

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

МАТЕРИАЛЫ

III Школы – семинара

«ГОРДИНСКИЕ ЧТЕНИЯ»

Москва, 20 -21 апреля 2015 г.

ИФЗ РАН



ВАЛЕРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ГОРДИН
(1942 – 2006)

Сборник материалов III Школы-конференции «Гординские чтения», проходившей с 20 по 21 апреля 2015 года в конференц-зале Института Физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии Наук.

Под редакцией

д.ф.-м.н. *С.А. Тихоцкого*, к.т.н. *В.А. Рашидова*, *С.С. Елецкой*

© ИФЗ РАН, 2015

СОДЕРЖАНИЕ

ДВЕ ЖИЗНИ ИССЛЕДОВАТЕЛЯ АЛЬП НИКОЛАЯ УЛЬЯНОВА — Ю. И. Блох.....	6
ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПРИ ПОМОЩИ КОМПЛЕКСА ГИС И ГДИ — Чен-лен-сон Ю.Б., Колеватов А.А.	15
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВАХ ГОРНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ — Пилипенко О.В., Рашидов В.А.	17
МЕТОДОЛОГИЯ ПОСТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МОДЕЛЕЙ ЛИТОСФЕРЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ В УСЛОВИЯХ НЕПОЛНОТЫ ИНФОРМАЦИИ — Муравина О.В., Глазнев В.Н.	22
О МАТЕМАТИЧЕСКИХ ОСНОВАХ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ — Александров П.Н.....	27
О РЕШЕНИИ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ В ТЕХНОЛОГИИ ОКОНТУРИВАНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПАКЕТА ПРОГРАММ «GRANM». — Арсанукаев З.З.	31
О ПРЕДЕЛЬНЫХ АСИМПТОТИКАХ КРИВЫХ КАПИЛЛЯРНОЙ ПРОПИТКИ ГОРНЫХ ПОРОД: ЛАБОРАТОРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ — Барабанов В.Л.....	34
ЗОНА КОНТАКТА ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА И ТИХОГО ОКЕАНА: ГЕОДИНАМИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ — Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.....	36
ГЕОТЕРМИЯ – МЕТОД РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ — Ахметов Е.М., Исаев В.И.....	41
ИНФОРМАЦИОННЫЙ РЕСУРС «МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ (ТИХИЙ ОКЕАН)» — Жулёва Е.В., Рашидов В.А. , Метальников А.А., Чесалова Е.И.....	48
МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ, ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ — ПАВЛЕНКОВА Н.И.	54
ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ИСТОЧНИКОВ ПОЛЯ — Долгаль А.С., Балк П.И., Новикова П.Н. ...	59
ДИНАМИКА ДИСКРЕТНОЙ СРЕДЫ С ПЕРЕМЕННОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ КОНТАКТА ПОДВИЖНЫХ БЛОКОВ — Гарагаш И.А.....	66
ПРИМЕНЕНИЕ НОВЫХ ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ ОХОТОМОРСКОГО СКЛОНА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ — Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.....	73
ГРАДИЕНТ ПАДЕНИЯ ПОРИСТОСТИ С ГЛУБИНОЙ ПРИ УПЛОТНЕНИИ ВЯЗКОУПРУГИХ СЛОЕВ ОСАДКОВ И АККУМУЛЯЦИЯ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В МОРСКОМ ДНЕ — Суетнова Е.И.	78
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ МЕСТ СКОПЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ — Гарагаш И.А., Дубовская А.В.....	83
ОЦЕНИВАНИЕ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ПО ДАННЫМ АЭРОГРАВИМЕТРИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СФЕРИЧЕСКОГО ВЕЙВЛЕТ-РАЗЛОЖЕНИЯ — Болотин Ю.В., Вязьмин В.С.	89
ОСОБЕННОСТИ АВТОМАТИЧЕСКОЙ И ПОЛУАВТОМАТИЧЕСКОЙ СПОСОБОВ ОБРАБОТКИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ БОЛЬШОГО ОБЪЕМА — Раевский Д.Н., Степанова И.Э., Щепетилев А.В.	92

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ XX ВЕКА ВУЛКАНА АЛАИД — Рашидов В.А., Аникин Л.П., Гришин С.Ю., Делемень И.Ф.	96
МНОВОВАРИАНТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ ТЕХНОЛОГИЙ НЕЧЕТКОГО ЛОГИЧЕСКОГО ВЫВОДА В ЗАДАЧАХ НЕФТЕГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ — Кобрунов А.И., Дорогобед А.Н., Кожевникова П.В.	102
МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЙ ЭФФЕКТИВНОГО ПАРАМЕТРА ПЬЕЗОПРОВОДНОСТИ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА - Кобрунов А. И., Куделин С. Г., Мотрюк Е. Н., Кунцев В. Е.	107
МЕТОД АНАЛИЗА ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ IGRF В ГЕОЦЕНТРИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ КООРДИНАТ - Кочнев В.А.	110
КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ИНФОРМАТИВНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МЕТОДА — Шимелевич М.И.	116
ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАН ПЕКЛО АЗОВСКОЕ: ПОЛОЖЕНИЕ В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ, ПОВЕРХНОСТНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КАНАЛА ДЕГАЗАЦИИ — Т.Ю. Тверитинова, Д.Е. Белобородов, З.И. Дударов, С.М. Долов	119
АНАЛИЗ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНЫХ ВЕЙВЛЕТОВ ПУАССОНА — Кузнецов К.М., Оболенский И.В., Булычев А.А.	124
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ДОПУСТИМОГО УДАЛЕНИЯ САМОЛЕТА-ЛАБОРАТОРИИ ОТ БАЗОВОЙ СТАНЦИИ ПРИ АЭРОГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ — Погорелов В.В., Соловьев В.Н., Конешов В.Н.	130
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ СОВРЕМЕННЫХ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ СЪЕМОК — Бабаянц П.С.	136
АЭРОГЕОФИЗИКА ЗА РУБЕЖОМ — Цирель В.С., Кузнецова А.В.	139
ВЛИЯНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА ТЕРМИЧЕСКУЮ ИСТОРИЮ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ — Искоркина А.А. Исагалиева А.К., Исаев В.И.	144
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД В УСЛОВИЯХ РАССЕЙНИЯ ДАННЫХ — Кобрунов А.И.	152
АДАПТАЦИЯ МЕТОДОВ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МТЗ ДЛЯ СХЕМ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ РАЗРЕЗА, ОТЛИЧНЫХ ОТ НАИБОЛЕЕ ОБЩЕЙ СХЕМЫ — Оборнев И.Е., Доленко С.А.	156
МЕТОДЫ РАСЧЕТА СТЕПЕНИ ПРАКТИЧЕСКОЙ НЕОДНОЗНАЧНОСТИ РЕШЕНИЙ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ — Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А.	158

ДВЕ ЖИЗНИ ИССЛЕДОВАТЕЛЯ АЛЬП НИКОЛАЯ УЛЬЯНОВА

Ю.И. Блох

О крупнейшем знатоке геологии Альп, руководителе кафедры геофизики в университете швейцарской Лозанны, кавалере французского Ордена Почетного Легиона Н.А. Ульянове говорят, что ему удалось прожить не одну жизнь, а две, посвятив первые 38 лет революционной деятельности, а затем вплоть до 96 лет исключительно успешно занимаясь науками о Земле. В России, однако, он известен, главным образом, как родной дядя писателя Виктора Некрасова. Попробуем внимательнее рассмотреть бурную жизнь замечательного ученого.



Николай Алексеевич Ульянов.

Николай Алексеевич Ульянов появился на свет 3 (15) января 1881 г. в Санкт-Петербурге, а его родителями стали «потомственные почетные граждане», педагоги и активные революционеры Алексей Николаевич Ульянов (1854-1932) и Анастасия Петровна, урожденная Венчикова (1855-1941). Как известно, народническая организация «Земля и Воля» разделилась в 1879 г. на своем Воронежском съезде на «Народную Волю», в программу которой был внесен пункт о терроре, и «Черный передел», террора не признававшей. Родители Николая являлись сторонниками последней и полагали, что поднятие сознания народа путем пропаганды социалистических идей приведет, в конце концов, к тому, что народ единодушно свергнет не только царизм, но и вообще деспотизм всякого рода. Тем не менее, когда 1

марта 1881 г. народовольцы убили царя Александра II, репрессиям подвергли и революционеров из «Черного передела». В конце мая А.Н. Ульянова арестовали, и вскоре вся их семья, включая грудного младенца Колю, оказалась в ссылке в Томске. В сохранившихся воспоминаниях Анастасии Петровны можно прочесть про все перипетии жизни там [6]. Она написала, в частности, что поначалу местом ссылки им назначался город Мариинск Томской губернии, но во время этапирования Коля сильно заболел, и им разрешили временно задержаться — в результате весь срок ссылки они пробыли в Томске и его окрестностях. Коля проводил время, в основном, в компании с сыновьями сосланного туда князя Александра Алексеевича Кропоткина, математика и брата анархиста Петра Кропоткина. Естественно, находясь среди ссыльных революционеров, Коля постоянно и прочно впитывал в себя революционные идеи.

После завершения ссылки Ульяновы некоторое время провели в Саратове и Твери, а в 1891 г. приехали в Нижний Новгород, где поселились неподалеку от знакомого им со времен

ссылки писателя В.Г. Короленко и крепко сдружились с ним и его окружением [7]. Они постоянно поддерживали друг друга, к примеру, когда Анастасия Петровна и Алексей Николаевич заболели во время эпидемии холеры, Владимир Галактионович лично ухаживал за ними и, главное, за их детьми — к тому времени у Николая появились младшие братья Сергей и Юрий.

В 1897 г. Ульяновы переселились из Нижнего Новгорода в Самару, куда Алексея Николаевича пригласили сотрудничать с «Самарской газетой». Он занимался там не только журналистикой, но и писательским трудом: публиковал обзоры, рассказы и даже сказки для детей, причем не только под своей фамилией, но и под псевдонимом «Венчиков» по девичьей фамилии супруги.

Николай же по окончании реального училища отправился в 1898 г. в Санкт-Петербург, где начал учиться в Технологическом институте Императора Николая I, однако почти сразу попался на революционной деятельности, и его исключили. Через год он восстановился, но ненадолго: за участие в студенческой демонстрации около Казанского собора весной 1901 г. его выгнали из института окончательно. Некоторое время он провел у родителей в Нижнем Новгороде, потом учился в Политехнической школе Мюнхена, но окончить ее не хватило средств.

Когда родители вступили в партию социалистов-революционеров (эсеров), Николай присоединился к ним и стал вести жизнь профессионального революционера, доставлял нелегальную литературу из Женевы в Россию. Чтобы перевозить материалы на пароходах по Волге, он, в частности, с 1903 г. работал техником в навигационной компании. При этом Н.А. Ульянов, как и его родители, увлекался журналистской и издательской деятельностью, опубликовал несколько брошюр и множество статей.

Его революционная деятельность, естественно, отслеживалась. В картотеке Департамента Полиции, хранящейся в Государственном Архиве Российской Федерации, он проходил как «видный член партии социалистов-революционеров, член Организационного Бюро партии с.р.», известный, в частности, под революционной кличкой «Андрей Иванович». Любопытен его словесный портрет: «Среднего роста, лет 30, среднего телосложения, блондин, рыжеватая борода, безувечное лицо, одевается прилично». В итоге длительного нахождения под слежкой Николаю Алексеевичу в 1907 г. пришлось эмигрировать — он уехал в Швейцарию и поселился в Лозанне.

В течение нескольких лет он тесно сотрудничал с эмигрировавшим в том же году Н.А. Рубакиным, принимал деятельное участие в формировании его библиотеки и в подготовке второго издания его известнейшей работы «Среди книг». Библиографией Николай Алексеевич занимался и самостоятельно: опубликованы, например, несколько выпусков его «Библиографии иностранной литературы о России». Самое же известное его произведение этого рода — выдержавшая несколько изданий брошюра «Как покупать книги? Выбор книг. Приобретение книг» [4].

В 1909 г. произошло событие, сыгравшее решающую роль в дальнейшей жизни Николая Алексеевича: во время поездки во Францию он посетил долину Шамони и, пораженный красотой Альп в окрестностях Монблана, влюбился в них навсегда. Он стал водить русских туристов по горам, а потом решил всерьез заняться геологией.

В 1911 г. Николай Алексеевич Ульянов женился на жившей в Швейцарии Вере Николаевне Мотовиловой (1885-1968) — младшей дочери помещика из Симбирской губернии Николая Ивановича Мотовилова и Алины Антоновны (урожденной фон Эрн). Ее старшая сестра Зинаида (1879-1970) была замужем за Платоном Федосеевичем Некрасовым, а их младший сын Виктор стал впоследствии знаменитым писателем, автором культовой повести «Окопы Сталинграда».

Средняя из сестер Мотовиловых, оставшаяся незамужней, Софья (1881-1966) получила блестящее образование на Бестужевских курсах, в университетах Швейцарии и Англии, окончила библиотечное отделение Московского городского народного университета им. А.Л. Шанявского. Она, в частности, считала себя ученицей известного петрографа Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, и по ее совету Н.А. Ульянов поступил в 1913 г. в Лозаннский университет и стал учиться на геолога. Крупный тектонист, профессор Морис Люжон (1870-1953) привлек Николая Алексеевича к изучению тектонической структуры Альп, и он стал работать над диссертацией по строению одного из альпийских горных массивов.

Тем временем, в феврале 1917 г. в России разразилась революция, и Н.А. Ульянов, бросив учебу и оставив жену в Швейцарии, срочно отправился на Родину, чтобы лично принять участие в ее революционном переустройстве. 24 июня 1917 г. Центральный Комитет партии социалистов-революционеров постановил поручить ему организацию подконтрольного ЦК Бюро печати. На следующий день в Москве состоялись выборы в Городскую Думу, на которых эсеры одержали крупную победу, получив 58 % голосов москвичей (почти в 5 раз больше, чем большевики). В начале июля Н.А. Ульянова избрали секретарем городской думской фракции, хотя гласным (депутатом) Думы он не был, но вскоре его политическая карьера пошла в гору.

Победу на выборах решили отметить, в частности, расширением печатного органа Московского Комитета Партии Социалистов-Революционеров — газеты «Труд», которая начала выходить с марта 1917 г. В августе она приобрела формат больших столичных газет, и в состав ее редакторов включили Николая Алексеевича. Редактором-издателем газеты являлся председатель Городской Думы, старый революционер Осип Соломонович Минор (1861-1934), а редакторами — Александр Павлович Гельфгот (1887-1938) и Н.А. Ульянов [2].

Практически одновременно с этим Николая Алексеевича избрали в главный исполнительный орган города — Московскую Городскую Управу, руководителем которой — Городским Головой — стал Вадим Викторович Руднев (1884-1940). Основным занятием Н.А. Ульянова в Управе была организация городского рынка труда, включавшая борьбу с безработицей, инспекцию труда и поднятие его производительности, а также создание охраны труда, в том числе, женского и детского. В октябре Николая Алексеевича избрали председателем Биржи Труда, но развернуться на этой стезе ему не довелось. Через неделю большевики свергли московские власти военным путем, не останавливаясь ни перед чем, в том числе, три дня и четыре ночи расстреливали Кремль, причинив ему огромные разрушения.

Затем наступила пора расправы над эсеровскими изданиями. В конце января 1918 г. большевики собрали так называемый «Московский революционный трибунал», который

инкриминировал редакторам газеты «Труд» публикацию заметки о неучастии в большевистской манифестации 9 января представителей 193-го пехотного полка [3]. Трибунал провел заседание без участия обвиняемых, без защитников и даже без обвинителя. Тем не менее, Минор, Гельфгот и Ульянов как редакторы были признаны виновными «в распространении ложных сведений посредством печати» [3]. Вскоре большевики закрыли газету и при этом разгромили помещение редакции. Когда же в июле 1918 г. было подавлено восстание левых эсеров, Николаю Алексеевичу пришлось скрыться из Москвы.

В 1919 г. через Киев и Одессу он добрался до Крыма, откуда собирался пароходом отправиться в Грецию. Из Севастополя ему удалось выбраться буквально чудом, и любопытные детали об этом сохранились в мемуарах М.В. Вишняка [1]. Оказывается, у них с Н.А. Ульяновым не было греческих виз, и они уже готовили себе новые документы для перехода на нелегальное положение, но во время прогулки им случайно повстречался знакомый, член городской управы и грек по национальности. Узнав, что люди не могут выехать из-за отсутствия виз, он возмутился, попросил дать ему паспорта и менее чем через час вернул их — в каждом была виза, подписанная греческим консулом и заверенная печатью. 12 апреля на пароходе «Трапезунд» беженцы отправились в путь и через несколько дней прибыли в афинский порт Пирей. Проведя несколько недель в Афинах в ожидании очередных виз, Николай Алексеевич вернулся в Лозанну к ожидавшей его жене и уже не расставался с ней надолго вплоть до ее смерти в 1968 году. Так закончился 38-летний период его революционной деятельности, и он сосредоточился на изучении Земли.

В 1920 г. Н.А. Ульянов защитил докторскую диссертацию по геологии Альп и приступил к преподавательской деятельности в Лозаннском университете, ведя курсы петрографии и описательной минералогии. Основным направлением его научных исследований тогда стало геологическое и тектоническое картирование альпийских горных массивов в содружестве с Полем Корбеном, который занимался применением стереофотограмметрии для составления топографических карт Альп. Фотографирование выполнялось как с вершин гор, так и с борта самолетов. Николай Алексеевич мгновенно осознал, что таким способом можно вести и геологические построения, причем, с недоступной доселе точностью. Их первая общая статья по этой тематике вышла в 1923 г., а совместное творчество продолжалось вплоть до смерти П. Корбена в 1948 г. И даже после, публикуя работы в области картирования, Н.А. Ульянов продолжал включать имя своего друга в число соавторов. Вообще же, им были выпущены десятки карт на разные альпийские территории, которые не растеряли своего значения и по сей день.

Время от времени, Николай Алексеевич возвращался к публикации популярных обзоров. Одним из самых любопытных среди них может служить статья «Передвижение материков» про гипотезу А. Вегенера, которая вышла в 1922 г. на русском языке в парижском журнале «Современные записки», выпускавшемся старыми друзьями Н.А. Ульянова по партии эсеров, в том числе, М.В. Вишняком и В.В. Рудневым [5].

В 1929 г. Николай Алексеевич получил швейцарское гражданство, а, спустя 3 года, вступил в Водуазское общество естественных наук, образованное в начале XIX века. Его название произошло от наименования кантона Во, столицей которого является Лозанна. Вступление в общество являлось, вообще говоря, формальностью, поскольку большинство

статей Н.А. Ульянова выходило как раз в Бюллетене общества, начиная еще с 1919 г. В 1935 г. его избрали президентом этого общества.

В середине 30-х годов Николай Алексеевич заинтересовался геофизикой, к которой его внимание привлек, как ранее к тектонике Альп, профессор Морис Люжон, имевший уже некоторый опыт геофизических исследований, проведенных вместе с Конрадом Шлюмберже. М. Люжон пришел к выводу о необходимости создания в Лозанне кафедры геофизики, во главе которой намечал поставить Н.А. Ульянова.

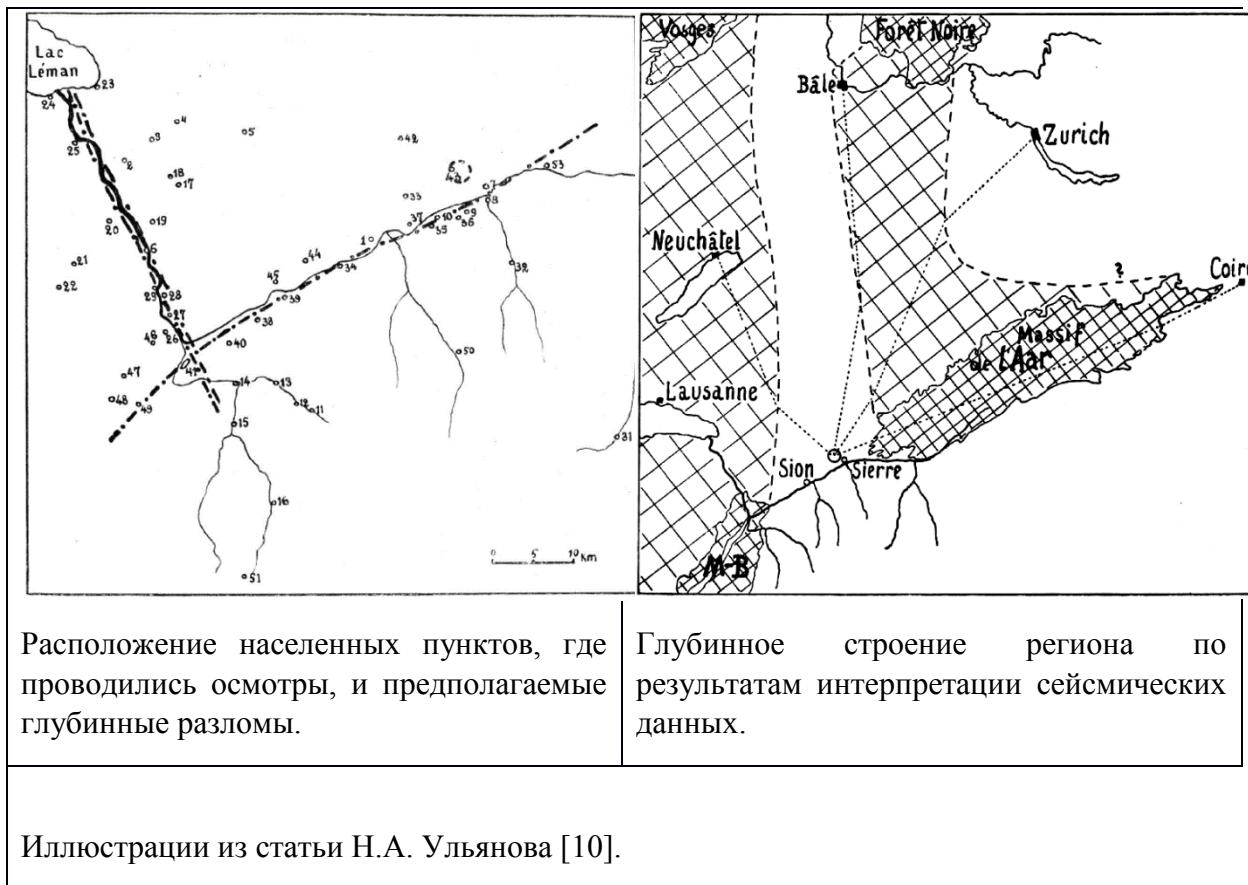
Первая из выполненных ими геофизических работ состояла в изучении аллювиальных отложений в долине Роны с помощью электроразведки. Проведя вертикальные электрические зондирования с помощью установки Веннера в семи пунктах на профиле, пересекающем долину, Люжон и Ульянов, изучили физические свойства пород и построили разрез с двумя вариантами интерпретации. Результаты исследований были опубликованы в 1938 г. в подробной статье, содержащей помимо прочего изложение основ метода [8]. В том же году Н.А. Ульянова избрали экстраординарным профессором общей и прикладной геофизики Лозаннского университета.

В 1944 г. Николай Алексеевич стал деканом факультета и пробыл на этом посту 2 года, а в 1946 г. был избран ординарным профессором общей и прикладной геофизики. Судьба распорядилась так, что в том же году он приступил к своему известнейшему геофизическому исследованию.

25 января 1946 года, в 17 часов 32 минуты в швейцарском кантоне Вале произошло сильнейшее землетрясение. По современным данным его интенсивность в эпицентре составляла 8, а момент $M_w=6,1$, и для этого района оно стало самым мощным за 150 лет. На следующий же день Н.А. Ульянов разослал студентов старших курсов, владеющих требуемыми профессиональными знаниями, по населенным пунктам региона с целью осмотра последствий землетрясения, зарисовки характера разрушений и расспроса очевидцев. Кроме того, он собрал письма жителей с описаниями самого землетрясения и его последствий — в итоге удалось получить информацию из 60 населенных пунктов. На воспроизводимом рисунке из опубликованной по результатам анализа статьи [10], показано их местоположение, сопровождаемое номерами пунктов из имеющегося в статье списка. Благодаря этой информации, Н.А. Ульянов практически сразу же достаточно точно определил расположение эпицентра вблизи населенного пункта Монтана (№ 43 на рисунке, отмечен кружочком). Другой важнейший вывод состоял в том, что различия в интенсивности разрушений могут объясняться существованием в данном регионе двух глубинных разломов, один из которых простирается вдоль Роны, а другой — почти перпендикулярен первому.

Сейсмические волны, порожденные землетрясением, швейцарские сейсмологи зарегистрировали в Цюрихе, Базеле, Невшателе и Куре. Проведя скоростной анализ, Н.А. Ульянов обратил внимание на большие различия в скоростях их распространения в зависимости от направления движения. На основании этого он сделал смелый вывод о наличии в регионе глубинной субмеридиональной герцинской депрессии и о смыкании оснований массивов Монблан и Вогезы к западу от депрессии, а также оснований массивов Аар и Шварцвальд к востоку от нее. Эта гипотеза возникла у него ранее, в начале 40-х

годов на основании геологических данных, и он решил, что новые сейсмологические данные ее полностью подтверждают [9]. Глубину гипоцентра Николай Алексеевич, несмотря на крайний дефицит информации, также оценил с довольно высокой точностью [10]. Последующий анализ афтершоков с учетом имеющихся гравиметрических данных о регионе позволил уточнить основные параметры, но принципиальных выводов не изменил [11].



Свои выводы Н.А. Ульянов доложил на нескольких конференциях, в том числе, во Франции и Норвегии, а итоги подвел в 1948 году в Лондоне, на 18-м Международном Геологическом Конгрессе. Там он заявил, что с точки зрения геолога землетрясение в Швейцарии стало первым, которое удалось столь детально проанализировать в регионе с субвертикальными геологическими границами.

В 1949 г. Николай Алексеевич опубликовал статью, в которой обобщались данные о пяти нивелировках, проводившихся в районе в 1895, 1916, 1924, 1927 и 1947 годах. Он показал, что вовсе не все изменения, обнаруженные нивелировкой после землетрясения, связаны именно с ним [12], и его выводы дали возможность швейцарским строителям обоснованно подойти к восстановлению зданий в районе бедствия.

В 1951 г. ученому исполнилось 70 лет, и по достижении установленного швейцарским законом предельного возраста для преподавателей он 15 октября ушел в отставку. При

этом уже 21 ноября его избрали почетным профессором, и Н.А. Ульянов еще долгие годы продолжал сотрудничать с Лозаннским университетом. В год отставки он выпустил статью под названием «Гравиметрия и геологические структуры» [13]. Поводом к ее опубликованию стала подготовка швейцарских геофизиков к проведению массовой гравиметрической съемки территории страны. Николай Алексеевич изложил вкратце основы гравиразведки, а главное внимание уделил гравиметрам Worden, с которыми предстояло выполнять измерения, приведя результаты исследования поступивших в страну приборов.

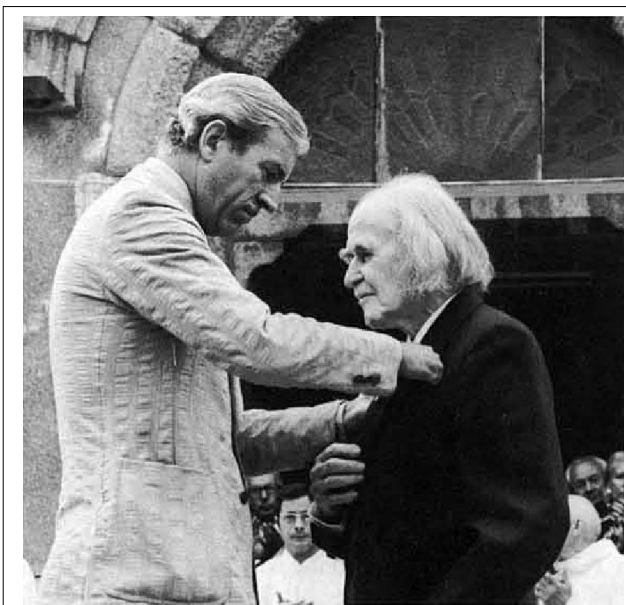
Главным занятием почетного профессора стало тогда участие в проектировании туннеля под Монбланом, соединяющего горнолыжные курорты Шамони во Франции и Курмайор в Италии. Идея строительства возникла в конце 40-х годов, после окончания войны, но проектирование продолжалось довольно долго, и здесь накопленные Н.А. Ульяновым знания о геологии Альп оказались крайне необходимыми. Он стал главным консультантом проекта по геологии, а в 1957 г. начались горные работы, которые завершили через 8 лет. Торжественное открытие туннеля состоялось 16 июля 1965 года при участии президентов Шарля де Голля и Джузеппе Сарагата, на него, конечно, пригласили и Николая Алексеевича. Сейчас туннель длиной 11611 м является неотъемлемой частью одной из главных европейских магистралей E25 длиной около 2000 км, которая проходит всю континентальную часть Европы от Нидерландов до Италии.

Продолжил Н.А. Ульянов и научные исследования, главным образом, в области гляциологии, публиковал многочисленные статьи: за следующее десятилетие из печати вышло около четырех десятков его научных трудов. Всего же им опубликовано около 200 геолого-геофизических статей. В 1961 г., когда ученому исполнилось 80 лет, его избрали вице-президентом Геологического общества Франции — в соответствии с традицией на этот пост избираются выдающиеся геологи из соседних стран. На этом оказанные ему почести вовсе не завершились. В 1969 г. в связи со 150-летием Водуазского общества естественных наук Николая Алексеевича наградили Призом Агассиса, а 10 июня 1974 г. он получил Приз Годри — высшее отличие, присваиваемое Геологическим обществом Франции. Наконец, в ознаменование 10-летия открытия Монбланского туннеля Н.А. Ульянова наградили Орденом Почетного Легиона Франции. Новоиспеченный шевалье (кавалер) получил свою награду 15 августа 1975 г. из рук мэра Шамони, знаменитого альпиниста Мориса Эрцога, первым из людей покорившего восьмитысячник (им стала гималайская Аннапурна).

Тем не менее, жизнь ученого вовсе не являлась безоблачной, а достаток в семье был относительно скромным, о чем можно узнать из писем к родственникам, жившим в СССР, которые теперь хранятся в Научно-исследовательском отделе рукописей Российской

Государственной Библиотеки. Вообще же, переписывались они весьма регулярно и были в курсе дел друг друга.

В 1968 г. скончалась супруга Николая Алексеевича — Вера Николаевна, а детей у них не



15 августа 1975 г.

Мэр Шамони и легендарный альпинист Морис Эрцог вручает Н.А. Ульянову орден кавалера Почетного Легиона Франции.

было, так что единственным близким ему человеком из более молодого поколения оказался племянник Виктор Платонович Некрасов. В его жизни дяде довелось принять активное участие: по приглашению Николая Алексеевича его в 1974 г. выпустили из СССР, куда он более не вернулся. В повести «По обе стороны стены» В.П. Некрасов так описал тогдашний быт профессора Ульянова: «Жил в маленькой, загроможденной от пола до потолка книгами двухкомнатной квартире на Монрепо, 22. Совсем один — тетя Вера умерла...». Тем не менее, с дядей писатель жить не остался, у него была своя жизнь, и они лишь изредка встречались, чтобы поговорить о родственниках и о ситуации в мире. Некоторые из их разговоров Виктор Платонович воспроизвел в повести

«Саперлипопет».

В том году Николай Алексеевич Ульянов опубликовал свою последнюю научную работу, конечно же, по геологии любимого Монблана [14]. Время, однако, не стояло на месте, и он скончался 3 июня 1977 года. Вот как, путаясь в датах, описал его последние дни В.П. Некрасов в книге «По обе стороны стены»: «В мае прошлого года дядя Коля умер. В возрасте 96 лет. В последний раз я его видел в больнице, незадолго до смерти. («И чего это они меня сюда заперли. Вечно доктора что-нибудь придумают».) Такой же живой, но несколько менее подвижный, сидел в пижамке за столиком, перебирал какие-то книги. Кажется, уже больше перебирал, чем читал. На прощание сказал, что у него много еще есть о чем со мной поговорить. Увы, не вышло...».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишняк М.В. «Современные записки»: Воспоминания редактора. Bloomington: Indiana University Press. 1957. 336 с.
2. Газета Труд. № 107 от 25 июля 1917 г.
3. Политические деятели России. Конец XIX — первая треть XX века. Энциклопедия. М: РОССПЭН. 1996. 872 с.

4. Ульянов Н.А. Как покупать книги? Выбор книг. Приобретение книг. Опыт краткого практического руководства. М: Издание книжного склада «Наука». 1913. 48 с.
5. Ульянов Н.А. Передвижение материков // Современные записки. Париж. 1922. Кн. 11. С. 303-310.
6. Ульянова А.П. Воспоминания // www.famhist.ru/famhist/biblioteka/ulianova_ap.pdf
7. Ульянова А.П. Мое знакомство с В.Г. Короленко // Нижегородский сборник памяти В.Г. Короленко. Нижний Новгород: Издание Нижегородского губсоюза. 1923. С. 133–143.
8. Lugeon M., Oulianoff N. L'alluvion du Rhône valaisan. Essai de détermination de l'épaisseur par méthode électrique // Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles. 1938. T. 60. P. 151-176.
9. Oulianoff N. Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 dans ses rapports avec la structure des Alpes // Eclogae Geologicae Helvetiae. 1946. Vol. 39. P. 263-269.
10. Oulianoff N. Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et la structure profonde des Alpes // Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles. 1947. T. 63. P. 367-390.
11. Oulianoff N. Analyse séismique des noyaux basiques des massifs granitiques Mont-Blanc-Vosges et Aar-Forêt Noire // Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles. 1948. T. 64. P. 117-131.
12. Oulianoff N. Considérations géologiques sur l'altimétrie de la région Sierre-Montana-Sion après le séisme du 25 janvier 1946 // Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles. 1949. T. 64. P. 275-294.
13. Oulianoff N. Gravimètre et structures géologiques // Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles. 1951. T. 65. P. 49-61.
14. Oulianoff N. Deux plaques tournantes à l'extrémité N.-E. du massif alpin du Mont-Blanc // Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles. 1974. T. 72. P. 91-99.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПРИ ПОМОЩИ КОМПЛЕКСА ГИС И ГДИ

Чен-лен-сон Ю.Б., Колеватов А.А.

НИИ системных исследований РАН, Москва, JChenlenson@niisi.ras.ru

На сегодняшний день рациональная разработка месторождений невозможна без геофизических (стандартных комплексных ГИС), промыслово-геофизических (ПГИ) и гидродинамических исследований (ГДИ) скважин и пластов. Перечисленные виды исследований разноплановые, но при этом должны иметь точки соприкосновения с целью корректировки и дополнения друг друга. Основной целью ГДИ является определение фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) в зоне дренирования скважины. Корректность материалов ГДИ отражается на результатах построения геолого-гидродинамической модели, на проектировании разработки и на эффективности контроля за разработкой. Под корректностью подразумевается не только соблюдения технологии проведения исследований, но и корректность полученных результатов в плане согласованности с данными других методов исследования. В нашем случае будет рассматриваться согласованность данных комплексных ГИС и ГДИ по скважинам месторождений Тимано-Печорской группы в том, что касается определения проницаемости продуктивных пластов и прогноз проницаемости по скважинам, не имеющим ГДИ (в т.ч. новым). По мере развития различных технологий исследования скважин увеличивался объем геофизической информации, который, после некоторого момента, позволил прогнозировать ФЕС в терригенных породах. Однако в случае с карбонатными нефтенасыщенными коллекторами прогнозы ФЕС по данным комплексных ГИС зачастую имеют значительные расхождения с данными ФЕС, полученными по ГДИ. Расхождения возникают вследствие неоднородности структуры порового пространства при сохранении литологического состава. Поэтому для корректного определения ФЕС необходима дополнительная информация, в том числе получаемая с помощью методов ПГИ. Одной из важнейших характеристик при добыче нефти и газа из карбонатных коллекторов является описание типа пласта коллектора, распределение ФЕС и петрофизических свойств пород-коллекторов с целью, повышения качества прогноза фильтрации флюида при последующем компьютерном моделировании. Посредством переинтерпретации, анализа результатов различных исследований и выявления закономерностей демонстрируются примеры прогнозирования преобладающего в зоне расположения конкретной скважины типа пустотного пространства и его ФЕС. Методика определения типа коллектора (пустотного пространства) нефтенасыщенных пластов, вскрытых скважинами, по данным комплексных ГИС скважин. в условиях месторождений Тимано-Печорской группы. Методика прогнозирования проницаемости нефтенасыщенных карбонатных коллекторов для условий на примере месторождений Тимано-Печорской группы по комплексным ГИС скважин. В результате определяются типы коллектора (плотный поровый; трещинно-поровый, поровый; каверново-порово-трещинный) на основе данных ГИС по скважинам Северо-Хоседаюского месторождения до проведения ГДИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметов Н.Г. Условия залегания нефти в карбонатных коллекторах в связи с подсчетом запасов / Н.Г. Ахметов, Н.Г. Ахметзянов, В.А. Чишковский // Тр.ТатНИПИнефти. Вып.24. -Казань, - 1973.-С.13-16.
2. Ахметов Р.Т. Типы пористости сложных карбонатных коллекторов по результатам петрофизических исследований / Ахметов Р.Т., Малинин В.Ф. // Геология нефти и газа. — 1987. №7. - С.47-50.
3. Боярчук А.Ф. Современное состояние и перспективы развития промыслово-геофизических методов изучения трещинных коллекторов. М., ВНИИОЭНГ, 1983.
4. Бурдэ Д. Интерпретация результатов гидродинамических исследований трещиноватых пластов. / Д. Бурдэ, Т.М. Виттл, А.А. Дуглас, И.М. Пирар // Нефть, газ и нефть Голф-Рахт Т.Д. Основы нефтепромысловой геологии и разработки трещиноватых коллекторов. М.: Недра, 1986. фтехимия за рубежом. 1983г. - №10. с. 16-22.
5. Смехов Е.М. Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. - 200 с.
6. Смехов Е.М., Дорофеева Т.В. Вторичная пористость горных пород коллекторов нефти и газа Л. Недра 1987. 96 с

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВАХ ГОРНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Пилипенко О.В.¹, Рашидов В.А.²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Исследования петромагнитных свойств горных пород, драгированных с построек подводных вулканов, необходимы для объяснения природы наблюдаемых интенсивных магнитных аномалий над подводными вулканами и особенности приобретения намагниченности горными породами.

В настоящее время интенсивно изучаются горные породы, драгированные в рейсах научно-исследовательского судна «Вулканолог», на постройках подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги (КОД) [1-9]. В данной работе приводятся результаты петромагнитных исследований подводных вулканов Миронова (6.1), Макарова (3.7), 2.7 и 2.8 [2-4, 9], расположенных в Центральной и Северной частях КОД. В ходе изучения петромагнитных свойств драгированных пород были измерены стандартные магнитные характеристики (см. таблицу). Измерения естественной остаточной намагниченностью J_n проведены на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия), магнитной восприимчивости k и степени анизотропии магнитной восприимчивости P' – на каппаметре Multi-Function Kappabridge MFK1-FA (AGICO, Чехия). Снятие кривых магнитного гистерезиса осуществлено на вибромагнитометре (ОРИОН, Россия) в магнитном поле ~ 0.8 Тл. Для измерения использовались кубики с ребром 1 см. Для изучения состава носителей ферромагнитной фракции был применен термомагнитный анализ по температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ порошкообразной пробы массой ~ 0.7 г – на каппаметре Multi-Function Kappabridge MFK1-FA с приставкой CS3 (AGICO, Чехия) в атмосфере воздуха.

Подводный вулкан Миронова (6.1) представляет собой довольно правильный конус, возвышающийся над дном моря на 2750 м [2, 9]. Минимальная глубина, зафиксированная над вершиной вулкана, равна 551 м. Склоны вулкана имеют слегка вогнутый профиль: их средняя крутизна изменяется от 7-10° в нижней части до 25-30° в привершинной части. При драгировании привершинной части вулканической постройки в интервале глубин 1300-610 м подняты неокатанные и слабоокатанные обломки пород эффузивного ряда от базальтов до дацитов. Подавляющее большинство образцов покрыто Fe-Mn коркой гидротермального генезиса. Массовые измерения физических свойств драгированных образцов показали, что наибольшими остаточной намагниченностью J_n и магнитной восприимчивостью k обладают габбродиориты и андезибазальты. Далее следуют образцы, покрытые Fe-Mn коркой. Наименьшие J_n и k имеют гидротермально измененные эффузивные породы и галька вулканогенных пород [2].

Петромагнитные исследования одного образца андезибазальта В24-25/36 и трех образцов диоритов В24-25/4, В24-25/8, В24-25/9, драгированных на подводном вулкане Миронова показали, что, величина J_n диоритов варьирует в пределах одного порядка от 0.54 до 5.85 А/м. Намагниченность образцов обусловлена содержанием низкокоэрцитивных магнитных зерен (величина $B_{cr}=20.5-32.5$ мТл). J_n образцов диорита В24-25/4 и В24-25/9 стабильна к воздействию переменного магнитного поля. Степень анизотропии изменяется в диапазоне от 1 до 3 %, (см. таблицу).

ТМА по k (Т) образца диорита В24-25/4 показал, что на кривой первого нагрева присутствует как минимум две точки Кюри: $\sim 380^{\circ}\text{C}$ и $\sim 550^{\circ}\text{C}$, которые после нагрева практически не смещаются. Такая картина имеет место при нагревах образцов, содержащих два магнитных минерала: стабильный титаномагнетит с содержанием $Ti X=0.27$ и низкотитанистый титаномагнетит по составу близкий к магнетиту.

Похожее поведение демонстрирует образец диорита В24-25/9. На кривой первого нагрева также выявляются точка Кюри титаномагнетита $\sim 380^{\circ}\text{C}$ и точка Кюри магнетита $\sim 580^{\circ}\text{C}$. Но на кривой охлаждения первая точка сдвигается в сторону роста температур. В этом образце в ходе нагрева до 700°C происходит гетерофазное разложение первичного титаномагнетита до магнетита и ильменита.

Петромагнитные характеристики драгированных образцов горных пород

№ п/п	Название вулкана	Номера образцов	Описание образцов	J_n , А/м	k , $\cdot 10^{-3}$ СИ	P'	B_{cr} , мТл	$B_{0.5}$, мТл
1	Подводный вулкан Миронова	В24-25/3б	Андезибазальт	0.99	35.89	1.013	20.5	25
2		В24-25/4	Диорит	5.85	17.60	1.029	21.3	53
3		В24-25/8	Диорит	0.54	30.67	1.016	21.1	11
4		В24-25/9	Диорит	4.24	19.98	1.020	32.5	82
5	Подводный вулкан Макарова	В24-33/1	Базальт	1.41	10.69	1.027	23.3	39
6		В24-33/1б	Базальт	1.14	8.32	1.022	23.3	36
7		В24-33/2	Базальт	3.00	50.78	1.021	21.9	50
8		В24-33/4	Андезибазальт	1.94	16.09	1.006	21	24
9	Подводный вулкан 2.7	В25-48/3	Андезибазальт	9.95	9.90	1.013	33.4	53
10		В25-48/4	Андезибазальт	36.59	5.83	1.039	82.3	129
11		В25-48/4а	Андезибазальт	35.56	10.47	1.097	124.8	>140
12		В25-49/3	Андезит	4.64	12.59	1.038	23.3	71
13	Подводный вулкан 2.8	В25-46/1а	Андезит	1.77	22.18	1.071	21.5	50
14		В25-46/2б	Андезит	1.35	26.43	1.048	20.7	16
15		В25-46/3	Андезибазальт	0.48	31.12	1.045	21.5	23
16		В25-46/7	Андезибазальт	7.09	28.74	1.041	21	44
17		В25-46/14	Андезибазальт	47.82	25.49	1.014	43.5	59
18		54В25-46/16	Базальт	7.28	15.14	1.080	91.7	110
19		В25-46/18	Андезибазальт	32.24	39.25	1.013	60.4	85

Примечание: J_n – естественная остаточная намагниченность; k – магнитная восприимчивость; P' – степень анизотропии магнитной восприимчивости; B_{cr} – остаточная коэрцитивная сила; $B_{0.5}$ – медианное магнитное поле.

Вулканическая постройка **вулкана Макарова (3.7)** возвышается над окружающим дном Охотского моря почти на 2500 м, а крутизна склонов, лишенных осадков, достигает 30° . Минимальная глубина, зафиксированная над вершиной вулкана, составляет 1340 м [3, 9]. При драгировании в привершинной части вулкана в интервале глубин 1365-1350 м были подняты пироксеновые, оливин-пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые базальты, пироксен-плагиоклазовые андезибазальты и небольшие гальки палеотипных пород. Многие небольшие образцы покрыты железомарганцевой коркой. Массовые измерения физических свойств драгированных образцов показали, что наиболее магнитными среди них являются андезибазальты и галька диорита [3].

Петромагнитные исследования трех образцов базальтов В24-33/1, В24-33/1б, В24-33/2 и одного образца андезибазальта В24-33/4, драгированных на вулкане Макарова показали, что у образцов все величины J_n одного порядка и лежат в диапазоне 1.14-3 А/м. Магнитная восприимчивость k увеличивается пропорционально с ростом J_n , что вызвано

зависимостью J_n от концентрации зерен-носителей. Магнитные зерна изотропны (см. таблицу). Намагниченность образцов обусловлена содержанием низкокоэрцитивных ($B_{cr}=21-23$ мТл) и магнитомягких ($B_{0.5}=24-50$ мТл) зерен.

ТМА по k (Т) образцов базальта В24-33/2 и андезибазальта В24-33/4 показал, что на кривых нагрева присутствуют несколько точек Кюри, лежащих в диапазоне температур от 320°С до точки Кюри магнетита 580°С, которые после нагрева почти не смещаются. Кривые цикла нагрев-охлаждение практически обратимы, т.е. нагрев идет без образования новых ферромагнитных фаз, что характерно для стабильного к нагревам титаномагнетита.

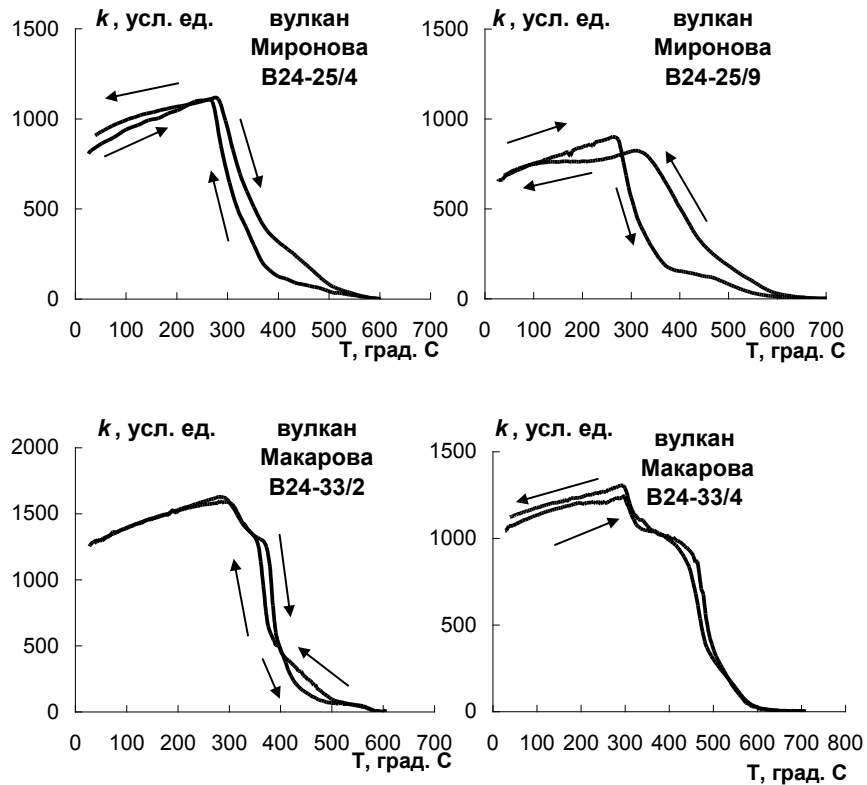


Рис. 1. Кривые температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ образцов изверженных пород подводных вулканов Миронова и Макарова. Стрелками обозначен цикл нагрев–охлаждение.

