блоков Урала, были поддержаны РФФИ, гранты 95-05-14143 и частично 06-05-64041.

Решения геологических задач палеомагнитным методом всегда базируются на наблюдениях, проведённых на уровне разрезов горных пород. Подобная детальность исследований позволяет заниматься наряду с глобальными проблемами задачами локального плана. Примером могут служить уже упоминавшиеся исследования образований раннеостроводужной ассоциации в пределах Шемурской вулканотектонической структуры Тагильской мегазоны на Северном Урале. Опробование офиолитов проведено на 16 выходах параллельных диабазовых даек по р. Ивдель и 14 обнажений вулканитов риолит-базальтовой формации Ново-Шемурского медноколчеданного месторождения [9]. Палеомагнитное изучение тех и других позволили получить новую независимую информацию о возрасте диабазов комплекса «дайка в дайке». Совпадение палеомагнитных направлений даек ранней генерации, возраст которых неизвестен, и эффузивов колчеданосной толщи позднеордовикского возраста свидетельствует о том, что внедрение первых, как и излияние вторых, происходило в конце ордовикского времени. Анализ палеомагнитных данных, полученных в целом по раннеостроводужному комплексу, показал, что они отражают многостадийный процесс эволюции пород, который, с учетом геологических и геохимических факторов, был подразделён на четыре этапа: формирование офиолитовой ассоциации, его завершение, эпоха развития и коллизия, формирование орогена.

При палеомагнитных исследованиях основным параметром являются направления векторов естественной остаточной намагниченности. Между тем геологическую информацию несут и скалярные характеристики намагниченности. Так, при палеомагнитном изучении разреза Мурунтауской сверхглубокой скважины на общем фоне векторов естественной остаточной намагниченности, направленных вверх и связанных с моноклинным пирротинном, были выявлены векторы, направленные вниз [10]. Последние оказались приуроченными к главным зонам тектонических нарушений. Использование методов магнитной минералогии позволило установить, что магнетизм углеродистослюдистых сланцев из этих зон обусловлен в основном минералами, имеющими точки Кюри в области $210-270^\circ\text{C}$ и $380-600^\circ\text{C}$, то есть магнитными карбидами железа (когенимом и халипитом) и суперпирротинном, ранее здесь не известными. Карбиды железа ассоциировали с гексагональным пирротинном λ -типа, пик которого исчезает при 250°C и поэтому служит геотермометром. Таким образом, наличие λ -пика свидетельствует о том, что отложение карбидов происходило на последнем этапе формирования черносланцевой толщи, в результате гидротермально-метасоматической деятельности в восстановительных условиях.

Другим примером магнитоминералогических исследований могут послужить результаты изучения палеомагнетизма пород ордовикского возраста западного склона Башкирского Урала [3]. В естественной остаточной намагниченности отложений преобладает компонента, имеющая направление, характерное для позднепалеозойского времени. Исследования показали, что магнетизм песчаников связан в основном с гётитом (гидрогётитом), что наблюдается редко: гидроокислы железа относятся к слабомагнитным образованиям и их вклад в намагниченность ничтожен. Следовательно, в то время должны были существовать условия, способствующие его накоплению. Действительно, согласно геологической информации в позднем палеозое песчаники были выведены на древнюю

поверхность вследствие эрозии и пепенизации складчатой области [5]. Южный Урал находился в зоне с тропическим климатом, что способствовало латеритному выветриванию пород и их обогащению гидроокислами.

В заключение следует отметить, что палеомагнитные и магнитные исследования в своё время поставили последнюю точку в объяснении сильного магнетизма мезокайнозойских каменистых бокситов Урала и Казахстана [11]. Свойства последних связаны с тонкодисперсным маггемитом, имеющим одинаковый химический состав с гематитом, но кубическую решётку магнетита, что и затрудняло его диагностику. Присутствие маггемита было доказано термомагнитным методом: при нагревании он переходит в гематит, что приводит к резкому падению магнитных свойств. Особенностью маггемита в бокситах является высокая устойчивость к нагревам: алюминий входит в дефектную решетку маггемита и стабилизирует её. Наличие в бокситах алюминийсодержащего маггемита приводит к потере металла при переработке руды.

Литература:

1. Иванов Н.А. Использование палеомагнитных методов для определения некоторых элементов тектоники горных пород Урала // Глубинное строение Урала. Тр. Первой Уральской сессии Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии. М.: Наука. 1966. С. 52-54.
2. Свяжина И.А., Пучков В.Н. Палеомагнитная модель дрейфа литосферных блоков Урала и Северного Казахстана в палеозое-раннем мезозое. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы Международного семинара. Казань: Казанский университет. 2004. С. 61-64.
3. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.
4. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // „Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17-22..
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
6. Петров Г.А., Свяжина И.А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23-39.
7. Мизенс Г.А., Свяжина И.А. О палеогеографии юга Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2. С. 15-29.
8. Свяжина И.А., Петров Г.А., Палеозойская тектоника и геодинамика Восточно-Уральской мегазоны, Средний Урал, по палеомагнитным данным // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Материалы международной конференции. Казань: Казанский университет. 2007. Т. 2. С. 217-220.
9. Свяжина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С. Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 36-44.
10. Свяжина И.А., Коптева Р.А., Лагутина М.В., Глухих И.И. . Диагностика магнитных карбидов железа в углеродисто-слюдистых сланцах Мурунтауской СГС // ДАН.1996. № 6. Т.347. С.792-794.
11. Свяжина И.А., Иванов Н.А. О диагностике и генезисе окислов железа в бокситах Урала и Тургайского прогиба по магнитным и палеомагнитным данным. В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука. 1975. С. 252-257.

ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЕ ПРИБОРЫ ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сенин Л. Н.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

selenik@rambler.ru

1. Переносная сейсмическая станция «Синус».

Сейсмическая станция «Синус» является многоканальным, высокочувствительным прибором, предназначенным для определения статических и динамических параметров сейсмического волнового поля и может работать совместно с любым источником возбуждения сейсмических колебаний импульсного типа.

Прибор компактен и экономичен. Это позволяет эффективно использовать его при проведении полевых работ в труднодоступных участках местности, на промышленных и строительных площадках с повышенным уровнем геосейсмического фона, в шахтных выработках.

В основе работы станции лежит принцип синхронного накопления сигналов со знаком «плюс» или «минус», что обеспечивает повышение отношения сигнал/шум сейсморегирующего канала. Одним из искажающих факторов в станциях такого типа является постоянная составляющая по напряжению, возникающая, например, в результате резкого перепада температур. При большом количестве синхронных накоплений эта составляющая может существенно повлиять на качество регистрируемых сейсмических сигналов. В станции «Синус» данная проблема решена путем введения простого и эффективного алгоритма цифровой коррекции смещения нуля в реальном масштабе времени [1].

Сейсмостанция выполнена на современной элементной базе импортного производства с использованием AVR контроллеров Mega фирмы Atmel. В состав прибора входят блок управления и цифровой обработки, Flash-память для долговременного хранения больших объемов данных, блок АЦП и блок предварительной аналоговой обработки, обеспечивающий необходимую амплитудно-частотную коррекцию входных сейсмических сигналов. Все блоки питаются от импульсного стабилизированного источника. Графическая и текстовая информация визуализируется на экране встроенного плазменного или ЖК дисплея фирм Planar и WinStar с разрешением 320×240 пикселей. Управление работой прибора осуществляется в режиме «диалог» с помощью матричной клавиатуры 84LS фирмы Grayhill. Управляющая программа содержит большое количество сервисных функций в виде текстовых «подсказок», что способствует оперативности освоения прибора и упрощает работу с ним.

Внешний вид сейсмической станции, выполненной в виде единого, функционально законченного модуля, размещенного в герметичном, ударопрочном дюралюминиевом корпусе, показан на рис. 1. Органы управления, соединительные разъемы и дисплей выведены на лицевую (верхнюю) панель.

Прибор может применяться для изучения структурных особенностей верхней части геологической среды, расположенных на глубинах от единиц до сотен метров, в частности, для определения карстовых пустот, подземных воронок и выработок, для локализации месторождений полезных ископаемых, например, нефте-газоносных структур небольшой мощности, для поиска и трассирования подземных водоносных пластов, для оценки надежности грунтов в зонах предполагаемого строительства зданий, сооружений, транспортных и коммуникационных магистралей и т. п.

Основные технические характеристики. Сейсмостанция легко трансформируется в 6, 12 или 24-канальный вариант. Динамический диапазон регистрируемых сигналов – 120 дБ. Рабочая полоса частот – 10...4000 Гц. Имеются в наличии программно управляемые ФВЧ, ФНЧ и режекторный фильтр, настроенный на частоту промышленных помех 50±2 Гц. Минимальный объем Flash-памяти – 6 Мбайт. Сейсмические данные перегружаются в ЭВМ через стандартный порт USB. Сохранение данных в компьютере – один из международных форматов: SEG-Y, SEG-2 или SU. Масса прибора не более 5 кг. Питание осуществляется от

источника постоянного тока с напряжением 10...20 В (мощность потребления не более 4,5 Вт). Диапазон рабочих температур от –30 до +45°С.



Рис. 1. Внешний вид сейсмической станции «Синус».

2.Регистратор сейсмических сигналов «Регистр».

Сейсмический регистратор «Регистр» предназначен для автономной работы в полевых условиях и обеспечивает непрерывную регистрацию трех каналов сейсмической информации в течение длительного времени.

Прибор состоит из 3-канального комбинированного АЦП, обеспечивающего качественное преобразование аналоговых сигналов в динамическом диапазоне более 90 дБ [2, 3], микромощного управляющего контроллера AVR, флэш-диска, выполненного на микросхемах флэш-памяти с последовательным интерфейсом, календаря - часов и импульсного стабилизированного источника питания.

В отличие от аналогичных приборов, сейсмический регистратор «Регистр» способен фиксировать не только реальные сейсмические сигналы, но и содержит алгоритм, позволяющий оперативно вычислять и записывать величину энергии сейсмического поля в точке наблюдения [4]. Это на два порядка увеличивает время автономной работы регистратора, а при наличии нескольких приборов, установленных в пределах некоторой площади, позволяет оперативно оценить динамику и особенности распределения сейсмического волнового поля в контурах исследуемого участка.

В комплект регистратора входит 3-компонентный сейсмический датчик электродинамического типа и компьютерная программа управления и обработки сейсмической информации. Связь регистратора с компьютером обеспечивается через стандартный порт USB. Простой и удобный пользовательский интерфейс программы позволяет тестировать любой узел регистратора, а также производить установку параметров для работы в автономном режиме.

На рис. 2 показан внешний вид регистратора сейсмических сигналов «Регистр» с 3-компонентным электродинамическим датчиком. На лицевой панели прибора расположены соединительные разъемы байонетного типа, выключатель питания и индикаторный светодиод «контроль», позволяющий визуально оценивать работу прибора.

Регистратор может применяться для записи ближних и удаленных (тысячи километров) землетрясений, для оценки сейсмоопасности участков и площадей, в том числе техногенного характера, для изучения геологических структур, расположенных на глубинах десятки километров и т. п.

Основные технические характеристики. Число сейсмических каналов 3. Диапазон регистрируемых частот 0 – 64 Гц. Мгновенный динамический диапазон аналого-цифрового преобразования не менее 90 дБ. Частоты среза программно управляемого фильтра нижних частот 2, 4, 8, 16, 32 и 64 Гц. Ступени усиления (устанавливаются программно) 1, 2, 4, 8, 16, 32 и 64. Объем флэш-диска ≥ 6 Мбайт. Имеется встроенный календарь – часы с автономным литиевым источником питания, гарантийный срок службы ≥ 10 лет. Напряжение питания 10 – 20 В (мощность потребления 0,35 Вт). Диапазон рабочих температур от -30 до $+45^{\circ}\text{C}$.



Рис. 2. Внешний вид регистратора сейсмических сигналов «Регистр» с 3-компонентным электродинамическим датчиком.

Литература:

1. Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Накопительная сейсмическая станция с цифровой коррекцией смещения нуля. // Патент RU 2248592 С1.
2. Сенин Л.Н., Никитин С.Н. Способ и устройство преобразования аналоговых сигналов. // Патент RU 2131167.
3. Сенин Л.Н. Устройство преобразования аналоговых сигналов. // Патент RU 2201032 С1.
4. Уткин В.И., Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Полевая аппаратура и способ сейсмического мониторинга. // Патент RU 2265867.

ДИНАМИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ ДИСПЛЕЯ В АППАРАТНО-ПРОГРАММНОМ МОДУЛЕ ВИЗУАЛИЗАЦИИ ПЕРЕНОСНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «СИНУС».

Сенина Т.Е.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
selenik@rambler.ru

Переносные сейсмические станции – это особый класс сейсморегистрирующей аппаратуры, предназначенной для изучения структурных особенностей верхней части геологической среды. Глубина исследований обычно не превышает десятков метров. Наиболее важные характеристики для такого рода станций - экономичность, компактность, стабильность работы в широком диапазоне изменения температур, устойчивость к механическим воздействиям. Обязательным условием является наличие графического дисплея для визуальной оценки качества регистрируемой информации (сейсмограмм) и организация диалога с оператором.

В Институте геофизики УрО РАН разработана и успешно опробована в разнообразных полевых испытаниях моноблочная сейсмическая станция «Синус» [1, 2], которую реально можно отнести к классу переносных. Например, последняя модификация 24-канальной станции «Синус-24MS» имеет габариты 240×190×265 мм, массу 4,8 кг, мощность потребления 4,4 Вт без подсветки дисплея и 6,5 Вт с подсветкой. Аккумулятор напряжением 12 В и емкостью 16 Ач обеспечивает полноценную работу в течение семи рабочих смен без дополнительной подзарядки. Практически весь аппарат выполнен на микромощных цифровых и аналоговых элементах, рассчитанных на работу в расширенном диапазоне температур. Управляющим является AVR контроллер ATmega 8515 фирмы Atmel, обеспечивающий выполнение всех необходимых функций, в том числе и функции визуализации данных на экране дисплея динамического типа с внешним управлением.

При разработке модуля визуализации рассматривались различные варианты применения импортных матричных дисплеев. Прежде всего учитывались такие факторы, как возможность работы при отрицательных температурах, массогабаритные параметры и параметры энергопотребления, разрешение, достаточное для визуальной оценки графической информации. В результате были выбраны два типа дисплеев с внешним динамическим управлением и разрешением 320×240 пикселей. Первый тип – электролюминесцентный (ЭЛ) дисплей EL320.240.36 фирмы Planar [3], второй – жидкокристаллический (ЖК) дисплей WG320240A фирмы Winstar [4]. При замене одного дисплея на другой изменений в аппаратной или программной части схемы управления не требуется.

На рис. 1 показана принципиальная схема модуля визуализации переносной сейсмической станции «Синус-12М», в которой используется ЭЛ дисплей EL320.240.

Модуль состоит из управляющего контроллера DD1, буферного регистра DD2, обеспечивающего установку младшего байта адреса при обращении контроллера к внешней памяти данных, оперативного запоминающего устройства (ОЗУ) DD3, а также формирователя видеосигнала и сигналов синхронизации, выполненного на стробируемом регистре DD4 и пяти инверторах DD5. Разъем SPI предназначен для подключения программатора и позволяет изменять коды прошивки контроллера DD1, не извлекая его из схемы.

В управляющем контроллере DD1 задействованы следующие линии и порты. Порт А (РА) является 8-разрядной шиной данных и служит для обмена с внешними устройствами. На этой же шине по команде обращения к внешней памяти DD3 в первом такте выставляется младший байт адреса, который защелкивается сигналом *ALE* в регистре DD2, где сохраняется до момента выбора следующего адреса. Порт С (РС) – шина, на которой формируется старший байт адреса при обращении к ОЗУ DD3. Вывод *PB.0* контроллера обеспечивает обращение к одной из двух возможных страниц внешней памяти, поскольку 2-байтный адрес позволяет обратиться только к 64 Кбайтам, а ОЗУ DD3 имеет объем 128

Кбайт. Вывод *PB.1* (*CE0 – Chip Enable*) обеспечивает включение или выключение микросхемы DD3. Выводы *PB.4 – PB.7* – периферийный последовательный интерфейс SPI (Serial Peripheral Interface). Порт D (*PD*) загружен незначительно. Выводы *PD.6* и *PD.7* всегда используются в режиме альтернативной функции для формирования сигналов записи *WR* (*Write*) и чтения *RD* (*Read*) при обращении к внешней памяти данных. Кнопка *S* служит для принудительного системного сброса *RST* (*Reset*).

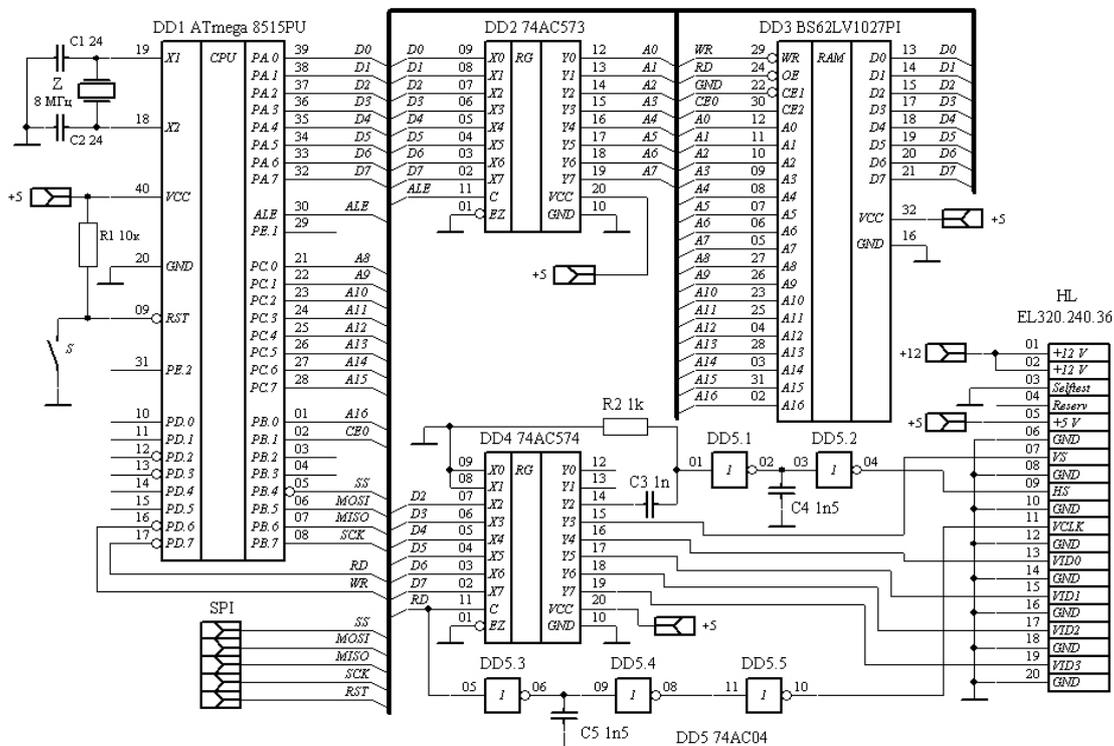


Рис. 1. Принципиальная схема модуля визуализации.

Формирователь видеосигнала и сигналов синхронизации (DD4 и DD5) непосредственно управляет работой дисплея HL. На его выходе присутствует тетрада видеоимпульсов *VID0 – VID3*, тактовый видеосигнал *VCLK*, импульсы синхронизации изображения по горизонтали *HS* и по вертикали *VS*. Дифференцирующая цепочка R2C3 и линия задержки на двух инверторах DD5.1, DD5.2 и конденсаторе C4 обеспечивают формирование коротких импульсов горизонтальной развертки *HS*. На элементе DD5.3 – DD5.5 и конденсаторе C5 выполнена инвертирующая линия задержки, преобразующая сигнал чтения данных из ОЗУ в тактовые видеоимпульсы *VCLK*.

В общем виде работа модуля визуализации описывается следующим образом. После включения питания (или принудительного системного сброса кнопкой *S*) контроллер DD1 начинает выполнять программу загрузки экранной области ОЗУ видеоданными и данными формирования сигналов синхронизации. Начальный этап работы большинства приборов, в том числе и сейсмической станции, подразумевает вывод на экран дисплея исходной текстовой информации и простейшей графики в виде прямоугольников и линий, например, изображение корневого меню. Такого рода данные лучше сформировать один раз и разместить их в памяти программ контроллера в виде таблицы.

Определяя экранную область ОЗУ, необходимо учитывать, что адресное пространство контроллера DD1 при обращении к внешней памяти ограничено адресами 0260H – FFFFH. Адреса с 0000H по 025FH зарезервированы под внутреннюю память данных контроллера. Поскольку в нашем случае объем памяти DD3 достаточно велик, для удобства расчетов адресное поле экранной области ОЗУ было выбрано в диапазоне 1000H – 5AFFH, что соответствует объему памяти 19200 байт. В каждом байте информация представлена четырьмя битами (тетрадой) видеоданных *VID0 – VID3*, двумя битами синхронизации *VS*, *HS*

и двумя незадействованными битами *XX* (таблица 1), так как наиболее оперативно контроллер DD1 осуществляет обмен с внешними устройствами побайтно.

Таблица 1. Распределение битов в каждом байте видеоданных.

Бит 7	Бит 6	Бит 5	Бит 4	Бит 3	Бит 2	Бит 1	Бит 0
VID3	VID2	VID1	VID0	VS	HS	X	X

Одна строка дисплея *HL* содержит 320 пикселей, следовательно, для ее заполнения видеоданными требуется 80 тетрад, а с учетом двух бит синхронизации и двух незадействованных разрядов – 80 байт. Импульс синхронизации *HS* (разряд *PA.2* контроллера) стробирует окончание каждой строки дисплея и формируется в каждом восьмидесятом байте, начиная с адреса 1000H. Импульс вертикальной синхронизации отмечает конец первой строки в каждом кадре, содержащем 240 строк. По окончании заполнения экранной области ОЗУ видеоданными и синхроимпульсами контроллер переходит в режим циклического считывания информации из памяти DD3. Период развертки одной строки составляет 52 мкс, а частота кадров – около 80 Гц, что обеспечивает отсутствие мелькания картинки на экране дисплея даже при периферийном зрении.

```

;==== Unit= Lcd Example =====
.Org $0                                БЛОК 1
.rjmp BEGIN
.equ hsync= $04                          ;код горизонт. и
.equ vsync= $08                          ;вертик. синхрониз.
.equ nX= 80                               ;полузнакомест по горизонтали
.equ nY= 240                              ;строк/пикселей по вертикали
.equ naVram= $10                          ;нач. адрес экранной области
.equ szVram= High(nX*nY)                 ;объем в байтах экранной области=$4b00
.include "m8515def.inc"
BEGIN:
;==== БЛОК 2 =====
in    vd2, MCUCR
andi  vd2, $3f
ori   vd2, $80                          ;разрешение работы
out   MCUCR, vd2                         ;с внешней памятью.
ldi   xh, naVram                         ;очистка экранной
clr   xl                                 ;области.
clr   r16                                ;видеоданные=0.
clscr:st X+, r16                          ;запись видеоданных и инкремент адреса.
cpi   xh, naVram+szVram;
brne  clscr                               ;продолжать до конца экранной области.
ldi   xh, naVram                         ;отобразить в верхнем левом
clr   xl                                 ;углу экрана штрих,
ldi   r16, $f0                            ;состоящий из четырех
st    X, r16                              ;пикселей.

;==== БЛОК 3 =====
;запись кодов синхронизации в экранную область.
ldi   r16, vsync|hsync                   ;код= $0c.
ldi   xh, naVram                          ;
ldi   xl, $4f                             ;
st    X, r16                              ;запись кода= $0c по адресу 104EH.
ldi   r16, hsync                           ;код= $04.
ldi   yl, MonY-1                          ;счетчик числа строк (без 1-й).
hs1:  adiw xl, $3f                          ;подготовка адреса
      adiw xl, MonX-$3f                     ;следующей строки.
      st    X, r16                          ;запись кода= $04.
      dec  yl                               ;счетчик=кол-ву строк без первой.
      brne hs1                             ;продолжать до конца экранной области.

;==== БЛОК 4 =====
;чтение экранной области в течение ~12.5 мсек.
rdvd: ldi zh, naVram                       ;загрузка нач. адреса
      clr  zl                               ;экранный области.
pxcv: ld  r1, Z+                            ;чтение и инкремент адреса
      cpi  zh, naVram+szVram;
      brne pxcv                             ;продолжать до конца экранной области.
      rjmp rdvd                             ;чтение по циклу
      ;.

```

Рис. 2. Пример Ассемблерной программы визуализации отрезка горизонтальной линии длиной 4 пикселя на экране дисплея EL320.240.36.

В моменты времени, когда сигнал *RD* принимает нулевой уровень, на шине данных ОЗУ и, следовательно, на входах 02–07 регистра DD4 выставляются 6 бит видеоинформации, распределенные следующим образом. Разряды *D2*, *D3* – сигналы синхронизации (*HS*, *VS*), разряды *D4* – *D7* – видеоданные (*VID0* – *VID3*). Этим же нулевым уровнем сигнала *RD* видеопакет фиксируется в соответствующих разрядах регистра DD4, на выходах 16 – 20 которого формируется тетрада *VID0* – *VID3*, на выводе 15 – сигнал *VS*, а импульс *HS* (вывод

14) дифференцируется, задерживается на элементах R2C3, DD5.1, C4, DD5.2 и фиксирует окончание каждой строки развертки. Импульс *VS* фиксирует окончание каждой первой строки кадра. Импульсы *RD* инвертируются, задерживаются на элементах C5, DD5.3 – DD5.5 и поступают на тактовый вход дисплея *VCLK*. Спадом импульсов *VCLK* защелкиваются видеоданные *VID0 – VID3* во внутренних регистрах дисплея.

На рис. 2 приведен пример Ассемблерной программы визуализации отрезка горизонтальной линии длиной 4 пикселя на экране дисплея EL320.240.36. Линия расположена в левом верхнем углу (начало отсчета) экранного поля. Программа условно состоит из четырех блоков. В блоке 1 производится определение символических имен для констант, присваиваются коды синхроимпульсам, определяются такие рабочие параметры, как начальный адрес экранной области, объем необходимой памяти, размер строки, количество строк, а также осуществляется подключение файла описаний имен регистров ввода/вывода рабочего микроконтроллера.

Разрешение работы с внешней памятью микроконтроллера и обнуление экранной области, расположенной в этой внешней памяти, происходит в блоке 2. В процессе обнуления в каждую ячейку памяти записывается байт 00H. По окончании очистки в адрес 1000H прописывается код F0H, при этом старшая тетрада байта, определяющая сигналы *VID3 – VID0*, принимает значение 1111B, которое иницирует 4 пикселя дисплея в начале первой строки. Вся остальная экранная область остается без изменения (заполнена кодами 00H).

В третьем блоке программы осуществляется распределение и запись кодов горизонтальной и вертикальной синхронизации в пределах адресного поля экранной области ОЗУ

Первые три блока программы обеспечивают подготовку визуализации, тогда как четвертый блок - непосредственную развертку подготовленного изображения. Кратко его функциональное назначение можно охарактеризовать как циклическое чтение данных из экранной области ОЗУ с непрерывным инкрементом адреса в пределах пространства 1000H – 5AFFH.

Приведенный пример программы невелик по объему, однако он обеспечивает корректную работу аппаратной части модуля визуализации (рис. 1). Воспользовавшись данным примером как базовым, можно создать программу отображения любой необходимой информации, представленной в виде графиков, гистограмм, рисунков, сопроводив все это текстовыми приложениями.

Несмотря на то, что описанный аппаратно-программный модуль визуализации был разработан для использования в сейсмических станциях «Синус», он с успехом может быть применен в любом другом приборе, где необходима визуализация данных, причем очевидно, что наиболее эффективен он будет там, где требуется экономичность (особенно в варианте с использованием ЖК дисплея), компактность, сохранение работоспособности при отрицательных температурах, т. е. в полевых вариантах приборов.

Литература:

1. Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Накопительная сейсмическая станция с цифровой коррекцией смещения нуля. // Патент RU 2248592 С1. Бюл. №8 20.05.2005 г.
2. Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Сейсмическая станция «Синус» // Приборы и техника эксперимента № 5. М: Наука, 2005. С. 163-164.
3. EL320.240.36 Quarter-VGA Operations Manual (OM202-00). // Planar Systems, Inc., 1997. 15 p.p.
4. WG320240A-FFK-TZ. Specification. // Winstar Display Co., LTD, 1998. 14 p.p.

ИЗМЕРЕНИЕ АМПЛИТУДЫ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН В ПЛОТНОЙ СРЕДЕ

Сокол-Кутыловский О.Л.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
s-k52@mail.ru

Вопросы, связанные с распространением электромагнитных волн (ЭМВ) в плотной и неоднородной материальной среде, представляют интерес не только в технике специальных видов радиосвязи, но и в геофизике, где широко применяются различные методы электроразведки, в том числе такие, как подземная электромагнитная локация и радиоволновое «просвечивание».

Имеющихся в настоящее время представления об излучении и распространении ЭМВ в плотной неоднородной среде не дают удовлетворительных результатов: из теории следует, что ЭМВ должна проникать в любую плотную среду хотя бы на глубину скин-слоя, а в опыте эта волна не обнаруживается. Теория скин-эффекта, разработанная для металлических проводников, явно не применима к неупорядоченным проводникам с более высоким, чем у металлов, удельным электрическим сопротивлением. Известная теория распространения ЭМВ исходит из волнового уравнения, полученного из уравнений Максвелла для пустого пространства:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}; \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \quad (2)$$

которые, по сути, являются законами взаимного преобразования векторных полей [1].

Общие уравнения электродинамики для произвольной материальной среды имеют вид:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu \mu_0 \varepsilon \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu \mu_0 \mathbf{j} + \mu \mu_0 \mathbf{j}_{s-i}; \quad (3)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}_\Sigma}{\partial t}, \quad (4)$$

где ε – диэлектрическая проницаемость вещества, μ – магнитная проницаемость вещества, \mathbf{j}_{s-i} – плотность электрического тока самоиндукции, \mathbf{B}_Σ – сумма векторов магнитной индукции в данной точке. В конденсированных средах с высоким удельным электрическим сопротивлением ($\geq 2 \cdot 10^{-6}$ Ом·м) $\mathbf{j}_{s-i} \equiv 0$.

Для того, чтобы в среде существовала и распространялась бегущая ЭМВ, необходима трансформация уравнения (3) в уравнение (4) и наоборот. Очевидно, что уравнения (3) и (4) в общем случае никакими преобразованиями трансформироваться друг в друга не могут и, следовательно, не имеют общего волнового решения, то есть не могут создать в веществе бегущую ЭМВ. Волновое уравнение из уравнений (3) и (4) можно получить только в некоторых частных случаях.

Принятое в настоящее время описание излучения ЭМВ основано на искусственном введении так называемых «запаздывающих и опережающих потенциалов», причем последние отбрасываются, так как не удовлетворяют принципу причинности. При этом никто не может внятно объяснить, почему вдруг потенциал, создаваемый полем ЭМВ, движется со скоростью, отличающейся от скорости распространения самой ЭМВ. Кроме того, само представление об ЭМВ, как распространение в пространстве всего двух ортогональных полей, сдвинутых на четверть периода, противоречит принципу непрерывности потока и закону сохранения энергии, что способствует поддержанию интереса к различным гипотезам об эфире или энергоемком «физическом вакууме».

Собственно механизм излучения макро- и микроскопических ЭМВ известен и опубликован [2, 3], и из него следует, что поля ЭМВ радиоволнового диапазона образуются за счет суммы электромагнитных полей, одновременно излучаемых огромным числом

электронов проводника антенны. Поэтому ЭМВ радиоволнового диапазона при ее взаимодействии с веществом нельзя рассматривать, как единое целое.

Поскольку в настоящее время нет адекватной теории распространения ЭМВ в плотной неоднородной среде, то единственным способом получения информации о процессах в такой среде является прямое измерение амплитуды ЭМВ на различной глубине. При этом должны выполняться необходимые условия: 1) приемник электромагнитных волн должен находиться в дальней зоне излучения; 2) приемник ЭМВ не должен быть соединен с регистрирующей наземной аппаратурой при помощи металлических проводов, так как они являются хорошими антеннами и могут быть связаны с приемником емкостной связью, кроме того, между регистрирующей наземной аппаратурой и приемником не должно быть протяженных металлических предметов, которые могут служить антеннами – переизлучателями электромагнитного поля. Первое условие легко осуществимо при приеме ЭМВ от удаленных радиостанций (радиомаяков), работающих в диапазоне низких частот. Второе условие может быть выполнено при связи приемника ЭМВ с регистрирующей аппаратурой с помощью линии волоконно-оптической связи.

Приемник ЭМВ низких частот может быть выполнен на основе пассивной или активной магнитной антенны 1 (Рис. 1), преобразующей амплитуду магнитной составляющей ЭМВ в электрический сигнал. Этот электрический сигнал усиливается широкополосным усилителем 2 и поступает на амплитудный детектор 3. Детектор выполнен на основе диодного моста (интегральная диодная сборка 2ДС523), питаемого стабилизированным опорным напряжением и нагруженного на прецизионный дифференциальный усилитель (К140УД24), и обеспечивает детектирование сигналов в динамическом диапазоне от единиц микровольт до единиц вольт с частотой сигнала до 1 МГц. Выходное напряжение с амплитудного детектора поступает на преобразователь «напряжение – частота» 4, выполненный на микросхеме AD654. Далее, сигнал в виде частоты поступает на формирователь импульсов 5, нагруженный на оптический излучатель 6, включенный в 300-метровую линию волоконно-оптической связи 7.

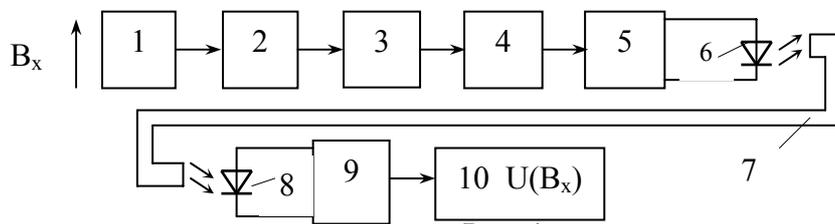


Рис. 1.

Приемная часть оптического модуля состоит из фотоприемника 8, электронного преобразователя-формирователя импульсов 9 и электронной схемы преобразования «частота - напряжение», выход которого соединен с измерительным прибором 10.

Эта же система волоконно-оптической связи может быть применена при измерениях горизонтального градиента магнитного поля с базой до 300 метров и для измерения разности вариаций магнитного поля в двух разнесенных точках на поверхности.

Литература:

1. Сокол-Кутыловский О.Л. Гравитационные и электромагнитные силы. Екатеринбург, 2005, 48 с.
2. Сокол-Кутыловский О.Л. Об излучении электромагнитных волн // Информост. Радиоэлектроника и телекоммуникации, 2006, № 1, С 49-53.
3. Сокол-Кутыловский О.Л. Излучение микроскопических электромагнитных волн // Информост. Радиоэлектроника и телекоммуникации, 2006, № 6, С 22-27.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СТРУКТУР ДНА КОТЛОВИНЫ ПОУЭЛЛ (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА)

Соловьев В.Д.¹, Бахмутов В.Г.¹, Козленко Ю.В.¹, Корчагин И.Н.¹,
Левашов С.П.², Якимчук Н.А.²

1 – Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина

*2 – Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев
korchagin@karbon.com.ua*

В результате геофизических исследований, выполненных во время проведения морских экспедиций Национального Антарктического центра Украины в 2004-2006гг, были получены новые данные о распределении геофизических полей над различными структурами дна, расположенными вблизи Антарктического полуострова. Полученные материалы были использованы для уточнения возраста формирования отдельных блоков, выделения локальных неоднородностей земной коры и получения информации о состоянии и мощности земной коры проливов Дрейка и Брансфилда, структур побережья Антарктического полуострова [1,2].

Важными крупными структурными элементами северной границы Антарктической плиты, являются пролив Брансфилда, котловина Поуэлл и блок Южных Оркнейских островов (рис.1).

Котловина Поуэлл расположена между северо-восточным окончанием Антарктического полуострова и Южно-Оркнейским микроконтинентом. С севера она ограничена Южным хребтом Скоша, а на юге – структурами моря Уэдделла. Изучение котловины представляет особый интерес, поскольку она граничит с континентальным блоком Южных Оркнейских островов, а ее северная часть является пограничной областью между Антарктической плитой и плитой Скоша.

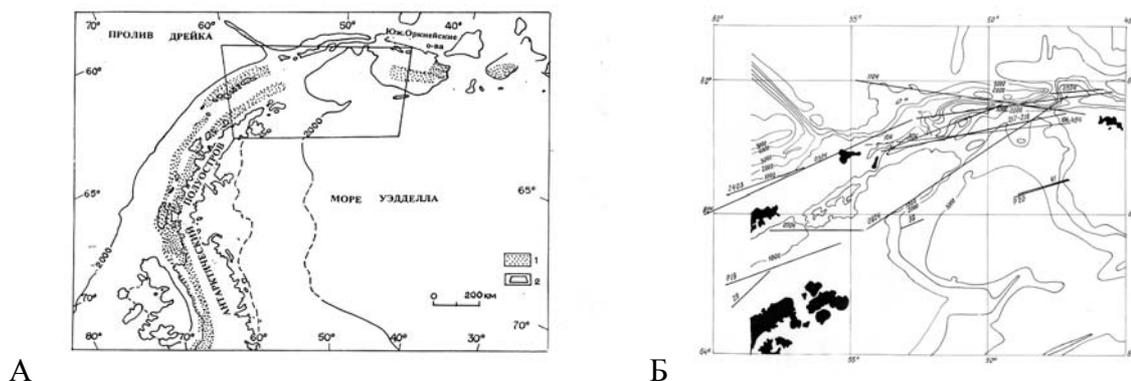


Рис.1 Положение котловины Поуэлл на схематической карте северо-восточного сектора Антарктического полуострова (А) и схема расположения основных галсов геофизической съемки, проведенной во время 60-61 рейсов НИС «Эрнст Кренкель» (Б). Условные обозначения: 1- положение Тихоокеанской окраинной аномалии, по [3,4]; 2- район исследований.

Определение особенностей глубинного строения, эволюции и геодинамики этой структуры важно для изучения этапов формирования и эволюции тектонических элементов всего региона Западной Антарктики.

Морфология магнитного поля котловины во многом определяется тем, что Южный хребет Скоша и котловина Поуэлл являются основными тектоническими структурами, формирующими границу между плитой Скоша и Антарктической плитой в этом районе.

С геологической точки зрения процессы формирования структур плиты Скоша тесно связаны между собой, при этом наиболее древние магнитные аномалии пролива Дрейка имеют возраст не более 29 млн. лет [4].

Распределение датированных линейных аномалий пролива свидетельствует о длительных процессах субдукции, происходивших вдоль Тихоокеанского побережья Антарктического полуострова в кайнозое. Предполагается, что в настоящее время процессы поглощения древней океанической коры Тихого океана происходят лишь в Южно-Шетландском жёлобе, где по ряду признаков выделяется область активной континентальной окраины.

Наиболее характерной особенностью распределения **магнитных аномалий** в северной части котловины Поуэлл является наличие протяжённой зоны повышенных значений магнитного поля, известной как Тихоокеанская окраинная аномалия (ТОА) или Магнитная аномалия западного побережья (МАЗП), выделенной по данным аэромагнитных съёмок [3,4].

Ширина этой зоны, вытянутой вдоль Тихоокеанского побережья Антарктического полуострова, составляет около 100км, а амплитуды аномалий превышают 1000нТл. Аномалии котловины фиксируют наличие двух ветвей ТОА к северо-востоку от о. Аделаида: одна из них протягивается вдоль Южных Шетландских островов к северо-востоку от Антарктического полуострова, а вторая располагается вдоль его побережья. Единые у о.Аделаида, ветви постепенно расходятся в пространстве, причём на самое большое расстояние ветви удалены в проливе Брансфилда, где, вероятно, происходили масштабные процессы раскрытия бассейна (рис. 1.).

Достаточно уверенно можно говорить о том, что источником интенсивных магнитных аномалий этих зон являются магнитоактивные тела, приуроченные к мощному и протяжённому батолитовому комплексу, образующему мезо-кайнозойскую магматическую дугу, сложенную основными породами [4]. Отдельные интрузии, связанные с батолитом, поднимаются с глубины порядка 15км и формируют локальные формы, находящие четкое отражение в магнитном поле.

Определение возможного продолжения ветвей ТОА в район котловины Поуэлл и Южных Оркнейских островов позволяет уточнить процессы геологической эволюции этого региона по геофизическим данным.

Обобщение имеющихся результатов съёмки в котловине Поуэлл показало, что в структуре магнитного поля западной и восточной частей котловины наблюдаются достаточно чёткие различия – аномалии западной части более интенсивны и локализованы в пространстве. Интенсивность магнитных аномалий здесь достигает 1000нТл и более, а наиболее характерные максимумы поля прослеживаются на значительные расстояния, маркируя протяжённую зону повышенных значений шириной порядка 50км. В центральной части котловины Поуэлл аномалии имеют более сглаженную форму и, как правило, меньшую интенсивность. Измерения, выполненные над южным хребтом Скоша, показали, что для этой структуры характерно разнообразие распределения магнитных аномалий в различных его сегментах. К северо-западу от котловины Поуэлл аномалии над Южным хребтом Скоша составляют 100-150нТл, а вблизи северной границы котловины они нередко превышают 500нТл, достигая значений более 1000нТл. Характерной особенностью распределения магнитных аномалий над различными сегментами Южного хребта Скоша является наличие интенсивных максимумов только в его южной части. На всех изученных профилях северная часть этого хребта очень слабо проявляется в магнитном поле, что даёт основание предполагать не только отсутствие магнитоактивных источников, но и возможное различие литологического состава.

Данные магнитных съёмок дают основание допускать, что внедрение батолита основного состава в континентальную кору произошло в мелу, в период длительного существования прямой полярности поля.

Модельные расчёты, выполненные для отдельных профилей, пересекающих структуры побережья и котловины, показали, что источники протяженных аномалий имеют

глубину от 0,5км до 12-15км. Результаты формальной интерпретации магнитных данных показывают достаточно устойчивую связь большинства магнитоактивных тел с поверхностью консолидированного фундамента, положение которого в котловине Пууэлл определено по результатам сейсмических исследований.

Расчёты, выполненные для серий профилей съёмки в северной части котловины Пууэлл, показали, что магнитная восприимчивость источников аномалий колеблется в пределах 0,05-0,1 ед. СИ для различных моделируемых тел. Эти значения находятся в хорошем соответствии с определениями магнитной восприимчивости образцов пород основного состава из различных обнажений Антарктического полуострова, в том числе и обнажений вблизи УАС “Академик Вернадский”. Полученные на этой станции значения магнитной восприимчивости для коллекций пород вулканических, интрузивных и жильных комплексов варьировали в достаточно широком диапазоне от 0,01 до 0,2 ед. СИ. Значения от 0,05 до 0,2 ед. СИ были определены как характерные для интрузивных и жильных образований. Значения параметра Q для всех измеренных образцов колебались в пределах 0,1÷5, что подтверждает обычно принятое при интерпретации предположение о субпараллельности индуктивной и остаточной намагниченности при формировании магнитоактивных источников в породах Антарктического полуострова.