Подводный вулкан 2.7 поднимается с глубин 2200-2100 м, а минимальная отметка глубин, зафиксированная над его плоской вершиной, составляет 130 м. **Подводный вулкан 2.8** отделен от вулкана 2.7 седловиной, находящейся на глубине ~ 700-800 м, а его западный и южный склоны опускаются до глубин 2200 и 1800 м [4, 9]. Крутизна склонов вулкана 2.7 достигает 20-30°, а вулкана 2.8 – 20-25°. При драгировании вулканов 2.7 и 2.8 подняты базальты, андезибазальты и андезиты. Массовые измерения физических свойств драгированных образцов показали, что J_n пород, слагающих вулканические постройки, достигает 53.54 А/м для вулкана 2.7 и 62.7 А/м для вулкана 2.8. Это максимальные значения J_n , известные в настоящее время для горных пород, драгированных в пределах КОД [4].

Петромагнитные исследования трех образцов андезибазальтов В25-48/3, В25-48/4, В25-48/4а и одного образца андезита В25-49/3, драгированных на подводном вулкане 2.7 показали, что величины J_n образцов высокие и достигают у андезибазальтов 36.59 А/м. Магнитная восприимчивость k изменяется в диапазоне $(5.83-12.59) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Степень анизотропии достигает 10% (см. таблицу). Намагниченность образцов В25-48/3 и В25-49/3

обусловлена содержанием низкокоэрцитивных ($V_{cr}=23.3-33.4$ мТл) и магнитомягких зерен. Напротив, намагниченность образцов В25-48/4, В25-48/4а обусловлена содержанием высококоэрцитивных ($V_{cr}=82.3-124.8$ мТл) и магнито жестких зерен ($V_{0.5}>140$ мТл).

ТМА по k (Т) образца андезибазальта В25-48/4 показал, что на кривых нагрева присутствуют точки Кюри $\sim 320^{\circ}\text{C}$, $\sim 450^{\circ}\text{C}$ и точка, приближающаяся к точке Кюри магнетита: $\sim 580^{\circ}\text{C}$. После нагрева до 600°C в результате гомогенизации на кривой остается единственная точка Кюри магнетита. Похожая картина наблюдается на образце андезибазальта В25-48/4а: на кривой нагрева выделяются несколько точек Кюри: 200, 300, 360, 450°C и точка Кюри магнетита $\sim 580^{\circ}\text{C}$. После нагрева остается только точка Кюри магнетита и точка $\sim 200^{\circ}\text{C}$. В этих образцах в ходе высокотемпературного нагрева происходит гетерофазное разложение первичных зерен титаномагнетита с различным содержанием Ti.

Петромагнитные исследования двух образцов андезита В25-46/1а, В25-46/2б, четырёх образцов андезибазальтов В25-46/3, В25-46/7, В25-46/14, В25-46/18 и одного образца базальта В25-46/16, драгированных на подводном вулкане 2.8 показали, что величины J_n образцов сильно варьируют в пределах двух порядков, изменяясь в диапазоне 0.48-47.82 А/м. Магнитная восприимчивость k изменяется в диапазоне $(15.14-39.25) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Намагниченность образцов обусловлена как содержанием низкокоэрцитивных ($V_{cr}=20.7-43.5$ мТл) и магнитомягких ($V_{0.5}=16-59$ мТл) зерен, так высококоэрцитивных ($V_{cr}=91.7$ мТл) и магнито жестких ($V_{0.5}=110$ мТл) анизотропных зерен (степень анизотропии 8%). ТМА по k (Т) образцов андезибазальта № В25-46/14 и № В25-46/18 показал, что как на кривой нагрева, так и на кривой охлаждения присутствует точка Кюри магнетита $\sim 580^{\circ}\text{C}$. Возможно, что в этих образцах гетерофазное окисление исходного титаномагнетита до магнетита и ильменита уже прошло в естественных условиях.

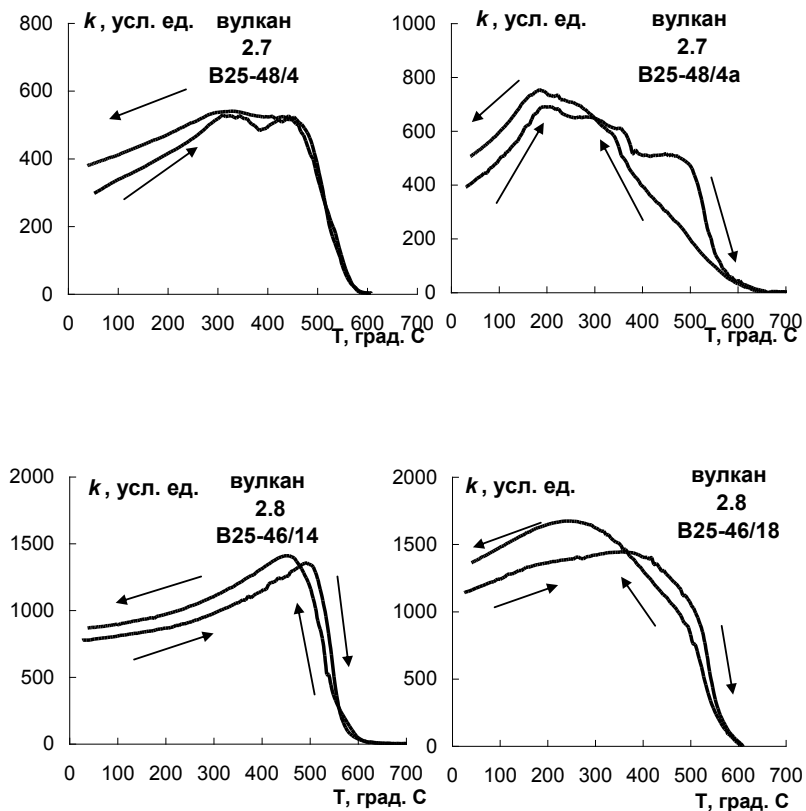


Рис. 2. Кривые температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ образцов изверженных пород подводных вулканов 2.7 и 2.8 Стрелками обозначен цикл нагрев–охлаждение.

Выводы. В результате выполненных исследований изучены петромагнитные свойства образцов горных пород, слагающих постройки подводных вулканов Курильской островной дуги: Миронова, Макарова, 2.7 и 2.8. Сравнительный анализ магнитных свойств горных пород показал, что они сильно дифференцированы по величине J_n и k , что связано с присутствием нескольких ферромагнетитов различной доменной структуры, образовавшихся как в процессе кристаллизации породы, так и после ее формирования. Установлено, что основными носителями намагниченности в изученных образцах были зерна неизменного титаномагнетита и низкотитанистого титаномагнетита, по составу близкого к магнетиту, образовавшегося в результате гетерофазного разложения исходного титаномагнетита в естественных условиях в результате вторичных прогревов породы. Наибольшими значениями J_n обладают андезибазальты вулканов 2.7 и 2.8, им же характерна высокая степень анизотропии – до 10%. Наибольшими значениями k обладают базальты вулкана Макарова. Магнитные свойства исследованных пород характерны для молодых океанических базальтов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 27-40.

2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012. № 2. С. 58-66.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012. № 4. С. 8-17.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 77-85.
5. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана // Материалы II Школы – семинара «Гординские чтения» Москва, 21 -23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012а. С. 160-164.
6. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные и петрофизические исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» Материалы международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб: СОЛО, 2012. С. 184-191.
7. Пилипенко О.В., Рашидов В.А. Петромагнитные исследования горных пород подводных вулканов Идзу-Бонинской и Курильской островных дуг // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 18-22 ноября 2013 г. Москва: ГЕОС, 2013. Т. 5. С. 209-2013.
8. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Петрова В.В. Петромагнитные исследования пород подводных вулканов Курильской островной дуги // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». СПб.: СОЛО, 2014 .С. 131-140.
9. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.

МЕТОДОЛОГИЯ ПОСТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МОДЕЛЕЙ ЛИТОСФЕРЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ В УСЛОВИЯХ НЕПОЛНОТЫ ИНФОРМАЦИИ

Муравина О.М., Глазнев В.Н.

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

При исследовании глубинного строения коры и верхней мантии наиболее корректные результаты удается получать на основе комплексной интерпретации данных геофизических методов [1]. Здесь каждый геофизический метод решает определенные задачи на определенном этапе комплексного моделирования геофизической среды. Обязательным условием получения достоверных результатов является максимальное использование петрофизических данных о породах исследуемого региона. В тех же случаях когда априорной информации недостаточно, необходимо применять методы стохастических оценок искомых параметров, используемых при создании моделей среды. В настоящей работе рассмотрим основные этапы построения комплексных моделей

литосферы и определим минимальный комплекс необходимый и достаточный для построения согласованной модели литосферы в условиях неполноты информации. Построение комплексных моделей литосферы основано на решении обратных задач, которые в свою очередь решаются в рамках принятых интерпретационных моделей [2]. В понятие интерпретационной модели входит как метод инверсии поля, так и стартовая модель среды, аккумулирующая и обобщающая априорные данные о строении литосферы в пределах исследуемого региона.

Наиболее эффективно, на наш взгляд, использовать инверсию поля силы тяжести в сферической постановке, что обусловлено глубокой разработкой теории решения обратной задачи гравиметрии, наличием эффективных алгоритмов ее численной реализации и доступные данные о наблюдаемом гравитационном поле приемлемой точности [3, 4]. При разработке стартовой модели нужно опираться на результаты сейсмических исследований и петрофизические данные. Необходимость учета давления и температуры при оценке петрофизических характеристик глубинных слоев литосферы обуславливает обязательное использование данных геотермии.

Таким образом, при решении задачи комплексного моделирования используются следующие методы: сейсморазведка, геотермия, петрофизика и гравиметрия.

На первом этапе формируется структура стартовой модели литосферы на основе анализа геологической и сейсмической информации с учетом современных представлений о глубинном строении земной коры. При этом оценивается степень достоверности положения отдельных границ и, при необходимости, используются вероятностно-статистические способы их оценки. Так, например, мощность гравиактивного слоя может быть приближенно определена методом сравнения теоретических и расчетных автокорреляционных функций гравитационного поля по методике, изложенной в работах [5, 6]

На следующем шаге формируется пространственная петроплотностная модель верхних слоев литосферы – осадочного чехла и верхней части кристаллической коры. Наиболее эффективно создавать такие модели на основе единых петрофизических баз данных, организованных в рамках геоинформационных систем. Пространственная привязка данных в реальных географических координатах особенно важна при условии решения обратной задачи в сферической постановке.

Информация о распределении плотности в более глубинных слоях земной коры может быть получена только на основе аппроксимационных соотношений между плотностью горных пород и скоростью, определенной по сейсмическим данным. Важно заметить, что необходимая корректность аппроксимаций достигается только при учете изменения температуры и давления с глубиной [1]. С этой целью необходимо разработать геотермические модели среды для исследуемой территории. Как показывает опыт, объем фактических геотермических данных, как правило, бывает весьма ограниченным. Можно говорить только о пределах изменения таких параметров как величина мантийного теплового потока, теплопроводность и теплогенерация отдельных слоев коры. Поэтому, для формирования термических моделей представляется достаточно эффективным использование стохастического моделирования (метод Монте-Карло), который позволяет получить осредненные геотермы для отдельных блоков и областей, с учетом возможных вариаций геотермических параметров и глубин слоев в пределах заданных полигонов. В результате, после интерполяции полученных данных формируются обобщенные геотермические модели литосферы.

На заключительном этапе решается задача инверсии гравитационного поля в рамках разработанной стартовой модели. При решении обратной задачи регионального характера стартовая модель описывается значительным числом параметров и характеризуется

высокой степенью сложности. Как показывает опыт, в таких условиях эффективно использовать модификацию метода локальных поправок [7, 1 и др]. Рассмотрим программу итерационного решения региональной обратной задачи в сферической постановке, разработанную с целью построения модели литосферы Воронежского кристаллического массива и сопредельных территорий. Упрощенная блок-схема алгоритма инверсии поля силы тяжести представлена на рис. 1. На первом шаге осуществляется ввод массивов входных данных, организованных как массивы следующих видов: 3D слоистая модель плотности типа « $\lambda_{\phi R \sigma}$ », 3D слоистая модель ограничений на плотность типа « $\lambda_{\phi R \sigma_{\min} \sigma_{\max}}$ », 3D слоистая модель пространственной весовой функции типа « $\lambda_{\phi R H}$ », сформированные на нерегулярной сетке по R, и 2D модель гравитационного поля типа « $\lambda_{\phi R R V_z}$ ». Входными параметрами являются размеры 3D и 2D массивов по осям координат, точность решения обратной задачи (σ) и максимальное число итераций (MaxIter). В процедуре решения глобально определены такие, ранее вычисленные, параметры, как нормальная (постоянная) плотность в модели среды [8], необходимые геометрические параметры модели плотности и другие.

На первом шаге выполняется решение прямой задачи на основе рекурсивного алгоритма [9, 10]. Входная слоистая модель трансформируется в модель типа « $\lambda_{\phi R \Delta R \Delta L \sigma}$ », которая представляет собой совокупность сферических параллелепипедов, размер которых зависит от степени близости центра элементарного тела к точке расчета поля. Аппроксимация среды основана на использовании внутреннего рекурсивного вызова, который позволяет осуществить дополнительное разбиение исходного элементарного параллелепипеда на более мелкие параллелепипедальные элементы, когда это необходимо. Внутренняя рекурсия (то есть вызов подпрограммой самой себя) позволяет добиться необходимого улучшения дискретного представления среды.

На следующем шаге вычисляется невязка поля и, после проверки условий, регулирующих точность решения обратной задачи и предельное число итераций, осуществляется вызов подпрограммы расчета плотности простого эквивалентного слоя [1, 11]. Затем невязка плотности разделяется на сглаженную и локальную компоненту и перераспределяется в слои модели в соответствии с весовой функцией. Локальная невязка перераспределяется в заданное количество верхних слоев в вертикальный столб, а региональная часть невязки перераспределяется на основе квазинормального решения во всем модельном слое в конус с заданной полушириной раstra. На заключительном шаге выполняется коррекция модели и итерационный процесс повторяется.

Рассмотренная методика комплексного моделирования была применена при изучении глубинного строения литосферы Воронежского кристаллического массива и сопредельных территории. На основе созданной пространственной петрофизической базы данных разработана структурная петроплотностная модель осадочного чехла и верхней части кристаллического фундамента [12-14]. Учтен вклад осадочного чехла в наблюдаемое гравитационное поле. Выполнена оценка мощности гравиактивного слоя [5,6]. На основе обобщения сейсмических данных были сформированы три варианта структурных моделей, отражающих глубинное строение региона. Для каждой модели выполнен переход от скорости к плотности с учетом РТ-условий на основе разработанной стохастической термической модели территории исследований. В рамках принятых стартовых моделей решена задача инверсии гравитационного поля и получена непротиворечивая плотностная модель литосферы и намечены пути ее оптимизации.

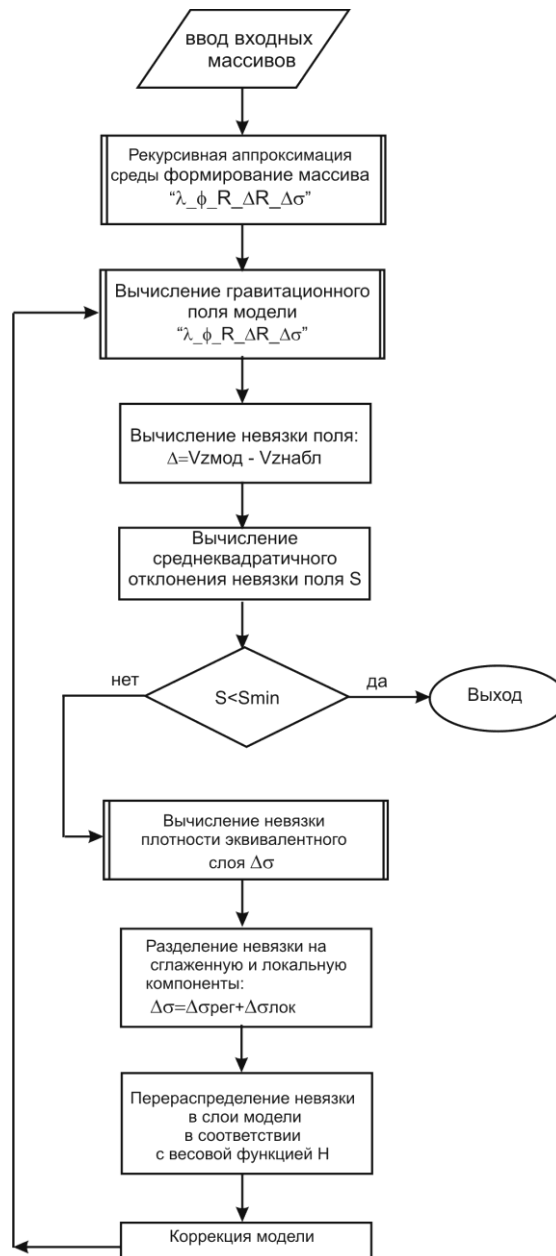


Рис.1 Блок-схема алгоритма инверсии гравитационного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии / Апатиты, «КаЭМ», 2003. 252 с.
2. Страхов В.Н. О подходе к решению обратных задач гравиметрии, основанном на теории эквивалентных перераспределений масс // Докл. АН СССР . – 1997. Т. 236.3.С.571-574.
3. Grad, M., Tiira, T., and ESC Working Group, 2009. The Moho depth map of the European Plate, *Geophys. J. Int.* 176, 279-292. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x.
4. Конешев В.Н., Непоклонов В.Б., Соловьев В.Н., Дробышев М.Н. Методический прием оценки погрешности моделей аномалий гравитационного поля Земли /

- Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». – Пермь: ИГФ УрО РАН, 2015. С. 107-108.
5. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Холин В.М. Оценка мощности гравиактивного слоя земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ, серия Геология, 2014, №4. С. 78-84.
 6. Глазнев В.Н., О.М. Муравина, Т.А. Воронова, Е.Б.Кислова. Мощность гравиактивного слоя верхней части земной коры Воронежского кристаллического массива по результатам стохастического анализа гравитационного поля / Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». – Пермь: ИГФ УрО РАН, 2015. С. 46-48.
 7. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных// Физика Земли, 2010, № 11. – С.23-25.
 8. Картвелишвили К.М. / Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли/ К.М. Картвелишвили.- Москва: «Наука»,1982.- 87с.
 9. Глазнев В.Н., Павловский В.И., Раевский А.Б. Методические указания по интерпретации осредненных гравитационных аномалий . Апатиты: КФАН СССР, 1977. 20с.
 10. Глазнев В.Н., Лошаков Г.Г. Об одном методе моделирования рудных объектов с использованием адаптивной аппроксимации // Вестник ВГУ, серия Геология, 2012, №1. С. 243-246.
 11. Алексидзе М.А. Приближенные методы решения прямых и обратных задач гравиметрии. М.: Наука, 1987. – 336с.
 12. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петрофизическая характеристика осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ, серия Геология, 2013, №1. С. 189-196.
 13. Муравина О.М., Жаворонкин В.И. Макет петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива (данные и анализ) / Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». – Пермь: ИГФ УрО РАН, 2015. С. 150-152.
 14. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Пространственный анализ распределения плотности докембрийских образований Воронежского кристаллического массива // XV Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Материалы конференции. – М.: ИФЗ РАН, 2014. –С. 170-173.

О МАТЕМАТИЧЕСКИХ ОСНОВАХ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАНЫХ

Александров П.Н.

ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г.Троицк, Россия

Одним из способов комплексной интерпретации геофизических данных является трансформация переходных электромагнитных процессов, регистрируемые в электроразведке, в эквивалентные волновые, с целью дальнейшей обработки и интерпретации на основе сейсмических подходов. Такая задача рассматривалась, например, в работе [1]. Основой такой трансформации является преобразование телеграфного уравнения в уравнение волновое. Известна обратная операция - переход от волнового уравнение в уравнение теплопроводности. Последняя операция устойчива в вычислительном плане. в то время как предыдущая не является устойчивой, поскольку сводится к численному решению интегрального уравнения. Основной цель настоящей работы является нахождение преобразования уравнения теплопроводности в волновое уравнение в явном виде.

Нахождение связи телеграфного уравнения с некоторыми другими типами уравнений. Пусть имеется два типа уравнений:

1. Телеграфное уравнение

$$\nabla^2 F_1 - a \frac{\partial}{\partial t} F_1 - b \frac{\partial^2}{\partial t^2} F_1 = 0, \quad (1)$$

где ∇^2 - дифференциальный оператор по пространственным переменным x, y, z (сумма вторых производных), t - время.

В терминах электромагнитных параметров коэффициент $a = \sigma\mu$ связан с токами проводимости (σ - удельная электропроводность среды, μ - магнитная проницаемость), коэффициент $b = \varepsilon\mu$ связан с токами смещения (ε - диэлектрическая проницаемость).

2. Уравнение вида

$$\nabla^2 F_2 - c \frac{\partial^n}{\partial t^n} F_2 = 0 \quad (2)$$

При $n = 2$ уравнение (2) превращается в волновое уравнение. Тогда коэффициент c будет обратно пропорционален квадрату скорости распространения поля, подчиняющегося уравнению (2), например, сейсмического поля.

Необходимо найти преобразование по временной переменной такое, чтобы из первого уравнения получалось второе.

Будем искать это преобразование в виде (связь с пространственными переменными не выписываем)

$$F_2(t) = \int_0^{\infty} F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau \quad (3)$$

Для решения задачи умножим уравнение (1) на $Q(t, \tau)$ и проинтегрируем результат умножения по времени

$$\nabla^2 \int_0^{\infty} F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau - a \int_0^{\infty} \frac{\partial}{\partial \tau} F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau - b \int_0^{\infty} \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau = 0 \quad (4)$$

Во второе уравнение (2) подставим выражение (3)

$$\nabla^2 \int_0^{\infty} F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau - c \frac{\partial^n}{\partial t^n} \int_0^{\infty} F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau = 0 \quad (5)$$

Вычитая из (5) уравнение (4), получим

$$a \int_0^{\infty} \frac{\partial}{\partial \tau} F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau + b \int_0^{\infty} \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau = c \frac{\partial^n}{\partial t^n} \int_0^{\infty} F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau$$

или

$$\int_0^{\infty} F_1(\tau) \left\{ b \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} Q(t, \tau) - a \frac{\partial}{\partial \tau} Q(t, \tau) - c \frac{\partial^n}{\partial t^n} Q(t, \tau) \right\} d\tau = 0$$

откуда следует

$$b \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} Q(t, \tau) - a \frac{\partial}{\partial \tau} Q(t, \tau) - c \frac{\partial^n}{\partial t^n} Q(t, \tau) = 0 \quad (6)$$

Таким образом, получено дифференциальное уравнение n -го порядка относительно искомой функции $Q(t, \tau)$, являющаяся функцией двух независимых переменных t и τ .

Рассмотрим несколько случаев.

1. $n=0$, тогда уравнение (2) будет иметь вид уравнения Гельмгольца $\nabla^2 F_2 - c F_2 = 0$. Уравнение (6) примет вид

$$b \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} Q(t, \tau) - a \frac{\partial}{\partial \tau} Q(t, \tau) - c Q(t, \tau) = 0$$

решением которого является [2]

$Q(t, \tau) = k(t) e^{f\tau}$, где $f = \frac{a \pm \sqrt{a^2 + 4bc}}{2b}$, $k(t)$ - некоторая неопределенная функция переменной t или константа, не зависящая от τ .

2. $n=1$, тогда уравнение (2) будет иметь вид уравнения теплопроводности $\nabla^2 F_2 - c \frac{\partial}{\partial t} F_2 = 0$. Уравнение (6) примет вид

$$\frac{\partial}{\partial t} Q(t, \tau) = \frac{b}{c} \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} Q(t, \tau) - \frac{a}{c} \frac{\partial}{\partial \tau} Q(t, \tau).$$

Решение этого уравнения имеет вид [2]

$$Q(t, \tau) = \sqrt{\frac{c}{b}} \frac{1}{2\sqrt{\pi t}} e^{-\frac{(c\tau - at)^2}{4cbt}}.$$

3. С практической точки зрения наиболее интересен случай $n=2$, который используется при комплексной интерпретации электроразведочных и сейсмических данных. Тогда уравнение (2) будет иметь вид волнового уравнения $\nabla^2 F_2 - c \frac{\partial^2}{\partial t^2} F_2 = 0$ и уравнение (6) примет вид

$$b \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} Q(t, \tau) - a \frac{\partial}{\partial \tau} Q(t, \tau) - c \frac{\partial^2}{\partial t^2} Q(t, \tau) = 0.$$

Решение имеет вид [2]

$$Q(t, \tau) = e^{\frac{1a}{2b}\tau} \frac{U(\sqrt{\frac{b}{c}t - |\tau|})}{2} \sqrt{\frac{c}{b}} J_0\left(\frac{1}{2} \frac{a}{b} \sqrt{\frac{b}{c}t^2 - \tau^2}\right),$$

где J_0 - функция Бесселя нулевого порядка, $U(t)$ - функция Хевисайда [3].

Отметим, что это решение экспоненциально возрастающая функция.

Явный вид полученного решения

$$F_2(t) = \int_0^\infty F_1(\tau) Q(t, \tau) d\tau = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{c}{b}} \int_0^{\sqrt{\frac{b}{c}t}} F_1(\tau) e^{\frac{1a}{2b}\tau} J_0\left(\frac{1}{2} \frac{a}{b} \sqrt{\frac{b}{c}t^2 - \tau^2}\right) d\tau.$$

При $b \rightarrow 0$ функция $F_2(t) \rightarrow \infty$, в связи с чем пренебрегать токами смещения нельзя. Иначе говоря, при игнорировании токов смещения, т.е. при $b=0$, решение задачи не существует.

Таким образом, получено решение задачи о преобразовании телеграфного уравнения в волновое в явном виде, которое позволяет проводить комплексную интерпретацию электроразведочных и сейсмических полей путем сведения их к единому типу уравнений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Светов Б.С., Барсуков П.О. Трансформация квазистационарных переходных процессов в эквивалентные волновые // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. - №8- С.29-37.
2. Полянин А.Д. Справочник по линейным уравнениям математической физики. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2001. - 576 с.
3. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. - М.: Наука, 1970. - 720с.

О РЕШЕНИИ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ В ТЕХНОЛОГИИ ОКОНТУРИВАНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПАКЕТА ПРОГРАММ «GRANM».

Арсанукаев З.З.,

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

Для решения обратной задачи в гравиметрии в рамках традиционного подхода применяется *метод подбора*. Суть метода заключается в том, что для априорно заданного множества распределений масс путем решения большого числа прямых задач находится тот элемент множества, расчетные значения гравитационного поля которого по какому – либо заранее выбранному критерию наиболее близки измеренным значениям поля на поверхности Земли. Как следствие, решение обратной задачи с использованием метода подбора, требующего выполнения большого объема решений прямых задач, представляет собой достаточно трудоемкую процедуру. Существует другой подход, с освещением которого связан настоящий доклад: он состоит в прямом (*аналитическом*). продолжении заданных на поверхности Земли значений поля в нижнее полупространство и основывается на том, что в результате аналитического продолжения однозначно устанавливаются характерные особенности (*особые точки*) расчетного поля. В этих особых точках значения поля потенциала и его производных скачкообразно меняются, или обращаются в бесконечность и т.д. Найденные особые точки аналитических функций, вместе с тем, представляют геометрические особенности контуров поперечных сечений поверхностей возмущающих тел, которые могут быть выражены в виде резких изломов, угловые перегибов, разрывов и прочие неправильностей. Таким образом, по поведению расчетного аномального поля, полученного в результате аналитического продолжения измеренных значений поля на поверхности Земли, косвенно определяется и поверхность возмущающего тела, причем определяется без знания его избыточной плотности, которая определяется наряду с элементами залегания тел, по самой гравитационной аномалии. В простейших случаях обратная задача решается теоретически однозначно.

Задача аналитического продолжения заданных значений поля в нижнее полупространство в непрерывном случае редуцируется к задаче составления и решения систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с использованием метода сеток. Согласно этому методу континуальное трехмерное или двумерное пространство заменяется сеточным, вторые производные дифференциального оператора Лапласа заменяются вторыми разделенными разностями; измеренные и искомые значения поля заменяются сеточными функциями. Для обеспечения устойчивого решения возникающих здесь СЛАУ в дискретном уравнении Лапласа используются одновременно несколько шаблонов: классические «крест» и «ящик» и их модификации. Сами СЛАУ решаются итерационным методом МПУП (метод последовательного умножения полиномов), разработанным В.Н.Страховым и основанным на идее подавления полезной компоненты [5]. Была разработана методика оценки точности расчетных значений поля, полученных в результате решения СЛАУ в нижнем полупространстве. Помимо решения задач постановочного характера и оценки точности расчетных значений поля были решены дополнительно следующие проблемы: фильтрация (обработка) вектора заданных значений поля, осложненного высокочастотной помехой; разработаны технологии,

позволяющие повысить точность расчетных значений поля в нижнем полупространстве ; результаты гравиметрической съемки приведены к виду, необходимому в технологии оконтуривания и др. С учетом указанных положений дискретного метода и разработанных методик был выполнен большой объем вычислительных экспериментов по аналитическому продолжению для модельного примера однородной прямоугольной призмы бесконечной протяженности в направлении оси Oy (вертикальный пласт в условиях двумерной задачи; ось Oz направлена вниз)[1-3]. В качестве «измеренных» значений поля на уровнях $z=0$ и $z=-h$ принималось решение прямой задачи для вертикального пласта (оно является точным , поскольку соответствующий интеграл, определяющий поле вертикального градиента потенциала для вертикального пласта , вычисляется в конечном виде). Прямая задача также решалась для определения значений поля в узлах сетки заданного горизонтального слоя в нижнем полупространстве, с тем , чтобы сравнивая с соответствующими значениями поля , полученными в нижнем полупространстве в результате аналитического продолжения, можно было получить оценку точности для расчетных значений поля. Закономерности в поведении расчетного поля , установленные при аналитическом продолжении до различных отметок в нижнем полупространстве на модельных примерах, позволяют определять положения верхней кромки , центра тяжести , и в некоторых случаях(если известно, что тело имеет однородную плотность) уверенно находить положение нижней кромки возмущающего тела. Положение верхних особенностей тела определяется с помощью функции подобной функции Березкина , которая строится по значениям поля, полученным в результате аналитического продолжения в нижнее полупространство[4]. Найденные закономерности в поведении поля в нижнем полупространстве , полученном в результате аналитического продолжения заданных значений поля на уровнях $z=0, z=-h$ с использованием дискретного метода, нашли свое воплощение в пакетах программ. Были разработаны 2 пакета программ для решения обратной задачи- «GrAnM» и «GrAnMPractice». Пакет компьютерных программ «GrAnM» решает на основе метода сеток задачу аналитического продолжения с помощью уравнения Лапласа в двумерном случае «измеренных» на уровнях $z=0, z=-h$ значений аномального гравитационного поля в нижнее полупространство путем составления и решения систем линейных алгебраических уравнений больших порядков. « Измеренные» значения поля находятся в результате решения прямых задач в модельных примерах для возмущающих тел с различными плотностью и геометрией поверхности. Пакет программ обладает « открытой архитектурой» т.е . позволяет менять модули с решением прямых задач и моделировать таким образом различные геоплотностные неоднородности. Расчетные значения аномального гравитационного поля , найденные в нижнем полупространстве, визуализируются в виде аномальных кривых и графиков функции Березкина. Пакет программ «GrAnM» призван решать задачу распознавания объектов создающих аномальное гравитационное поле и имеющих различные геометрию поверхности и плотность. Пакет программ « GrAnMPractice» позволяет выделить и оконтурить перспективные нахождение полезных ископаемых разрезы на основе закономерностей, полученных посредством пакета «GrAnM» на модельных примерах. Значения аномального гравитационного поля , полученные в результате гравиметрической съемки на поверхности Земли пересчитываются вверх с использованием интеграла Пуассона – на уровень, находящийся на расстоянии шага сетки от поверхности Земли и далее используются в технологии оконтуривания разрезов. Измеренные значения поля и полученные в результате пересчета вверх при необходимости пересчитываются в узлы равномерной сетки с меньшим шагом методом сплайнов и далее используются в технологии оконтуривания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арсанукаев З.З.* О некоторых вычислительных экспериментах, проведенных с использованием методов теории дискретных физических полей при решении задач гравиметрии в двухмерном случае. Ч.1. Аналитическое продолжение в нижнее полупространство выше источников поля . . . Материалы 30-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», Москва, 27-31 января 2003 г. Москва, ОИФЗ РАН, 2003. С. 12 – 13.
2. *Арсанукаев З. З.* Вычисление пространственных элементов аномальных полей с использованием методов теории дискретных гравитационных полей. Ж-л «Физика Земли» N11,2004. С.47-69.
3. *Березкин В.М.* Применение гравиразведки для поисков месторождений нефти и газа. М.:Недра,1978,С.264.
4. *Страхов В.Н., Страхов А.В.* Основные методы нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений, возникающих при решении задач гравиметрии и магнитометрии. I. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 40 с.

О ПРЕДЕЛЬНЫХ АСИМПТОТИКАХ КРИВЫХ КАПИЛЛЯРНОЙ ПРОПИТКИ ГОРНЫХ ПОРОД: ЛАБОРАТОРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Барабанов В.Л.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва

Одним из важнейших петрофизических параметров является смачиваемость. Условно горные породы подразделяются на гидрофильные и гидрофобные. Смачиваемость горных пород ярко проявляется в таком физическом процессе как самопроизвольная капиллярная пропитка. В свою очередь, капиллярная пропитка может происходить в прямоточном режиме (т.е. смачивающая и несмачивающая фазы движутся в одном направлении) или в противоточном режиме (т.е. смачивающая и несмачивающая фаза движутся в встречных направлениях). Кривые капиллярной пропитки уже давно используются для оценки параметров смачиваемости. Одним из способов построения этих кривых является гидростатическое взвешивание образца, предварительно насыщенного несмачивающей фазой и погруженного в смачивающую фазу. Как правило, кривые капиллярной пропитки характеризуются начальной стадией, когда насыщенность увеличивается со временем по степенному закону, и конечной стадией, когда насыщенность асимптотически приближается к предельному значению. Экспериментальные графики роста насыщенности обычно строятся в зависимости от безразмерного (приведенного) времени,

которое рассчитывается по формуле: $t_D = \frac{1}{L^2} \sqrt{\frac{k}{m}} \frac{\sigma}{\sqrt{\mu_w \mu_{nw}}} t$, где L – характерная длина

образца, м; k – проницаемость, м²; m – пористость; σ – коэффициент поверхностного натяжения, Н/м; μ_w , μ_{nw} – динамические вязкости, соответственно, смачивающего и несмачивающего флюида, Па·с. В большинстве известных экспериментов это безразмерное время не превышает 10³, и кривые роста насыщенности имеют S-образную форму. В серии лабораторных экспериментов исследованы параметры 1-й и 2-й стадий противоточной капиллярной пропитки образцов терригенных и карбонатных горных пород с различной пористостью и проницаемостью, причем максимальное безразмерное время пропитки составило 10⁵-10⁶. Проведение столь длительных наблюдений позволило установить, что существует некая «кажущаяся» («промежуточная») асимптота предельной насыщенности, где скорость пропитки мала, но далее процесс пропитки ускоряется, и лишь потом насыщенность асимптотически монотонно приближается к предельной.

По полученным кривым определялись следующие параметры: (1) показатель степени α закона $S \sim t^\alpha$, аппроксимирующего рост насыщенности на начальной стадии пропитки; (2) времена T_1 и T_2 , ограничивающие промежуточный интервал снижения скорости пропитки, (3) коэффициент β закона $S \sim \beta \cdot \log t$, аппроксимирующего рост насыщенности на конечной стадии пропитки. Эти параметры определялись по экспериментам, когда противоточная капиллярная пропитка осуществлялась через два или один торец образца. Дополнительно определялся коэффициент γ закона $S \sim \gamma \cdot \log t$, аппроксимирующего пропитку образца с полностью открытой поверхностью на начальной стадии.

Показано, что конечная стадия противоточной капиллярной пропитки исследованных образцов приближенно описывается законом $S \sim \beta \cdot \log t$ с медленным асимптотическим приближением водонасыщенности к максимально возможной (в отдельных случаях – даже, как это не удивительно, к 1). Величина коэффициента β варьирует от 0.1 до 0.3 и имеет тенденцию к снижению с ростом проницаемости образцов. Показано также, что величины времен T_1 и T_2 , ограничивающие промежуточный интервал снижения скорости капиллярной пропитки, имеют тенденцию к снижению с увеличением величины $\sqrt{k/m}$, причем при этом сохраняется приближенное соотношение $T_2 = (100 \div 200) \cdot T_1$.

ЗОНА КОНТАКТА ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА И ТИХОГО ОКЕАНА: ГЕОДИНАМИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.

Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия

Регион исследования представляет собой тектонически активную переходную зону от Евразийского континента к Тихому океану, включающую вулканогенные пояса, окраинные моря и островные дуги. Земная кора здесь разбита на отдельные плиты, находящиеся в постоянном движении друг относительно друга, а некоторые плиты испытывают погружение под другие, что приводит к извержениям вулканов и катастрофическим землетрясениям, часто сопровождающимся цунами. По данным наблюдений GPS [1] наибольшая скорость движения характерна для Тихоокеанской плиты, которая перемещается в северо-западном направлении со скоростью 72,6 мм/год. Скорость перемещения океанской плиты в районе Марианского желоба уменьшается до 22 мм/год. Евразийская плита движется навстречу Тихоокеанской в юго-восточном направлении со средней скоростью порядка 30,2 мм/год. Индо-Австралийская плита движется в северо-восточном направлении со скоростью 64,3 мм/год (рис. 1).

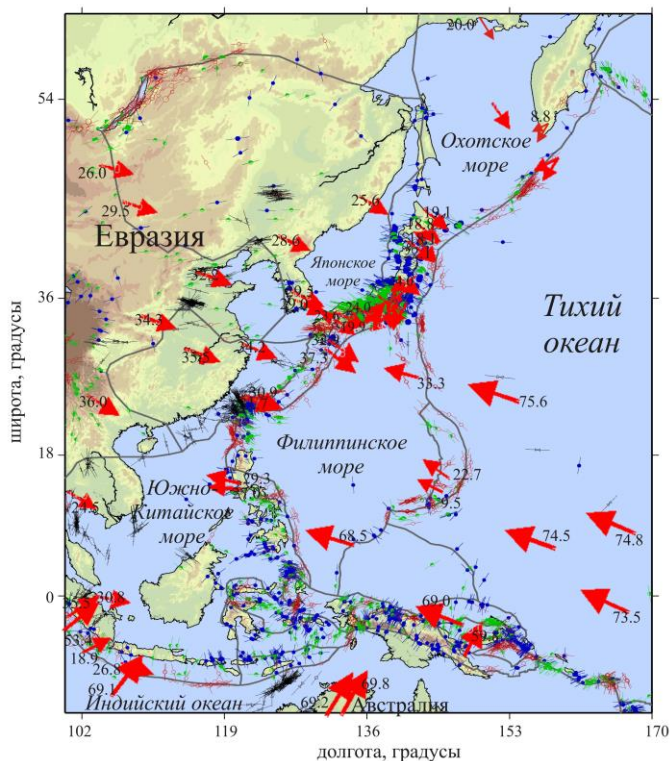


Рис. 1. Схема движения плит в переходной зоне от Евразии к Тихому океану, по данным наблюдений на наземных GPS станциях за период 2002-2012 гг. [1]. Стрелками показаны направления движения плит, рядом указаны скорости, мм/год. Основа – карта напряжений с обозначением пунктов измерения напряжений в земной коре [2]. Черные линии – границы плит. Красным отмечены нормальные разломы, зеленым – сдвиги, синим – надвиги, черным – режим не установлен.

Исследование глубинного строения переходной зоны выполнено вдоль серии геотраверсов, пересекающих регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей (рис. 2)

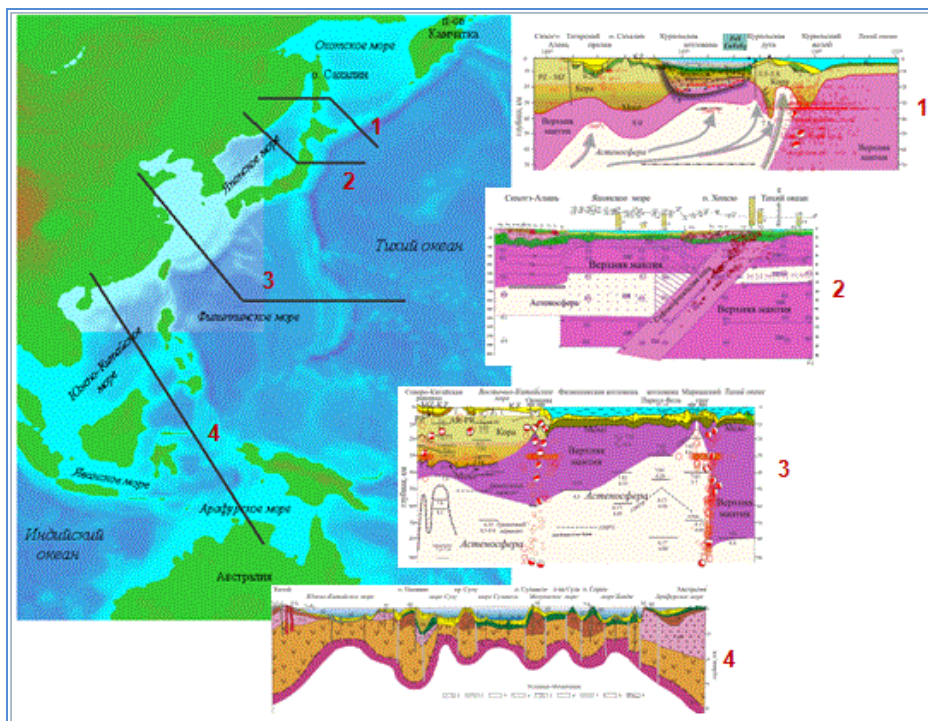


Рис. 2. Геодинамические модели глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану [3].

Кайнозой был периодом главных тектонических событий, повлиявшим на геологическое строение изученного региона. Начиная с палеогена, здесь происходили тектонические процессы, сопровождавшиеся формированием задуговых бассейнов, рифтов, сдвигов, грабенов и горстов, различного типа глубинных разломов, обусловленные субдукционными процессами, связанными с погружением Тихоокеанской плиты под континент, а также с активизированной в это время коллизией литосферных плит. Эти процессы сопровождались извержениями вулканов, землетрясениями, тектоническими подвижками, вызывавшими деструкцию земной коры. В начале кайнозоя коллизия Индии и Евразии изменила структуру Юго-Восточной Азии, привела к перестройке литосферных плит переходной зоны, активизации конвергентных и дивергентных разломов. Позднее продолжающаяся коллизия привела к взаимодействию крупных плит Австралии, Евразии и Тихого океана, что также сопровождалось активным вулканизмом и землетрясениями, исчезновением некоторых вулканических дуг и образованием новых, формированием в верхней мантии астеносферного слоя, процессы в котором вызывают тектонические подвижки в земной коре.

Установлено [3], что отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обуславливают формирование структур земной коры. Распространение астеносферы в верхней мантии переходной зоны подтверждается томографическими исследованиями. В формировании астеносферы значительную роль играли субдукционные процессы. Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми изученными глубоководными котловинами окраинных морей переходной зоны. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют собой области генерации новой океанической коры и литосферы. Таким бассейнам отвечает апвеллинг астеносферы непосредственно к подошве земной коры. На поверхности поднятия астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния, в основном, толеитовых магм.

Сейсмичность региона определяется субдукционными процессами, связанными с погружением Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит под островные дуги. В глубоководных впадинах окраинных морей апвеллинг астеносферного диапира к земной коре обусловил расколы литосферы, сопровождаемый мелкофокусными землетрясениями. При уровне залегания астеносферы, достигающем приблизительно 10-20 км, происходит раскол литосферы, образование междуговых прогибов, вдоль осевых линий которых формируются рифтовые структуры и происходят излияния толеитовых базальтов. Вулканизму принадлежит главенствующая роль в формировании океанической коры, второй слой которой почти целиком сложен продуктами деятельности подводных вулканов. В формировании континентальной коры активно участвуют наземные и подводные вулканы островных дуг и окраинных морей. Для вулканов островных дуг характерны породы известково-щелочной серии от базальтов до дацитов с преобладанием андезитов. В окраинных морях развиты толеитовые и щелочные базальты, трахибазальты и ферробазальты. Современная подводная вулканическая деятельность приурочена к рифтовым зонам, к «горячим точкам», к островным дугам и окраинным морям [3].

Для региона Охотского моря впервые построена геодинамическая модель глубинного строения района Нефтегорского землетрясения, происшедшего на Северном Сахалине 28 мая 1995 г. [4]. Подтверждено расположение древней субдукционной зоны под Сахалином, действующей в поздне меловое – палеогеновое время [5]. На поверхности субдукционная зона проявляется в виде глубинных разломов, простирающихся вдоль Сахалина. Вероятно, что очаг Нефтегорского землетрясения непосредственно образовался в связи с активизацией этой древней субдукционной зоны. Расположение древней субдукционной зоны под Сахалином, являющейся причиной сильных землетрясений, делает этот регион одним из сейсмоопасных на территории России.

Исследования последних лет привели к выводу о том, что Японская островная дуга заключена с запада и востока между субдукционными зонами [6]. С восточной стороны под Японскую дугу погружается Тихоокеанская плита, ответственная за землетрясение Тохоку 11 марта 2011 г., с юго-восточной – субдуцирует плита Филиппинского моря, с которой связано землетрясение Канто 1923 г., а с запада под Японские острова 2 млн. лет назад начала субдуцировать плита Японского моря, с которой связана серия землетрясений вдоль западного побережья о. Хонсю.

Формирование структур региона Филиппинского моря также связано с субдукционными процессами и действиями астеносферных диапиров [7]. Коллизия Тихоокеанской и Филиппинской плит в палеогеновую эпоху привела к формированию Марианской островной дуги и образованию астеносферного слоя под глубоководными котловинами Филиппинского моря и Северо-Китайской плитой. Астеносферный слой залегает под четвертичным Марианским трогом на глубине 10 км, под миоценовой котловиной Паресе-Вела – на глубине 30 км, а под эоценовой Западно-Филиппинской котловиной – на глубине 50-80 км. Марианский трог представляет собой междугтовой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность [7].