В **гравитационном поле** участкам с интенсивными магнитными аномалиями соответствуют зоны повышенных до 50-100 мГал значений аномалий в свободном воздухе. Выполненное ранее моделирование гравитационных аномалий вдоль профиля, пересекающего ТОА, показало, что породы, слагающие батолит, могут иметь плотность 2,7 г/см³ и залегать на глубинах до 15км.

В сезонных работах Украинских антарктических экспедиций для изучения глубинного строения региона использовалась экспресс-технология **геоэлектрических исследований**, которые включали метод становления короткоимпульсного поля (СКИП) и метод вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ), основанный на изучении процессов естественной поляризации среды и спектральных характеристик естественного электрического поля над геологическими объектами и неоднородностями. Для слоистых разрезов земной коры метод ВЭРЗ дает возможность эффективно разделять разрез в точке зондирования на отдельные стратиграфические и петрографические интервалы и с приемлемой точностью определять глубину их залегания. Регистрация данных зондирования осуществлялась с помощью портативного измерительного аппаратного комплекса, в состав которого входил также GPS-приемник и полевой компьютер. В жестких условиях проведения морских работ в Антарктике осуществлялась первичная обработка данных геоэлектрических наблюдений, выбиралась оптимальная детальность и глубинность зондирования, проводилась предварительная интерпретация полученных данных [1].

Результаты интерпретации ВЭРЗ, полученные во время проведения сезонных работ 9-ой и 11-ой УАЭ (2004-2006гг), показали, что в земной коре участков побережья Антарктического полуострова с зафиксированной ТОА обнаружены аномальные горизонты, протяженностью до 70км, с которыми могут быть связаны источники интенсивных магнитных аномалий побережья Антарктического полу острова, которые имеют различный возраст и, преимущественно, основной состав. Данные ВЭРЗ впервые показали особенности глубинного строения этой аномальной зоны. По этим данным были выделены интервалы глубин с аномально поляризованными зонами, обусловленные различными неоднородностями пород, в том числе тектоническими нарушениями и зонами дробления.

Накопленные данные о распределении магнитных аномалий в регионе позволяют более детально определить положение ветвей ТОА восточнее Антарктического полуострова. Морфология зоны повышенных аномалий котловины может свидетельствовать о её пространственной и генетической связи с ветвями ТОА, выделенными в области пролива Брансфилда. Существование различных вариантов северо-восточного продолжения ветвей ТОА, возможно, обусловлено тем, что сложное тектоническое взаимодействие отдельных блоков на границе Антарктической плиты и плиты Скоша привело к частичной утрате намагниченности образований, что затрудняет корреляцию магнитных аномалий.

По результатам геофизических съёмок было уточнено пространственное положение этой интенсивной аномалии по всей периферии котловины Пууэлл (рис.2.).

Данные магнитных съёмок и моделирования источников аномалий вдоль отдельных профилей показали, что в северной части котловины Пууэлл можно выделить пограничные области, формирующие особый тип аномалий, контролирующей положение границы океан-континент.

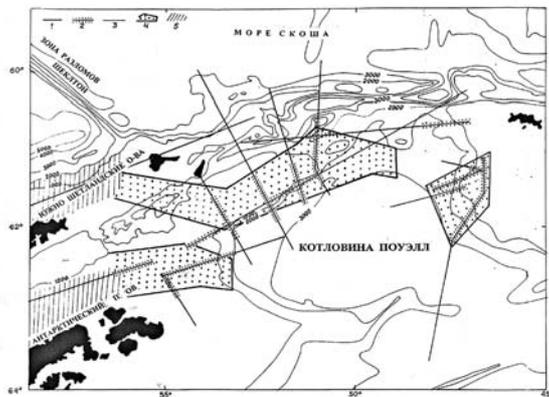


Рис.2. Результаты картирования зоны ТОА в котловине Пууэлл. Условные обозначения: 1- профили съемки; 2-участки с интенсивными магнитными аномалиями; 3- изолинии глубин; 4, 5- положение зоны ТОА в котловине Пууэлл и проливе Брансфилда.

Эти характерные аномалии располагаются вблизи самой южной части Южного хребта Скоша, отражая наличие переходной зоны от континентальной коры хребта к коре океанического типа котловины Пууэлл.

Выводы.

В результате проведенных исследований уточнено пространственное положение зоны интенсивных магнитных аномалий котловины Пууэлл, а также пространственное положение ветвей региональной ТОА от Антарктического полуострова далее на северо-восток, в котловину Пууэлл.

Впервые, по данным материалов ВЭРЗ, получен глубинный (до 32км) разрез участков земной коры, над которыми наблюдается зона интенсивных магнитных аномалий. Предполагается, что в пределах выявленных аномальных горизонтов на глубинах до 18,0км формируются магнитоактивные источники отдельных сегментов ТОА.

Литература:

1. Левашов С.П., Бахмутов В.Г., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М., Якимчук Н.А. Геоэлектрические исследования во время проведения сезонных работ 11-ой Украинской антарктической экспедиции // Геоинформатика. 2006. № 2. С.24-33.
2. Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Solovyov V.D., Pyschaniy Ju.M. Geoelectric investigations of crustal inhomogeneities of Antarctic Peninsula area. The 4th Balkan Geophysical Congress – International Conference of Applied Geophysics and Earth Physics, Bucharest Romania, 9-12 October 2005. Extended Abstracts compact disk. 4 pages.
3. Surinach E., Galindo-Zaldivar, J., Maldovaldo, A., Livermore, R. Large Amplitude Magnetic Anomalies in the Northern Sector of the Powell Basin, NE Antarctic Peninsula. // Mar. Geophys. Res. 1997. 19, №1. P.65-80.
4. Garrett S.W. Interpretation of Reconnaissance Gravity and Aeromagnetic Surveys of the Antarctic Peninsula. // J. Geoph. Res.1990. 95, NO.B5. P.6759-6777.

ОСОБЕННОСТИ ТРЕХМЕРНОЙ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ И ТУРАНСКОЙ ПЛИТ ПО ДАННЫМ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Мельник Е.А.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

SuvorovVD@ipgg.nsc.ru

Данные вдоль сверхдлинных профилей ГСЗ отработанных с ядерными взрывами [1-9, 11-14] дополняются оцифрованными аналоговыми записями этих же взрывов, зарегистрированных Алтае-Саянской сетью из 12 сейсмологических станций. Таким образом, собраны данные от 30 взрывов [15], расположенных на территории Западно-Сибирской и Туранской плит в интервале расстояний взрыв-прием 200-3500 км, характеризующие трехмерную структуру верхней мантии регионов.

Уникальность имеющихся профильных наблюдений от ядерных взрывов заключается в их исключительно высокой детальности при практически непрерывном прослеживании волн до расстояний взрыв-прием 2500-3000 км, проникающих на глубину до 660-700 км. По этим данным составлены одно- и двумерные модели верхней мантии, опубликованные в многочисленных работах. Некоторые из них представлены в списке [1-9, 11-14]. Однако, вследствие значительного расстояния между пунктами взрывов (в среднем около 1000 км), когда отсутствуют системы встречных и нагоняющих годографов, трудно разделить эффекты, связанные с вертикальной расслоенностью среды и горизонтальными неоднородностями. В этом ряду исключительное значение имеют сейсмогеологические условия расстановки регистрирующих станций. Важно учитывать возможные аномалии волнового поля, обусловленные приповерхностными геологическими структурами.

Использование записей взрывов на сейсмологических станциях имеет другие особенности. Расстояния между пунктами взрывов уменьшаются примерно в 2-3 раза, но и количество регистрирующих станций, разнесенных на значительные удаления друг от друга, также становится меньше при соответствующем сокращении интервала прослеживания волн от каждого взрыва. Это приводит к уменьшению детальности построений, однако данные о временах пробега волн, распространяющихся в верхней мантии по различным направлениям, дают возможность оценить трехмерность среды и увязать региональные особенности среды, выявляемые при детальном профильном прослеживании волн.

На рис. 1 в качестве примера приведен монтаж сейсмограмм для взрывов, расположенных в Западной Сибири. Для сравнения показаны и три годографа, полученные при профильных наблюдениях [4]. Два из них характеризуют свойства верхней мантии под Западно-Сибирской плитой вдоль профилей Кварц, Кимберлит, третий получен на Сибирской платформе также вдоль профиля Кимберлит

Анализ времен пробега волн по совокупности всех данных от ядерных взрывов приводит к выводу о значительной скоростной латеральной неоднородности верхней мантии (рис. 2). Различия во временах пробега волн первых вступлений в пределах отдельных региональных структур достигают 5-7 с в зависимости от расположения источника возбуждения. Различия во временах пробега волн, проникающих под границу 660 км (расстояния взрыв-прием свыше 2200-2500 км) меньше, что свидетельствует о более однородных характеристиках верхов нижней мантии. Для Туранской плиты, в сравнении с Западно-Сибирской, можно отметить некоторое увеличение времен пробега волн при несколько пониженных значениях кажущейся скорости. При этом времена пробега волн от Семипалатинских взрывов заметно выше, при также несколько пониженных значениях кажущейся скорости. Отчасти это может быть связано с близостью Алтае-Саянской складчатой области с повышенной мощностью земной коры [5].

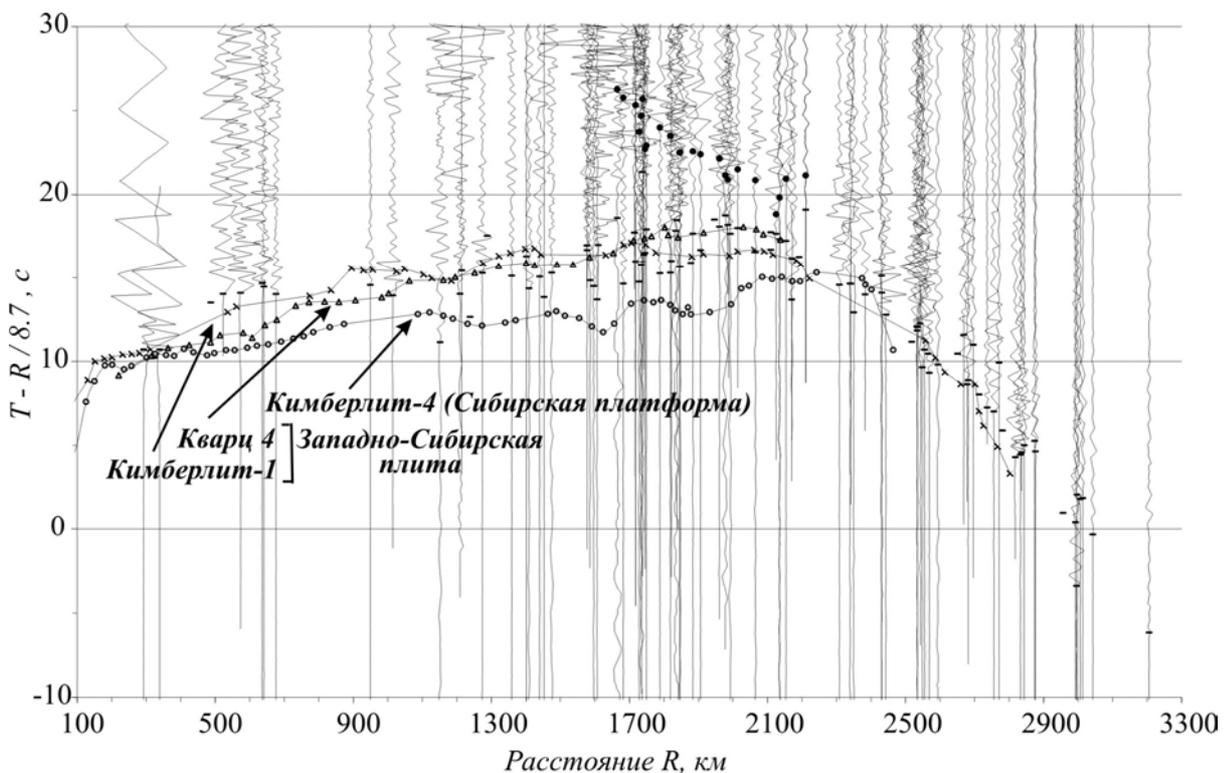


Рис. 1. Сводный монтаж сейсмограмм от взрывов, расположенных в Западной Сибири и зарегистрированных Алтае-Саянской сетью сейсмологических станций. Для сравнения приведены годографы первых вступлений вдоль профилей Кварц и Кимберлит, характеризующие различия во времена пробега волн под Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой (имена взрывов указаны).

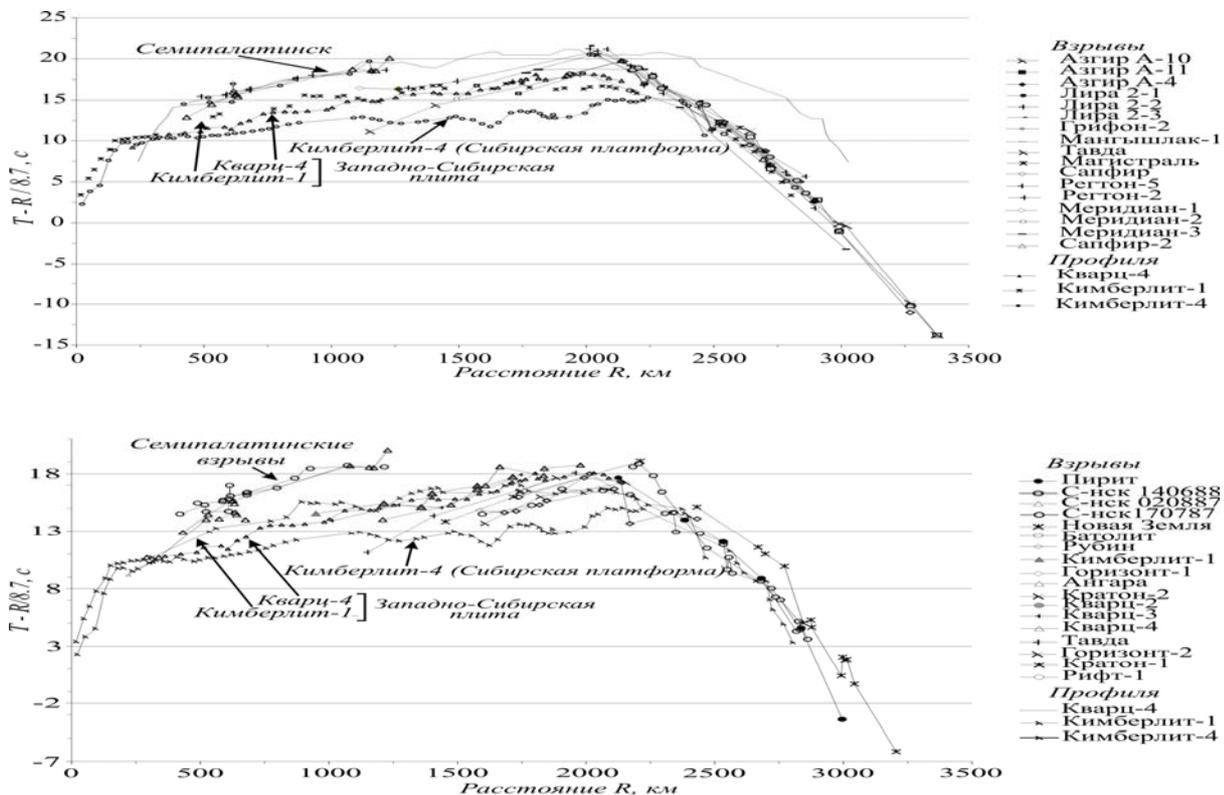


Рис. 2. Годографы первых вступлений от взрывов, расположенных в пределах Западно-Сибирской (вверху) и Туранской (внизу) плит. Для сравнения приведены профильные годографы из пунктов взрыва Кимберлит 1, Кварц 4 (Западная Сибирь) и Кимберлит 4 (Восточная Сибирь).

Другая трудность обработки данных при больших эпицентральных расстояниях заключается в необходимости учета сферической кривизны дневной поверхности и опорных границ в верхней мантии. В существующей методике построения сейсмических разрезов используется лучевое моделирование в плоской модели среды и последующее введение поправок в значения глубины и скорости, рассчитанные для сферически симметричной модели (одномерной вдоль радиуса Земли) [1, 10]. Однако прямое моделирование разрезов с криволинейными границами в присутствии латеральных неоднородностей свидетельствует о недостаточной корректности такого способа учета сферичности. С увеличением контрастности латеральных неоднородностей погрешность в поправках за кривизну возрастает и может быть значительной.

Принципиальным вопросом в учете сферичности Земли является обнаружение волновых аномалий, связанных с присутствием зон инверсии скорости. Как показано в работе [16], типичные в плоско-параллельной (или близкой к ней) слоистой модели волноводные аномалии могут отсутствовать в наблюдаемом волновом поле при больших эпицентральных расстояниях. Причина этого заключается в кривизне земной поверхности (и близких к ней по форме глубоко залегающих границ), которая скрывает небольшие инверсии скорости в верхней мантии. Присутствие глубоких латеральных неоднородностей может усилить эту особенность не только в слоях с постоянной скоростью, но даже и при отрицательном ее градиенте (присутствие в верхней мантии слоев с постоянной скоростью уже является аномальным в условиях нарастания с глубиной давления и температуры). Такие эффекты хорошо видны в результатах лучевого трассирования в моделях с криволинейной дневной поверхностью (и соответствующей формой опорных сейсмических границ в верхней мантии).

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ, Грант 06-05-64584.

Литература:

1. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири // 27 МГК, М.: Наука, 1984, Т.8, 1981. С. 27-42.
2. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.А., Чернышев Н.М. Результаты исследования структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. 1988. № 5. С.120-128.
3. Егоркин А.В., Костюченко С.Л. Неоднородность строения верхней мантии/ Глубинное строение территории СССР. М.: Наука 1991. С. 135-142.
4. Егоркин А.В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли, 1999, № 7-8. С. 114-130.
5. Бурмаков Ю.А., Потапьев С.В., Рябой В.З., Никитина Л.И. Скоростное строение верхней мантии в области перехода от Западно-Сибирской плиты к Сибирской платформе // ДАН СССР, т. 281, № 6. С. 1331-13-35.
6. Павленкова Н.И. Изучение верхней мантии Сибирской платформы по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 5. С. 630-645.
7. Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J Int.* 105, p. 429-465.
8. Mechie, J., Egorkin, A.V., Solodilov, L., Fuchs, K., Lorenz, F. and Wenzel, F. Major features of the mantle velocity structure beneath northern Eurasia from long-range seismic recordings of peaceful nuclear Explosions / *Proceedings of the NATO advanced research workshop on upper mantle heterogeneities from active and passive seismology*. Edited by K. Fuchs. Moscow, Russia. 1997. p. 33-50.
9. Morozov, I.B., Morozova, E.A., Smithson, S.B., Solodilov, L.N. 1999. Heterogeneity of the uppermost mantle beneath Russian Eurasia from the ultralong-range profile Quartz. *J. Geophys. Res.* 104 (B9), 20-329 – 20-348.
10. Muller, G. 1971. Approximate treatment of elastic body waves in media with spherical symmetry. *Geophys. J. R. astr Soc.*, 23, p. 435-449.

11. Nielsen, L., Thybo, H., Solodilov, L.N. Seismic tomographic inversion of Russian PNE data along profile Kraton // *Tectonophysics*, 1999. p. 3413-3416.
12. Pavlenkova, N.I. 1996. General features of the upper mantle stratification from long-range seismic profiles // *Tectonophysics* 264, 261-278.
13. Pavlenkova, G.A., Priestly, K. and Cipar, 2002. 2-D model of the crust and uppermost mantle along Rift profile, Siberian craton // *Tectonophysics*, 355, 171-186.
14. Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics*, 416, p. 33-52.
15. Sultanov, D.D., Murphy, J.R., Rubinstein, Kh.D. 1999. A seismic source summary for soviet peaceful nuclear explosions. // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89, No. 3. pp. 640-647.
16. Юров Ю.Г. К вопросу о существовании слоя пониженной скорости в верхней мантии // *Физика Земли*, 2007, № 6. С. 85-93.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРАВО-СООЛИЙСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО УЗЛА (ЗАПАДНЫЙ СИХОТЭ–АЛИНЬ)

Сушкин Л.Б.

ООО «Рос–ДВ» Хабаровск, Россия
sushkin@email.kht.ru

В последнем десятилетии были получены новые поисковые результаты, позволившие во многом изменить представления о строении и золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ-Алиня. Они связаны с работами в Болотистом рудном поле, в пределах Право-Соолийского узла, на юге Сооли-Тормасинского рудного района [3, 9, 10, 11, 12]. В геологическом отношении Сооли-Тормасинский потенциально рудный район (600 км²) принадлежит к Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоне Сихотэ-Алинской складчатой системы. В структурном плане она находится в пределах Западно-Сихотэ-Алинского синклинория и одноимённой вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома на 300 км при ширине 20 - 45 км [3]. Положение района в зоне влияния крупного регионального глубинного разлома является одной из наиболее важных его особенностей.

Район расположен в зоне резких градиентов мощности земной коры - в зоне смены "промежуточной" мощности коры корой "повышенной" мощности. В геотектоническом отношении это выражается расположением его в межблоковой шовной зоне, и согласуется со связью его, вероятно, не с плутоническим, а вулканоплутоническим магматическим комплексом. Мощность земной коры в этом месте на уровне 32-33 км, что значительно ниже, чем в геоблоках с умеренно или интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом, для которых обычно характерно плутоногенно-гидротермальное оруденение.

В настоящее время в Право-Соолийском (Болотистом) рудно-россыпном узле завершается отработка выявленных в 1997 г. золотоносных россыпей, и продолжаются поисково-оценочные работы на рудное золото. Выполненные поисковые, поисково-оценочные, а также эксплуатационные работы позволяют сделать следующие основные выводы:

Право-Соолийскому (Болотистому) рудно-россыпному узлу золотой специализации отвечает вулканоплутоническое поднятие центрального типа, отчётливо выраженное в рельефе, гидросети а также в геофизических и геохимических полях.

Обращает на себя внимание довольно хорошо выраженная приуроченность узла к центральной части крупной зонально построенной положительной морфоструктуры центрального типа, которые играют важную роль в минерации золота [2]. Наиболее отчётливо выделяется центральная часть морфоструктуры в виде кольцеобразного водораздела диаметром 12-15 км проходящего в истоках рек Тормасу, Бурга, Ута, Хасо, Неки, Хар, Биран и руч. Болотистого. Внешние геологические границы всей морфоструктуры менее выражены и, возможно, пространственно совпадают с границей ареала распространения развитых по её периферии палеогеновых эффузивов кузнецовской свиты.

Внутри основной положительной морфоструктуры расположена конформная отрицательная морфоструктура эллипсовидной формы, охватывающая большую часть бассейна ручья Болотистого. Отрицательная морфоструктура, в своей центральной части, в свою очередь, осложнена ещё более мелкой положительной структурой, к которой собственно и приурочено Болотистое рудное поле. Общее концентрически зональное строение морфоструктуры отчётливо выражено сочетанием радиально-центробежного и дугообразного рисунка гидросети, заложенной, вероятно, по системе каркасных разломов, и кольцеобразной формой водоразделов.

Вопросы генезиса, особенностей формирования и строения рудовмещающей морфоструктуры требуют специальных исследований, но ввиду того, что она на 95 % своей площади сложена вулканическими и интрузивно-субвулканическими образованиями, естественно предположить её вулканогенное происхождение.

Центральная часть морфоструктуры, охватывающая Болотистое рудное поле, контрастно выделяется и в физических полях [9]. По результатам аэромагнитной съёмки масштаба 1: 50 000 расположенная в центре Болотистого рудного поля интрузия габбро-диоритов, вмещающая часть рудоносных зон, отражается контрастной аномалией магнитного поля интенсивностью до 4000 - 4100 нТл, в пределах которой магнитное поле имеет концентрически зональный рисунок с диаметром кольцевой структуры около 10 км (рис. 1).

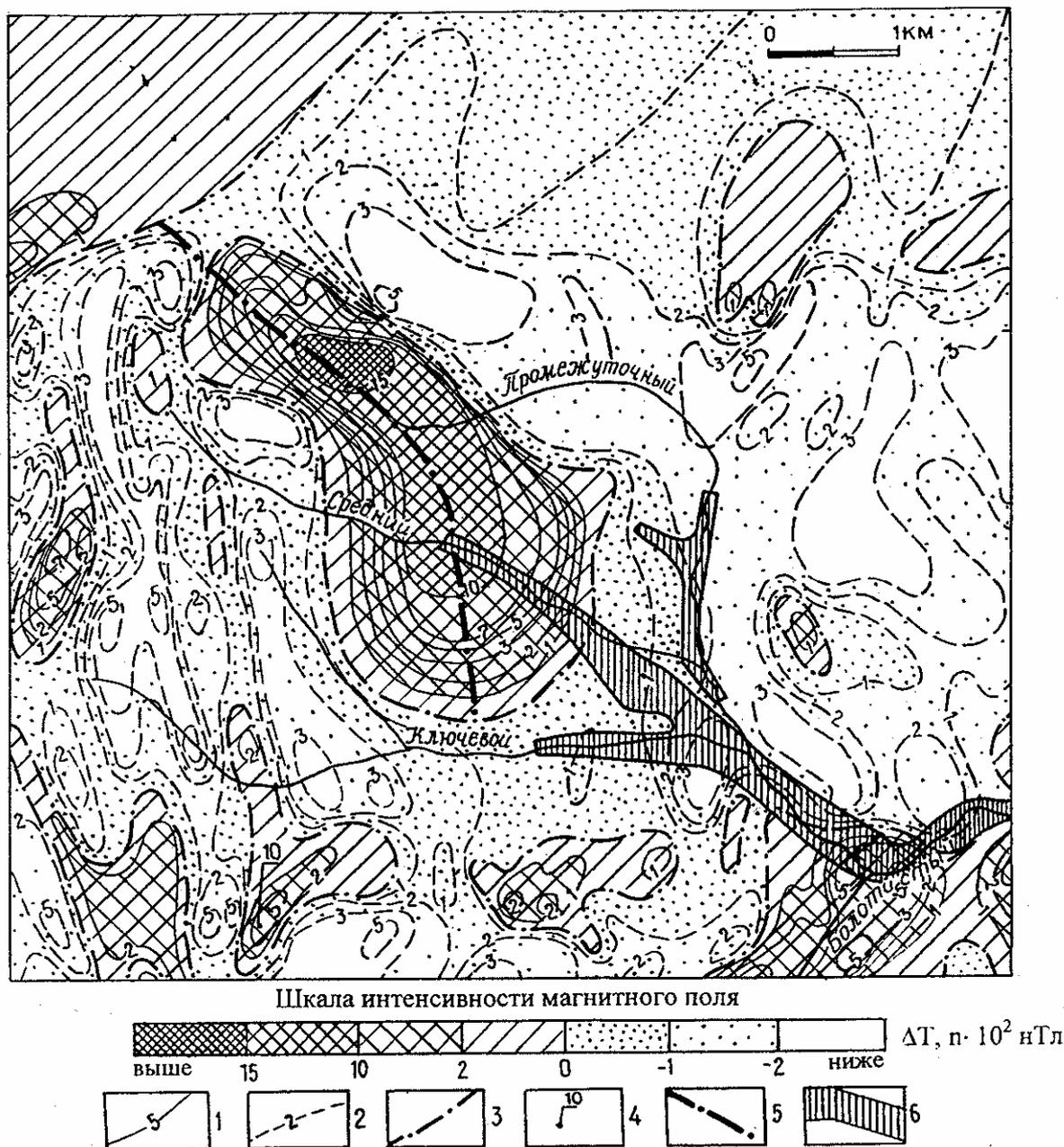


Рис. 1 Положение центральной части Болотистого золотоносного узла в магнитном поле.

(По Б.А. Зарубину и др., 1998 г., с дополнениям)

- 1- 4 Изолинии ΔT , $\mu 10^2$ нТл: 1 – положительные, 2.- отрицательные, 3 – нулевые, 4 – экстремальные значения; 5 - ось магнитной аномалии 6 – золотоносные россыпи

В регионально проявленном магнитном поле (на картах масштаба 1:200 000) наиболее хорошо проявлены разломы северо-восточного простирания и контролируемые ими основные магнитные аномалии. Менее четко, но проявляются также разрывы других направлений, в том числе широтные и меридиональные.

В поле тяжести положение Право-Соолийского (Болотистого) узла не проявлено зонами регионального разуплотнения, характерными для большинства золоторудных узлов

региона [5]. Напротив, характерна чётко выраженная приуроченность Болотистого рудного поля к краевой северной зоне контрастной положительной гравитационной аномалии асимметричного типа, эпицентр которой расположен в южной части рудного поля.

В более широком плане в целом весь Болотистый (Право–Соолийский) золотоносный узел расположены в пределах мощной северо-восточной зоны высокого градиента силы тяжести, рассматриваемой нами как крупный магмоподводящий разлом, контролирующий цепь коровых и мантийных очагов.

В целом обращает на себя внимание пространственная разобщённость в плане на 4 км эпицентров гравитационной и магнитной аномалий, в пространстве между которыми и локализована большая часть установленного на сегодня золотого оруденения рудного поля.

В АГСМ-поле центральная часть структуры Болотистого золотоносного узла отчётливо фиксируется кольцеобразными ореолами калия интенсивностью 1,5-2,0%, тяготеющими в целом к области экзоконтакта центральной интрузии габбро-диоритов.

Приуроченность характеризуемой морфоструктуры к положительной гравиметрической аномалии, вероятно, магматогенной природы, характер магнитного поля в пределах неё позволяют с высокой долей вероятности предположить здесь существование палеовулканогенной (вулcano-плутонической) структуры центрального (очагового) типа, пространственно и, вероятно, генетически тесно связанной с дифференцированным глубинным магматическим очагом базитового состава. Глубинность его заложения подтверждается результатами магнитотеллурического зондирования, согласно которым корневыми частями данная структура уходит на глубины 300-400 км в верхнюю мантию [6, 7]. О мантийном заложении этого магматического очага может свидетельствовать и развитие в его центральной части тонкозернистых турмалинитов, вероятно, являющихся признаком интенсивного воздействия на вмещающие вулканогенно-осадочные породы глубинных борогидридных флюидов мантийного происхождения [4].

Специфической особенностью рудно-россыпного узла, отличающего его от большинства золоторудных узлов Дальневосточного региона, является отсутствие в нём т.н. «магнитных натриевых гранитоидов» [14], слабая в целом (по сравнению с габброидами) проявленность орогенного гранитоидного магматизма, представленного маломощными субвертикальными дайками, жилами розовато-серых гранодиорит-порфириров, и пологими силлами комагматичных им дацитов. Возможно, его производными являются более мощные локальные штоки и дайки светло-серых кварцевых микродиоритов и микрогранодиоритов. Не исключено, что основная субвулканическая интрузия монзонитоидов, близкая по составу диоритам, залегает на более значительной глубине, и в силу своей сложной морфологии и крутого падения не дешифрируется в высокодифференцированном магнитном и гравитационном поле.

Как показали результаты заверки бурением наиболее интенсивных магнитных аномалий (4000 - 4200 нТл), установленных в центральной интрузии габбро-диоритов, они пространственно связаны не с телами габбро, как предполагали ранее, но, по видимому, обусловлены маломощными крутопадающими дайками наиболее молодых габбро-диабазов и долерит-базальтов, предположительно, миоценового возраста. Миоценовый возраст, возможно, имеют и магнитные дайки базитов, трассирующие кольцевые каркасные разломы Право-Соолийской рудоносной вулcano-плутонической структуры по её периферии.

Таким образом, имеющиеся геофизические данные (положительные аномалии гравитационного и магнитного поля) убедительно свидетельствуют о положении Болотистого рудного узла в надинтрузивной зоне крупного базитового магматического очага, апикальными частями которого являются интрузия габбро-диоритов и сопровождающие её многочисленные дайки и силлы порфириров и порфириров. Предполагается, что вышеописанные тела являются выведенными на поверхность корневыми частями питающей магматической системы эродированной эоцен-миоценовой вулканоструктуры центрального типа (андезит - базальтоидного щитового палеовулкана).

Совокупность этих данных, а также приуроченность золотоносного узла к Западно-Сихотэ-Алинскому синклинию (а не к антиклинорной структуре) свидетельствует о связи

золотого оруденения с вулcano - плутоническим комплексом преимущественно основного, а не гранитоидного состава.

Автор посвящает эти тезисы Памяти замечательного Человека и Исследователя, нашего земляка - уральца, выпускника СГИ – геофизика Леонида Ицковича Брянского, внёсшего значительный вклад в изучение глубинного строения целого ряда рудных районов Дальнего Востока России, понимание физической природы зоны перехода Океана и Континента.

Литература:

1. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхней мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 58 с.
2. Буряк В.А. Основы минерализации золота. Владивосток: Дальнаука. 2003. 262 с.
3. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Сихотэ-Алинская, лист М - 53 - ХХХ, Объяснительная записка. Составитель В.А. Дымович, редактор В.И. Сухов, М., 1987. 111 с.
4. Зимин С.С., Моисеенко В.Г., Октябрьский Р.А. и др. Роль соединений бора в образовании турмалинсодержащих месторождений золота // Тихоокеанская геология, 1999. том 18, № 5. С.106-114.
5. Изосов Л.А., Коновалов Ю. И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода океан-континент. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с
6. Каплун В.Б. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований, выполненных в зоне сочленения Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы// Тихоокеанская геология. 1996. № 3. С.59-68
7. Каплун В.Б. Электропроводность и структура литосферы Приамурья. Диссертация на соискание учёной степени кандидата г.- м. наук. Хабаровск, 2002. 250с.
8. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. ЦНИГРИ. 1989. 236 с.
9. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь) // Эндеогенное оруденение в подвижных поясах: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007, С.176-180.
10. Сушкин Л.Б. Геотектоническая позиция кайнозойского золотого оруденения Правосолийского рудно-россыпного узла (Западный Сихотэ–Алинь) // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007, С. 306 -309.
11. Сушкин Л.Б. Новые представления о золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ – Алиня // Новые идеи в науках о Земле: Междунар. конфер.: Тез. докл. Москва: РГГРУ. 2007, Том V, С. 248–251.
12. Сушкин Л.Б. О формационной принадлежности золотого оруденения Болотистого рудно - россыпного узла (Западный Сихотэ – Алинь) // Актуальные проблемы геологии и геофизики: Республ. конфер.: Тез. докл. ИГГ АН РУз, Ташкент. 2007. Том I, С.300–304.
13. Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю., Рассказов С.В., Брандт И.С. Прогнозирование золотого оруденения на юге Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2006, 224 с.
14. Эйриш Л.В. О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) // Тихоокеанская геология. 1983. № 4. С.64-68.
15. Эйриш Л.В. О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке.// Тихоокеанская геология. 1984. № 4. С.94-98.

АППАРАТУРА РЯДА ЛЭМИ ДЛЯ ЭЛЕКТРО И МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Трегубенко В.И.¹, Малютин А.Н.¹, Климович Е.Н.²

1-Украинский государственный геологоразведочный институт (УкрГГРИ), Киев;

2-Львовский центр Института космических исследований (ЛЦ ИКИ), Львов.

С 1994 года Украинский государственный геологоразведочный институт в творческом содружестве с Львовским центром института космических исследований Национальной Академии Наук и Национального Космического Агентства Украины (ЛЦ ИКИ НКАУ-НАНУ) осуществляет разработку геофизической аппаратуры для изучения электрических и магнитных характеристик земной коры верхней мантии. За 13 лет разработано и внедрено в производство ряд геофизической аппаратуры для работ методами электроразведки и магниторазведки под общим названием ЛЭМИ (Лаборатория электромагнитных исследований). По техническим и метрологическим характеристикам названная аппаратура не уступает лучшим мировым образцам.

Калибровка аппаратуры ряда ЛЭМИ выполняется в магнитометрических обсерваториях Нурмиярви (Финляндия) и Бельск (Польша), которые относятся к сети «Интермагнет», что подтверждается соответствующими сертификатами.

1. Аппаратура для электроразведки магнитотеллурическими и магнитовариационными методами

ПОРТАТИВНАЯ ШИРОКОДИАПАЗОННАЯ МАГНИТОТЕЛУРИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ ЛЭМИ-405

Предназначена для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии методами МТЗ и МВЗ в интервале глубин первые сотни метров - первые сотни километров с целью поисков и разведки полезных ископаемых, а также прогноза сейсмической безопасности. Обеспечивает автоматическое измерение, передачу и (или) сохранение в ФЛЕШ-памяти вариаций магнитотеллурического поля, зарегистрированных трёхкомпонентным феррозондовым и (или) индукционными магнитометрами и 2-15 теллурическими каналами, а также температурных датчиков и электроники. Возможна визуализация текущих данных в реальном времени на экране компьютера. Временная синхронизация измерений и определение координат точки наблюдения осуществляется с помощью навигационной системы GPS.

Основные технические характеристики:

- | | |
|--|---|
| 1. Феррозондовый магнитометр: | 1 Гц - 0.5 пТл/ $\sqrt{\text{Гц}}$; |
| - диапазон измерений - ± 70000 нТл; | 100 Гц - 0.01 пТл/ $\sqrt{\text{Гц}}$. |
| - частотный диапазон - (0-1) Гц; | 3. Измеритель теллурического поля (для измерительной базы 100 м): |
| - уровень шумов в полосе (0.03-1) Гц, не больше 20 пТл _{эфф} ; | - частотный диапазон - (0 - 200) Гц; |
| - чувствительность - 0.05 нТл; | - диапазон измерений - ± 2 мВ/м; |
| - температурный дрейф, не больше - 0.2 нТл/оС; | - температурный дрейф, не больше - 0.01 мкВ/м/оС; |
| 2. Индукционный магнитометр: | - шум в полосе (0.01-1) Гц, не больше - 0.01 мкВэфф/м. |
| - частотный диапазон - (0.03- 200) Гц; | 4. Объем ФЛЕШ- памяти-до 80 Мбайт. |
| - форма частотной характеристики - линейно-плоская; | 5. Интерфейс - RS-232, RS-485. |
| - частота перегиба - любая в диапазоне 1-10 Гц; | 6. Источник питания - +9-18В. |
| - коэффициент преобразования на плоской части 50 мВ/пТл; | 7. Потребление, не больше - 4 Вт. |
| - уровень собственных шумов на частоте: 0.1 Гц - 5 пТл/ $\sqrt{\text{Гц}}$; | 8. Температурный диапазон -10+40°С. |
| | 9. Пылевлагодонепроницаемый корпус. |

ДЛИННОПЕРИОДНАЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ ЛЭМИ-417

Предназначена для выполнения глубинных геоэлектрических исследований методами магнитотеллурического (МТЗ) и магнитовариационного (МВЗ) зондирования. Ее главные достоинства – низкий временной дрейф и высокая точность измерений, что особенно важно при проведении глубинных электромагнитных зондирования. Магнитометр изготовлен на базе феррозондового датчика, все три компонента которого размещены в общем термостабильном корпусе. Электронный блок содержит три канала с высоким входным сопротивлением и автоматической компенсацией, что позволяет работать с любыми типами измерительных электродов. Электронный блок записывает, обрабатывает и сохраняет данные о магнитном и электрическом полях и их вариациях во внутренней памяти и передает их в компьютер по интерфейсу RS-232. Встроенный GPS приемник обеспечивает спутниковую синхронизацию внутренних часов и получение координат станции. Алгоритм работы станции позволяет организовать синхронную работу сети станций на изучаемой площади. Низкая намагниченность элементов станции позволяет размещать датчик в непосредственной близости от измерительного блока.

Основные технические характеристики:

Диапазон измерений магнитного поля по каждой компоненте	± 65 000 нТл
Частотный диапазон регистрируемых вариаций МТ-поля	0 – 1 Гц
Разрешающая способность магнитного канала	10 пТл
Уровень собственных шумов на частоте 1 Гц	< 7 пТл
Долговременный дрейф нуля магнитного канала	< ± 5 нТл/год
Температурный дрейф магнитного канала	< 0.2 нТл/°С
Нелинейность коэффициента преобразования	< 0.01%
Погрешность ортогональности компонент	< 30 угл. Мин.
Диапазон измерения напряжения электрическим каналом	±150 мВ
Разрешающая способность электрического канала	10 нВ
Входное сопротивление электрического канала	10 ГОм
Временной интервал оцифровки данных	0.25, 1, 2, 5, 10, 60 сек
Объем внутренней ФЛЕШ-памяти	512 МВ
Диапазон рабочих температур	от минус 40 до +50 °С
Источник питающего напряжения	встроенная батарея 12 В
Потребляемая мощность	< 0.9 Вт
Масса электронного блока с магнитным датчиком	4 кг
Длина соединительного кабеля между датчиком и электронным блоком	до 10м.

ЦИФРОВОЙ ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЙ ОБРАЗЦОВЫЙ ФЕРРОЗОНДОВЫЙ МАГНИТОМЕТР ЛЭМИ-018

ЛЭМИ-018 цифровой трехкомпонентный образцовый феррозондовый магнитометр предназначен для измерения компонент природного магнитного поля Земли и его вариаций в лабораторных и полевых условиях. Его главные достоинства – низкий временной дрейф и высокая точность измерений, что особенно важно при проведении глубинных электромагнитных зондирования. Магнитометр изготовлен на базе феррозондового датчика, все три компонента которого размещены в общем термостабильном корпусе. Электронный блок записывает, обрабатывает и сохраняет данные о магнитном поле и его вариациях во внутренней памяти и передает их в компьютер по интерфейсу RS-232. Встроенный GPS приемник обеспечивает спутниковую синхронизацию внутренних часов и получение координат станции. Алгоритм работы станции позволяет организовать синхронную работу сети станций на изучаемой площади. Низкая намагниченность всех компонентов позволяет размещать датчик в непосредственной близости от измерительного блока.

Основные технические характеристики:

Диапазон измерений магнитного поля по каждой компоненте:	±65 000 нТл
Разрешающая способность	10 пТл
Уровень собственных шумов на частоте 1Гц	< 7 пТл/√Гц

Долговременный дрейф нуля	< ±5 нТл/год
Температурный дрейф	< 0.2 нТл/°С
Нелинейность коэффициента преобразования	< 0.01%
Погрешность ортогональности компонент	< 30 угл. Мин.
Скорости преобразования данных	0.25, 1, 2, 5, 10, 60 сек
Объем внутренней ФЛЕШ-памяти	512 МВ
Диапазон рабочих температур	от минус 40 до +50 °С
Источник питающего напряжения	встроенная батарея 12 В
Потребляемая мощность	< 0.6 Вт
Масса электронного блока с магнитным датчиком	4 кг
Длина соединительного кабеля между датчиком и электронным блоком	до 10 м

ТРЁХКОМПОНЕНТНАЯ ФЕРРОЗОНДОВАЯ МЕТЕО-МАГНИТОВАРИАЦИОННАЯ СТАНЦИЯ ЛЭМИ-018МП

ЛЭМИ-018МП имеет все основные технические характеристики свойственные для магнитовариационной станции ЛЭМИ-018, но дополнительно измеряет с интервалом оцифровки 1 раз в секунду температуру воздуха и атмосферное давление. Предназначена для оснащения пунктов сейсмопрогностического мониторинга. Станциями ЛЭМИ-018МП оснащена региональная сейсмопрогностическая сеть Государственной геологической службы и украинская антарктическая станция им. академика В.И. Вернадского.

2. Аппаратура для геомагнитных исследований

ПОРТАТИВНЫЙ ДЕКЛИНОМЕТР – ИНКЛИНОМЕТР ЛЭМИ-203

Предназначен для привязки нулевых линий феррозондовых магнитовариационных и магнитотеллурических станций и определения магнитного склонения и наклона в полевых и обсерваторных условиях.

Деклинометр-инклинометр содержит однокомпонентный феррозондовый датчик. Опорная поверхность корпуса датчика приспособлена для крепления на немагнитном теодолите фирмы «Цейс» и позволяет юстировать направление оси чувствительности датчика в двух перпендикулярных плоскостях.

Предусмотрено также использование немагнитного теодолита ЗТ2КР-НМ, поставка которого возможна совместно с ЛЭМИ-203.

Основные технические характеристики:

Полный диапазон измерений:	± 100 000 нТл
Три поддиапазона с автоматическим переключением:	
± 2000 нТл с чувствительностью	0,1 нТл
± 20 000 нТл с чувствительностью	1,0 нТл
± 100 000 нТл с чувствительностью	10 нТл
Уровень шумов в полосе 0,01-1 Гц, среднеквадратичное значение:	< 20 пкТл
Источник питания: вмонтированная батарея Hitachi HP 3-12,	12 В
внешняя батарея	12 В - 15%
Мощность потребления	0.5 Вт
Рабочий диапазон температур:	0 + 50 °С
Масса : блок датчика	150 г
блок электроники (с батареями):	2,5 кг

ПЕШЕХОДНЫЙ МАГНИТОМЕТР ЛЭМИ-013

Векторный магнитометр ЛЭМИ-013 предназначен для измерения элементов земного магнитного поля $\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z}, \vec{T}, \vec{H}$, I и D, а также для проведения высокоточных 3-х компонентных магнитных съемок в районах со сложным геологическим строением. Магнитометр выполнен на базе малогабаритного высокостабильного 3-х компонентного феррозондового датчика, жестко зафиксированного на оптической трубе немагнитного

теодолита, и блока сбора и обработки информации со встроенной системой спутниковой синхронизации. Магнитометр снабжен внутренней памятью и встроенной аккумуляторной батареей. В комплект магнитометра входит магнитовариационная станция. По договоренности, за дополнительную цену, может быть поставлено программное обеспечение для обработки данных полевых наблюдений и их количественной 2D и 3D интерпретации.

Основные технические характеристики:

Диапазон измерений	±70 000 нТл.
Частотный диапазон	(0-1) Гц.
Уровень шумов на частоте 1 Гц,	≤15 пкТл /√Гц.
Разрешающая способность	50 пкТл.
Температурный дрейф	≤0.2 нТл/°С.
Погрешность при измерении угловых координат	≤5 угл. секунд.
Погрешность измерения компонент полного вектора магнитной индукции земного поля	±1 нТл.
Объем внутренней ФЛЕШ памяти	16 Мбайт.
Тип интерфейса	RS-232.
Диапазон рабочих температур	(минус 20 - +40) °С.
Источник питания (аккумуляторная батарея)	12±3В.
Потребляемая мощность	≤0.5 Вт.

АКУСТИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ МИКРОВИБРАЦИЙ ГЕОСРЕДЫ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В ГЛУБОКИХ И СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ

Троянов А.К.¹, Дьяконов Б.П.², Астраханцев Ю.Г.¹, Начапкин Н.И.¹

1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 - ВНИИГЕОсистем, Москва

Nachapkin@mail.ru

Представление о геоакустических сигналах (ГАС) как источнике геологической информации стало возможным в результате изучения их пространственно-временного распределения на различных по составу и строению массивах горных пород. Анализ амплитудно-частотного состава акустических сигналов, зарегистрированных в скважинах показывает, что имеющиеся различия в спектрах обусловлены физико-механическими свойствами пород и процессами флюидогазодинамики. Распределение уровня ГАС с глубиной происходит по-разному. В пределах даже одного месторождения уровень шумов может уменьшаться с глубиной, оставаться постоянным или возрастать. В осадочной толще пород дифференциация уровня ГАС с глубиной незначительная и, как правило, резко проявляется лишь в продуктивной толще на нефтяных и газовых месторождениях (рис. 1а). Закономерности изменения уровня амплитудных сигналов с глубиной характеризуют особенности пространственного распределения динамических процессов в земной коре (рис. 1б).

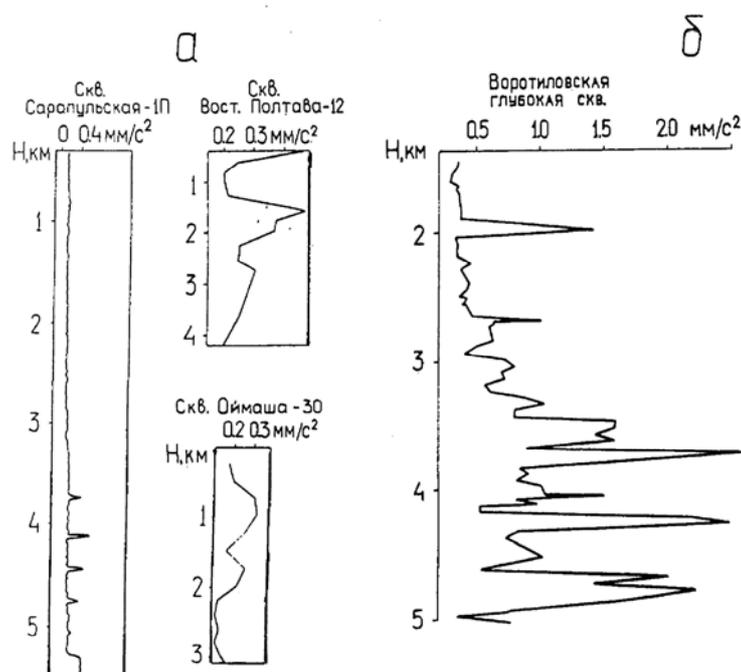


Рис.1. Изменения амплитудного уровня геоакустических сигналов: а – в толще осадочных пород; б – в кристаллическом фундаменте

В уровне ГАС не наблюдается общих изменений с глубиной столь же резких (в десятки и сотни раз), как изменения давления в толще пород, что является принципиальным результатом, свидетельствующим об активных глубинных процессах в земной коре, противостоящих консолидации, уплотнению пород под действием силы тяжести за геологически длительные периоды.

Интенсивность ГАС выше в породах кристаллического комплекса и заметно ниже в осадочных отложениях; особенно высоким уровнем акустических сигналов выделяются зоны повышенной трещиноватости и разломы в земной коре. Получение информации о процессах ГАС в условиях больших глубин стало возможным благодаря созданию

специальной скважинной аппаратуры BN 4002, BN 4004, позволяющей производить измерения в условиях высоких давлений (до 80 МПа) и больших температур (до +130⁰ С). Применение трех ортогонально расположенных датчиков-акселерометров (X,Y,Z) дает возможность для сравнения сигналов, регистрируемых в горизонтальном (X,Y) и вертикальном (Z) направлениях и, таким образом, выявления преобладающих микровибраций в рассматриваемых плоскостях. Экспериментально установлено, что при одинаковой чувствительности датчиков сигналы с горизонтальных акселерометров, как правило, несколько выше, чем с вертикального. Это наблюдается как в толщах осадочных пород, так и на кристаллических массивах. При наличии субвертикального активного разлома в районе скважины амплитуды сигналов с вертикального датчика возрастают и могут превышать сигналы с горизонтальных датчиков. Используя соотношения сигналов с датчиков Z/X или Z/Y можно по величине и характеру его распределения по разрезу скважины сделать вывод об интервалах преобладающей направленности микровибраций.

Отношение сигналов диапазона частот 500-2500 Гц с горизонтальных датчиков одинаковой чувствительности $M2 = X2 / Y2$ в общем случае близко к единице и наблюдается как при фоновых, так и аномальных значениях уровня амплитудных сигналов. Различия в амплитудах сигналов с горизонтальных датчиков ($M2 \neq 1$) в области частот 500-5000 Гц были обнаружены на интервалах, в которых наблюдаются скачки пластовых скоростей (по данным ВСП), в зонах максимальных значений интервального времени t по акустическому каротажу, а также в точках, где поперечные сечения ствола скважины принимает форму эллипса. Сопоставления с данными геологической и геофизической изученности, например Воротиловской глубокой скважины, показывают, что отклонение величины параметра $M2$ от единицы происходит на интервалах, характеризующихся эллипсовидностью ствола скважины по данным профилометрии.

При изучении ГАС в скважинах предлагается использовать следующие информативные параметры сигналов:

- распределение уровня амплитуд в полосе частот 100-500 Гц для каждого из трех датчиков (X1, Y1,Z1);

- то же, для частот 500-2500 Гц (X2, Y2, Z2);

- отношение амплитудного уровня сигналов с вертикального датчика к амплитудам сигналов с горизонтального датчика в полосе частот 100-500 Гц (параметр $G1 = Z1 / X1$ или $G1 = Z1 / Y1$);

- отношение сигналов с горизонтальных датчиков в диапазоне частот 500-2500 Гц (параметр $M2 = X2 / Y2$);

- отношение уровня ГАС в диапазоне 500-2500 Гц к амплитудам сигналов в полосе 100-500 Гц для каждого из трех датчиков $n_x = [X2 (500-2500 \text{ Гц})/X1 (100-500 \text{ Гц})]$, n_y и n_z , соответственно;

- отношение амплитуд сигналов в полосе частот 500-2500 Гц, зарегистрированных вертикальным и горизонтальным датчиком (параметр $G2 = Z2 / X2$ или $G2 = Z2 / Y2$);

- амплитудно-частотные спектры сигналов.

После обработки данных и построения кривых распределения ГАС в указанных полосах частот могут появиться ложные аномалии в области высоких частот (500-2500 Гц), обусловленные общим подъемом уровня сигналов. То есть высокочастотный канал аппаратуры регистрирует аномальную величину сигнала, которая на самом деле не отражает физические процессы в среде. Применяя параметры n_x , n_y , n_z , можно оценить вклад высокочастотных сигналов в общий уровень сигналов и по величине этого вклада объяснить природу аномалии в области высоких частот.

Обнаруженные аномалии ГАС на больших глубинах (свыше 6 км) свидетельствуют о динамике геологической среды в условиях высоких литостатических давлений. Рассмотрим на примере измерений ГАС в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 изменчивость амплитудного уровня регистрируемых горизонтальными датчиками акустических сигналов в диапазоне частот 3,0-5,0 кГц за период с 2000 по 2005 годы. Как видно из рис. 2 минимальный уровень ГАС изменяется по величине, а его аномалии изменяются как по величине, так и по глубине, при этом

появляются отдельные аномалии ГАС или исчезают обнаруженные ранее. То есть особенности динамики геосреды проявляются в соответствующей изменчивости амплитудного уровня ГАС. Аномалии ГАС можно рассматривать как индикаторы современных динамических процессов, противостоящих консолидации верхней части земной коры. Различие в амплитудном уровне ГАС по стволу скважины служит диагностическим признаком, позволяющим дифференцировать геологический разрез по новому геофизическому параметру – динамической активности среды. Это позволяет классифицировать геологические разрезы на динамически пассивные и активные. В данном случае вскрытый Кольской СГ-3 массив пород является динамически активным, что подтверждается заметным изменением фонового (минимального) уровня от 0,1 мм/с² в 2003 г. до 0,6 мм/с² в 2005 г. (рис.2).

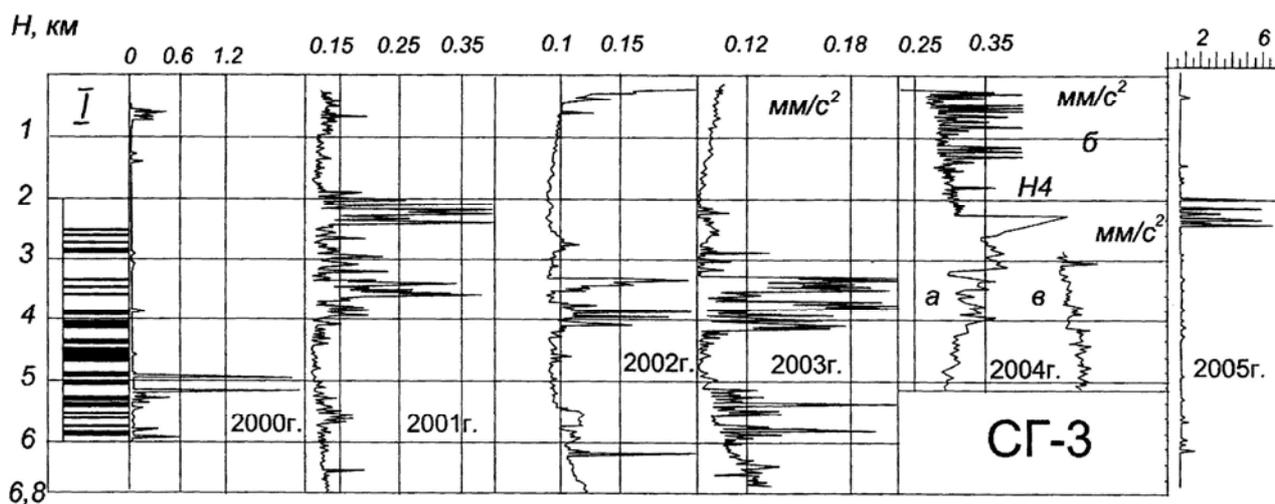


Рис. 2. Временные изменения амплитудного уровня геоакустических сигналов (горизонтальные датчики, диапазон изменений 3,0-5,0 кГц) в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 в интервале глубин 300-6840 м. I – интервалы нарушенных пород, выделены черным цветом. В 2004 г.: а – измерения с шагом 10 м (300-2400 м), ниже (2400-3000 м) – через 40 м; б, в (3000-5297 м) – первичная и повторная записи ГАС с шагом остановок прибора 20 м.

На основе анализа геоакустических сигналов в глубоких и сверхглубоких скважинах разработан геофизический метод исследования, базирующийся на изучении амплитудно-частотного состава микроколебаний геосреды, регистрируемых тремя ортогонально расположенными датчиками-акселерометрами. Метод позволяет по измеренным и расчетным параметрам геоакустических сигналов изучать геодинамическое состояние массива горных пород. Разработана методика: оценки расхождения численных значений измеренных и расчетных параметров при разнесенных во времени первичных и повторных замерах; "челночного" каротажа, позволяющая за короткое время при дискретном перемещении скважинного прибора несколько раз в сутки вверх и вниз от точки замера, получать информацию о микроколебаниях отдельных слоев в заданном интервале глубин.

Применение челночного каротажа позволяет получать информацию о характере ГАС и их изменении со временем для разных слоев пород, разнесенных по глубине. В 1994 г. челночный каротаж в Уральской СГ-4 проводился 3 раза в сутки с 10 по 21 июня на временных интервалах 0-1, 8-9 и 16-17 ч. В течение часа измерения выполнялись в 20 точках в интервале глубин от 4452 до 4675 м. Всего было сделано 33 каротажа. На рис. 3 приведены диаграммы ГАС, зарегистрированных в полосе частот 500-2500 Гц 10, 11, 12 и 17,18 июня.

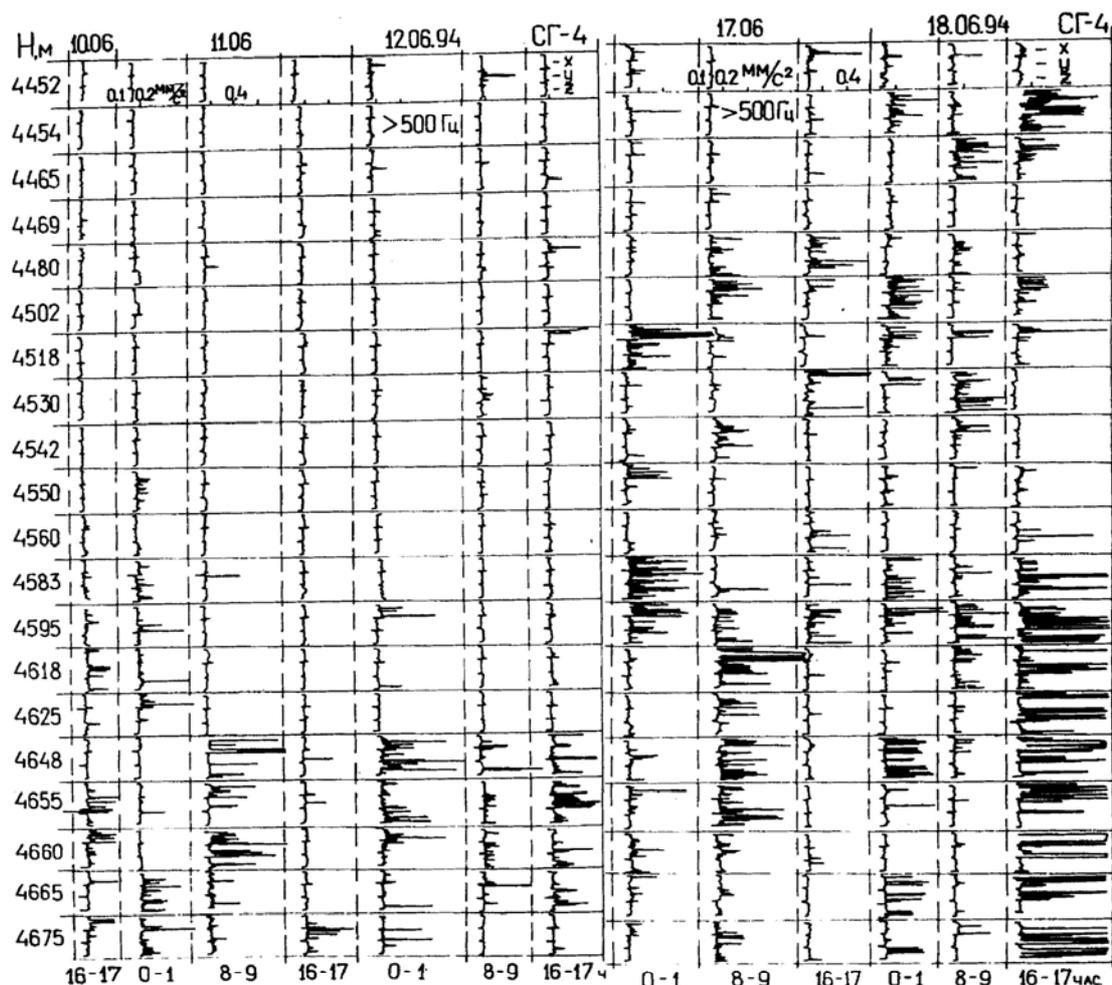


Рис.3. Результаты челночного каротажа часовой продолжительности три раза в сутки (0-1 ч., 8-9 ч., 16-17 ч.) в Уральской сверхглубокой скважине (10-12.06.1994 г.), (17-18.06.1994.). Диаграммы огибающей сигналов ГАС с датчиков X, Y, Z в диапазоне частот 0.5-2.5 кГц.

всего времени измерений. Это наблюдается, например, в точке на глубине 4452 м (плотные породы).

2. Отмечается непрогнозируемая во времени акустическая активность в зонах, где поперечное сечение ствола скважины имеет форму эллипса с размерами 40x85 см (глубина 4530 м) и 60x85 см (4542 м).

3. Наблюдается резкое увеличение амплитуд ГАС с 17 июня в кровле андезитобазальтов (глубины 4660, 4665 и 4675 м) после 5 суток относительно слабых изменений регистрируемых сигналов.

4. На глубине 4655 м в интервале переслаивания лавокластитов и туфопесчаников амплитудные вариации ГАС наблюдались в течение всего времени исследований.

Такие изменения интенсивности ГАС во времени, с одной стороны, указывают на различия пород по физико-механическим свойствам, с другой — отражают мозаику существующих в объеме геосреды напряжений, а также особенности их перераспределения при общей для всей толщи переменной нагрузке, например, за счет лунно-солнечных приливов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ- грант 05-05-65177.

ТЕХНОГЕННЫЙ МАГНИТНЫЙ ШУМ В ПРЕДЕЛАХ НЕКОТОРЫХ ФЕШЕНЕБЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ СРЕДНЕГО УРАЛА

Тягунов Д.С.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

tds-07@mail.ru

Биологические эффекты магнитных полей сверхнизкой интенсивности, но частотно синхронизированных с собственными биоритмами человека, привлекают большое внимание ученых и практиков.

В организме человека постоянно происходит взаимодействие нескольких ритмических процессов, каждое из которых способно быть датчиком биологического времени и модифицировать программы биосоциальной адаптации. В условиях техногенеза этот процесс модифицируют искусственные факторы внешней среды, обладающие информационным значением для регуляторных систем человека. 3-х компонентная система, состоящая из врожденных биоритмов человека, естественных гео-, гелиомагнитных колебаний и техногенных импульсных воздействий, обозначена как феномен биоэкологического резонанса.

Человек в процессе своей эволюции всегда находился и находится под действием физических полей Земли и всегда находится в некотором условном равновесии с этими полями.

В связи с вышесказанным, рассмотрим различные аспекты взаимодействия человека с окружающим его миром геофизики, а именно – Солнцем, как основного источника энергии, поступающей на Землю.

Кроме оптического излучения от Солнца распространяется постоянный поток протонно-электронной плазмы, называемый – «солнечный ветер». Он взаимодействует с магнитным полем Земли, искажая симметрию поля этого естественного магнита.

Постоянство солнечного ветра иногда нарушается за счет мощных солнечных вспышек длительностью несколько минут, которые вызывают местные увеличения яркости внешней оболочки Солнца и сопровождаются выделением до 10^{25} - 10^{26} Дж энергии в виде рентгеновского, оптического и радио излучений, а также кинетической энергии ускоренных частиц солнечной плазмы. Электромагнитное излучение Солнца практически не взаимодействует с магнитосферой Земли и свободно проникает до поверхности (достигает Земли приблизительно через 8 минут) [1].

Плазменная струя вспышки (достигает Земли через 70-90 часов, в зависимости от расположения вспышки на диске Солнца), состоящая из заряженных частиц, достигая магнитосферы, взаимодействует с магнитным полем Земли, деформируя его. При этом, частицы проникают внутрь магнитосферы, создавая радиационные пояса, и начинается явление, которое называется «магнитная буря» [1].

Это явление сопровождается мощными колебаниями величины и направления вектора магнитного поля. Магнитные бури меньшей интенсивности (с амплитудой до 200-300 нТл) наблюдаются достаточно часто – несколько раз в году. Бури такой величины могут вызывать мощные помехи в сетях проводной связи за счет индукционных эффектов, вызывать сбои компьютерной техники и воздействовать на человека, как на биохимическую систему, управляемую электрическими сигналами.

Интересно рассмотреть типичные частотные характеристики электромагнитного поля магнитной бури (рис. 1). Характерные частоты электромагнитных сигналов организма человека: 2 – колебания артериального давления; 3 – d-волны ЭКГ; 4 – сокращения сердечной мышцы; 5, 6 – нервно-мышечные элементы; 7 – ритмы головного мозга; 8 – электрический потенциал желудка и кишечника. Частоты электромагнитных колебаний: 9 – компьютеров и бытовой техники; 10 – медицинской аппаратуры [1].

Из представленного графика видно, что характерные частоты электромагнитных сигналов различных органов человека совпадают с характерными частотами возмущенного поля Земли. Можно сказать, что наблюдается некоторый биоэлектромагнитный резонанс

сигналов возмущенного поля Земли и управляющих сигналов человеческого организма [1]. Поэтому лежит интерес сравнить величину геомагнитных вариаций с величиной техногенного магнитного шума в одной и той же полосе частот, в которой предполагается наибольшее влияние магнитных полей на организм.

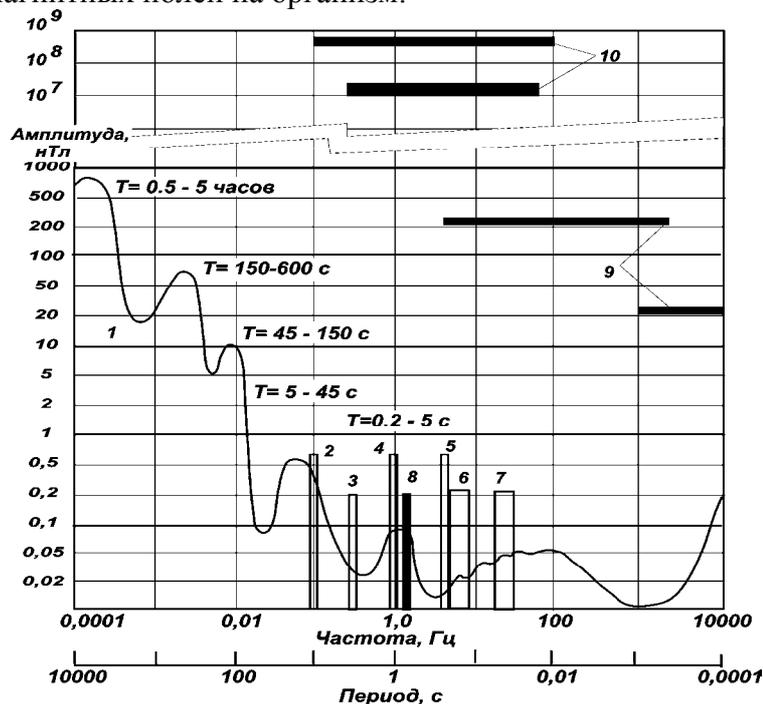


Рис. 1. Частотные характеристики электромагнитного поля магнитной бури
1 – спектр естественного электромагнитного поля во время магнитной бури.

Для изучения воздействия техногенного магнитного шума был создан специальный магнитометр. В качестве датчика магнитного поля использован магнитомодуляционный преобразователь магнитной индукции, выполненный на основе аморфного ферромагнитного сердечника, работающего в режиме автопараметрического усиления. Собственный магнитный шум датчика составляет $3 \div 5 \text{ пТл} \cdot \text{Гц}^{-1/2}$, коэффициент преобразования без внешнего усиления – 0.2 мВ/нТл , полоса частот измеряемого магнитного поля $0.1 \text{ Гц} - 20 \text{ Гц}$ (с завалом на краях диапазона не более 1,4 дБ). Аналоговый электрический сигнал с магнитомодуляционного преобразователя поступает на 24-х разрядный программируемый аналого-цифровой преобразователь AD7714, соединенный с переносным персональным компьютером. Частота дискретизации измеряемого сигнала составляет 80 Гц. Наблюдение вариаций измеряемого магнитного поля ведется в реальном масштабе времени на экране компьютера и записывается на электронный носитель информации [2]. Методика работы с данным прибором разрабатывалась на экспериментальном полигоне, вблизи здания Института геофизики в г. Екатеринбурге.

Испытания магнитометра показали значительно меньший уровень электромагнитного шума в обсерватории Арти по сравнению с г. Екатеринбургом [2].

Много вопросов возникает при обсуждении проблемы электромагнитного загрязнения и его влияния на человека в больших городах. Поэтому интересно рассмотреть соотношение магнитных возмущений, которые классифицируются как магнитная буря, магнитного шума мегаполиса.

Поскольку, вопрос от источника магнитного загрязнения в г. Екатеринбурге остался открытым, были проведены работы по измерению трех взаимно-ортогональных составляющих магнитного поля в разных населенных пунктах Свердловской области: в г. Серове, на расстоянии около 350 км от г. Екатеринбурга; в п. Висим, на расстоянии около 230 км от г. Екатеринбурга; в п. Липовка, на расстоянии около 100 км от г. Екатеринбурга; в г. Алапаевске, на расстоянии около 150 км от г. Екатеринбурга (рис. 2).

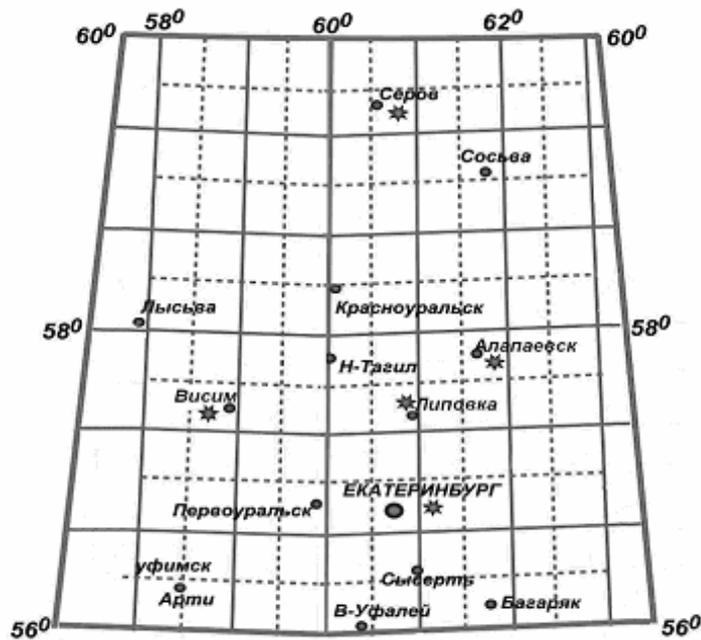


Рис. 2. Карта с указанием населенных пунктов (звездочкой пункты измерений)

На рис. 3 показаны примеры вариаций геомагнитного поля в указанных пунктах измерения. Продолжительность фрагмента записи вертикальной составляющей геомагнитного поля – 3 секунды (рис. 3).

Из представленных магнитограмм видно, что амплитуда максимальных вариаций вертикальной составляющей приходится на экспериментальный полигон г. Екатеринбурга и достигает 12 нТл, при средней величине около 6 нТл (рис. 3 а). Это объясняется тем, что севернее полигона в 150 метрах проходит линия электропередач, которая вызывает большие источники магнитного шума.

На удаленных участках – в г. Серове и п. Липовка (рис. 3 б, в) максимальные значения вариаций магнитного поля существенно снижаются и составляют 5 нТл и 0,9 нТл, при средней величине около 2 нТл и 0,5 нТл.

Поскольку в пределах п. Висим и г. Алапаевска не наблюдается мощных источников промышленных помех, что подтверждается графиком (рис. 3 г, д), значения вариаций магнитного поля составляют 0,2 нТл и 0,3 нТл и примерно равны вариациям, наблюдаемых в обсерватории Арты при спокойной магнитосфере.

Проведенные работы позволяют сделать вывод: уровень магнитного шума в районе г. Екатеринбурга превышает уровень собственных шумов геомагнитного поля в исследованном диапазоне частот 0,1-20 Гц приблизительно в 60 раз; остается открытым вопрос об источниках магнитного шума, поскольку ими могут быть высоковольтные и кабельные линии передач, автомобильный транспорт включая трамваи и троллейбусы, промышленные предприятия и жилищные комплексы с мощным энергетическим обеспечением.

Определение источников техногенного магнитного шума и их характеристик, а так же влияние этого шума на здоровье жителей г. Екатеринбурга, является задачей последующих исследований.

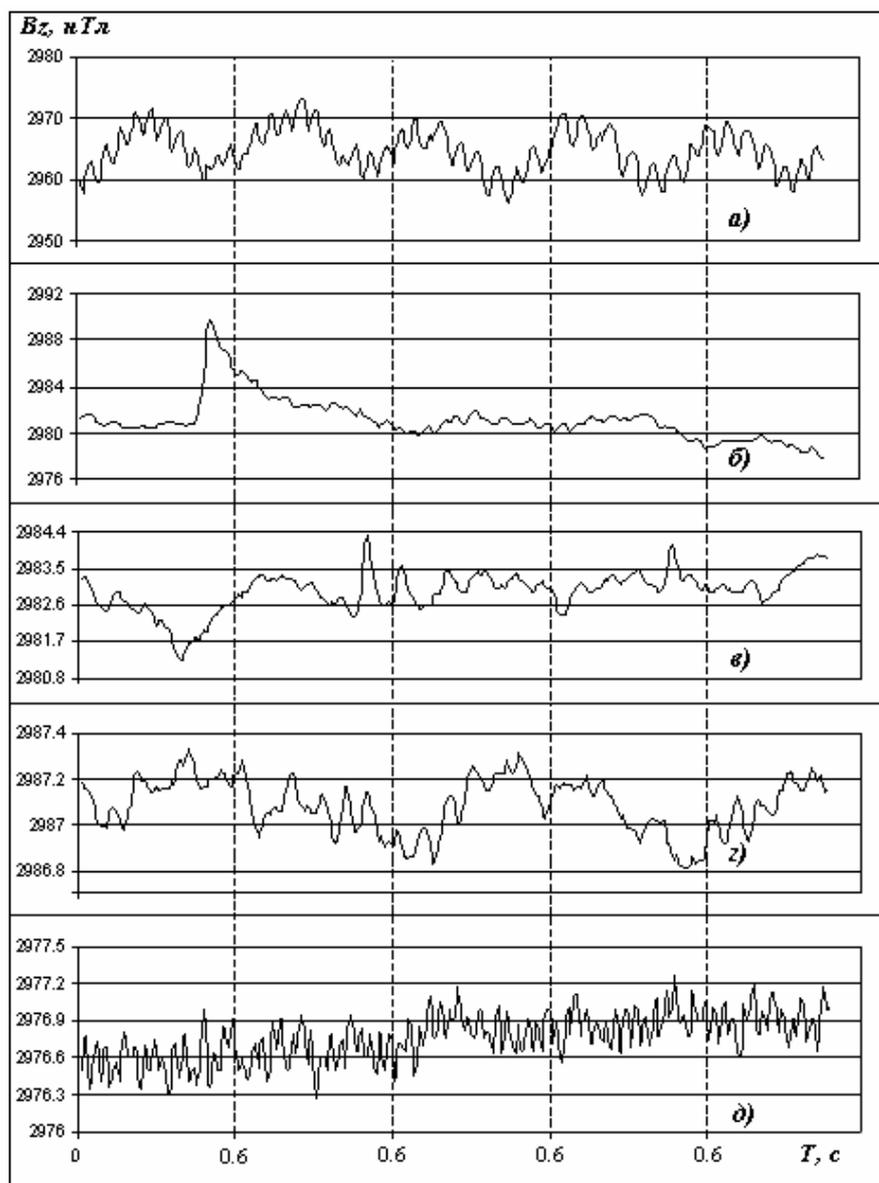


Рис. 3. Диаграммы записи вертикальной составляющей магнитного поля: а) в пределах г. Екатеринбурга западнее здания Института геофизики; б) в пределах г. Серова; в) в поселке Липовка; г) в поселке Висим; д) в пределах г. Алапаевска

В заключение, автор благодарит своего научного руководителя, член-корреспондента РАН В.И. Уткина за постановку исследований, постоянное внимание и консультации при написании доклада, а так же О.Л. Сокол-Кутыловского за советы при проведении работ.

Литература:

1. Талалаева Г.В., Рождественская Е.Д., Уткин В.И., Рождественская М.В. «Конечное» знание и бесконечность мироздания: геофизика – наука у края бездны (человек и геофизика) // Материалы конференции «Космос и биосфера: Космическая погода и биологические процессы». Крымский научный центр НАН Украины, 2003. с. 184-190.
2. Уткин В.И., Сокол-Кутыловский О.Л. Техногенный магнитный шум в пределах мегаполиса и удалении от него // 170 лет обсерваторских наблюдений на Урале: история и современные состояния: Материалы Международного семинара, Екатеринбург, 17-23 июля 2006 г. – Екатеринбург: институт геофизики УрО РАН, 2006. с. 173-175.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Удоратин В.В., Конанова Н.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

В настоящее время активно разрабатываются методики комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, базирующихся преимущественно на сейсмической информации. На основе такой интерпретации построены слоисто-блоковые и чешуйчато-надвиговые модели строения земной коры и верхов верхней мантии европейского северо-востока России. В конце 80-х годов в Институте геологии КНЦ УрО РАН были начаты исследования по изучению глубинного строения литосферы Печорской и Западно-Сибирской плит по принципу гравитационного зондирования, а в середине 90-х годов – профильные сейсмологические работы. На основе комплексного анализа геолого-геофизических данных по платформенному чехлу, результатов сейсмологического и гравитационного зондирования консолидированной части коры и верхней мантии были составлены гравитационная и сейсмическая модели строения литосферы вдоль регионального профиля, пересекающего в широтном направлении южные части Мезенской синеклизы (МЕЗ), Тиманской гряды (ТИМ) и Печорской синеклизы (ПЕЧН). Сейсмические работы выполнялись методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ), задачей которых является получение детальной информации о строении земной коры и верхней мантии.

Сейсмическая модель. В результате интерпретации записей МОВЗ и последующего математического моделирования построен геолого-геофизический разрез до глубины порядка 100 км и выделен ряд сейсмических границ. Опорными границами обмена являются: Φ_0 – поверхность рифейского складчатого фундамента, Φ – поверхность дорифейского кристаллического фундамента, М – поверхность Мохоровичича, отождествляемый с кровлей верхней мантии. Дополнительно прослежены горизонты: $K_1 - K_4$ – в земной коре, M_1, M_2 – в верхней мантии (Удоратин, Конанова, 2000).

Верхняя мантия представляется в виде слоистой модели, состоящей из крупных комплексов с различно дифференцированными скоростными характеристиками. Методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в верхней мантии выявлен четко выраженный в волновом поле сейсмический горизонт M_1 , находящийся на 6–9 км глубже ее поверхности и в рельефе повторяющий поверхность Мохо. Установлено, что граница земная кора – верхняя мантия характеризуется наличием сложной переходной зоны, обусловленной существованием значительных горизонтальных неоднородностей и появлением зон пониженных скоростей. К особенностям данной границы относят увеличение скоростей в среднем от 7,0 до 8,0 км/с, сложный рельеф поверхности Мохоровичича, приуроченность горизонта М к подошве зоны пониженных скоростей.

Поверхность верхней мантии в пределах северной части Волго-Уральского геоблока фиксируется на глубинах 40–42 км. В восточном направлении от свода поверхность Мохо постепенно воздымается до 40 км. В пределах Среднего и Южного Тимана верхняя мантия отмечается на глубинах 36 км. В Предуральском краевом прогибе прослеживается опускание поверхности Мохоровичича до глубин 42–44 км, а восточнее, под Уралом, до 46–47 км и, возможно, более. При этом максимальные значения глубин залегания поверхности Мохо соответствуют Мезенскому, Волго-Уральскому геоблокам и Предуральскому прогибу, а минимальные – Тиманскому геоблоку. Это еще раз подтверждает установленную ранее обратную связь изменения глубины залегания поверхности М с положением границы консолидированной коры.

Поверхность гранулито-базитового комплекса или сейсмический горизонт К, отмечается на глубинах 22–24,5 км. Мощность данного мегакомплекса сокращается с запада на восток. Его скоростная характеристика отличается повышенными значениями (7,0–7,2 км/с). Мегакомплекс характеризуется сложным строением, обусловленным наличием горизонтальных неоднородностей. Необходимо отметить, что эта поверхность представляет

собой достаточно сильно расслоенную зону, где возможно присутствие волноводов, что подтверждается материалами сейсмологических исследований МОВЗ.

Поверхность, соответствующая дорифейскому фундаменту, залегает в пределах рассматриваемой территории на глубинах от 2 до 11 км. Граничные скорости здесь достаточно высоки (6,5–7 км/с).

Поверхность кристаллического фундамента в северо-западной части территории, относящейся к Мезенскому геоблоку, находится на глубинах 3–4 км, а в восточном направлении по мере приближения к Тиману она погружается на глубины до 8–9 км. Здесь фундамент испытывает плавное погружение к востоку и северо-востоку. Возможны лишь смещения поверхности по разломам. Так, по Западно-Тиманскому разлому, по данным Н.К.Булина, в районе Среднего Тимана эта поверхность испытывает максимальное смещение до 1,5 км. По нашим данным, в районе Южного Тимана кристаллический фундамент надвинут на структуры Вычегодского прогиба и вертикальное смещение достигает 2 км. В пределах северной части Волго-Уральского геоблока отмечаются подъемы поверхности кристаллического фундамента на глубины 1,7–2 км (скв. 1-Сысола, 1-Грива), которые отождествляются с рядом сводов: Сысольским, Коми-Пермяцким, Камским. Своды отделены друг от друга Кировско-Кажимским и Верхнекамским прогибами с глубинами залегания поверхности карельского фундамента 3–5 км. Зоны сочленения систем прогибов со сводами представлены сложными сериями сбросовых разломов, которые в потенциальных полях отмечаются полосами горизонтальных градиентов. Поверхность фундамента Кировско-Кажимского прогиба, разделяющего Сысольский и Коми-Пермяцкий своды, погружается с юго-запада на северо-восток с 2,5 до 5 км и раскрывается в Вычегодский прогиб. Точно так же фундамент в Вычегодском прогибе плавно погружается с запада в сторону Тимана с 4 до 9 км. Далее к востоку намечается такое же постепенное погружение карельского фундамента под структуры Тимана. По материалам МОВЗ внутри гнейсо-гранулитового комплекса нами отмечается достаточно четко выраженная в волновом поле сейсмическая граница на глубинах 11–14,5 км.

Осадочный чехол представлен на территории исследований породами протерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов. Слагающий его комплекс пород существенно отличается от нижних структурно-вещественных комплексов по степени расслоенности, характеру скоростной модели и структурно-тектоническим планам. Скоростная характеристика пород осадочного чехла достаточно сильно дифференцирована: от 2,0 км/с в верхних слоях до 4,5 км/с – в нижних. Встречаются пласты с повышенными значениями пластовых скоростей (до 5,5 км/с), сложенные карбонатными породами.

Гравитационная модель. Результаты интерпретации гравитационного поля представлены в виде обобщенного геолого-плотностного разреза по профилю MEZTIMPESN (Удоратин, Конанова, 2000). Протяженность гравиметрического профиля составляет 750 км, глубинность исследований - приблизительно 120 км. Отсутствие информации по верхней части разреза объясняется поставленными задачами изучения особенностей глубинного строения консолидированной коры и верхней мантии исследуемого региона.

Первая гравиактивная граница с аномальной плотностью 160-350 кг/м³, отождествляемая нами с поверхностью консолидированной коры, находится на глубине от 2 км до 8 км. Данная поверхность наиболее погружена в пределах Вычегодского прогиба и Тимана и протягивается по гравиметрическим данным до Восточно-Уральской структурно-формационной зоны Уральского кряжа. Прослеживание архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента в пределах Восточно-Уральской структурно-формационной зоны Урала затруднено и требует специальных детальных исследований. В сторону Урала степень дифференциации по плотности пород фундамента и низов осадочного чехла уменьшается, а аномальная плотность пород гранито-гнейсового слоя в этом направлении увеличивается. Кроме того, по гравиметрическим данным внутри гранито-гнейсового слоя прослеживаются по крайней мере еще две гравиактивные границы, но для их однозначной привязки также требуется проведение специальных исследований. Наибольшая толщина гранито-гнейсового подкомплекса фиксируется по гравиметрическим данным в районе

Волго-Уральской антеклизы, ее утонение происходит в Предуральском краевом прогибе и Западно-Уральской структурно-формационной зоне Урала.

Следующая гравиактивная граница с аномальной плотностью 100-160 кг/м³, отождествляемая нами с подошвой гранито-гнейсового подкомплекса (кровлей диоритово-гнейсового подкомплекса), наблюдается по гравиметрическим данным на глубине 10-20 км. Диорито-гнейсовый структурно-вещественный подкомплекс верхней коры имеет перерывы сплошности своего распространения в пределах исследуемой территории. Выклинивание нижней части верхней коры происходит в пределах Тиманской гряды. Наиболее приближен к поверхности данный комплекс в Восточно-Уральской структурно-формационной зоне, наименее - в Волго-Уральской антеклизе.