Регион Южно-Китайского моря расположен между двумя континентами – Евразийским и Австралийским, и двумя океанскими плитами – Тихоокеанской и Индийской, и охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25-30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны [8]. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму, сопровождавшемуся излияниями преимущественно щелочных базальтов, и интенсивной сейсмичности в восточной части региона исследования. Субдукционные процессы обусловили проявление мантийных плюмов, которые, возможно, явились оперениями суперплюма, установленного в юго-западной части Тихого океана [8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Global Positioning System (GPS) Time Series. Jet Propulsion Lab. California Institute of Technology. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>
2. World Stress Map (WSM). Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences. 2008. <http://www.gfz-potsdam.de/en/research/organizational-units/departments/department-2/seismic-hazard-and-stress-field/projects/wsm-world-stress-map-project>
3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., и др. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
4. Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Ancient subduction zone in the Sakhalin Island // Tectonophysics. 2013. V. 600. P. 217-225.
5. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., и др. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45-58.
6. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 231-242.
7. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., и др. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 79-89.
8. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 52-72.

ГЕОТЕРМИЯ – МЕТОД РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Ахметов Е.М.², Исаев В.И.¹

¹*Казахский национальный технический университет им. К.И. Сатпаева,*

²*Национальный исследовательский Томский политехнический университет*

Введение.

Геотермия дает важнейшую количественную информацию и в решении фундаментальных геодинамических и палеоклиматических проблем, и в региональных нефтегеологических и металлогенических исследованиях, и в прогнозно-поисковых работах.

Особая ценность данных геотермии проявляется в прогнозно-поисковых нефтегеологических исследованиях. Ценность состоит в том, что на начальном этапе исследований по геотемпературному критерию определяются очаги генерации нефти. Балансовая модель процессов нефтегазообразования [1] позволяет по геотемпературному критерию выполнить картирование очагов интенсивного образования нефтей из рассеянного органического вещества (РОВ) материнских отложений: с 85-95 °С – вхождение материнских пород в главную зону нефтеобразования (ГЗН).

Как неоднократно подчеркивал М.Д. Хуторской [2 и др.], геотермия – это не только область теоретической геофизики, но и формирующийся метод разведочной геофизики. Логика формирования метода прослеживается в работах Ю.И. Галушкина, А.Д. Дучкова, В.И. Исаева, А.Р. Курчикова, Р.И. Кутаса, Н.В. Лопатина, В.И. Старостенко и других ученых.

Интерпретационным методом, обеспечивающим *картирование пространственно-временных параметров очагов генерации и эмиграции углеводородов (УВ)*, являются палеотектонические и палеотемпературные реконструкции. Реконструкции основаны на решении обратной и прямых задач нестационарной геотермии – палеотемпературном моделировании.

Цель настоящего сообщения – продемонстрировать технологию использования данных геотермии в решении прикладной задачи нефтегазовой геофизики, в определении первоочередных районов (участков) поисков для резервуара палеозойского фундамента юго-востока Западной Сибири [3].

Метод палеотемпературного моделирования.

В компьютерную реализацию метода непосредственно включены палеоклимат – вековой ход температур на земной поверхности (граничное условие) и палеотемпературы определений отражательной способности витринита (ОСВ), как «наблюдаемые».

Программный комплекс ТеплоDialog разработан на кафедре прикладной математики Новосибирского ГТУ Ю.Г. Соловейчиком и М.Э. Рояком [4].

В модели процесс распространения тепла в слоистой осадочной толще описывается начально-краевой задачей для уравнения

$$\frac{\lambda}{a} \cdot \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left(\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \right) = f \quad (1)$$

Где λ – теплопроводность; a – температуропроводность; f – плотность тепловыделения внутренних источников тепла; U – температура; Z – расстояние от основания осадочного разреза; t – время. С краевыми условиями

$$U|_{Z=\varepsilon} = U(t) \quad (2)$$

$$-\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \Big|_{Z=0} = q(t) \quad (3)$$

где $\varepsilon = \varepsilon(t)$ – верхняя граница осадочной толщи; $q(t)$ – тепловой поток из основания осадочного разреза. Как видно из формулировки задачи, палеотектонические реконструкции непосредственно сопряжены с расчетом палеотемператур.

Осадочная толща описывается мощностями стратиграфических комплексов h_i , для каждого из которых заданы теплопроводность λ_i , температуропроводность a_i , плотность тепловыделения радиоактивных источников f_i в породах осадочного разреза и время осадконакопления t_i (рис. 1). Скорость осадконакопления v_i может быть нулевой и отрицательной, что позволяет учитывать перерывы осадконакопления и денудацию. Краевое условие (2) определяется температурой поверхности осадконакопления, т.е. определяется палеоклиматом, и задается в виде кусочно-линейной функции векового хода температур на поверхности Земли.

В случае стационарности глубинного теплового потока q , решение обратной задачи определяется из условия

$$\sum_{i=1}^{k_\tau} \left(U(Z_i, t, q) - T_i \right)^2 \xrightarrow{q} \min \quad (4)$$

где T_i – «наблюдаемые» значения температур в k_τ точках на различных глубинах Z_i в моменты времени t . Здесь задача решается в предположении постоянства значения плотности теплового потока из основания, начиная с юрского времени. Решение обратной задачи строится с учетом того, что функция $U(Z, t, q)$, являющаяся решением прямой задачи (1) с краевыми условиями (2) и (3), в этом случае линейно зависит от q . Поэтому неизвестный параметр q определяется однозначно.

Применение метода палеотемпературного моделирования для картирования очагов генерации нефтей обеспечивает системный подход к изучению территории исследований. Выполняется анализ и количественная интерпретация всего доступного комплекса геолого-геофизических данных о геологическом строении, о седиментационной истории и термическом режиме всех осадочных комплексов, включая материнские отложения.

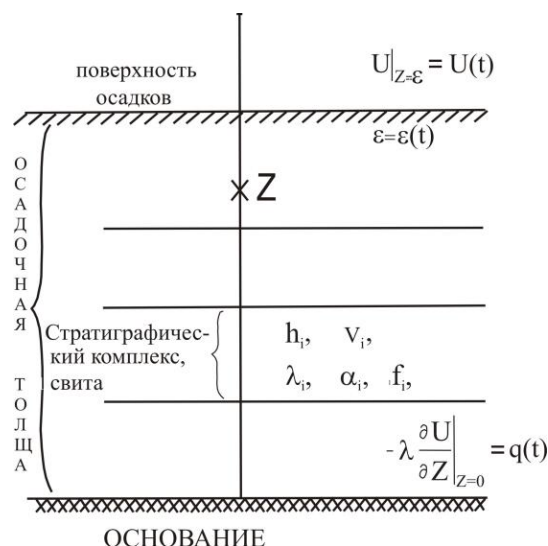


Рис. 1. Схематическое изображение осадочного разреза при палеотемпературном моделировании.

Схема расчета палеотемператур состоит из двух этапов. На первом этапе по распределению «наблюденных» температур T_i в скважине рассчитывается тепловой поток q через поверхность подстилающего основания, т. е. решается обратная задача геотермии. После расчета значения плотности теплового потока из основания осадочного разреза q , являющегося фундаментальным (базовым) параметром, создается и реализуется возможность (путем решения прямых задач) расчета геотемператур U в любой точке Z геологического разреза скважины на любой момент геологического времени t .

Краткая характеристика территории исследований

Геологический разрез Усть-Тымской мегавпадины, расположенной на юго-востоке Западной Сибири (рис. 2А), представлен континентальными и морскими терригенными отложениями мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, залегающими на разновозрастных породах доюрского фундамента. По фундаменту развиты коры выветривания. В наиболее погруженных зонах депрессии мощность осадочного чехла достигает 3240 м. Выделяются следующие нефтегазоносные комплексы (НГК): доюрский (собственно палеозойский и нефтегазоносный горизонт зоны контакта), нижнеюрский, среднеюрский, верхнеюрский и меловой (неокомский). *Нефтепроизводящие породы нижнеюрской тогурской свиты, питающие нижнеюрский и доюрские НГК*, являются типичными озерными отложениями с РОВ сапропелево-гумусового типа, мощность отложений достигает 100 м.

Определение теплового потока, расчет палеотемператур отложений тогурской свиты, картирование очагов и плотности генерации тогурских нефтей

В разрезе 10-ти глубоких скважин методом палеотемпературного моделирования (в варианте решения обратной задачи геотермии) выполнен расчет значений плотности теплового потока из основания осадочного разреза (рис. 2Б). На схеме видно, что распределение повышенных расчетных значений теплового потока, характерное для

северо-востока и юго-запада Усть-Тымской мегавпадины, коррелирует с размещением месторождений нефти и газа.

В моделях распространения тепла скважин, расположенных в пределах распространения тогурской свиты, решением прямых задач геотермии восстановлена термическая история тогурских отложений на 10-ть ключевых моментов геологического времени (на начало/завершение формирования свит, толщ). Очаги выделены по геотемпературному критерию ГЗН. На рисунке 3 приведены карты распределения геотемператур в тогурской свите и положение очагов генерации на 2-а значимых времени: на момент максимального прогрева тогурских отложений и на настоящее время.

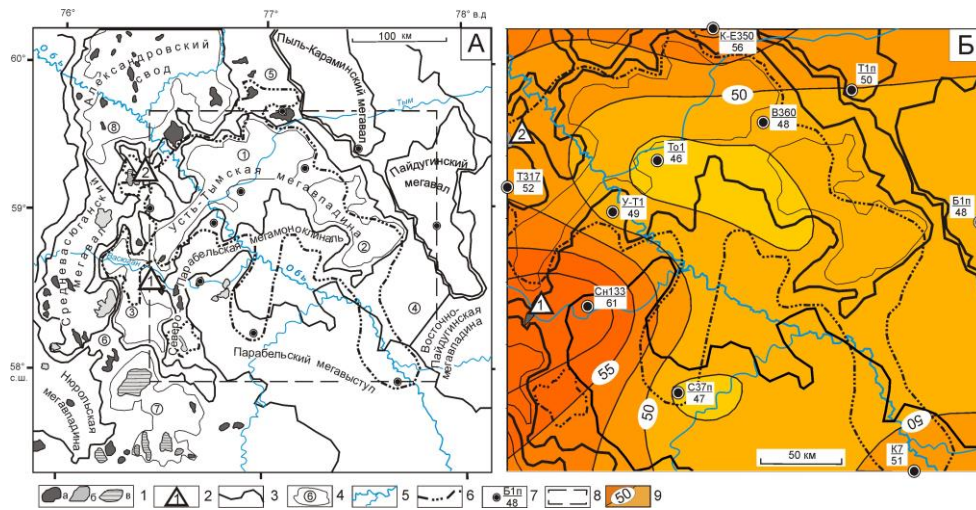


Рис. 2. Обзорная схема территории исследования (А) и схема распределения значений плотности теплового потока из доюрского основания (Б): 1 – месторождения: *a* – нефтяное, *b* – газовое, *в* – газоконденсатное; 2 – условный номер месторождения с залежами в доюрском НГК; границы тектонических элементов: 3 – I порядка, 4 – II порядка и условный номер структуры; 5 – речная сеть; 6 – граница зоны распространения тогурской свиты; 7 – скважина палеотемпературного моделирования: в числителе условный индекс, в знаменателе – расчетное значение плотности теплового потока, мВт/м²; 8 – контур территории построения прогнозных карт; 9 – изолинии значений расчетной плотности теплового потока, мВт/м². Месторождения доюрского НГК: 1 – Ясное, 2 – Чкаловское. Структуры II порядка: 1 – Неготский мезопрогиб, 2 – Пыжинский мезопрогиб, 3 – Сампатский мезопрогиб, 4 – Зайкинская мезоседловина, 5 – Караминская мезоседловина, 6 – Шингинская мезоседловина, 7 – Пудинское мезоподнятия, 8 – Трайгородский мезовал.

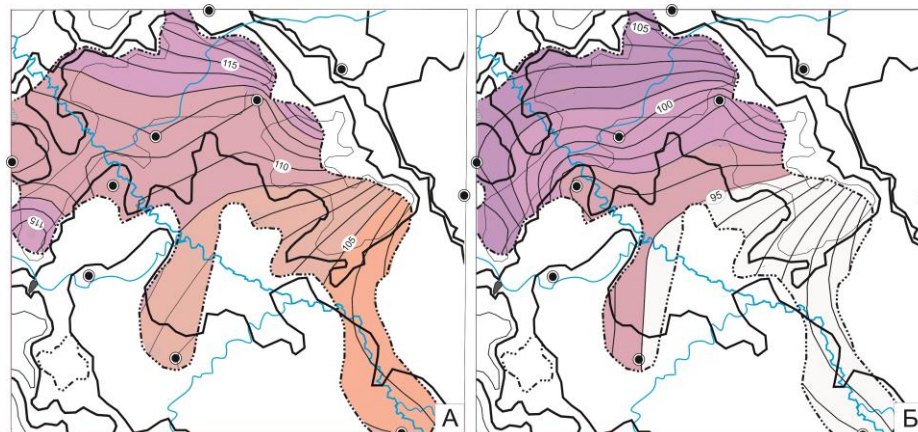


Рис. 3. Схематические карты распределения геотемператур (значения изолиний в С) и положения очагов генерации тогурских нефтей 37,6 (А) млн. лет назад и в современном разрезе (Б). Пороговые температуры, определяющие границу очага генерации нефти – 95 С.

Для анализа территории по плотности генерированных нефтей применен интегральный показатель R [5]

$$R = \Sigma(T_i \times t_i \times 10^{-2}) ,$$

где T_i – температура очага генерации нефти на i -тый ключевой момент геологического времени, °С; t_i – время действия очага, млн. лет; $i=1,9$. Изменение расчетной плотности генерированных ресурсов (на участке скважины) напрямую зависит от времени нахождения материнской свиты в ГЗН и от геотемператур ГЗН. Выполнено построение схематической карты распределения значений относительной плотности генерированных тогурских нефтей (рис. 5).

Палеозойский резервуар

Используя схему распространения петротипов пород фундамента и тектонических нарушений, выделены области пород фундамента с потенциально улучшенными ФЕС, области с потенциально средними ФЕС и области с потенциально неблагоприятными ФЕС (рис. 4А). Затем, с учетом интенсивности разрывной тектоники в фундаменте, определены зоны коллекторов с лучшими, хорошими и удовлетворительными ФЕС.

Сопоставлением зон коллекторов, дифференцированных по петротипу коренных отложений и тектоническому фактору, с распределением плотности генерированных нефтей выделены и проранжированы 4-е перспективных участка палеозойского резервуара (рис. 4Б).

В качестве первоочередного района поисков залежей нефти в палеозойском резервуаре выделяется перспективная зона, объединяющая земли северо-восточного склона Северо-Парабельской мегамоноклинали и примыкающей южной части Пыжинского мезопргиба.

Заключение

Реализованная технология интерпретации комплекса геолого-геофизических данных, ведущая роль в которых принадлежит моделированию термической истории нефтематеринских отложений, определила перспективные участки для изучения и освоения палеозойского резервуара Усть-Тымской мегавпадины. Продемонстрировано привлечение данных геотермии, как ценного метода разведочной геофизики, для прогнозирования нефтегазоносности резервуаров фундамента Западной Сибири. В этой связи представляется необходимым продолжить практику выполнения термометрии в выстоявшихся глубоких скважинах (ОГГ).

С 2012 г. в Казахском НТУ им. К.И. Сатпаева для магистрантов геофизиков и геологов-нефтяников читается 70-часовой спецкурс «Нефтегеологическая интерпретация геолого-геофизических данных», включающий модули: 1) методологические основы стратегии поисков, система поисковых признаков и их экспериментальное обоснование; 2)

картирование «главного источника» - очагов генерации углеводородов, нефтегеологическая интерпретация методом палеотемпературного моделирования; 3) картирование «зон разуплотнения» - резервуаров и ловушек углеводородов, нефтегеологическая интерпретация методами 2Д и 3Д геоплотностного моделирования; 4) «прямая» оценка продуктивности локальных объектов, выявленных геофизическими методами, нефтегеологическая интерпретация результатов геохимического опробования. Основа курса строится на понятии критерия «зон разуплотнения» и концепции «главного источника».

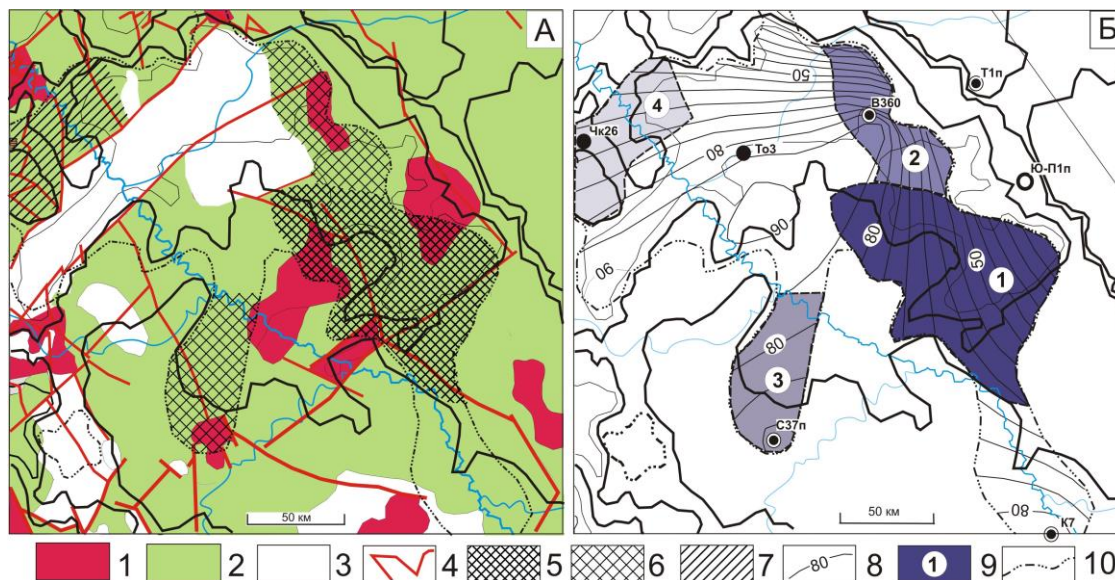


Рис. 4. Схема распределения петротипов пород, тектонических нарушений и качества коллекторов в палеозойском фундаменте (А) и схема выделения первоочередных участков для поисков залежей углеводородов в палеозойском резервуаре (Б) Усть-Тымской мегавпадины. К рисунку А: 1 – область петротипов пород с потенциально улучшенными ФЕС; 2 – область петротипов пород с потенциально средними ФЕС; 3 – область петротипов пород с потенциально неблагоприятными ФЕС; 4 – тектонические нарушения; 5 – зона коллекторов с лучшими ФЕС; 6 – зона коллекторов с хорошими ФЕС; 7 – зона коллекторов с удовлетворительными ФЕС. К рисунку Б: 8 – изолинии значений плотности генерированных тогурских нефтей, усл. ед.; 9 – перспективный участок, номер ранжирования (интенсивность закрашки площади участка пропорциональна степени перспективности участка); 10 – граница распространения нефтематеринской тогурской свиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 6. – С. 1070–1078.
2. Хуторской М.Д. Введение в геотермию: курс лекций. – М: Изд-во РУДН, 1996. –156 с.
3. Лобова Г.А., Пракойо Ф.С., Ахметов Е.М., Исаева О.С. Оценка нефтегазоносности доюрских резервуаров Усть-Тымской мегавпадины (с использованием данных геотермии и бурения) // Известия ТПУ. – 2015. – Т. 326. – № 4 (в печати).

4. Исаев В.И., Лобова Г.А., Рояк М.Э., Фомин А.Н. Нефтегазоносность центральной части Югорского свода // Геофизический журнал. – 2009. – Т.31. – №2. – С. 15–46.
5. Лобова Г.А., Попов С.А., Фомин А.Н. Локализация прогнозных ресурсов нефти юрско-меловых НГК Усть-Тымской мегавпадины // Нефтяное хозяйство.– 2013. – №2 – С. 36–40.

ИНФОРМАЦИОННЫЙ РЕСУРС «МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ (ТИХИЙ ОКЕАН)»

Жулёва Е.В.¹, Рашидов В.А.², Метальников А.А.¹, Чесалова Е.И.³

¹Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН,
Нахимовский пр., 36, 117997, г. Москва, 8(499)124-79-49,

lenageo@rambler.ru, andrarnet@gmail.com

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
бульвар Пийпа, 9, 683006, г. Петропавловск-Камчатский, (4152)297886, rashidva@kscnet.ru

³Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН

ул. Моховая, 11, стр. 2, 103009, г. Москва, (095)292-05-86

rwm@sgm.ru

Гайоты Магеллановых гор, на склонах и вершинах которых были обнаружены скопления железомарганцевых корок и конкреций, располагаются в центральной части Восточно-Марианской котловины на участке между 10° с.ш. и 22° с.ш., и 149° в.д. и 160° в.д.

В 80-х–90-х годах XX века Магеллановы горы стали объектом непрерывных исследований как отечественных, так и зарубежных ученых [1].

Магеллановы горы изучались в экспедициях АН СССР: в 1 (1983 г.), 10 (1986 г.) и 13 (1988 г.) рейсах научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Александр Несмеянов», в 9 (1984–1985 гг.) рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» с использованием глубоководных подводных обитаемых аппаратов «Пайсис», в 13 (1986 г.) рейсе НИС «Вулканолог».

В 1986 г. на одном из гайотов центральной части Магеллановых гор в рейсе ВНИРО было выполнено погружение на подводном обитаемом аппарате «Север-2».

В 1987–93 гг. ПО Дальморгеология Мингео СССР в районе Магеллановых гор выполнено 8 рейсов на НИС «Морской геолог», «Север», «Севморгеология» (переименованном впоследствии в «Дальморгеология»), «Профессор Федынский» и «Геолог Петр Андропов».

Иностранцами учеными в районе Магеллановых гор были проведены в 1971 г. рейс НИС «Томас Вашингтон», в 1981 году рейс, организованный Гавайским институтом геофизики, в 1985 г. 2610 рейс НИС «Конрад» и шесть экспедиций Скрипсовского океанографического института (США).

В рейсах специализированного судна «Гломар Челленджер» в районе Магеллановых гор пробурены скважины глубоководного бурения 199, 200, 201, 202, 452А и 585, а в рейсе специализированного судна «Гломар Эксплорер» - скважины 800, 801 и 802, которые

позволили получить данные о стратиграфии осадочной толщи в этом районе Тихого океана.

В последние годы в этом районе активно работает ГНЦ «Южморгеология».

В результате проведенных научных рейсов по Магеллановым горам собран значительный объем геоморфологической, геологической и геофизической информации. Однако степень изученности отдельных гайотов Магеллановых гор довольно неравномерна. Детально исследованы гайоты Ита-Май-Тай, Федорова, Ильичева, Коцебу, Вулканолог, Альба, Гордина, Бутакова, Геленджик, Грамберга, Говорова, Ома-Влиндер. Менее изучены гайоты Ариранг, Затонского, Паллада, Пегас, Скорняковой, Хемлер, D-4 и Голден Драгон, подводная гора Химу. Изученность гайотов МА-3, МА-4, МА-7, МА-29, МА-31 крайне слабая.

Большое количество научных работ по Магеллановым горам, по мере проведения экспедиционных исследований, было посвящено описанию отдельных гайотов, выявлению их геофизических и геолого-геоморфологических характеристик, особенностей распространения и состава железомарганцевых образований [2, 3]. Обобщение относительно морфоструктурной позиции Магеллановых гор в целом, их геологического строения и рудоносности сделано в работах [4, 5]. В последние годы появился ряд работ, направленных на выяснение природы Магеллановых гор [6, 7] и причин формирования рудных тел [8, 9], изучение морфоскульптуры гайотов [10] и субстрата кобальтомарганцевых корок, с использованием подводного колонкового бурения [11]. Данные определения абсолютного возраста пород, слагающих гайоты Магеллановых гор, полученные зарубежными исследователями, представлены на веб-сайте <http://www.ufp/geos>.

Для обобщения имеющихся оригинальных данных и доступных материалов, полученных при изучении гайотов Магеллановых гор отечественными и зарубежными исследователями, с целью выполнения комплексных геолого-геофизических и геоморфологических исследований на современном уровне, создан информационный ресурс (ИР) «Магеллановы горы (Тихий океан)», расположенный по адресу <http://guyot.ocean.ru/>. В ИР обобщены результаты научных исследований гайотов Магеллановых гор, полученные в рейсах Института вулканологии ДВО РАН, Института океанологии РАН и ГНЦ «Южморгеология», а также литературные данные и материалы из сети Интернет на декабрь 2014 г., и использованы современные методики их обработки. Список литературы в созданном ИР содержит 159 наименований, из них 115 на русском языке и 44 - на иностранных.

ИР по гайотам Магеллановых гор включает в себя базу данных (БД) по 27 гайотам, геоинформационную систему (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана» и web-сайт «Магеллановы горы (Тихий океан)». Организовано взаимодействие ГИС, БД и web-сайта.

Web-сайт включен в универсальный web-портал Института океанологии РАН, предназначенный для сбора и хранения океанологической информации. Программной платформой данного портала является конфигурация, включающая сервер Linux/Unix, HTTP-сервер Apache, сервер баз данных MySQL версии не ниже 5.XX, и интегрированный язык программирования PHP версии не ниже 5.3. Дизайн портала задан набором PHP файлов – темплейтом, с использованием технологии каскадных таблиц стилей (CSS).

На главной странице сайта размещена интерактивная батиметрическая карта Магеллановых гор, с которой осуществляется переход непосредственно в БД, к описаниям отдельных гайотов, содержащим текстовую и графическую информацию.

ГИС «Магеллановы горы Тихого океана» представляет набор различных тематических мелкомасштабных карт на северо-западную часть Тихого океана и крупномасштабных карт на отдельные гайоты, включенные в БД [12].

В качестве исходной взята единая батиметрическая карта океанического дна GEBCO (<http://www.gebco.net>) модели 2008 г.

Для численного моделирования и пространственного анализа данных используются модули Spatial Analyst и Geostatistical Analyst. Эти модули позволяют строить трехмерную модель подводной горы, рассчитывать её морфологические характеристики, а также имеют алгебраические и статистические инструменты для поиска пространственных закономерностей. Для проведения анализа пространственных признаков использованы различные математические инструменты: кластерный, регрессионный анализы, инструменты анализа поверхностей, алгебраические инструменты. Предлагается вероятностная структура и комплект инструментов для анализа данных с ранней интеграцией информации, при этом неопределенность пространственного распределения крайних параметров смоделирована и минимизирована.

С помощью ИР были обработаны батиметрические карты отдельных гайотов Магеллановых гор, и выявлено, что высоты гайотов изменяются в интервале 3500-4000 м, а площади оснований – в интервале 3500-10000 км². Крупные гайоты расположены на большем расстоянии друг от друга, чем средние и малые горы. Небольшие гайоты часто формируют цепочки, которые, по-видимому, трассируют тектонические разломы.

К крупным гайотам Магеллановых гор, как правило, приурочены отрицательные аномалии гравитационного поля в редукции Буге. Скорее всего, это обусловлено тем, что гайоты сложены вулканогенными породами пониженной плотности. Седловины и впадины между гайотами выражены положительными аномалиями [13].

В гравитационном поле в редукции свободного воздуха гайотам соответствуют положительные аномалии [14]. К подножию гайотов приурочены отрицательные значения гравитационного поля, а в районе абиссальной части Восточно-Марианской котловины отмечены нулевые значения гравитационного поля. По-видимому, гайоты Магеллановых гор являются изостатически нескомпенсированными горными сооружениями.

Например, у гайота Ита-Май-Тай в гравитационном поле в редукции свободного воздуха к привершинной части приурочена положительная аномалия интенсивностью в 254 мГл, а основание его окаймлено отрицательной аномалией интенсивностью – 69 мГл. Расчетное значение эффективной плотности гайота равно 2.59 г/см³. Под гайотом отмечено небольшое утолщение коры, указывающее на то, что гайот Ита-Майтаи является полностью нескомпенсированным [15].

В магнитном поле гайоты отображаются интенсивными, до -900 нТл, отрицательными аномалиями ΔT_a , приуроченными к вершинной части постройки, и сопряженными с севера и юга с положительными аномалиями интенсивностью до 100-200 нТл [1, 14] (рис. 1, 2).

Вероятно, такой характер магнитного поля обусловлен тем, что гайоты Магеллановых гор образовались в меловое время. Седловины и впадины между гайотами выражены в магнитном поле положительными аномалиями. В районе абиссальной части Восточно-Марианской котловины отмечены нулевые значения магнитного поля и его спокойный характер.

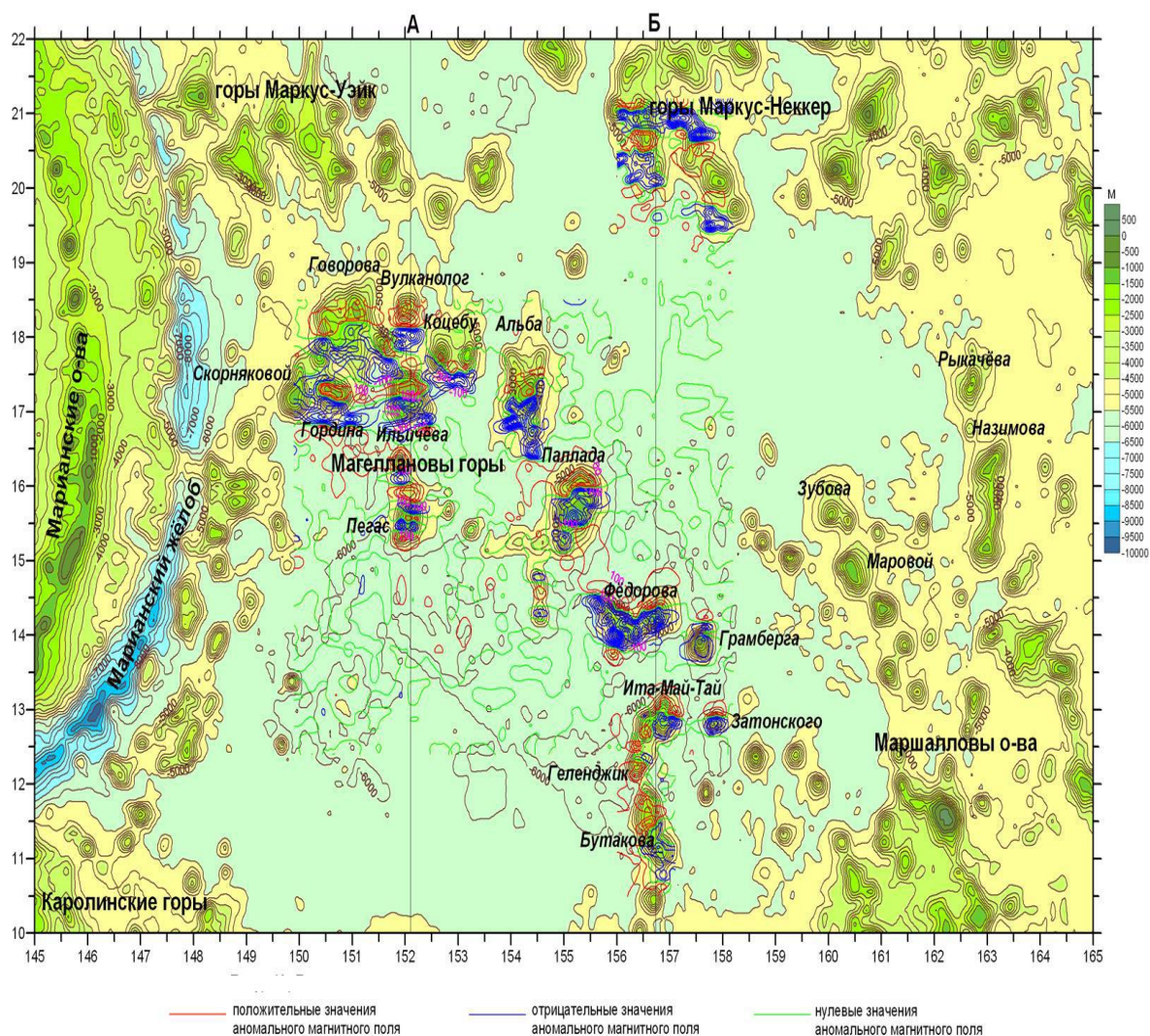


Рис. 1. Рельеф дна и магнитные аномалии района Магеллановых гор и прилегающих структур.

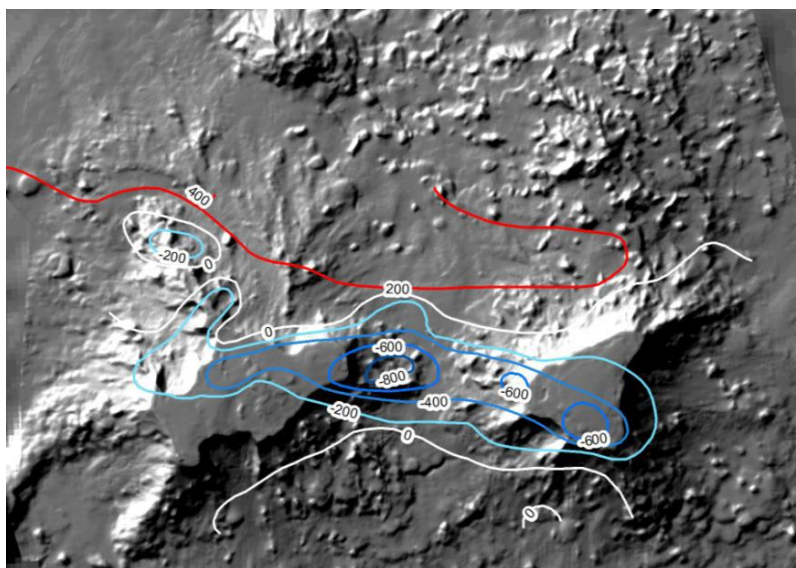


Рис. 2. Гайот Коцебу: аномальное магнитное поле.

В 13 рейсе НИС “Вулканолог” в районе Магеллановых гор были выполнены 5 станций измерения теплового потока [16]. Установленная величина теплового потока (около 50 мВт/м^2) указывает на отсутствие в этом районе вулканической активности в кайнозое. Это подтверждается и тем, что верхнемеловые осадки облекают основания гайотов.

Созданный ИР представляет собой первый образец сбора аналитической, картографической и библиографической информации об океанической структуре. Он не только объединяет и позволяет организованно хранить существующие первичные данные и результаты научных исследований Магеллановых гор, но предоставляет возможность использовать эти материалы для настоящих и последующих региональных и специализированных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13–20
2. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Федорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 1. С. 3–13.
3. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А., Седышева Т.Е. Новые данные о морфологии и геологическом строении гайота Грамберга (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 105–115.
4. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Отв. ред. д. г.-м. н. И. Н. Говоров и д. г.-м. н. Г. Н. Батулин. - М.: Наука, 1995. - 368 с.

5. Сваричевский А. С. Морфоструктурная позиция Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 1993. № 1. С. 21-32.
6. Седов А.П., Матвеевков В.В, Волокитина Л.П. и др. Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 24–44.
7. Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хешберг Л.Б. Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // ДАН. 2004. № 5. С. 646–650.
8. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. - Геленджик: ФГУГП ГНЦ «Южморгеология», 2005. - 231 с.
9. Михайлик Е.В., Хешберг Л.Б., Чудаев О.В. О механизме формирования кобальтомарганцевых корок на гайотах Магеллановых гор Тихого океана // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 87–93.
10. Жулёва Е.В. Геоморфология вулканических гор ложа океана. - М.: ИО РАН, 2004. - 185 с.
11. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Пономарева И.Н. и др. Результаты изучения субстрата кобальто-марганцевых корок по керну скважин на гайотах ИОАН и Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океана) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 76–96.
12. Жулёва Е.В., Рашидов В.А., Метальников А.А. и др. Создание информационного ресурса по гайотам Магеллановых гор Тихого океана на основе универсальных технологий хранения геолого-геофизических данных // Современные методы и средства океанологических исследований: Материалы XIII Международной научно-технической конференции «МСОИ-2013». – М.: АПР, 2013. С. 40-45.
13. Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянгин О.Б., Невретдинов Эр.Б. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 103–126.
14. Жигулев В.В., Пущин И.К., Старшинова Е.А. и др. Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана. Препринт. Южно-Сахалинск. ИМГиГ ДВО АН СССР, 1988. 44 с.
15. Wedgworth B., Kellog J. A 3-D gravity-tectonic study of Ita Mai Tai Guyot: An uncompensated seamount in the East Mariana Basin // Seamounts, Island and atolls. Geophys. Monogr. № 43. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1987. P. 73-84.
16. Муравьев А.В., Смирнов Я. М., Сугробов В. М. Тепловой поток вдоль международного геотраверса через Филиппинское море по 18° с.ш. // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 1. С. 189–19

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ, ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

Павленкова Н.И.

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

Изучение магнитного поля океанов показало большую информативность этих данных для решения многих геодинамических проблем. Но оно выявило и множество проблем, которые остаются до сих пор не решенными. Как известно, особенности магнитного поля океанов, существенно отличающегося от континентального протяженными линейными аномалиями вдоль срединно-океанических хребтов, оказались основополагающими для концепции тектоники литосферных плит. Это было основой для создания модели формирования океанов с тонкой базальтовой корой в результате спрединга литосферных плит. Но как было показано в работах В.М. Гордина [1], такое объяснение магнитного поля недостаточно обосновано фактическим материалом и что проблема формирования магнитоактивного слоя океанической коры является более сложной проблемой, требующей дальнейших исследований. Последующие более детальные работы показали, что магнитное поле океанов часто характеризуется особенностями континентального поля, а линейность магнитных аномалий связана иногда с направленным осреднением поля. Дополнительные трудности в определении природы наблюдаемых магнитных аномалий внесли также данные глубоководного бурения о составе океанической коры. Сложным оказалось соотношение особенностей магнитного поля со структурой земной коры, которая представлена в океанах не только океаническим типом.

Примером сложно построенного магнитного поля может быть поле Тихого океана [2]: в восточной его части наблюдается преобладание протяженных линейных аномалий, типичных для срединно-океанических хребтов, а в западной части оно близко к континентальному типу с резкими аномалиями разного знака и сложной формы. Очень часто континентальное магнитное поле охватывает большие площади шельфовых зон континентов. Несомненно, это связано с особенностями структуры земной коры, и с точки зрения общих проблем геодинамики океанов очень важно определить эти особенности. К сожалению, глубинные сейсмические исследования океанов проведены еще в небольшом объеме, и установить корреляционные связи между их магнитным полем и особенностями строения земной коры и тем более верхов мантии пока трудно. Если некоторые закономерности наблюдаются, то возникает много проблем в определении их геодинамической природы. В качестве примера можно привести данные по двум океанам, Атлантическому и Арктическому, структура земной коры которых наиболее полно изучена сейсмическими методами.

Магнитное поле Арктического океана и прилегающих континентов не совсем обычное для океанов. Только области срединно-океанических хребтов в Арктике и в прилегающей северной части Атлантики характеризуется типичным для таких областей полем с линейными магнитными аномалиями. И земная кора в этих регионах типично океаническая: тонкая (не более 10-15 км) и средняя скорость в ней 6.7-7.0 км/с, то есть сложена она породами основного состава. Такая же кора предполагается и в пределах Канадской котловины, но глубинными сейсмическими исследованиями это еще не

доказано. Вся остальная часть Арктического океана представлена магнитным полем континентального типа с резко выраженными аномалиями разного знака и разной формы.

Большой объем глубинных сейсмических исследований, проведенных в Арктике [3-5], позволяет сейчас определить характер изменчивости типа земной коры на всей площади океана и сопоставить его с особенностями магнитного поля. Оказалось, что кора широкой шельфовой зоны Евразийского континента представлена континентальным типом: в ней прослеживается гранито-гранулитогнейсовый слой мощностью до 20-25 км со скоростью продольных волн 5.8-6.7 км/с и гранулитобазитовый слой (скорости 6.8-7.0 км/с, толщина 10-15 км). Эта кора отличается от коры центральных частей континентов только несколько меньшей мощностью (30-40 км по сравнению с 40-50 км древних платформ). Но в магнитном поле она достаточно четко выражена пониженной интенсивностью локальных аномалий. В центральной глубоководной части Арктики магнитное поле снова приобретает особенности поля центральных частей континентов. Как показали сейсмические исследования, земная кора в этой части океана согласно классификации типов коры, предложенной в работе [6], представлена «субконтинентальной» корой с мощностью от 20 до 30 км и с очень тонким гранито-гнейсовым слоем (не более 5 км).

В настоящее время рассматриваются различные модели формирования такого типа коры. Наиболее распространенной моделью является процесс «базификации» континентальной коры, то есть внедрение в нее из мантии основного материала и трансформация ее в результате различных процессов метаморфизма [7]. В работе [8] основное значение при образовании тонкой континентальной коры отводится эклогитизации нижней ее части. Эклогиты характеризуются высокими (мантийными) сейсмическими скоростями, то есть они хорошо объясняют сокращение мощности коры. Но этим процессом трудно объяснить разрушение гранито-гнейсового слоя. Очевидно, для этого необходимо добавить еще процесс сокращения мощности этого слоя за счет его растяжения. По сейсмическим данным известно, что в земной коре континентов на глубине 10-20 км существуют слои с пониженными скоростями (волноводы), характеризующиеся повышенной пористостью и флюидонасыщенностью. При деформации коры можно предположить выдавливание ослабленного материала из этих слоев в процессе ее растяжения [9].

Можно также предположить, что кора «субконтинентального» типа является первичной, то есть образовалась такой, какой она есть в настоящее время [10]. Это предположение основано на работах Б.Г.Лутца [11], в которых показано, что породы континентальной земной коры формировались из мантийного вещества с повышенным содержанием флюидов. То есть мощная континентальная кора могла образоваться в областях интенсивных потоков глубинных флюидов. На месте современных океанов поток флюидов, возможно, был слабым, и лишь на некоторых их участках отдельными пятнами формировалась кора «субконтинентального» типа.

В настоящее время трудно сказать, какой из перечисленных процессов является основным при формировании земной коры Арктики и других океанов. В этой связи представляет несомненный интерес детально исследовать процессы формирования магнитно-активного слоя континентальной коры и его трансформации в результате различных метаморфических и тектонических перестроек. Возможно, тогда по характеру магнитного

поля можно будет определить, является ли кора первичной или каким-то образом переработанной и трансформированной.

Однако, в любом случае, поскольку некоторая связь между типом земной коры и магнитным полем наблюдается во всех океанах, это можно использовать для тектонического районирования и выделения в океанах, где еще не проводились глубинные исследования, областей с разным типом коры. Но при этом надо иметь в виду, что описанное выше для Арктики районирование, не является однозначным. Во многих частях океанов можно найти и другие, более сложные соотношения между типом земной коры и магнитным полем. Это можно показать на примере южной Атлантики.

Строение земной коры и магнитное поле Атлантического океана по основным характеристикам соответствуют классическим представлениям. В центральной части океана прослеживается срединно-океанический хребт с тонкой океанической корой, и его магнитное поле представлено четко выраженными линейными аномалиями, параллельными оси хребта [1]. Континенты, окружающие океан, характеризуется типичной континентальной корой и соответствующим магнитным полем. Но в южной Атлантике вдоль окраин Африки и Южной Америки магнитное поле континентального типа продолжается от континентов на 200-300 км внутрь океана (рис. 1а). При таком магнитном поле можно было ожидать, что эти зоны представлены, как и в Арктике, континентальной или «субконтинентальной» корой. Однако, глубинные сейсмические исследования, проведенные вдоль Анголо-Бразильского геотраверса, показали, что в этих окраинных зонах земная кора является типично океанической с мощностью 10-12 км, и скорости в ней (6.6-6.8 км/с) соответствуют основным породам [12]. Правда, необычной оказалась в этой зоне структура верхов мантии. Только в ее верхнем 5 км слое скорости соответствуют типичным для океанов значениям – 8.0 км/с, ниже они аномально высокие, 8.5-8.6 км/с. Наблюдения на поперечном профиле, выполненном в Ангольской котловине, показали, что эти аномальные значения связаны с анизотропией скоростей.

Наиболее правдоподобным объяснением наблюдаемой картины является предположение, что Африканский и Южно-Американский континенты до их распада имели гораздо большие размеры и области современного континентального типа магнитного поля были сложены континентальной корой. Контуры этих крупных континентов прекрасно совпадают, и магнитные поля рисуют закономерное продолжение структурных их особенностей от одного континента к другому. После распада этих континентов и образования срединно-океанического хребта с тонкой океанической корой континентальная кора в окраинных зонах была, очевидно, преобразована в океаническую. Но каким образом произошло это преобразование, при котором мощность коры уменьшилась в 3-4 раза, был полностью разрушен гранито-гнейсовый слой, а магнитное поле осталось неизменным? Процессы базификации или эклогитизации континентальной коры, существенно меняющие структуру коры, вряд ли могут оставить неизменным магнитное поле. Остается предположение, что кора океанического типа с континентальным магнитным полем могла образоваться при раздвижении континентов в результате растяжения коры и оттока вещества из верхних ее мобильных слоев с сохранением магнитоактивного слоя. Но возможность такого или какого-либо другого сценария нужно еще исследовать.

Следует также отметить, что дополнительные исследования необходимы и для определения природы коры с нормальным океаническим магнитным полем. Это связано с новыми данными драгирования и глубоководного бурения о составе коры [14, 15]. Показано, что в океанической коре кроме слоя осадков выделяется второй океанический слой, сложенный пиллоу-базальтами (со скоростями 2.5-3.8 км/с) и дайковым комплексом (4.0-6.0 км/с), и третий самый мощный слой, представленный не базальтами, а изотропными габбро со скоростями 6.5-6.8 км/с и кумулятивными габбро со скоростями 6.9-7.3 км/с. Судя по преобладающим в океанической коре скоростям, основу третьего слоя составляют изотропные габбро с полосчатой или порфиробластовой (очковой) структурой. Такие породы определяются как метаморфические гнейс-основного состава, которые отличаются от интрузивных пород основного состава с магматической структурой. В Индийском срединно-океаническом хребте эти метаморфические породы мощностью 1.3 км вскрыты скважиной [14]. В Атлантическом океане они были обнаружены в результате драгирования [15]. Отнесение их к кумулятивным магматическим образованиям невозможно также еще и потому, что в их составе наблюдается почти постоянное присутствие триктолитов, кристаллизация которых не соответствует магматическим условиям. Образование такой коры только в результате спрединга литосферных плит и заполнения рифтовых зон магматическим материалом, невозможно. Кроме того, формирование пород гранулитовой фации метомарфизма (давление 6-10 кбар и температура 700-1000⁰С) также невозможно в тонкой океанической коре, они характерны для нижнего слоя континентальной коры.

Принципиальные изменения в представлениях о природе океанической коры вносят и данные о возрасте описанных кристаллических мафит-ультрамафитовых пород. Он древний -1.6-3.7 млрд. лет [14]. Все это означает, что породы третьего океанического слоя сформировались на большой глубине до образования океанов и затем в результате тектонических перестроек были перемещены из областей их генерации в верхние горизонты коры и на поверхность дна океана. Такой сценарий означает, что основу коры срединно-океанических хребтов составляют древние породы нижнего базитового слоя континентальной коры и что в процессе ее разрушения был разрушен и магнитоактивный слой. Этот сценарий надо дополнить рифтогенезом, в результате которого вдоль хребта образовались линейные структуры и линейные магнитные аномалии. Все это, конечно, остается на уровне предположений и требует дальнейших исследований.