Кровля гранулитово-базитового структурно-вещественного комплекса является наиболее «капризной» гравиактивной границей с точки зрения неоднозначности геологической интерпретации гравиметрического поля, поэтому ее характеристики следует принимать с определенной степенью условности. Кровля гнейсо-гранулитового слоя залегает на глубине 26 км по гравиметрическим данным в Волго-Уральской антеклизе, а в районе Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы - поднимается до глубины 23 км. Минимальные отметки залегания кровли данного слоя по гравиметрическим данным, вероятно, будут приурочены к границе Тиманской гряды и Печорской синеклизой. В Предуральском прогибе и на Урале гранулитово-базитовый слой фиксируется на глубине около 20 км.

Поверхность Мохоровичича по гравиметрическим данным залегает на глубине 35-50 км в пределах исследуемой территории. Максимальный (до 35 км) подъем данной поверхности наблюдается в пределах Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы, а наиболее погружена поверхность Мохо (до 50 км) в пределах Уральского кряжа. Ниже поверхности Мохоровичича на глубине 50-60 км практически на всей территории прослеживается еще одна поверхность, залегающая параллельно поверхности М и повторяющая ее по форме залегания.

Совместное использование производных первого и второго порядков на этапе качественной интерпретации гравитационного поля позволило по точкам перехода второй производной через ноль и точке экстремума горизонтальной производной первого порядка выявить границы блоков пород с различными физическими свойствами (плотностью). В результате проведенных исследований в мантии выявлен крупный блок разуплотненных пород, который в современном структурном плане расположен под Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы, западная граница которого проходит вблизи г. Сыктывкара в пределах Кировско-Кажимского авлакогена, а восточная - в районе Тиманской гряды.

Сысольский свод Волго-Уральской антеклизы характеризуется большой мощностью консолидированной части земной коры, с преобладанием в разрезе гранитного слоя и нормальной мощностью базальтового слоя. Верхняя мантия обладает повышенными значениями плотности и обладает тенденцией к погружению мантийных блоков. В земной коре этот процесс должен сопровождаться подъемом земной поверхности.

Вычегодский прогиб Мезенской синеклизы отмечается наличием выступов архейского фундамента, вариациями мощности рифейских пород от 1.2 до 5 км, характеризуется сокращенной мощностью консолидированной коры и наличием разуплотненных пород верхней мантии, имеющих тенденцию к подъему мантийных флюидов до поверхности М₁. В земной коре данный процесс сопровождается прогибанием поверхности фундамента, и, возможно, наличием зон «волноводов», которые характеризуются частичным плавлением вещества земной коры.

Тиманская гряда отличается сокращенной мощностью консолидированной коры и наличием в верхней мантии блока пород повышенной (до 3400 кг/м³) плотности, залегающего на глубине 46-49 км. В районе Тиманской гряды происходит выклинивание нижнего слоя гранито-гнейсового и, вероятно, диорито-гнейсового структурно-вещественных подкомплексов, что может свидетельствовать о более сильной значительной основности консолидированной части земной коры Тиманской гряды.

Ижма-Печорская моноклинали южной части Печорской синеклизы и Предуральский желоб характеризуются сложным строением консолидированной части земной коры с присутствием клина пород диорито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса, а также наличием в разрезе пород гранито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса нормальной мощности, несколько сокращенной в Предуральском желобе. Верхняя мантия представлена породами пониженной (до 3120 кг/м^3) плотности.

Уральский кряж имеет довольно простое глубинное строение, характеризующееся залеганием границы Конрада на глубине 18-20 км, отсутствием (или полной переработкой) пород гранито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса в Восточно-Уральской зоне и выклиниванием гранито-гнейсового подкомплекса в пределах Западно-Уральской зоны. Для Восточно-Уральской зоны характерно наличие мощного (до 14 км) диорито-гнейсового слоя, залегающего на глубине 7-8 км и отсутствие пород (или их полная переработка) гранито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса. Земная кора Урала имеет повышенную мощность (до 49 км). Верхняя мантия Восточно-Уральской зоны представлена блоком пород с повышенными значениями плотности, плотность этого мантийного блока, залегающего на глубине 43 км, достигает 3490 кг/м^3 , что означает значительную степень истощения мантии, что, вероятно, связано с проявлением процессов дегазации и дефлюидизации в определенные периоды тектонической активизации в данном регионе.

Выводы. Результаты интерпретации гравиметрического поля по профилю MEZTIMPESH, свидетельствуют о том, что исследуемая территория имеет сложное глубинное строение. Удалось выявить в пределах очень слабо изученного в геологическом отношении региона систему разрывных нарушений, предположительно связанную с границей крупного мантийного блока, приуроченного в структурном тектоническом плане к Вычегодскому прогибу Мезенской синеклизы, который характеризуется относительно пониженными значениями плотности мантийных пород. Верхняя мантия Волго-Уральской антеклизы сложена относительно более плотными породами. Под Восточно-Уральской структурно-формационной зоной выявлен блок аномально плотных пород верхней мантии, плотность здесь достигает 3480 кг/м^3 . Для Тиманской части разреза характерно присутствие в верхней мантии плотных пород, отсутствие (?) диорито-гнейсового слоя, выклинивание нижней части гранито-гнейсового подкомплекса, а также наличие прогибания поверхности архейско-раннепротерозойского фундамента.

В разрезе земной коры и верхней мантии отмечается 10 сейсмических границ, 7 из которых, включая поверхность Мохоровичича, относятся к горизонтам земной коры. Поверхность верхней мантии в пределах северной части Волго-Уральского геоблока фиксируется на глубинах 40-42 км. Характерной особенностью поведения поверхности Мохоровичича в Вычегодском прогибе является наличие резкой градиентной зоны в крайней восточной части прогиба, где отчетливо прослеживается поднятие горизонта с 40 км до 36 км. В пределах среднего и южного Тимана верхняя мантия отмечается на глубинах 36 км. В Предуральском прогибе прослеживается прогибание поверхности Мохоровичича до 42-44 км, а под Уралом - до 46-48 км.

Литература:

1. Удоратин В.В., Конанова Н.В. Глубинное строение литосферы по профилю MEZTIMPESH. Отечественная геология, №1, 2000. С.44-50.

КОНЦЕПЦИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Улитин Р.В., Федорова О.И.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Под техногенным загрязнением геологической среды здесь понимается обогащение поверхностных подземных вод промышленными стоками, поступающими в природную среду при работе различных промышленных предприятий (горнодобывающих, химических, металлургических и др.). В технологическом процессе получения полезного продукта используется значительное число вспомогательных ингредиентов, которые после завершения производственного цикла сбрасываются либо в поверхностные водотоки, либо, чаще всего, в специально сооруженные хранилища промышленных стоков. Но как ложа накопителей, так и ограждающие их дамбы обычно не обладают необходимой гидроизоляционной стойкостью. Поэтому минерализованные, токсичные жидкие отходы фильтруются в окружающую среду, мигрируют на значительные расстояния, загрязняя источники водопотребления и создавая угрозу для здоровья населения, использующего эти воды для хозяйственно-бытовых нужд.

На основе анализа химического состава вод рек Среднего Урала установлено, что для большинства поверхностных водотоков суммарное содержание токсичных тяжелых металлов (Fe, Cu, Ni, Mn, Cr, Zn, As) в единицах предельно допустимых концентраций (ПДК) превосходит значения 50, достигая в наиболее загрязненных реках 100-150 ед. ПДК, хотя по санитарно-гигиеническим нормам этот показатель не должен превосходить единицы. Выявлена также устойчивая связь между общей минерализацией речных вод и суммарной концентрацией тяжелых металлов. А так как удельное электрическое сопротивление воды пропорционально ее общей минерализации, то был предложен резистивиметрический способ контроля экологического качества речных вод.

Экспериментальное опробование способа осуществлено в гидрологическом пункте на р.Чусовой. Установка состояла: из четырех электродного резистивиметра (два питающих и два приемных электрода), размещенного в реке на глубине около одного метра; питающего генератора стабилизированного тока; измерительного усилителя, к выходным клеммам которого подключался самопишущий регистратор. Измерения выполняли на частоте 2 Гц. Продолжительность циклов режимных наблюдений составляла 12-14 суток. Одновременно с непрерывными электрометрическими измерениями дискретно (обычно один раз, иногда два раза в сутки) в пункте наблюдений отбирались пробы воды, которые отправлялись на сокращенный химический анализ (общая минерализация воды, концентрация тяжелых металлов). Полученные результаты показаны на рис.1.

Из приведенных графиков следует, во-первых, устойчивая связь между электросопротивлением воды, с одной стороны и ее общей минерализацией и суммарной концентрацией тяжелых металлов (в ед. ПДК), с другой стороны; во-вторых, существование не санкционированных залповых сбросов в приток р.Чусовой заводом хромовых соединений, расположенным выше по течению реки от гидрологического пункта.

Очевидно, что попадание в геологическую среду жидких минерализованных промышленных отходов приводит к изменению ее электрофизических свойств.

Электрический ток проходит через горные породы благодаря наличию в их объеме порово-трещинного пространства, заполненного поровым флюидом. Для рыхлых покровных образований (песчано-глинистых отложений и пород зоны дезинтеграции – коры выветривания) известно следующее эмпирическое соотношение между удельным электрическим сопротивлением породы (ρ_p) и водно-физическими характеристиками среды [2]:

$$\rho_p = 8.4 / \Gamma k_p k_v M,$$

где Γ – глинистость породы; k_p , k_v – коэффициенты общей пористости и водонасыщенности, соответственно; M – минерализация поровых вод.

При миграции через горные образования подземных вод, обогащенных минерализованными токсичными промышленными стоками, петрофизические и

структурные характеристики среды остаются неизменными. Поэтому на электросопротивление породы существенное влияние оказывает изменение минерализации порового флюида. Отсюда следует, что электропроводность геологической среды обладает уникальной чувствительностью к минерализации поровых вод. Поэтому геоэлектрические методы являются наиболее информативными и представительными по сравнению с другими геофизическими методами при исследовании техногенного загрязнения геологической среды.

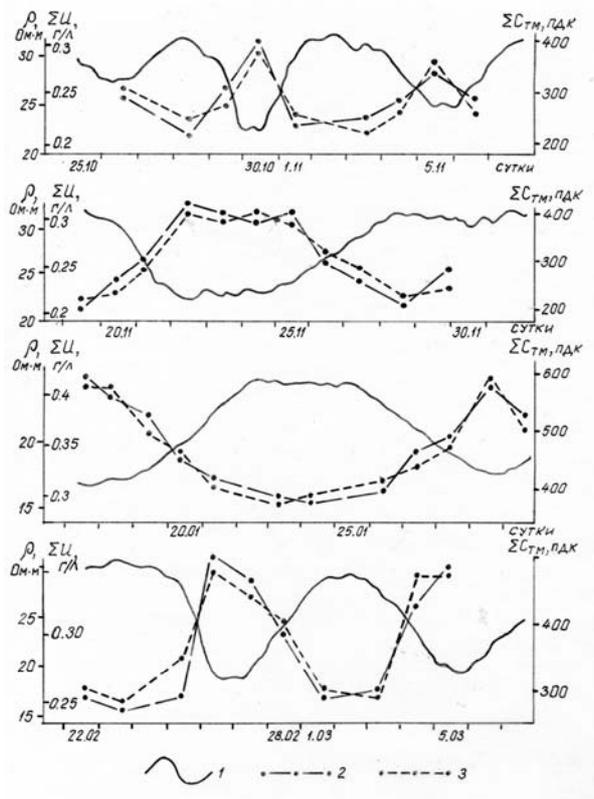


Рис.1. Сопоставление изменения во времени электросопротивления воды (ρ), общей минерализации ($\sum U$) и суммарной концентрации тяжелых металлов ($\sum C_{т.м.}$) в пункте на р.Чусовой.

Графики: 1 – ρ ; 2 – $\sum U$; 3 – $\sum C_{т.м.}$. Точки на графиках – $\sum U$ и $\sum C_{т.м.}$ – экспериментальные значения этих показателей.

Для обоснования геоэлектрической технологии геоэкологического исследования природно-промышленной среды изучены физико-геологические модели строения верхней части разреза (вертикальная мощность несколько десятков метров) [3]. Приоритетными для распространения токсичных подземных вод являются модели: пластово-поровая, приуроченная к покровным рыхлым образованиям; тектонически-трещинная, развитая по тектонически нарушенным водопроницаемым породам.

Теоретически изучены морфология и динамика формирования ореола загрязнения для пластово-поровой модели. Установлено, что миграция загрязнителя происходит в пределах линейно-вытянутой полосы, ориентированной в направлении стока подземных вод. Горизонтальная мощность ореола близка к линейным размерам источника загрязнения.

Очевидно, что для тектонически-трещинной модели миграция токсиканта приурочена к зоне нарушения сплошности среды и имеет ленточную форму.

При изучении техногенного загрязнения геологической среды необходимо получить следующую информацию об особенностях среды:

- изучить морфологию ореола подземных вод, обогащенных минерализованными промстоками, т.е. установить пространственное положение фланговых и фронтальной части ореола, установить смещение загрязнителя в основании разреза;
- обнаружить и локализовать очаги поступления промышленных стоков из накопителей отходов в геологическую среду.

Для решения перечисленных задач предложена комплексная геоэлектрическая методика, включающая: дифференциальное электропрофилирование; вертикальные кондуктивные электромагнитные зондирования; изучение электрического поля токов растекания.

Границы ореола загрязнения подземных вод устанавливаются электропрофилированием с дифференциальной установкой, позволяющем уверенно картировать контакты локальных неоднородностей с вмещающей средой. Фланговые части ореола загрязнения фиксируются по профилям, ориентированным вкрест простирания изучаемой структуры, а фронтальная часть по профилям, ориентированным по простиранию зоны загрязнения.

Для исследования распространения подземных вод, обогащенных токсикантами, в нижние участки разреза рекомендовано применять кондуктивные вертикальные электромагнитные зондирования.

Локализация очага поступления в среду минерализованных промстоков осуществляется по методике изучения поля токов растекания. С этой целью одно из питающих заземлений размещается в накопителе отходов. При этом заземление смещается в сторону от установленного ореола загрязнения. По профилям, ориентированным вкрест простирания ореола в измерительных пунктах находится положение большой оси эллипса поляризации электрического поля и определяется между профилем наблюдений и ориентировкой большой оси эллипса. Так как указанные оси (по теоретическим оценкам и экспериментальным данным) направлены на участок поступления промстоков в среду, то по распределению направлений больших осей по профилям уверенно локализуется очаг загрязнения подземных вод.

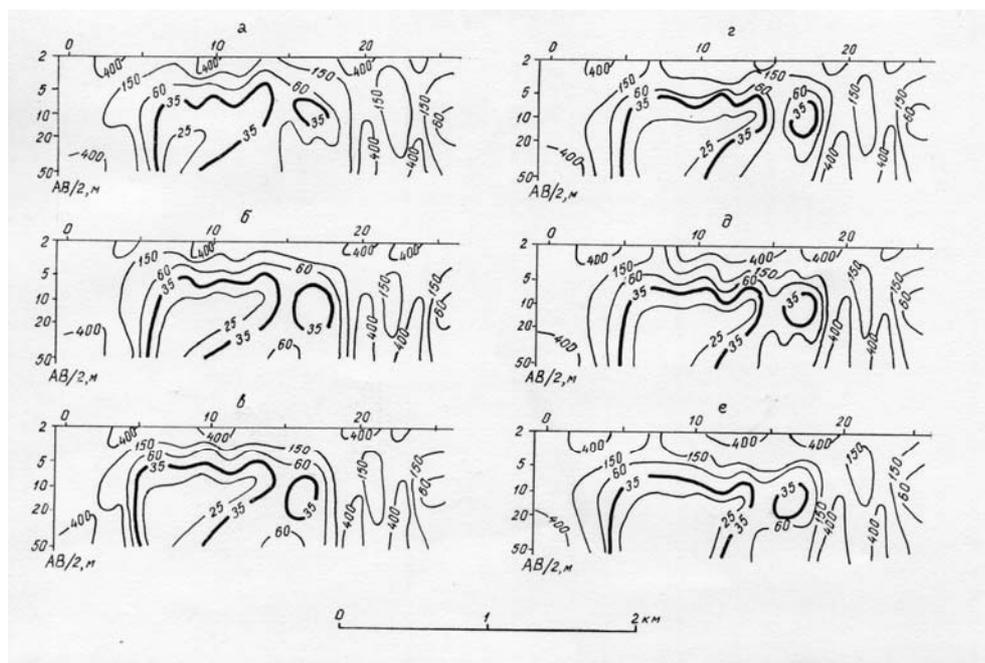


Рис.2. Разрезы кажущегося электросопротивления пород по профилю южнее оз. Карачай, составленные по результатам измерений в 1997 (а), 1998 (б), 1999(в), 2001 (г), 2003 (д) и 2005 (е) г.г. Цифры на изолиниях – значения электросопротивления (Ом·м).

Иногда возникают затруднения с определением природы выявленных аномалий пониженного электросопротивления пород, т.е. установлением их приуроченности либо к загрязнению рыхлых образований, либо к увеличению глиноности отложений. Указанное затруднение уверенно преодолевается организацией режимных наблюдений (геоэлектрического мониторинга). В этом случае целесообразно применять методику вертикальных зондирований. Если по геоэлектрическим разрезам в процессе мониторинга выявляется постоянство электрофизических характеристик среды с течением времени, то это указывает на геологическую природу области пониженного электросопротивления пород. А изменение горизонтальной и вертикальной мощности аномальной области по данным мониторинга свидетельствует о приуроченности аномалии к ореолу загрязнения подземных вод.

На рис.2 показаны разрезы кажущегося электросопротивления, составленные по результатам мониторинга за девятилетний цикл (1997 – 2005 г.г.). Из разрезов следует, что при полуразносах АВ/2 менее 15 м горизонтальная мощность аномальной области (по изолинии 35 Ом·м) остается неизменной с течением времени. При полуразносах, превосходящих 15-20 м фиксируется увеличение горизонтальной мощности аномальной области. За девять лет мониторинга мощность проводящей области в основании разреза увеличилась по изолинии 25 Ом·м в 5 раз, а по изолинии 35 Ом·м – в 2.7 раза. Было предположено, что на участке развита комбинированная модель – пластово-поровая и тектонически-трещинная. Минерализованные подземные воды, загрязняемые накопителем отходов, расположенным в пятистах метрах от участка мониторинга, мигрируют по покровным образованиям и смещаются за счет гравитационной дифференциации в основание разреза, где развиты тектонически нарушенные породы. Заверочная буровая скважина глубиной 78 м, пройденная вблизи пункта 8 профиля мониторинга, подсекла рыхлые отложения, коровые образования, а начиная с глубины 46 м прошла по зоне тектонически нарушенных пород. По электрическому каротажу установлены пониженные значения электросопротивления пород в интервале глубин 4.5-52 м. что подтверждает предположение о смещении загрязнения из покровных образований в основание разреза.

В целом можно заключить, что рассмотренная система геоэлектрического контроля техногенного загрязнения геологической среды является информативной и эффективной.

Литература:

1. Улитин Р.В., Назаров С.В., Федорова О.И. Физические и методические основы геоэлектрической экспертизы техногенного загрязнения природной среды // Теория и практика геоэлектрических исследований. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. с. 32-45.
2. Ляховский Ф.М., Хмелевской В.К., Ященко З.Г. Инженерная геофизика. М.: Недра, 1989. 252с.
3. Антипин В.Н., Веретенников А.С., Прейс В.Ф., Пуркин А.В. Гидрогеология СССР. Том XIV, Урал. М.: Недра, 1972. 648с.

МЕТОДОЛОГИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ДЕФЕКТОСКОПИИ ИНЖЕНЕРНЫХ ОБЪЕКТОВ

Улитин Р.В., Федорова О.И.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Инженерные объекты – это различные насыпные грунтовые сооружения: плотины, дамбы, насыпи крупных автомобильных, железных дорог и др. Насыпной грунт сооружений имеет сложный гранулометрический состав. Это пески, суглинки, глины, щебенистый материал и т.д. Часто по компонентному составу материал инженерного объекта достаточно неоднороден как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях. А это может привести к потере прочностных свойств сооружения при длительной его эксплуатации. Например, в теле плотины, ограждающей крупное водохранилище, возможно наличие локальных областей, в которых понижено содержание глинистой фракции (по сравнению с нормальными требованиями). Поскольку плотина находится под высоким гидравлическим напором, то на таких участках возникают условия для просачивания воды сквозь тело плотины. При миграции воды грунт в районе канала переувлажняется, разжижается и переходит в состояние текучести. Воздействие массы лежащего выше насыпного материала приводит к выдавливанию переувлажненного грунта в стороны от канала просачивания воды. В результате в области миграции воды резко снижаются прочностные свойства насыпного материала, что может привести к разрушению такого участка плотины, прорыва воды из водохранилища с катастрофическими последствиями.

В настоящее время отсутствуют эффективные технологические исследования состояния инженерных объектов (плотин, дамб, дорожных насыпей). Единственный применяемый способ – бурение скважин. Но такой способ, во-первых, требует значительных финансовых затрат; во-вторых, скважины располагаются по гребню (полотну) плотины на одинаковом расстоянии (например 200 м) друг от друга; в-третьих, места заложения скважин выбираются случайно, а полученная с их помощью геологическая информация является точечной и не позволяет составить представление о состоянии плотины в целом.

Представляется, что наибольшие перспективы для изучения рассматриваемых инженерных объектов имеют геофизические методики, дающие возможность не только составить представление о его пространственном физико-геологическом строении, но и выявить в его объеме потенциально опасные области. При этом следует учитывать, что наиболее существенный фактор, который может привести к развитию аварийных ситуаций – это переувлажнение насыпного материала в объеме изучаемого сооружения.

Очевидно, что отсутствуют физико-геологические предпосылки для использования гравиметрических и магнитометрических методик для обследования рассматриваемых объектов, так как трудно ожидать значимого отличия сравнительно маломощных участков переувлажнения насыпного материала по плотностным и магнитным свойствам от окружающей среды.

Лабораторными экспериментами на моделях рыхлых образований установлено, что скорости продольных волн песков, каолиновой пасты слабо меняются при увлажнении моделей в интервале объемной влажности от 2 до 40%% [1]. Поэтому не представляется возможным рекомендовать сейсмические технологии для контроля состояния инженерных объектов.

Для оценки перспектив применения геоэлектрики для контроля состояния грунтовых инженерных объектов необходимо рассмотреть электрические свойства слагающих их грунтов. Из общих представлений о строении насыпного материала следует, что он состоит из обломков щебня и песчано-глинистого заполнителя. Щебенистые обломки, сложенные породообразующими минералами, обладают чрезвычайно высоким удельным электросопротивлением. Поэтому электрический ток через насыпной грунт проходит благодаря наличию в нем песчано-глинистого заполнителя, электропроводность которого зависит от его увлажнения. Для рассматриваемой модели известны следующие соотношения между электросопротивлением среды (ρ_c) и объемной влажностью заполнителя [2]:

$$\rho_c = \rho_v [(1 - (W - 1)^{2/3})],$$

где ρ_v – электрическое сопротивление поровой воды; W – относительный объем увлажненного заполнителя пор.

Из приведенного выражения следует, что при постоянном значении электросопротивления порового флюида электросопротивление среды уменьшается с увеличением ее увлажнения. Расчеты по приведенному выражению показывают, что при $W_1=0.1$ $\rho_c=14.71\rho_v$; при $W_2=0.2$ $\rho_c=7.25\rho_v$; при $W_3=0.3$ $\rho_c=4.73\rho_v$. Следовательно геоэлектрические методики перспективны для изучения состояния инженерных объектов.

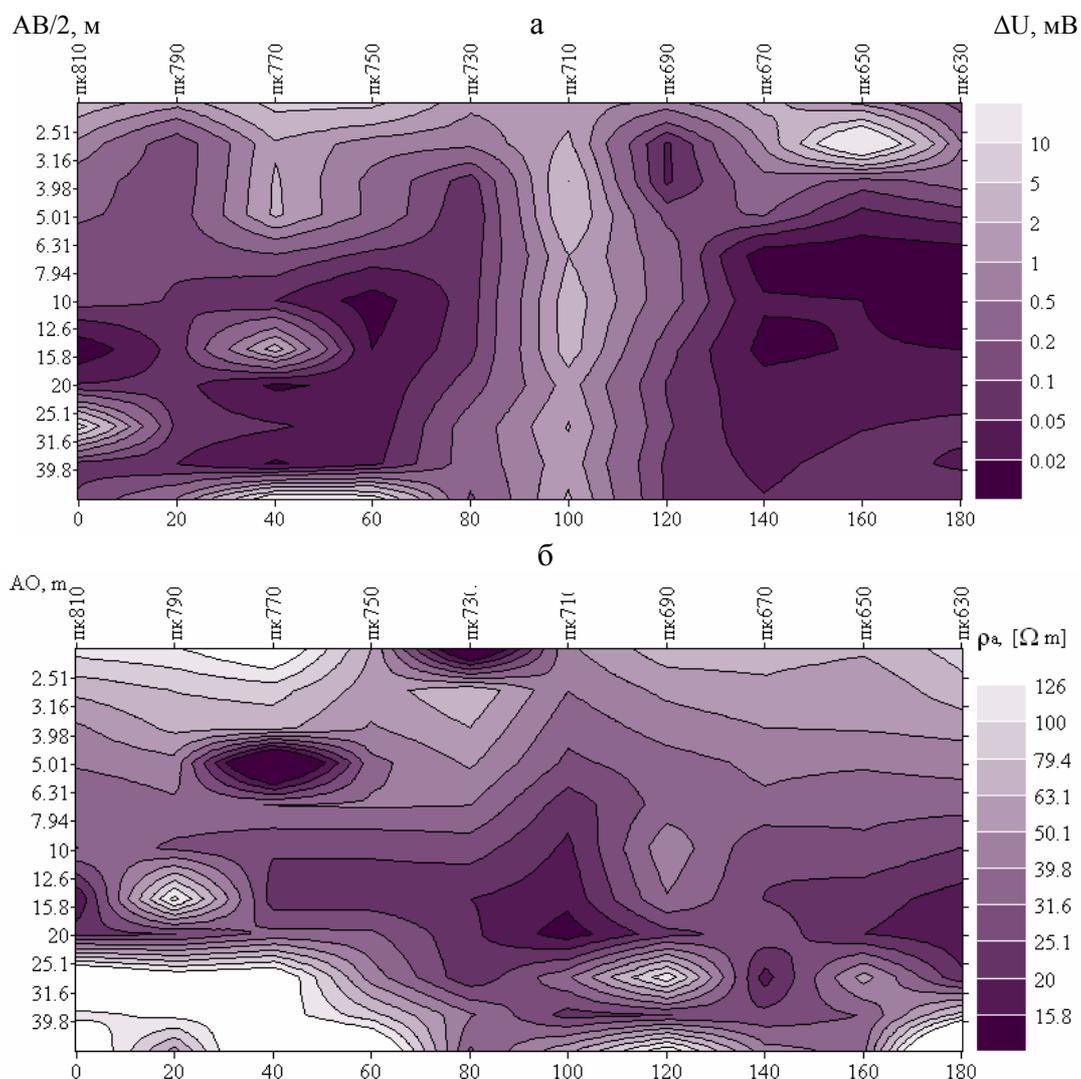


Рис.1 Разрез изменения падения напряжения при дифференциальном зондировании (а) и разрез кажущегося электросопротивления (б) по гребню плотины.

Экспериментальные геоэлектрические исследования выполняли, в основном, на гидротехнических сооружениях. Опробовали различные способы электропрофилеирования (для оценки горизонтальной мощности области повышенной электропроводности) и вертикальных электромагнитных зондирований (для определения пространственного положения аномальной области). Но ни способы электропрофилеирования (дипольного, комбинированного), ни зондирования не дают возможности выделить контакты локальной неоднородности в насыпном материале. Поэтому были разработаны новые геоэлектрические методики: электропрофилеирования с дифференциальной установкой и дифференциального электромагнитного зондирования. В дифференциальной установке первое питающее заземление размещается в пункте измерений, а второе относится в практическую бесконечность. Приемные заземления отстоят от первого питающего заземления на

одинаковом расстоянии, а при зондировании размещаются на нескольких (также одинаковых) расстояниях от питающего заземления. Теоретическими исследованиями показано, что на графиках (при профилировании) и на разрезах (при зондировании) фиксируемого падения напряжения четко выделяются экстремальные области по обе стороны от локальной неоднородности. По положению указанных экстремумов определяется положение контактов неоднородности с вмещающим насыпным материалом.

На рис.1 приведены разрезы падения напряжения при дифференциальном (рис.1.а) и кажущегося электросопротивления при вертикальном (рис.1.б) зондированиях, составленные при исследованиях по гребню грунтовой плотины. На разрезе Дифференциального зондирования выделяются три аномальных участка: в районе пикетов 770, 710 и 670-650 причем центральная аномалия прослеживается от поверхности гребня в основание разреза. На разрезе кажущегося электросопротивления в интервале пикетов 750-770 и 690-650 выделяются близповерхностные области высокого электросопротивления, насыпного материала, а в районе пикета 710 прослежена зона пониженного электросопротивления, фиксируемая практически по всему разрезу. При совместном анализе результатов обеих методик сделано заключение о связи центральной аномалии с просачиванием воды сквозь тело плотины, а близповерхностных аномалий – с песчано-щебенистой отсыпкой дороги по гребню плотины.

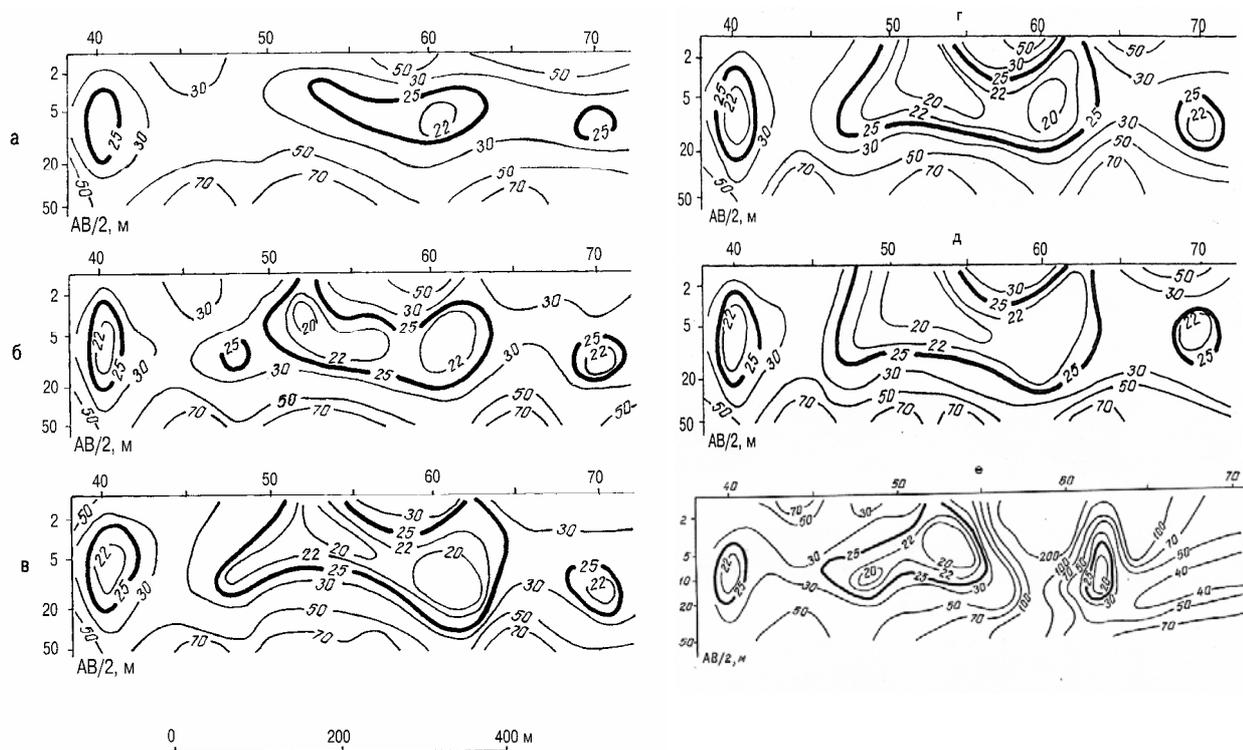


Рис.2 Разрезы кажущегося электросопротивления пород по профилю у подножья плотины, составленные по результатам измерений в 1995(а), 1997(б), 1999(в), 2000(г), 2001 (д) и 2003 (е) годах.

Для более достоверной оценки приуроченности аномальной области к просачиванию воды сквозь тело плотины целесообразно выполнять на аномальных участках геоэлектрический мониторинг. Если локальная неоднородность сложена грунтом с повышенным содержанием глинистой фракции, то в процессе мониторинга электрофизические характеристики аномальной области останутся практически неизменными. А для аномальной области, приуроченной к каналу просачивания воды,

следует ожидать изменения размеров области повышенной электропроводности в теле плотины.

В районе грунтового гидротехнического сооружения геоэлектрический мониторинг осуществлялся в течение девяти лет (1995-2003 г.г.) Профиль режимных наблюдений размещался по дороге вдоль подножья плотины. В 2003 году часть дороги была отсыпана крупнообломочным материалом мощностью 2-2.5 м, что нарушило условия, требуемые для организации мониторинга. И в дальнейшем он не проводился.

По разрезам кажущегося электросопротивления насыпного материала фиксируется область пониженного электросопротивления грунта в интервале пикетов 50-55 (по изолинии 25 Ом), размеры которой увеличиваются вдоль профиля. Также отличается продвижение области от земной поверхности (рис.2). Отсюда следует, что выявленный участок пониженного электросопротивления грунта приурочен к просачиванию здесь воды из водохранилища, сопровождаемого переувлажнением грунта. Зона пониженного электросопротивления (по изолинии 25 Ом) в районе пикета 62 (см. рис.2), по-видимому, приурочена к подъему воды из водохранилища к земной поверхности под воздействием гидравлического напора, так как здесь в основании разреза развиты тектонически раздробленные породы.

На рассматриваемой плотине выявлено еще несколько областей, связанных с просачиванием воды сквозь тело плотины. Все аномальные участки заверены бурением, подтвердившим геоэлектрические данные. Для снижения риска природно-техногенной катастрофы Минатом России организовал на плотине строительство бетонной стены шириной около одного метра и распространяющейся в теле плотины от поверхности гребня на глубину 10 м.

Литература:

1. Горяинов Н.Н., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы инженерной геологии. М.: Недра, 1979. 143 с.
2. Кобранова В.Н. Петрофизика. 2-е изд., перераб. и доп. М: Недра, 1986. 392 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ

Уткин В.И.

Институт геофизики Уральского отделения РАН, Екатеринбург.

Основным источником энергии, поступающей на Землю, несомненно, является Солнце. Поэтому очевидно, что вариации энергетического излучения Солнца должны влиять практически на все процессы, происходящие на планете. Однако солнечно-земные связи, которые кажутся очевидными на первый взгляд, фактически являются многопараметровыми и взаимозависимыми, которые очень часто не подчиняются простому корреляционному анализу. В докладе на примере исследования проблемы прогноза тектонических землетрясений показана сложность этих связей и возможность их использования при изучении процессов подготовки и возникновения сейсмических событий.

Проблема прогноза тектонических землетрясений в общем виде включает большой комплекс задач – это исследования внутреннего строения Земли, физики очага землетрясения, общих проблем сейсмичности, сейсморайонирования, физических условий процесса подготовки и возникновения землетрясения. Наиболее полно общая проблема прогноза землетрясений была рассмотрена в прошлом веке академиком Г.А. Гамбурцевым, который рассматривал землетрясения как одно из проявлений тектонической жизни земной коры, возникновения ее блочной структуры и ослабленных зон между отдельными блоками, которые представляет собой систему глубинных разрывов, частично залеченных. Они подвергаются последующим разрушениям легче, чем блоки, и в них, как правило, располагаются очаги землетрясений. При медленных смещениях блоков относительно друг - друга происходит медленное и неравномерное для разных участков шва накопление сдвиговых напряжений, ограничиваемое течением вещества в силу его пластичности, а затем быстрое разрешение напряжений в том месте шва, где напряжения превзошли предел прочности. Энергия землетрясения в основном определяется не напряжением, а размерами очага: крупные землетрясения имеют очаги большого объема, а слабые - малого. С небольшими изменениями эти основные теоретические положения, высказанные Г.А. Гамбурцевым, существуют до сегодняшнего времени.

В соответствии с предложенной парадигмой были проведены многочисленные исследования, направленные на изучение процессов разрушения горных пород и возникающих при этом физических явлений, сопутствующих этому разрушению: сейсмоакустическая эмиссия, электромагнитное излучение, изменение сплошности, пористости, проницаемости горных пород и т.д. Одновременно были детально изучены практически все сейсмоактивные зоны на планете и проведено детальное сейсморайонирование, или другими словами, оценка вероятности возникновения сильных землетрясений в каждом отдельно взятом регионе. К настоящему времени ясно, что весь земной шар «опутан» сейсмическими поясами, которые по современным понятиям связаны с двумя процессами эволюции земной коры: спредингом (разрушением литосферной плиты под действием внутренней конвекции и образованием блоков молодой коры,двигающихся в противоположных направлениях, процессы спрединга локализуются, главным образом, в пределах срединно-океанических хребтов и формируют океаническую кору) и субдукцией (поглощением литосферных плит при их встречном движении с надвигом одной плиты на другую, при этом одна из плит погружается в мантию). Самые разрушительные землетрясения, как правило, связаны с зонами субдукции, протяженность которых составляет около 60000 километров.

Проведенные сейсмологические исследования позволили сделать заключение, что в ближайшие 100-200 лет можно ожидать разрушительных землетрясений только в уже известных сейсмогенных регионах. Тем самым на ближайшее время практически решена проблема долговременного прогноза тектонических землетрясений. Остается проблема среднесрочного (месяцы) и краткосрочного (дни, часы) прогнозов.

Геофизиками мира изучалось множество предвестников тектонических землетрясений. Это и форшоковые явления (землетрясения малых энергий, предшествующие

главному удару), уровень деформации земной коры, изменение скоростей сейсмических волн на разных глубинах; аномальные изменения электрических, гравитационных и магнитных полей, наблюдаемых на поверхности Земли; изменение уровня подземных вод и их состава, аномальное выделение газов (радона, Водорода и других) в поверхностных слоях и т.п. Таких предвестников более тысячи и непонятно, какой будет основным для данного события, поскольку до сих пор не существует общей теории подготовки сейсмического события и, соответственно, считается, что природа каждого землетрясения сугубо индивидуальна. В настоящее время известен только один случай успешного прогноза землетрясения - это Хайченское землетрясение 1975 года в Китае. Там примерно по десяти признакам ученые увидели, что ожидается землетрясение. Однако решающим фактором для принятия решения оказался биологический предвестник - в феврале змеи выползли из нор. Из эпицентральной зоны было эвакуировано большое количество людей. Ущерб был значительный, но людских потерь почти не было. Но это скорее удача. Через год в соседней провинции Тянь-Шань произошло примерно такое же землетрясение 7,5 балла. Оно не было предсказано, и погибло минимум 255 тыс. человек.

В последнее время в связи с развитием космических и дистанционных методов исследований для решения ответственной и сверхсложной задачи достоверного прогноза привлекаются методы изучения особенностей околоземного и межпланетного пространства, магнитосферы, радиационных поясов Земли и земной ионосферы. При этом одновременно изучается влияние таких космофизических факторов как движение Земли в околосолнечном пространстве, вспышечная активность Солнца и связанные с этим магнитные бури, изменение скорости вращения Земли, колебания оси вращения Земли и т.п. Активно изучается влияние на сейсмичность Земли особенностей атмосферной циркуляции. Результаты этих исследований оказались достаточно противоречивы, хотя во многих случаях наблюдались аномальные явления, предшествующие тектоническим землетрясениям. Это дало повод утверждать, что космофизические факторы являются основными при процессах подготовки и возникновения тектонических землетрясений. Другими словами неоднократно утверждалось, что космофизические факторы являются главными факторами, действующими на процесс подготовки тектонического землетрясения, на процесс накопления упругой энергии, которая при разрядке приводит к землетрясению. При этом были разработаны два различных подхода, объясняющих аномальные космофизические эффекты.

С одной стороны это теория, объясняющая возникновение сильного электромагнитного возмущения, связанного с интенсификацией процессов разрушения и образования новых трещин в очаге готовящегося землетрясения. Основная идея теории состоит в том, что акустические волны, излучаемые ансамблем растущих трещин, приводят к генерации токов в проводящих слоях земли, которые возмущают геомагнитное поле таким образом, что эффективные магнитные моменты всех трещин направлены противоположно вектору индукции магнитного поля Земли. При этом возникает своеобразный эффект когерентного усиления электромагнитного поля, генерируемого системой трещин (В.Сурков 2001-2003). Все эти эффекты и вызывают в ионосфере и радиационных поясах аномальные изменения, фиксируемые на космических аппаратах. С другой стороны, существует другое мнение, что главной действующей фигурой в этом сложном процессе является Солнце и его корпускулярное излучение, которое приводит в действие всю сложную систему ионосфера-атмосфера-литосфера, что вызывает накопление упругой энергии с последующим ее сбросом в виде тектонического землетрясения [Л.Дода, 2002].

Несмотря на кажущуюся обоснованность обеих предпосылок имеются факты, не вписывающиеся ни в одну из изложенных теоретических концепций. Во-первых, все процессы в литосфере происходят исключительно медленно, и накопление упругой энергии в масштабах 10^{18} - 10^{20} джоулей практически не может произойти за время порядка 15-30 часов (типичное время космофизического предвестника). Во-вторых, исходя из геологических представлений, при подготовке землетрясения не возникает крупных разрывов и трещин, а происходит перестройка трещиновато-пористой среды в масштабах отдельных блоков или системы блоков. Следовательно, в принципе при подготовке

землетрясения не может происходить генерация мощных импульсов электромагнитного излучения. В-третьих, как с указанных позиций рассматривать землетрясения, эпицентр которых расположен под дном океана, и 3-4-х километровая толща соленой воды является непреодолимым барьером для всех электромагнитных волн. Тем не менее, перед самым мощным землетрясением этого века в Индонезии 26 декабря 2004 был выделен аномальный сигнал в ионосфере по данным космического зондирования перед событием 26 декабря 2004 года (уменьшение максимума электронной концентрации N_{max} в F2-слое ионосферы). Даже этот краткий перечень противоречий убеждает в том, что процессы проходящие в такой неоднородной среде как литосфера (вместе с гидросферой)-атмосфера-ионосфера значительно сложнее многих предлагаемых моделей подготовки и возникновения тектонических землетрясений.

На первый поставленный вопрос - имеет ли какое-либо отношение к накоплению упругой энергии и землетрясению то, что происходит в околоземном космическом пространстве или это сугубо внутреннее дело Земли. Как это не покажется странным, ответ двоякий — и да и нет.

Как уже было отмечено, энергия, выделяющаяся в период землетрясения, особенно крупного, с магнитудой 8-9, чрезвычайно велика, порядка 10^{18} – 10^{20} джоулей. Такой величины энергия, в принципе, может переноситься в околоземном космическом пространстве потоком солнечного вещества, выброшенного во время мощной солнечной вспышки (так называемые корональные выбросы). Однако, известные механизмы передачи энергии, будь то гравитационное или электромагнитное взаимодействия, не могут обеспечить быструю трансформацию этой энергии в энергию механического напряжения земных пород. Следовательно, накопление столь большой энергии должно происходить длительное время и сугубо по земным причинам. Поэтому быть или не быть землетрясению, подготовка условий (накопление упругой энергии) в очаге землетрясения – зависит только от земных условий.

Высказывалось предположение [В.Кужевский, 2005], что внешние, космофизические причины выполняют триггерную роль (роль спускового механизма) в процессе разрядки упругих напряжений. Но многочисленные попытки скоррелировать моменты возникновения землетрясений с различными космофизическими явлениями дали неоднозначный ответ. Например, хорошо известно, что в результате гравитационного взаимодействия Земли с Луной и Солнцем в земной коре появляется приливная волна, которая создает периодические деформации поверхности Земли с наибольшей амплитудой в моменты новолуний и полнолуний. Тем не менее, несмотря на то, что это глобальная закономерность, надежной корреляции между моментом лунных фаз и моментами землетрясений не наблюдается. Однако при этих исследованиях неожиданно обнаружилось, что имеется достаточно высокая корреляция между моментами землетрясений и пересечением Землю так называемых секторных границ межпланетного магнитного поля, которое формируется активными процессами на Солнце (солнечным ветром и коронарными вспышками) и его вращением. Землетрясения высокого энергетического класса (большой магнитуды), для которых характерны катастрофические последствиями, как правило, происходят либо буквально в дни, когда Земля пересекает секторную границу межпланетного магнитного поля, либо отделены от этого момента на несколько дней. Следовательно, триггерный эффект наблюдается только тогда, когда имеется возмущающее воздействие, скорость изменения которого существенно больше скорости изменения приливной деформации земной поверхности.

Исследования последних лет показали, что существует достаточно мощное взаимодействие между верхними слоями атмосферы и ионосферой. Причем временные изменения этих возмущений достаточно быстрые. Напрашивается вывод, что процессы на Солнце, в ионосфере и атмосфере – это процессы, объединенные между собой сложной причинно-следственной связью. Главным энергетическим фактором в этой цепочке несомненно являются атмосферные процессы, энергетика которых достаточна для триггирования землетрясений.

В настоящее время многие сейсмологи согласны с тем, что резкие изменения атмосферного давления, изменения скорости вращения Земли, атмосферные фронты, лунные

приливы могут инициировать воздействие на возникновение землетрясений [А. Николаев, Г. Соболев]. Работами А. Д. Сытинского было установлено, что через 2-3 дня после усиления солнечной активности (увеличение концентрации плазмы солнечного ветра) на Земле происходят крупномасштабные возмущения барических полей атмосферы, что приводит к вариациям изменения скорости вращения Земли. Требование сохранения момента импульса вращения Земли приводит к кратковременному дополнительному усилению тектонических напряжений на разломах. В этот период при определенных атмосферных преобразованиях (для каждого сейсмически опасного региона они индивидуальны) возникают землетрясения. То есть, барическое поле атмосферы является инициатором потенциально возможных сильных землетрясений в известных сейсмоопасных районах [А. Сытинский, В. Боков].

Выявленные закономерности позволили предложить метод прогнозирования сильных землетрясений, названный сейсмо-синоптическим [В. Боков]. Использование термина синоптический обусловлено тем, что изменчивость атмосферной циркуляции в синоптическом диапазоне частот (2-4 суток) является основным инициатором и, соответственно, своеобразным предвестником предполагаемого землетрясения. Кроме этого, в оценке пространственно-временной изменчивости атмосферного давления, температуры воздуха при составлении прогнозов землетрясений используются подходы, апробированные в синоптике, и используется каталог благоприятных синоптических ситуаций для сейсмоопасных регионов. Все это позволяет составлять краткосрочные прогнозы сейсмической опасности с заблаговременностью в 2 суток [В. Боков].

Предложенная концепция сейсмо-синоптического метода, основанного на физических законах и связях в системе «солнце - атмосфера - сейсмичность - атмосфера», с высокой степенью вероятности достоверна при инициализации поверхностных (на глубинах до 25-30 км) землетрясений с магнитудой более $M > 5$ баллов по шкале Рихтера. С наивысшей вероятностью (до 90%) данная концепция будет реализована при наличии в сейсмоопасных регионах «подготовленных» блоков земной коры, то есть блоков, в которых накоплена достаточно высокая упругая энергия, для сброса которой (землетрясение) достаточно воздействие изменчивости атмосферного давления. Из сказанного ясно, что достижение высокой оправдываемости краткосрочных прогнозов возможно только при совместном участии специалистов различных направлений в геофизике - метеорологов и сейсмологов, при наличии оперативных (в режиме реального времени) данных о сейсмических событиях в сейсмоопасных регионах и параметров, характеризующих изменения напряженно-деформированного состояния среды в сейсмоопасных регионах: наблюдения за форшоковой активизацией (появление серии событий малых энергий после «сейсмического затишья»), изменением вариаций выделения радона в пределах сейсмоопасных блоков, изменением перетока подземных вод и др.

Какие выводы следуют из предложенного выше рассмотрения процессов. Во-первых, между космофизическими явлениями и процессами, протекающими в литосфере и мантии, должна существовать слабая связь, влияющая на скорость прохождения этих процессов. Во-вторых, землетрясение это явление, которое определяется внутривоздушными процессами; подготовка к нему, накопление упругой энергии, возникновение в земной коре высоких механических напряжений определяется силами внутри Земли. В-третьих, роль малого толчка, который выводит подготовленную к землетрясению структуру из состояния неустойчивого равновесия, могут выполнять атмосферные явления, жестко связанные с процессами в ионосфере, но играющие определяющую роль в результате своей мощной энергетики. В свою очередь все явления атмосферно-ионосферных процессов определяются процессами, происходящим на Солнце и межпланетном пространстве.

МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАМАГНИЧЕННОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Федорова Н.В.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При моделировании строения земной коры широкое применение получил метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений или метод Цирульского [1]. Идея использовать при решении обратных задач теории потенциала такие классы источников, для которых легко построить эквивалентные источники, была высказана А.В. Цирульским в 1974 году [2]. Затем им совместно с Ф.И. Никоновой разработаны основы метода интерпретации аномалий для класса ограниченных объектов и совместно с Н.В. Федоровой для класса границ раздела горизонтально слоистых сред. Метод основан на фундаментальных результатах теории эквивалентных решений обратных задач потенциала.

В двухмерном варианте метода аномальное магнитное поле аппроксимируют полем набора намагниченных двумерных пластин, а затем производится построение геометрических контуров эквивалентных источников при различных значениях намагниченности. Использование таких сингулярных модельных источников позволяет достаточно устойчиво разделять поля от разных объектов и определять их интегральные характеристики, такие как аномальная масса или магнитный момент, центр тяжести и направление падения. Принимая во внимание принципиальную неоднозначность обратных задач гравиметрии и магнитометрии, интерпретатор для каждого модельного источника может быстро рассчитать геометрические контуры ограниченных объектов или контактные поверхности слоистой среды для различных значений плотности или намагниченности. Это позволяет оперативно конструировать и анализировать альтернативные варианты разреза, эквивалентные по создаваемому внешнему полю, что особенно важно при интерпретации геофизических полей по протяженным профилям в условиях недостатка априорной геологической и петрофизической информации.

Метод применяется при региональных геофизических исследованиях, в том числе по международным проектам «Европроба», «Гранит», «Эрстед» [3,4]. Для профиля Уралсейс-95 по магнитным и гравитационным и аномалиям выполнено моделирование глубинного строения земной коры. Приведены результаты моделирования распределения намагниченности в земной коре вдоль профиля Гранит. Метод применялся для интерпретации данных региональной аэромагнитной съемки Урала. По единой методике математического моделирования была построена сеть геомагнитных разрезов для Уральского региона [5]. В процессе выполнения работ модернизировались существующие компьютерные технологии и их новые возможности использовались на практике.

В трехмерном варианте метода аномальное магнитное поле аппроксимируют полем набора намагниченных отрезков [6]. Автором разработан эффективный способ аппроксимации трехмерных магнитных аномалий полями сингулярных источников. С помощью этого метода проведена интерпретация региональных магнитных аномалий Западного Урала. Дальнейшее моделирование геометрии источников этих аномалий проведено для сферической формы Земли [7]. Результаты моделирования использованы при изучении природы намагниченности источника Манчажской аномалии магнитовариационным методом. В результате исследования сделан вывод, что вклад остаточной составляющей в интегральную намагниченность источника мал, и магнитная аномалия создается массивом пород, имеющим преимущественно индуцированную намагниченность.

Для построения моделей земной коры важно исследовать вопрос, в каких пределах изменяется намагниченность (как по величине, так и по направлению) в глубинных слоях литосферы. Оценки средней намагниченности крупных блоков можно получить в результате интерпретации измерений геомагнитного поля в космосе. На основе изучения материалов спутниковых и аэромагнитных съемок предложена модель распределения намагниченности в

литосфере Северной Евразии и проведена интерпретация остаточных спутниковых аномалий [8]. Моделирование выполнено для сферической формы Земли. Результаты моделирования позволили оценить среднюю намагниченность кристаллической коры древних платформ ~ 2 А/м.

Литература:

1. Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.
2. Цирульский А.В. О решении прямой и обратной задачи гравиразведки. // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1974. №7. С.84-90.
3. Цирульский А.В., Федорова Н.В., Шапиро В.А., Чурсин А.В. Шапиро В.А., Моделирование магнитных и гравитационных аномалий в районе профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Гл. ред. А.Ф. Морозов. Тверь.: Герс, 2001 С. 238-241.
4. Федорова Н.В. Модели намагниченности земной коры по геотраверсу Гранит // Уральский геофизический вестник. Екатеринбург: НИСО УрО РАН, 2001. №2. С.88-93.
5. Чурсин А.В., Федорова Н.В., Гаврилова Н.А. Построение магнитных моделей по геотраверсам // Геологической службе России 300 лет. Санкт-Петербург: Welcome, 2000. С. 60-61.
6. Цирульский А.В., Майер В.И., Никонова Ф.И., Пруткин И.Л., Федорова Н.В. Об интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Тихоокеанская геология. АН СССР. 1984. № 1. С. 94-98.
7. Федорова Н.В. Моделирование динамики магнитного поля при исследовании природы Манчжской аномалии векового хода // Физика Земли. 2005 а. № 5. С.18-25.
8. Федорова Н.В. Исследование длинноволновых магнитных аномалий над Северной Евразией // ДАН, 1996 а. Т. 347. № 5. С. 681-684.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ ДЖАЛИНДА-УЛУ

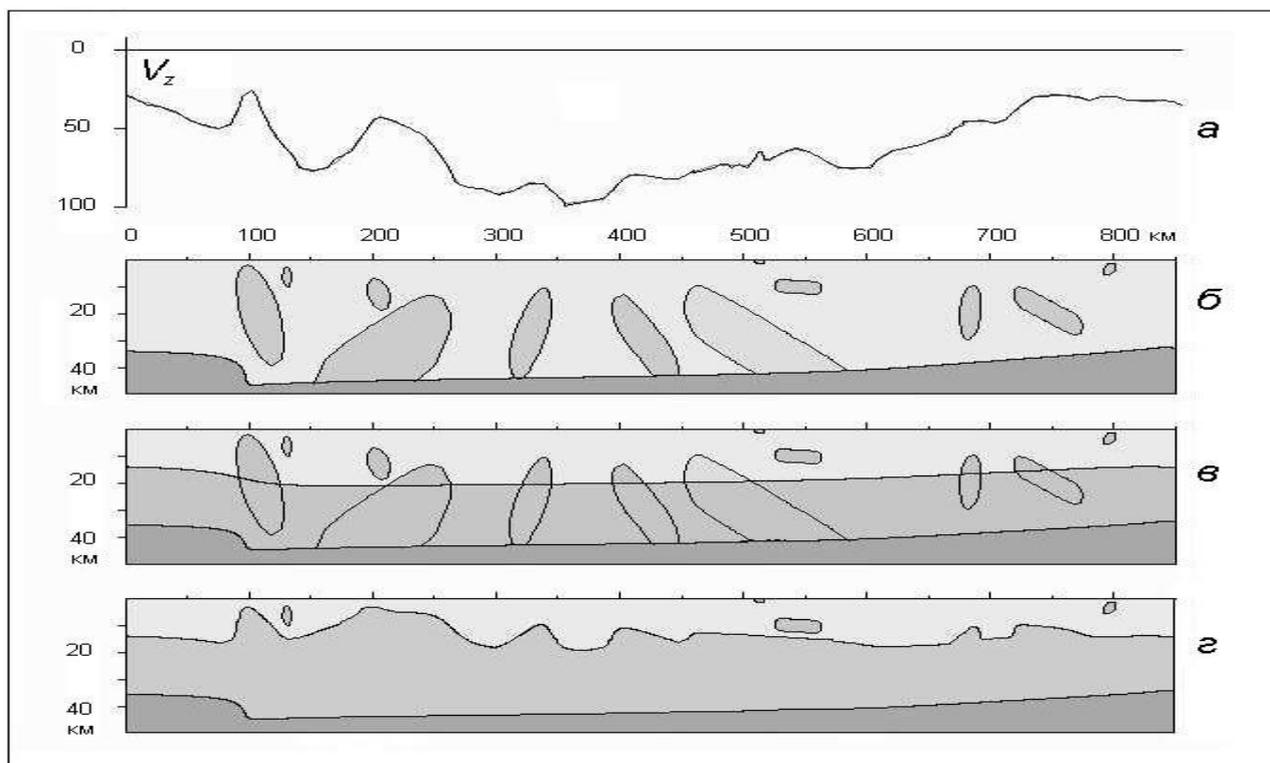
Федорова Н. В.

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

С целью изучения глубинного строения земной коры Восточной Сибири выполнена интерпретация гравитационного поля по профилю Джалинда-Улу. Профиль протяженностью 900 км начинается от бассейна р. Амур и пересекает Алданское нагорье в северо-северо-восточном направлении. По геологическим данным в пределах Алданского щита обнажается архейский фундамент платформы, в котором развиты гранитоиды архейского, протерозойского, а в южной части - мезозойского возрастов. В северной части профиля фундамент Восточно-Сибирской платформы перекрыт фанерозойским чехлом, мощность которого достигает 1 км.

Главной особенностью гравитационного поля является крупная отрицательная аномалия, интенсивность которой в центральной части достигает ~ 100 мгал, а на краях профиля ~ 30 мгал. На фоне этой региональной отрицательной аномалии наблюдаются положительные аномалии протяженностью которых ~ 50-200 км.

При моделировании разрезов по гравитационным материалам был использован метод автоматизированного подбора гравитационных и магнитных аномалий с последующим построением эквивалентных семейств ограниченных областей и границ раздела, разработанный в Институте геофизики УрО РАН (Цирульский, Никонова, Федорова, 1980), в дальнейшем получивший название - метод Цирульского [1]. Метод основан на фундаментальных результатах теории эквивалентных решений обратных задач логарифмического потенциала. Метод позволяет оперативно моделировать и анализировать альтернативные варианты разреза, эквивалентные по создаваемому внешнему полю, что особенно важно при интерпретации протяженных профилей в условиях недостатка априорной геолого-геофизической информации.



Проведена интерпретация гравитационного поля с использованием класса сингулярных источников – двумерных пластин. В верхней части рисунка приведены графики наблюдаемого и подобранного полей. Значения разностей в точках подбора не превосходит 3 мгал. При построении моделей распределения плотностей по разрезу в земной коре для источника региональной отрицательной аномалии рассмотрены варианты: б) – прогиба границы Мохо; в и г) – нижней границы гранитного слоя и границы Мохо. Для остальных источников, создающих положительные гравитационные аномалии, вычислены границы: б и в) – эквивалентных блоков для набора скачков плотностей: 0,05; 0,1; 0,2 г/см³ (все эти тяжелые блоки расположены в пределах кристаллической коры; г) – эквивалентная граница «базальтового» слоя для значения скачка плотности 0,2 г/см³.

Литература:

1. Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.

МАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПАВДИНСКОМУ ПРОФИЛЮ

Федорова Н.В.¹, Чурсин А.В.²

1 – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 – ФГУП "Уральская геофизическая экспедиция", Екатеринбург

Аномальное магнитное поле T_a над Уральскими структурами имеет сложный характер, поскольку кристаллические намагниченные породы выходят непосредственно на поверхность Земли или расположены в самых верхних горизонтах. При изучении глубинного строения Урала большой интерес представляют магнитные аномалии размерами 50-300 км, вызванные непосредственно региональными источниками. По данным региональной аэромагнитной съемки проведено выделение длинноволновой составляющей аномального магнитного поля. Картина распределения региональных аномалий достаточно сложная, однако выделяется характерная особенность - отрицательная аномалия над структурами складчатого Урала. На Среднем и Южном Урале экстремум отрицательной аномалии расположен вблизи Главного Уральского глубинного разлома. Интенсивность этой аномалий на профилях достигает от -100 до -500 нТл, а протяженность 150-300 км. На Северном Урале аэромагнитная съемка выполнена по Павдинскому профилю протяженностью более 700 км, который проходит вдоль северной широты $59^\circ, 25'$.

Исследование аномального магнитного поля по данным разновысотной аэромагнитной съемки, выполненной по протяженным профилям специальной региональной съемки Урала, позволили выработать методические приемы построения геомагнитных разрезов. При моделировании использовали два метода автоматизированного подбора магнитных аномалий: А.В.Цирульского [1] и И.Н.Корчагина [2].

Метод Цирульского основан на фундаментальных результатах теории эквивалентных решений обратных задач потенциала. В двухмерном варианте метода аномальное магнитное поле аппроксимируют полем набора намагниченных пластин, а затем производится построение геометрических контуров эквивалентных источников при различных значениях намагниченности. В процессе выполнения работ модернизировались существующие компьютерные технологии и их новые возможности использовались на практике.

Результаты моделирования продемонстрируем на материалах Павдинского профиля (рис.1). Аппроксимация значений аномального поля для высоты наблюдений 150 м выполнена с погрешностью 2-5%, поэтому графики исходных и модельных значений полей практически совпадают. В уральских структурах источники большей части магнитных аномалий располагаются преимущественно в верхней десятикилометровой части разреза и связаны с породами основного и ультраосновного состава. Выходы этих пород на дневную поверхность позволяют идентифицировать ряд источников с зонами разломов или интрузиями, а по результатам моделирования оценить их форму и расположение на глубине. Отметим, что в районе Главного Уральского глубинного разлома источник, соответствующий Павдинскому ультрабазитовому массиву Платиноносного пояса, имеет восточное падение, а источник, полученный в районе Серовского разлома (Серовско-Маукский пояс серпентинитов), имеет западное падение. В районе пикетов 200-300 подобраны два протяженных источника в нижних частях коры, во всех приведенных вариантах для них построены области с намагниченностью $I=2$ А/м. На рисунке показаны результаты моделирования эквивалентных источников региональных аномалий. На графике аномального поля можно выделить две протяженных отрицательных аномалии в районе пикетов 100-300 и 420-550. При аппроксимации для этих аномалий получены обратно намагниченные пластины, расположенные на глубинах более 40 км. Для этих сингулярных источников построены эквивалентные границы раздела слоев земной коры, намагниченность которых совпадает с современным геомагнитным полем.

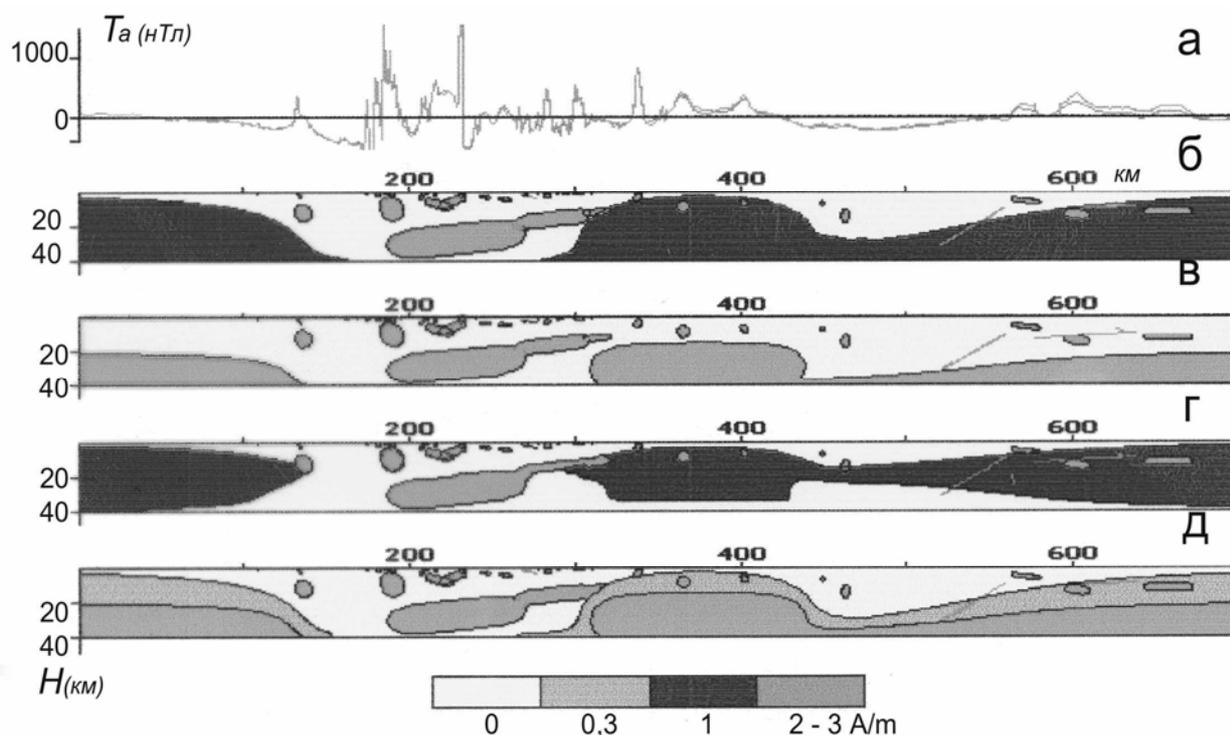


Рис.1. Альтернативные модели намагниченности земной коры по Павдинскому профилю, построенные в результате интерпретации методом Цирульского: *а* – графики T_a наблюдаемого и подобранного полей; *б, в, г, д* – модели распределения намагниченности в земной коре, соответствующие вариантам 1,2, 3, 4.

Рассмотрены следующие варианты:

1. Кристаллическая кора имеет среднюю намагниченность $I=1$ А/м и асимптота границы раздела слоев $h=0$. Тогда модуляция границы под Уралом составляет 40 км и на востоке профиля в Западной Сибири 30 км.

2. «Гранитный» слой коры немагнитный, а «базальтовый» слой коры имеет намагниченность $I=2,5$ А/м и $h=-20$ км. В этом случае магнитный слой под Уралом опускается с 20 км до 40, а в Западной Сибири с 20 до 35 км.

3. Для каждой сингулярной пластины построены две эквивалентные границы с $I=1$ А/м, $h=0$ км и $I=1$ А/м, $h=-40$ км, в этом случае магнитные моменты сингулярных источников поделены на два. На Урале снова получили немагнитный блок, а на востоке утонение магнитного слоя до 10 км (прогиб верхней границы до глубины 15 км и подъем нижней до 25 км).

4. Построена двухслойная модель кристаллической коры: «гранитный» слой с намагниченностью 0,3 А/м и «базальтовый» с намагниченностью 2 А/м, в этом случае магнитные моменты пластин поделены в пропорции $\sim 1:3$. Обе границы прогибаются под Уралом до глубины 40 км, а в восточной части профиля модуляция верхней границы составляет 30 км, а нижней – 35 км. При задании физических свойств исходили из оценок, полученных при изучении намагниченности пород древних щитов [3]. Для верхнего «гранитного» слоя земной коры авторы оценили намагниченность $\sim 0,2-0,3$ А/м, а для нижнего «базальтового» слоя диапазон изменений намагниченности составляет 2-6 А/м. При моделировании мы получили, что при принятом ограничении глубины магнитоактивного слоя литосферы в 40 км, намагниченность нижнего слоя (при $h=-20$ км) получается ~ 2 А/м.

В методе автоматизированного подбора И.Н. Корчагина геометрия источников задается на базе горизонтальных призматических тел (двухмерных или ограниченных по простиранию) с многоугольным сечением. Для проведения автоматизированного подбора необходимо задать начальную модель распределения источников магнитоактивного слоя.

Начальная модель строится на основании результатов построения эквивалентных разрезов и с учетом имеющейся информации, полученной из гравитационного и сейсмического методов, представлений интерпретатора о закономерностях распределения намагниченных тел в земной коре и верхней мантии. В результате интерпретации построен магнитный разрез (рис.2), в котором отражено представление о том, что в кристаллической коре Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ верхний «гранитный» слой намагничен значительно сильнее ($I=2,5-4$ А/м), чем нижний слой коры ($I=1$ А/м). На Урале многочисленные источники, создающие интенсивные локальные аномалии, располагаются практически вертикально до глубины 10 км.

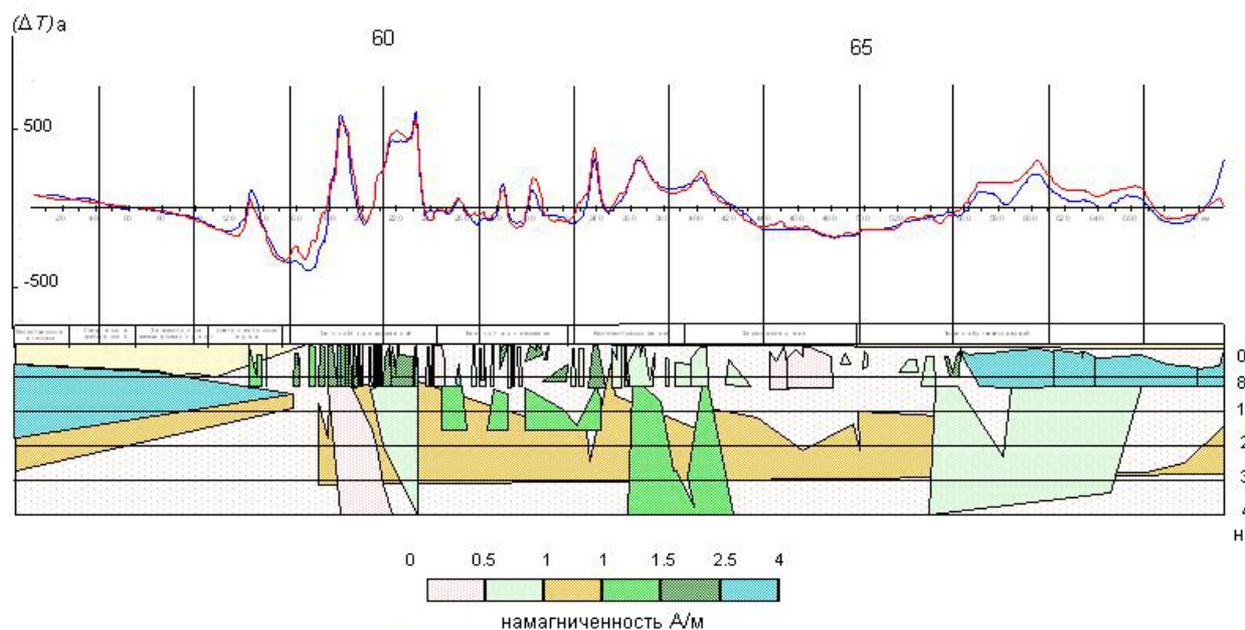


Рис.2 Модель намагниченности земной коры по Павдинскому профилю, построенная в результате интерпретации методом Корчагина.

На основании результатов моделирования для изучаемой территории можно выделить практически не магнитный блок под Уралом и проследить глубину погружения древнего намагниченного фундамента Восточно-Европейской платформы под Уральские структуры.

Литература:

1. Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.
2. Корчагин И.Н. Методы автоматизированного подбора и их использование при интерпретации геофизических данных.// Автореферат докт. дисс.- Киев: НАЦ АН Украины, 1994. 48 с.
3. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии //Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наукова думка, 1976. С. 108-125.

КОМПЛЕКСНЫЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ КОРЫ И МАНТИИ ЗЕМЛИ.

Хачай О.А.¹, Хачай А.Ю.²

1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 - Уральский Государственный Университет, Екатеринбург

olga.hachay@r66.ru

В связи с усложнением решаемых геологических задач все более актуальной становится проблема создания комплексных методик исследования. При комплексировании геофизических методов необходимо пространственное совмещение систем наблюдения и создание единых интерпретационных алгоритмов. В Институте геофизики УрО РАН разработана единая 3-D методика наблюдений с использованием электромагнитных и сейсмических полей (в динамическом частотно – геометрическом варианте), опирающаяся на единую концепцию трехэтапной интерпретации [6-10], которая включает в себя единую систему векторных наблюдений сейсмических и электромагнитных полей. Используются локальные контролируемые источники возбуждения для которых выполняются следующие условия: а) единая геометрия нормального поля, б) отсутствие одной или нескольких компонент в измеряемом поле в случае квазислоистой среды. Нами реализован вариант возбуждения электромагнитного поля вертикальным магнитным диполем и сейсмического поля вертикальной силой. Единый подход в интерпретации реализован для предварительно обработанных входных данных: сейсмические данные переводятся из временной области в частотную посредством преобразования Лапласа (для действительного параметра), а электромагнитные данные – посредством преобразования Фурье (для действительной частоты) [10]. При проведении натурных экспериментов в рамках единой методики возникает возможность количественной оценки сопоставимости информации по различным полям о строении и физических свойствах среды, которая следует из критерия подобия систем наблюдений. В работах [2,10] изложена идея алгоритма построения критерия подобия для сейсмических и электромагнитных полей от сингулярных источников, эквивалентных проявлению искомого локального объекта в рассматриваемых полях. При этом объект в сейсмическом поле аппроксимируется погруженной точечной горизонтально действующей силой в n -слойном упругом изотропном полупространстве, в электромагнитном поле это – погруженный горизонтальный магнитный диполь в n -слойное изотропное проводящее полупространство. Выбор сингулярных источников определялся подобием морфологий создаваемых ими полей при взаимно перпендикулярном направлении моментов электромагнитного и сейсмического сингулярных источников. Разработан итерационный алгоритм вычисления электромагнитного и сейсмического поля при условии расположения аномальных источников в произвольном слое n -слойной среды [3-5].

В настоящей работе получены интегральные и интегродифференциальные уравнения двумерной прямой задачи для сейсмического поля в динамическом варианте и осуществлен совместный анализ интегральных уравнений двумерных задач для электромагнитного и сейсмического поля. Полученные результаты будут использованы для определения критериев комплексирования сейсмической и электромагнитной методики исследования сложно построенных сред при использовании магнитотеллурического метода и метода ГСЗ.

Для задачи дифракции звука на двумерной упругой неоднородности, расположенной в j -ом слое n -слойной среды, используя подход, изложенный в работах [1,2], можно выписать интегро-дифференциальное уравнение для распределения потенциала вектора упругих смещений внутри неоднородности. Используя второе интегро-дифференциальное представление можно определить потенциал вектора упругих смещений в любом слое, затем вычислить распределение вектора упругих смещений в любом слое.

$$\begin{aligned}
& \frac{(k_{1ji}^2 - k_{1j}^2)}{2\pi} \iint_{S_C} \varphi(M) G_{Sj}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{ji}} \varphi^0(M^0) - \\
& - \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{ji})}{\sigma_{ji} 2\pi} \oint_C G_{Sj} \frac{\partial \varphi}{\partial n} dc = \varphi(M^0) \quad \text{при } M^0 \in S_C \\
& \frac{\sigma_{ji}(k_{1ji}^2 - k_{1j}^2)}{\sigma(M^0) 2\pi} \iint_{S_C} \varphi(M) G_{Sj}(M, M^0) d\tau_M + \varphi^0(M^0) - \\
& - \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{ji})}{\sigma(M^0) 2\pi} \oint_C G_{Sj} \frac{\partial \varphi}{\partial n} dc = \varphi(M^0) \quad \text{при } M^0 \notin S_C
\end{aligned} \tag{1}$$

Сравним полученные выражения с решением задачи дифракции электромагнитного поля в рамках той же геометрической модели. Этот случай соответствует задаче с возбуждением плоской волной Н-поляризации, решение которой приведено в работе [1]. Преобразуем его к виду, аналогично (1) и сопоставим полученные уравнения для решения внутренней двумерной сейсмической и электромагнитной задачи:

$G_{Sj}(M, M^0)$ - функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, $k_{1ji}^2 = \omega^2(\sigma_{ji} / \lambda_{ji})$; - индекс ji обозначает принадлежность свойств среды внутри неоднородности, λ - постоянная Ламэ, σ - плотность среды, ω - круговая частота, $\vec{u}_i = \text{grad} \varphi_i$; $i=1, \dots, j, ji, \dots, n$. $k^2(M^0) = i\omega\mu_0\sigma(M^0)$, $\mu_0 = 4\pi 10^{-7} \frac{\text{ZH}}{\text{M}}$, $\sigma(M^0)$ - проводимость в точке M^0 . i - мнимая единица, $H_x(M^0)$ - суммарная составляющая магнитного поля, $H_x^0(M^0)$ - составляющая магнитного поля слоистой среды в отсутствие неоднородности. $k_{ji}^2 = i\omega\mu_0\sigma_{ji}$, $k_i^2 = i\omega\mu_0\sigma_i$, σ_{ji} - проводимость внутри неоднородности, расположенной в j -ом слое, σ_i - проводимость i -го слоя n -слойной среды. $G_m(M, M^0)$ - функция Грина двумерной задачи для случая Н-поляризации [13].

$$\begin{aligned}
\varphi(M^0) &= \frac{(k_{1ji}^2 - k_{1j}^2)}{2\pi} \iint_{S_C} \varphi(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \\
&+ \frac{(\sigma_{ji} - \sigma_{ja})}{\sigma_{ji} 2\pi} \oint_C G_{Sp,j} \frac{\partial \varphi}{\partial n} dc + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{ji}} \varphi^0(M^0) \quad \text{при } M^0 \in S_C \\
H_x(M^0) &= \frac{k_{ji}^2 - k_j^2}{2\pi} \iint_{S_C} H_x(M) G_m(M, M^0) d\tau_M + \\
&+ \frac{k_{ji}^2 - k_j^2}{k_j^2 2\pi} \oint_C H_x(M) \frac{\partial G_m}{\partial n} dc + \frac{k_{ji}^2}{k_j^2} H_x^0(M^0) \quad \text{при } M^0 \in S_C
\end{aligned} \tag{2}$$

Различие в граничных условиях для сейсмической и электромагнитной задачи приводит к различному типу уравнений: в сейсмическом случае – к интегро-дифференциальному уравнению, в электромагнитном случае – к нагруженному интегральному уравнению Фредгольма второго рода. Если при решении прямой электромагнитной и сейсмической задач в динамическом варианте удастся установить подобие в явных выражениях для составляющих электромагнитного поля и сейсмического поля при определенных типах их возбуждения, то с усложнением структуры среды, как показывает полученный результат при анализе сейсмических данных, связанных с решением для продольных упругих колебаний, подобие исчезает. Это означает, что сейсмическая

информация является дополнительной к электромагнитной информации о структуре и тем более о состоянии среды.

Для задачи о дифракции линейно поляризованной упругой поперечной волны на двумерной неоднородности, расположенной в j -ом слое n -слойной среды, используя подход, описанный в работе [1] для электромагнитной двумерной задачи (случай Н- поляризации). (Геометрическая модель среды аналогична описанной выше в предыдущей задаче). получаем следующие выражения для составляющей вектора смещения:

$$\begin{aligned} & \frac{(k_{2ji}^2 - k_{2j}^2)}{2\pi} \iint_{S_C} u_x(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\mu_{ja}}{\mu_{ji}} u_x^0(M^0) + \\ & + \frac{(\mu_{ja} - \mu_{ji})}{\mu_{ji} 2\pi} \oint_C u_x(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_x(M^0) \quad \text{при } M^0 \in S_C \\ & \frac{\mu_{ji}(k_{2ji}^2 - k_{2j}^2)}{\mu(M^0) 2\pi} \iint_{S_C} u_x(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + u_x^0(M^0) + \\ & + \frac{(\mu_{ja} - \mu_{ji})}{\mu(M^0) 2\pi} \oint_C u_x(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_x(M^0) \quad \text{при } M^0 \notin S_C \end{aligned} \quad (3)$$

В выражениях (3) выписан алгоритм моделирования сейсмического поля для поперечных упругих колебаний в n -слойной среде, содержащей двумерную неоднородность. Первое выражение есть интегральное нагруженное уравнение Фредгольма второго рода, решением которого есть распределение составляющей вектора упругих смещений для поперечных колебаний внутри неоднородности. Второе выражение есть интегральное представление для вычисления вектора упругих смещений в любом слое n -слойной среды.

Сопоставляя выражения (3) с соответствующими выражениями для электромагнитного поля (Н-поляризация) (2) мы видим наличие подобия интегральных структур этих выражений. Различие имеется в коэффициентах при соответствующих членах в выражениях (2) и (3), что можно учесть в выборе системы наблюдения того или иного поля. Следует учесть также различие в частотной зависимости отклика среды на сейсмическое и электромагнитное возбуждение. Однако при соблюдении коэффициентов подобия сейсмическое поле, возбуждаемое поперечными колебаниями и электромагнитное поле будут содержать подобную информацию о структуре неоднородной среды и связанном с ней состоянии. Эти результаты подтверждаются натурными экспериментами, изложенными в работах [6,9-11]. Таким образом, Показано, что для более сложных, чем горизонтально-слоистых структур геологических сред подобие электромагнитной задачи и сейсмической для продольных колебаний нарушается. Следовательно, эти наблюдения позволяют получить взаимно дополнительную информацию о структуре и тем более о состоянии среды. Эти поля различным образом отражают особенности неоднородных структур и реагируют на изменение их состояния. При возможности прослеживания сейсмических возмущений в виде колебаний только сдвигового типа и наблюдений магнитной составляющей электромагнитного поля Н- поляризации в двумерной среде установлено их подобие, что может быть использовано при построении совместных систем наблюдения для магнито-теллурического зондирования и глубинного сейсмического зондирования на обменных волнах и дальнейшей совместной интерпретации.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 07-05-00149.

Литература:

1. Дмитриев В.И. Дифракция плоского электромагнитного поля на цилиндрических телах, расположенных в слоистых средах.// Вычислительные методы и программирование в слоистых средах. Изд-во МГУ, 1965, вып. III, с. 307-316.

2. Купрадзе В.Д. Граничные задачи теории колебаний и интегральные уравнения. М.-Ленинград, Гос. Изд-во технико-теоретической литературы. 1950, С.280.
3. Хачай А.Ю. Изучение критерия подобия сейсмических и электромагнитных полей от погруженных сингулярных источников для осуществления активного мониторинга нестационарной среды.//Глубинное строение, геодинамика, мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Материалы Третьих научных чтений Ю.П.Булашевича. Институт геофизики УрО РАН. 2005г., с. 143-145.
4. Хачай А.Ю. Алгоритм решения прямой задачи электромагнитных исследований при возбуждении горизонтальным магнитным диполем, расположенным в произвольном слое n-слойной изотропной проводящей среды.// Информатика и математическое моделирование. УрГУ, Екатеринбург 2006, с.136-168.
5. Хачай А.Ю. Алгоритм решения прямой динамической задачи сейсмики при возбуждении горизонтальной точечной силой, расположенной в произвольном слое n-слойной упругой изотропной среды// Там же, с.170-278.
6. Хачай А.Ю. Алгоритм решения прямой динамической задачи сейсмики при возбуждении точечным источником вертикальной силы, расположенной в произвольном слое n-слойной упругой изотропной среды// Там же, с.279-310.
7. Хачай О.А., Бодин В.В., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Захаров И.Б., Хинкина Т.А. Метод картирования зон потенциальной неустойчивости массива горных пород различного вещественного состава с использованием данных динамической сейсмики и электромагнитных индукционных исследований.// Горный Информационно-аналитический бюллетень, 2001г. №3,с.10-16
8. Хачай О.А., Влох Н.П., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Худяков С.В. Трехмерный электромагнитный мониторинг состояния массива горных пород // Физика Земли, 2000, №12, с.1-8.
9. Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю. Исследование разрешающей способности попланшетной электромагнитной методики для активного картирования и мониторинга неоднородных геоэлектрических сред. // Физика Земли, 2003, №1, с.30-41
10. Хачай О.А., Хинкина Т.А., Бодин В.В. Предпосылки сейсмоэлектромагнитного мониторинга нестационарной среды.// Российский геофизический журнал. 2000. №17-18.,с.83-89.
11. Хачай О.А., Хинкина Т.А., Бодин В.В. Изучение критерия подобия для сейсмических и электромагнитных исследований в частотно – геометрическом варианте.//Астрономо-геодезические исследования. Екатеринбург.УрГУ.2001, с.30-35.
12. Хачай О.А., Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Бодин В.В., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Захаров И.Б., Грозных М.В. Использование комплексной попланшетной сейсмической и электромагнитной методик для решени задач картирования приповерхностных неоднородностей.// Геофизика XXI столетия: 2001г. Сборник трудов третьих геофизических чтений им. В.В.Федынского. Москва. Научный Мир.2001г.С. 327-337
13. Хачай О.А. Математическое моделирование и интерпретация переменного электромагнитного поля неоднородной коры и верхней мантии Земли // Диссертация на соискание степени доктора физ-мат.наук, г.Екатеринбург, 1994. с.314.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ИЕРАРХИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ

Хачай О.А.¹, Хачай О.Ю.²

1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 - Уральский Государственный Университет, Екатеринбург

olga.hachay@r66.ru

Геологическая среда представляет собой открытую систему, на которую воздействуют как внешние, так и внутренние факторы, что может привести ее в неустойчивое состояние. Проявление этой неустойчивости как правило происходит локально, и эти зоны геологической среды называются динамически активными элементами. Они являются индикаторами потенциальных источников аварий и катастроф. Эти объекты обладают отличными от вмещающей геологической среды физико – механическими свойствами и способностью в резонансном режиме реагировать на внешние и внутренние воздействия, связанные с изменениями напряженно – деформированного состояния в их окрестности. Кроме того, эти объекты обладают способностью изменять свою конфигурацию и структуру в пространстве и во времени, что осложняет задачу прогноза состояния и степени аварийной опасности. В работе [15] изложены принципы построения систем мониторинга природно – техногенных аварий и катастроф с использованием сейсмических и электромагнитных полей в пассивном и активном режиме возбуждения, в которых составной частью входят задачи картирования динамически активных зон.