Таким образом, комплексное геолого-геофизическое изучение океанов выявило сложные и изменчивые по площади соотношения между структурой земной коры и особенностями магнитного поля. Эти соотношения свидетельствуют о разной природе и истории развития океанов и основных их структурных элементов, что до сих пор остается нерешенной проблемой глобальной тектоники. Для решения этой проблемы необходимо изучить процессы формирования различных типов земной коры и магнитоактивного слоя литосферы не только океанов, но и континентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордин В.М. Магнитное поле океанов и гипотеза Вайна-Метьюса // Геодинамические исследования, № 13. М., 1989. С 129-158
2. Korhonen, J.V., Fairhead, J.D., Hamoudi, M. et al. Magnetic Anomaly Map of the World Commission for the Geological Map of the World, Paris, 2007.
3. Поселов В.А., Верба В.В., Жолонд С.М. Типизация земной коры Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника, 2007, 4. С. 48-59.
4. Funck T., Jackson H.R., Shimeld J. The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian Polar Margin: Results from a seismic refraction experiment // J. Geophys. Res., 116, 2011. B12101, doi:10.1029/2011JB008411..
5. Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В. и др. Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5-20
6. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника, 1989, № 3. С. 3-14.
7. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М: Изд-во МГУ, 1997, 320 с.
8. Артюшков Е.В. Механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Растяжение литосферы или эклогитизация? // Геология и геофизика, 2010, т.51, №12. С. 1675-1686.
9. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Проблемы глобальной геодинамики, второй выпуск (Ред. Д.В. Рунквист). М. 2003. С. 168-182
10. Павленкова Н.И. Ротационно-флюидная модель глобального тектогенеза. // А.Н.Дмитриевский, Б.М.Валяев (отв.ред.) Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения П.Н.Кропоткина). М: ГЕОС, 2011. С. 69-92.
11. Лутц Б.Г. Магматическая геотектоника и проблемы формирования континентальной и океанической коры на Земле // Региональная геология и металлогения. 1994, №3. С. 5-14
12. Павленкова Н.И., Погребницкий Ю.В., Романюк Т.В. Сейсмо-плотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики на Анголо-Бразильском геотраверсе // Физика Земли, 10, 1993. С. 27-38.
13. James K. Whence the Caribbean // NCGT Newsletter, , 2012, 64. P. 19-24
14. Блюман Б.А. Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. Изд-во ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург, 2013. 344 с.
15. Погребитский Ю.Е., Трухалев А.И. Происхождение глубинных базит-гипербазитовых пород – ключевая проблема геологии Срединно-Атлантического хребта // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. Санкт-Петербург, 2002. С. 49-61

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ИСТОЧНИКОВ ПОЛЯ НА ОСНОВЕ СОГЛАСОВАНИЯ ДОПУСТИМЫХ РЕШЕНИЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГЕОФИЗИКИ

Долгаль А.С.¹, Балк П.И.², Новикова П.Н.¹

¹ ГИ УрО РАН, ² Германия, Берлин.

Введение. Получение устойчивых решений обратных задач уже многие десятилетия является одной из фундаментальных проблем прикладной геофизики. Если рассматривать обратные задачи как задачи извлечения достоверной информации из данных полевых наблюдений в условиях неопределенности, то их результаты в терминах единичных оценок параметров модели источников поля не являются исчерпывающими [1]. Соответственно, построение отдельных приемлемых вариантов интерпретации (удовлетворяющих результатам полевых измерений и имеющейся априорной информации об источниках поля) рассматривается лишь как элемент более общей технологии, реализующей построение репрезентативного множества допустимых решений обратной задачи, анализ структуры этого множества и выбор окончательного приближенного решения задачи по некоторому критерию. Традиционно принято указывать на оптимальность построенного решения по какому-то косвенному признаку (например – минимуму невязки наблюдаемого и модельного полей или сходимости виртуальной последовательности приближенных решений при гипотетическом стремлении нормы помехи измерений к нулю). В докладе на примере гравirazведки будут представлены другие критерии выбора "наилучшего" решения обратной задачи "рудного типа", выраженные в терминах свойств извлекаемой информации и позволяющие оценить ее меру.

Постановка задачи. По Клоду Шеннону «информация – это снятая неопределенность наших знаний о предмете исследования» [2]. Представляется целесообразным судить о состоятельности методов решения обратных задач не по косвенным признакам, многие из которых имеют на поверку весьма отдаленное отношение к проблеме повышения информативности результатов интерпретации, а по свойствам извлекаемой информации об источниках аномалии в данном конкретном случае. Не станем упрощать ситуацию и ставить знак равенства между понятиями «процесс решения обратной задачи» и «извлечение информации об аномалиеобразующим объекте», а следуя Шеннону, под информацией, которую несет в себе носитель $S_\alpha \in Q_0$, будем понимать тот его фрагмент $S_\alpha^{(0)} \subset S_\alpha$, который одновременно является и фрагментом истинного носителя \widehat{S} : $S_\alpha^{(0)} = S_\alpha \cap \widehat{S}$. Меру $\mu(S_\alpha^{(0)})$ области $S_\alpha^{(0)}$ логично принять за количество информации, которую несет в себе носитель S_α . Эту меру можно использовать и как оценку близости приближенного и точного решений обратной задачи. Но зная $\mu(S_\alpha^{(0)})$ невозможно определить, какой именно фрагмент носителя S_α является и фрагментом носителя \widehat{S} . Если так, то информацию $S_\alpha^{(0)}$, содержащуюся в решение S_α , логично назвать *скрытой*. Область $S_\alpha \setminus \widehat{S}$, позиционирующую себя как возможный фрагмент возмущающего

объекта, хотя таковым не является, назовем *ложной* информацией, а фрагмент $\bar{S} \setminus S_\alpha$ возмущающего объекта, не нашедший места в решении S_α обратной задачи – *потерянной* информацией. Используя новую терминологию можно сказать, что достаточный объем скрытой информации о возмущающем объекте и есть то главное, что ожидает геофизик от результатов интерпретации.

Рассматривается общая постановка ОЗГ, заключающейся в оценке геометрии и положения носителя $\bar{S} \subset \mathbf{R}^3$ возмущающих масс. Независимо от того, каков объем априорной информации об источниках G , всегда найдется множество Q допустимых вариантов интерпретации, полностью удовлетворяющих этой информации и обеспечивающих требуемую величину невязки наблюдаемого и модельного полей. Каждое из таких решений в равной степени может претендовать на роль истинного (или ближайшего к нему для используемого модельного класса) решения ОЗГ. Благодаря этой неопределенности (она названа \mathcal{E} -эквивалентностью) было создано множество алгоритмов решения обратной задачи, использующих различные критерии выбора оптимального варианта интерпретации из множества Q .

Наиболее понятной интерпретатору и эффективной в плане повышения информативности результатов решения ОЗГ является выбор "наилучшего" варианта интерпретации из некоторого конечного множества $Q_0 \subset Q$ конкурирующих вариантов S_1, S_2, \dots, S_m модели аномалиеобразующих масс по субъективным критериям. В эпоху применения неформализованного подбора, когда речь шла об единственном решении или нескольких вариантах интерпретации, геофизик мог осуществлять выбор лучшего из них вручную. Дальнейший курс на оптимизацию интерпретационного процесса был ориентирован на единственное решение ОЗГ, обеспечивающее глобальный минимум некоторого многопараметрического функционала [3]. Время использования предлагаемых авторами критериев наступило только сейчас, когда стало возможным на базе высокопроизводительной компьютерной техники разрабатывать эффективные схемы построения представительных множеств Q_0 допустимых вариантов решения ОЗГ.

Критерий минимакса. Предлагается принципиально отличный от существующих в геофизической практике подход к решению ОЗГ, при котором конечным результатом является вариант интерпретации, обеспечивающий максимум гарантированной меры близости построенной модели источника аномалии к реальному возмущающему объекту [7]. В ряде наук (теории игр, экономике, исследовании операций) схожая концепция выбора названа минимаксной.

Алгоритм выбора из множества Q_0 минимаксного решения S^{opt} прост и состоит в следующем. Для каждого допустимого модельного носителя возмущающих масс S_j , $j = 1, 2, \dots, m$, претендующего на роль оптимального решения S^{opt} , отыщем ассоциированный с ним носитель $S_k = S_{k(j)} \in Q_0$ такой, что расхождение $\rho(S_j, S^\circ)$ будет наибольшим, если носителем S° окажется носитель $S_{k(j)}$. Решение $S_{j(1)}$ предпочтительней $S_{j(2)}$, если $\rho(S_{j(1)}, S_{k(1)}) < \rho(S_{j(2)}, S_{k(2)})$, где $S_{k(1)}$ и $S_{k(2)}$ – решения из Q_0 , наиболее удаленные по метрике ρ от $S_{j(1)}$ и $S_{j(2)}$. Минимаксным является решение $S^{opt} \in Q_0$, гарантированная близость $\rho^{opt} = \max\{\rho(S^{opt}, S_t) : S_t \in Q_0, S_t \neq S^{opt}\}$ которого к неизвестному решению S° является наибольшей по отношению к любому другому выбору

итогового варианта интерпретации $S_j \in Q_0$: $\rho^{opt} \leq \max\{\rho(S_j, S_i) : S_i \in Q_0, S_i \neq S_j\}$ для всех $S_j \in Q_0, S_j \neq S^{opt}$.

В ОЗГ "рудного типа" наиболее содержательными являются метрики $\rho(S^{opt}, S_\alpha)$, порожденный мерой. Мы будем использовать метрику Штейнхаузера для открытых измеримых множеств из \mathbf{R}^3 : $\rho(S_\alpha, S_\beta) = 1 - \frac{\mu(S_\alpha \cap S_\beta)}{\mu(S_\alpha \cup S_\beta)}$, в структуре которой находят отражение все три вида информации – *скрытая, ложная и потерянная*. Метрика нормирована: $\rho(S_\alpha, S_\beta) = 0$ в случае $S_\alpha = S_\beta$; $\rho(S_\alpha, S_\beta) = 1$, если множества S_α и S_β не имеют общих точек.

Рассмотрим идеализированный случай, когда интерпретационная модель полностью адекватна реальному возмущающему объекту и возможно построение довольно «плотного» в Q подмножества Q_0 , либо даже восстановление множества Q целиком. В рассматриваемом примере модельный класс M – множество бесконечно протяженных призм, образующие которых параллельны координатной оси y . Их сечения имеют форму треугольника, координаты x вершин которых кратны 0,5 км, а координаты z кратны 0,25 км. «Измерения» $\Delta \tilde{g}(x_i)$ обусловлены модельной призмой плотности $\bar{\delta} = 0,3$ г/см³ и содержат случайные помехи ξ_i , равномерно распределенные на интервале $[-1,1]$, максимум модуля которых равен $\varepsilon = 0,8$ мГал (рис. 1). Имитируя практическую ситуацию, где норма помех точно неизвестна, будем считать, что она не превышает $\varepsilon_0 = 1,0$ мГал.

Решение ОЗГ, построенное с использованием минимаксного критерия обозначим S_1^{opt} . В роли альтернативного «оптимального» решения S_2^{opt} выступает носитель, при котором достигается минимум максимального модуля невязки наблюдаемого и модельного полей в точках измерения. По результатам расчетов установлено: $\rho_1^{opt} = 0,561$, $\rho_2^{opt} = 0,725$. Это означает, что: 1) даже при самом неблагоприятном исходе, когда истинным носителем \bar{S} окажется самая удаленная от S_1^{opt} призма $\bar{S}_1^{opt} \in Q$, мера (площадь) общего фрагмента сечения минимаксного (S_1^{opt}) и истинного ($\bar{S} = \bar{S}_1^{opt}$) носителей составит $\mu_1^{opt} = \mu(S_1^{opt} \cap \bar{S}_1^{opt}) = 3,7$ км² (57% от площади $\mu(\bar{S}) = 6,5$ км² всего сечения истинного носителя; 2) если же истинным носителем \bar{S} окажется призма \bar{S}_2^{opt} , наиболее удаленная от S_2^{opt} , то мера общего фрагмента носителей S_2^{opt} и \bar{S} (то есть гарантированный объем скрытой информации, содержащийся в S_2^{opt}) составит $\mu_2^{opt} = \mu(S_2^{opt} \cap \bar{S}_2^{opt}) = 2,8$ км². Объективная информация о носителе \bar{S} , содержащаяся в решениях S_1^{opt} и S_2^{opt} , этим исчерпана.

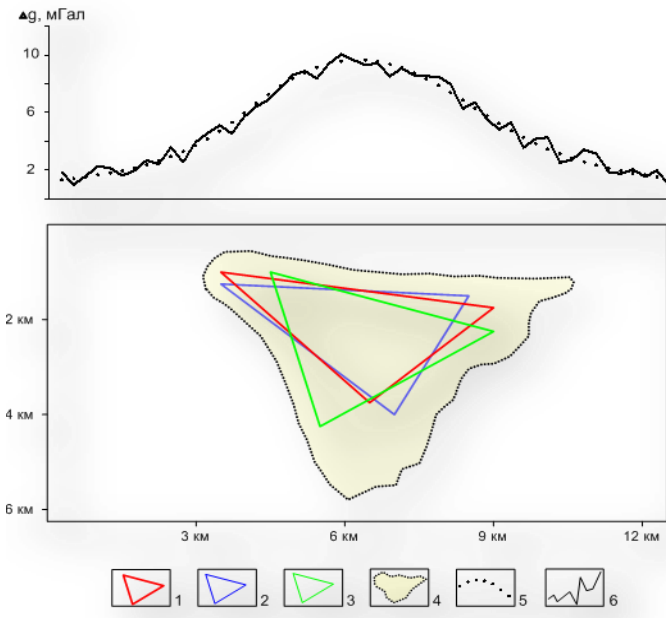


Рис. 1. Исходное гравитационное поле и результаты интерпретации: 1 – призма, от которой рассчитана аномалия $\Delta\hat{g}$; 2,3– результаты решения обратной задачи по критерию минимакса и минимуму невязки, соответственно; 4 – область, содержащая все допустимые решения обратной задачи; 6 – точное поле $\Delta\hat{g}$; 7 – «наблюдаемое» поле $\Delta\tilde{g}$.

Откажемся от заведомой идеализации $\hat{S} \in Q_0$, однако предположим, что среди достаточно большого числа допустимых носителей $S_j, j=1,2,\dots,m$, которые удается построить с помощью технологий типа [1], существует достаточно близкий к \hat{S} носитель S° такой, что его можно отождествить с \hat{S} . С учетом фактически неограниченных аппроксимационных возможностей сеточных классов M (вопрос лишь в выборе размеров сеточного элемента), с которыми работают алгоритмы [6], предпосылка о присутствии в множестве Q_0 элемента $S^\circ \approx \hat{S}$ является вполне оправданной, что предопределяет использование подобных методов при реализации минимаксного подхода.

Критерий максимума апостериорной вероятности. Будем выполнять решение ОЗГ в рамках конечноэлементного представления изучаемой геологической среды и ее неоднородностей. Такое представление реализуется в форме замощения 2D (3D) пространства однородными по физическим характеристикам, бесконечными по оси ОУ, призмами квадратного сечения (кубиками), образующими плотную упаковку, что полностью согласуется с имеющимися в геотектонике характеристиками статического геологического пространства, как конечного множества точек, каждая из которых обладает конечной совокупностью свойств (в данном случае – некоторым значением плотности). Инструментом решения обратных задач, используемым для формирования множества равноправных приближенных решений, будет являться монтажный метод, предложенный В.Н. Страховым в 70-х годах XX века [5] и получивший дальнейшее развитие в последние годы [6].

В этом случае G – совокупная априорная информация, предварительно выраженная в терминах элементов структуры модельного класса M всевозможных объединений конечного числа элементов ω_α , которые образуют замощение $T = \{\omega_\alpha\}$ изучаемой части D геологического пространства. Положим также, что N – число допустимых носителей S_j , которые удалось построить интерпретатору за отведенное время.

На декартовом произведении $T \times Q_0$ построим вспомогательную функцию

$$\varphi(\omega_\alpha, S_j) = \begin{cases} 1, & \omega_\alpha \in S_j \\ 0, & \omega_\alpha \notin S_j \end{cases} \quad \text{Тогда } \phi(\omega_\alpha) = \frac{\sum_{j=1}^N \varphi(\omega_\alpha, S_j)}{N} - \text{функция локализации с областью}$$

значений $[0,1]$. В содержательном плане значение $\phi(\omega_\alpha)$ есть частота, с которой элементарная область пространства ω_α выступает в роли фрагмента допустимого носителя из множества Q_0 [8]. Частоты $\phi(\omega_\alpha)$ можно рассматривать как оценки апостериорной вероятности P обнаружения возмущающих масс в объеме ω_α . Остается добавить, что по аналогии функцию локализации можно распространить на модели многосвязных распределений источников аномалии с несовпадающими законами распределения плотности масс по парциальным носителям. Можно предположить, что наиболее близким к истинному распределению масс будет решение, состоящее из n_k областей ω_α и обеспечивающее максимум апостериорной вероятности P_{\max} , т.е. одна из подобранных конфигураций S_k , $k = 1, 2, \dots, N$, для которой будет выполняться условие: $\sum \phi(\omega_\alpha) / n_k = \max$, $\forall \omega_\alpha \in S_k$. Параметр P_{\max} целесообразно использовать для сравнительной оценки достоверности результатов количественной интерпретации разных гравитационных аномалий.

Рассмотрим модельный пример: на профиле длиной 10 км с равномерным шагом задано поле Δg , обусловленное тремя 2D-объектами с избыточной плотностью $\delta_1 = 0.15$ г/см³, $\delta_2 = 0.45$ г/см³, $\delta_3 = 0.25$ г/см³ (слева направо), общая площадь сечений B которых составила 3.11 км². Полученное при решении прямой задачи гравитационное поле было осложнено нормально распределенной помехой, обладающей нулевым средним значением и среднеквадратическим отклонением 0.35 мГал. Решение ОЗГ проводилось монтажным методом, предполагалась односвязность аномалиеобразующих объектов и гладкость их границ, вводились ограничения на размер тел по осям OX и OZ (допускалось превышение истинных размеров не более, чем в 2 раза). Размер элемента замощения ω_α составлял 100×100 м. Для каждого решения ОЗГ местоположение начальных элементов ω_α , принадлежащих моделируемым телам, определялись случайным образом. При пороговом значении невязки "наблюденного" и модельного полей $\varepsilon = \pm 0.35$ мГал было получено 974 допустимых решения ОЗГ. С использованием трех критериев – минимума невязки, минимакса и максимума апостериорной вероятности были выбраны 3 частных решения ОЗГ (рис. 2, табл.).

Таблица

Параметры аномалиеобразующих объектов, отвечающие различным решениям ОЗГ

Критерий выбора решения ОЗГ	Общая площадь B_s сечений объектов, км ²	$B \cap B_s$, км ²	$B \cap B_s$, %
Минимум невязки	2.99	1.09	35
Минимакс	3.03	1.71	55
Максимум апостериорной вероятности	3.35	1.83	59

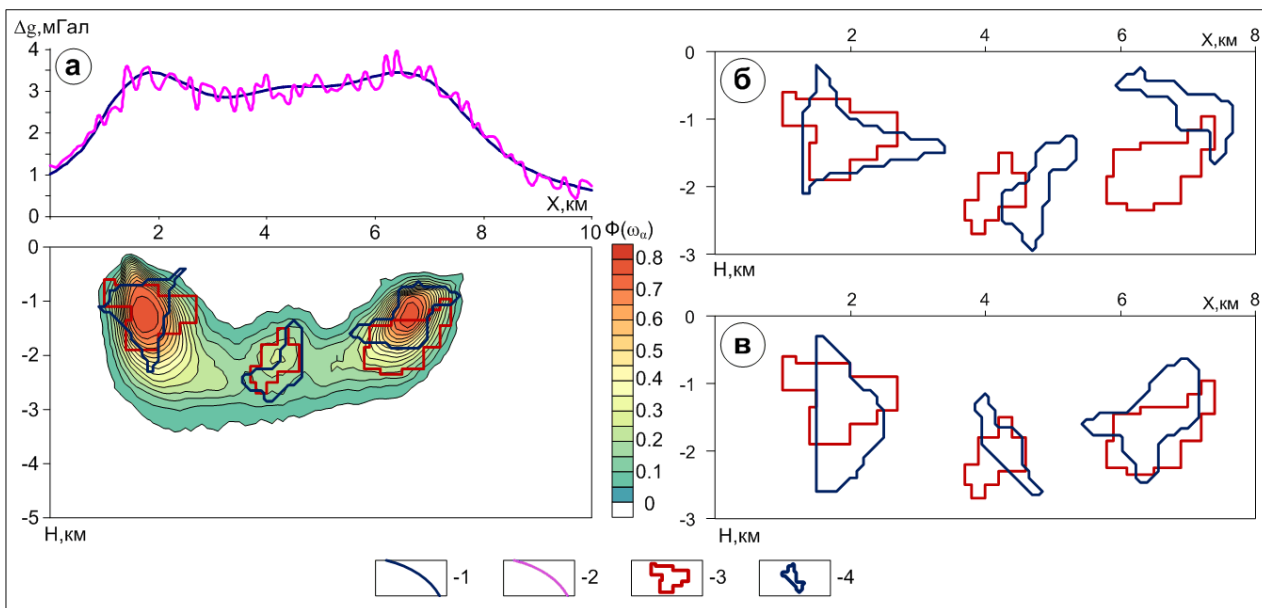


Рис. 2. Решения ОЗГ, отвечающие: критерию минимакса (а); минимуму невязки полей (б); максимуму апостериорной вероятности (в): 1 - модельное поле; 2 - исходное поле; 3 - источники поля; 4 - подобранные объекты.

Выводы. 1). При всем разнообразии традиционные алгоритмы решения ОЗГ, основанные на попарном (не обязательно явном) сравнении альтернативных вариантов интерпретации по значению скалярного критерия F (в частности - методы подбора, где роль F играет невязка) не в состоянии уменьшить априорную неопределенность в отношении конфигурации и местоположения источников поля. «Оптимальное» решение, найденное по любому из этих методов, не содержит никаких сведений об объемах достоверной, скрытой, ложной и потерянной информации. 2). Минимаксный подход дает не только само решение S^{opt} , для которого (в рамках множества Q_0) гарантированная степень его близости к точному решению максимальна, но также и самую неуплучшаемую оценку меры ρ близости этих решений. 3). Располагая оценкой ρ минимального объема информации, содержащейся в решении ОЗГ и (или) значениями P_{max} , можно обеспечить эффективный выбор наиболее перспективных гравитационных аномалий для дальнейшего проведения буровых работ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-01823А).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балк П.И., Долгаль А.С. Обратные задачи гравиметрии как задачи извлечения достоверной информации в условиях неопределенности. // Физика Земли. 2012. №5. С. 85-101.
2. Стратанович Р.Л. Теория информации. М.: Сов. Радио. 1975. 424 с.
3. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. Киев: Наук. думка, 2010. 463 с.
4. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.
5. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 2. С. 344 – 347.

6. Балк П., Долгаль А. Конечноэлементные технологии моделирования в гравirazведке. Монтажный метод и гарантированный подход при решении обратных задач. LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrucken. 2013. 77 с.
7. Балк П.И., Долгаль А.С. Особенности минимаксного подхода в обратных задачах геофизики // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 42-й сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г. Успенского (г. Пермь, 26–30 января 2015 г.). 2015. С. 13-15.
8. Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. Повышение точности интерпретации моногеничных гравитационных аномалий. Геоинформатика, 2011. № 4. С. 49-56.

ДИНАМИКА ДИСКРЕТНОЙ СРЕДЫ С ПЕРЕМЕННОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ КОНТАКТА ПОДВИЖНЫХ БЛОКОВ

Гарагаш И.А.

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

Введение

Осадочная горная порода состоит из отдельных зерен прижатых друг к другу весом вышележащей толщи (рис.1а). Размеры зоны контактов таких зерен зависят от гравитационных сил и меняются в результате тектонических и сейсмических нагрузок. Адекватной моделью такой дискретной среды является упаковка твердых сфер [2].

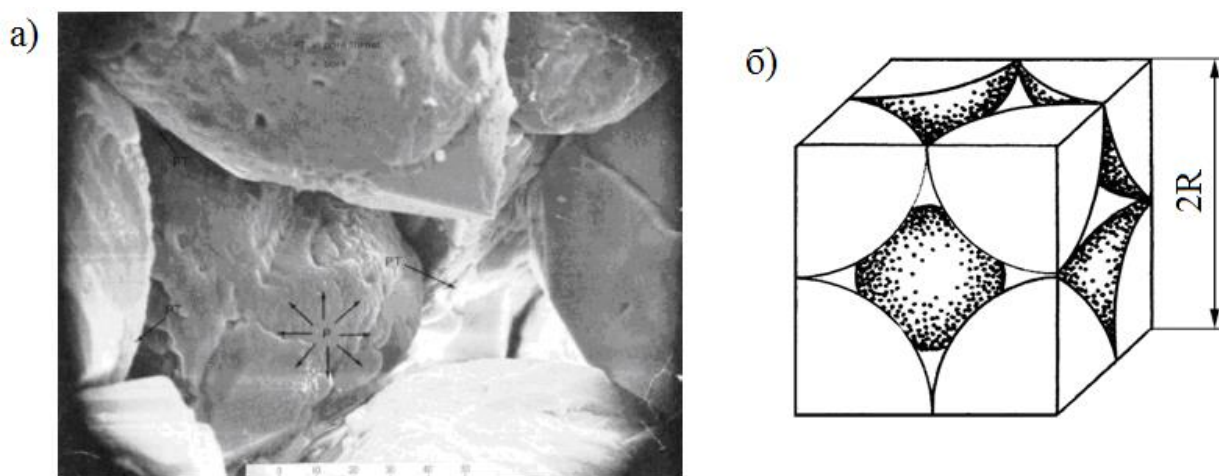


Рис. 1. а - SEM микрофотография зерен и порового пространства [1],

б - гранецентрированная упаковка шаров

Подвижность отдельных микрофрагментов является важным свойством горных пород и зернистых материалов. В работе [3] подвижность была учтена, введением в известные вязкоупругие модели Максвелла и Фойгта наряду с вязкими и упругими элементами внутренними осциллирующими масс. Однако возникающие при относительном движении блоков изменения условий их взаимодействия при этом не учитывались. Вариант модели динамики фрагментированных сред с прямоугольными подвижными блоками был предложен в работе [4].

Ниже для изучения этого явления рассмотрена динамика гранецентрированной решетки упругих шаров (рис.1б), контактирующих по закону Герца. Исследовано движение отдельного шара во взаимодействии с соседними частицами. Показано, что уравнение движения шара в этом случае можно свести к стандартной форме уравнения Матье, для которого реализуется явление параметрического резонанса. Это означает, что блочный материал типа горной породы или сыпучей среда должен обладать избирательностью - подавлять колебания одних частот и усиливать другие. Рассмотрена

динамика цепочки блоков с переменной контактной поверхностью. Выведены разностное уравнение движения и его нелинейный дифференциальный аналог.

Выполнен феноменологический перенос свойств цепочки блоков на сплошную среду. Показано, что мера деформации для гранулированной среды зависит от относительной величины площади контакта зерен и является обобщением тензора деформации Грина. Установлено, что вклад нелинейного слагаемого в деформацию тем больше, чем менее консолидирована среда.

1. Динамика отдельного блока

Рассмотрим гранецентрированную упаковку упругих шаров. Изучим движение отдельного упругого шара во взаимодействии с соседними частицами. Предположим, что шары прижаты друг к другу с начальным усилием P^0 , что вызывает их деформацию и сближение на величину u^0 (рис.2а). Согласно решению Герца [5] перемещение и сила на поверхности контакта связаны зависимостью

$$P^0 = \frac{E}{3(1-\nu^2)} \sqrt{2R(u^0)^3} \quad (1)$$

где E - модуль Юнга, ν - коэффициент Пуассона.

Если система приходит в движение, соседние частицы получают неравные смещения $u_1(t)$ и $u_2(t)$ (рис.2б). Обозначив происходящее на этом фоне перемещение центрального шара через $u(t)$, усилия, возникающие в зоне контакта (рис.2в), выпишем с точностью до слагаемых второго порядка малости,

$$P_1 = \frac{E\sqrt{2R}}{3(1-\nu^2)} [(u^0)^{3/2} + \frac{3}{2}(u-u_1)(u^0)^{1/2} + \frac{3}{2} \frac{(u_1-u)^2}{(u^0)^{1/2}}] \quad (2)$$

$$P_2 = \frac{E\sqrt{2R}}{3(1-\nu^2)} [(u^0)^{3/2} + \frac{3}{2}(u_2-u)(u^0)^{1/2} + \frac{3}{2} \frac{(u_2-u)^2}{(u^0)^{1/2}}]$$

Кроме того, возникает инерционная сила

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 \rho \ddot{u} \quad (4)$$

где ρ - плотность частицы.

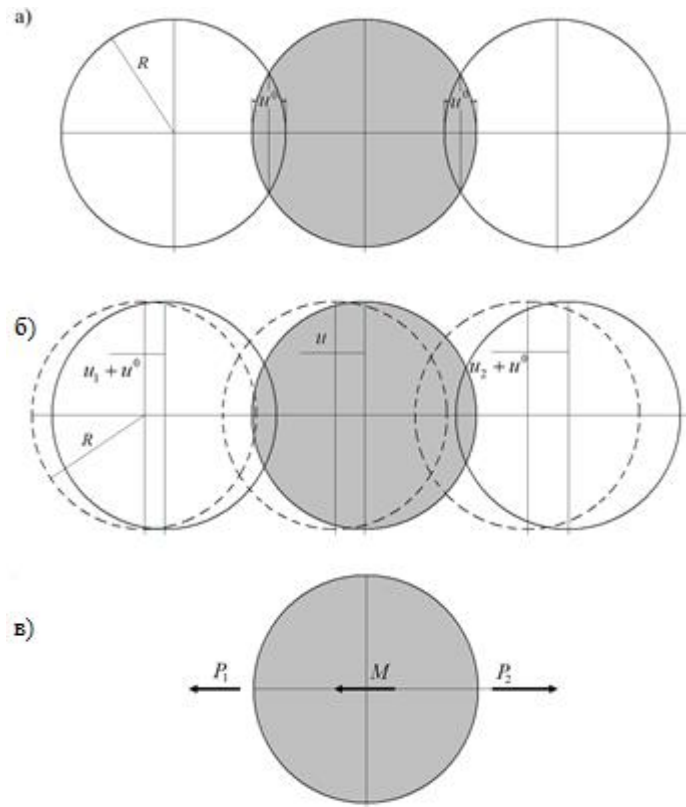


Рис.2. Модель взаимодействия упругого шара с окружающей средой. а – начальное состояние шара; б – положение шара в возмущенном состоянии, в - схема действующих усилий.

Динамическое равновесие, действующих на шар усилий, приводит к уравнению

$$\rho \ddot{u}_1 - \frac{3E\sqrt{\varepsilon_0}}{4R^2(1-\nu^2)}(u_2 + u_1 - 2u)\left[1 + \frac{1}{2R\varepsilon_0}(u_2 - u_1)\right] = 0 \quad (3)$$

где $\varepsilon^0 = \frac{u^0}{2R}$ - начальная деформация шара.

Выделим в движениях соседних частиц симметричную u_s и асимметричную u_a составляющие,

$$u_1 = u_a - u_s, \quad u_2 = u_a + u_s \quad (4)$$

и перепишем уравнение движения (3) в виде

$$\ddot{u} + G(t)u = S(t) \quad (5)$$

где

$$G(t) = \frac{3E\sqrt{\varepsilon_0}}{2R^2\rho(1-\nu^2)} \left(1 + \frac{1}{R\varepsilon_0} u_s\right) \quad (6)$$

$$S(t) = \frac{3E\sqrt{\varepsilon_0}}{2R^2\rho(1-\nu^2)} \left(1 + \frac{1}{R\varepsilon_0} u_s\right) u_a \quad (7)$$

Пусть шар колеблется с частотой f так, что

$$u_s(t) = A \cos ft \quad (8)$$

где A - амплитуда.

В этом случае

$$G(t) = \frac{3E\sqrt{\varepsilon_0}}{2R^2\rho(1-\nu^2)} \left(1 + \frac{A}{R\varepsilon_0} \cos ft\right) \quad (9)$$

и однородное уравнение (5) можно переписать в виде

$$\frac{d^2 u}{d\tau^2} + (l + 16q \cos 2\tau)u = 0, \quad ft = 2\tau \quad (10)$$

где

$$l = f^2 \frac{6E\sqrt{\varepsilon_0}}{R^2\rho(1-\nu^2)}, \quad q = f^2 \frac{3EA}{8R^3\rho\sqrt{\varepsilon_0}(1-\nu^2)}. \quad (11)$$

Уравнение (10) известно в теории параметрического возбуждения колебаний упругих систем. Согласно ему в некоторых областях частот амплитуда колебаний постепенно возрастают. Это явление получило название параметрического резонанса. Для практического решения вопроса об устойчивости колебаний используют диаграмму Айнса-Стретта (рис.3), на которой в плоскости параметров l и q

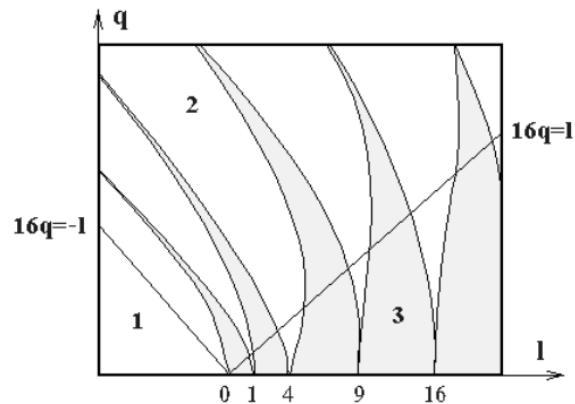


Рис.3. Диаграмма устойчивости уравнения Маттье.

построены границы между областями устойчивых и неустойчивых решений. В областях, отмеченных серым цветом, уравнение (10) имеет устойчивое решение. Двумя прямыми $16q = l$ и $16q = -l$ можно разделить всю плоскость q, l на три части. В зонах 1 и 2 условия

благоприятны для параметрического резонанса. В третьей зоне области затухания расширяются и усиливаются только колебания, попадающие в узкие промежутки.

Главным в проведенном анализе является вывод о возможности параметрического резонанса в системе упругих шаров, взаимодействующих между собой по закону Герца. Практически это означает, что блочный материал типа горной породы или сыпучей среда может обладать избирательностью - подавлять колебания одних частот и усиливать другие.

2. Модель цепочки упругих шаров

Перейдем к анализу динамики цепочки шаров, взаимодействующих по закону Герца. Рассмотрим линейную цепочку, состоящую из одинаковых блоков массой m ,

прижатых друг к другу с начальным усилием P^0 , что вызывает их начальную деформацию и сближение на величину u^0 (рис.4а).

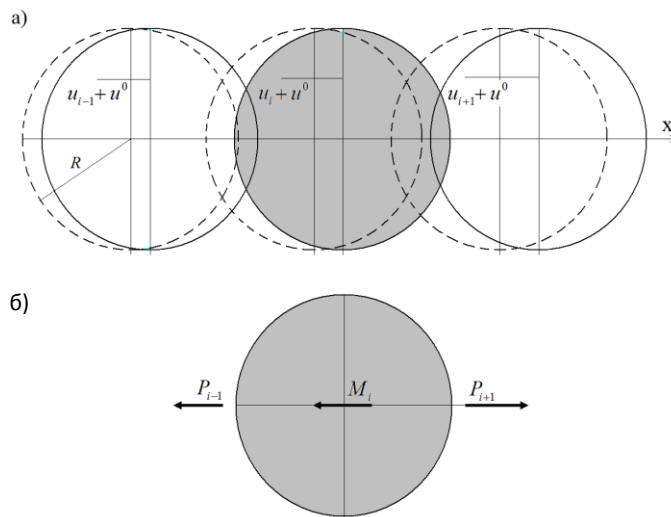


Рис.4. Цепочка блоков с изменяемыми контактными поверхностями. а - схема смещений блоков относительно нулевого положения; б - схема усилий, действующих на i -ый шар.

Если система приходит в движение, соседние частицы получают неравные смещения $u_{i-1}(t)$ и $u_{i+1}(t)$ (рис.4а). Обозначив происходящее на этом фоне перемещение центрального шара через $u_i(t)$, динамическое равновесие, действующих на i -ый шар усилий (рис.4б), приводит к уравнению

$$\rho \ddot{u}_i - \frac{3E\sqrt{\varepsilon_0}}{(1-\nu^2)} \frac{(u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1}))}{4R^2} \left[1 + \frac{2}{\varepsilon_0} \frac{(u_{i+1} - u_{i-1}))}{4R} \right] = 0 \quad (12)$$

Совершая предельный переход и заменяя центральные конечные разности соответствующими производными, преобразуем нелинейное дифференциально-разностное уравнение (12) к виду

$$\rho \ddot{u} - \frac{3E\sqrt{\varepsilon^0}}{(1-\nu^2)} u_{,xx} \left[1 + \frac{2}{\varepsilon^0} u_{,x} \right] = 0 \quad (13)$$

3. Определение меры деформации для гранулированной трехмерной среды

Рассмотрим возможность феноменологического переноса свойств модели на сплошную среду. Обратимся к уравнению (13) и перепишем его в виде

$$\rho \ddot{u} - \frac{3E\sqrt{\varepsilon^0}}{(1-\nu^2)} \left[u_{,x} + \frac{1}{\varepsilon^0} (u_{,x})^2 \right]_{,x} = 0 \quad (14)$$

Будем смотреть на равенство (14) как на уравнение одномерного движения сплошной среды мера, деформации которой задается выражением

$$\varepsilon_x = u_{,x} + \frac{1}{2} r (u_{,x})^2 \quad (15)$$

где $r = \frac{2}{\varepsilon^0}$.

Аналогичные соотношения при нагружении вдоль осей y и z имеют вид

$$\varepsilon_y = v_{,y} + \frac{1}{2} r (v_{,y})^2 \quad \varepsilon_z = w_{,z} + \frac{1}{2} r (w_{,z})^2 \quad (16)$$

где v и w - смещения в направлениях y и z соответственно.

Безразмерная величина r является параметром, характеризующим начальное напряженное состояние среды. Чем меньше всестороннее сжатие гранулированной упаковки шаров тем больше параметр r и, следовательно, растет вклад нелинейных слагаемых в деформацию дискретной среды.

Выпишем тензор деформации Грина

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} (u_{i,j} + u_{j,i} + r u_{s,i} u_{s,j}) \quad (17)$$

Сравнивая тензор (17) с выражениями (15) и (16), замечаем, что они совпадают с тензором Грина при одномерном деформировании вдоль координатных осей при $r=1$.

Это совпадение позволяет записать тензор деформации сплошного аналога рассматриваемой дискретной среды в виде

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} (u_{i,j} + u_{j,i} + r u_{s,i} u_{s,j}) \quad (18)$$

Таким образом, вклад нелинейного слагаемого тем больше, чем менее консолидирована среда.

Заключение

Изучено поведение неконсолидированных гранулированных сред, характерных для нефтяных коллекторов, с учетом изменения площадей контакта слагающих их зерен в процессе нагружения. Для оценки влияния относительной подвижности зерен на динамическое поведение среды изучено движение отдельного фрагмента (шара) среды во взаимодействии с окружающими его частицами. Показано, что уравнение движения шара в этом случае совпадает со стандартной формой уравнения Матье, для которого реализуется явление параметрического резонанса.

Рассмотрена динамика цепочки блоков с переменной контактной поверхностью. Выведены разностное уравнение движения и его нелинейный дифференциальный аналог. Выполнен феноменологический перенос свойств цепочки блоков на сплошную среду. Показано, что мера деформации для гранулированной среды зависит от относительной величины площади контакта зерен и является обобщением тензора деформации Грина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jorden J. R. and Campbell F. L. Well Logging I // Rock Properties. Borehole Environment. Mud and Temperature Logging, SPE of AIME, 1984.
2. Козлов Е.А. Модели среды в разведочной сейсмологии. - Тверь, Изд-во. ГЕРС, 2006. 480 стр.
3. Nikolaevskiy V.N. Mechanics of Porous and Fractured Media. - Singapore: World Scientific, 1990, 472p.
4. Гарагаш И.А. Модель динамики фрагментированных сред с подвижными блоками. // Физическая мезомеханика, т.5, №5, 2002, с.71-78.
5. Timoshenko S.P. and Goodier J.N. - Theory of Elasticity, 3rd. ed., McGraw-Hill, New, 1970, 506p.

ПРИМЕНЕНИЕ НОВЫХ ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ ОХОТОМОРСКОГО СКЛОНА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Блох Ю.И.¹, Рашидов В.А.², Трусов А.А.³

¹ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва,* ² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика»*

В течение десяти лет нами развиваются технологии комплексной интерпретации данных геофизических исследований подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги (КОД) [1-6]. В настоящее время идет модернизация существующего интерпретационного комплекса за счет применения новых современных элементов [7].

В первую очередь это касается привлечения информации о гравитационном поле региона, получаемых с помощью спутниковой интерферометрической радарной альтиметрии [8]. Спутник CryoSat-2, созданный Европейским космическим агентством и запущенный в 2010 г. российской ракетой с космодрома Байконур, дает возможность определять высоту с точностью 1.3 см. Международная команда, обрабатывающая спутниковые данные, утверждает, что точность построения гравитационного поля на океанах и морях на их основе в настоящее время близка к 1 мГал для полушарны пространственного разрешения в 7 км [9].

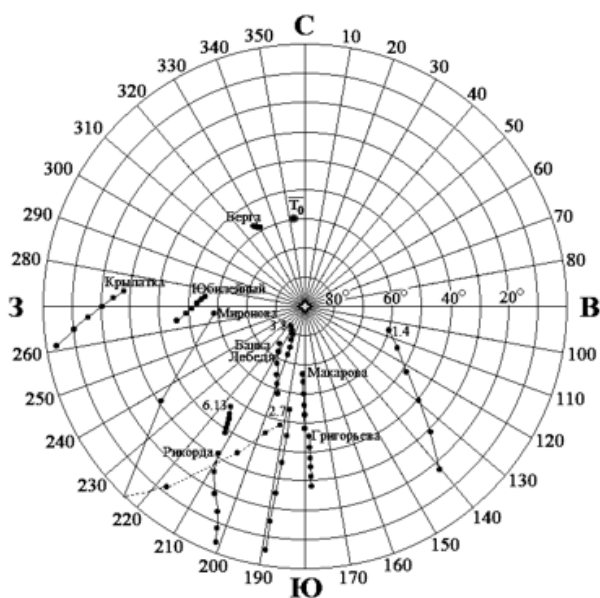


Рис. 1. Круговая диаграмма возможных направлений векторов естественной остаточной намагниченности подводных вулканов КОД.

Получаемые таким образом аномалии Фая весьма четко отражают расположение подводных вулканов КОД и позволяют проводить количественную интерпретацию. Анализ особых точек функций, описывающих их, выполненный нами с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР [10], показал, что эти аномалии весьма

содержательны с точки зрения геологии, и их интерпретация может повысить возможности интерпретации.

Другой новый элемент интерпретационного комплекса связан с определением направления вектора естественной остаточной намагниченности пород, слагающих вулканические структуры. Как известно, эти породы характеризуются высокой естественной остаточной намагниченностью. Модуль вектора остаточной намагниченности сравнительно несложно определять по драгированным образцам, тогда как его направление найти гораздо сложнее, поскольку для этого требуются ориентированные образцы. Отсутствие информации о направлении вектора остаточной намагниченности негативно влияет на возможности количественной интерпретации магнитных аномалий. В связи с этим, долгое время на подводные вулканы по аналогии распространяли данные, полученные на ориентированных образцах, отобранных на близлежащих островах.

На участках детальных гидромагнитных съемок над подводными вулканами Охотоморского склона КОД интерпретация локальных магнитных аномалий проводится с помощью программы ИГЛА [11]. Эта программа позволяет интерактивно формировать 3D модель вулкана в виде усеченной многогранной пирамиды и определять в задаваемом интерпретатором многоугольном интерпретационном окне компоненты магнитного момента структуры с учетом регионального фона. Как известно, магнитный момент представляет собой произведение намагниченности объекта на его объем и, являясь нулевым гармоническим моментом, определяется по аномальному полю единственным образом и весьма устойчиво. Форма вулканической структуры известна достаточно хорошо по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования, следовательно, определив ее объем, достаточно легко определить компоненты вектора ее намагниченности, на что и нацелена, в частности, программа ИГЛА. Даже если в процессе работы с программой форма вулкана и не моделируется исключительно точно, определение направления магнитного момента производится (при достаточно аккуратном подборе магнитного поля) все равно с хорошей точностью. Дело в том, что описанный процесс может считаться аппроксимационным определением гармонических моментов источника, основанным на том, что если хорошо совпадают аномальные поля источников, практически столь же хорошо совпадают и их гармонические моменты, особенно, нулевой, то есть в данном случае магнитный момент [12].

Тем не менее, определенные так компоненты характеризуют суммарную намагниченность, являющуюся векторной суммой индуктивной и остаточной намагниченностей. Если бы средняя магнитная восприимчивость вулканической структуры была известна, вычесть из суммарной намагниченности индуктивную и получить компоненты вектора остаточной намагниченности было бы предельно просто. Однако на практике среднюю магнитную восприимчивость вулкана определить, увы, невозможно, а представительность средних значений по коллекции драгированных образцов, применительно к данной задаче, является вообще ничтожной. В связи с этим интерпретаторы ранее прибегали к гипотезе о чисто остаточном характере найденной при решении обратной задачи намагниченности подводного вулкана.

Новые перспективы в решении этой важнейшей проблемы, по нашему мнению, открываются на основе анализа траекторий возможных направлений вектора естественной остаточной намагниченности. Дело в том, что в условиях, когда вектор суммарной намагниченности уже найден, возможные направления вектора остаточной намагниченности ограничиваются некоторым множеством, вычисляемым для набора возможных величин магнитных восприимчивостей α от 0 до некоторого значения α_{\max} .

Наиболее наглядно это множество отображается на круговой диаграмме, где для единичного объекта оно представляет собой линию (траекторию), начинающуюся в точке, характеризующей суммарную намагниченность. Эта точка, очевидно, соответствует случаю, когда $\alpha=0$, то есть когда намагниченность является чисто остаточной. По мере возрастания α , точки траектории отдаляются от той точки, которая на диаграмме отмечает направление современного магнитного поля, вычисляемого по моделям IGRF. Если модуль вектора суммарной намагниченности достаточно велик, траектория оказывается короткой, соответственно, устойчивость определения искомого направления вектора остаточной намагниченности оказывается высокой. При уменьшении модуля траектория удлиняется, а устойчивость оценки направления вектора уменьшается. Понятно, что возрастание числа изучаемых структур дает возможности статистического анализа траекторий и повышает ценность их совместного анализа.

На рис. 1 показана круговая диаграмма возможных направлений векторов естественной остаточной намагниченности изученных с помощью программы ИГЛА вулканов КОД в пределах изменений α от 0 до 0,05 СИ (точки на траекториях через 0.01 СИ). Начало траекторий (случай $\alpha=0$) располагается там, где подписано название изучавшегося вулкана. Как видно, породы большинства изученных вулканов содержат остаточную намагниченность, направленную на юго-запад, тогда как современное поле ориентировано почти на север. Траектория для слабомагнитного вулкана Миронова настолько длинна, что переходит в верхнюю полусферу, где показана пунктиром. Таким образом, не остается сомнений, что векторы естественной остаточной намагниченности изученных подводных вулканов КОД не совпадают по своим направлениям с современным геомагнитным полем.