Для решения задач геолого-геофизического картирования в настоящее время широко используется модель слоисто-блоковой среды с включениями, в рамках которой созданы аппаратурно-методические комплексы изучения трехмерно - неоднородных сред с соответствующей теорией интерпретации геофизических данных [8]. При изучении пространственно - временных изменений структуры, физических свойств геологической среды или массива горных пород и связанных с ними напряженно - деформированного или фазового состояния модель слоисто - блоковой среды с включениями усложняется: она представляет собой двух ранговую цепочку в общей иерархически неоднородной модели среды. Модель иерархически неоднородной среды для описания процессов деформирования и разрушения геофизической среды была впервые предложена академиком М.А.Садовским [10]. Развитию и использованию иерархично - блоковой модели среды на качественном уровне посвящен ряд работ сотрудников ИФЗ РАН [1, 9]. Важную роль для понимания формирования и развития иерархии структурных уровней деформации в твердых телах играют теоретические и экспериментальные результаты, полученные на образцах [7], с помощью которых обоснован подход, базирующийся на представлении о диссипативных структурах в неравновесных системах [5]. В работах [2-3] Н.А.Караевым обобщены результаты сейсмических исследований по выделению участков земной коры со строением гетерогенного типа. Гетерогенность, по мнению автора, – важнейшая особенность горных пород, обусловленная неравномерностью распределения в пространстве геологических неоднородностей в виде включений всех масштабов, т.е. По сути дела изучение строения и динамики гетерогенных участков земной коры необходимо с использованием представлений об иерархичных моделях. Явления зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок, связанные с дискретностью и фрагментацией среды, описаны академиком Е.И.Шемякиным с соавторами [17] и получили статус открытия [18]. Эти явления имеют место как в неглубоких шахтах (до 500м), так и в глубоких шахтах (более 500м). Результаты геолого-геофизических исследований сверхглубоких скважин показывают, что с увеличением глубины сложность геологического строения среды не уменьшается. Наконец, проблема мониторинга и прогноза состояния геологической среды требует тщательного отбора из имеющихся методик исследования трехмерных сред, допускающих пространственно - временное (частотное) масштабирование и фокусирование. В работах Н.А.Караева, С.Н.Кашубина, И.Р.Оболенцевой продемонстрировано, что наличие методик многоволновой сеймики позволяет изучать гетерогенные [2,4,6] среды, не прибегая

обязательно к использованию контролируемого источника возбуждения. Однако, для переменного электромагнитного поля в силу диффузионной его природы для фокусирования поля на разномасштабных неоднородностях требуется использование контролируемого источника возбуждения.

В институте геофизики уже разработана попланшетная методика электромагнитных индукционных исследований в частотно-геометрическом варианте, которая используется для картирования и мониторинга сложнопостроенных геологических сред в наземном и подземном (шахтном) варианте, настроенная на модель иерархической среды произвольной конфигурации [12-16].

Настоящая работа посвящена разработке алгоритма моделирования электромагнитного эффекта в рамках частотно-геометрической методики при исследовании погруженной в горизонтально-слоистую среду проводящего включения с иерархической структурой. Алгоритм построен с использованием итерационного подхода решения объемных интегральных уравнений для переменного электромагнитного поля в частотной области. Для модели: проводящее включение, расположенное в произвольном слое пятислойной среды, при возбуждении электромагнитного поля плоской волной, вертикальным магнитным или горизонтальным электрическим диполем алгоритм изложен в работе [11].

Пусть локальная неоднородность имеет следующую структуру: на первом иерархическом уровне - это неоднородность объема V_1 с проводимостью σ_{a1} , на втором уровне-это неоднородности, расположенные внутри объема V_1 и занимающие объем V_2 с проводимостями σ_{aj2} в общем случае. Мы будем рассматривать более простой случай, когда неоднородности второго и большего ранга будут иметь внутри своего ранга одинаковую проводимость, т.е. σ_{a2} . Неоднородности третьего ранга будут занимать объем V_3 в пределах объема V_2 с проводимостью σ_{a3} и т.д. Параметры вмещающей горизонтально-слоистой среды имеют вид $\{\sigma_k, h_k\}$, где $k=1, \dots, N$, h_k -суммарные мощности слоев, i -номер ранга или иерархического уровня. Задача рассматривается для магнитооднородной среды в квазистационарном приближении.

Объемные интегральные уравнения и соответственно интегральные представления для составляющих электрического и магнитного поля выписываются в виде:

$$\begin{aligned} \vec{E}_i(M_0) &= \vec{E}^{i-1}(M_0) + (\sigma_{ai} - \sigma_{k(M_0)}) \int_{V_i} \vec{E}_i(M) \hat{G}_E(M, M_0) dV_i \\ \vec{H}_i(M_0) &= \vec{H}^{i-1}(M_0) + \left(\frac{\sigma_{ai} - \sigma_{k(M_0)}}{i\omega\mu_0} \right) \int_{V_i} \vec{H}_i(M) \hat{G}_H(M, M_0) dV_i \end{aligned} \quad (1)$$

i -номер итерации, $\hat{G}_E(M, M_0)$ и $\hat{G}_H(M, M_0)$ определяются известным способом, описанным в работе [18]. При $i=1$ $\vec{E}^{i-1}(M_0)$ и $\vec{H}^{i-1}(M_0)$ -составляющие напряженностей электрического и магнитного возбуждающего или нормального поля слоистой среды. При $i=2, \dots, 1$ $\vec{E}^{i-1}(M_0)$ и $\vec{H}^{i-1}(M_0)$ -составляющие напряженностей электрического и магнитного поля предыдущего ранга с учетом неоднородностей предыдущего ранга. Распределение электрического и магнитного поля можно анализировать последовательно на каждом итерационном этапе перед включением неоднородностей нового иерархического уровня.

Рассмотрим задачу дифракции звука на двумерной упругой неоднородности с иерархической структурой, расположенной в j -ом слое n -слойной среды. Если при переходе на следующий иерархический уровень ось двумерности не меняется, а меняются только геометрии сечений вложенных структур, то аналогично (1) можно выписать итерационный процесс моделирования сейсмического поля (случай формирования только продольной волны). Итерационный процесс относится к моделированию отклика перехода с предыдущего иерархического уровня на последующий уровень. Внутри каждого иерархического уровня интегродифференциальное уравнение и интегродифференциальное представление вычисляются с помощью алгоритмов, аналогично описанным в [11].

$$\begin{aligned}
& \frac{(k_{1jil}^2 - k_{1j}^2)}{2\pi} \iint_{S_{Cl}} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{jil}} \varphi_{l-1}^0(M^0) - \\
& - \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma_{jil} 2\pi} \oint_{Cl} G_{Sp,j} \frac{\partial \varphi_l}{\partial n} dc = \varphi_l(M^0) \quad \text{при } M^0 \in S_{Cl} \\
& \frac{\sigma_{jil} (k_{1jil}^2 - k_{1j}^2)}{\sigma(M^0) 2\pi} \iint_{S_{Cl}} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \varphi_{l-1}^0(M^0) - \\
& - \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma(M^0) 2\pi} \oint_{Cl} G_{Sp,j} \frac{\partial \varphi_l}{\partial n} dc = \varphi_l(M^0) \quad \text{при } M^0 \notin S_C
\end{aligned} \tag{2}$$

$G_{Sj}(M, M^0)$ - функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, $k_{1jil}^2 = \omega^2 (\sigma_{jil} / \lambda_{jil})$; - индекс ji обозначает принадлежность свойств среды внутри неоднородности, ja -вне неоднородности, индекс $l=1, \dots, L$ - номер иерархического уровня, λ - постоянная Ламэ, σ - плотность среды, ω -круговая частота, $\vec{u}_i = \text{grad} \varphi_i$; $i=1, \dots, j, ji, \dots, n$. Если на некотором иерархическом уровне структура локальной неоднородности распадается на несколько неоднородностей, то двойной и поверхностные интегралы в выражениях (2) берутся по всем неоднородностям. В данном алгоритме рассмотрен случай, когда физические свойства неоднородностей одного и того же уровня одинаковы, различаются только границы областей.

Аналогично выписывается такой же процесс для моделирования распространения упругой поперечной волны в n -слойной среде с двумерной иерархической структурой произвольной морфологии.

$$\begin{aligned}
& \frac{(k_{2jil}^2 - k_{2j}^2)}{2\pi} \iint_{S_{Cl}} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\mu_{ja}}{\mu_{jil}} u_{x(l-1)}^0(M^0) + \\
& + \frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu_{jil} 2\pi} \oint_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0) \quad \text{при } M^0 \in S_{Cl} \\
& \frac{\mu_{jil} (k_{2jil}^2 - k_{2j}^2)}{\mu(M^0) 2\pi} \iint_{S_{Cl}} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + u_{x(l-1)}^0(M^0) + \\
& + \frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu(M^0) 2\pi} \oint_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0) \quad \text{при } M^0 \notin S_{Cl}
\end{aligned} \tag{3}$$

$G_{Ss,j}(M, M^0)$ - функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, $k_{1jil}^2 = \omega^2 (\sigma_{jil} / \mu_{jil})$; μ - постоянная Ламэ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 07-05-00149.

Литература:

1. Дискретные свойства геофизической среды. М.:Наука.1989.с.173.
2. Караев Н.А., Рабинович Г.Я.. Рудная сейсморазведка. М.ЗАО. "Геоинформмарк", 2000. С.468.
3. Караев Н.А. Сейсмическая гетерогенность земной коры и проблемы интерпретации результатов региональных наблюдений в "ближней" зоне. Неклассическая геофизика. Саратов 2000.с.30-32.

4. Кашубин С.Н. Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург. Институт геофизики УрО РАН, 2001.С.181.
5. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах М.: Мир 1979, 300с.
6. Оболенцева И.Р., Чичинина Т.И. Пространственная дисперсия и ее проявления в сейсмических волновых полях. Неклассическая геофизика. Саратов 2000.с. 37-39.
7. Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск СО АН СССР: Наука.1985г.С. 226.
8. 300 лет горно-геологической службе России. Тезисы докладов Международной геофизической конференции. 2000г. С. 738.
9. Родионов В.Н., Сизов И.А., Кочарян Г.Г. О моделировании природных объектов в геомеханике. Дискретные свойства геофизической среды. М.:Наука.1989. С. 14-18.
10. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.:Наука 1987. с.98.
11. Хачай О.А. Математическое моделирование и интерпретация переменного электромагнитного поля в неоднородной коре и верхней мантии Земли// Докторская диссертация ИГФ УрО РАН, Свердловск, 1994.
12. Хачай О.А., Новгородова Е.Н. Опыт площадных индукционных исследований резко неоднородных геоэлектрических сред.// Физика Земли,1997, №5, с.60-64.
13. Хачай О.А., Новгородова Е.Н. Использование трехмерной методики индукционных электромагнитных исследований строения горных массивов.// Физика Земли, 1999, №6, с.61-65.
14. Хачай О.А., Влох Н.П., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Худяков С.В. Трехмерный электромагнитный мониторинг состояния массива горных пород.// Физика Земли, 2001, №2, с.85-92.
15. Хачай О.А., Дружинин В.С., Парыгин Г.И. Об изучении нестационарных процессов в литосфере Среднего Урала. // Уральский геофизический вестник, 2002г., №3, с. 103-107.
16. Хачай О.А., Хачай М.Ю. Новые подходы к анализу сложнопостроенных нелинейных нестационарных сред. Уральский геофизический вестник, 2003, №5, с. 98-105.
17. Шемякин Е.И., Фисенко Г.Л., Курленя М.В., Опарин В.Н. и др. Эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок. ДАН СССР, 1986, Т.289, №5.
18. Шемякин Е.И., Курленя М.В., Опарин В.Н. и др. Открытие №400. Явление зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок. БИ 1992, №1.

О ФОРМИРОВАНИИ ЯДРА ЗЕМЛИ НА СТАДИИ ЕЕ АККУМУЛЯЦИИ

Хачай Ю.В.¹, Анфилогов В.Н.²

1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 - Институт минералогии УрО РАН, Миасс

За последнее время появились новые экспериментальные данные, которые привели к качественным изменениям в исследованиях процесса аккумуляции планет и ранней эволюции Земли. Во-первых, результаты инструментальных спутниковых астрономических наблюдений позволили установить более сотни протопланетных дисков, планет и планетных систем у различных звезд, что доказало общую справедливость модели формирования планет в протопланетном облаке, разработанную В.С. Сафроновым [1]. Во-вторых, оценки полученные на основе изучения изотопных отношений вольфрама и W – Hf системы в образцах вещества метеоритов, лунных и земных пород привели к заключению, что разделение геохимического резервуара преимущественно железного ядра и силикатной мантии произошло за промежуток времени не более первых 30 млн. лет [2]. В то же время интерпретация данных уран-плутоний-свинцового гео хронометра, также как и результаты, полученные при динамическом моделировании аккумуляции Земли, приводят к оценке времени формирования планеты до 0.8 ее современной массы M_3 в 10^8 лет [3]. Складывалась трудно разрешимая проблема – необходимость объяснить разделение вещества мантии и ядра за время менее 30 млн. лет, тогда как для их формирования требуется около 100 млн. лет.

Положение резко изменилось после появления надежных данных о концентрации коротко живущих естественно радиоактивных элементах, и прежде всего ^{26}Al , в веществе метеоритов [4]. В работе [5] нами предложена принципиально новая модель аккумуляции планет земной группы, которая использует современные результаты изотопных геохимических анализов, что позволило получить новые оценки вклада выделения энергии при радиоактивном распаде ^{26}Al на этапе роста зародыша планеты до величин около 1000 км. На этом этапе их вклад является определяющим, по сравнению с нагреванием за счет выделения энергии при падении аккумулируемых тел и частиц. На основе этих данных получены принципиально новые оценки распределения температуры в растущих зародышах планеты в зоне «питания» Земли. Для раннего этапа роста зародыша планеты в [5] нами использовалась модель Сафронова в варианте [1],

$$\frac{\partial m}{\partial t} = 2(1 + 2\theta)r^2 \omega \left(1 - \frac{m}{M}\right) \sigma \quad (1)$$

где: ω - угловая скорость орбитального движения, σ - поверхностная плотность вещества в зоне «питания» планеты, M - современная масса планеты, r - радиус растущего зародыша, θ - статистический параметр, учитывающий распределение частиц по массам и скоростям в зоне «питания». Распределение температуры в теле увеличивающегося радиуса находится численно из решения краевой задачи для нелинейного уравнения теплопроводности. Задача Стефана для описания перемещения границ твердое тело - расплав решается по методу А.А. Самарского без явного выделения положения границы фронта кристаллизации. Слабый конвективный теплоперенос в слое расплава при малой массе зародыша осуществляется параметрически. Для процесса аккумуляции Земли установлено, что в протопланетных зародышах размером более 100 км в большей части внутренней области достигаются температуры, превышающие температуру плавления железа. Остается нерасплавленная холодная тонкая оболочка у поверхности. По мере роста тела мощность этой холодной оболочки по сравнению с радиусом тела уменьшается. Время выхода на эту стадию, на основании полученных вариантов решения, составляет первые миллионы лет. Начиная с этого этапа, становится эффективным принципиально новый механизм дифференциации вещества, описанный нами в [5]. На этом этапе относительные скорости столкновения тел с зародышем еще не настолько велики, чтобы привести к полному дроблению тел, но уже достаточны, чтобы проломить верхнюю, хрупкую оболочку и обеспечить слияние

внутренних расплавленных преимущественно железных по составу частей. Масса, растущего таким образом зародыша планеты, еще не достаточна для удержания преимущественно силикатных осколков оболочки. Именно на этапе объединения тел, достигших (100-1000) км размеров радиуса происходит эффективное разделение W-Nf системы между железным и силикатным резервуарами за удовлетворяющий экспериментальным данным промежуток времени около или менее 10 мл. лет. Этот процесс идет при столкновении огромного количества этих не больших еще зародышей. При этом формируется геохимический резервуар будущего преимущественно железного ядра и резервуар преимущественно силикатной мантии.

Развитый в [5] подход позволил в настоящей работе осуществить количественную оценку и эффективности объединения сталкивающихся тел (оценить значение теряемой массы), и оценку вклада появления неоднородностей в распределении поверхностной плотности вещества в зоне питания протопланеты при формировании многочисленных зародышей. Важность учета частичного дробления при столкновении тел сравнимой массы в процессе аккумуляции отмечалась еще в [1].

Уравнение для функции распределения числа частиц по массам с учетом дробления становится существенно более сложным [1]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial n(m, t)}{\partial t} = & \int_0^{m/2} f(m', m-m') A(m', m-m') n(m', t) n(m-m', t) dm' - \\ & - n(m, t) \int_0^{\infty} A(m, m') n(m', t) dm' + \\ & + \int_m^{\infty} n_1(m, m'') \int_0^{m''/2} [1-f(m', m''-m')] A(m', m''-m') n(m', t) n(m''-m') dm' dm'' \end{aligned} \quad (2)$$

где: $n(m, t)$ – число частиц, имеющих массу m в момент времени t , $f(m, m')$ - вероятность объединения тел с массами m и m' в момент их столкновения, $A(m, m')$ - коэффициент коагуляции.

Кроме того, существенную роль в локальном увеличении поверхностной плотности σ в уравнении (1) оказывает «эффект кокона», т.е. появление роя тел и частиц в котором находится протопланет, состоящего преимущественно из осколков хрупкой силикатной оболочки крупных зародышей, формирующий многочисленные подобласти внутри зоны питания растущей Земли. Для оценки этого эффекта сверху можно воспользоваться выражением (7) из [3] для крупнейшего зародыша:

$$m_{\max} = \frac{4\pi}{3} \left(\frac{5\pi}{M_3 \theta} \right)^{0.75} (2\sigma)^{1.5} R^{3.75} \rho^{0.25} \quad (3)$$

где: M_3 - масса центрального тела (здесь Земли), R – расстояние до крупнейшего зародыша (здесь Луны), ρ - средняя плотность вещества зародыша. Как и следовало ожидать, такая грубая численная оценка многократно превышает современную массу Луны, т.к. не все теряемое зародышем Земли вещество выводится из общей зоны питания и формирует локальную плотностную неоднородность.

Наконец, для уточнения распределения температуры в растущей планете, в отличие от [5], здесь учитывается, что выпадающие тела имеют температуру значительно отличающуюся от температуры черного тела на удалении Земли от Солнца при современном значении солнечной постоянной. Их средняя температура оценивается по результатам, приведенным на рис.1 из [5] для зародышей данного размера и массы из (1). Эта оценка и учитывается для температуры выпадающих тел в краевом условии на поверхности растущего зародыша:

$$T^4(r) = (T_b^4 - T_0^4) + \frac{P}{\sigma} \quad \text{при } r = R \quad (4)$$

где: P – модуль плотности геотермического потока, T_b - средняя температура аккумулируемых тел и частиц, T – температура на поверхности зародыша, T_0 – температура тела в подсолнечной точке на орбите Земли .

В качестве верхней оценки для мощности слоя ударного перемешивания в растущей протопланете использовались результаты динамических вычислений по [6].

Учет указанных зависимостей приводит к существенному увеличению температуры во внутренних областях растущего зародыша. Это в свою очередь обеспечивает утонение верхней холодной хрупкой оболочки и увеличению эффективности слияния и роста аккумулируемых тел.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 07-05-00395.

Литература:

1. Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 6. С.5-24.
2. Jacobsen S., Yin Q. Models of planetary accretion and core formation based on the Hf-W clock // Geophys. Research Abstracts. 2003. v.5, 13884.
3. Печерникова Г.В. Время роста Земли. ДАН. 2005. т. 401, № 3, 391-394.
4. Nicolsjr R.H. Short-lived radionuclides in meteorites: constraints on nebular timescales from the production of solids // Spase Science Rev. 2000. v.92. P.113-122.
5. Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // ДАН. 2005. Т.403. №6. С.803-806.
6. Печерникова Г.В., Витязев А.В. Импаkты и эволюция Земли // В кн. Катастрофические воздействия космических тел. Под ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. ИДГ РАН. М.: ИКЦ «Академкнига», 2005. 310 с.

**ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕКАМСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ МЕТОДАМИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И
ГРАВИРАЗВЕДКИ
Шархимуллин А.Ф.**

*ПФ «Севергазгеофизика», Н-Уренгой
Art-perm@mail.ru*

При сейсморазведочных работах МОГТ ввиду малой кратности систем наблюдения зачастую сложно проследить отражения от границ, расположенных относительно близко к земной поверхности. В частности, на территории Соликамской впадины такой границей является поверхность солей, залегающая на глубинах 200-500 м. Поскольку на данной границе имеется значительный перепад плотностей, то ее возможно картировать по гравиметрическим данным. Совместное использование данных сейсморазведки и гравиразведки повышает достоверность определения глубины залегания кровли соляной толщи, которая может быть использована в качестве опорной при глубинных сейсмических построениях. Сведения о точном положении солей необходимы также при планировании заложения разведочных скважин. Т.к. МОГТ не позволяет проследивать границы, расположенные на малых глубинах (до 500 м), то для комплексного подхода можно также использовать невзрывную малоглубинную сейсморазведку высокого разрешения.

Как было уже сказано, для интерпретации выбран участок в районе отрицательной аномалии на Шершневской площади Верхнекамского месторождения калийных солей. Поскольку в процессе обработки нас интересует локальная составляющая гравитационного поля, позволяющая проводить изучение верхних слоев разреза, то из наблюдаемого поля исключен линейный фон. В процессе интерпретации анализировалось само наблюдаемое поле, а также серия трансформант.

В данной статье рассмотрены особенности интерпретации гравитационного поля с применением томографического подхода.

Интерпретационная томография (от греческих слов *tomos* -ломоть, часть, слой и *grapho* - пишу, черчу, рисую) представляет собой способ исследования по гравитационному либо магнитному полю геологических структур, позволяющий получать их послойное отображение. Томографическая интерпретация - это «направление в теории интерпретации потенциальных полей, связанное с попытками изучения в некоторых частных случаях вертикального распределения намагниченности и плотности по данным магниторазведки и гравиразведки» [1].

Отдельные трансформанты (в зависимости от частотной характеристики оператора трансформации) с некоторой долей условности можно отождествлять с эффектами источников, залегающих в определенном интервале глубин. Предлагается проводить выделение «разноглубинных» составляющих гравитационного поля с использованием аналитической аппроксимации [2]. Аппроксимация полей с использованием эквивалентных сеточных моделей базируется на теоретически доказанной В.И. Ароновым возможности представления потенциального поля U , заданного на криволинейной поверхности $S = S(x, y, z)$, полем элементарных источников U^* , расположенных в узлах регулярной сети всюду ниже поверхности измерений [3].

Предлагаемый автором в работе [4] томографический подход апробирован на примере анализа модельного гравитационного поля от источников, представленных параллелепипедами разного размера и расположенных на различных глубинах (Рис.1,а).

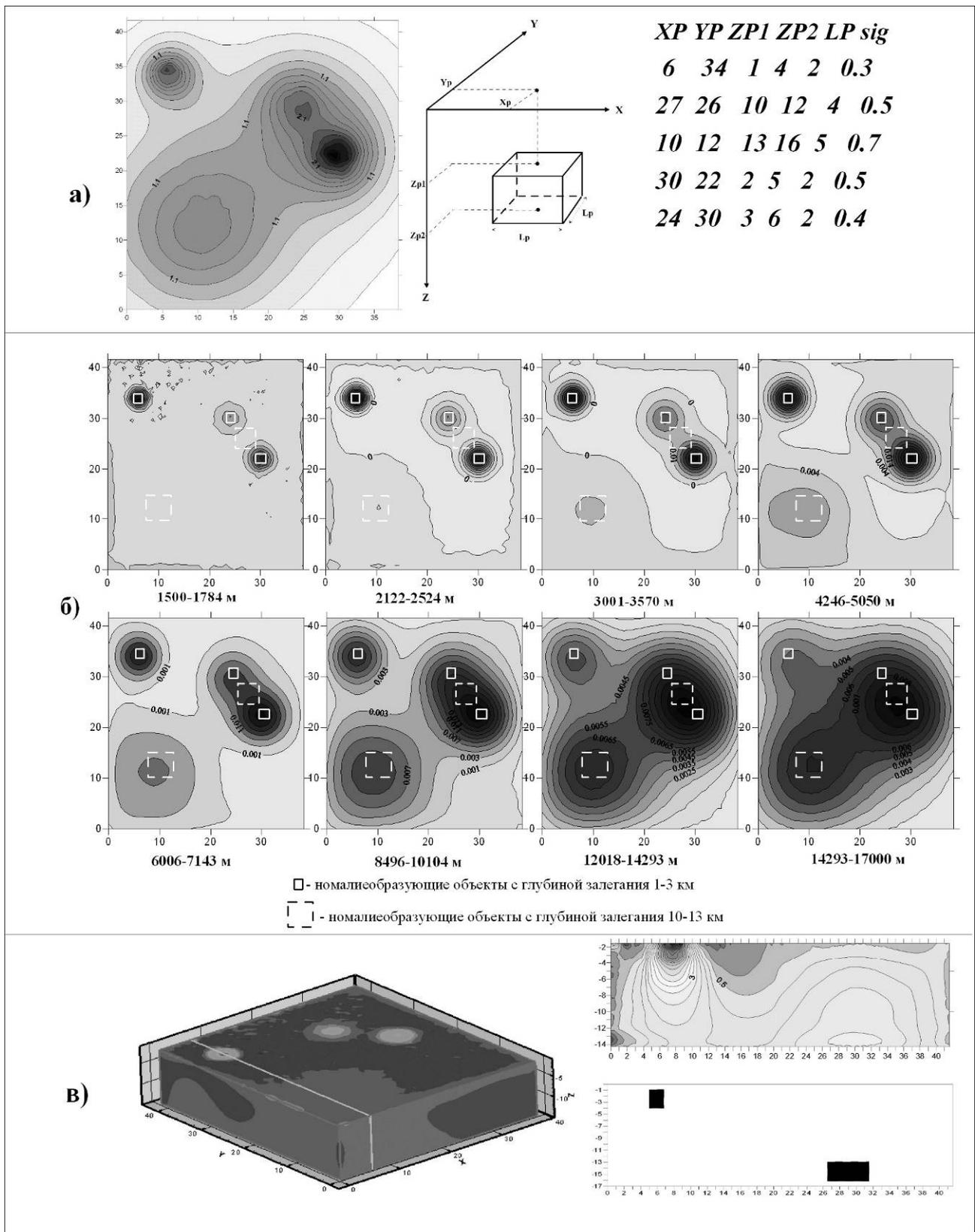


Рис. 1. а) Модельное гравитационное поле, модель аномалиеобразующего объекта, параметры параллелепипеда (X_P , Y_P - горизонтальные координаты, Z_{P1} , Z_{P2} - вертикальные координаты, sig - аномальная плотность); б) Послойное отображение гравитационных эффектов от разных слоев; в) 3D-диаграмма и вертикальный срез, показывающие гравитационные эффекты от аномалиеобразующих тел, расположенных на разных глубинах

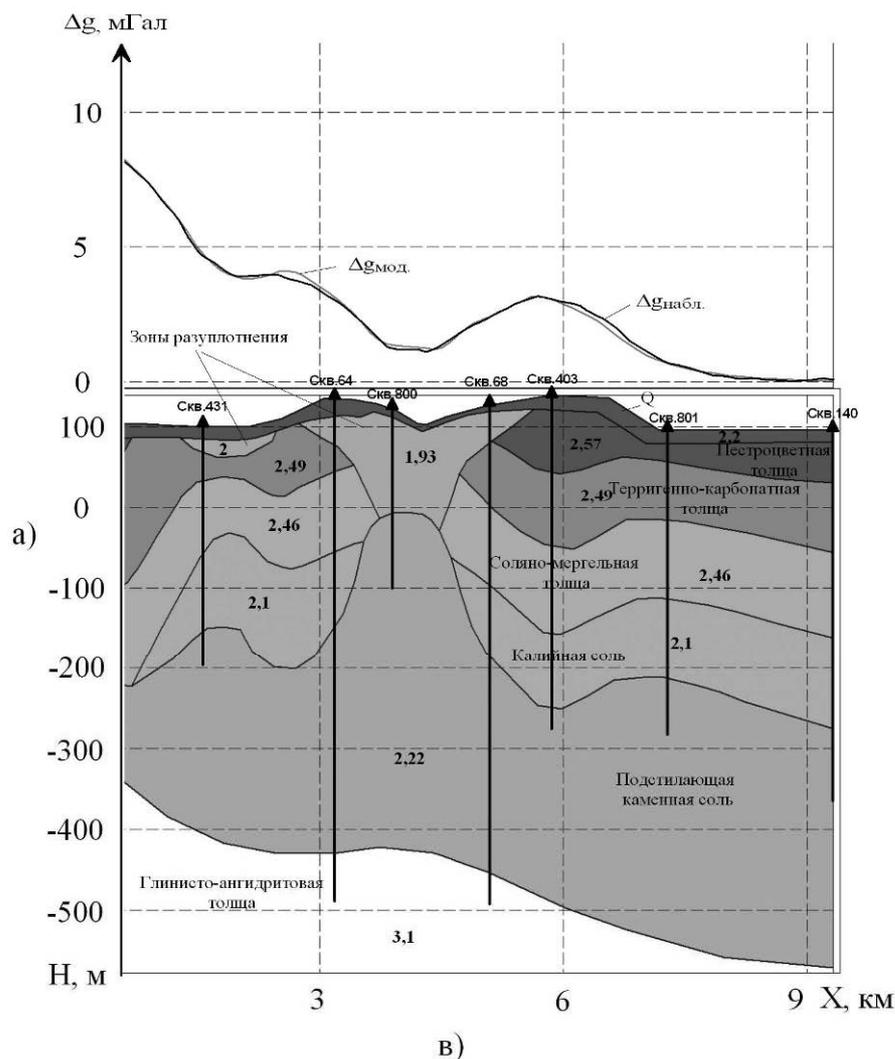
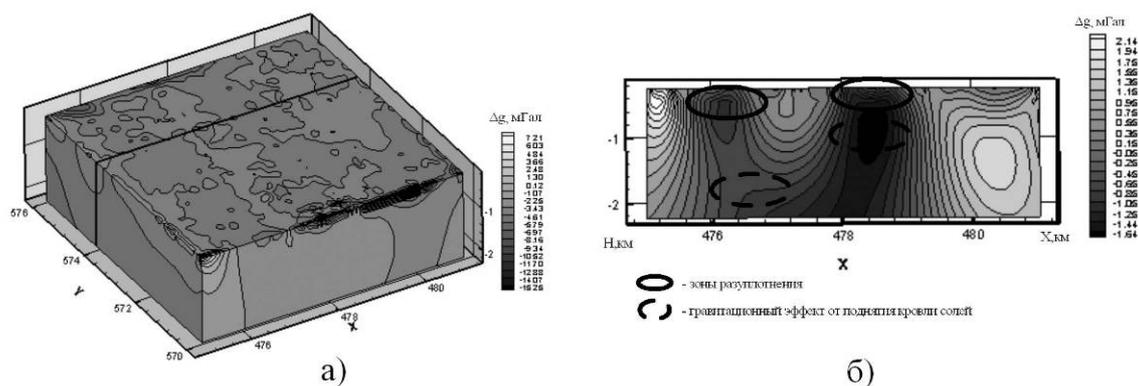


Рис.2 а) 3D-диаграмма гравитационного поля; б) Вертикальный срез с 3D-диаграммы по линии скважин 431-801; в) Результаты гравитационного моделирования соляной и надсоляной толщ (2,1-плотность).

Модельное поле аппроксимировалось эквивалентными источниками [2], а затем восстанавливалась его первая вертикальная производная V_{zz} на 15 высотах: 1500 м, 1784 м, 2122 м, 2524 м, 3001 м, 3570 м, 4246 м, 5050 м, 6006 м, 7143 м, 8496 м, 10104 м, 12018 м, 14293 м, 17000 м. Пространственное распределение V_{zz} анализировалось отдельно на каждом уровне. Затем строились разностные трансформанты, представляющие собой эффекты от горизонтальных слоев с различными параметрами (например: слой между глубинами h_1 и h_2 отождествлялся с разностью $V_{zz}^{h_1} - V_{zz}^{h_2}$, при $h_1 < h_2$). Совокупность “разностных”

составляющих была объединена в «кубы параметров», предназначенных для построения 3D-диаграмм, отражающих сумму аномальных эффектов горизонтальных слоев с различными эффективными глубинами кровли и подошвы (Рис.1,б).

На полученных «кубах параметров» сделаны вертикальные срезы, иллюстрирующие разделение эффектов от тел, залегающих на разных глубинах (Рис.1,в).

Пересчеты наблюденного гравитационного поля Шершневской площади были сделаны на 12 уровней с шагом 0,2 км (от 0,2 км до 2,4 км) При этом вычислялась первая вертикальная производная гравитационного поля V_{zz} . Ввиду того, что в данном случае объектом интерпретации являлось поведение соляной толщи, т.е. морфология ее поверхности, то автором был рассчитан гравитационный эффект от слоев. Для качественной визуальной оценки полученных результатов слои собраны в куб (рис.2,а). Как видно на рис.2,б, интересующие нас поднятия солей проявляются в гравитационном поле на вертикальном срезе. На срезе четко проявляются гравитационные эффекты от соляного поднятия, а также прослеживаются две зоны разуплотнения горных пород (рис.2,б). Полученные результаты далее использовались при решении прямой и обратной задач гравиразведки, т.е. при моделировании геологического разреза в двухмерном варианте (рис. 2,в). Моделирование осуществлялось по программе MODRA путем подбора границ и плотностей.

С целью определения вклада в суммарное гравитационное поле различных горизонтов геологического разреза по имеющимся структурным картам, построенным на основе данных сейсморазведки и бурения, а также по результатам, полученным при интерпретации гравитационного поля, была решена прямая задача для основных гравипассивных границ: кровли и подошвы солей. Как показано на рис.2,в поднятия кровли солей и зоны разуплотнения вносят существенный вклад в суммарное гравитационное поле. Следует отметить, что поверхность солей имеет рельеф, в целом согласующийся с поведением вышележащих горизонтов, однако, на отдельных участках образует секущие структурные формы (соляные диапиры), прорывающие терригенные отложения. Как показано на рис.2,в графики наблюденного и модельного поля практически совпадают. Построенная модель хорошо согласуется с имеющимися геологическими данными, в т.ч. с результатами бурения скважин.

Представленные результаты доказывают возможность уверенного картирования кровли солей по гравитационному полю, что позволяет с достаточной уверенностью говорить о необходимости комплексирования сейсморазведочных и гравиметрических наблюдений для последующего изучения более глубоких частей разреза.

Литература:

1. Бабаянц П.С. Интерпретационная томография по данным гравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D»/ Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.// Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Москва, 2003. -С. 20.
2. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемки в горной местности.- Абакан, ООО «Фирма «Март», 2002.- 188 с.
3. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ / В.И.Аронов. – М.: Недра, 1990. 301 с.
4. Шархимуллин А.Ф. Томографическая интерпретация гравитационного поля на основе истокообразной аппроксимации.//Восьмая уральская молодежная научная школа по геофизике, Пермь, 2007. С. 273-275.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ МАГНИТОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ НА ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ПИРОКСЕНИТОВЫХ ТЕЛАХ ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ: ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Шерендо Т.А.¹, Молошаг В.П.²

1 – Институт геофизики Уро РАН, Екатеринбург

2 – Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Tatyana_Sherendo@mail.ru

В последнее десятилетие существенно возросла стоимость поисковых исследований и открытий новых месторождений. Крупные горнодобывающие компании, успешно работающие в этой области, процветают за счет вложений в интегрированную разведку минеральных ресурсов, когда исследования генезиса руд сочетаются с качественным исполнением разведки и отличной интерпретацией [1]. Геофизические методы играют важнейшую роль при поисках и эксплуатационной разведке месторождений. Магниторазведка по-прежнему является наиболее эффективным, экономически выгодным и широко используемым методом с увеличивающимся потенциалом его применения при поисках сложно залегающих, нетрадиционных типов месторождений цветных и благородных металлов. Для выявления таких месторождений с помощью метода магниторазведки необходимо учитывать генетические особенности и условия образования руд. В данной работе представлено обоснование эффективности магниторазведки при поисках и картировании платиноидного оруденения в пироксенитовых телах мафит-ультрамафитовых комплексов Урало-Аляскинского типа на примере Кытлымского массива. С этой целью впервые были изучены фазовые и микроструктурные особенности хромитовых зерен из Бутыринской клинопироксенитовой жилы, которая отличается необычными для Платиноносного пояса Урала составом хромшпинелидов, а также генетически связанной с ними палладий-платиновой минерализацией [2, 3]. Аналогичные особенности рудной минерализации отмечаются и для других зональных мафит - ультрамафитовых массивов [3-5]. Особенности фазового состава хромитов, изменений их микроструктурного состояния и физических свойств, на наш взгляд, имеют ключевое значение в понимании процесса рудоотложения. В данной работе представлены результаты исследований образцов пород, отобранных в коренном залегании, из клинопироксенитовой жилы Косьвинского дунитового тела, Кытлымский массив. Объектом исследований были зерна хромитов в аншлифах и магнитные фракции образцов. Морфологические особенности рудных фаз и микроструктура зерен хромитов были изучены методами оптической микроскопии и последующей сканирующей электронной микроскопии. В процессе этих исследований обнаружены структуры распада хромитовых зерен. Магнитное состояние зерен со структурами распада исследовалось с помощью магнитной суспензии, используемой в качестве «индикатора» магнитных минералов на исследуемой поверхности аншлифа. Полученный магнитный индикаторный рисунок выявляет области, соответствующие магнитным фазам, присутствующим в исследуемых зернах хромитов и представляющим собой результат твердофазовых превращений рудных фаз в процессе становления дунитового массива. Термомагнитные исследования магнитных фракций образцов были выполнены для выявления магнитных фаз по температурам Кюри. Предшествующими исследованиями установлен химический состав зерен хромшпинелей, отобранных из упомянутой Бутыринской жилы [5]. Опубликованные данные свидетельствуют о зональном распределении элементов в одном из исследованных зерен: краевые области зерна обогащены Al и Mg, а центральная часть, с более низким содержанием Cr, чем в краевых областях, обогащена Fe и Ti.

Полученные нами результаты по изучению хромитовых зерен находятся в согласии с вышеизложенным: осаждение магнитной суспензии в центральных областях исследованных зерен (Рис.1) наглядно демонстрирует картину распределения магнитных фаз, вероятно, обогащенных Fe и Ti. В этих же областях методом сканирующей электронной микроскопии выявлены закономерно ориентированные нанофазы (Рис. 2), которые, скорее всего,

ответственны за наблюдаемую магнитную картину. Эти минеральные нановыделения сформировали гетерофазную наносистему, образовавшуюся в первоначально однофазном зерне хромшпинели в результате твердофазовых превращений и/или топотаксических реакций [6].

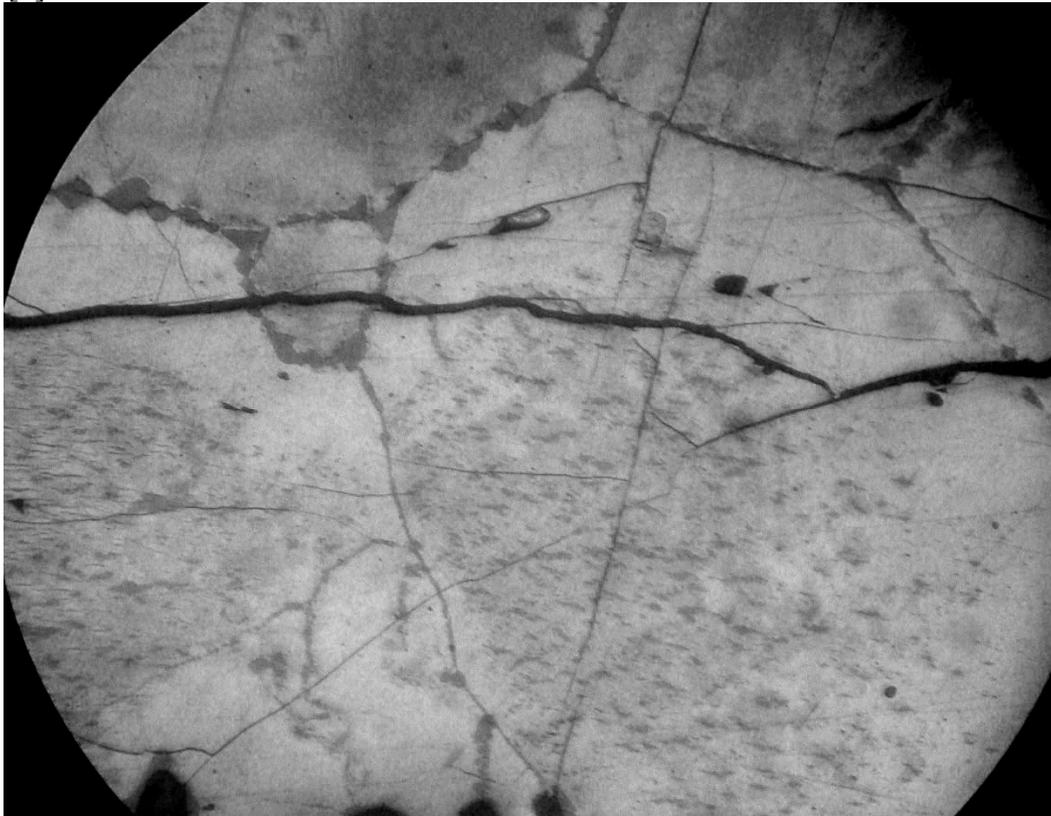


Рис.1

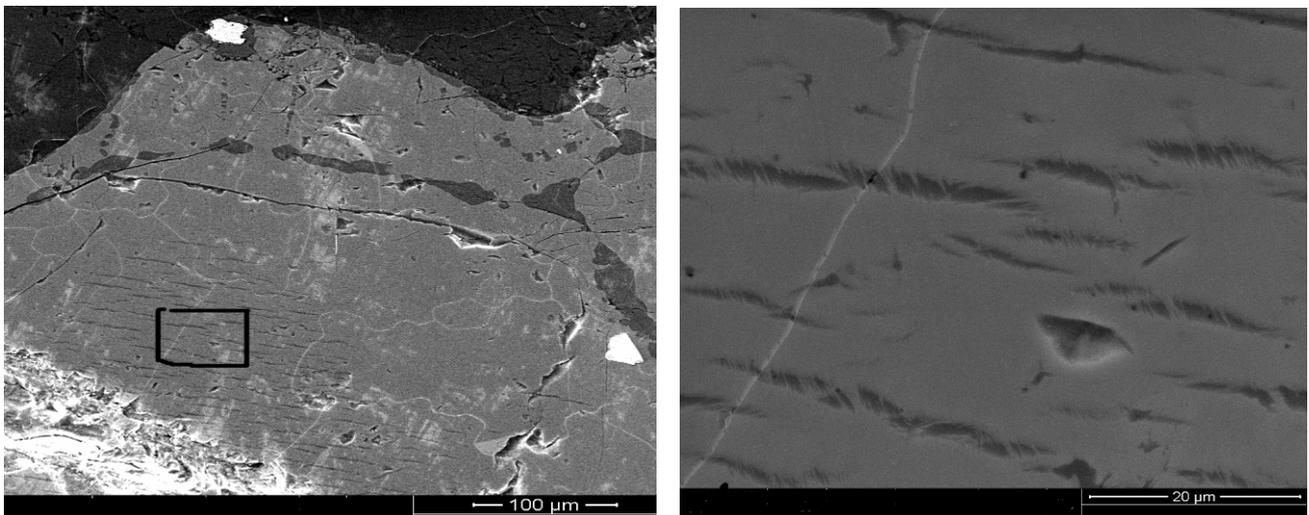


Рис.2

Результаты термомагнитного анализа магнитных фракций исследованных образцов демонстрируют присутствие в них магнитных фаз преимущественно с температурами Кюри в области 540 – 570 °С, которые соответствуют, скорее всего, хромсодержащим титаномагнетитам с невысокими концентрациями Cr и Ti. Воспроизводимость хода термомагнитных кривых первого и повторного циклов «нагрев – охлаждение» свидетельствует о стабильности этих магнитных фаз. Этот факт позволяет предположить, что кристаллизация гомогенного титаномагнетитового раствора происходила при быстром

охлаждении из области полной растворимости (от температур выше 600 °С), так как даже в обычных условиях гомогенность титаномагнетита сохраняется только при таком режиме его кристаллизации [7]. Это согласуется с предполагавшимися ранее условиями образования хромтитаномагнетита в пироксенитовых жилах Косьвинского дунитового тела [8]. К сожалению, на данном этапе исследований нам не удалось установить состав магнитных нанофаз, выявленных с помощью сканирующей электронной микроскопии. Нет достаточных оснований считать их хромсодержащими титаномагнетитами, поскольку известно, что в наносостоянии слабомагнитные минералы (например, гематит) могут проявлять достаточно сильные магнитные свойства. Кроме этого магнитные свойства проявляют также гемоильмениты определенного состава. Пока не ясно, на какой стадии процесса рудообразования сформировались эти магнитные нанофазы. Ответ можно будет получить с привлечением данных по их составу. Формирование гетерофазных наносистем в виде магнитных нанофаз, закономерно ориентированных в первоначально не магнитных гомогенных хромитовых зернах, ассоциирующих с платиноидами, резко повышает магнитные свойства клинопироксенитов и выделяет их среди немагнитных дунитов. Это делает пироксенитовые тела с платиноидной минерализацией, аналогичные исследуемой Бутыринской жиле Косьвинского дунитового тела, объектами для эффективного использования магниторазведки при поисках и эксплуатационной разведке на элементы платиновой группы.

Объединение геофизических и геолого-минералогических данных позволяет более эффективно выявлять разные типы рудной минерализации и их пространственное расположение на месторождении, что обеспечивает построение наиболее реальной геологической модели как конечного продукта геофизической съемки.

Литература:

1. Whiting T. Tomorrow's exploration challenges for today's megaminers. // Convention Handbook AESC – 2006. Melbourne. Australia. 2006. P.63 - 64.
2. Ярош П.Я., Фоминых В.Г. Платиноиды в хромтитаномагнетит – пироксенитовой жиле Косьвинского дунитового тела Кытлымского массива. // Ежегодник – 1975. Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976. С. 100 - 101.
3. Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F., Cabella R., Anikina E. Chromite composition and platinum – group mineral assemblage in the Uktus Uralian – Alaskan – type complex (Central Urals, Russia). // Mineralium Deposita. 2003. V. 38. № 3. Pp. 312 - 326.
4. Заскинд Е.С., Конкина О.М., Кочнев-Первухов В.И., Столяренко В.В., Федорова С.О. Модели россыпеобразующих платиноносных массивов. // Отечественная геология. 2006. № 4. С. 33 - 36.
5. Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic – ultramafic complexes in the Central Ural Mountains. // Lithos. 2007. V. 95. P. 19 - 42.
6. Хисина Н.Р., Урусов В.С. Образование гетерофазных наносистем в процессах твердофазовых превращений и реакций при изменении P, T, P(O₂), P(H₂O). // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». 2003. №1 (21).
7. Трухин В.И. Введение в магнетизм горных пород. М.: Изд-во МГУ. 1973. 275 с.
8. Фоминых В.Г. Своеобразный тип «хромтитаномагнетитовых руд» в пироксенитах Платиноносного пояса Урала // Скарново-магнетитовые месторождения Урала. Труды Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 136. Свердловск, 1978. С. 107 – 113.

О РЕШЕНИИ ГРАНИЧНЫХ ЗАДАЧ ДЛЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА С УЧЕТОМ КРИВОЛИНЕЙНОЙ ПОВЕРХНОСТИ РАЗДЕЛА ДВУХ СРЕД

Шестаков А.Ф., Ладовский И.В.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Постановка граничных задач линейного сопряжения в теории электрического потенциала для моделей кусочно-однородных сред имеет давнюю историю и восходит к классическим работам [6], где решение задачи для локального объекта в однородной проводящей среде сведено к интегральному уравнению Фредгольма II рода относительно искомой плотности простого слоя – эквивалентных источников, образующихся на границе неоднородности. С позиций континуального подхода эта граница отождествляется с поверхностью разрыва коэффициента электропроводности сплошной среды.

Однако, в ряде случаев, актуальных для задач электроразведки (при больших значениях контрастности объекта по сравнению с вмещающей средой по электропроводности), коэффициент при интегральном члене не позволял рассчитывать на удовлетворительную сходимость решения (находимого методом итераций)

Для решения этой проблемы Г.М. Воскобойниковым [1] предложено определять искомую плотность через потенциал двойного слоя эквивалентных источников. В итоге для нее было получено интегральное уравнение Фредгольма II рода, имеющее математический смысл практически для любых физически допустимых значений электропроводности среды и объекта. Кроме того, в той же работе этот подход распространен на случай однородного проводящего полупространства (содержащего неоднородность) с плоской границей раздела земля-воздух.

Следует отметить, что в рассмотренных выше подходах к решению задачи возникает необходимость на первом этапе предварительного вычисления неизвестной плотности (простого, либо двойного слоев), наведенных на границах неоднородностей, а уже затем на втором – вычисления потенциала по соответствующей интегральной формуле. А сама методика вывода интегральных уравнений основана на представлении решений для внутренней и внешней краевых задач и последующего их «сшивания» на границе с использованием естественных граничных условий.

При дальнейшем исследовании постановки задачи линейного сопряжения с использованием аппарата обобщенных функций оказалось, что можно избежать процедуры предварительного вычисления неизвестной плотности простого, либо двойного слоев и напрямую свести задачу к интегральному уравнению относительно самого потенциала. Так, в работе [7] на примере точечного источника возбуждения поля в однородном пространстве в присутствии локального проводящего объекта, показано что искомый потенциал $U(M)$ в произвольной точке M пространства $R^3 \setminus S$ имеет интегральное представление следующего вида:

$$\sigma(M)U(M) = (\sigma_2 - \sigma_1) \iint_S U(P) \frac{\partial G(M, P)}{\partial n} dS + \sigma_1 W(M) \quad , \quad (1)$$

которое сводится к интегральному уравнению Фредгольма II рода относительно самого потенциала на границе S . Здесь и далее $\sigma(M) := \{\sigma_2, M \in D; \sigma_1, M \in R^3 \setminus \bar{D}\}$, σ_1 и σ_2 – электропроводность вмещающей среды и объекта; G – функция Грина для уравнения Лапласа в безграничной среде; W – потенциал сторонних источников. При этом технология его вывода основывалась на совершенно ином методическом подходе, лишенном процедуры промежуточного решения задач для смежных областей (внутри и вне неоднородности), а затем последующего их сшивания. Это стало возможным благодаря тому, что распределение материального параметра среды (электропроводности) было описано в терминах ступенчатых функций, что позволило использовать континуальный подход к решению задачи во всем пространстве R^3 на основа аппарата обобщенных функций.

Как оказалось, представление (1) не единственное. В работе [4] получено эквивалентное ему представление, которое имеет вид:

$$U(x_M) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_2 + \sigma_1} \iint_S \left(\frac{\partial U_1}{\partial N} + \frac{\partial U_2}{\partial N} \right) \frac{1}{r_{MP}} dS_P + W(x_M), \quad x_M \in R^3; x_P \in S. \quad (2)$$

где U_1 и U_2 – предельные значения на границе внешнего и внутреннего потенциалов (по отношению к неоднородности), N – внешняя нормаль к области D . При устремлении текущей точки M к границе области также возникает интегральное уравнение Фредгольма II рода [4], но уже относительно нормальной производной потенциала на границе S .

Следует отметить, что из (1) или (2) непосредственно следует известное уравнение теоретической обратной задачи электроразведки на постоянном токе, полученное П.С. Мартышко [5], если потенциал U аппроксимирован полями сингулярных источников определенного класса и задан в явном виде.

В настоящей работе рассматривается дальнейшее развитие методики исследования краевых задач сопряжения (на примере электрического потенциала) с использованием аппарата обобщенных функций в более сложной модельной постановке, а именно – с учетом криволинейного характера границы раздела S_0 двух сред, в одной из которых расположен объект неоднородности D .

Постановка задачи.

Будем предполагать, что Евклидово пространство R^3 разделено гладкой поверхностью S_0 на два подпространства: Ω_0 (верхнее) и Ω_1 (нижнее), характеризующиеся постоянными значениями электропроводности σ_0 и σ_1 соответственно; область D , ограниченная поверхностью Ляпунова S и сторонние источники тока расположены в нижнем полупространстве. Требуется найти распределение электрического потенциала $U(M)$ в произвольной точке пространства $\Omega_0 \cup \Omega_1 \setminus D$.

Как известно, исходным уравнением для решения граничных задач стационарного электрического поля \mathbf{E} , определяемого через потенциал $\mathbf{E} = -\nabla U$, является условие неразрывности полного тока во всем пространстве [6]:

$$\operatorname{div}(\sigma \mathbf{E} + \mathbf{J}_{\text{ст}}) = 0 \quad \text{или} \quad \operatorname{div}(\sigma \nabla U) = \operatorname{div} \mathbf{J}_{\text{ст}}, \quad (3)$$

где $\mathbf{J}_{\text{ст}}$ – вектор плотности тока сторонних источников. Если последние имеют точечную структуру, то с учетом краевых условий вблизи локализованных источников [8], их общий вклад (суммарная мощность q) заменяется суперпозицией сингулярных источников:

$$q = \operatorname{div}(\mathbf{J}_{\text{ст}}) = \sum_i I_i \delta(M, M_i), \quad (4)$$

где I_i – сила тока, поддерживаемая сторонними силами в i -ом источнике, M_i – точка его локализации, δ – дельта-функция Дирака.

Естественное условие непрерывности плотности тока трансформируется в условия сопряжения, налагаемые на поведение нормальной производной потенциала на границах раздела сред

$$\sigma_2 \frac{\partial U_2}{\partial N} \Big|_S = \sigma_1 \frac{\partial U_1}{\partial N} \Big|_S, \quad \sigma_0 \frac{\partial U_0}{\partial N} \Big|_{S_0} = \sigma_1 \frac{\partial U_1}{\partial N} \Big|_{S_0} \quad (5)$$

и позволяют доопределить значения полевых функций в точках разрыва через полусуммы Дирихле их лево- и правосторонних ветвей (обозначенных индексами в круглых скобках):

$$E_S^N = \frac{j_N}{\sigma_S} = \frac{1}{2} \left(\frac{j_N^{(1)}}{\sigma_1} + \frac{j_N^{(2)}}{\sigma_2} \right); \quad E_{S_0}^N = \frac{j_N}{\sigma_{S_0}} = \frac{1}{2} \left(\frac{j_N^{(1)}}{\sigma_1} + \frac{j_N^{(0)}}{\sigma_0} \right), \quad (6)$$

откуда непосредственно следует соответствующие представления для обратного значения величины электропроводности:

$$\frac{1}{\sigma_S} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\sigma_1} + \frac{1}{\sigma_2} \right), \quad \frac{1}{\sigma_{S_0}} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\sigma_1} + \frac{1}{\sigma_0} \right). \quad (7)$$

Конечный разрыв нормальной составляющей напряженности электрического поля на поверхностях раздела сред с различными материальными параметрами образует простой слой, плотность которого вычисляется из условий сопряжения

$$v_s = \frac{\partial U_1}{\partial N} - \frac{\partial U_2}{\partial N} = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_2 + \sigma_1} \cdot \left(\frac{\partial U_1}{\partial N} + \frac{\partial U_2}{\partial N} \right) \Big|_S, \quad (8)$$

$$\mu_{s_0} = \frac{\partial U_0}{\partial N} - \frac{\partial U_1}{\partial N} = \frac{\sigma_1 - \sigma_0}{\sigma_1 + \sigma_0} \cdot \left(\frac{\partial U_1}{\partial N} + \frac{\partial U_0}{\partial N} \right) \Big|_{S_0}. \quad (9)$$

Раскроем дифференциальный оператор уравнения (3), считая коэффициент $\sigma(x)$ функцией координат точек неоднородного пространства.

$$\nabla^2 U + \frac{\nabla \sigma(x)}{\sigma(x)} \nabla U + \frac{q(x)}{\sigma(x)} = 0, \quad x \in R^3. \quad (10)$$

Уравнения (10) и (1) эквивалентны только для непрерывной функции $\sigma(x)$ с разрывом производных $\nabla \sigma$ не выше I рода. Но если среда кусочно однородна, а разрывный коэффициент σ аппроксимируется комбинацией импульсных (ступенчатых) функций, то на поверхности разрыва (граничной поверхности S контакта сопредельных областей) видоизмененный оператор (10) задачи сопряжения утрачивает математический смысл.

Для сохранения рамок континуального подхода к решению задачи в работе [4] показано, каким образом следует доопределить разрывные коэффициенты в (10) с использованием аппарата обобщенных функций и предложен способ вычисления прямых значений в точках разрыва. Следуя [4], преобразуем разрывной коэффициент в операторной части уравнения к виду:

$$\frac{\nabla \sigma(x)}{\sigma(x)} \nabla U = -\nabla \left(\frac{1}{\sigma(x)} \right) \cdot \sigma(x) \nabla U, \quad (11)$$

которое имеет вполне определенный математический смысл как произведение одной разрывной функции на непрерывную.

Введем систему координат, связанную с центром звездности погруженного тела, в которой $x = x_M$ – радиус-вектор текущей точки M и определим характеристическую функцию вмещающей области $\Omega_1 \setminus D$, параметризованную уравнениями ее граничных поверхностей [2,3]. Пусть $\{\Phi_0(x) = 0, x \in S_0\}$ и $\{\Phi(x) = 0, x \in S\}$ – уравнения непересекающихся граничных поверхностей S_0 и S соответственно. В окрестностях точек разрыва функцию области доопределим через полусумму Дирихле ее лево- и правосторонних значений:

$$H(\Phi_0) = \begin{cases} 1, & x \in \Omega_0, \text{ если } \Phi_0(x) > 0 \\ \frac{1}{2}, & x \in S_0, \text{ если } \Phi_0(x) = 0 \\ 0, & x \in \Omega_1, \text{ если } \Phi_0(x) < 0 \end{cases} \quad H(\Phi) = \begin{cases} 1, & x \in \Omega_0 \cup \Omega_1 \setminus D, \text{ если } \Phi(x) > 0 \\ \frac{1}{2}, & x \in S, \text{ если } \Phi(x) = 0 \\ 0, & x \in D, \text{ если } \Phi(x) < 0 \end{cases} \quad (12)$$

Градиент функции области коллинеарен вектору нормали к ее границе [3], а обобщенная производная ступенчатой функции равна сингулярной δ -функции, сосредоточенной на поверхности контакта сопредельных областей [2]. Тогда из (12) следует

$$\nabla H(\Phi) = \delta_S(\Phi) \otimes \nabla \Phi = \mathbf{N} \otimes \delta_S(\Phi); \quad \nabla H(\Phi_0) = \delta_{S_0}(\Phi) \otimes \nabla \Phi = \mathbf{N} \otimes \delta_{S_0}(\Phi) \quad (13)$$

Задаваясь величиной скачка коэффициента электропроводности и его прямым значением (7) на поверхности S , выразим эвристический закон изменения обратной электропроводности через функцию области:

$$\frac{1}{\sigma(x)} = \frac{1}{\sigma_2} + \left(\frac{1}{\sigma_1} - \frac{1}{\sigma_2} \right) \cdot H(\Phi) + \left(\frac{1}{\sigma_0} - \frac{1}{\sigma_1} \right) \cdot H(\Phi_0). \quad (14)$$

В результате, градиентный член (11) задачи сопряжения преобразуется к виду, характерному для поверхностных источников простого слоя [6]

$$\nabla\left(\frac{1}{\sigma(x)}\right)\sigma(x)\nabla U = \left(\frac{1}{\sigma_1} - \frac{1}{\sigma_2}\right)(\nabla H \otimes \sigma(x)\nabla U) + \left(\frac{1}{\sigma_0} - \frac{1}{\sigma_1}\right)(\nabla H \otimes \sigma(x)\nabla U), \quad (15)$$

или, с учетом (13) и свойств δ - функции:

$$\nabla\left(\frac{1}{\sigma(x)}\right)\sigma(x)\nabla U = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_2 + \sigma_1} \left(\frac{\partial U_1}{\partial N} + \frac{\partial U_2}{\partial N}\right)_S \delta_S(\Phi) + \frac{\sigma_1 - \sigma_0}{\sigma_1 + \sigma_0} \left(\frac{\partial U_1}{\partial N} + \frac{\partial U_0}{\partial N}\right)_{S_0} \delta_S(\Phi_0). \quad (16)$$

Таким образом, обобщенно непрерывный оператор рассматриваемой задачи сопряжения в континуальном пространстве R^3 принимает вид:

$$\nabla^2 U - \nu(x_S)\delta_S(\Phi) - \mu(x_{S_0})\delta_S(\Phi_0) + \frac{q(x)}{\sigma(x)} = 0, \quad (17)$$

и представляет собой компактную запись второй обобщенной формулы Грина [2], согласно которой обобщенный лапласиан выражается через конечные скачки функции и ее нормальных производных на поверхности разрыва.

Дальнейшее решение задачи основывается на сведении (17) к интегральному представлению. Следуя методике, изложенной в [4], получаем

$$U(x_M) = -\frac{1}{4\pi} \iiint_{R^3} \frac{q(x_P)}{\lambda(x_P)} \frac{1}{r_{MP}} dV_P + \frac{1}{4\pi} \iint_S \frac{\nu(x_P)}{r_{MP}} dS_P + \frac{1}{4\pi} \iint_{S_0} \frac{\mu(x_Q)}{r_{MQ}} dS_Q \quad (18)$$

или

$$U(x_M) = W(x_M) + P(x_M) + Q(x_M), \quad (19)$$

где $W(x_M) \in C^1$ – потенциал «первичного» поля источников стороннего тока:

$$W(x_M) = \frac{1}{4\pi} \iiint_{R^3} \frac{q(x_P)}{\sigma(x_P)} \frac{1}{r_{MP}} dV_P \quad x_M, x_P \in R^3; \quad (20)$$

$P(x_M), Q(x_M) \in C^0$ – аномальные потенциалы простого слоя вторичных источников, расположенных на границах раздела среды:

$$P(x_M) = -\frac{1}{4\pi} \iint_S \frac{\nu(x_P)}{r_{MP}} dS_P, \quad x_M \in R^3; x_P \in S; \quad Q(x_M) = -\frac{1}{4\pi} \iint_{S_0} \frac{\mu(x_Q)}{r_{MQ}} dS_Q, \quad x_M \in R^3; x_Q \in S_0 \quad (21)$$

Преобразуем поверхностные интегралы в (18) на основе второй формулы Грина с учетом условий сопряжения, налагаемых на нормальную производную потенциала по разные стороны границы. В результате получаем для $x_M \in \Omega_1 \setminus \bar{D}$:

$$U(x_M) = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{4\pi\sigma_1} \iint_S U(x_P) \frac{\partial}{\partial N} \left(\frac{1}{r_{MP}}\right) dS_P + \frac{\sigma_1 - \sigma_0}{4\pi\sigma_1} \iint_{S_0} U(x_Q) \frac{\partial}{\partial N} \left(\frac{1}{r_{MQ}}\right) dS_Q + W(x_M). \quad (22)$$

Аналогичное выражение можно записать для $x_M \in \Omega_0$.

Следствие. Если потенциал известен во внешности D (например, вследствие подбора сингулярными источниками), то (22) становится уравнением теоретической обратной задачи для определения границы объекта в рассматриваемой модельной постановке с учетом поверхности раздела двух сред. Алгоритм решения подобного класса уравнений для звездных тел хорошо известен [5]. В данном случае он незначительно усложняется из-за появления дополнительного слагаемого в целевом функционале – интеграла по границе раздела S_0 от заданных значений потенциала.

При устремлении точки M к S и S_0 с учетом предельных значений потенциалов двойного слоя из (22) возникает система двух интегральных уравнений Фредгольма II рода, относительно соответствующих граничных значений потенциала:

$$U(x_P) = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{2\pi(\sigma_2 + \sigma_1)} \iint_S U(x_P) \frac{\partial}{\partial N} \left(\frac{1}{r}\right) dS_P + \frac{\sigma_1 - \sigma_0}{2\pi(\sigma_2 + \sigma_1)} \iint_{S_0} U(x_Q) \frac{\partial}{\partial N} \left(\frac{1}{r}\right) dS_Q + \frac{2\sigma_1}{(\sigma_2 + \sigma_1)} W(x_P) \quad (23)$$

$$U(x_Q) = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{2\pi(\sigma_0 + \sigma_1)} \iint_S U(x_P) \frac{\partial}{\partial N} \left(\frac{1}{r}\right) dS_P + \frac{\sigma_1 - \sigma_0}{2\pi(\sigma_0 + \sigma_1)} \iint_{S_0} U(x_Q) \frac{\partial}{\partial N} \left(\frac{1}{r}\right) dS_Q + \frac{2\sigma_1}{(\sigma_0 + \sigma_1)} W(x_Q)$$

Так в общем виде выглядит система интегральных уравнений для численного решения поставленной задачи. В заключение отметим, что в частном случае при $\sigma_0 = 0$ полученная система (23) и уравнение (22) могут быть использована при решении прямой и обратной задач электроразведки на постоянном токе для локальных трехмерных объектов с учетом влияния рельефа границы земля-воздух.

Литература

1. Воскобойников Г.М. О вычислении стационарных электромагнитных полей в некоторых кусочно-неоднородных средах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 63–75.
2. Владимиров В.С., Жаринов В.В. Уравнения математической физики. Москва, «Физматлит», 2000. – 400 с.
3. Гельфанд И.М., Шилев Г.Е. Обобщенные функции и действия над ними. Москва, «Физматгиз», 1959. – 472 с.
4. Ладовский И.В., Шестаков А.Ф. Об аппроксимации разрывных коэффициентов в операторе краевой задачи линейного сопряжения // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии Межд. науч. семинара им. Д.Г. Успенского. –М.: ИФЗ РАН. С.160–164.
5. Мартышко П.С. Обратные задачи электромагнитных геофизических полей. – Екатеринбург: УрО РАН, 1996. – 144 с.
6. Франк Ф., Мизес Р. Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики. Москва – Ленинград, «ОНТИ», 1937. – 998 с.
7. Шестаков А.Ф. Об использовании специальных функций при решении прямых и обратных задач электроразведки на постоянном токе // Геоэлектрические исследования контрастных по электропроводности сред: Сб. науч. трудов. – Екатеринбург: Наука, Уральское отд., 1996. С. 28–36.
8. Электроразведка: справочник геофизика. Книга 1. М.: Недра, 1989. – 440 с.

РАЗРАБОТКА ЦИФРОВОГО АППАРАТУРНО-МЕТОДИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Коноплин А.Д.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В лаборатории электрOMETрии Института геофизики УрО РАН разработан и успешно применяется программно-аппаратный комплекс для проведения исследований магнитотеллурическими методами, включающий в себя:

- аппаратуру низкочастотного магнитотеллурического зондирования;
- аппаратуру высокочастотного (аудио)магнитотеллурического зондирования;
- программное обеспечение обработки записанных временных рядов магнитотеллурического поля и предварительной интерпретации полученных результатов обработки.

Оба комплекта аппаратуры предназначены для проведения измерений естественного электромагнитного поля в диапазонах частот 0.0002 – 0.5 Гц (МТЦ-01) и 3 – 10000 Гц (АМТ-02). Аппаратура высокочастотного магнитотеллурического зондирования может также применяться для измерения полей искусственного источника (незаземлённой петли или заземлённого диполя). Наличие встроенного приёмника GPS в аппаратуре АМТ-02 позволяет проводить высокочастотные измерения в варианте с удалённой опорной точкой или использовать сигнал секундных импульсов для синхронизации запуска измерителя и генератора электромагнитного поля.

Аппаратура позволяет измерять две горизонтальные составляющие вектора естественного электрического поля (E_x , E_y) и все составляющие магнитного поля (H_x , H_y , H_z). В обоих комплектах аппаратуры использовано 24 разрядное аналого-цифровое преобразование, что обеспечивает возможность получения качественного материала в различных условиях в широком частотном диапазоне и на фоне интенсивных помех, например с частотой промышленной сети.

Аппаратура АМТ-02 ведёт измерения только в одном частотном диапазоне, при этом интервал дискретизации всегда равен 24 мксек (частота дискретизации АЦП - ~41.7 кГц). В аппаратуре МТЦ-01 есть возможность во время записи использовать программную децимацию потока данных, что позволяет увеличивать время непрерывной записи при проведении региональных исследований. Станция МТЦ-01 позволяет просматривать материал непосредственно во время записи, что позволяет оперативно решать проблемы в случае возможной неисправности или неверной расстановки первичных преобразователей поля.

Для измерения магнитного поля в станции АМТ-02 использован датчик индукционного типа, в станции МТЦ-01 – торсионный оптико-механический датчик, применявшийся также в аппаратуре семейства ЦЭС и МТЛ. Измерение электрического поля в станции МТЦ-01 ведётся с симметричной пятиточечной схеме с центральным электродом, в станции АМТ-02 применяется симметричная схема расстановки без центрального электрода, что позволяет в некоторых случаях более гибко изменять стандартные схемы расстановки электродов и ориентировки линий при сложном и неблагоприятном рельефе местности.

Программное обеспечение комплекса позволяет выполнять следующие операции с временными рядами, полученными на аппаратуре: предварительный просмотр полученных временных рядов, предварительную обработку (препроцессинг) записей поля во временной области, основную обработку – вычисление основных интерпретационных и вспомогательных параметров, просмотр результатов обработки, заключительную обработку результатов для последующей интерпретации.

На этапе предварительной обработки могут выполняться следующие операции:

- интерактивное выделение временных интервалов обработки;
- режекторная фильтрация периодической составляющей с любой частотой и любым количеством гармоник в пределах частотного диапазона записи;
- нелинейная фильтрация импульсных и ступенчатых помех большой амплитуды;

- преобразование (вращение и сдвиг) координат из произвольно развёрнутой неортогональной расстановки электрических линий или датчиков к стандартно ориентированной;
- масштабирование и изменение фаз каналов записи;
- изменение частоты квантования (передискретизация) в большую или меньшую сторону;
- согласование частот квантования записей профильной и удалённой опорной точки и выделение общих временных интервалов записи.
- Во время основной обработки вычисляются следующие интерпретационные и вспомогательные параметры:
 - импедансная и адмитансная оценка тензора импеданса;
 - абсолютные значения и фазы типпера;
 - стандартные отклонения амплитуд и фаз полученных оценок;
 - различные оценки качества и достоверности получаемых результатов.

Во время основной обработки могут применяться различные варианты получения оценок основных параметров – быстрая (неробастная) оценка - оптимальная в смысле минимума среднего квадрата отклонения, но сильно зависящая от уровня помех, робастная оценка – более требовательная к вычислительным ресурсам, но дающая всегда более точный и устойчивый результат. Оба варианта обработки могут применяться при использовании данных удалённой опорной точки. В основе получения робастной оценки лежит техника вычисления коэффициентов мультивариантной линейной регрессии с итеративно изменяемыми весами накопления (в иностранных источниках упоминаемая как *iteratively reweighted least squares*). В данной программе объединены и обобщены приёмы обработки описанные в [1] и [4].

В программе имеется возможность визуально оценить следующие результаты обработки и их трансформации:

- кривые кажущегося сопротивления;
- кривых абсолютных значений и аргументов компонент тензора импеданса;
- вспомогательные интерпретационные параметры – кривизну (*skew*), неоднородность;
- кривые абсолютных значений и аргументов типпера;
- оценки качества обрабатываемого материала – коэффициенты корреляции и доверительные интервалы отклонений основных вычисляемых параметров.
- В программе заключительного этапа обработки данных реализуются следующие функции:
 - объединение кривых из разных частотных диапазонов и из файлов разных форматов в единую кривую, с возможным изменением шага частотной сетки;
 - сглаживание кривых, вычисление дополнительных интерпретационных параметров – кривизны, неоднородности;
 - преобразование форматов данных разных обрабатывающих программ и формирование файлов для программ последующей интерпретации и визуализации.
 - Вычисление основных параметров может производиться в следующих вариантах расстановок:
 - профильная точка – измерение магнитного и электрического поля (E, H);
 - профильная точка (E, H) и удалённая опорная точка (E или H);
 - профильная точка – измерение электрического поля E и удалённая точка – измерение магнитного поля H.

Программное обеспечение позволяет проводить обработку временных рядов аппаратуры МТЦ-01/АМТ-02, а также Metronix GMS-06 и любой другой аппаратуры, с нефрагментированной структурой временных рядов, выходной формат файлов которой может быть преобразован к формату МТЦ-01/АМТ-02.

Разработанный программно-аппаратный комплекс успешно применяется при проведении исследований электромагнитными методами различных областей Урала,

Восточно-Европейской платформы и западной Сибири. Для примера на рис. 1. приведено сопоставление результатов электромагнитных зондирований, полученных разными комплектами аппаратуры (в частности МТЦ-01 и Metronix GMS-06) при проведении региональных исследований на южном Урале в 2002 г [5]. На рисунке также приведены результаты измерений малоглубинной аппаратурой индукционного зондирования МЧЗ-11 и данные, полученные аппаратурой АМТЗ более ранней разработки – «Гроза» [1].

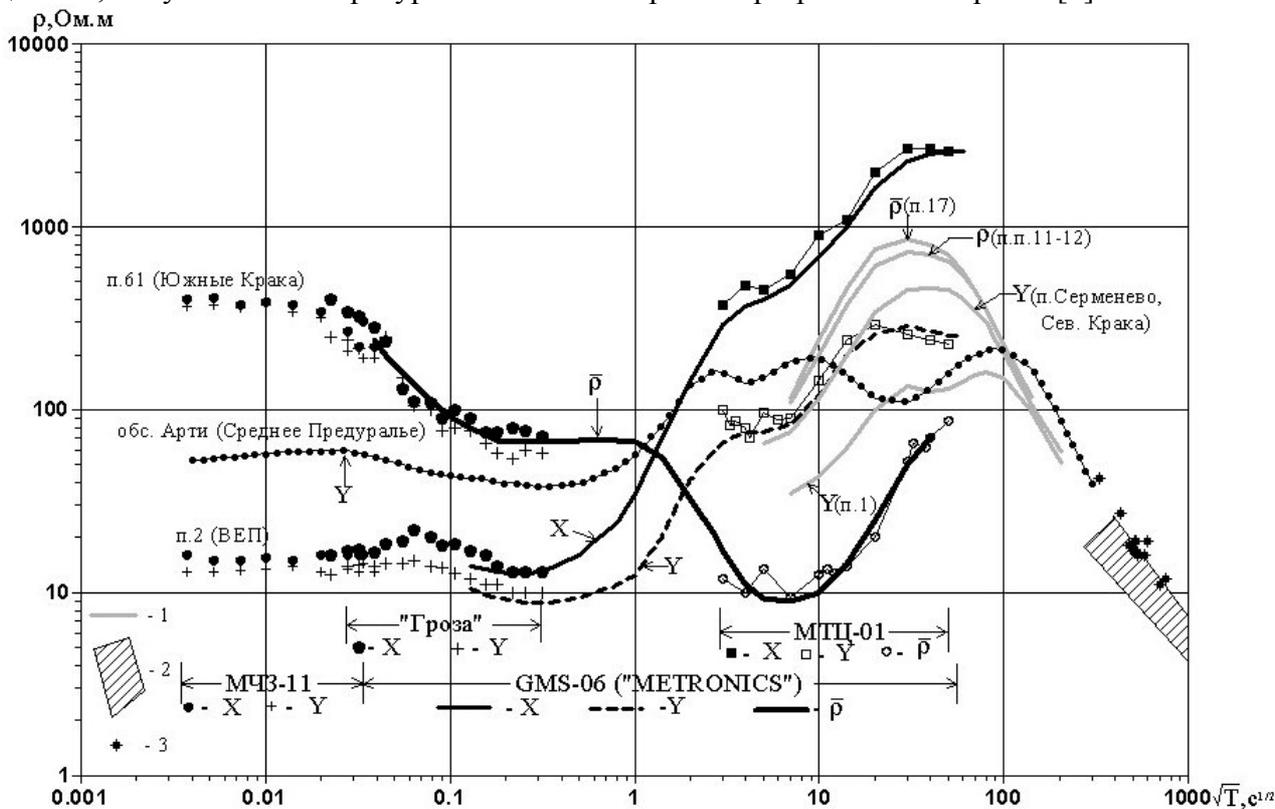


Рис. 1. Результаты сопоставления кривых электромагнитного зондирования, полученных с помощью различных аппаратурных комплексов на практических примерах. Цифры у кривых – номера пунктов профиля. Кривые ρ_K : X – меридиональное (север - юг), Y – широтное (восток - запад) направления, ρ – кривая эффективного сопротивления ($\sqrt{\rho_x \rho_y}$). 1 – кривые ГМТЗ; 2 – глобальное распределение ρ_K с оценкой неопределённости (Рокитянский И.И., 1981); 3 - уточнённые данные глобального магнитовариационного зондирования (Файнберг Э.Б., 1983).

Литература:

1. Коноплин А.Д. Разработка цифровой аппаратуры и программно-методического обеспечения обработки данных МТЗ. Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата технических наук. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2003 г
2. Коноплин А.Д. Аппаратура высокочастотного магнитотеллурического зондирования. Материалы 33 сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”. Екатеринбург, 2006, С 147.
3. Коноплин А.Д. Цифровая станция магнитотеллурического зондирования. Материалы 29 сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”. Екатеринбург, 2002, С 274.
4. Московская Л.Ф. Робастный регрессионный и корреляционный анализ при обработке магнитотеллурических данных. Геофизика, № 2, 2004, С 49.
5. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Геоэлектрические особенности строения земной коры и верхней мантии Южного Урала. Геология и геофизика, т. 48, № 10, 2007, С. 1086–1095.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕХНОГЕННОГО ПОЛЯ ЭЛЕКТРИФИЦИРОВАННОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ В ГЕОФИЗИКЕ

Вишнев В.С.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Практика геофизических работ показывает, что вблизи электрических железнодорожных веток (ЭЖДВ) повсеместно наблюдаются интенсивнейшие импульсные электромагнитные помехи. Они инициируются изменяющимся режимом энергопотребления электровозами, имеют специфическую (ступенеобразную) форму импульса и прослеживаются на удалениях от рельсов до двух и более десятков километров.

На возможность разведочного применения электрических промышленных помех одними из первых обратили внимание: в нашей стране – А.С. Поляков (1947), за рубежом – Г. Порстендорфер (1961). Первые сравнительно удачные опыты по практическому определению с помощью помех особенностей геоэлектрического разреза поставили: Г.И. Хованова (1955), Л.И. Иоффе, В.А. Комаров, М.В. Семенов (1957), Р.М. Каменецкая, Ю.В. Якубовский (1957) и др.

На базе упомянутых и прочих им подобных работ был создан метод блуждающих токов (МБТ). Этот метод в благоприятных условиях применяют на земной поверхности и под землей. Основная задача его шахтного варианта - прослеживание рудных залежей из горных выработок, а наземного – поиски и картирование сильно проводящих геологических образований на флангах разрабатываемых месторождений. Выполнение обеих задач возможно благодаря тому, что рельсы на горнодобывающих предприятиях контактируют с рудой. Утечки железнодорожного полотна локализованы. Структура пространственного распределения электрических составляющих используемых импульсов (практически) идентична. Аномалии намного превышают неоднородности первичного поля, а непостоянство его интенсивности легко устраняется делением амплитуды сигнала, зарегистрированного в рядовом пункте наблюдения, на соответствующую амплитуду – базисном, располагаемом на неперспективном участке поисковых работ. Однако если контакт рельсов с рудой отсутствует или имеется на нескольких отрезках пути, то применение стандартного варианта МБТ становится неэффективным, что вынуждает заниматься его модернизацией. Для ее осуществления были рассмотрены общепринятые схемы питания электровозов и некоторые особенности движения поездов. При их анализе установлено:

1. Железнодорожные перегоны имеют участки (развилки, подъемы, остановочные пункты и т.п.), где изменение режима питания локомотивов практически неизбежно. Причем если при движении по части из них в одном направлении затраты энергии электровозов повышаются (что вызывает появление положительного импульса поля), то при следовании противоположном - понижаются и т.д.

2. Промышленные помехи от электрической железной дороги, в том числе и мощные ступенеобразные импульсы, создаются большим количеством различных токов. Но вклады, возникающие за счет изменения режимов питания электровозов на конкретном отрезке пути, назовем их квазидетерминированными слагаемыми, а содержащие их импульсы – перспективными, принадлежат источнику, структура которого в те или иные моменты времени (с той или иной степенью точности) идентична. Т.е. в качестве исходной модели возбудителя полезного сигнала в модернизированном варианте метода блуждающих токов лучше всего подходит отдельная ветка, на которой работает только один, время от времени изменяющий свое энергопотребление, но не перемещающийся электровоз.

3. В электромагнитном поле с неизменной структурой пространственного распределения отношения амплитуд взаимно перпендикулярных его составляющих всегда одинаковы. И это обстоятельство можно использовать для опознавания перспективных импульсов.

4. В точках местности, расположенных около отрезка пути, где локомотивы вынуждены изменять свою тяговую нагрузку, квазидетерминированные слагаемые должны быть намного мощнее остальных и последними допустимо пренебрегать. Т.е. базисный пункт при реализации нового способа электроразведки целесообразно располагать не на безрудном участке местности (как в стандартном методе БТ), а вблизи упомянутого отрезка ЭЖД.

5. Магнитные составляющие импульсов поля тяговой сети железной дороги в установившемся режиме, по крайней мере, в случае горизонтально-однородного слоистого разреза не зависят от геоэлектрических параметров изучаемой среды,

6. Если следить за временем, направлением и особенностями прохождения поездов (остановка, ускорение и др.) по одному из мест, где смена режима питания электровозов обязательна, то перспективные импульсы, зарегистрированные на рядовых пунктах наблюдения, можно разделить на группы с положительными и отрицательными квазидетерминированными слагаемыми. Причем, прочие слагаемые в отдельных перспективных импульсах будут различного знака и при нахождении среднеарифметического значения нормированной амплитуды этих импульсов взаимно уничтожатся,

На основании перечисленных сведений не трудно догадаться, что из промышленных помех, создаваемых тяговой сетью электрической железной дороги, можно выделять однотипные по структуре пространственного распределения (а значит и по структуре источника) полезные сигналы и что эти сигналы поддаются преобразованию в значения параметра r_k (кажущегося сопротивления).

Методика полевых работ и методика выделения из помех от ЭЖД детерминированных (полезных) сигналов, основанная на вышеизложенных соображениях, подробно описана в [1]. Вывод формул нормального поля предлагаемой разновидности МБТ дан в работе [2]. Пример, иллюстрирующий работоспособность этой методики, приведен в [3].

Литература:

1. Вишнев В. С. Некоторые характеристики техногенного электромагнитного импульсного поля тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник № 5. Екатеринбург: УрО РАН, Институт геофизики, 2003. С.16 – 23.
2. Вишнев В. С. Формулы для расчета Электрического и магнитного поля блуждающих токов тяговой сети железной дороги // Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: Наука. Урал. отделение, 1998. С. 141 – 152.
3. Вишнев В. С., Дьяконова А. Г., Хачай О. А. Опыт электроразведки верхней части земной коры Урала полем тяговой сети электрифицированной железной дороги. – «Геология и геофизика» № 12, т. 36, Новосибирск, 1998. С. 122 – 127.

ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК И МЕХАНИЗМ ВЫДЕЛЕНИЯ РАДОНА В ПОРОВОЕ ПРОСТРАНСТВО ГОРНЫХ ПОРОД

Козлова И.А., Юрков А.К.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
ikozlova75@mail.ru

Основным механизмом выделения радона из кристаллической решетки минералов в поровое пространство выступает механизм отдачи. [4] При распаде атомов радия, расположенных вблизи фазовой границы, в случае вылета альфа-частицы в противоположную от нее сторону, энергии отдачи может быть достаточно для перехода образованного атома радона в поровое пространство. Другого механизма перехода пока не обнаружено. Диффузия в твердых телах при обычных температурах практически не играет никакой роли. Поскольку при механизме отдачи количество перешедших атомов в поровое пространство зависит от площади ее поверхности, то должно наблюдаться увеличение коэффициента эманирования с уменьшением размера фракций. Однако, как по литературным, так и по полученным нами экспериментальным данным по исследованию материала для создания стандартного образца радона, такой зависимости не наблюдается [1-5].

В качестве гипотезы, объясняющей такое поведение коэффициента эманирования, Е.П. Петряев предположил, что суммарная величина общей внутренней поверхности настолько велика, что изменение наружной поверхности изменяет ее незначительно [4]. Тем не менее, величина общей поверхности изменяется в большую сторону и должно наблюдаться увеличение коэффициента эманирования при уменьшении размера фракций. Однако, при проведении экспериментальных исследований, связанных с выбором оптимального размера фракций для приготовления стандартных образцов радона, мы получили небольшое увеличение эманирующей способности от фракции 1-2 мм к более крупным (табл. 1) [2]. Содержание радия (урана) при дроблении гранитного порошка контролировалось гамма-спектрометрическими измерениями. Полученные результаты показали одинаковое содержание радия (урана) во всех фракциях.

Изучение эманирующей способности различных фракций гранитного порошка

Таблица 1

Фракция	Коэффициент эманирования, K_{Rn} %		
0,25-0,5 мм	6,2	6,5	6,1
1,0-2,0 мм	7,0	6,7	6,8
4,0-6,0 мм	7,7	8,0	7,9
8,0-12,0 мм	9,5	9,7	9,1

Наиболее вероятной причиной отсутствия в экспериментах зависимости эманирующей способности от величины наружной поверхности, может быть сорбция радона, которая зависит и от площади наружной поверхности. В этом случае, дополнительный радон, выделяющийся за счет увеличения поверхности, ею же сорбируется и, в целом, эманирующая способность образца горной породы не изменяется.

Рядом исследователей отмечается факт увеличения коэффициента эманирования в жидкие среды [1,3,4]. Одним из объяснений этого является то, что при реализации механизма отдачи часть атомов приобретает энергию достаточную для преодоления воздушного слоя в порах и внедрения в противоположную стенку, т.е. атом радона не остается в воздушной среде. В случае заполнения пор любой жидкостью атом радона затормозится и останется в ней. На наш взгляд существует более простое объяснение. При заполнении пор жидкостью сорбционная способность стенок пор и трещин уменьшается за счет сорбирования молекул жидкости. Поэтому поверхность пор и трещин обладает меньшей сорбционной способностью, из-за чего большая часть атомов остается в жидкости, заполняющей поровое пространство, вызывая отмеченное повышение коэффициента эманирования.

Для проверки предположения о наличии сорбированного радона были проведены эксперименты по нагреву стандартных образцов радона. Были взяты три стандартных образца, заполненных гранитным порошком разной фракции. После трехнедельного накопления радона в них была измерена его объемная активность. Затем вакуумным насосом из СОР был удален находящийся воздух и заполнен атмосферным, и снова измерена объемная активность радона. Далее, поочередно СОР были нагреты до $180^{\circ} \pm 10^{\circ} \text{C}$ и вновь измерена ОАР. Измерение температуры производилось сразу после отбора пробы для определения объемной активности радона, непосредственно в рабочем веществе стандартного образца радона.

Полученные результаты (табл. 2) показали, что после удаления из стандартного образца радона всего накопленного ранее радона и последующего нагрева до 180°C , концентрация радона достигает практически прежнего значения.