Определенные данным способом направления на виртуальные геомагнитные полюса позволяют сделать два важных вывода:

- извержения, в процессе которых породы этих вулканов приобрели высокую остаточную намагниченность, происходили преимущественно, когда вблизи КОД располагался северный полюс главного геомагнитного поля:

- Северный магнитный полюс за время существования КОД как бы вращался вокруг нее.

Эти выводы побуждают обратиться к имеющимся данным об абсолютном возрасте пород региона. К настоящему времени произведено 17 определений возраста пород КОД К-Ar методом [13]. В соответствии с ними, самыми древними (до 8.36 млн. лет) являются породы Южных и Северных Курил, тогда как породы Центральных Курил более молодые и имеют возраст от 620 тысяч примерно до 1.5 млн. лет. Соответственно, за время существования КОД происходило несколько инверсий геомагнитного поля и довольно большое количество магнитных экскурсов, причем

время образования вулканов центральных Курил практически совпадает со временем последней инверсии Матуяма-Брюнес.

Для получения более точных выводов интерпретацию магнитных аномалий на подводных вулканах с помощью программы ИГЛА, несомненно, целесообразно продолжать.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012. № 2. С. 58-66.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012. № 4. С. 8-17.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 77-85.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геофизические исследования массива Рикорда (Курильская островная дуга) // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2013 г. / Отв. ред. академик РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 167-173.
5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Геофизические исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 41-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 27 января – 31 января 2014 г. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2014. С. 44-46.
6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н. и др. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 3.8 (Курильская островная дуга) // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 27 - 28 марта 2014 г. / Главный редактор: академик РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 144-151.
7. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Новые информационные технологии геофизического изучения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 42-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского (г. Пермь, 26–30 января 2015 г.). Горный ин-т УрО РАН, Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 18-21.
8. Marks K.M., Smith W.H.F., Sandwell D.T. Significant improvements in marine gravity from ongoing satellite missions // Marine Geophysical Researches. 2013. V. 34. Is. 2. P. 137-146.

9. Sandwell D.T., Garcia E., Wessel P. et al. Toward 1-mGal accuracy in global marine gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1 // *The Leading Edge*. 2013. №. 8. P. 892-899.
10. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*. 1993. № 6. С. 123-127.
11. Блох Ю.И., Трусов А.А. Программа «IGLA» для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского*. М: ИФЗ РАН, 2007. С. 36-38.
12. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. М: 2009. <http://sigma3d.com/content/view/24/2/>"<http://sigma3d.com/content/view/24/2/>.
13. Ishizuka Y., Nakagawa M., Baba A. et al. Along-arc variations of K-Ar ages for the submarine volcanic rocks in the Kurile Islands // *Abstracts of the 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (JKSP-2011)*, Petropavlovsk-Kamchatskiy, Russia, august 25-30, 2011. P. 279.

ГРАДИЕНТ ПАДЕНИЯ ПОРИСТОСТИ С ГЛУБИНОЙ ПРИ УПЛОТНЕНИИ ВЯЗКОУПРУГИХ СЛОЕВ ОСАДКОВ И АККУМУЛЯЦИЯ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В МОРСКОМ ДНЕ

Суетнова Е.И.

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Процесс уплотнения накапливающихся осадков в морском дне приводит к падению пористости по глубине в осадочном слое и к фильтрации к поверхности насыщающего осадки флюида [1]. Флюид переносит растворенные в нем примеси, которые могут осаждаться в порах при достижении соответствующих осадению каждой примеси термобарических условий. Осаждение растворенных в поровом флюиде газов (в основном метана), при соответствующих термобарических условиях происходит в виде газовых гидратов, подобных льду образований из газа и воды [2]. Соответствующие образованию газовых гидратов термобарические условия широко распространены в окраинных бассейнах мирового океана, где геофизическими методами было обнаружено значительное количество скоплений газовых гидратов в морских осадках. Изучение газовых гидратов в морских осадках важно как в прикладных аспектах (безопасность морского бурения), так и в фундаментальных, так как газовые гидраты и их эволюция в течение геологической истории осадочных бассейнов является частью углеродного цикла. Присутствие газовых гидратов в порах меняет физические и фильтрационные свойства среды осадков.

Преыдушие исследования показали, что накопление газовых гидратов в осадочной толще зависит от течения базовых процессов тепломассопереноса, формирующих Р-Т условия стабильности гидратов, и от скорости фильтрации газонасыщенного порового флюида. В тоже время, накопление газовых гидратов в поровом пространстве, меняя условия фильтрации в среде осадков, оказывает влияние на течение этих базовых процессов. Кроме того, к изменениям режима фильтрации и уплотнения приводят происходящие в течение осадконакопления изменения типа и свойств осадков, поступающих на дно.

В данной работе приводятся результаты математического моделирования эволюции пористости, скорости фильтрации и гидратонасыщенности осадков в течение процесса последовательного накопления слоёв осадков с различными реологическими свойствами и различной проницаемостью.

Разработанная система уравнений в частных производных, описывающая процессы в среде осадков, приводящие к накоплению и эволюции в них скоплений газовых гидратов в течение геологической истории, включает в себя уравнения: движения газа и порового флюида, уравнения деформации среды осадков (осадконакопление и уплотнение), реологические законы для среды осадков и насыщающего флюида, уравнение образования и накопления (или разложения) газовых гидратов, уравнение теплопроводности для наращиваемой среды с источниками и стоками тепла, уравнения, определяющие термобарические условия и границы устойчивости газовых гидратов в среде осадков.

Движение порового флюида к поверхности описывается уравнением Дарси

$$V_f - V_s = -\frac{k}{\mu m(1-h)} \left(\frac{\partial p_f}{\partial z} + \rho_f g \right) \quad (1)$$

Уравнения баланса масс для порового флюида и насыщенной пористой среды записываются как :

$$\frac{\partial \rho_f m(1-h)}{\partial t} + \frac{\partial \rho_f V_f m(1-h)}{\partial z} = -J_{gh} \rho_f \quad (2)$$

$$\frac{\partial \rho_s(1-m)}{\partial t} + \frac{\partial \rho_s V_s(1-m)}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial \rho_{gh} m \cdot h}{\partial t} + \frac{\partial \rho_{gh} V_s m \cdot h}{\partial z} = J_{gh} \rho_h \quad (4)$$

При росте газовых гидратов происходит поглощение содержащегося в поровом флюиде газа. Модификация уравнения сохранения для метана [3, 4] дает:

$$\frac{\partial \rho_f m(1-h)c}{\partial t} + \frac{\partial \rho_f V_f m(1-h)c}{\partial z} = -\rho_h(c_h - c) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

Для вычисления концентраций газа задается зависимость c_{eq} , равновесной концентрации метана в поровом флюиде, от давления и температуры в области термобарической стабильности газовых гидратов,

$$c_{eq}(T) = c_{eq}(T_3(P)) \exp((T - T_3(P))/\tau) \quad \text{для } T < T_3(P) \quad (6)$$

, где $\tau \sim 14.4^\circ\text{C}$, а $T_3(P)$, положение фазовой границы стабильности [5].

Процесс уплотнения насыщенной среды осадков, подчиняющийся реологическому закону Максвелла, записанному с учетом принципа эффективного напряжения Био-Терцаги для пористой среды, записывается как:

$$\frac{dm}{(1-m)dt} = -\frac{m}{\eta} p_B - m\beta \frac{dp_B}{dt} \quad (7)$$

Уравнение теплопроводности записывается как

$$\frac{\partial f}{\partial t} + A_1 \frac{\partial m V_f f}{\partial z} + A_2 \frac{\partial (1-m) V_s f}{\partial z} + Q = k \frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \quad (8)$$

$$A_1 = \frac{\rho_f C_f}{\rho C}; \quad A_2 = \frac{\rho_s C_s}{\rho C}$$

Обозначения: h - гидратонасыщенность пор, p_f - давление флюида, V_f - скорость порового флюида, V_s - скорость матрицы осадков, t - время, z - координата глубины, m - пористость, ρ_f - плотность флюида, C_f - теплоемкость флюида, ρ_s - плотность осадков, C_s - теплоемкость осадков, k - проницаемость (зависит от пористости $k = k_0 m^l$), μ - вязкость флюида, g - ускорение силы тяжести, ρ - плотность осадочной среды, f - температура, κ - температуропроводность среды осадков, C - теплоемкость среды осадков, p_e - эффективное давление $p_e = p_{tot} - p_f$, (p_{tot} - полное давление), η_0 - вязкость среды осадков при уплотнении, β - сжимаемость пор, ρ_h - плотность гидратов, c - концентрация метана в поровом флюиде c_h - концентрация метана в гидрате. Правые части в уравнениях (2) и (4) (объемная скорость поглощения флюида и приращения образования гидрата), в предположении локального термодинамического равновесия и отсутствия дефицита газа, записаны следуя работе [6].

Система (1-8) становится полной и замкнутой после формулировки граничных условий: на нижней, непроницаемой границе осадков $z = b(t)$, скорости твердой V_s и жидкой V_f фаз обе равны V_1 , - скорости погружения основания бассейна. Пористость на верхней границе, являющейся дренажной, принимается постоянной $m(z=0, t) = m_{0b}$.

Температура на верхней границе поддерживается постоянной и равной 0, на нижней непроницаемой границе задается постоянный градиент температуры. Для

локализации зоны стабильности гидратов, также должно быть задано давление на поверхности бассейна, отражающее его глубину [5]. Для газового гидрата ставится естественное условие равенства 0 содержания гидрата в порах вне границ зоны стабильности газовых гидратов. Система (1-8) решалась в предположении локального термодинамического равновесия гидрат-флюид, что требует равенства значения концентрации газа в порах значению равновесной концентрации в зоне Р-Т стабильности. Р-Т условия стабильности гидратов, зависящие от глубины бассейна и значения равновесной концентрации растворенного газа в зависимости от глубины осадков и температуры, определялись согласно работе [5].

Сформулированная система была приведена к безразмерному виду, и решалась численно по разработанной программе с использованием литературных данных в диапазоне возможных значений входящих геофизических параметров. Для анализа закономерностей влияния на эволюцию пористости и на аккумуляцию газовых гидратов изменений флюидодинамических и реологических характеристик осадков, поступающих в различные периоды осадконакопления, численно исследовался процесс осадконакопления, состоящий из трех этапов. Вначале происходило накопление менее проницаемых и менее вязких осадков ($\eta=0.5 \cdot \eta_0$, $k=0.5k_0$), в период времени от начала осадконакопления до времени 0.7 млн лет, потом поступление осадков с базовыми значениями проницаемости и вязкости и затем поступающие осадки снова имеют пониженные значения проницаемости и вязкости ($\eta=0.5 \cdot \eta_0$, $k=0.5k_0$) начиная с времени 1.1 млн лет от начала седиментации до окончания седиментации около 1.75 млн лет от ее начала. На рисунке 1 приведены в безразмерном виде результаты модельных расчетов распределения пористости по глубине в результате такой истории накопления и уплотнения осадков и аккумуляции в них газовых гидратов (кривая 1). Для сравнения приведены результирующие распределения пористости по глубине для однородного осадконакопления с базовыми значениями проницаемости и вязкости поступающих осадков (кривая 2), и с пониженными их значениями $\eta=0.5 \cdot \eta_0$, $k=0.5k_0$ (кривая 3).

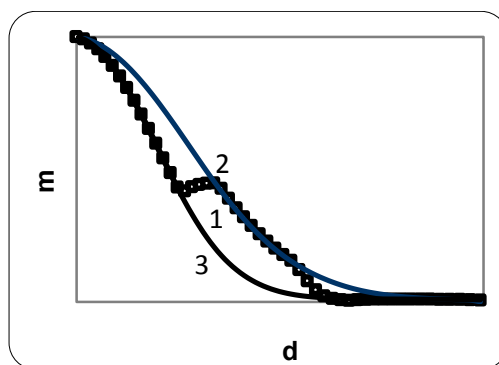
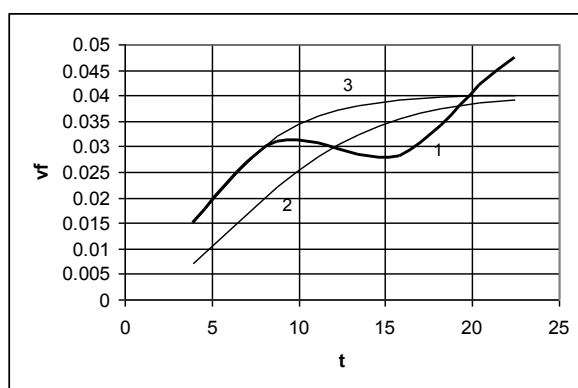


Рис.1. Распределение пористости по глубине в результате истории накопления и уплотнения последовательно накапливавшихся слоев осадков и осаждения газовых гидратов в порах. Кривая 1 – пониженные проницаемость и вязкость поступающих осадков ($\eta=0.5 \cdot \eta_0$, $k=0.5k_0$) в период от начала осадконакопления до времени 0.7 млн лет, потом поступление осадков с базовыми значениями проницаемости и вязкости и затем поступающие осадки снова имеют пониженные значения проницаемости и вязкости ($\eta=0.5 \cdot \eta_0$, $k=0.5k_0$) начиная с времени 1.1 млн лет от начала седиментации до окончания седиментации около 1.75 млн лет от ее начала. Кривая 2 – базовые значения проницаемости и вязкости поступающих осадков в течение всего периода седиментации. Кривая 3 – пониженные относительно базовых значения проницаемости и вязкости поступающих осадков ($\eta=0.5 \cdot \eta_0$, $k=0.5k_0$) в течение всего периода седиментации.

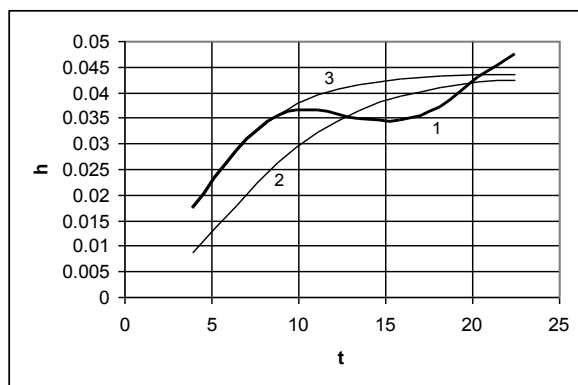
Результаты модельных расчетов (рис.1) показывают, что изменение типа накапливающихся осадков в течение истории осадконакопления и поступление на дно осадков с пониженной вязкостью и пониженной проницаемостью приводит в

результате к изменению вида кривой зависимости пористости от глубины с изменением градиента падения пористости.

На рис. 2 приведены результаты расчетов (в безразмерном виде) эволюции во времени скорости адвекции порового флюида (А) и гидратонасыщенности пор (Б) на нижней границе зоны гидратов для этого случая (кривая 1). Для сравнения на графиках приведены результаты расчетов скорости адвекции порового флюида и гидратонасыщенности на нижней границе зоны гидратов для однородного осадконакопления с базовыми значениями проницаемости и вязкости поступающих осадков (кривая 2), и с пониженными их значениями $\eta=0.5\cdot\eta_0$, $k=0.5k_0$ (кривая 3). Тепловой режим и скорость осадконакопления а также все остальные входящие параметры модели принимались одинаковыми для всех вариантов расчетов, представленных на графиках.



А



Б

Рис.2. Эволюция скорости адвекции поровых флюидов (А) и гидратонасыщенности (Б) на нижней границе гидратного слоя в течение истории осадконакопления для различных условий седиментации. Обозначения как на рис.1.

Рис.2 иллюстрирует как меняется скорость фильтрации газонасыщенного флюида и рост гидратонасыщенности на нижней границе зоны стабильности газовых гидратов в течение процесса последовательного накопления слоев осадков с различными реологическими и фильтрационными свойствами. Происшедшее изменение свойств поступающих осадков приводит не только к изменению зависимости пористости от глубины, но и к появлению вариаций скоростей порового флюида и вариаций скоростей гидратонакопления на нижней границе зоны стабильности газовых гидратов в осадках.

Таким образом, моделирование показывает, что в результате накопления и уплотнения слоев осадков с различающимися реологическими и флюидодинамическими свойствами распределение пористости по глубине приобретает ступенчатый характер с различными градиентами падения. Такой

характер распределения пористости по глубине осадков может быть индикатором изменения скорости накопления газовых гидратов в течение истории осадконакопления, так как такая эволюция падения пористости при накоплении и уплотнении осадков приводит к значительным изменениям скорости фильтрации на нижней границе гидратного слоя и вариациям гидратонасыщенности в течение истории накопления газовых гидратов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Suetnova E.I., Vasseur G. 1-D modelling rock compaction in sedimentary basin using visco-elastic rheology // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2000. 178. P. 373-383.
2. Sloan, E. D.: Fundamental principles and applications of natural gas hydrates // *Nature*. 2003. 426. 353–363. doi:10.1038/nature02135.
3. Суетнова Е. И. Накопление газгидратов и уплотнение накапливающихся осадков: проблема взаимовлияния процессов // *Доклады РАН*. 2007. Т. 415. №. 6. С. 818–822.
4. Суетнова Е.И. Моделирование аккумуляции газгидратов при осадконакоплении и уплотнении осадков в субаквальных условиях // *Физика Земли*. 2007. №9. С. 87-93.
5. Davie M.K., Zatsepina O.Ye., Buffet B.A. Methane solubility in marine hydrate environments // *Marine Geology*. 2004. V 203. P. 177-184.
6. Davie M.K. and Buffet B.A. A numerical model for the formation of gas hydrate below the seafloor // *J. Geophys. Res.* 2001. V.106. N. B1. P. 497-514.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ МЕСТ СКОПЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Гарагаш И.А., Дубовская А.В.

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

Введение

Известно, что деформации земной коры и осадочной толщи связаны с месторождениями полезных ископаемых. Так до 80% мировых разведанных запасов нефти и газа сосредоточено в месторождениях, приуроченных к разломам земной коры. Участки локализации, форма и размеры рудных тел обусловлены деформациями, происходившими в ходе развития геологических структур [1]. Тектонические поля напряжений формируют деформационные структуры, являющихся ловушками и вместилищами как для углеводородов, так и для рудных растворов [2].

Деформации земной коры наиболее активны в зонах разломов на границах блоков. Это связано с раздробленностью среды в пределах разломов, обеспечивающих относительную подвижность сочленения блоков. Разломы представляют собой геологические тела со сложным внутренним строением, из которых наиболее крупные достигают астеносферы. Теоретический анализ распределения напряжений в системе тектонических разломов Южной Калифорнии показал, что известные месторождения нефти и газа приурочены к областям пониженных тектонических давлений [3]. С зонами пониженного тектонического давления совпадают и месторождения полиметаллических руд на Северном Тянь-Шане [3].

Долговременными факторами, от которых зависит распределение зон пониженного тектонического давления в земной коре, являются неоднородность механических свойств земной коры и вариации ее плотности. Скоростные разрезы для продольных и поперечных сейсмических волн позволяют эмпирически создавать исходные плотностные модели, используя большой набор приближенных зависимостей, связывающих плотность с сейсмическими скоростями. Другим источником напряжений является взаимодействие литостатического давления и тектонических сил с неоднородностями механических характеристик горного массива. Последние определяются на основе анализа соответствующих плотностных и скоростных моделей.

Расчет напряжений для разреза через месторождение Тенгиз в Северном Прикаспии выявил глубинную аномалию коровых напряжений и позволил сделать вывод о перспективах существования глубинной нефти в этом районе [4].

1. Критерии аккумуляции углеводородов

Ранее было показано, что месторождения нефти и газа приурочены к областям пониженных тектонических давлений, причем последние иногда смещены от разломов на расстояния до нескольких десятков километров [3]. Дополнительный фактор, способствующий формированию углеводородных месторождений, связан с тем, что в

зонах разломов происходит интенсивное выделение сейсмической энергии, ускоряющей процесс преобразования органического вещества осадочных пород. Это утверждение основано на экспериментально установленном явлении генерирования углеводородов в результате механохимических реакций,

вызываемых действием переменных напряжений, порождаемых тектоническими и сейсмическими процессами в земной коре [5]. Волны с частотой от долей до единиц герца вызывают деформации, ускоряющие преобразование органического вещества более чем в десять раз.

Поскольку углеводороды накапливаются в осадочной толще, а сейсмическая активность связана с процессами в земной коре, то исходя из вышесказанного, можно сформулировать следующий критерий для выделения мест возможного скопления углеводородов [6]:

- аккумуляция углеводородов происходит в осадочной толще в местах пониженного тектонического давления, расположенных над сейсмоактивными участками земной коры (рис.1).

Сейсмическая активность связана с медленными тектоническими движениями, формирующими геологические структуры и приводящими к накоплению в них значительной упругой энергии, которая разряжается в окружающее пространство в результате разрушения материала земной коры в тех ее местах, где тектонические напряжения достигают предела прочности. Таким образом признаком сейсмоактивных участков фундамента является высокая энергонасыщенность земной коры [7,8].

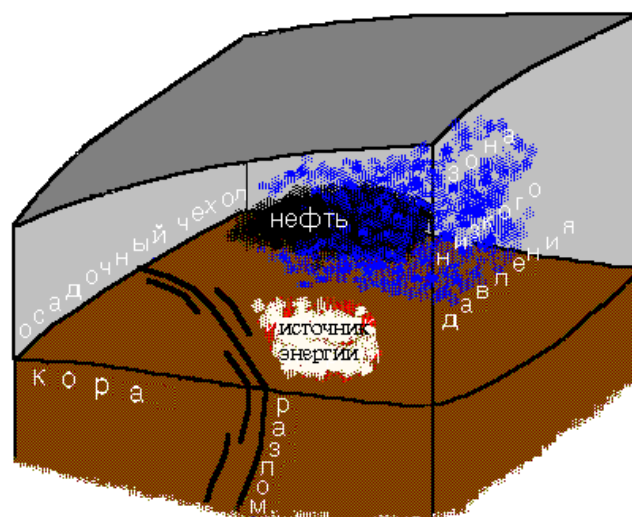


Рис.1. Схема аккумуляции углеводородов в осадочной толще

Чтобы выделить энергонасыщенные зоны и проанализировать распределение средних напряжений следует создать геомеханическую модель изучаемого участка земной коры и вычислить его напряженное состояние под действием собственного веса и горизонтальных тектонических усилий [9].

2. Модель земной коры Северного Каспия

Создана модель земной коры казахстанской части Каспийского региона для области $42.0^{\circ}\text{N} - 47.5^{\circ}\text{N}$ и $46.0^{\circ}\text{E} - 56.0^{\circ}\text{E}$ (рис.1а). Модель содержит горный рельеф и батиметрию, а также характерные внутренние границы – кровлю консолидированной коры и поверхность Мохоровичича (рис.1б,в). Кроме этого, в модель введена верхняя граница астеносферы на основании данных о тепловом потоке в Каспийском регионе с учетом внутренней структуры коры и тепловых свойств образующих пород. Характерные размеры изучаемого объема составляют $870\text{km} \times 620\text{km} \times 180\text{km}$ (рис.2).

Для построения модели были использованы геолого-геофизические данные о внутренней структуре литосферы Каспийского региона, собранные в работе [10].

Считается, что в общем случае горные породы ведут себя как упругопластические среды с предельным условием Друккера-Прагера. В силу того, что материал астеносферы частично расплавлен и на больших временах испытывает вязкие деформации, астеносфера моделируется вязкоупругой средой Максвелла.

Для решения задачи о напряженно-деформированном состоянии земной коры важно учитывать ее разломноблоковое строение. При введении в модель разломов мы исходим из того, что зона влияния разломов не ограничивается пространством разрывного нарушения, а распространяется и дальше по всем трем измерениям в некоторой его окрестности. Для расчета плотности распределения разломов (или поврежденности среды) были использованы данные о региональных разломах Каспийского региона. В соответствии с картой разломы были разделены на три типа - активные, пассивные и разломы с предполагаемой активностью. Кроме того, учитывался ранг исследуемого разлома и тип тектонического режима области. На основании полученных данных было создано нормированное распределение поврежденности среды.

Для расчетов используется программный код FLAC3D [11], реализующий явную конечноразностную схему решения трехмерных задач механики сплошных сред.

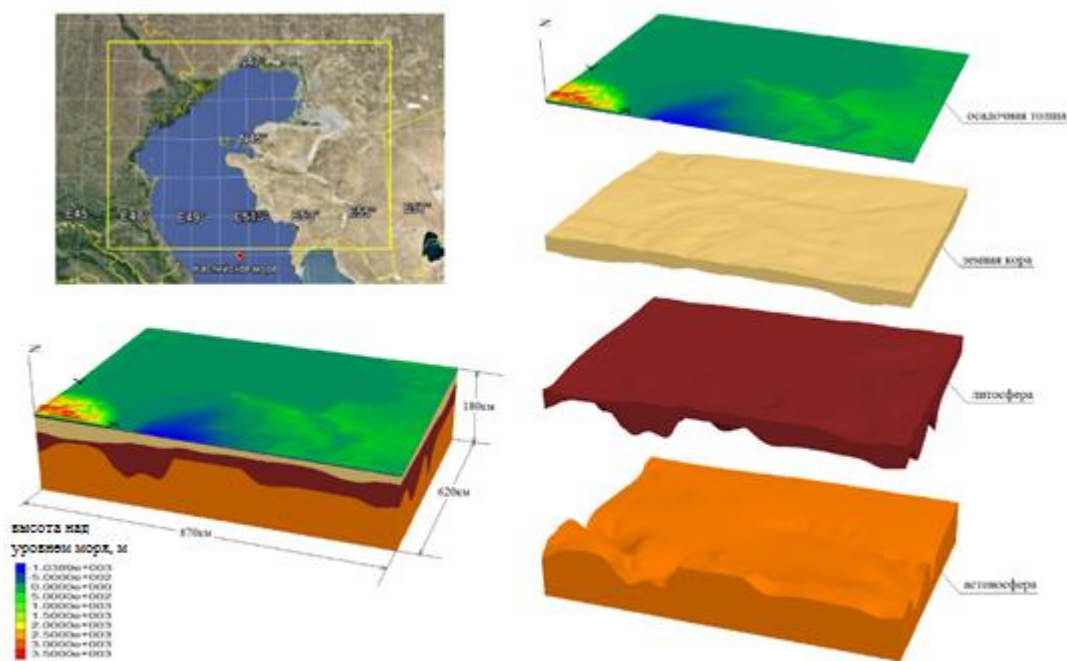


Рис. 2. Расчетная модель с введенной границей астеносферы

Напряженно-деформированное состояние земной коры складывается под действием многих факторов. В расчете учтены основные - это некомпенсированный вес горного рельефа, горизонтальные и вертикальные тектонические движения, вариации плотности, неравномерный нагрев.

1. Сначала рассчитывается начальное напряженное состояние модели под действием сил собственного веса, вызванные гравитацией. Силы собственного веса вносят основной вклад в распределение некоторых значимых величин, например таких, как среднее напряжение в точке. Остальные виды нагрузки лишь дополняют его, существенно не меняя характер распределения.

2. Рассчитываются температурные напряжения в модели.

3. Выполняется нагрузка горизонтальными тектоническими усилиями, порождаемыми движениями тектонических плит. Для этого используется стандартная модель распределения скоростей движения плит NNR-NUVEL1A.

Все расчеты выполнены с учетом ползучести астеносферы.

3. Построение прогнозной карты

Расчет напряженного состояния позволяет использовать сформулированный выше критерий выделения мест возможного скопления углеводородов. Для этого поступим следующим образом. Предположим, что нормированные распределения энергии в верхней коре и среднего давления в низах осадочной толщи отражают возможность найти углеводороды каждое с максимальной вероятностью, равной единице. Назовем в первом случае это событием A с вероятностью $P(A)$, а во втором случае событием B с вероятностью $P(B)$. Исходя из того, что события обнаружения месторождения с помощью каждого из критериев являются совместными, так как

событие A не отменяет события B , приходим к тому что вероятность наступления двух совместных событий одновременно может представлена в виде суммы вероятностей этих двух событий без вероятности их совместного появления,

$$P\{A + B\} = P\{A\} + P\{B\} - P\{A \cdot B\}$$

(1)

Результат вычисления по формуле (1) показан на рис.3. Как видно все месторождения попали в узкий диапазон от 0.7 до 1.

Серыми линиями на рис.3 показаны региональные разломы в регионе [12].

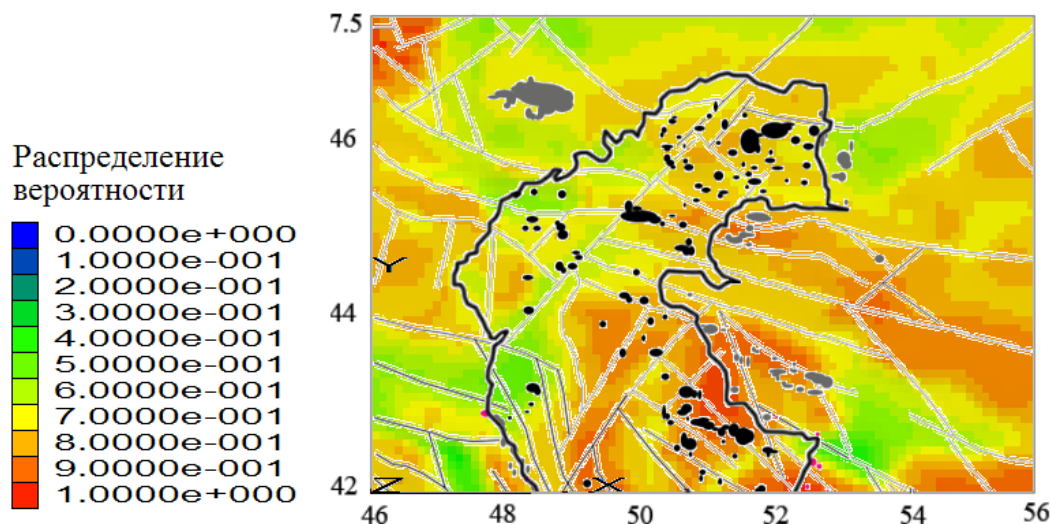


Рис.3. Распределение вероятности попадания месторождений углеводородов Северного Прикаспия в места пониженного давления в осадочной толще, расположенными над энергонасыщенными участками земной коры.

Данный рисунок иллюстрирует распределение фактора реализации благоприятных условий для аккумуляции углеводородов в осадочной толще Северного Каспия. Темными пятнами на рисунке отмечены месторождения нефти, газа и конденсата, а также перспективные структуры по данным обзорной схемы фонда структур и месторождений Каспийского моря из публикации [10].

Заключение

Выполненный анализ иллюстрирует возможности использования расчетов напряжений при проведении региональных поисковых исследований, охватывающих большие территории. Подробное изучение выделенных перспективных участков на стадии разведки полезных ископаемых требует проведения более детальных исследований. Достичь этого позволяют построенные по данным сейсморазведки двумерные и трехмерные скоростные модели среды и рассчитанные на их основе вариации плотности и механических свойств. С помощью последних должна решаться задача о взаимодействии неоднородностей строения осадочной толщи с полем силы тяжести, нагревом и тектоническими усилиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов С.В., Румянцев В.Н. О роли тектонических напряжений в эндогенном рудообразовании. // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1991, N11, с.62-74.
2. Ержанов Ж.С., Гарагаш И.А., Егоров А.К, Искакбаев А., Коксалов К. - Теория складкообразования в земной коре. М.: Наука, 1975, 240с.
3. Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Степанова Г.С. Миграция и критерии аккумуляции углеводородов в системе тектонических разломов. // ДАН, 1992, т.324, N6, с.1169-1174.
4. Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Шацлов В.Н. Глубинные аномалии коровых напряжений в зоне подсолевых месторождений углеводородов Северного Прикаспия. // ДАН, том 338, N3, 1994, с.383-386.
5. Черский Н.В., Царев В.П., Сороко Т.М., Кузнецов О.Л. (ред. А.А.Трофимук). Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов. // Новосибирск: Наука, 1983, с.140-152.
6. Гарагаш И.А. Перспективы использования напряженно-деформированного состояния земной коры для поиска месторождений нефти и газа. // Труды Всероссийской научной конференции “Фундаментальные проблемы нефти и газа”, том.4, Москва, 1996, с.9-20.
7. Гарагаш И.А. Поиск мест возникновения сильных землетрясений. // ДАН, 1991, т.318, N4, с.862-867.
8. Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В. Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии. // Доклады РАН, т.430. № 3, 2010, с. 400 – 404
9. Гарагаш И.А., Дубовская А.В. Использование геомеханической модели Каспийского региона для оценки нефтегазоносности // Труды МФТИ, Т.5, № 4, 2013, с. 145 – 150
10. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. - М. Недра, 2004, 342с.
11. Itasca Consulting Group, Inc. 2006. FLAC3D – Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimensions, Ver. 3.1, User’s Manual. Minneapolis: Itasca.
12. Гулиев И.С., Левин Л.Э., Федоров Д.Л. Углеводородный потенциал Каспийского региона (системный анализ). - Баку, “Nafta-Press”, 2003, 127с.

ОЦЕНИВАНИЕ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ПО ДАННЫМ АЭРОГРАВИМЕТРИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СФЕРИЧЕСКОГО ВЕЙВЛЕТ-РАЗЛОЖЕНИЯ

Болотин Ю. В., Вязьмин В.С.

Лаборатория управления и навигации, кафедра прикладной механики и управления механико-математического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

Рассматривается задача оценивания аномалии силы тяжести по данным аэрогравиметрии в районе съемок. Задача часто включает трансформации поля силы тяжести (такие как продолжение аномалии на поверхность референц-эллипсоида, вычисление потенциала аномального поля, уклонения отвесной линии, высот геоида и пр.). Для корректности трансформаций требуется нелокальная информация о поле тяжести, в связи с чем данные аэрогравиметрии обычно комбинируют с данными глобальной модели поля (EIGEN-6C2, EGM2008 или др.), задаваемыми разложением в ряд по сферическим (шаровым) функциям. Применение такого разложения в рассматриваемой задаче часто оказывается технически сложным и не всегда корректным вследствие бесконечности носителя сферических функций. Сравнительно новые подходы к определению аномалии силы тяжести в локальной области основаны на использовании разложения по сферическим вейвлет-функциям, обладающим пространственной локализацией. Важным свойством такого разложения является многомасштабный анализ, благодаря чему возникает возможность комбинирования данных аэрогравиметрии и глобальной модели гравитационного поля за счет выделения в них общего частотного диапазона на сфере.

В докладе предложена разработанная методика определения аномалии силы тяжести в свободном воздухе в районе съемки по совместной обработке данных аэрогравиметрии и глобальной модели поля [1]. В качестве математического аппарата используется техника сферического вейвлет-разложения [2], основу которого составляет набор «базисных» функций специального вида на сфере (скейлинг-функции разных уровней детализации). Скейлинг-функция уровня детализации j определяется формулой:

$$\Phi_j(x, y) = \sum_{n=0}^{\infty} \varphi_j(n) \frac{2n+1}{4\pi R^2} P_n(\xi^T \eta)$$

где $x, y \in \Omega_R$, Ω_R - сфера радиуса R , $\xi = x/R$, $\eta = y/R$, $P_n(\xi^T \eta)$ - многочлен Лежандра степени n , $\varphi_j(n)$ - так называемый символ скейлинг-функции. В данной работе используется скейлинг-функция Абеля - Пуассона с символом $\varphi_j(n) = \exp(-n/2^j)$, имеющая гармоническое продолжение во внешнее пространство сферы и представляемая в виде элементарной функции:

$$\Phi_j(x, y) = \frac{1}{4\pi R} \frac{|x|^2 - b_j^2 R^2}{(|x|^2 + b_j^2 R^2 - 2b_j R |x| \xi^T \eta)^{3/2}}, \quad b_j = \exp(-2^{-j}),$$

где $x, y \in \mathbf{R}^3$, $|x| > R$, $y \in \Omega_R$.

Разработанная методика определения аномалии силы тяжести в районе съемки включает четыре этапа: 1) оценивание коэффициентов разложения аномалии по скейлинг-функциям Абеля - Пуассона (скейлинг-коэффициентов) по данным аэрогравиметрии на максимальном уровне детализации; 2) вычисление вейвлет-коэффициентов на разных уровнях детализации по оцененным на первом этапе

скейлинг-коэффициентам; 3) вычисление вейвлет-коэффициентов по данным глобальной модели гравитационного поля Земли на разных уровнях детализации; 4) комбинирование вейвлет-коэффициентов данных аэрогравиметрии и глобальной модели поля на общих уровнях детализации.

Исходными данными в задаче этапа 1 являются оцененные аномалии в свободном воздухе, полученные сглаживанием «сырых» авиаизмерений на траектории полета с помощью гравиметрического фильтра [3]. Погрешность измерения аномалии на галсе как функция полетного времени предполагается случайным процессом с известными статистическими характеристиками (определяемыми из погрешностей «сырых» измерений и свойств фильтра). Погрешности на разных галсах не коррелированы. Истинная аномалия в районе съемки предполагается детерминированной гладкой функцией, аппроксимируемой скейлинг-функциями Абея – Пуассона на некотором максимальном уровне детализации. Ставится задача оптимального оценивания коэффициентов аппроксимации (скейлинг-коэффициентов) по данным аэрогравиметрии по критерию минимума дисперсии ошибки оценки. Задача решается с помощью рекуррентного метода наименьших квадратов (МНК) с шагом рекурсии по номеру галса, который позволяет учесть специфичность данных аэрогравиметрии, в частности некоррелированность ошибок измерений на разных галсах. В силу плохой обусловленности задачи применена информационная форма МНК с регуляризацией информационной матрицы оценки скейлинг-коэффициентов на последнем шаге рекурсии.

Задача комбинирования вейвлет-коэффициентов данных аэрогравиметрии и глобальной модели гравитационного поля (последний этап методики) решена в следующей постановке. Предполагается, что погрешности вейвлет-коэффициентов являются случайными величинами с известными статистическими характеристиками, определенными из авиационных и глобальных данных. Задача комбинирования вейвлет-коэффициентов ставится как задача оптимального оценивания по критерию минимума дисперсии ошибки и решается по алгоритму МНК в ковариационной форме.

В докладе обсуждаются результаты применения разработанной методики к обработке данных аэрогравиметрической съемки в районе Карского моря [4] и глобальной модели EGM2008.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-01-00604-а) и при частичной поддержке Программы Президиума РАН 44П "Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации" (проект "Аэрогравиметрическая съемка в высоких широтах Арктики").

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болотин Ю.В., Вязьмин В.С. Локальное многомасштабное оценивание силы тяжести по данным аэрогравиметрии // Геофизические исследования. - 2014. - № 3. - С.38-49.
2. Freedon W., Michel V. Multiscale Potential Theory (With Applications to Geoscience). Birkhäuser Verlag. 2004.
3. Bolotin Y.V., Yurist S.S. Suboptimal smoothing filter for the marine gravimeter GT-2M. (2011) Gyroscopy and Navigation, 2 (3), pp. 152-155.
4. Болотин Ю.В., Голован А.А., Конешов В.Н. и др. Использование

аэрогравиметра GT2A в полярных областях // Труды Симпозиума Международной ассоциации по геодезии (IAG): Наземная, морская и аэрогравиметрия: измерения на неподвижных и подвижных основаниях. Санкт-Петербург. 2013. С.21-23.

ОСОБЕННОСТИ АВТОМАТИЧЕСКОЙ И ПОЛУАВТОМАТИЧЕСКОЙ СПОСОБОВ ОБРАБОТКИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ БОЛЬШОГО ОБЪЕМА

Раевский Д.Н.¹, Степанова И.Э.¹, Щепетилев А.В.²

¹ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, ²Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

Этап обработки и интерпретации данных геофизических полей всегда являлся и продолжает являться важнейшим этапом любого геологического исследования. В последнее время содержание этого этапа, используемые методики обработки данных, существенно изменились. Связано это со следующими обстоятельствами:

- 1) Увеличился объем данных, подлежащих интерпретации;
- 2) Увеличение глубинности геологических исследований, так как запасы легко добываемых месторождений, находящихся в верхней коре, почти исчерпаны;
- 3) В связи с огромным разнообразием методов разведочной геофизики (сейсморазведка, гравиразведка, электроразведка и т.д.), существенно возрос объем и качество доступной априорной информации;
- 4) Повышение требований со стороны геологов к точности интерпретации данных, на основе которых создается физико-геологическая модель;
- 5) значительно возросли возможности вычислительной техники, все чаще стали использоваться многопроцессорные компьютеры и кластеры, что позволило применить методы параллельных вычислений.

В связи с вышеизложенными причинами, к этапу интерпретации данных гравимагниторазведки предъявляются теперь повышенные требования. Этот этап должен осуществляться в большем случае на ЭВМ, и только с помощью оптимальных строго формализованных процедур. Однако, в связи с огромным разнообразием геологических условий, в которых проводятся исследования, строгие алгоритмы решения, написанные на каком-либо языке программирования, не всегда будут давать необходимые физически адекватные решения, без учета человеческого фактора. В связи с этим, разрабатываемые методы интерпретации стараются создать полностью автоматизированными (то есть все вычисления проводятся только компьютером, и человеческий фактор не играет роли) или же полуавтоматизированными (большая часть вычислений проводится компьютером, однако необходимые для решения задачи параметры в определенный момент времени указываются непосредственно интерпретатором).

В настоящей работе приводятся два варианта блочного метода контрастирования, основанного на разбиении исследуемой области на участки, относящиеся к различным локальным экстремумам поля. Основополагающим методом интерпретации данных является модифицированный метод S-аппроксимаций [1-3], который состоит в аппроксимации компонент гравитационного поля суммой простого и двойного слоев, распределенных на некотором носителе, залегающим ниже заданного рельефа. В рамках этого метода, решение обратной задачи сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) вида

$$\mathbf{Ax} = f_{\delta} = f + \delta f \quad (1)$$

где f - N -вектор полезного сигнала, δf - N -вектор помехи, $\mathbf{A} = \mathbf{A}^T > 0$ - $N \times N$ -матрица. При этом система (1) должна быть согласована со следующей априорной информацией:

$$\delta_{\min}^2 \leq \|\delta f\|_E^2 \leq \delta_{\max}^2 \quad (2)$$

где $\|\delta f\|_E^2 = \sum_{i=1}^N (\delta f_i)^2$.

Все вычисления проводились с помощью регуляризованного итерационного трехслойного метода Чебышева, адаптированного под СЛАУ, к которой редуцируется обратная задача при использовании модифицированного метода S-аппроксимаций [4-5].

АВТОМАТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БЛОЧНОГО МЕТОДА. На практике наблюдаемое поле имеет достаточное количество ярко выраженных экстремумов, обусловленных геолого-физическими особенностями исследуемой территории. Так как имеется ограниченное количество данных, и решается конечномерная задача, то экстремумы определяются по формуле

$$u(x_r, y_r, z_r) \leq u(x, y, z), \quad \rho_r(x, y, z) \leq \rho_N, \quad (3)$$

$$u(x_r, y_r, z_r) \geq u(x, y, z), \quad \rho_r(x, y, z) \leq \rho_N, \quad (4)$$

где $u(x, y, z)$ - потенциальное поле или его компонента, N - количество измерений, (x_r, y_r, z_r) - наиболее близкая к центру аномалии точка наблюдения, $\rho_r(x, y, z) = \sqrt{(x - x_r)^2 + (y - y_r)^2 + (z - z_r)^2}$, а ρ_N - характерный размер исследуемой области:

$$\rho_N = \frac{\sqrt{(x_{\max} - x_{\min})^2 + (y_{\max} - y_{\min})^2 + (z_{\max} - z_{\min})^2}}{\sqrt{N}}, \quad (5)$$

где $(x_{\max}, y_{\max}, z_{\max})$ и $(x_{\min}, y_{\min}, z_{\min})$ - координаты наиболее удаленных друг от друга пунктов измерений. Условие (3) соответствует локальному минимуму, а условие (4) - локальному максимуму. Однако, в соответствии с априорной информацией (2), входные данные заданы с некоторой погрешностью, и условия (3)-(4) могут не выполняться в связи с наличием помехи. Тогда эти условия следует переписать в следующем виде:

$$u(x_r, y_r, z_r) - \sqrt{\frac{\delta_{\min}^2 + \delta_{\max}^2}{2N}} \leq u(x, y, z), \quad \rho_r(x, y, z) \leq \rho_N, \quad (6)$$

$$u(x, y_r, z_r) + \sqrt{\frac{\delta_{\max}^2 + \delta_{\min}^2}{2N}} \geq u(x, y, z), \quad \rho_r(x, y, z) \leq \rho_N. \quad (7)$$

При поиске локальных аномалий по формулам (4)-(5), «теоретических центров» аномалий (x_r, y_r, z_r) может быть найдено достаточно большое количество в связи с заниженной нижней и завышенной верхней оценкой. Тогда точки, расстояние между которыми меньше, чем характерный размер области ρ_N , исключаются по следующему принципу: если найден локальный максимум, то среди всех «теоретических центров» выбирается тот, в котором достигается максимальное значение поля, и она принимается за центр аномалии; если же найден локальным минимум, то среди всех «теоретических центров» выбирается тот, в котором достигается минимальное значение.

Допустим, таким образом всего найдено R локальных аномалий, удовлетворяющих условиям (6)-(7). Далее для каждой аномалии оценивается ее интенсивность по оси ОХ и ОУ:

$$u_r^x = |u(M_r) - u(M_{r,x})| / \rho(M_r, M_{r,x}), \quad (8)$$

$$u_r^y = |u(M_r) - u(M_{r,y})| / \rho(M_r, M_{r,y}), \quad r = 1, 2, \dots, R. \quad (9)$$

Здесь $M_r = (x_r, y_r, z_r)$ - координаты центра аномалии с номером r . $M_{r,x}$ - ближайшая по оси ОХ точка к M_r , а $M_{r,y}$ - ближайшая по оси ОУ точка к M_r .

Теперь стоит определить критерий, по которому рассматриваемая точка наблюдения войдет в блок r : точка $M_s = (x_s, y_s, z_s)$ принадлежит блоку с аномалией с центром $M_r = (x_r, y_r, z_r)$, если выполнено следующее условие:

$$|u(M_s) - u(M_r)| \leq u_r^x \cdot |x_r - x_s| + u_r^y \cdot |y_r - y_s|, \quad \rho_r(x, y, z) \leq \rho_R, \quad (10)$$

где

$$\rho_R = \frac{\sqrt{(x_{\max} - x_{\min})^2 + (y_{\max} - y_{\min})^2 + (z_{\max} - z_{\min})^2}}{\sqrt{R}} \quad (11)$$

Если размер рассматриваемого блока относительно мал мало по сравнению с общим количеством точек измерений,

$$N_r \leq 10\sqrt{N}$$

где N_r - общее количество точек в блоке r , то этот блок следует объединить с тем блоком, расстояние между центрами которых наименьшее. Другими словами, следует ограничивать общее количество блоков, так как каждый блок соответствует определенной локальной аномалии, то большое количество блоков может говорить о большом количестве локальных аномалий или же о сильном влиянии рельефа поверхности.

Далее для каждого из блоков решается СЛАУ, априорная информация (2) переписывается в следующем виде:

$$\delta_{\min}^2 - \varepsilon_{1,r} \leq \|\mathcal{F}_r\|_E^2 \leq \delta_{\max}^2 + \varepsilon_{2,r} \quad (12)$$

Здесь $\|\mathcal{F}_r\|_E^2$ - квадрат нормы ошибки в блоке r . Так как помеха является случайной величиной, то для каждого из блоков нельзя точно оценить квадрат нормы ошибки.