Изменение объемной активности радона при нагревании

Таблица 2

Фракция	После накопления Rn, ОАР Бк/м ³	После удаления Rn, ОАР Бк /м ³	После нагрева до 180 ⁰ С, ОАР Бк/м ³
0,25-0,5 мм	327	0	270
0,8-1,2 мм	500	0	550
4,0-6,0 мм	618	0	685

Возможным объяснением этого факта является то, что при температуре 180°C происходит сброс какой-то части сорбированного радона в поровое пространство в свободном состоянии.

Таким образом, можно сделать вывод, что в поровом пространстве часть атомов радона покинувших кристаллическую решетку в результате механизма отдачи находится в сорбированном состоянии на поверхностях пор и трещин. Из этого следует, что наблюдаемое нами и многими другими исследователями увеличение объемной активности радона при воздействии на среду упругих колебаний как в лабораторных условиях, так и в естественном залегании может быть объяснено переходом части сорбированного радона в свободное состояние.

Литература:

1. Баранов В.И. Радиометрия. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 344 с.
2. Малыгина Т.М, Козлова И.А. Использование естественных эманулирующих сред для калибровки радиометров радона //Уральская научно-практическая конференция по метрологии. Тез. докладов. Екатеринбург. 1998. С.34.
3. Новиков Г.Ф., Капков Ю.Н. Радиоактивные методы разведки. Л.:Недра. 1965. 759с.
4. Сердюкова А.С, Капитанов Ю.Т. Изотопы радона и короткоживущие продукты их распада в природе. М.:Атомиздат. 1969. 312с.
5. Уткин В.И., Юрков А.К. Стандартный образец радона // Патент России № 207592 от 10.03.97.
6. Шашкин В.Л, Пруткина М.И. Эманирование радиоактивных руд и минералов. М.:Атомиздат. 1979. 312с.

ЦИФРОВАЯ КАРТА АНОМАЛЬНОГО МАГНИННОГО ПОЛЯ УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Чурсин А.В.¹, Прутьян А.М.¹, Федорова Н.В.²

1 - ФГУП "Уральская геофизическая экспедиция", г. Екатеринбург

2 - Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Современная концепция Государственной геологической карты России масштаба 1:1000000 третьего поколения (Госгеолкарта-1000/3) предполагает синтез всей имеющейся геологической информации и глубокую адаптацию данных геофизики, геохимии и результатов обработки аэрокосмических съемок. Эта информация, критически рассмотренная и наполненная геологическим содержанием, найдет отображение на геологической карте нового поколения. Геофизическое обеспечение Госгеолкарты-1000/3 базируется на материалах ранее выполненных геофизических исследований, обработанных и проанализированных применительно к задачам мелкомасштабного геологического картирования. Обработка геофизической информации выполнена с использованием современных компьютерных технологий. Информационной базой для создания сводных геофизических карт явились данные площадных аэрогеофизических и наземных магнитных съемок крупного, среднего и мелкого масштабов, хранящиеся в цифровой и аналоговой форме в региональных Банках данных. На период создания геофизической основы по листам Р-40, 41; О-40, 41; N-40, 41 в Банке ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция» содержались данные по аэромагнитным, аэрогамма-спектрометрическим съемкам масштабов 1:200 000, 1:50 000 и крупнее.

При создании сводных карт геофизических полей предъявляются жесткие требования к геофизической картографии, связанные с устранением внутренних дефектов в массивах данных, увязкой результатов различных съемок и приведением их к единому уровню. Для этой цели в 2004 г., в соответствии с геологическим заданием, ФГУП «УГЭ» выполнила комплексную аэрогеофизическую (аэромагнитную и аэрогамма-спектрометрическую) съемку по увязочным профилям на листах Р-40,41; О-40,41 и N-40,41. Эти материалы и данные по аэромагнитным съемкам на региональных профилях, проведенных в Уральском регионе в 1985 - 1994 г.г., позволили создать каркасную аэромагнитную сеть.

Материалы магнитометрических съемок, проведенные в течение столь длительного периода, требуют тщательного учета вековых изменений геомагнитного поля. Для приведения этих данных к единому уровню проведены дополнительные исследования применения тех или иных моделей нормального поля и вековых вариаций. Ранее при составлении карты аномального магнитного поля СССР в качестве поля относимости использовалась модель ИЗМИРАН 1965 года. Дальнейшие исследования показали, что на существующих картах значительно искажена региональная составляющая аномального магнитного поля. При сопоставлении графиков ΔT_a , снятых с карт и данных специальной аэромагнитной съемки по региональным пересечениям Урала, выявлены скачки в уровнях достигающие 200 нТл. Анализ карт нормального магнитного поля, составленных ИЗМИРАН (г. Санкт-Петербург) для эпох 1965, 1990 и 2000 годов показал, что изменения модуля индукции T за 35 лет с 1965 по 2000 гг. для рассматриваемой территории составляли от 200 нТл на юго-востоке до 600 нТл на северо-западе. Расхождения значений T этих моделей с данными измерений в магнитной обсерватории Арти (Свердловская область) значительные и достигают 96 нТл (рис.1).

Международные аналитические модели нормального поля Земли IGRF лучше соответствуют данным измерений в обсерватории, для изучаемого периода различия значений векового хода редко превышают 20 нТл. По данным обсерватории Арти рост магнитного поля T с 1965 по 2004 годы составляет 691 нТл, а по данным моделей IGRF – 680 нТл. В данные съемок по сети опорных профилей поправки за вековую вариацию магнитного поля определялись по разностям для моделей IGRF.

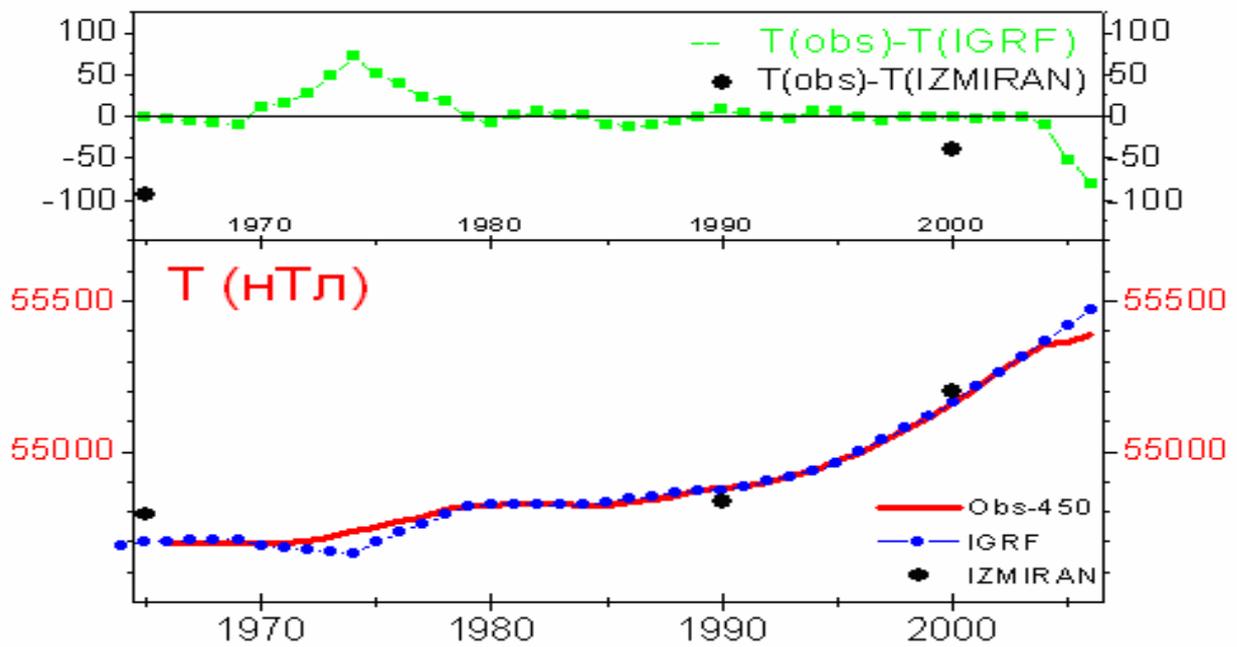


Рис.1. Изменения геомагнитного поля в обсерватории Арти по данным наблюдений (1) и моделям ИЗМИРАН (3) и IGRF (2): а) – абсолютные значения; б) – разности между измеренными и модельными значениями для ИЗМИРАН (5) и IGRF (4)

Сводные цифровые карты аномального магнитного поля масштаба 1:1 000 000 составлены на основе созданных ранее цифровых карт листам масштаба 1:200 000 (рис.2). Материалы аэромагнитных съемок использовались как в цифровой, так и в аналоговой форме. Для переноса карт в аналоговой форме в цифровой формат по каждому листу произведено сканирование на широкоформатном сканере. По скан-образу выполнена векторизация изолиний с указанием значений АМП и их привязка к географическим координатам в программе MapEdit. Цифровые данные вводились в виде матриц (при наличии таковых), либо с электронных карт. Векторизованная карта и цифровые данные по каждому листу масштаба 1:200000 экспортированы в программу ArcView и далее в программу БанкГеоИнф.

При составлении сводных цифровых карт АМП использованы, в основном, данные аэромагнитных съемок. На участках, где отсутствовали аэромагнитные съемки (центральная часть Среднего Урала), были использованы данные наземных съемок. Отличительной особенностью наземных съемок является то, что они выполнены с аппаратурой разного типа, при этом были проведены измерения различных составляющих магнитного поля: измерения вертикальной составляющей Z_a аномального магнитного поля (магнитометры М-2, М-23, М-27) и модуля полного вектора T магнитной индукции (ММП-203 и его аналоги). По результатам контрольных измерений на поверхности земли различия значений ΔT_a и Z_a в одних и те же точках составили ± 30 нТл, при этом наблюдается почти полная повторяемость графиков ΔT_a и Z_a даже в высокоградиентных зонах. Проведены дополнительные исследования вопросов, возникающих при использовании карт изодинам Z_a при составлении сводных карт АМП. По профилю Кедрово-Космаково (Средний Урал) выполнена аэромагнитная съемка со спутниковой навигацией. Полученные при аэромагнитной съемке значения ΔT_a были сопоставлены со значениями Z_a , снятыми с карт. В спокойных полях среднеквадратическая ошибка составила ± 5 нТл.

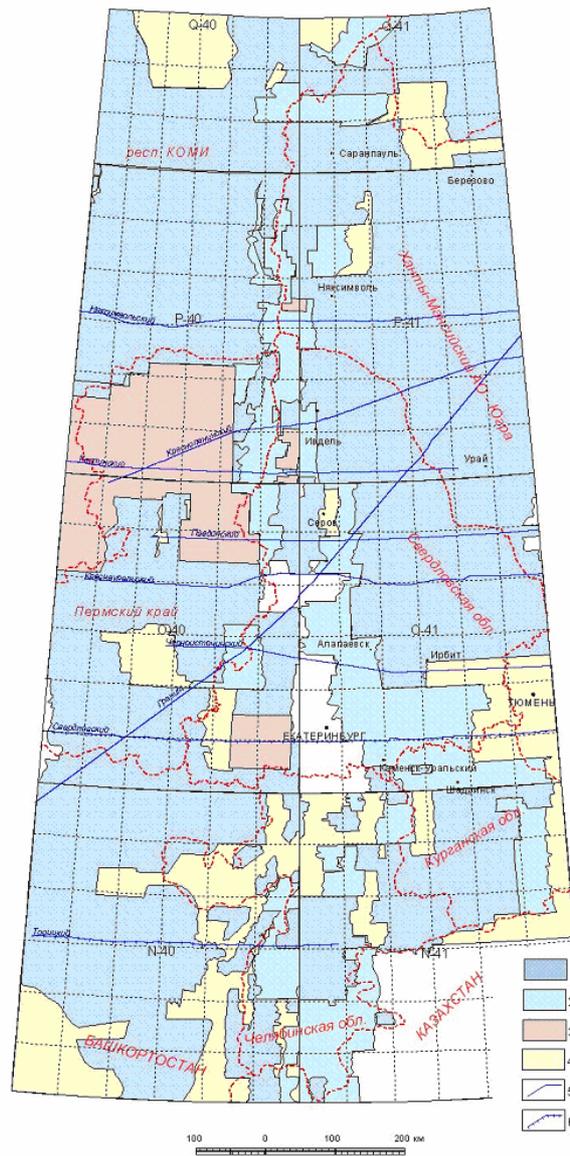


Рис. 2. Схема изученности аэромагнитными съемками территории Урала.

Одновременно было установлено, что разница в уровнях магнитного поля, измеренного и снятого с карт, колеблется в пределах $10 \div 50$ нТл, в среднем составляет ± 31 нТл. В аномальных зонах наблюдаются несколько большие расхождения, что вызвано, главным образом, различиями в высотах съемок (высота при аэросъемке составляет 50 - 100 м, а при наземной съемке - 1 м). Подобные значения погрешностей получены при сопоставлении материалов съемок T и Z по другим участкам. В результате уравнивания по площади расхождения в аномальных магнитных полях по границам наземной и аэромагнитной съемок становились существенно меньше $5 \div 10$ нТл.

В итоге проведенной работы составлена цифровая карта аномального магнитного поля Урала и Западной Сибири относительно нормального поля ИЗМИРАН 1965 г. для сети 250×250 м в которой исправлены обнаруженные ранее перекосы нормального уровня. По эти данным составлены карты на листы Р-40,41; О-40,41; N-40,41 масштаба 1:1000000. Дополнительно на эти листы составлены матрицы с шагом 1×1 км. Все карты подготовлены в виде цифровых моделей и могут быть легко тиражированы. Научно-редакционный совет по геологическому картированию территории Российской Федерации Роснедра принял эти карты и рекомендовал использовать их при составлении Госгеолкарты-1000/3.

МОДЕЛИРОВАНИЕ АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНОГО СПЕКТРА АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

Беликов В.Т. Институт геофизики УрО РАН

Акустическая эмиссия (АЭ) – явление, сопутствующее многим физическим процессам в твердом теле. Чаще всего под АЭ понимают излучение материалом упругих волн, обусловленное перестройкой его внутренней структуры [1]. Среди проблем, которые существуют при изучении АЭ, следует отметить, прежде всего, сложности, связанные с ее регистрацией, а также трудности при идентификации источников акустического излучения (АИ). Однако самая главная проблема – это количественная интерпретация экспериментальных данных по АЭ. Очевидно, что методологической основой для нее должна стать соответствующая физико-математическая модель и установленная на ее основе количественная взаимосвязь между параметрами АИ и структурными, а также физическими характеристиками твердого тела. Ранее нами была предложена модель для количественного описания АЭ и получены соотношения, описывающие связь между параметрами АИ и структурными и физическими характеристиками гетерогенной среды. С учетом этих результатов, целью данной работы является изучение зависимости морфологии амплитудно-частотного (АЧ) спектра АЭ от структурных и физических параметров излучающей среды. В силу того, что источники АЭ крайне разнообразны, в данной статье мы ограничимся в основном рассмотрением АЭ, обусловленной колебаниями поверхностей трещин.

Основой для описания процессов генерации АЭ является система осредненных уравнений тепломассопереноса в гетерогенных средах [2]. С использованием этих соотношений были получены уравнения для распространения продольных и поперечных волн в гетерогенной среде, состоящей из некоторого конечного количества фаз. Например, осредненное уравнение для продольных волн имеет вид:

$$\ddot{u}_i^l - c_l^2 \frac{\partial^2 u_i^l}{\partial x_k^2} = A_i^l. \quad (1)$$

Обозначения следующие: u_i^l - i -я компонента смещения, c_l - скорость продольных волн, A_i^l - функция источника, описывающая возбуждение АИ, вызванного колебанием межфазных поверхностей. Индекс “ l ” (который мы в дальнейшем будем опускать) указывает на то, что уравнение (1) описывает распространение продольных волн. Аналогичное (с точностью до индексов) соотношение можно записать и для поперечных волн. Функция источника A_i в этих уравнениях может быть представлена так:

$$A_i = \frac{1}{2\rho} \sum_{\substack{\alpha, \beta \\ \alpha \neq \beta}} \Delta \tilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta} \tilde{n}_k^\alpha \Omega_{\alpha\beta} = \frac{1}{2\rho} \sum_{\substack{\alpha, \beta \\ \alpha \neq \beta}} \frac{|\Delta \tilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta} \tilde{n}_k^\alpha| e_i^{\alpha\beta} \tilde{L}^{\alpha\beta} \Omega_{\alpha\beta}}{\tilde{L}^{\alpha\beta}} = \frac{1}{2} \sum_{\substack{\alpha, \beta \\ \alpha \neq \beta}} v_{\alpha\beta}^2 \tilde{L}_i^{\alpha\beta}, \quad (2)$$

где $\Delta \tilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta}$ - осредненная разница упругих напряжений на межфазной границе между произвольными α -ой и β -ой фазами гетерогенной среды, \tilde{n}_k^α - осредненный вектор нормали, внешней по отношению к α -ой фазе, $\Omega_{\alpha\beta}$ - удельная внутренняя поверхность, соответствующая межфазной поверхности $S_{\alpha\beta}$, разделяющей α -ю и β -ю фазы, ρ - плотность среды, $|\Delta \tilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta} \tilde{n}_k^\alpha| = \Delta \tilde{\sigma}_{\alpha\beta}$ - модуль осредненного вектора силы, действующей на границе между α -ой и β -ой фазами, $e_i^{\alpha\beta}$ - единичный вектор в ее направлении, $\tilde{L}^{\alpha\beta}$ - осредненная амплитуда колебаний межфазной поверхности между α -ой и β -ой фазами, $\tilde{L}_i^{\alpha\beta}$ - i -я компонента осредненного вектора смещения межфазной поверхности $S_{\alpha\beta}$. Величина $v_{\alpha\beta}$ - частота, соответствующая колебаниям межфазной поверхности между α -ой и β -ой фазами гетерогенной среды, определяемая следующим образом:

$$v_{\alpha\beta} = \sqrt{\frac{|\Delta\tilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta}\tilde{n}_k^{\alpha}| \Omega_{\alpha\beta}}{\rho\tilde{L}^{\alpha\beta}}} = \sqrt{\frac{\Delta\tilde{\sigma}_{\alpha\beta}\Omega_{\alpha\beta}}{\rho\tilde{L}^{\alpha\beta}}} \quad (3)$$

Когда мы рассматриваем гомогенное твердое тело с трещинами, предыдущие формулы упрощаются. В этом случае мы имеем две фазы: твердую – “1” и трещинную – “2”, а соотношение (3) запишется так:

$$v = v_{12} = \sqrt{\frac{|\Delta\tilde{\sigma}_{ik}^{12}\tilde{n}_k^1| \Omega_{12}}{\rho\tilde{L}^{12}}} = \sqrt{\frac{\Delta\tilde{\sigma}_{12}\Omega_{12}}{\rho\tilde{L}^{12}}} = \sqrt{\frac{\Delta\tilde{\sigma}\Omega}{\rho\tilde{L}}} \quad (4)$$

Для детального изучения процессов генерации АИ трещинами, необходимо, ввести функцию распределения трещин по размерам $f(r)$, определяемую как относительное количество трещин в единице объема с радиусом от r до $r+dr$. Функция $f(r)$ должна удовлетворять условию нормировки [3]. В силу того, что мы вводим функцию распределения, целесообразно рассматривать трещины с радиусом от r до $r+dr$, как отдельную фазу (в рамках всей трещинной фазы). Следовательно, для набора трещин из данного интервала размеров можно ввести характерную частоту в соответствии с (3) и (4). Измеряемые структурные характеристики среды, такие как трещиноватость φ и удельная внутренняя поверхность Ω выражаются через функцию распределения трещин по размеру $f(r)$, при этом можно изучать их распределение в зависимости от радиуса трещин. В данной работе мы рассматривали, так называемую, прямую задачу. В качестве исходных данных для нее использовались функция распределения $f(r)$, а также модельные зависимости $\Delta\tilde{\sigma}$ и \tilde{L} от радиуса трещин. Далее по формуле (4) определялись частоты АИ, генерируемого трещинами в данном интервале радиусов, затем строился АЧ спектр АЭ (зависимость \tilde{L} от ν).

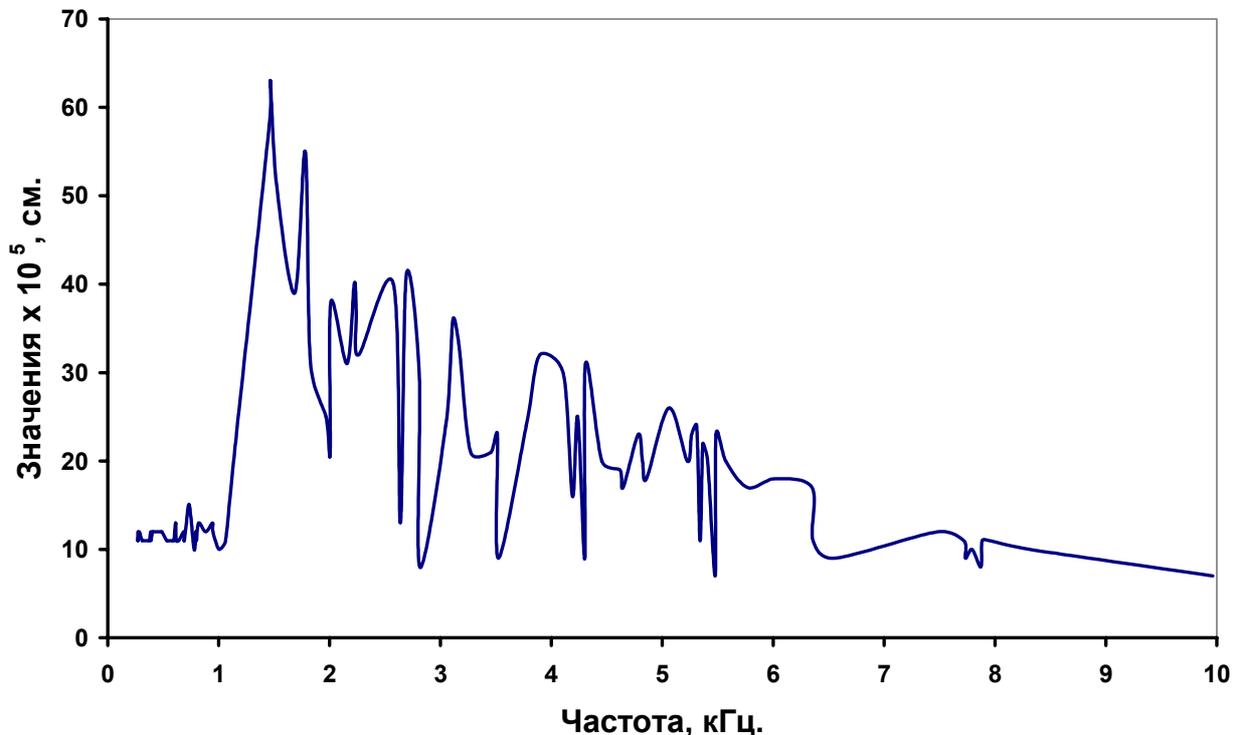


Рис. 1. Амплитудно-частотный спектр акустической эмиссии

На рисунке 1 представлен рассчитанный по формуле (4) АЧ спектр АЭ в соответствии с выбранной функцией распределения $f(r)$ и принятыми модельными зависимостями $\Delta\tilde{\sigma}$ и \tilde{L} от радиуса трещин. Полученная морфология теоретически рассчитанных АЧ спектров характерна для наблюдаемых экспериментально АЧ спектров АЭ. Таким образом, формула

(4), устанавливающая связь между частотой и структурой, а также физическими характеристиками среды, даёт возможность получать практически неограниченное число вариантов морфологии АЧ спектра АЭ, обусловленной колебаниями поверхностей трещин.

Выводы

Предложена физико-математическая модель генерации АЭ и получены соотношения, связывающие параметры АИ со структурными и физическими характеристиками гетерогенной среды и, в частности, разрушающегося твердого тела с трещинами.

Проведенное математическое моделирование процессов АЭ показало, что морфология АЧ спектров зависит от вида функции распределения трещин по размерам, а также от характера зависимости амплитуды смещения межфазных поверхностей и разницы упругих напряжений на поверхности излучающих трещин от их эффективного радиуса.

Результаты решения прямой задачи: построения АЧ спектра с использованием связи частоты АЭ со структурными характеристиками среды (формулы (6) и (8)) дают возможность перейти к решению обратной - восстановлению структурных параметров твердого тела с трещинами по наблюдаемому АЧ спектру АЭ.

Работа поддержана Программой 16 Президиума РАН и грантом РФФИ Урал № 07-05-96053.

Литература:

1. Баранов В.М. Акустические измерения в ядерной энергетике. – М.: Энергоатомиздат, 1990.-320с.
2. Алейников А.Л., Беликов В.Т., Немзоров Н.И. Акустическая эмиссия в гетерогенных средах. – Дефектоскопия, 1993, № 3, с. 31-36.
3. Вентцель Е.С. Теория вероятностей.- М: Наука,1958.- 464с.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Щапов В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Оренбургская область входит в Волго-Уральский нефтегазоносный бассейн, наряду с Пермской, Кировской Куйбышевской и Саратовской областями.

В состав платформенного чехла Волго-Уральского бассейна входят отложения девонской, каменноугольной и пермской систем, мезозойские осадки и меньше кайнозойские образования. Территория области достаточно хорошо разбурена поисковыми и разведочными скважинами. В целом по Оренбургской области открыты 38 газовых и газонефтяных месторождений, расположенных в основном в северо-западной части области.

Основные продуктивные горизонты на нефть и газ приурочены к отложениям палеозоя, сложенными терригенными и карбонатными породами.

В геологическом строении Оренбургского месторождения принимают участие три крупных комплекса: надсолевой терригенный (P2-KZ) сульфатно-галогенный (P1kg) и подсолевой карбонатный (D3zv-Plar).

Оренбургское месторождение расположено в пределах площади, ограниченной следующими географическими координатами: 51°55'-51°02' с.ш. и 55°08'-53° в. д.

Оренбургское месторождение приурочено к Соль-Илецкому выступу, крупному тектоническому элементу, расположенному в зоне сочленения Волго-Уральской антеклизы с Прикаспийской впадиной и Предуральским прогибом. Оренбургское месторождение непосредственно связано с крупнейшей структурой осадочного чехла, именуемой Оренбургским валом, который имеет достаточно сложное строение в связи с проявлением в его пределах и тектонических, и седиментационных структурных факторов.

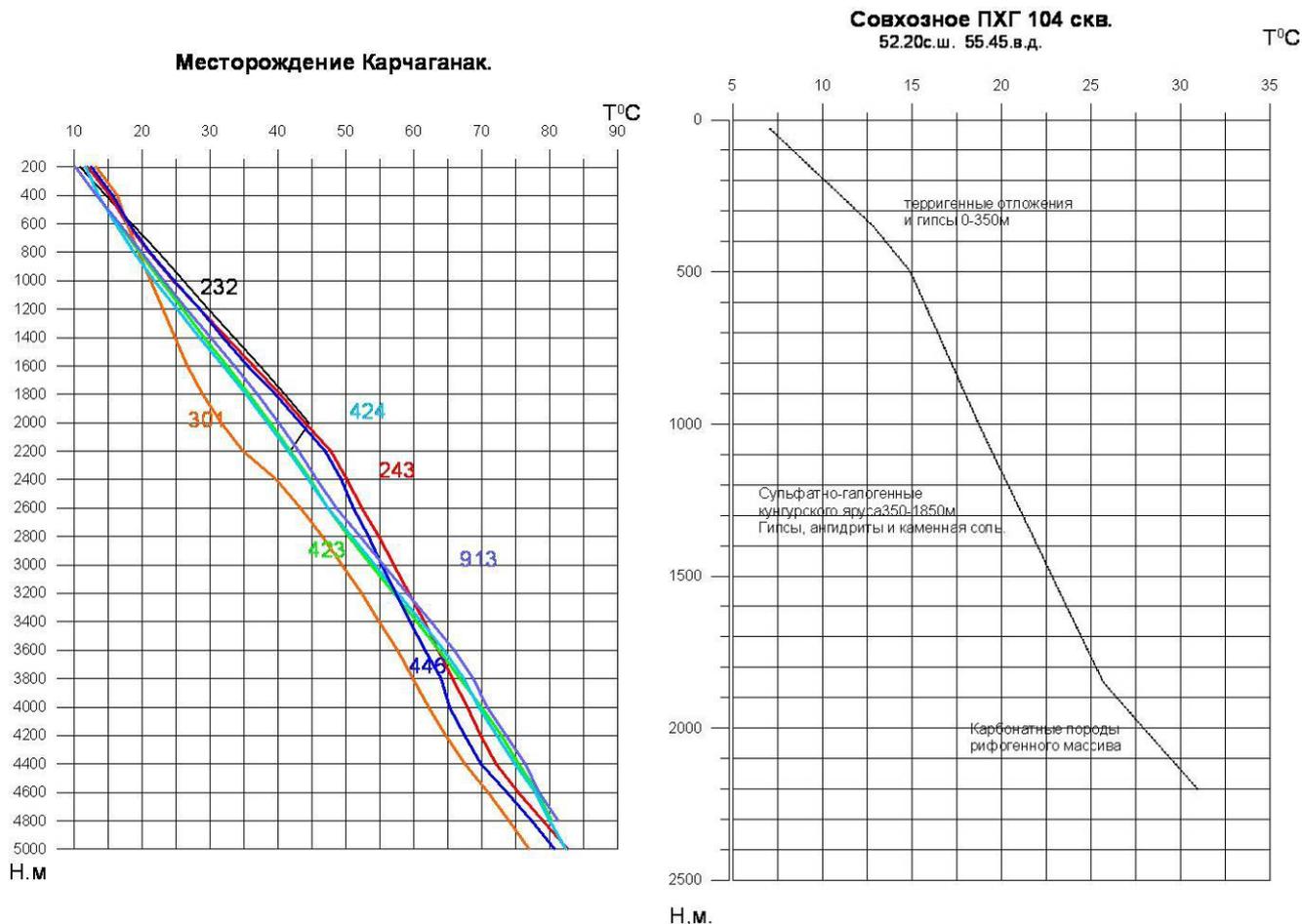
Восточная часть месторождения в структурном отношении охватывает часть Оренбургского вала, где, кроме Восточного купола, выделяются еще три небольших купола (Западно-Караванский, Караванский и Южно-Караванский), которые были выявлены в последние годы, когда на востоке месторождения проводились работы по доразведке нефтяных оторочек месторождения.

Геотермограммы по месторождению состоят из линейно-кусочных отрезков с различными геотермическими градиентами, изменяющимися в зависимости от плотности карбонатных пород. В соответствие с коэффициентами теплопроводности комплексов им присущи соответствующие градиенты температуры: надсолевой терригенный (P2-KZ) характеризуется величиной геотермического градиента, равной 13,8-25,0°C на 1 км, сульфатно-галогенный (P1kg) - 7,2-10,5°C на 1 км, подсолевой карбонатный, который вмещает продуктивные толщи (D3zv-Plar) - 16,1-21,4°C на 1 км.

Средние значения градиентов по глубине составляют от 11,3 до 14,0°C на км и соответственно плотность потока изменяется в интервале 31,2 - 36,4 мвт/м². Примером, когда содержание конденсата изменяется по площади, и особенно по глубине, является Карачаганакское месторождение с координатами 51°20' с.ш. 53°20' в.д. Среднее значение градиентов температур, вычисленное по 7 скважинам глубиной до 5 км составляет 15°C/км. При использовании табличного значения коэффициента теплопроводности известняков плотность теплового потока составит 39 мвт/м².

Совхозное подземное хранилище газа после отработки и добычи основного объема газа используется для хранения газа из других месторождений.

Координаты месторождения 52°20' с.ш. 55°45' в.д. Термограммы по глубине месторождения представляют собой три кусочно-линейных отрезка, градиенты которых отражают коэффициенты теплопроводности пересеченных скважиной толщ. Так верхняя толща терригенных отложений и гипсов до глубины 350 м, характеризуется значениями 16,4°C/км., сульфатно-галогенные отложения кунгурского яруса до глубин 1850 м. выделяются пониженными градиентами до 8°C/км., и нижележащим карбонатным породам рифтогенного массива присущи градиенты температур 15°C/ км. Среднее значение плотности теплового потока составляет 39 мвт/м².

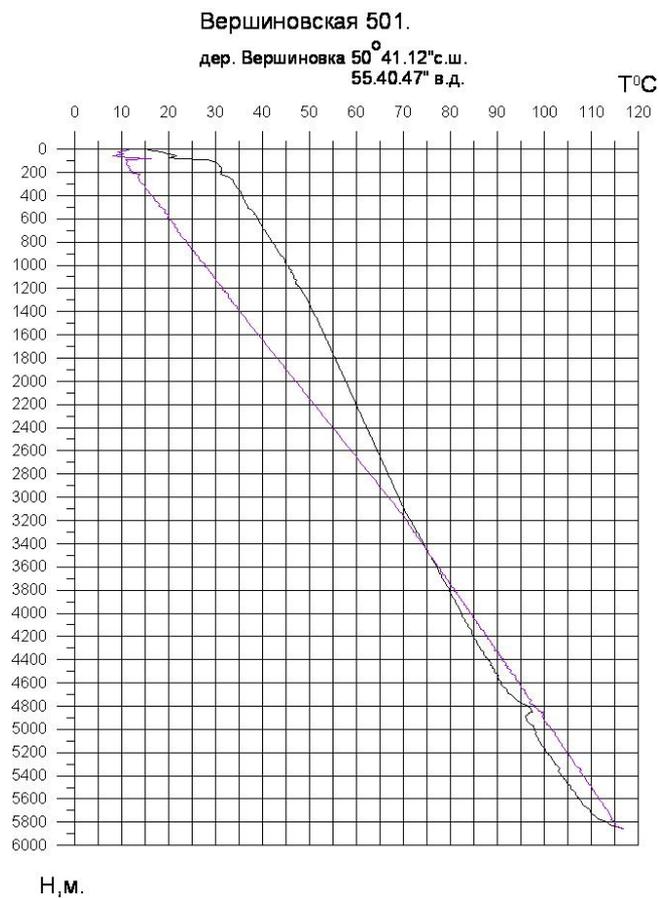


Поисково-разведочная скважина 501 с координатами 50°41' с.ш. 55°40' в.д., расположена на юге области и пересекла отложения от юры- триаса до карбонатных отложений нижнего девона Скажина не вскрыла продуктивных горизонтов углеводородов. На глубине 6 км зафиксирована температура 120°С. Среднее значение градиента температуры на интервале глубин 30м-6км. Составляют 19°С/км. и плотность потока соответственно 49,4 мвт/м². Полученные новые значения теплового потока приведены в табл 1. и войдут дополнительно в базу данных по плотности теплового потока региона.

Тепловое поле, наряду с сейсмическим, гравитационным и магнитным, являться основой для построения дальнейших геолого-геофизических моделей эволюции Урала.

Табл.1.

Месторождение	Координаты	Координаты	Градиент температуры.	Плотность теплового потока
Оренбургское НГКМ	51°55'-51°02' с.ш.	55°08'-53° в.д.	11,3-14,0°С/ км	31,2-36,4 мвт/м ²
Карчаганакское	51°20' с.ш.	53°20' в.д.	15°С/км.	39 мвт/м ² .
Совхозное	52°20' с.ш.	55°45' в.д.	15°С/ км	39 мвт/м ²
Вершиновское	50°41' с.ш.	55°40' в.д.	19°С/ км.	49,4 мвт/м ²



Литература:

1. Геологическое строение СССР т 4. Полезные ископаемые. М.Недра 1968. 504с.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых т.1 Русская платформа. Ленинград. Недра, 1985. 356с.
3. Шулаев В.Ф. Роль геотермических исследований в комплексе ГИС при изучении и контроле за разработкой нефтегазовых месторождений. Башкирский гос.ун-т, Уфа, 2000. С.14-20.
4. Темиргалиев Р.Г., Шулаев В.Ф., Шаповал Н.А. Анализ материалов ГИС по скважинам Совхозного ПХГ, заглушенным с целью ликвидации заколонных перетоков. Башкирский гос. Ун-т. Уфа, 1999. С.94-99.
5. Темиргалиев Р.Г., Шулаев В.Ф., Шаповал Н.А. Возможность использование наблюдательных скважин ПХГ в качестве объекта геотермических исследований. Башкирский гос.ун-т, Уфа, 2000. С.20-28.

Список участников конференции

Ф.И.О.	Место работы	
Акимова Елена Николаевна	Институт математики и механики УрО РАН	4
Александров Павел Николаевич	ЦГЭМИ ИФЗ РАН	8
Анфилогов Всеволод Николаевич	Иминх УРО РАН	299
Астраханцев Юрий Геннадьевич	Институт геофизики УрО РАН	12, 81, 179, 260
Бахвалов Альфред Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	130
Бибнев Алексей Сергеевич	Геофизическая лаборатория- обсерватория "Арти"	135
Беликов Виктор Тихонович	Институт геофизики УрО РАН	324
Бессонова Елена Александровна	ТОИ ДВО РАН	15
Борисенков Михаил Федорович	Институт физиологии Коми НЦ УрО РАН	23
Бушарина Софья Владимировна	ИГГ УрО РАН	32, 36
Бычков Сергей Габриэльевич	Горный институт УрО РАН, Пермь	183
Варлашова Юлия Викторовна	Горный институт УрО РАН	25
Васин Владимир Васильевич	Институт математики и механики УрО РАН	4
Винничук Наталия Николаевна	Институт геофизики УрО РАН	29
Виноградов Альберт Михайлович	Институт геофизики УрО РАН	32, 36
Вишнев Владимир Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	317
Володькова Татьяна Васильевна	Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН	44
Геник Иван Васильевич	Горный институт УрО РАН	48
Глухих Игорь Иванович	Институт геофизики УрО РАН	12, 52
Голованова Инесса Владимировна	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	54
Гуляев Александр Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	58
Данукалов Константин Николаевич	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	63
Демежко Дмитрий Юрьевич	Институт геофизики УрО РАН	54
Долгаль Александр Сергеевич	Горный институт УрО РАН	67, 183, 205
Дружинин Владимир Степанович	Институт геофизики УрО РАН	58, 71, 76
Дрягин Вениамин Викторович	Институт геофизики УрО РАН	93
Дьяконов Борис Петрович	ВНИИ ГЕОсистем, Москва	81, 260
Дьяконова Аза Григорьевна	Институт геофизики УрО РАН	85
Журавлёва Розалия Борисовна	Институт геофизики УрО РАН	89
Иванченко Виктор Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	52
Иголкина Галина Валентиновна	Институт геофизики УрО РАН	93
Калмыков Алексей Андреевич	УГТУ	96
Каршаков Евгений Владимирович	Институт проблем управления РАН	40
Козлова Ирина Анатольевна	Институт геофизики УрО РАН	319
Колтышева Елена Степановна	Институт геофизики УрО РАН	101
Конанова Надежда Витальевна	Институт геологии Коми НЦ УрО РАН	268
Коноплин Алексей Дмитриевич	Институт геофизики УрО РАН	314
Копылов Михаил Иннокентьевич	ФГУП «Дальгеофизика»	103, 107

Корчагин Игнат Николаевич	Институт геофизики НАН Украины	139, 244
Кочнев Владимир Алексеевич	Институт вычислительного моделирования СО РАН	111, 115
Кузнецов Николай Борисович	Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва	119, 198
Кусонский Олег Александрович	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	81, 123, 126, 130, 135
Ладовский Игорь Викторович	Институт геофизики УрО РАН	76, 309
Литовский Владимир Васильевич	Уральский государственный университет путей сообщения	143
Ломакин Виктор Сергеевич	Ур. фил. ОАО ВНИМИ	147, 151
Лютюев Владимир Алексеевич	Институт геологии Коми НЦ УрО РАН	157
Мавричев Виктор Григорьевич	ФГУ НПП Геологоразведка	161
Малютин Александр Николаевич	Украинский государственный геологоразведочный институт	256
Мартышко Петр Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	163, 167
Мезенина Зифа Сабирьяновна	Институт геофизики УрО РАН	93
Мигачев Андрей Евгеньевич	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	135
Миненко Павел Александрович	Европейский университет	171
Молодцов Игорь Вадимович	ФГУ НПП Геологоразведка	161
Начапкин Николай Иванович	Институт геофизики УрО РАН	71, 76, 81, 179, 260
Неведрова Нина Николаевна	Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН	175
Новиков Сергей Сергеевич	ООО ПКФ «Недра-С», Астрахань	179
Новоселицкий Владимир Маркович	Горный институт УрО РАН, Пермь	183
Нульман Алла Арнольдовна	Институт геофизики УрО РАН	187
Овчаренко Аркадий Васильевич	Институт геофизики УрО РАН	191
Осипов Вячеслав Юрьевич	Институт геофизики УрО РАН	71, 76
Панин Григорий Леонидович	Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН	195
Панченко Борис Алексеевич	УГТУ	96
Пономарева Татьяна Анатольевна	Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар	157, 198
Поршнев Сергей Владимирович	УГТУ	96
Пруткин Илья Леонидович	Технический университет Дельфт, Нидерланды	202
Прутьян Александр Михайлович	ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция»	321
Пугин Алексей Витальевич	Горный институт УрО РАН, Пермь	205
Пьянков Валентин Александрович	Институт геофизики УрО РАН	163, 209, 213, 217
Ратушняк Александр Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	220
Рашидов Владимир Александрович	Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН	19
Рублев Алексей Леонидович	Институт геофизики УрО РАН	224
Сальманова Раушания Юрисовна	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	54
Светлакова Аида Насибовна	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	228
Свяжина Идея Александровна	Институт геофизики УрО РАН	231

Сенин Лев Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	235
Сенина Татьяна Егоровна	Институт геофизики УрО РАН	238
Сокол-Кутыловский Олег Леонидович	Институт геофизики УрО РАН	242
Суворов Владимир Дмитриевич	Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН	248
Сушкин Леонид Борисович	ООО «Рос-ДВ»	252
Троянов Александр Кузмич	Институт геофизики УрО РАН	81, 179, 260
Тягунов Дмитрий Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	264
Угрюмов Иван Александрович	Институт геофизики УрО РАН	32
Удоратин Валерий Вячеславович	Институт геологии Коми НЦ УрО РАН	268
Улитин Руслан Васильевич	Институт геофизики УрО РАН	272, 276
Уткин Владимир Иванович	Институт геофизики УрО РАН	280
Федорова Наталья Васильевна	Институт геофизики УрО РАН	284, 286, 288, 321
Федорова Ольга Ивановна	Институт геофизики УрО РАН	272, 276
Хачай Ольга Александровна	Институт геофизики УрО РАН	291, 295
Хачай Юрий Васильевич	Институт геофизики УрО РАН	299
Хейнсон Александр Петрович	Институт геофизики УрО РАН	12, 52
Хрущева Валентина Викторовна	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	130, 135
Цидаев Александр Григорьевич	Институт геофизики УрО РАН	167
Чурсин Александр Васильевич	ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция»	288, 321
Шархимуллин Артур Фагитович	ПФ «Севергазгеофизика»	302
Шерендо Татьяна Андреевна	Институт геофизики УрО РАН	306
Шестаков Алексей Федорович	Институт геофизики УрО РАН	309
Щапов Владислав Анатольевич	Институт геофизики УрО РАН	321
Юрков Анатолий Константинович	Институт геофизики УрО РАН	319
Якимчук Николай Андреевич	Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле ИГН НАН Украины	139, 244