Поэтому в формуле (12) введены два параметра $\varepsilon_{1,r}$ и $\varepsilon_{2,r}$, соответствующих r -му блоку, которые можно приблизительно оценить, опираясь на максимальное и минимальное значения поля в данной области с учетом априорной информации (2).

Затем решается вся система с общим количеством, начальное приближение которой равно объединению решений, полученных для каждой области отдельно. Это необходимо для связки имеющихся решений на границах областей.

ПОЛУАВТОМАТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ. Полная автоматизация алгоритма решения СЛАУ имеет свои плюсы, так как в них может разобраться любой человек и решать задачу любой сложности, однако для задач различной сложности необходимо учитывать определенные геологические особенности исследуемой территории. Если, например, форма аномалиеобразующего объекта представляет собой не звездную область, вдобавок если его влияние осложнено рельефом и случайной помехой, то результирующее поле будет характеризоваться небольшим количеством локальных экстремумов, однако же аномалиеобразующее тело по сути всего одно.

Поэтому эффективным представляется также и полуавтоматический режим, при котором на исходном предварительном этапе обработки данных исследователь выполняет следующие шаги:

- 1) Графический анализ карт изолиний рельефа и карты аномального гравитационного поля.
- 2) Выделение наиболее перспективных областей залегания аномалиеобразующих объектов с учетом рельефа земной поверхности.
- 3) Задание требуемого количества локальных аномалий и их ориентировочного расположения.

4) Запуск блочного метода с учетом предыдущего пункта.
В этом случае алгоритм блочного метода (3)-(12) несколько упрощается, так как центры аномалий заданы и остается лишь их подкорректировать. К тому же интерпретатор будет точно уверен, на какие именно блоки была разбита область, и оценить эффективность данного разбиения.
Приводятся результаты математического эксперимента и исследовано практическое применение методов.
Работа выполнена с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Страхов В.Н., Степанова И.Э. Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (локальный вариант) // Физика Земли № 2, 2002, С. 3-19.
2. Страхов В.Н., Степанова И.Э. Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (региональный вариант) // Физика Земли № 7, 2002, с. 3-12.
3. Raevskij D.N., Stepanova I.E. The modified method of S-approximation. Regional version // *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 2015, vol. 51, No. 2, pp. 197-206.
4. Raevskij D.N., Stepanova I.E. On the solution of inverse Problems of gravimetry // *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 2015, vol. 51, No. 2, pp. 207-218.
5. С. Пашковский. Вычислительные применения многочленов и рядов Чебышева, М: Наука, 1983. 384 с.
6. А.А. Никитин, В.К. Хмелевской. Комплексирование геофизических методов. Тверь: ГЕРС, 2004. 294 с.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ XX ВЕКА ВУЛКАНА АЛАИД

Рашидов В.А.¹, Аникин Л.П.², Гришин С.Ю.², Делемень И.Ф.¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, ²Биолого-почвенный институт ДВО РАН

Алаид (рис. 1) является самым высоким вулканом Курильских островов и представляет собой сложный стратовулкан [1]. Абсолютная высота вулкана Алаид – 2339 м (рис. 1). Последняя активизация вулкана Алаид произошла осенью 2012 г. [2]. Характерной особенностью вулканического массива Алаид, в отличие от большинства других наземных и подводных вулканов и вулканических массивов Курильской островной дуги, является наличие большого числа побочных конусов [1, 3]. По минимальным оценкам на вулкане Алаид насчитывается 32 паразитических кратера со шлаковыми конусами, расположенных как у основания вулкана, так и на его склонах.



Рис. 1. Остров вулкан Алаид. Фото В.А. Рашидова.

В XX в. произошли два последних латеральных извержения на острове-вулкане Алаид – Такетоми в 1933-1934 гг. [4, 5] и прорыв Олимпийский в 1972 г. [6].

В экспедициях 2004, 2006-2008, 2013 и 2014 гг. в районе этих побочных извержений авторы выполнили полевые исследования, направленные на изучение геолого-геофизического строения и характеристик экосистем.

Паразитический конус вулкана Алаид – Такетоми (рис. 2, 3), названный префектурой о. Хоккайдо в честь капитана судна «Хакухо-Мару» Е. Такетоми, наблюдавшего это извержение возник в 1933-1934 гг. Извержение сначала происходило под водой, а затем на суше и было детально изучено японскими учеными [4, 5]. Это единственное достоверное подводное извержение в Курильской островной дуге, происходившее на глазах людей, было, по существу, рождением нового побочного вулкана. В результате извержения 1933-1934 гг. площадь острова-вулкана Алаид увеличилась ~ на 0.44 км. Побочный вулкан Такетоми – единственный объект на территории Российской Федерации, где на глазах людей извержение началось под водой, а закончилось на суше, образовав побочный остров-вулкан, впоследствии ставший полуостровом [7-11].

За годы, прошедшие с момента окончания извержения, конус Такетоми претерпел значительные разрушения. Под одновременным действием морской абразии и дефляции он стал разрушаться сразу после окончания извержения. В результате

переотложения рыхлого вулканического материала морскими течениями образовались две песчаные косы. Скорость образования кос достигала при этом 300 м/год, а темп абразии – 50 м/год [11].



Рис. 2. Побочный вулкан Такетоми. Фото В.А. Рашидова.

К осени 1936 г. западная коса достигла о. Атласова, превратив Такетоми в полуостров, который в честь землепроходца Владимира Атласова на российских географических и навигационных картах назван полуостровом Владимира, и образовала томболо. К августу 1946 г. южная коса тоже достигла острова, образовав двойную аккумулятивную форму – двойное томболо. Между косами образовалось соленое озеро, получившее название Новое. В озере выросла коса, отгородившая его юго-западную часть. До конца 1961 г. южная коса часто размывалась морем, но 23 декабря 1961 г. она вновь причленилась к о. Атласова что наблюдается и в настоящее время [10, 11]. Сейчас коса заселена не только травянистой, но и кустарниковой растительностью, а высота кустов ольховника достигает 2.5 м. Сам конус Такетоми местами слабо заселен травянистыми растениями [12].

На вершине Такетоми расположены 12 красных шлаковых эруптивных построек, имеющих относительные высоты от 1.5 до 20 м и бокка высотой 4 м, из которой в июне 1934 г. вытекал основной лавовый поток. Лавовые потоки Такетоми сложены базальтами.

Перманентное разрушение постройки побочного вулкана Такетоми авторы наблюдают, начиная с 1981 г. Если скорость денудационных процессов не замедлится, то, скорее всего, в ближайшее время Такетоми опять станет островом, что значительно затруднит его дальнейшее изучение.

Впервые выполненная авторами на Такетоми модульная магнитная съемка показала, что аномальное магнитное поле ΔT_a в районе вулканической постройки изменяется в диапазоне $-1700 \div 4900$ нТл, а горизонтальный градиент поля на некоторых участках превышает 250 нТл/м. Во время полевых работ было проведено измерение магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании, которая изменяется на этом участке вулкана Алаид в диапазоне $(0.51-32.9) \cdot 10^{-3}$ СИ.

При геологическом опробовании впервые отмечены видимые проявления меди на глыбе лавового потока мыса Лава и свалах южного склона Такетоми по трещинам и в виде сплошных покровов. Вблизи Такетоми в гравийном русле одного из ручьев был выявлен сипаж метана, а в отобранной рядом пробе воды было определено наличие жидких углеводородов.

Прорыв Олимпийский (рис. 3), расположенный на северо-западном подножии острова-вулкана Алаид, начал извергаться 18 июня, а закончил 11 сентября 1972 г. и явился последним по времени латеральным извержением этого острова-вулкана.

Конус прорыва Олимпийский возник на генеральной линии расположения побочных конусов вулкана Алаид северо-западного простирания.



Рис. 3. Прорыв Олимпийский. Фото В.А. Рашидова.

Ход извержения 1972 г. и продукты его деятельности были изучены отечественными вулканологами [1, 6, 13-16]. По данным работ [6, 16] во время извержения 1972 г. образовалась серия из 6 радиально расположенных взрывных воронок, протягивающихся в виде цепочки на расстояние > 2 км (рис. 3). Были отмечены эксплозивные проявления и в Охотском море на продолжении этой цепочки на расстоянии 2-3 км. Во второй от береговой линии воронке образовался шлаковый конус объемом 1 млн. м³, из которого на две стороны вытекали лавовые потоки (рис. 3). В результате извержения 1972 г. площадь острова-вулкана Алаид увеличилась \sim на 0.72 км² [6]. Объем пироклаستيки составил 100 млн. м³, из которых объем резургентного материала – 20 млн. м³ [13]. Общий объем извергнутого материала составляет \sim 230 млн. м³, а вес – 380 млн. т [16].

Год спустя после окончания извержения в районе прорыва Олимпийский были выполнены электроразведочные работы методом вертикального электрического зондирования [15]. В это же время южнее излившегося в море лавового потока впервые на вулкане Алаид были обнаружены выходы горячих вод (42-54°C), наблюдавшиеся только во время отлива, активность которых в 1974 г. значительно снизилась [14].

В 1977 г. во время проведения 3-го рейса НИС «Орлик» сахалинскими геологами было выполнено измерение магнитной восприимчивости лав и пирокластических образований прорыва Олимпийский [17].

В 2006 г. в районе прорыва Олимпийский были проведены исследования, посвященные влиянию этого латерального извержения на экосистемы о. Атласова [18]. Мелкообломочный материал в 2006 г. был покрыт на 30-50% мхами светлых тонов, так что издали поток кажется белесым. Сосудистые растения суммарно покрывают не более 1% поверхности, лишь на осыпях из красноватого выветрелого щебня местами наблюдается покрытие до 5%. Единично отмеченные на лаве кустики ольховника высотой до 0.25 м имели в 2006 г. возраст 12-13 лет. Кустики были приурочены либо к трещинам на глыбах, либо к местам аккумуляции щебнистого мелкозема. Подножия потоков заросли в большей степени; здесь встречены гряды ольховника высотой до 1-1.5 м и частично сомкнутая травянистая растительность. Тефра выбрасывалась во всех направлениях, но основной ее объем на суше был отложен в северо-восточном направлении, на расстоянии до 5 км, вызвав поражение растительности на обширной территории. Причины этого были как в простом погребении растений (при мощности отложений 1-2 м и более), так и в бомбардировке

вулканитами, что вызвало негативное воздействие на растения (обламывание побегов, обдиранье коры, почек, листвы, химическое воздействие, запыление листвы и др.). В результате воздействия даже спустя 34 года после извержения на существенной территории наблюдалось отсутствие растительности или нарушенная растительность, включая древесную, несомкнутый покров растений. Кроме того, определенная территория оказалась полностью измененной, так как образовалась новая среда: это лавовые потоки, маары (днища, внутренние и внешние склоны) и вулканический конус.

По уровню разрушений растительности под влиянием бомбо- и пеплопада мы выделили условно 4 зоны (по трансекту северо-восточного направления): вулканическая пустыня; зона полностью разрушенного растительного покрова – в интервале 500-1200 м; зона «сопротивления» в интервале 1200-2200 м; зона частично нарушенной растительности (преимущественно травяного яруса сообществ) – в интервале 2200-3500 м. Критический уровень мощности тефры, при которой происходила гибель ольховника – около 30 см. Он отмечен на расстоянии до 2000-2200 м от прорыва. Кроме ольховника, погибли и сопутствующие древесные растения – ива удская и кустарниковая рябина. В результате обмера площадей территорий с измененной и пораженной растительностью установлено, что вулканическая пустыня образовалась на площади 3.82 км², а растительность была повреждена на площади 3.24 км². Общая площадь поражения растительности около 8 км².

Во время полевых исследований 2104 г. [19] на этом участке о. Атласова впервые была выполнена наземная магнитная съемка одиночного шлакового конуса (координаты: 50.90804 с.ш. и 155.49300 в.д.), расположенного рядом с конусом прорыва Олимпийский и ранее не упоминавшегося ни в одной работе, и Третьей воронки (координаты: 50.90183 с.ш. и 155.49236 в.д.). В результате проведенных исследований установлено, что аномальное магнитное поле ΔT_a , приуроченное к конусу, изменяется в пределах постройки от -3991 до +330 нТл. На дне Третьей воронки аномальное магнитное поле ΔT_a изменяется от -1854 до +1667 нТл. Измерение магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании показало, что для пород, слагающих лавовые потоки на этом участке вулкана Алаид, она изменяется в диапазоне $(3.52-31.0) \times 10^{-3}$ СИ, что хорошо согласуется с данными работы (Корнев, Шкуть, 1979), а на дне Третьей воронки – в диапазоне $(3.2-24.4) \times 10^{-3}$ СИ.

При геологическом опробовании лавовых потоков на участке от мыса Кудрявцева до мыса Бородавка отмечены видимые проявления меди на одиночной глыбе в ручье Алаид и многочисленные проявления на свалах лавовых потоков в районе мыса Кудрявцева. Как и в районе побочного вулкана Такетоми [7-11] проявления меди наблюдаются как по трещинам, так и в виде сплошных покровов. Выходы термальных вод гидротермальной системы, возникшей после извержения 1972 г. не обнаружены. Так как точных координат выходов термальных вод в работе [14] не приводится, можно предположить, что на этом месте в настоящее время находится небольшое болото.

Опробование всех ручьев на участке от мыса Кудрявцева до мыса Бородавка, которое показало, что все источники имеют рН = 6, а температура их изменяется от 5 до 11°C [19].

Изучение латеральных извержений XX в. острова-вулкана Алаид показало, что он может привлечь ученых и специалистов не только своей вулканологической проблематикой. Обнаруженные видимые проявления меди в районе Такетоми и прорыва Олимпийский, выявленный сипаж метана в гравийном русле одного из ручьев вблизи Такетоми и отобранная рядом проба воды, в которой было определено наличие жидких углеводородов, могут представлять интерес с точки зрения полезных ископаемых.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдурахманов, Абдурахманов А. И., Пискунов Б.Н. и др. Вулкан Алаид (Курильские острова) // Восточно-Азиатские островные системы (Тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск. 1978. С. 85-107.
2. Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др. Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. № 20. С. 8-15.
3. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука. 1967. 288 с.
4. Imamura A., Kawase Z. A new Volcano of the East Coast of Alaid Island // Japanese Journal of Astronomy and Geophysics. 1934. V. 11. P. 113-116.
5. Tanakadate H. Morphological Development of the Volcanic Islet Taketomi in the Kuriles // Proceedings of the Imperial Academy 1934. V. 10. № 8. P. 494-497.
6. Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. // Бюл. вулканол. станций. 1974. № 50. С. 64-80.
7. Рашидов В.А. Побочный вулкан Такетоми (о. Атласова, Курильская островная дуга) // Геофизические процессы и биосфера. 2013. № 1. С. 5-13.
8. Рашидов В.А. Уникальный побочный вулкан Такетоми. Россия, Курильская островная дуга, о. Атласова // Сборник научно-популярных статей – победителей конкурса РФФИ 2012 года. Вып. 16. / Под ред. чл.-корр. РАН В.А. Шахнова. М.: Молнет, 2013. С. 264-273.
9. Рашидов В.А., Аникин Л.П., Делемень И.Ф. Полевые работы на побочном вулкане Такетоми (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2013 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. № 22. С. 216-224.
10. Рашидов В.А., Делемень И.Ф., Аникин Л.П. Побочный вулкан Такетоми (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2013 г. // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 27 - 28 марта 2014 г. // Главный редактор: академик РАН Е. И. Гордеев Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 114-119.
11. Рашидов В.А., Аникин Л.П., Делемень И.Ф. Влияние извержения побочного вулкана Такетоми (1933-1934) на ландшафт острова Атласова (Северные Курилы) // На перекрестке континентов. Материалы XXXI Крашенинниковских чтений. Петропавловск-Камчатский: Камчатская краевая научная библиотека им. С.П. Крашенинникова, 2014. С. 307-310.
12. Гришин С.Ю., Баркалов В.Ю., Верхолат В.П. и др. Растительный и почвенный покров острова Атласова (Курильские острова) // Комаровские чтения. 2009а. Вып. LVI. С. 64-118.
13. Будников В.А. Пирокластика современных базальтовых извержений. Владивосток: Дальнаука, 1996. 160 с.
14. Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф., Пономарев В.В. и др. Возникновение новой группы термальных источников на вулкане Алаид (Северные Курилы) // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности / Отв. ред. С.И. Набоко, В.М. Сугробов. М.: Наука, 1977. С. 73-84.
15. Смирнов В.С., Хренов А.П. Особенности геоэлектрического разреза вулканогенных отложений в районе прорыва Олимпийский (вулкан Алаид) // Бюллетень вулканологических станций. 1977. № 53. С. 61-64.
16. Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 130 с.
17. Корнев О.С., Шкуть Г.И. О магнитной восприимчивости горных пород северной части Курильской дуги // Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 45-50.

18. Гришин С.Ю., Г Яковлева А.Н., Шляхов С.А. Воздействие извержения вулкана Алаид (Курильские острова) в 1972 г. на экосистемы // Вулканология и сейсмология. 2009. №. 4. С. 30-43.
19. Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на прорыве Олимпийский (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2014 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. № 24. С. 198-203.

МНОГОВАРИАНТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ ТЕХНОЛОГИЙ НЕЧЕТКОГО ЛОГИЧЕСКОГО ВЫВОДА В ЗАДАЧАХ НЕФТЕГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ

Кобрунов А.И., Дорогобед А.Н., Кожевникова П.В.

Ухтинский Государственный Технический Университет

На сегодняшний день существует необходимость в изучении месторождений со сложнопостроенными геологическими средами при решении задач геолого – разведочной и нефтегазовой отрасли.

Сложно построенная среда - это среда, параметры которой характеризуются сложным пространственным распределением.

Изучение сложно построенных сред характеризуется неоднородностью, проявляющейся в рассеянии наблюдаемых параметров, а также необходимо применение специальных алгоритмов для работы с приближенными и неполными величинами. Математический аппарат для моделирования должен позволять управлять многовариантностью итогов моделирования, делать оценку достоверности вариантов и обеспечивать возможность доопределения задачи моделирования внешними критериями качества.

Для анализа данных обладающих неопределенностью адекватным является аппарат нечетких множеств разработанный Лофти Заде [1], который основывается на понятии функции принадлежности, которая характеризует меру принадлежности того или иного значения параметра рассматриваемого множества и методами нечетких выводов Мамдами [2].

Основываясь на представлении данных в виде нечетких величин и представлении связей между реально измеренными физическими параметрами в виде нечетких отношений и пользуясь методами нечетких выводов, была разработана технология нечеткого моделирования для прогноза параметров.

Данная технология включает в себя сведущую последовательность действий [3]:

- 1) конструирование функций принадлежности, характеризующей данные;
- 2) создание аппарата нечеткого вывода с построенными функциями принадлежности;
- 3) установление цепных правил прогнозирования начального и конечного параметра по известной цепочке правил между промежуточными параметрами;
- 4) конструирование последующих срезов по параметру значения функции принадлежности для прогнозной модели.

Существующие параметры $\{s^1, s^2, s^3, \dots, s^i; i = 1 \div M\}$ могут быть представлены в виде точек фазового пространства S параметров $S : s = \{s^i; i = 1 \div M\} \in S$.

В итоге проведенной группы экспериментов A , получены значения $\{s_j; j = 1 \div N\}$, используемые для обучения прогноза. Каждое из s_j - это одновременно измеренные

значения параметров $\{s_j^1, s_j^2, \dots, s_j^i; i = 1 \div M, j = 1 \div N\}$ характерные для условного «образца» или точки измерения $s_j = \{s_j^i; i = 1 \div M, j = 1 \div N\}$.

Аппроксимация функции принадлежности $\mu_A(\mathbf{s})$ находится в виде:

$$\mu_A(s) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^K \varphi(\mathbf{h}^k) K(\mathbf{h}^k, \mathbf{s}) \quad (1)$$

где $K(\mathbf{h}, \mathbf{s})$ – базисная система функций, характеризованная вектором параметров \mathbf{h} , $j(\mathbf{h}^k)$ – информация о значениях параметров, дошедшая до измерительного прибора в рассеянном состоянии.

Уходя от традиционных методов аппроксимации, был введен принцип максимальной энтропии для элемента аппроксимации $K(\mathbf{h}, \mathbf{s})$. В соответствии с этим принципом в качестве элемента аппроксимации была выбрана функция нормального закона распределения [4]:

$$K(\mathbf{h}, \mathbf{s}) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{|\mathbf{h} - \mathbf{s}|^2}{2\sigma^2} \right] \quad (2)$$

где \mathbf{h} – математическое ожидание, σ^2 – второй центральный момент – дисперсия нормального распределения.

Исходя из этого функция принадлежности принимает вид:

$$\mu_A(s) = \frac{1}{N\sigma\sqrt{2\pi}} \sum_{k=1}^K \varphi(\mathbf{h}^k) \exp \left[-\frac{|\mathbf{h}^k - \mathbf{s}|^2}{2\sigma^2} \right] \quad (3)$$

Соотношение (3), в таком случае, интерпретируется как диффузионное рассеяние в бесконечном однородном пространстве параметров точечных источников, расположенных в \mathbf{h}^k .

На рис. 1 приведены результаты экспериментального примера.

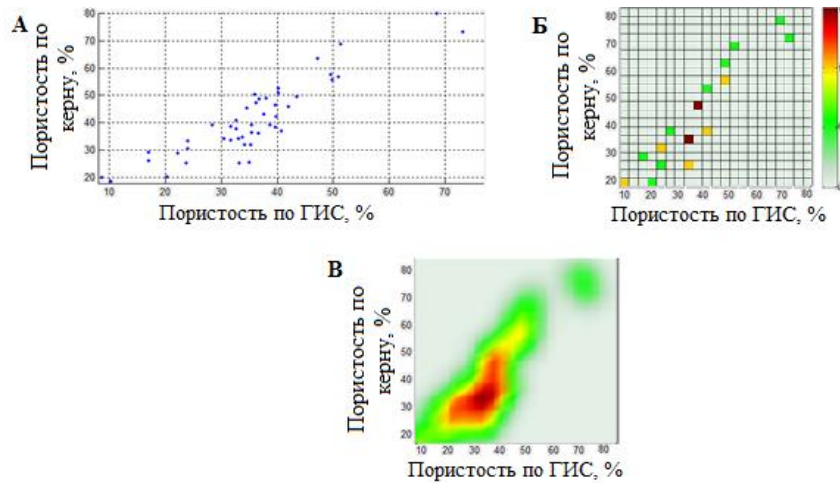


Рис. 1. Экспериментальная зависимость с рассеянием данных: А) исходные данные; Б) Карта точечных источников информации В) Результаты отношения в форме поля рассеяния, выполненных по (3).

Основными элементами, установления цепных правил прогнозирования начального $s^1 \in S^1$ и конечного параметра $s^2 \in S^2$ служат:

- конструирование функции принадлежности $\mu_{A(s^1)}(s^1)$ для значений величины s^1 из интервала $A(s^1)$, для которой выполняется прогноз;

В соответствии с (3), функция принадлежности или поле рассеяния для параметров \mathbf{s}^1 , после измерения значений $\bar{\mathbf{s}}^1 : s_k^1, k = 1 \div N_k$ можно представить в форме:

$$\mu_{A(s^1)}(s^1) = \frac{1}{N\sigma\sqrt{2\pi}} \sum_{k=1}^K \varphi(h^k) \exp\left[-\frac{|h^k - s_k^1|}{2\sigma^2}\right] \quad (4)$$

$A(s^1)$ - эксперименты, связанные с измерением параметров \mathbf{s}^1 , итогом которых служит $\bar{\mathbf{s}}^1$, для прогноза значений $\mathbf{s}^2 \in S^2$.

- установление цепочки нечетких отношений между нечеткими переменными s^1 и s^2 в форме поля рассеяния (функции принадлежности) $\mu_A(s^1, s^2)$;

В значительном числе ситуаций между параметрами, аргументами и прогнозируемыми правилами нет исходных экспериментальных данных A , позволяющих построить по ним $\mu_A(s^1, s^2)$. Вместо этого имеется цепочка экспериментов, устанавливающих связь между параметрами \mathbf{s}^1 и \mathbf{s}^2 через некоторые промежуточные параметры \mathbf{q} . Процедура расчёта композиции полей $\mu_M(\mathbf{f}) = \mu_M(\mathbf{s}^1, \mathbf{q}), \dots, \mu_{\text{нр}}(\mathbf{g}) = \mu_{\text{нр}}(\mathbf{q}, \mathbf{s}^2)$ таким образом, чтобы исключить промежуточный параметр \mathbf{q} и найти $\mu_A(\mathbf{s}) = \mu_A(\mathbf{s}^1, \mathbf{s}^2)$ выполняется по правилу композиций Мамдани [2]:

$$\mu_A(\mathbf{s}) = \mu_A(\mathbf{s}^1, \mathbf{s}^2) = \max_{\mathbf{q}} \left[\min \left\{ \mu_M(\mathbf{s}^1, \mathbf{q}), \mu_{\text{нр}}(\mathbf{q}, \mathbf{s}^2) \right\} \right] \quad (5)$$

На рис. 2В приведены результаты композиции отношений (рис. 2А, 2Б), выполненных по (6), между данными пористость по ГИС – нефтенасыщенность по керну, где промежуточными данными является пористость по керну.

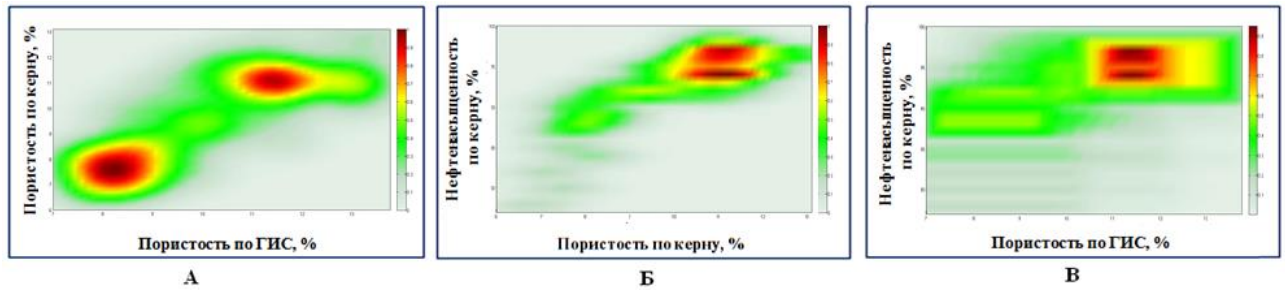


Рис. 2. Результаты композиций двух отношений, выполненных по (5).

– расчет композиций нечетких отношений для установления функции принадлежности $\mu_{A(s^1)}^{-1}(s^2)$ нечеткой величины s^2 .

Для прогноза, по значениям функции принадлежности $\mu_{A(s^1)}^{-1}(s^1)$ для s^1 из интервала $A(s^1)$ и заданному отношению $\mu_A(s^1, s^2)$, поля рассеяния для $s^2 \in S^2$, аналогично (5) используется правило Мамдани:

$$\mu_{A(\bar{s}^1)}(s^2) = \max_{s^1 \in S^1} \left[\min \left\{ \mu_A(s^1, s^2), \mu_{A(\bar{s}^1)}(s^1) \right\} \right] \quad (6)$$

На рис. 3 приведен пример кривой локализации для прогноза параметра нефтенасыщенности рассчитанного по (6)



Рис. 3. Кривая локализации для прогноза параметра нефтенасыщенности, рассчитанная по (5).

Характеристика обобщенной меры рассеяния прогнозных параметров, заданных полем рассеяния $\mu_{A(\bar{s}^1)}(s^2)$, выполняется на основе анализа динамики α -сечений:

$$\Omega_{\mu_{A(\bar{s}^1)}(s^2)}^\alpha = \left[s^2 : \mu_{A(\bar{s}^1)}(s^2) \geq \alpha \right] \quad (7)$$

для спрогнозированной по данным $A(\bar{s}^1)$ функции рассеяния $\mu_{A(\bar{s}^1)}(s^2)$ искомым параметром s^2 .

На основе развитых методов и теоретических результатов было создано программно-алгоритмическое и технологическое обеспечение прогноза подсчетных параметров, который получил название метода петрофизических композиций.

Одним из итогов работы этой технологии, является построение прогнозного поля рассеяния для подсчетных параметров, в частности пористости и нефтегазоносности по данным ГИС.

Результатом первого этапа служит представления данных в форме полей рассеяния. Композиция Мамдани позволяет установить функцию принадлежности для начальной и конечной переменных в форме полей рассеяния – пористость по ГИС, пористость по керну (рис. 2).

По диаграммам исходных значений пористости, рассчитанных по геофизическим измерениям вдоль ствола скважин, могут быть найдены интервалы изменения достоверности подсчетных параметров по всем скважинам. По значениям достоверностей в скважинах далее строятся соответствующие кубы достоверности (рис. 4).

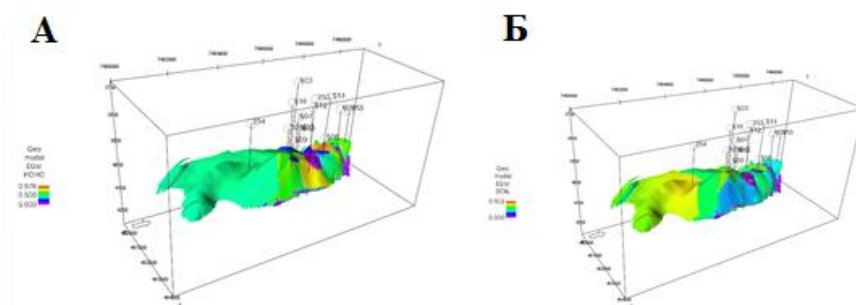


Рис. 4. А) Трёхмерный куб распределения достоверности параметра пористости; Б) Трёхмерный куб распределения достоверности параметра нефтенасыщенности. Созданные методы моделирования основанные на технологиях нечетких методов и нечеткой алгебры и логического вывода Мамдами помогают реально оценивать информационную обеспеченность элементов прогнозирования физико – геологической модели, давать объективную оценку достоверности подсчетных параметров и выполнять прогнозирование и планирование дальнейших работ для доразветки месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zadeh L. A., Fuzzy Sets // Inf. Control, 1965. № 8. p. 338-353.
2. Mamdani E.H. Application of fuzzy algorithms for control of simple dynamic plant. Electrical Engineers, Proceedings of the IEE, 1974. 121(12), p. 1585-1588.
3. Кобрунов А.И., Кулешов В.Е., Могутов А.С., Дорогобед А.Н. Моделирование неопределенности при прогнозе параметров геолого - промысловых моделей месторождений углеводородов. // Нефтяное хозяйство, 2014. – №7. – С.78-80.
4. Park S. Y., Bera A. K. Maximum entropy autoregressive conditional heteroskedasticity model //Journal of Econometrics. – 2009. – Т. 150. – №. 2. – С. 219-230.

МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЙ ЭФФЕКТИВНОГО ПАРАМЕТРА ПЬЕЗОПРОВОДНОСТИ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА

Кобрунов А. И., Куделин С. Г., Мотрюк Е. Н., Кунцев В. Е.

Ухтинский Государственный Технический Университет

В процессе эксплуатации нефтяных месторождений пропускная способность пластов существенно изменяется за счет физико-химических процессов, влияющих на пористость и проницаемость среды, и связанных с деформацией пласта при изменении депрессии. Степень деформации зависит от минерального состава пород, степени цементирования частиц, слагающих породу, глубины залегания пласта, механических свойств коллектора, величины депрессии на пласт и прочих факторов. Поэтому для каждой породы существуют свои реологические зависимости, как в области упругой, так и пластичной деформации. Увеличение депрессии ведет к разрушению пород и образованию пробок, но в тоже время скорость потока по мере увеличения депрессии на пласт растет [1].

Подобные изменения проявляются в образовании уплотненных низкопроницаемых зон, вплоть до формирования обширных застойных участков и даже полного купирования пропускной способности пласта, и вывода из эффективной эксплуатации значительных участков месторождения. Информация о пространственном распределении неоднородной пропускной способности пласта исключительно важна для повышения коэффициента извлечения, поскольку позволяет определить участки и направления технологических работ по декупированию застойных зон, и обеспечить включение в работу ранее оказавшиеся недоступных для извлечения продукта участков.

В настоящее время мониторинг динамики проницаемости пласта коллектора выполняется методами гидродинамического контроля — в частности, гидропрослушивания (рис. 1). Ранее в работе [2] был описан новый подход к гидропрослушиванию, основанный на принципе гидродинамической томографии, предполагающей организацию скважинных данных в томографическую систему. Такой подход позволяет локализовать пространственное неоднородное распределение фильтрационного сопротивления проницаемого связного пласта в процессе эксплуатации месторождения и направлен на снижение рисков при принятии технологических решений о повышении продуктивности пласта (гидродинамического разрыва).

В ходе работ над данным подходом были исследованы скоростные законы распространения возмущения гидродинамических напряжений в неоднородных по проводимости средах, сформирована кинематическая модель движения давлений и ее адаптация к модели интегральной геометрии, разработаны принципы фокусировки изображения среды в выделенных подобластях. Также было создано алгоритмическое и программное обеспечение процесса построения томографических изображений эффективного параметра пьезопроводности на двумерных моделях пласта.

Благодаря разработанному программному модулю, моделирующему оптимальные траектории движения флюида в неоднородной среде на двумерной регулярной сети, стало возможным решение обратной задачи, то есть построение томографического изображения проводящих свойств пласта. Изображение это представляет собой распределение эффективного параметра проводимости, выражающего скорость продвижения в пространстве особой точки кривой давления флюида на данном участке.

Приближение к решению этой задачи производилось поэтапно. Кратко алгоритм построения изображения эффективного параметра пьезопроводности можно описать четырьмя основными шагами:

1) Получение реальных данных о динамике давления со скважин

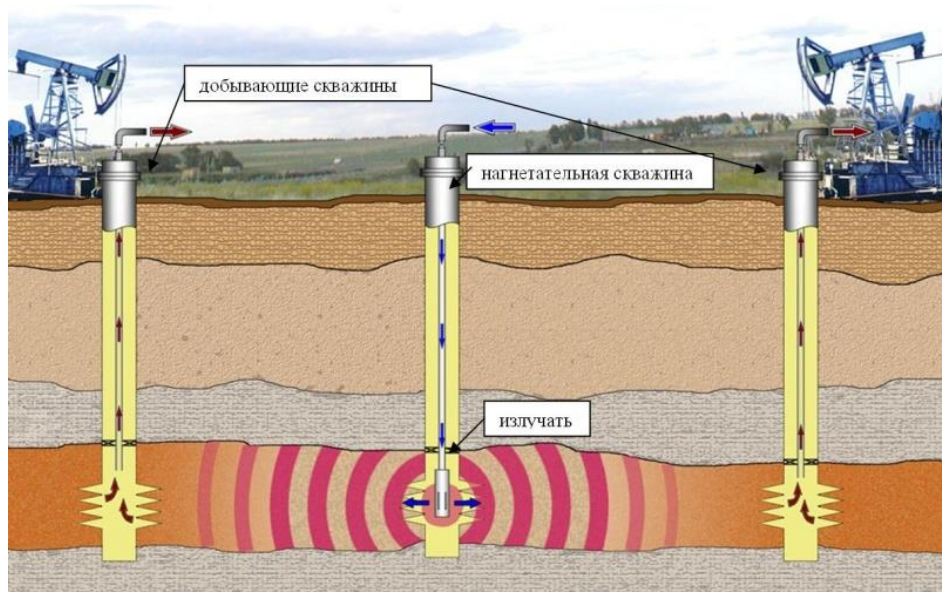


Рис. 1. Анализ распространения давления при помощи скважинных данных — один из наиболее эффективных путей гидропрослушивания.

Для каждой пары скважин (или для максимально возможного количества таких пар) должно быть зафиксировано время движения особой точки кривой динамики давления. Эти данные фактически представляют собой томографическую систему «источник сигнала — приемники сигнала».

2) Выбор нулевого приближения

Должно быть выбрано нулевое приближение изображения параметра пьезопроводности, учитывающее доступную априорную информацию.

3) Моделирование оптимальных траекторий распространения фронта давления для нулевого приближения

На выбранном нулевом приближении рассчитываются оптимальные траектории движения фронта давления (особых точек) и соответствующие времена прихода сигнала. Для расчета интервального времени движения особых точек динамики восстановления используется алгоритм динамического программирования на основе принципа Беллмана[3].

4) Итерационный процесс аппроксимации среды

Разница между наблюдаемыми и расчетными временами движения особых точек используется для расчета отклонения текущего распределения параметра пьезопроводности (на первом шаге это распределение нулевого приближения) от искомого. Найденные отклонения используем для аппроксимации параметра пьезопроводности на сетке модели. Повторяем данный шаг до тех пор, пока отклонения не достигнут приемлемых значений. Более подробно процесс построения томографического изображения описан в работе [2].

Для подтверждения работоспособности предложенного метода построения томографических изображений эффективного параметра пьезопроводности был проведен ряд экспериментов на тестовых данных и моделях, приближенных к реальным месторождениям. В данных экспериментах времена прихода «гидродинамического сигнала» (времен движения точки перегиба кривой изменения давления между скважинами) были рассчитаны на основе применения принципа

Беллмана для поиска оптимальных траекторий движения флюида [2]. В качестве нулевого приближения для всех вычислительных экспериментов использовалась карта с равномерно распределенным эффективным параметром пьезопроводности, для всех моделей были посчитаны времена откликов на депрессию для пар скважин, которые впоследствии использовались в качестве измеренных для процесса решения обратной задачи (восстановления томографического изображения среды).

В идеальных условиях (при наличии полной сети наблюдений времен прихода сигнала) метод дает приемлемые изображения низкопроницаемых зон даже на сравнительно небольшом количестве скважин (рис. 2).

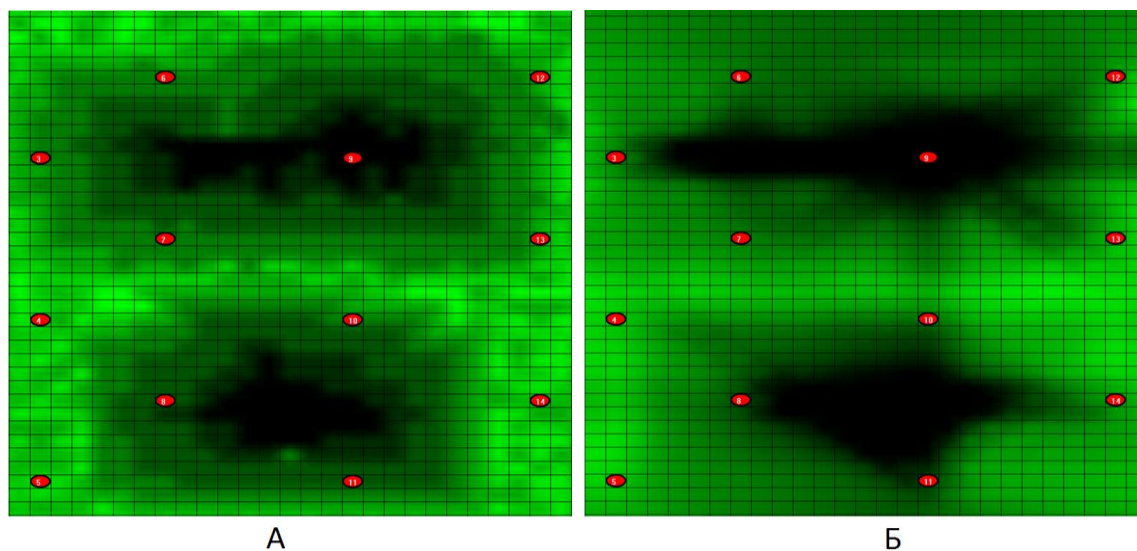


Рисунок 2. А – исходная 2D-модель распределения эффективного параметра пьезопроводности пласта. Б - модель, полученная путем итеративного приближения на основании томографической сети гидродинамических наблюдений.

При увеличении плотности сети скважин точность результатов моделирования увеличивается (рис. 3). Можно сделать вывод о работоспособности алгоритма, а также закономерное заключение о том, что применяемый метод более эффективен при участии в расчете большого количества скважин.

Помимо проведенных вычислительных экспериментов был подготовлен набор рекомендаций к выполнению масштабного натурного эксперимента по обнаружению зон закупорки пласта при помощи метода гидродинамической томографии, включающий в себя этап предварительного исследования по известной методике [4], предварительного исследования керна, построения модели нулевого приближения, проведения гидродинамических исследований при помощи подачи депрессии на все скважины, участвующие в эксперименте, этап решения обратной задачи (построения томографического изображения проводящих свойств среды) и этап интерпретации.

Необходимо отметить, что наиболее перспективным способом использования предложенной технологии гидродинамической томографии может стать её адаптация для применения на наборах данных, получаемых при мониторинге месторождений, находящихся в режиме эксплуатации.

На данном этапе ведутся работы по построению математической модели оценки связности скважин по истории штатной эксплуатации нефтегазового месторождения для синтезирования необходимых томографических данных. Построение модели оценки связности скважин обосновано тем, что она является имитационной моделью для получения данных, необходимых для метода гидродинамической томографии. А возможно это потому, что необходимые данные уже скрыты в текущих измерениях штатной эксплуатации скважин. Модель оценки связности скважин разрабатывается на основе подхода емкостной модели (capacitance model), представленной в работе [5].

Данный подход характеризует свойства продуктивного пласта на основании использования данных из истории штатной эксплуатации скважин: скоростей по добыче и закачке жидкости.

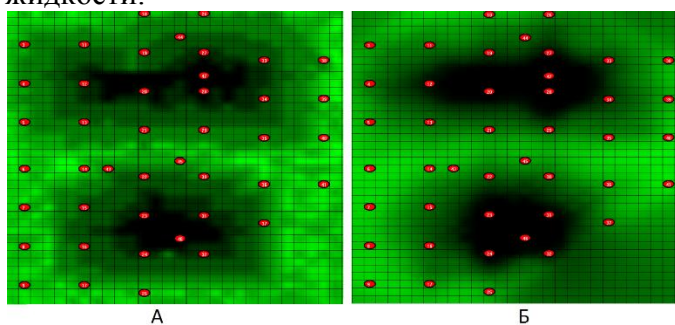


Рисунок 3. Схема расположения скважин, приближенная к реальной. А – исходная 2D-модель распределения эффективного параметра пьезопроводности пласта. Б – модель, полученная путем итеративного приближения на основании томографической сети гидродинамических наблюдений.

Основные направления дальнейших научных исследований связаны с созданием имитационных моделей работающих месторождений, обучаемых по штатной истории разработки и создание принципов моделирования интервальных времен для реализации томографической системы. Таких моделей представляется две. Первая состоит в моделировании фильтрационных сопротивлений в рамках зафиксированных классов моделей процесса динамики флюида. Он связан с проблемами решения некорректных задач. Второй связан с использованием нейросетевого принципа моделирования с обучением соответствующей сети выборкой представляющей собой историю разработки залежи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1) А.И. Ширковский. Разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. // М: Недра, 1987.- 347с
- 2) А. И. Кобрунов, С. Г. Куделин, С. В. Мухаметдинов, А. Н. Художилова. Метод изучения пространственного распределения фильтрационного сопротивления при эксплуатации нефтяных месторождений // Нефтяное хозяйство. – Москва: Издательство «Нефтяное хозяйство», 2013. – № 8 2013 г. – С. 58-60
- 3) Беллман, Энджел (Angel E.) Динамическое программирование и уравнения в частных производных. — 1974
- 4) Шацкий Анатолий Васильевич (RU), Колесов Валентин Валентинович (RU), Шацкий Дмитрий Анатольевич (RU), Митрофанов Александр Денисович (RU), Бодрягин Александр Владимирович «СПОСОБ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕФТЯНЫХ ПЛАСТОВ» Патент 2298647С2, E21B47/10 (2006.01)
- 5) Jong S. Kim, Larry W. Lake, Thomas F. Edgar. Integrated Capacitance-Resistance Model for Characterizing Waterflooded Reservoirs / Proceedings of the 2012 IFAC Workshop on Automatic Control in Offshore Oil and Gas Production, Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, Norway, May 31 - June 1, 2012

МЕТОД АНАЛИЗА ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ IGRF В ГЕОЦЕНТРИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ КООРДИНАТ

Кочнев В.А.

Институт вычислительного моделирования Сибирского отделения Российской академии наук

Z-компонента магнитного поля Земли (МПЗ) в геоцентрической системе координат наиболее наглядно и полно отображает глобальные свойства МПЗ. По разности Z-

компонент анализируется динамика изменения напряженности поля и решается обратная задача для оценки изменения интенсивности источников МП в ядре. Метод иллюстрируется на примере данных IGRF 1980-2005 с интервалом 5 лет.

В настоящее время вековые вариации рассчитываются по данным глобальных магнитных съемок за каждые 5 лет. На поверхности Земли можно выделить несколько различающихся по характеру областей вековых вариаций. Средняя скорость вековых вариаций составляет около 45 нТл/год [1], однако в отдельных областях отмечена скорость до 170 нТл/год. Основными характерными особенностями вековых вариаций в настоящее время являются ослабление главной дипольной компоненты (примерно на 6.3% за сто лет) геомагнитного поля и смещение на запад линии нулевого магнитного склонения (в среднем примерно на 0.2° в год). Выявлено также [2] несколько резких изменений тренда вековых вариаций (джерков), последний из которых относится к 1992 году.

Обширная литература посвящена проблеме прогноза вековых вариаций геомагнитного поля. Экстраполяция наблюдаемых изменений, включенная, например, в модели поля IGRF [3] и WMM [4], позволяет прогнозировать изменения на несколько лет вперед, однако задача прогноза долгосрочных изменений пока не решена.

Предложен [5] метод прогноза вариаций на основе модели установившегося потока жидкости в ядре (в предположении «вмороженности» магнитного поля в жидкость). Делаются также попытки объяснить различные особенности вариаций процессами, происходящими в ядре [6] [7] и др.

Особенность данной работы в том, что изменение поля рассматривается по Z-компоненте в геоцентрической системе координат и иллюстрируется в плане со стороны северного полюса и по результатам решения обратной задачи демонстрируется изменение источников в ядре.

На рис.1 показаны Z-компонента магнитного поля IGRF-2005 северного и южного полушария на высоте 1 км. Вид со стороны северного полюса. Для ориентации на поверхности помещены сокращенные символы POL-полюса и городов: TOK – Токио, KRS – Красноярск, EKT – Екатеринбург, LON – Лондон, OTV – Оттава. Светлыми кружками отмечены четыре пункта в южном полушарии: CNB – Канберра (Австралия), PAR – Пунта-Аренас (южная оконечность Южной Америки).

На рис.1 слева видим вытянутый в направлении $270-90^\circ$ эллипс в области максимума. В правой части верхнего ряда рис.1 видим Z-компоненту МП южного полушария. В центральной части магнитное поле в геоцентрической системе является положительным. Отрицательные значения поля окаймляют положительное поле вблизи экватора.

В среднем ряду рисунка видим изменение Z-компоненты МП северного и южного полушария за период 1980-2015 г. В западной части северного полушария наблюдаем интенсивные уменьшения МП, достигающие -4350 нТл, а в восточной части увеличение, достигающее в дугообразной зоне величины 2070 нТл. В западной части за пределами планеты видим такое же интенсивное увеличение МП.

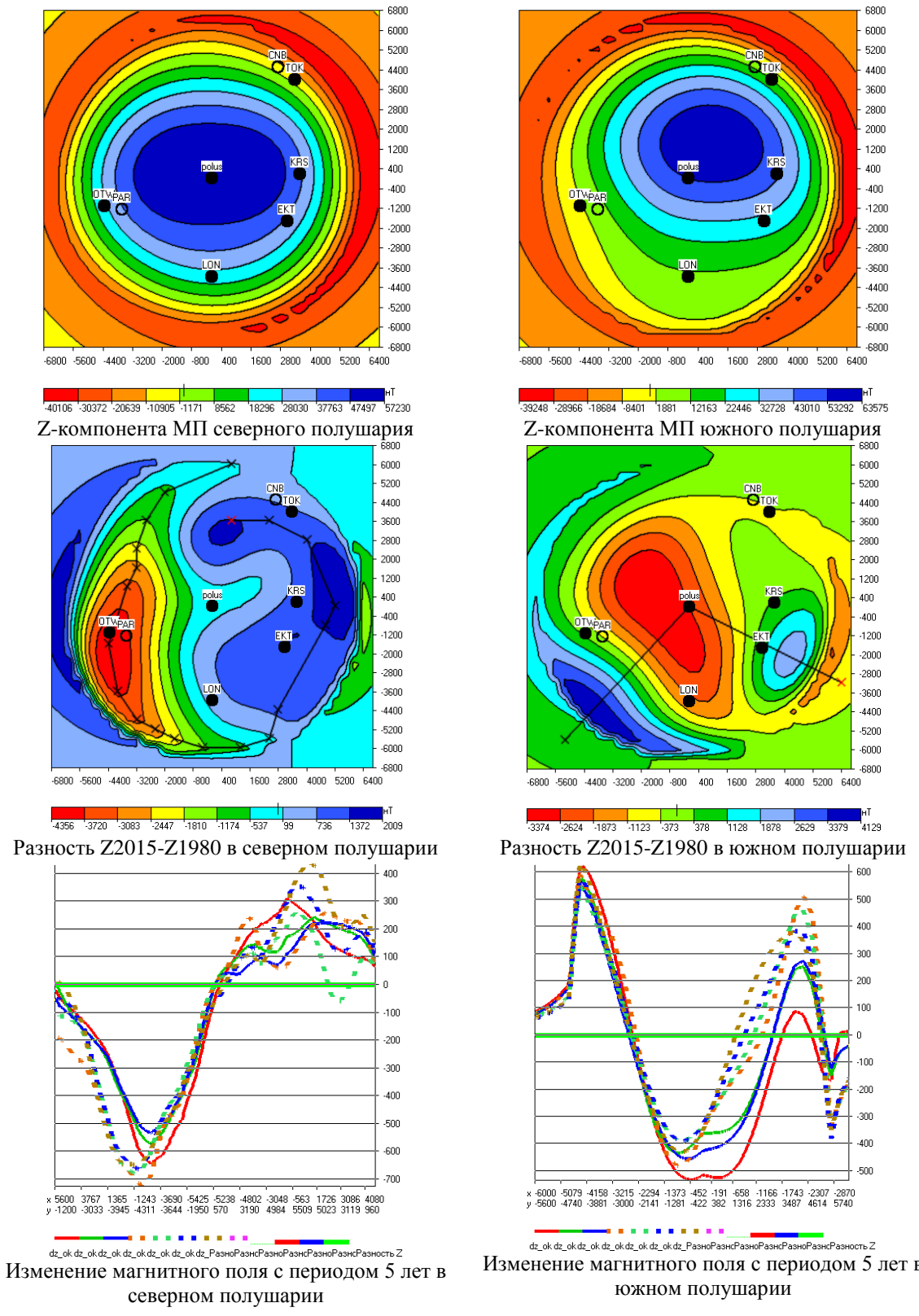


Рис. 1. Z-компонента, разность Z2015-Z1980, изменение магнитного поля с периодом 5 лет в северном и южном полушариях.

В западной части южного полушария наблюдается интенсивное уменьшение поля, достигающее -3370 нТл. Увеличение МП видим в экваториальной области от 270 до 0° долготы и в восточной части. Максимальные аномалии увеличения МП находятся в интервале 0 и 90° в Индийском океане. В нижнем ряду рис.1 показано 7 графиков, отражающие изменение Z-компоненты МП. Красный график соответствует $\Delta Z(1985-$

1980), зеленый $\Delta Z(1990-1985)$ и так далее по шкале палитры. Все графики соответствуют траекториям, показанным на кадрах среднего ряда. Графики северного полушария создают почти синхронное уменьшение Z -компоненты МП за 5 лет в интервале от 500 до 700 нТл. В восточном полушарии видим неравномерное увеличение поля от 100 до 450 нТл. В южном полушарии на графиках видим синхронное изменение в западной части и плавно увеличивающееся поле в восточном полушарии.

В среднем скорость изменения магнитного поля в южном полушарии составляла от -95 до 115 нТл в год. В северном полушарии от -120 до 55 нТл в год. В узкой экваториальной зоне картина обратная: увеличение поля в западной и уменьшение в восточной.

Попробуем оценить возможное положение источников, увеличивающих или уменьшающих МП. Если источники изменения находятся на поверхности планеты, то их местоположение совпадает с положением аномалий разности.

Более вероятным является вариант изменения интенсивности источников ядра. Решая обратную задачу с помощью пакета ADM-3D-earth [8] [9], получим вариант изменения интенсивности источников. В восточной части северного полушария видим дугообразную аномалию изменения эффективной намагниченности (ЭН) с максимумом 321 А/м. Уменьшение ЭН проявляется в меньшей степени и составляет -173 А/м. В южном полушарии ядра уменьшение источников ядра, находящихся в средних широтах ядра с центром на 0° долготы, с минимумом -286 А/м, а максимум увеличения источников, находящихся в восточной части, равен 348 А/м. В целом для всей модели ядра Земли максимальный рост интенсивности источников составляет в восточной части ядра 231 и 348 А/м и уменьшается в западной с минимумами -173, -286 А/м.

На рис. 2 приведена модель эффективной намагниченности ядра северного и южного полушария. Сравнивая эти модели с моделями изменения ЭН, расположенными выше, замечаем, что они подобны. Максимуму ЭН соответствует максимум роста. Исключение составляет западная часть северного полушария, где максимуму интенсивности источников соответствует уменьшение ЭН модели ядра со скоростью около 3.5 А/м в год. При таком темпе убывания западный источник, создающий Канадскую глобальную аномалию, может исчезнуть примерно через 500 лет. За это же время восточные источники будут увеличивать свою интенсивность, что приведет в северном полушарии примерно к такой же асимметрии МП, что есть сейчас в южном полушарии.

Такое неравномерное изменение источников может быть вызвано двумя основными причинами: изменением скорости и направления движения жидкой субстанции и температуры в разных частях ядра.

Выводы:

1. По Z -геоцентрической компоненте вектора магнитного поля при наблюдении со стороны северного полюса наглядно выделяются аномалии МП Земли.
2. В северном полушарии наблюдается плавное увеличение МП Сибирско-Азиатской аномалии и интенсивное уменьшение Канадской глобальной аномалии.
3. В южном полушарии отмечено интенсивное уменьшение Южно-Атлантической аномалии (около 100 нТл/год) и увеличение МП западнее и восточнее этой аномалии. Причем наблюдается увеличение скорости роста восточной аномалии.

По разности Z-компонент в период 1980-2015 г. решена обратная задача для определения изменения эффективной намагниченности ядра. Выделены аномалии изменения ЭН от -250 до 370 А/м за период в 35 лет.

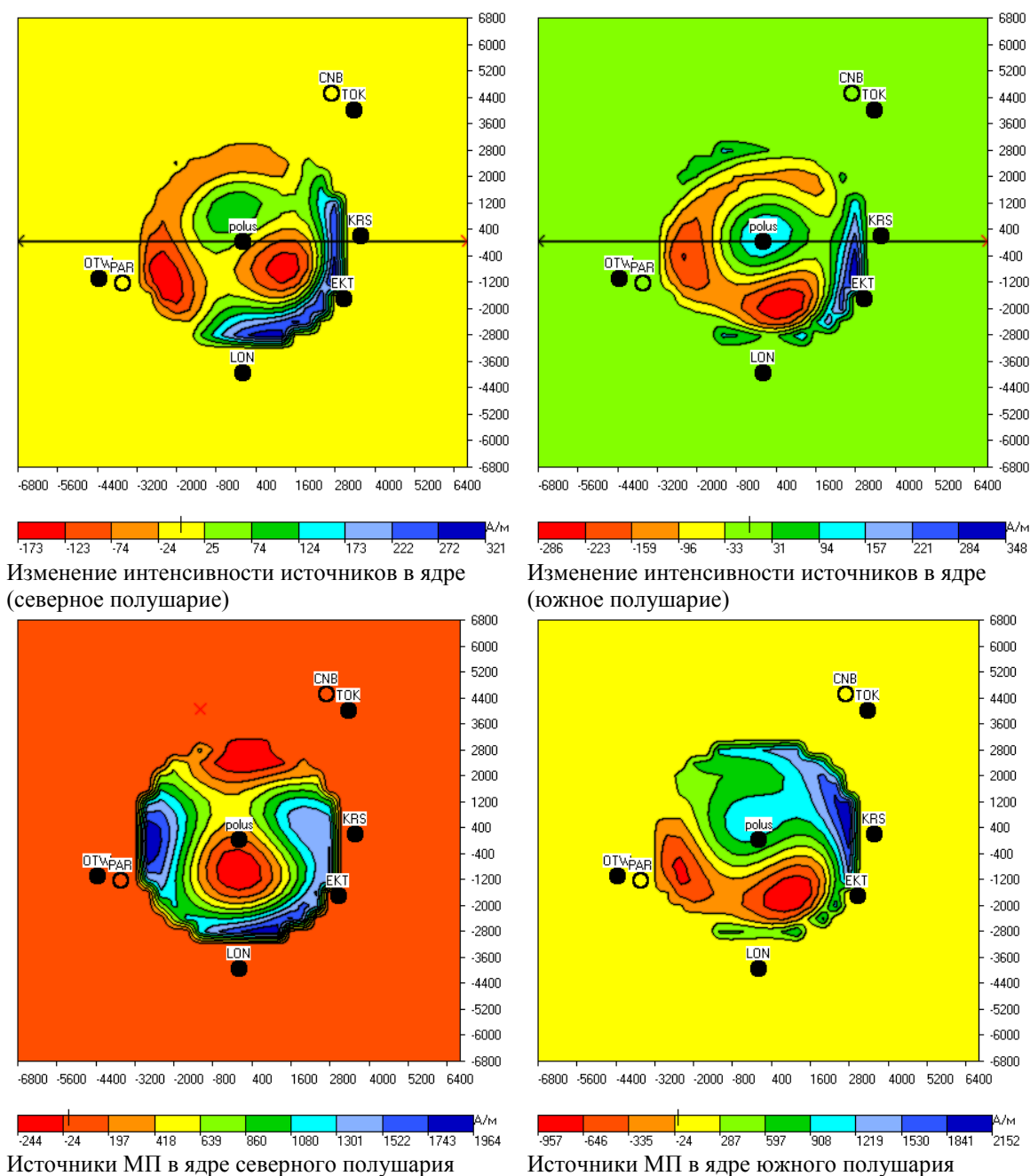


Рис. 2. Изменение интенсивности источников в ядре и источники МП в ядре северного и южного полушарий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Government of Canada N.R.C. Secular variation [Электронный ресурс]. 2010. URL: http://geomag.nrcan.gc.ca/mag_fld/sec-eng.php (дата обращения: 06.12.2013).

2. Courtillot V., Le Mouél J.-L. Geomagnetic secular variation impulses. // *Nature*. 1984. Т. 311. С. 709–716.
3. International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Working Group V-MOD. и др. International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation // *Geophysical Journal International*. 2010. Т. 183, № 3. С. 1216–1230.
4. Maus S., Macmillan S., McLean S., Thomson A.W.P., Nair M., Rollins C. The US/UK World Magnetic Model for 2010-2015, NOAA Technical Report NESDIS/NGDC. 2011.
5. Beggan C.D., Whaler K.A. Forecasting secular variation using core flows // *Earth, Planets and Space*. 2010. Т. 62, № 10. С. 821–828.
6. Aubert J., Finlay C.C., Fournier A. Bottom-up control of geomagnetic secular variation by the Earth's inner core // *Nature*. 2013. Т. 502, № 7470. С. 219–223.
7. Finlay C.C., Dumberry M., Chulliat A., Pais M.A. Short Timescale Core Dynamics: Theory and Observations // *Space Sci Rev*. 2010. Т. 155, № 1-4. С. 177–218.
8. Кочнев В.А., Гоз И.В. Нераскрытые возможности магнитометрии // *Геофизика*. 2006. № 6. С. 51–55.
9. Кочнев В.А. Кинематико-гравитационная модель геодинамо // *Геофизический журнал*. 2013. Т. 35, № 4. С. 3–15.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ИНФОРМАТИВНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МЕТОДА

Шимелевич М.И.

МГРИ-РГГРУ, Москва, Россия shimelevich-m@yandex.ru

В работе [1] предложена общая математическая модель преобразования геолого-геофизической информации с позиций теории информации Шеннона – Колмогорова [2-3]. Аппарат математической теории информации позволяет решать ряд важных прикладных и теоретических задач геофизики. В данной работе рассматриваются методы получения количественных оценок потерь геофизической информации о строении среды в процессе ее преобразования при геофизических исследованиях, устанавливается количественная связь между количеством информации о среде, содержащейся в наблюдаемых геофизических полях и разрешающей способностью метода. Предлагаются формализованные характеристики оценки информативности геофизического метода.

С математической точки зрения, цепочка преобразований геофизической информации о среде отражает этапы решения прямой и обратной задач для уравнения:

$$A_N s = e, \quad s \in S_N \subset R^N, \quad e \in R^M, \quad N \leq N_0 \quad (1)$$

$$S_N: [s_{\min} \leq s^n \leq s_{\min} + D_s], \quad n=1, \dots, N \quad (1.1)$$

где $s = (s_1, \dots, s_N)$ - вектор искомых параметров исследуемой среды; $e = (e_1, \dots, e_M)$ - вектор данных, определяемый значениями характеристик ЭМ поля, измеренных с погрешностью δ_0 ; R^N , R^M - конечномерные пространства размерности N , M соответственно; S_N - ограниченное множество допустимых значений векторов параметров среды в пространстве R^N ; D_s - диапазон допустимых и изменений искомых параметров задачи. Для простоты изложения в данной работе предполагается, что все параметры рассматриваемой задачи имеют одинаковый физический смысл и единый для всех параметров s_n , $n=1, \dots, N$ диапазон D_s допустимых изменений (при отсутствии какой-либо априорной информации). Это выполняется, например, если искомой характеристикой среды является удельная электропроводность среды, а искомыми параметрами s_n являются ее значения в узлах сетки. В этом случае, множество S_N является N - мерным замкнутым кубом в пространстве R^N со стороной равной D_s ; A_N - нелинейный оператор, отображающий векторы параметров среды в векторы данных. В данной работе рассматривается наиболее общий случай, когда параметризация сводится к укрупнению исходной сетки Q_{N_0} прямой задачи размерности N_0 , и обратная задача решается на укрупненной сетке Q_N размерности $N \leq N_0$

Количественной характеристикой *степени практической неоднозначности* приближенных решений уравнения (1) при заданных N , δ_0 является величина [4]:

$$\varepsilon_r(N, \delta_0) = \sup_{s, s' \in S_N} \|s' - s\|_{R^N} \text{ при } \|A_N s' - A_N s\|_{R^M} \leq 2\delta_0. \quad (2)$$

При различных $N \leq N_0$ *степень практической неоднозначности* $\varepsilon_r(N, \delta_0)$ решений различна и обычно растет с ростом N . В работе [4] решается задача определения максимально возможной размерности $N_{\max}(\varepsilon_0, \delta_0) / N_0$ сетки обратной задачи для уравнения (1) (относительно исходной размерности N_0 сетки прямой задачи) при заданном уровне погрешности данных δ_0 и заданной (требуемой) степени неоднозначности ε_0 приближенных решений уравнения (1), т.е. при условии, что $\varepsilon_r(N_{\max}, \delta_0) = \varepsilon_0$.

На основе результатов, полученных в работах [4-5], в данной работе показывается, что максимальная сетка обратной задачи размерности сетки $N_{\max}(\varepsilon_0, \delta_0) \leq N_0$ определяет разрешающую способность геофизического метода, связанного с оператором уравнения (1). При этом максимальное количество информации $I_{\max}(N_{\max}, \varepsilon_0, \delta_0)$ о среде в смысле теории Шеннона – Колмогорова, которое содержится в соответствующих геофизических полях, при заданных δ_0 , ε_0 , в классе сеточных дискретных моделей сред, может быть явно (в формульном виде) выражено через величину $N_{\max}(\varepsilon_0, \delta_0)$. Величина $I_{\max}(N_{\max}, \varepsilon_0, \delta_0)$ служит количественной характеристикой информативности рассматриваемого геофизического метода.

В работе приводятся численные примеры расчета характеристик $N_{\max}(\varepsilon_0, \delta_0)$, $I_{\max}(N_{\max}, \varepsilon_0, \delta_0)$ для задач МТЗ, основанные на количественных оценках *степени практической неоднозначности* $\varepsilon_r(N, \delta_0)$ приближенных решений уравнения (1). Методы расчета характеристик типа $\varepsilon_r(N, \delta_0)$ рассмотрены в работах [4-5].

Результаты, полученные в работе, позволяют сделать вывод о том, что величина $I_{\max}(N_{\max}, \varepsilon_0, \delta_0)$ является объективной формализованной характеристикой информативности геофизического метода.

В работе использовались ресурсы суперкомпьютерных кластеров МВС-100К МСЦ РАН, «Ломоносов» и «Чебышев» НИВЦ МГУ. Исследование выполнено за счет гранта Российского Фонда фундаментальных исследований (проект 13-05-01135).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Светов Б. С. Основы геоэлектрики. М.: ЛКИ. 2008 г. 656 с.
2. Колмогоров А.Н. Теория передачи информации. // Колмогоров А.Н. Теория информации и теория алгоритмов. М.: Наука, 1987. 304 с.
3. Шеннон К.Э. Математическая теория связи. // Шеннон К.Э. Работы по теории информации и кибернетике. М.: Издательство ИЛ. 1963. 830 с.

4. Шимелевич М.И. Методы повышения устойчивости инверсии данных геоэлектрики на основе нейросетевого моделирования // Геофизика, 2013. №3. С. 49-56.
5. Шимелевич М.И. Методы оценки количества информации о среде, содержащейся в геофизических полях // Геоинформатика, 2013. № 4. С. 49-56.

ориентированного побережья Таманского полуострова. Центральное место в зоне занимает крупная диапировая антиклиналь мыса Каменного, к западу от нее расположена еще одна небольшая диапировая структура. В ядрах антиклиналей непосредственно выходят на поверхность или подходят к ней близко майкопские глины, крылья сложены разнофациальным надмайкопским комплексом. Все три диапировые складки имеют северо-восточное простирание. Кулисное их расположение в субширотной ориентированной антиклинальной зоне, указывает на проявление вдоль нее праводвиговых деформаций.

К антиклинальным диапировым складкам мыса Каменный и мыса Пёкло приурочены известные действующие грязевые вулканы мыса Каменный и Плевак (Пекло Азовское). Грязевые вулканы – характерные объекты Керченско-Таманской межпериклинальной зоны. Им посвящены многочисленные работы, среди которых наиболее полная информация отображена в монографических работах Е.Ф. Шнюкова и его группы [2, 3].

Строение антиклинали и грязевого вулкана Плевак (Пекло Азовское). Вся антиклиналь мыса Пёкло, как ее приядерная часть, так и крылья диапировой складки, сложена преимущественно глинистыми толщами (см. геол. карту). На майкопе залегают глины с прослоями мергелей североширванской и матросской свит нерасчлененных (N_{1ss-mt}) (тархан–чокран–караган–конка), сменяющиеся вверх по разрезу глинами с прослоями мергелей, известняков, песчаников и алевролитов зеленой (N_{1zl}) и панагийской (N_{1pn}) свит (сармат). На них с несогласием залегают толща переслаивания глин, песков, диатомитов с линзами сопочной брекчии, местами с мшанковыми биогермами в основании холоднодолиновской свиты (N_{1hd}) (мэотис), сменяющаяся зеленовато-серыми глинами с прослоями алевролитов, песков, ракушнякового детрита, бурых железняков кругловской (N_{1-2kr}) и железнороговской (N_{2zr}) свит (понт–киммерий), и выше светлыми кварцевыми песками с прослоями глин и линзами конгломератов сенновской толщи (N_{2sn}) (нижний акчагыл). На юго-западной периклинали непосредственно на тархан–конкских отложениях несогласно залегают верхнеакчагылские глины, пески с прослоями сопочной брекчии и конгломератов нерасчлененных старокубанской и таманской толщ (N_{2tn-st}).

Вулканическая постройка действующего вулкана Пекло Азовское расположена недалеко от берега. Помимо современной грязевулканической постройки рядом с действующим жерлом на расстоянии до нескольких сотен метров устанавливается наличие палеогрязевулканических структур, выраженных на поверхности полями развития сопочной брекчии, кольцевыми или полукольцевыми зонами проседания; встречаются многочисленные источники, в том числе сероводородные; локально в отдельных преимущественно песчаных прослоях осадочного разреза позднекайнозойских отложений выражены зоны интенсивной преимущественно серной (гипс, ярозит, самородная сера) минерализации. Зона максимальной концентрации различных признаков современных и недавних грязевулканических процессов сосредоточена вблизи действующего жерла грязевого вулкана. Эта зона выражена, с одной стороны, осложняющей клиф вдающейся вглубь берега депрессией, с другой – создающая выступающий в море мыс. Верхние части стенок депрессии вблизи грязевого вулкана, а также отторженцы на склонах и у их подножия среди сопочной брекчии, сложены в основном песчанистыми и лессовидными породами акчагылского возраста.

В пределах этой в целом изметричной в плане сложно построенной структуры расположены современный грязевой грифон, подпрудное озеро, возможно, связанное своим происхождением с подпрудой вследствие нагромождения более ранних грязевулканических накоплений, а также обрывающееся к морю по нашим предположениям древнее жерло грязевого вулкана. В краевых и внутренних осложняющих депрессионную структуру обрывах, обращенных преимущественно в сторону моря, интенсивно развиты оползневые и обвально-оползневые процессы.

Нами установлена более сложная, чем это показано на геологической карте, структура антиклинальной складки мыса Пекло вблизи действующего грязевого вулкана. Вдоль побережья в основании обрыва глинистая с прослоями мергелей толща имеет пологое падение в сторону берега, а на пляже – крутое до вертикального в сторону моря, то есть вдоль берега идет либо ось диапировой антиклинали, либо приразломная дислокация субширотной ориентировки.

Древнее жерло грязевого вулкана, обрывающееся морским клифом, предполагается нами на основании нескольких важных фактов. Во-первых, наличия здесь сопочной брекчии со сложной брекчиевидной внутренней структурой и многочисленными зеркалами скольжения. Во-вторых, присутствия зоны мощной сероводородной минерализации во вмещающем сопочную брекчию сложном полифациальном песчано-глинистом комплексе позднекайнозойских отложений. Зона минерализации, по нашему мнению, отвечает области повышенной проницаемости породного массива вокруг жерла грязевого вулкана, то есть является свидетельством наличия канала дегазации, лишь часть которого занимает непосредственно жерло грязевого вулкана. В периоды своей активности канал дегазации мог быть выраженным в рельефе понижением – заполнявшимся песчано-глинистым материалом пляжевых накоплений морским заливом. Эти периоды, вероятно чередуются с импульсами грязевулканических извержений.

Существующее подпрудное озеро ниже современного грязевулканического очага, вероятно, связано как раз именно с древним грязевулканическим жерлом, обрывающимся к морю, а не с потоками из современного грязевого вулкана. Возможно также, что озеро это не только подпрудное, но существует благодаря современной флюидной подпитке по каналу дегазации.

Широкое развитие участвующих в строении диапировой антиклинали глинистых толщ осадочного разреза и сопочной брекчии грязевого вулкана в условиях их выхода на поверхность в морском клифе обуславливает проявление вдоль обрыва оползневых процессов. Грязевулканические извержения, формирующие грязевые плащевидные покровы сопочной брекчии и грязевулканическими потоками спускающиеся к морю языками по сильно расчлененным глинистым обвально-оползневым склонам, создают грандиозную картину подвижного живого формирующегося на глазах рельефа. Вследствие того, что глинистые породы и присутствующие в них прослои слабо литифицированных песчаников или нелитифицированных песков, очень легко разрушаются, этот живой рельеф относительно недолговечен. И если мы видим характерные для зоны грязевулканических извержений выраженные в рельефе формы: обрывы, воронки проседания, бугры пучения и т.д. – все это соответствует самым современным активным тектоническим движениям при формировании диапировой антиклинали и процессам грязевого вулканизма.

Предварительные результаты проведенных на грязевом вулкане Пекло Азовское профильных геофизических исследований по методу низкочастотного микросейсмического зондирования позволяют предположить, что глубинный грязевулканический очаг расположен южнее действующего грязевого вулкана на глубине около 2,5 км, а питающие его флюидопроводящие структуры прослеживаются до глубин более 4 км (рис. 2). В целом глубинное строение грязевого вулкана Пекло Азовское находится в хорошем согласии с полученными ранее результатами для других грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической провинции [4, 5].

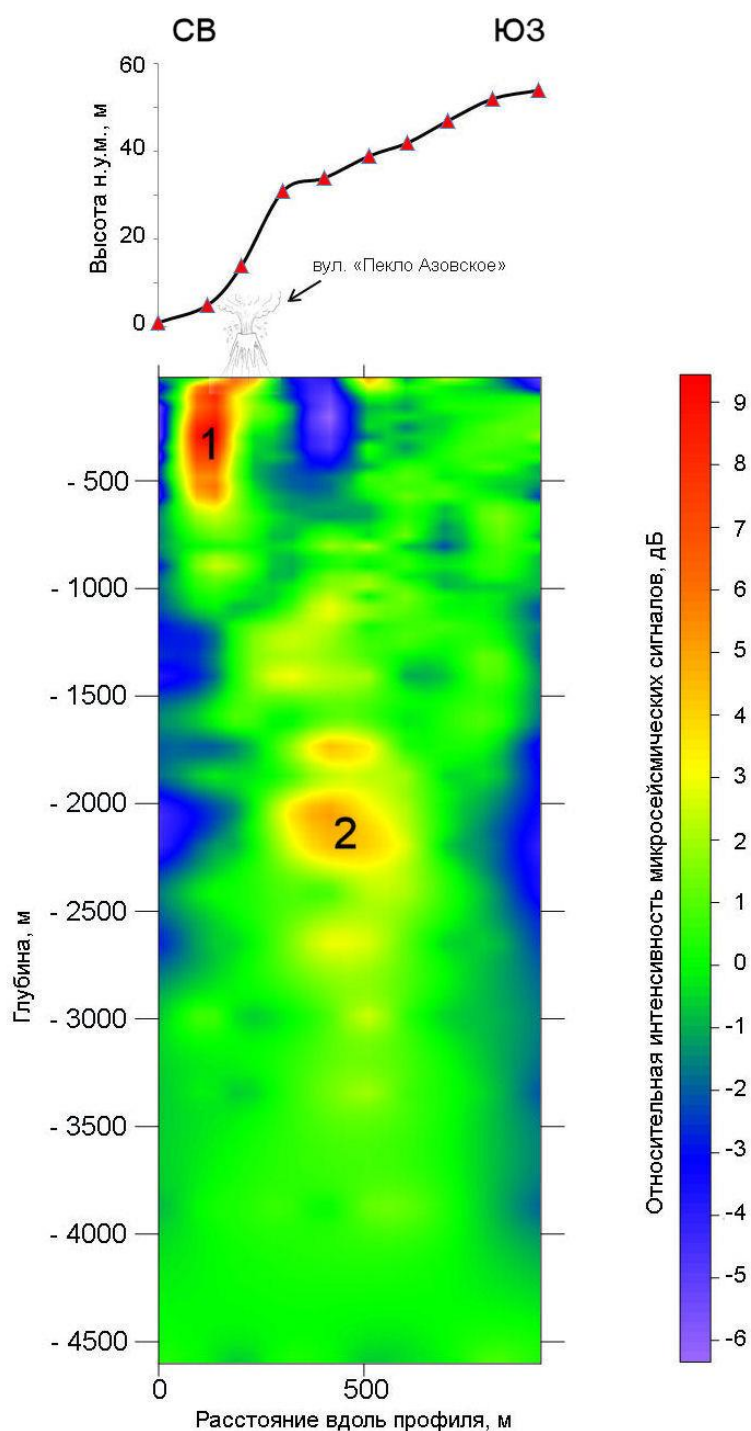


Рис. 2. Сейсмоакустический профиль грязевого вулкана Пекло Азовское.

Отмеченные особенности строения грязевого вулкана и диапировой антиклинали мыса Пекло отражают наличие здесь зоны повышенной проницаемости и дегазации, к которой и приурочен грязевой вулкан Пекло Азовское. Геологические и геоморфологические данные свидетельствуют об активном развитии всей системы структур, проявляющемся в формировании специфических форм рельефа. Динамическое развитие очага грязевого вулкана, вероятно, происходит в режиме смены активной стадии (извержение, построение положительной вулканической постройки – конуса, сопки) и состояния покоя (затухание извержения) при продолжающейся дегазации недр по каналу с формированием вблизи поверхности отрицательной структуры с накоплением осадков.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 14-05-90421-Укр-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта масштаба 1:200.000. Кавказская серия. Листы L-37-XIX, L-37-XXV. Отчет по объекту 37-00 «Проведение ГСШ-200 и подготовка ГГК-200 листов L-37-XIX (юго-восточная четверть) и L-37-XXV (восточная половина). ГНЦ ФГУ ГП «Южморгеология» НПП «ЮжморгеоЭко», 2001.
2. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А, и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: Главмедиа, 2006. – 176 с.
3. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. Газовый вулканизм Черного моря. – К.: «Логос», 2013. – 384 с.
4. Собисевич А.Л., Горбатиков А.В., Овсюченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // ДАН (Геофизика). 2008. Т. 422. № 4. С. 542–546.
5. Горбатиков А.В., Собисевич А.Л., Овсюченко А.Н. Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго // ДАН (Геофизика). 2008. Т. 421. № 5. – С. 670–674.

АНАЛИЗ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНЫХ ВЕЙВЛЕТОВ ПУАССОНА

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

МГУ - Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Геологический факультет

1. Общая теория.

В практике обработки геофизических сигналов все большее значение и интерес приобретает их вейвлет-анализ. Одна из разновидностей такого анализа носит название непрерывного вейвлет-преобразования. Оно осуществляется путем свертки анализируемой однопараметрической функции $g(\xi)$ с двухпараметрической функцией $\psi_{h,x}(\xi)$, которая не обязательно должна быть симметричной и в общем случае может быть комплексной [1, 4]:

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

Черта над функцией $\psi_{h,x}(\xi)$ означает ее комплексное сопряжение. Функцию $W(h, x)$ называют вейвлет-спектром функции $g(\xi)$. Сама функция $\psi_{h,x}(\xi)$ получается из базисного (материнского) вейвлета $\psi_0(\xi)$:

$$\psi_{h,x}(\xi) = \frac{1}{\sqrt{h}} \psi_0\left(\frac{\xi - x}{h}\right). \quad (2)$$

Параметр h – масштаб вейвлетного преобразования, и его значение меняется от нуля до бесконечности ($h \in \mathbb{R}^+$); x ($x \in \mathbb{R}$) – параметр сдвига, определяющий положение вейвлета на оси 0ξ (оси $0x$). Коэффициент $(1/\sqrt{h})$ вводится с целью нормировки этой функции. Функция $\psi_0(\xi)$ должна удовлетворять определенным требованиям, в частности:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi_0(\xi) d\xi = 0, \quad \int_{-\infty}^{\infty} |\psi_0(\xi)|^2 d\xi < \infty. \quad (3)$$

В случае если исходная функция $g(\xi)$ имеет среднее значение равно нулю и ее разложение выполнялось с помощью вейвлетов, удовлетворяющих условию (2, 3), то возможно осуществить обратное непрерывное вейвлет-преобразование, т.е. по функции $W(h,x)$ восстановить (реконструировать) исходный сигнал $g(\xi)$:

$$g(\xi) = \frac{1}{C_\psi} \int_0^\infty \frac{1}{h^2} \left(\frac{1}{\sqrt{h}} \int_{-\infty}^\infty W(h,x) \psi_0\left(\frac{x-\xi}{h}\right) dx \right) dh, \quad (4)$$

C_ψ – константа, определяемая функцией ψ_0 :

$$C_\psi = \int_0^\infty \frac{|\hat{\psi}_0(\omega)|^2}{\omega} d\omega, \quad (5)$$

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

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

$$K^{n_x, m_z}(x, z) = \frac{\partial^{n+m}}{\partial^n x \partial^m z} \left(\frac{z}{x^2 + z^2} \right). \quad (6)$$

Для анализа двумерных потенциальных полей в работах [3, 4] был предложен комплексный вейвлет Пуассона:

$$C(s) = i \frac{1}{\sigma - s}, \quad (7)$$

где $\sigma = \xi - i\zeta$ – комплексная координата двумерного точечного источника, который создает эффект, а $s = x - iz$ – комплексная координата точки наблюдения (i – мнимая единица, ось Ox направлена направо, ось Oz – вверх). Производные данной функции по параметру s имеют вид:

$$C^{(m)}(s) = i \frac{m!}{(\sigma - s)^{m+1}}, \quad (8)$$

где m – порядок производной. Основываясь на последнем соотношении можно записать вейвлет [3]:

$$\psi_0^{(m)}(\xi) = \frac{i^{m+1} m!}{(i + \xi)^{m+1}}, \psi_{h,x}^{(m)}(\xi) = \frac{h^{m+1}}{\sqrt{h}} \frac{i^{m+1} m!}{(ih + (\xi - x))^{m+1}} \quad (9)$$

Аналитическое решение интеграла (5) для такого типа вейвлетов имеет вид:

$$C_\psi = \pi^2 \frac{1}{2} \frac{2m-1}{2} \frac{2m-2}{2} \dots \frac{1}{2} = \pi^2 \frac{(2m-1)!}{2^{2m}}. \quad (10)$$

Для функции $C(x)$ можно определить спектр Фурье. Поскольку функция $C(x)$ является аналитической, то спектр самой функции и спектр производных имеет вид:

$$\hat{C}(\omega) = \begin{cases} -2\pi e^{-\omega h}, & \omega \geq 0 \\ 0, & \omega \leq 0 \end{cases}, \hat{C}^{(m)}(\omega) = (i\omega)^m \hat{C}(\omega). \quad (11)$$

В таком случае спектры вейвлетов (9) примут вид [3]:

$$\psi_0^{(m)}(\xi) = \begin{cases} \omega^m 2\pi e^{-\omega h}, & \omega \geq 0 \\ 0, & \omega \leq 0 \end{cases}, \psi_{h,x}^{(m)}(\xi) = \begin{cases} \frac{h^{m+1}}{\sqrt{h}} \omega^m 2\pi e^{-\omega h}, & \omega \geq 0 \\ 0, & \omega \leq 0 \end{cases}. \quad (12)$$

Стоит отметить, что действительные части этих функций отличны от нуля лишь при положительных ω , а их мнимые части равны нулю.

Как уже отмечалось, на основании формулы (4) по вейвлет-спектру $W(h,x)$ возможна реконструкция исходного сигнала $g(\xi)$. Это в свою очередь позволяет использовать вейвлет-преобразования для решения таких “классических” задач, как фильтрация исходных сигналов, редуцирование двумерных магнитных аномалий к полюсу, продолжение поля и вычисление высших производных полей в верхнем и нижнем полупространствах.

2. *Построение эквивалентного распределения масс и намагниченности, создающих исходное поле $g(\xi)$.*

Предположим, что функция $g(x)$ соответствует полю $V_{zz}(x)$, создаваемому плотностным распределением масс $\nu(x,h)$:

$$g(x) = 2G \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} \nu(\xi, h) \frac{h^2 - (\xi - x)^2}{((\xi - x)^2 + h^2)^2} d\xi dh, \quad (13)$$

G – гравитационная постоянная.

В то же время, согласно (4), поле $g(\xi)$ может быть реконструировано по результатам вейвлет-преобразования $W(x,h)$, полученного вейвлетом $\psi_{h,x}^z(\xi)$. Осуществим следующие преобразования:

$$g(x) = \frac{1}{C_\psi} \int_0^\infty \frac{1}{h^2} \left(\frac{1}{\sqrt{h}} \int_{-\infty}^\infty W(h,\xi) \psi_0^z\left(\frac{\xi-x}{h}\right) d\xi \right) dh =$$

$$= 2G \int_{-\infty}^\infty \int_0^\infty \delta(\xi,h) \frac{h^2 - (\xi-x)^2}{[(\xi-x)^2 + h^2]^2} d\xi dh, \quad (14)$$

где

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

Полученное плотностное распределение $\delta(x,h)$ является эквивалентным истинному $\nu(x,h)$.

Пусть функция $g(x)$ соответствует напряженности вертикальной составляющей аномального магнитного поля $Z(x)$, создаваемого вертикально намагниченными объектами $J(x,h)$ в нижнем полупространстве (в системе СГС):

$$g(\xi) = Z(\xi) = 2 \int_{-\infty}^\infty \int_0^\infty J(\xi,h) \frac{h^2 - (\xi-x)^2}{[(\xi-x)^2 + h^2]^2} dh d\xi. \quad (15)$$

В результате прямого вейвлет-преобразования получаемое распределение функции $W(h,x)$ будет соответствовать распределению вертикальной намагниченности $I(x,z)$ среды в нижнем полупространстве, создающим поле $Z(x)$:

$$I(x,h) = \frac{1}{2C_\psi \sqrt{h}} W(h,x). \quad (16)$$

Тем самым показано, что намагниченность эквивалентная истинной, также связана с результатами вейвлет-преобразования.

3. Редукция магнитных аномалий к полюсу.

Пусть аномальное магнитное поле создается двухмерным изолированным источником, расположенным ниже оси oX с поперечным сечением D и с постоянной намагниченностью. Определим функцию $V_z(x,z)$ следующим образом:

$$V_z(x,z) = 2 \int_D \frac{\xi - z}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2} d\xi d\zeta. \quad (17)$$

Тогда на оси oX для вертикальной компоненты напряженности магнитного поля $Z(x)$, создаваемой этим источником, справедливо следующее соотношение:

$$Z(x) = I_x V_{xz}(x) + I_z V_{zz}(x), \quad (18)$$

где I_x и I_z – компоненты вектора намагниченности вдоль осей oX и oZ соответственно, а V_{xz} и V_{zz} – частные производные от функции V_z по параметрам x и z . Введем понятие эффективной намагниченности объекта I , такой, что $I_x = I \cos \varphi$, $I_z = I \sin \varphi$, φ – угол ее наклона. В частотной области выражение (17) можно представить в виде:

$$\hat{Z}(\omega) = I_x i \omega \hat{V}_z(\omega) + I_z \omega \hat{V}_z(\omega) = I (\sin \varphi + i \cos \varphi) \omega \hat{V}_z(\omega), \quad (19)$$

где $\hat{V}_z(\omega)$ - Фурье-образ функции $V_z(x)$.

Воздействуем на функцию $Z(x)$ вейвлетом 1-го порядка следующего вида:

$$\psi_{h,x}(\xi) = \sin \varphi \psi_{h,x}^z(\xi) + \cos \varphi \psi_{h,x}^x(\xi), \quad (20)$$

В частотной области вейвлет (20) будет представлен в виде:

$$\hat{\psi}_{h,x}(\omega) = \sin \varphi \left(\pi \frac{h^2}{\sqrt{h}} \omega e^{-\omega h} \right) + \cos \varphi \left(\pi \frac{h^2}{\sqrt{h}} i \omega e^{-\omega h} \right) = \pi \frac{h^2}{\sqrt{h}} \omega e^{-\omega h} (\sin \varphi + i \cos \varphi) \quad (21)$$

Осуществив непрерывное вейвлет-преобразование функции $Z(x)$ с вейвлетом (21) согласно (1), для вейвлет-спектра $W(x,h)$ в частотной области можем записать:

$$\hat{W}(\omega, h) = I(\sin \varphi + i \cos \varphi) \omega \hat{V}_z(\omega) \cdot \pi \frac{h^2}{\sqrt{h}} \omega e^{-\omega h} (\sin \varphi - i \cos \varphi) = I \pi \frac{h^2}{\sqrt{h}} \omega^2 \hat{V}_z(\omega) e^{-\omega h} \quad (22)$$

Предадим функции $W(x,h)$ смысл интенсивности намагниченности, создающей исходное поле $Z(x)$. Если теперь к функции $W(x,h)$ применить обратное вейвлет-преобразование (4) с вейвлетом $\psi_{h,x}^z(\xi)$, то полученный результат будет соответствовать функции $Z_B(x)$, в предположении, что намагниченность имеет только вертикальную компоненту. Если же воспользоваться вейвлетом $\psi_{h,x}^x(\xi)$, то результат будет соответствовать горизонтальной компоненте аномального поля $X_B(x)$ [2].

4. Фильтрация полей.

Поскольку по значениям вейвлет-спектра $W(h,x)$ на основе соотношения (4) может быть восстановлена исходная функция $g(\xi)$, фильтрация поля (сигнала) в этом случае будет основана на том, что некоторые из значений функции $W(h,x)$ обнуляются или изменяются их амплитудные значения. При решении этой задачи возможно использовать не только вейвлеты Пуассона, но и другие типы вейвлетов [3], которые в ряде случаев могут оказаться более предпочтительными.

5. Продолжение и вычисление высших производных поля в верхнем полупространстве.

Решение этой задачи тесно связано с задачей определения эффективной плотности или намагниченности по результатам непрерывного вейвлет-преобразования исходного поля. Определив распределение эффективных источников в нижнем полупространстве согласно (10, 11, 12) можно рассчитать значения поля или его производные на заданной высоте. Формально можно осуществить пересчет полученных значений функции $W(h,x)$ в значения функции $W(h,x)$ у которой значения при $h < z$, где z – высота пересчета поля, будут равны нулю, а при $h > z$, будут соответствовать коэффициентам вейвлет-преобразования. Однако в данном случае эта процедура является излишней.

6. Продолжение и вычисление высших производных поля в нижнем полупространстве.

Как и в предыдущем случае, решение этой задачи основано на том, что по результатам вейвлет-преобразования с помощью вейвлетов Пуассона $W(h,x)$ можно определить эквивалентное распределение плотности $\delta(x,h)$ в нижнем полупространстве, создающее исходное поле. Затем обнулив значения функции $\delta(x,h)$ до необходимого уровня пересчета можно рассчитать прямой гравитационный (магнитный) эффект на заданном уровне. При решении этой задачи исходный сигнал предпочтительней

рассматривать как поле, соответствующее более высоким частным производным гравитационного потенциала, чем поле V_z , например, как поле V_{zzzz} . В этом случае эффективные массы окажутся расположенными на больших глубинах по сравнению со случаем применения вейвлетов 1-го порядка. На рис. 1 представлены результаты такого пересчета на глубину $h = 50$ м гравитационного эффекта от модели, состоящей из двух источников на глубине 100 м и эффективной плотностью равной по амплитуде,

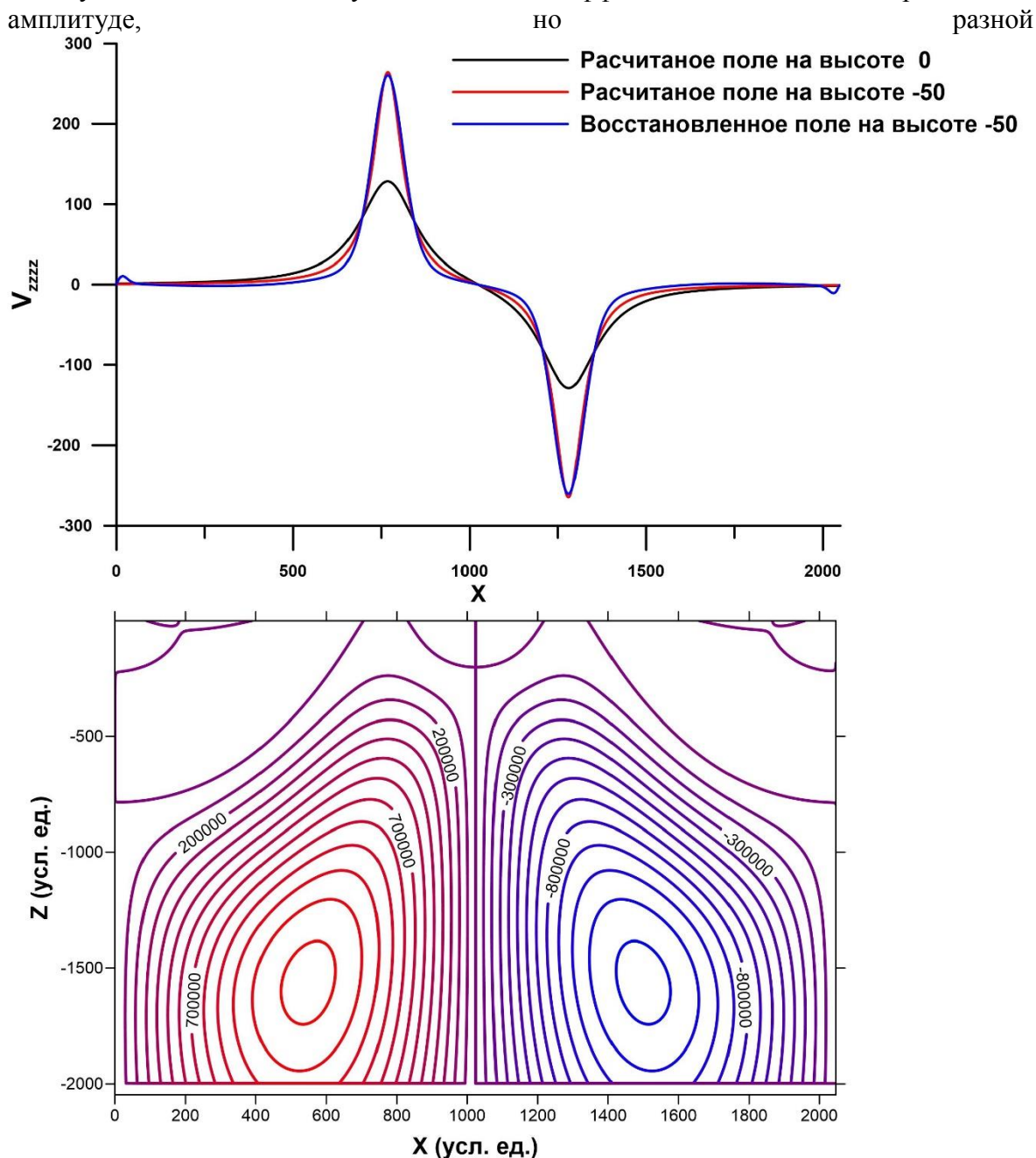


Рис. 1. Результат пересчета вниз на глубину 50 м с использованием вейвлет-преобразования и результат пересчет в плотности с использованием вейвлета 4-го порядка.

по знакам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации (Учебное пособие). М. ООО «ЦИТвП». 2010. 114 с.
2. Оболенский И.В., Булычев А.А. Непрерывное вейвлет-преобразование гравиметрических и магнитометрических данных. // Геофизика. 2011. №3. С. 48-56.
3. Оболенский И.В., Булычев А.А. Применение комплексного непрерывного вейвлет-преобразования Пуассона для определения источников аномалий потенциальных полей. // Геофизические исследования. 2011. Т.12. №3. С. 5-21.
4. Утёмов Э.В., Нургалиев Д.К. “Естественные” вейвлет-преобразования гравиметрических данных: теория и приложения. // Изв. РАН. Физика Земли. 2005. № 4. С.88–96.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ДОПУСТИМОГО УДАЛЕНИЯ САМОЛЕТА-ЛАБОРАТОРИИ ОТ БАЗОВОЙ СТАНЦИИ ПРИ АЭРОГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

Погорелов В.В., Соловьев В.Н., Конешов В.Н.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Лаборатория
гравиметрических измерений (601) ИФЗ РАН*

Использование авиации при выполнении геофизических исследований над акваториями Мирового океана в последнее десятилетие получает всё большее распространение. Авиа-работы позволяют достаточно оперативно проводить как отдельные виды исследований, так и мониторинг климатической обстановки. Для увеличения полезного (полетного) времени самолеты-лаборатории дооснащаются дополнительными топливными баками, из соображений неприхотливости к условиям удаленных аэродромов выбираются наиболее подходящие для этого модели планеров. Для обеспечения необходимой точности съемки, адаптируется или специально разрабатывается измерительная аппаратура.

Точное позиционирование, как в плане и по высоте, чрезвычайно важно при выполнении аэрогравиметрической съемки. При скоростях исследовательских самолетов-лабораторий (200-500 км/ч, как правило), обеспечение дифференциального режима в реальном времени является труднореализуемым. Поэтому коррекция спутниковых навигационных решений для данных, зарегистрированных подвижным самолетным приемником, обычно выполняется на этапе пост-обработки материалов с использованием результатов наблюдений на базовых станциях. Таким образом, возникает необходимость обеспечения летных работ базовыми станциями. Считается, что при проведении аэрогравиметрических съемок масштаба 1:1 000 000 и крупнее оптимальное удаление самолета-лаборатории от базовых станций составляет ~150 км (напр., [1]). Работа в труднодоступных районах и на акваториях делает затруднительным обеспечение такого расположения сети базовых станций и равноудаленного размещения их по площади работ. Это приводит к необходимости исследования возможности размещения базовых станций на более значительных расстояниях от района съемки.

Проведенный нами анализ по итогам аэрогравиметрических работ в районе арх. Новая Земля в 2006-2010 гг., показал, что для съемок вплоть до масштаба 1:200000 приемлемой является длина базовой линии ~ 400 км [2].

В ходе проведения съемки над акваторией центральной части Охотского моря, выполненной ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика» в 2006 г., авторами [3] было показано, что расположение базовых станций от района работ на расстоянии от 120 до 800 км является допустимым для обеспечения масштаба 1:1 000 000. При этой съемке выполнялись меридиональные галсы протяженностью в 1000 км. Проведенное авторами исследование влияния длины базовой линии на повторных профилях, позволило получить оценку увеличения погрешности аэрогравиметрических измерений в 0,04 мГал на 100 км. Это позволило авторам предположить, что аэрогравиметрическую съемку можно проводить на удалении от базовых станций до 700 км.

Интересной с точки зрения размещения базовых станций является съемка шельфовой зоны Гренландии – наличие вокруг острова локальных аэродромов позволило обеспечить относительно равномерное покрытие станциями [4]. Следует отметить, что даже при подобных условиях, оперативное развертывание сети станций связано с

наличием налаженных транспортных коммуникаций, либо приводит к специальному привлечению малой авиации, что увеличивает затраты на проведение работ.

Существуют обширные площади, на которых размещение автономных базовых станций невозможно в принципе. Например, в ходе съемок над акваторией Тихого океана, выполнявшихся ИФЗ РАН в 2013-14 гг. [5; 6], объективным препятствием к оптимальному их размещению, стало отсутствие островов вблизи съемочных полигонов, а также затрудненное транспортное сообщение с удаленными населенными пунктами из-за неблагоприятных метеоусловий.

Таким образом, можно сказать, что необходимость поиска альтернативных способов уточнения позиционирования подвижного объекта и увеличения точности определения координат и высоты полета на этапе последующей обработки, является весьма актуальной задачей для обеспечения аэрогравиметрических съемок на акваториях Мирового океана, и в том числе, в Арктике.

С этой целью в 2013-14 гг. на перелетах из аэропортов Архангельска (2013 г.) и Сыктывкара (2014 г.) в аэропорт Петропавловска-Камчатского, нами было выполнено экспериментальное исследование влияния увеличения базовой линии на точность позиционирования при аэрогравиметрических съемках.

В 2013 г. были выполнены измерения по маршруту Архангельск - Мирный (Якутия) – Магадан - Петропавловск-Камчатский. На перелете в восточном направлении базовые станции не использовались. Для оценки влияния длинных базовых линий на точность позиционирования, дифференциальный режим GPS с использованием базовой станции в г. Петропавловск-Камчатский, на перелете из него до аэропорта Охотска.

Несмотря на то, что на этом перелете не удалось обнаружить значительного влияния увеличения базовой линии на погрешность позиционирования, тем не менее, выполненные измерения показали целесообразность их проведения для сравнения с современными глобальными моделями гравитационного поля Земли (ГПЗ) и выявления региональных особенностей этих моделей [7].

Отметим, что сравнение глобальных моделей ГПЗ с данными аэро- и морских съемок, в том числе, на протяженных профилях, выполнялось нашим коллективом и ранее. Это не только продемонстрировало возможность выявления региональных погрешностей глобальных моделей ГПЗ [8], но также определило их пригодность для предварительного контроля уровня гравиметрических измерений [9], и использования модельных данных в «дальней зоне» для решения тех или иных задач.

В 2014 г. на перелетах к аэропорту базирования для проведения аэрогравиметрической съемки на полигоне вблизи побережья Камчатки, были запланированы исследования, включающие регистрацию спутниковых навигационных данных на наземных базовых станциях на протяжении всего перелета из аэропорта Сыктывкара в аэропорт г. Петропавловск-Камчатский. По согласованию с руководством Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) и Камчатского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Камчатское УГМС), наземные корректирующие базовые станции GPS были размещены на гидрологическом пункте «Верхнекамчатск» вблизи пос. Мильково; на сейсмологической станции «Козыревск» в пос. Козыревск; в помещении КФ ГС РАН в г. Петропавловск-Камчатский. Базовые станции на перелете на восток были размещены в г. Петропавловск-Камчатский и в пос. Козыревск, а при обратном перелете (на запад), использовались базовые станции, размещенные в пос. Козыревск и вблизи пос. Мильково [10].

Анализ влияния увеличения базовой линии на точность позиционирования, проводился путем сравнения результатов двух вариантов обработки аэрогравиметрических данных, с использованием навигационных решений в стандартном и дифференциальном режимах функционирования GPS. Для этих

вычислений применялась актуализированная версия программного обеспечения GT2MSU, предназначенного для камеральной послеполетной обработки данных аэрогравиметрического комплекса GT-2AM, разработанная в лаборатории управления и навигации Механико-математического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова [11, 12]. Эти сравнения показали качественно хорошее совпадение по уровню для двух вариантов вычисленных аномалий в свободном воздухе, в частности хорошо выделяется аномалия, над Уральскими горами (длина базовой линии ~ 5200 км) (рис. 1, а и б).

Положительный эффект от использования навигационных решений, полученных в дифференциальном режиме обработки, при перелетах в обоих направлениях, наблюдается на удалении от базовых станций, по крайней мере, до 4000 км.

При увеличении длины базовой линии в диапазоне от 4000 до 4500 км, стабильность функционирования системы GPS в дифференциальном режиме снижается из-за уменьшения числа одновременно видимых спутников самолетным приемником и базовыми станциями, однако, и эти результаты могут оставаться приемлемыми.

При увеличении длины базовой линии до 4500 км (от Камчатки до Нижневартовска), наблюдаются близкие совпадения по форме между аномалиями силы тяжести, вычисленными на высоте полета при дифференциальном режиме обработки, со значениями аномалий, пересчитанными на высоту полета из глобальных моделей ГПЗ. Однако, на отдельных галсах наблюдаются отклонения между измеренными и модельными аномалиями, достигающие до 15 мГал. Например, на перелете по маршруту Красноярск – Сургут (рис.1,в) отклонение в уровнях составляет -8.4 мГал. В среднем на перелетах на восток и на запад разность между измеренными и модельными аномалиями составила -0.25 мГал. При перелете на восток эта величина равнялась +1.53 мГал, а при перелете на запад она составила -1.75 мГал. При увеличении длины базовой линии в диапазоне от 4500 до 5500 км на перелетах в обоих направлениях четко выделяется три зоны.

В средней зоне над Уральскими горами (58-63 град. в.д.), число общих видимых спутников GPS, позволило получить приемлемые значения аномалий силы тяжести, при дифференциальном режиме обработки. Они хорошо совпадают как со значениями аномалий, полученными при стандартном режиме обработки, но дополнительно отфильтрованными в окне 300 сек, так и со значениями аномалий, взятыми из глобальных моделей ГПЗ.

Западнее Урала (54-58 град. в.д.), на перелетах в обоих направлениях в значениях аномалий, полученных в дифференциальном режиме, присутствуют высокочастотные гармоники со значительными амплитудами, тренд которых примерно совпадает с аномалиями, вычисленными в стандартном режиме (без коррекции по базовым станциям), число общих видимых спутников GPS. При этом бортовым и наземным приемником регистрировалось 5 общих спутников.

В зоне восточнее Урала (63-74 град. в.д.), при перелете на восток, число общих спутников также уменьшалось до пяти (по значениям в QC-файле, содержащем характеристики спутникового навигационного решения в дифференциальном режиме функционирования GPS). Однако, при реализации этого режима, в V-файле, содержащем позиционные, скоростные дифференциальные фазовые спутниковые решения, число общих спутников уменьшалось до 4, 3 и 2, а при числе общих спутников менее 5, происходит автоматическая отбраковка координат, высоты и значений аномалий.

Анализ полученных материалов на описанных трансконтинентальных перелетах будет продолжен нами в дальнейшем. На их основе планируется, в том числе, оценить возможность повышения точности позиционирования подвижного приемника с учетом дополнительной навигационной информации, доступной из внешних источников.

Еще одним важным вопросом является возможность обеспечения надежного позиционирования измерений. Развитие спутниковых навигационных систем (СНС) GPS и ГЛОНАСС, в части повышения точности их работы, обеспечения уверенного глобального покрытия, а также совершенствования различного «клиентского» оборудования, позволяет сегодня использовать их, в том числе, и для решения задач точного позиционирования движущегося объекта.

В зависимости от возможностей реализации, ответственности и требований к навигационному обеспечению работ, могут применяться различные методы повышения точности СНС-наблюдений на подвижном основании. В частности, всё большее распространение получает использование дифференциального режима функционирования GPS, для обеспечения коррекции позиционных спутниковых данных, путем введения поправок, определенных на неподвижной наземной корректирующей (базовой) станции. Это позволяет существенно повысить точность позиционирования отдельных спутниковых систем в условиях транспортных объектов со сложной инфраструктурой (порты, аэропорты и проч.). Для ввода указанных поправок в режиме реального времени требуется наличие устойчивого канала для их передачи к навигационному спутниковому приемнику на движущемся объекте. Данная необходимость накладывает дополнительные ограничения на размеры зоны уверенного приема-передачи поправок и конфигурацию размещения базовых станций. Реализация подобной процедуры крайне затруднительна в районах с неустойчивой передачей радиосигнала (горные массивы, удаленные акватории, труднодоступные необжитые территории), какими часто являются и площади, подлежащие геофизическим исследованиям. Для повышения точности в последнее время также используются дополнительные инерциальные навигационные системы.

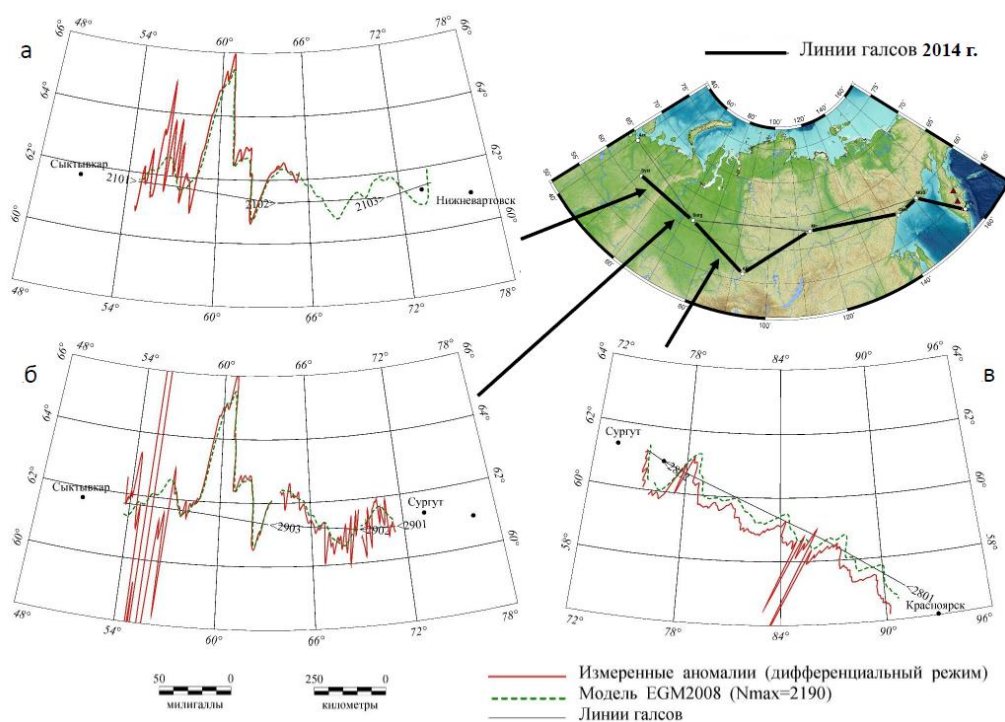


Рис. 1. Схема маршрута и сравнение аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе, измеренных на галсах трансконтинентального перелета с данными глобальной модели гравитационного поля EGM 2008: а) на галсе «Сыктывкар-Сургут»; б) на галсе «Сургут - Сыктывкар»; в) на галсе «Сургут-Красноярск»

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам КФ ГС РАН и В.А. Рашидову (ИВиС ДВО РАН) за содействие в проведении эксперимента.

Работа выполнена при частичной поддержке Программы Президиума РАН 44П "Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации", Проект "Аэрогравиметрическая съемка в высоких широтах Арктики".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Burton A.M. Improving the Accuracy and Resolution of SINS/DGPS Airborne Gravimetry. PhD-thesis. - University of Calgary, Alberta, Canada. 2000. 235 p.
2. Дробышев Н.В., Конешов В.Н., Погорелов В.В. и др. Особенности методики аэрогравиметрической съемки, проводимой в высоких широтах. // Физика Земли. 2009. № 8. С. 36-41
3. Могилевский В.Е., Павлов С.А. Высокоточная аэрогравиметрическая съемка на шельфе. // Официальный сайт ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика». Электронная публикация:
http://aerogeo.ru/index.php?option=com_content&view=article&id=76%3A2009-10-15-13-37-44&catid=18%3A2009-06-23-04-49-37&Itemid=21&lang=ru
4. Forsberg R., Olesen A.V., Keller K., Møller M. Airborne Gravity Survey of Sea Areas Around Greenland and Svalbard 1999-2001, National Survey and Cadastre – Denmark Technical report no. 18, Kort & Matrikelstyrelsen. ISBN 87-7866-368-7. 2003. 57 p.
5. Конешов В.Н., Абрамов Д.В., Дробышев Н.В. и др. Аэрогравиметрические исследования ИФЗ РАН над акваторией Восточного побережья Камчатки осенью 2013 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. № 22. С. 232-237.
6. Конешов В.Н., Соловьев В.Н., Погорелов В.В. и др. Аэрогравиметрические исследования акватории Тихого Океана в районе полуострова Камчатка. // Геофизические исследования. 2014. Том 15. № 3. С. 5-12
7. Конешов В.Н., Непоклонов В.И., Соловьев В.Н. Сравнение глобальных моделей аномалий гравитационного поля Земли с аэрогравиметрическими измерениями при трансконтинентальном перелете. // Гироскопия и навигация. 2014. №2 (35). С. 86–94.
8. Конешов В.Н., Непоклонов В.П., Столяров И.А. К вопросу исследования аномального гравитационного поля в Арктике по данным современных моделей геопотенциала. // Физика Земли. 2012. №7–8. С. 35-41.

9. Железняк Л.К., Михайлов П.С., Соловьев В.Н. Морские измерения силы тяжести без привязки к береговым опорным пунктам. // Физика Земли. 2014. №2. С.63–65.
10. Конешов В.Н., Абрамов Д.В., Дробышев Н.В. и др. Изучение гравитационного поля Земли в ходе экспедиционных работ ИФЗ РАН на Камчатке в 2014 году. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. № 24. С. 204-210.
11. Болотин Ю.В., Голован А.А., Парусников Н.А. Особенности камеральной обработки в задаче авиационной гравиметрии. // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 35–38.
12. Болотин Ю.В., Голован А.А. Программное обеспечение задач экспресс-диагностики гравиметрических данных. Версия 1.01.05С-2. Руководство пользователя. - М.: МГУ.2005. 77 с.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ СОВРЕМЕННЫХ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ СЪЕМОК

Бабаянц П.С., АО «ГНПП «Аэрогеофизика»

1. Последние десятилетия характеризуются системным увеличением доли аэрогеофизических работ в общей структуре геологоразведочного производства, что обусловлено заметным повышением их эффективности и поисковой отдачи по сравнению с аналогичными работами прошлых лет. Это явилось следствием внедрения цифровой регистрации и обработки сигналов, повышения пропускной способности измерительного канала за счет использования на борту высокопроизводительных компьютеров, и использования для привязки результатов измерений спутниковых навигационных систем.

2. Повышение качества и разрешающей способности аэрогеофизических съемок предъявляют повышенные требования к технологиям интерпретации полученных данных, которые в свою очередь определяются особенностями технологии получения материалов и некоторых характеристик объектов исследований, в числе которых можно назвать следующие:

- Экспрессность аэрогеофизических технологий, возможность за короткое время покрывать съемками высокого пространственного разрешения значительные территории.
- возможность работы на труднодоступных территориях; отсутствие техногенной нагрузки на изучаемые территории, что позволяет выполнять исследования на площадях, закрытых для других видов работ.
- Объемный характер получаемой информации, выражающийся в том, что в процессе съемки обычно изменяются как горизонтальные координаты, так и альтитуда пунктов наблюдения. Исключение составляют аэрогравиметрические съемки, которые, как правило, выполняются на заданной альтитуде.
- Возможность и целесообразность использования достаточно представительного комплекса методов: использование дополнительного информационного канала, как правило, увеличивает себестоимость работ не более чем на 10-15%.
- Работа в большом числе случаев на малоизученных территориях, когда практически отсутствует априорная геолого-геофизическая информация, соответствующая масштабу исследований, либо ее объемы недостаточны.

3. Указанные особенности технологии аэрогеофизических съемок и характеристики объектов исследований позволяют сформулировать общие требования к

интерпретационным технологиям, используемым для анализа аэрогеофизических данных.

- Результаты аэрогеофизических работ, как правило, служат основой для постановки наземных поисковых работ. Это диктует необходимость получения итоговой информации в довольно сжатые сроки. Таким образом, время, затраченное на интерпретацию данных, не должно существенно превышать времени, за которое произведена съемка, поэтому интерпретационные технологии должны быть в значительной мере автоматизированы и унифицированы.
- Поскольку в большинстве случаев аэрогеофизические исследования выполняются на малоизученных территориях, используемые интерпретационные технологии и алгоритмы должны сохранять работоспособность при дефиците априорной информации.
- Дефицит априорной информации в определенной мере может быть скомпенсирован комплексированием разнородных аэрогеофизических данных, элементы комплексной интерпретации должны использоваться как на этапе предварительного анализа, так и в процессе синтеза результатов.
- Отсутствие во многих случаях современной геологической основы на изучаемых территориях диктует необходимость использования интерпретационных процедур, нацеленных на решение как задач общего геологического назначения (геологическое и структурно-тектоническое картирование, ландшафтно-геологическое районирование и т.п.), так и целевых, направленных на локализацию перспективных объектов.

4. Геологическая интерпретация результатов любых геофизических работ неизбежно носит исключительно вероятностный характер. При этом с содержательной точки зрения все многообразие геологических задач, решаемых с помощью комплекса аэрогеофизических методов, можно объединить в три большие группы:

А. Картировочные задачи, которые по сути сводятся (в математическом смысле) к задаче разделения смеси случайных компонент на максимальное число статистически однородных классов в многомерном пространстве признаков и, соответственно, основаны на использовании алгоритмов формальной классификации данных. Здесь, наряду с использованием автоматизированных алгоритмов классификации, нельзя недооценивать роль интерактивных алгоритмов, позволяющих, в частности, решать трудно формализуемые задачи.

Б. Поисковые задачи, или задачи обнаружения, в той или иной мере использующие технологии распознавания образов с обучением на эталонных объектах. Эффективность алгоритмов, реализующих такие технологии, определяется двумя факторами: универсальностью выбранных эталонов и качеством исходного набора признаков, выбранных для распознавания.

В. Мониторинговые задачи, объединяющие мониторинг территорий, объектов или процессов. Принципиальным отличием такого класса задач является обычно отсутствие прямой причинно-следственной связи между распределением используемых геофизических параметров и целевым свойством изучаемого объекта (например, комплекс геофизических характеристик состояния окружающей среды используется для анализа и прогноза показателей качества жизни населения). При решении такого рода задач ведущая роль принадлежит методам статистического анализа данных (регрессионный и корреляционный анализы, алгоритмы уменьшения размерности и т.п.).

5. В докладе на конкретных примерах будут продемонстрированы технологии и алгоритмы решения каждой из перечисленных выше групп задач.

АЭРОГЕОФИЗИКА ЗА РУБЕЖОМ

Цирель В.С., Кузнецова А.В.

ФГУНПП «Геологоразведка»

1. На Конференции, посвященной памяти Валерия Михайловича Гордина, следует еще раз обратиться к его замечательной книге «Очерки по истории геомагнитных измерений» [1] и подчеркнуть, что она не потеряла своей значимости за время, прошедшее с предыдущей Конференции [2]. Необходимо вспомнить также успешную работу В.М.Гордина (совместно с С.А.Тихоцким) по подготовке подраздела «Гравиразведка» раздела «Геофизика» 3-его издания «Геологического словаря» [3]. Более того, некие сведения об аэромагнитной градиентометрии и тензометрии, содержащиеся в данной публикации, могли бы естественным образом дополнить упомянутые очерки.

2. Состояние и развитие картировочной и поисково-разведочной аэрогеофизики на протяжении многих лет находятся в поле зрения Научно-методического отдела ФГУНПП «Геологоразведка», поскольку Предприятие неизменно было лидером в области создания и внедрения технических средств и технологий в СССР и в России [4]. Уместно вспомнить, что состояние отечественной аэрогеофизики в конце XX века отражалось в различных изданиях, например, в сборниках «Геофизическая аппаратура», увы, закончившихся № 102 в 1999 г. Необходимо также вспомнить и существовавшую в Министерстве геологии СССР систему курирования аэропартий (а их было около 100!), в рамках которой осуществлялся обмен опытом. В настоящее время ничего подобного, увы, не существует.

3. В последние два года ФГУНПП «Геологоразведка», проводя исследования по теме «Разработать основные направления и механизмы технического перевооружения геологической отрасли» по заданию Минприроды России и по теме «Анализ современного состояния технических средств и технологий для проведения геофизических работ на уран и сопутствующие полезные ископаемые» по заданию ФГУП «ВИМС», разработало «План реализации технико-технологических, научно-методических, нормативных, организационных, финансово-экономических и кадровых мероприятий» и «Рекомендации по перевооружению отрасли новейшими разработками мирового уровня». В ряду рекомендаций по развитию и совершенствованию геологоразведочных работ указывается необходимость мониторинга мировых и отечественных технологий в области прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых, в том числе скрытых и слабопроявленных объектов, прежде всего с использованием аэрогеофизических технологий [5], роль которых неизменно возрастает.

4. Известно (и это, в частности, признается в Канаде), что аэрогеофизика, как метод поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, родилась в России (в Советском Союзе) в 1936 году; точная дата – 19 июля; прародитель – Александр Андреевич Логачев. За прошедшие почти 80 лет аэрогеофизические методы получили широчайшее развитие во всем мире, и следить за происходящим далеко не просто. Исторически получилось так, что задачу непрерывного слежения за развитием геофизических и, в частности, аэрогеофизических методов взяла на себя Геологическая служба Канады. Ее сотрудник, известный геофизик, один из

основоположников аэромагнитной градиентометрии, Питер Худ в течение сорока с лишним лет публиковал ежегодные обзоры. Эти обзоры в 70-х и 80-х годах прошлого века внимательно изучались во Всесоюзном институте разведочной геофизики (ВИРГ). С начала XX века такие обзоры составляются другим канадским геофизиком Патриком Киллиным; последний обзор – за 2014 год – опубликован в феврале 2015 г. [6].

5. П. Киллин характеризует общее состояние геофизических методов поисков и разведки месторождений в 2014 г. французскими словами «*Deja vu*» – уже видели, т. е. уже было. Под этим П. Киллин подразумевает, что тренды, установившиеся в 2012–2013 гг., получили еще более отчетливое выражение в 2014 г. Имеется в виду прежде всего продолжающийся общий спад работ геологоразведочного сектора и попытки расширяться за счет других секторов, например, экологии. В геологической отрасли отмечается тенденция снижения объемов работ на твердые полезные ископаемые при незначительном уменьшении нефтепоисковой активности. При этом в качестве «луча надежды» видится рост объемов научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ (НИОКР).

6. В отношении зарубежных фирм, специализирующихся в области аэрогеофизики, то при всей условности приводимых Киллиным по ходу текста данных, можно все же высказать некие соображения, обращаясь к составленной авторами таблице.

Таблица 1. – Основные зарубежные фирмы, специализирующиеся в области аэрогеофизики

№№ п/п	Страна	Кол-во фирм	Распределение по сферам деятельности		
			Проведение съемок	Разработка аппаратуры	Сбор и обработка данных
1	Канада	19	15	10	4
2	ЮАР	5	2	2	1
3	Австралия	4	2	–	2
4	Дания	2	–	1	1
5	США	2	–	1	1
6	Великобритания	1	–	1	–
7	Нидерланды	1	–	1	1
ИТОГО		37	19	16	10

Даже, учитывая канадский патриотизм П. Киллина, можно уверенно утверждать, что Канада сейчас ведущая страна по всем основным составляющим аэрогеофизики таким, как проведение съемок, разработка аппаратуры, сбор и обработка данных. Обращает на себя внимание большое количество фирм, занимающихся разработкой

аппаратуры. Несколько удивляет падение интереса к аэрогеофизике в таких странах как Германия и Франция. Не приводятся сведения о работах по аэрогеофизике в Китае, хотя известно, что там были даже разработаны свои маломагнитные съемочные самолеты.

7. Сообщается о применении геофизических методов для поисков и разведки различных видов полезных ископаемых, среди них: нефть, газ, уголь, уран, полиметаллы, золото, медь, никель, алмазы (кимберлиты), водные ресурсы. Опять-таки при некоторой условности и, конечно, неполноте имеющихся данных, можно высказать определенные соображения по эффективности различных аэрометодов. Прежде всего имеет место весьма широкое применение аэроэлектроразведки, а также широкое применение аэрогравиметрии; повсеместно применяемая гравиметрическая аппаратура – гравитационные градиентометры. Расширяется применение аэромагниторазведки для изучения слабомагнитных пород; все шире используется аэромагнитная градиентометрия в самых разных конфигурациях с различным количеством датчиков.

8. Опираясь на обзор П. Киллина и с учетом ряда других источников, рассмотрим имеющиеся достижения в основных видах аэрогеофизики.

А. В области аэрогамма-спектрометрии:

- 1) Замена кристалла *NaI (Tl)* на кристалл *CsI (Tl)*, что привело к улучшению технических характеристик аппаратуры. Фирма *Medusa* (Нидерланды).
- 2) Создание аэрогамма-спектрометра малой массы и малого энергопотребления, пригодного для установки на беспилотных летательных аппаратах. Фирма *Medusa* (Нидерланды).

Б. В области аэрогравиметрии:

- 1) Реализована система измерений полного тензора гравитационного поля (*Air-FTGTM*), что весьма существенно как для поисков углеводородов, так и для поисков твердых полезных ископаемых. Фирма *Bell Geospace* (США).
- 2) Разработка и опробование самолетного аэрогравиметрического комплекса *FALCON* для измерения градиентов гравитационного поля. Фирма *CGG Airborne* (Канада).

В. В области аэромагнитометрии:

- 1) Прошел летные испытания магнитный градиентометр, установленный на беспилотном летательном аппарате; при этом достигнут уровень компенсации магнитных помех, сопоставимый с уровнем компенсации помех пилотируемого вертолета. Фирма *GEM Systems* (Канада).
- 2) Разработана и опробуется при съемках ультралёгкая магнитометрическая система с высокостабильным квантовым калиевым датчиком (датчики разработаны в Государственном оптическом институте им. С.И. Вавилова). Фирма *GEM Systems* (Канада).
- 3) Разработана и опробуется в Южной Африке система измерений полного тензора магнитного поля с датчиками на основе сверхпроводящего квантового

интерференционного детектора (СКВИД). Фирма *Anglo American* (Великобритания) и *Spectrem Air* (ЮАР).

Г. В области аэроэлектроразведки.:

1) Проводимые рядом фирм технологические изменения, направленные на увеличение дипольного момента генераторной рамки и усовершенствование её конструкции в самолетном и вертолётном вариантах

2) Ведется разработка гибридного воздушно-наземного варианта аппаратуры, рассчитанной на увеличение глубинности картирования до 2 км. Фирма *Geotech* (Канада)

9. Проведенный анализ состояния аэрогеофизики за рубежом позволяет сформулировать определенные предложения по развитию аэрогеофизических технологий, что особенно актуально при складывающейся в настоящее время в России экономической ситуации. К числу первоочередных следует отнести: корреляционный метод импульсной электроразведки в аэроварианте (КМИЭА), аэрогамма-спектрометрию с использованием малогабаритных детекторов в комплексе с аэромагнитометрией применительно к беспилотным летательным аппаратам (БПЛА), аэромагнитную и аэрогравитационную градиентометрию.

10. По нашему мнению, особое внимание следует обратить на развитие аэрогеофизических съемок с использованием БПЛА [7], опираясь и на зарубежный опыт [8], и на такие достоинства этого метода как малая высота полета, увеличенная детальность съемки, исключение риска гибели летного состава, резкое сокращение стоимости работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордин В.М. Очерки по истории геомагнитных измерений: монография. – Москва: ИФЗ РАН, 2004 – 161 с.
2. Цирель В.С. В.М. Гордин – автор уникального труда «Очерки по истории геомагнитных измерений» и соавтор описаний терминов по гравиметрии и гравиразведке для 3-го издания «Геологического словаря» // Материалы II школы-семинара «Гординские чтения». Москва, 21-23 ноября 2012 г. – М.: ИФЗ РАН. 2012. – С. 205 – 207.
3. Цирель В.С. Геофизическая терминология в справочных изданиях 2009-2011 гг. // Российский геофизический журнал, 2011. № 49-50. С. 112-122.
4. Шиманский В.В., Цирель В.С. ФГУНПП «Геологоразведка» - 80 лет развития технических средств и технологий для геологоразведочных работ в России // Российский геофизический журнал, 2012. № 51-52. С. 23-26.
5. Коротков В.В., Стародубов А.В., Овсянникова Т.М. и др. Состояние и пути развития отечественного технико-технологического обеспечения воспроизводства МСБ урана и сопутствующих полезных ископаемых // Разведка и охрана недр, 2015. № 5. С. 28-36.
6. Killeen P. Mineral Exploration Trends and Developments in 2014 // Supplement to Northern Miner, 2015. Vol. 101, №2. P. 3-26.

7. Коротков В.В., Глинский Н.А., Кирсанов В.Н. и др. Съёмки с использованием беспилотных летательных аппаратов – новый этап развития отечественной аэрогеофизики // Российский геофизический журнал, 2014. № 53-54. С. 122-125.
8. Семенова М.П. Применение беспилотных летательных аппаратов при геофизических исследованиях (зарубежный опыт) // Российский геофизический журнал, 2014. № 53-54. С. 126-135.

ВЛИЯНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА ТЕРМИЧЕСКУЮ ИСТОРИЮ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Искоркина А.А.¹, Исагалиева А.К.², В.И. Исаев В.И.¹

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет

²Казахский национальный технический университет им. К.И. Сатпаева,

Введение

Шарбатьяном А.А. исследовалась возможность образования многолетнемерзлых пород в четвертичное время [1]. При моделировании на гидроинтеграторе для района 61° с.ш. (участок широтного течения Оби) на расчетный промежуток 245 тыс лет назад в качестве верхних граничных условий задачи взят вековой ход температур на поверхности грунта. Вековой ход температур определен по кривой векового хода солнечной радиации (по М. Миланковичу) с учетом географических особенностей района (степень континентальности, соседство оледенения и пр.) в этот промежуток времени. В результате получен график изменения во времени границы промерзания от векового хода температур на поверхности грунта (табл. 1).

Табл. 1 Изменение во времени мощности многолетнемерзлых пород [1]

Время, тыс. лет назад	Глубина положения нижней кромки мерзлоты, м	Вековой ход температур, °С
245	0	0
235	-350	-10,0
210	-450	-5,5
190	-550	-8,5
165	-450	-4,5
145	-400	-3,5
130	-350	-1,0
110	-300	-3,9
95	-300	-0,7
70	-250	-4,0
50	-250	-1,0
30	-200	-4,3
5	-0	+2,5

По новейшим данным [2] вечная мерзлота присутствовала не только в центральной части и на юге Западной Сибири, четвертичное оледенение заходило в пределы

северной и северо-восточной части Казахстана, следы покровного оледенения отмечаются и в центральном Казахстане.

Ранее уже исследовалось влияние палеоклимата (*векового хода температур на поверхности Земли*) на термическую историю и реализацию нефтегенерационного потенциала баженовских отложений на юго-востоке Западной Сибири [3]. Получена оценка существенного влияния векового хода температур на степень реализации генерационного потенциала тогурской и баженовской свит, формирующих залежи углеводородов нефтегазоносных комплексов юго-востока Западной Сибири [4].

Особый интерес вызывают исследования для Западной Сибири при включении в модель палеотемпературных реконструкций не только вековой ход температур на земной поверхности, но и, *толщю мерзлоты как своеобразный литолого-стратиграфический комплекс*. Насколько нам известно, подобные исследования еще не проводились.

Известные зарубежные комплексы бассейнового моделирования, применяемые для определения ресурсов углеводородов, не учитывают вековой ход температур на поверхности Земли. Эти комплексы не позволяют количественно моделировать глобальные климатические события, приводящие к существенному изменению геотемпературного поля во всем осадочном чехле. Поэтому этот вопрос требует специального рассмотрения [5].

Цель наших исследований – оценить влияние неоплейстоценовой толщи мерзлоты на геотермический режим баженовских отложений юго-востока Западной Сибири, на примере Томской области.

Методика исследований

Моделирование палеогеотемпературных условий для баженовских отложений выполнено для осадочного разреза глубокой скважины 183 Лугинецкого месторождения, расположенного в Томской области (северные широты 57-60°). Генерационный потенциал баженовских отложений в пределах этой территории обусловлен высоким содержанием сапропелевого материала ($C_{орг}$ до 12 %), их повсеместным распространением и мощностью до 30 м. На Лугинецком месторождении залежи УВ связаны в основном с верхнеюрскими коллекторами (горизонт Ю₁). Основным источником формирования залежей углеводородов в ловушках горизонта Ю₁ ($J_{3vс}$) и всего мелового комплекса являются потенциально нефтематеринские отложения баженовской свиты (J_{3bg}).

Оценка выполняется на основе анализа variability результатов палеотемпературных реконструкций для двух вариантов, в каждом из которых по три допущения. Первый вариант *предполагает мощность мерзлоты до 300 метров*. Второй вариант *предполагает гипотетическую мощность мерзлоты до 1000 метров*. Допущения: 1) учет векового хода температур на поверхности Земли [6] и толщи мерзлоты [1]; 2) учет векового хода, без учета толщи мерзлоты; 3) без учета векового хода температур и толщи мерзлоты.

Восстановление термической истории отложений баженовской свиты выполнено на основе палеотектонических реконструкций и палеотемпературного моделирования. В настоящей работе применен метод палеотемпературного моделирования [7], наиболее

полно учитывающий изменения во времени параметров геотермополя, в том числе влияния палеоклимата.

В первом варианте (табл. 2) мы приняли мощность толщи мерзлоты 300 метров. Формализованный учет толщи мерзлоты осуществляется, начиная с 240 тыс. лет назад, «мгновенной» (по меркам геологического времени, за 1,5+3,0 тыс. лет) заменой «нормальных» осадочных отложений толщиной мерзлых пород со своими теплофизическими характеристиками (теплопроводность, температуропроводность). Затем, эта толща мерзлых пород перекрывает осадочный чехол в течение 179 тыс. лет. Далее, «мгновенно» (1,5 + 3,0 тыс. лет) толща вечной мерзлоты заменяется «нормальными» осадочными отложениями. И, далее существует «нормальный» осадочный чехол до настоящего времени, в последние 52 тыс. лет.

Во втором варианте мы взяли мощность мерзлоты в 1000 метров, и все выполнялось аналогично первому варианту. Формализованный учет толщи мерзлоты осуществляется также как и для предыдущего варианта, начиная с 240 тыс. лет назад. Замена «нормальных» осадочных отложений толщиной мерзлоты осуществлялась по геологическому времени за 5,0 + 3,0 тыс. лет. После этого, толща мерзлых пород перекрывает осадочный чехол в течение 206 тыс. лет, затем, вечная мерзлота (за 5,0 +3,0 тыс. лет) заменяется «нормальными» осадочными отложениями. И, далее существует современный разрез 21 тыс. лет.

Основным критерием адекватности и предпочтительности результатов для двух вариантов и трех допущений выступает лучшая согласованность максимума расчетных геотемператур с температурами «максимального палеотермометра» – с температурами, определенными по отражательной способности витринита (ОСВ). В качестве второго основного критерия принята степень согласованности очагов интенсивной генерации УВ, выделяемых по геотемпературному критерию, с установленной геологоразведкой нефтегазоносностью недр.

Табл. 2 Параметрическое описание седиментационной истории и теплофизических свойств осадочной толщи, вскрытой скважиной Лугинецкая 183(мощность мерзлоты 300 метров)

Свита, толща* (стратиграфия)	Мощность, м	Возраст, млн лет назад	Время накопления, млн лет	Плотность, г/см ³	Теплопроводность, Вт/м·град	Температуропроводность, м ² /с	Тепловыделение, Вт/м ³
Четвертичные Q	-	0,052–0	0,052	-	-	-	-
Четвертичные Q	299	0,055–0,052	0,003	2,02	1,3	6,5e-007	1,1e-006
Четвертичные Q	-300	0,0565–0,055	0,0015	2,01	2,09	1.05e-006	1,09e-006
Четвертичные Q	-	0,2355–0,0565	0,179	-	-	-	-
Четвертичные Q	300	0, 2385–0,2355	0,003	2,02	2,09	1.05e-006	1,1e-006
Четвертичные Q	-300	0,24–0, 2385	0,0015	2,01	1,3	6,5e-007	1,09e-006
Четвертичные Q	25	1,64-0,24	1,4	2,02	1,27	6,5e-007	1,1e-006
Плиоценовые N ₂	-	1,64–4,71	3,07	-	-	-	-
Миоценовые N ₁	-	4,71–24,0	19,29	-	-	-	-

Некрасовская <i>nk Pg₃</i>	84	24,0–32,2	8,3	2,09	1,35	7e-007	1,2e-006
Чеганская + Люлинворская + Талицкая <i>hg ll tl Pg₃₋₁</i>	173	32,2–61,7	29,4	2,09	1,35	7e-007	1,2e-006
Славгородская + Ипатовская + Кузнецовская <i>sl ip kz K₂</i>	364	73,2–91,6	29,9	2,15	1,4	7e-007	1,25e-006
Покурская <i>pk K₁₋₂</i>	803	91,6–114,1	22,5	2,26	1,49	8e-007	1,25e-006
Алымская <i>a_{1,2}K₁₋₂</i>	-	114,1–120,2	6,1	-	-	-	-
Киялинская <i>kls K₁</i>	550	120,2–132,4	12,2	2,39	1,6	8e-007	1,25e-006
Тарская <i>tr K₁</i>	74	132,4–136,1	3,7	2,44	1,62	8e-007	1,25e-006
Куломзинская <i>klmK₁</i>	237	136,1–145,8	9,7	2,44	1,64	8e-007	1,25e-006
Баженовская <i>bg J₃</i>	16	145,8–151,21	5,4	2,42	1,62	8e-007	1,3e-006
Георгиевская <i>gr J₃</i>	-	151,2–156,6	5,4	-	-	-	-
Васюганская <i>vs J₃₋₂</i>	55	156,6–172	11,7	2,42	1,6	8e-007	1,3e-006
Тюменская <i>tm J₂</i>	115	172...	3,7	2,46	1,64	8e-007	1,3e-006

Примечание. Заливкой отмечена толщина мерзлоты.

Табл. 2 Параметрическое описание седиментационной истории и теплофизических свойств осадочной толщи, вскрытой скважиной Лугинецкая 183(мощность мерзлоты 300 метров) (продолжение).

Результаты

При учете толщи мерзлоты и векового хода температур (мощность мерзлоты 300 метров, табл. 3), тепловой поток увеличился на 1.4 мВт/м² (до 53,6) по сравнению с его значением без учета мерзлоты (52.2). Объяснением этого является высокая теплопроводность мерзлой толщи. В этом случае через дневную поверхность рассеивается больше тепла, что требует большего значения плотности теплового потока из основания осадочного разреза. А это, в свою очередь, увеличивает геотемпературы материнских отложений и, следовательно, и объемы генерированных ресурсов УВ. Наличие в этом варианте модели палеочагов интенсивной генерации нефти объясняет вскрытую скважиной залежь в верхнеюрских отложения. «Невязка» расчетных и наблюдаемых геотемператур оптимальная – ±2 °С (табл. 4).

В случае неучета векового хода температур на дневной поверхности, расчетный тепловой поток также увеличивается на 2.6 мВт/м² (до 54,8). Но это не приводит к повышению геотемператур материнских баженовских отложений. Просто происходит компенсация энергетического дефицита, созданного отсутствием соляного источника тепла.

При учете *толщи мерзлоты с гипотетической мощностью 1000 метров* получаем весьма высокое значение плотности теплового потока – 59,3 мВт/м², что мало

согласуется с экспериментальными данными для этого района. Кроме того, «невязка» наблюдаемых и расчетных геотемператур при такой толщине мерзлоты достигает ± 10 °С (табл. 5). Что является неприемлемым результатом, свидетельствующим о неадекватности параметрического описания модели седиментации.

Табл. 3 Расчетные геотемпературы баженовской свиты скважины Лугинецкая 183 (мерзлота 300 метров).

Время, млн лет назад	Вековой ход температур на поверхность и Земли [6]	Учет хода температур и толщи мерзлоты		Учет хода температур, без учета толщи мерзлоты		Без учета векового хода температур и толщи мерзлоты	
		Глубина положения свиты, м	Геотемпература свиты, °С	Глубина положения свиты, м	Геотемпература свиты, °С	Глубина положения свиты, м	Геотемпература свиты*, °С
0	0	2322	80	2321	81	2321	87
0.001	+1	2321	80	2320	81	2321	87
0.003	+2	2321	80	2320	81	2321	87
0.005	+3	2321	80	2320	81	2321	87
0.018	+1	2321	80	2320	81	2320	88
0.03	-2	2321	79	2320	81	2321	88
0.05	-1	2321	79	2320	81	2320	88
0.052	-1	2321	79	2320	81	2320	88
0.055	-1	2021	79	2320	81	2321	88
0.0565	-2	2321	79	2320	81	2320	88
0.07	-4	2321	79	2319	80	2319	88
0.09	-1	2321	79	2319	80	2319	87
0.11	-4	2321	79	2319	80	2319	87
0.13	-1	2321	79	2319	80	2319	87
0.15	-4	2321	80	2318	80	2318	87
0.19	-9	2321	83	2318	81	2318	87
0.21	-6	2321	84	2317	82	2317	87
0.222	-7	2321	85	2317	82	2317	87
0.225	-8	2321	86	2317	82	2317	87
0.235	-10	2321	86	2317	82	2317	87
0.2355	-9	2321	86	2317	82	2317	87
0.2385	-2	2021	86	2317	83	2317	87
0.24	0	2321	86	2317	83	2317	87
1.4	+1	2300	86	2299	83	2299	86
1.64	+1	2296	86	2296	83	2296	86
3.1	+2	2295	88	2295	85	2295	86
3.2	+2	2295	89	2295	89	2295	86
3.8	+12	2295	95	2295	93	2295	86

4.7	+3	2295	88	2295	85	2295	86
5.2	-3	2294	89	2294	86	2294	86
5.7	+7	2294	92	2293	89	2294	86
6.3	+10	2294	94	2293	90	2294	86
7	+4	2294	89	2293	86	2294	86
20	+15	2294	100	2293	97	2294	86
24	+16	2294	101	2293	98	2294	86
31,5	+17	2218	98	2218	95	2218	83
32,3	+16	2210	97	2210	94	2210	82
34	+15	2200	96	2200	93	2200	82
37,6	+14	2178	94	2178	91	2178	80
41,7	+12	2154	90	2154	87	2154	80
42	+11	2152	89	2152	87	2158	80
46	+8	2129	86	2129	83	2129	79
54,8	+19	2077	95	2077	92	2077	77
58	+24	2058	99	2058	96	2058	76
61,7	+22	2037	95	2037	92	2037	74
73	+15	1899	83	1899	81	1899	69
73,2	+16	1897	83	1897	81	1897	68
86,5	+22	1735	83	1735	81	1735	62
89,8	+22	1694	82	1694	80	1694	61
90	+23	1692	82	1692	81	1692	61
91,6	+22	1673	79	1673	77	1673	58
114,1	+21	870	50	870	49	870	29
118	+19	869	48	869	47	869	29
120,2	+19	869	47	869	47	869	29
132,4	+19	319	29	319	29	319	11
136,1	+19	245	14	245	27	245	8
Расчетный тепловой поток из основания, МВт/м2			53.6		52.2		54.8

Примечание. Заливкой показаны температуры главной зоны нефтеобразования (ГЗН), темной – абсолютный палеотемпературный максимум ГЗН

Табл. 4 Сопоставление измеренных и расчетных геотемператур (мерзлота 300 м)

Глубина, м	Измеренные температуры, °С	Способ измерения	Расчетные (учет хода температур и толщи мерзлоты), °С		Расчетные (учет хода температур, без учета толщи мерзлоты), °С		Расчетные (без учета векового хода температур и толщи мерзлоты), °С	
			Значени е	Разниц а	Значен ие	Разница	Значени е	Разница
2200	77	Пластовые	76	-1	78	+1	83	+6
2350	84	Пластовые	81	-3	82	-2	89	+5
2345	98	По ОСВ	101	+3	99	+1	87	-11

Табл. 5 Сопоставление измеренных и расчетных геотемператур (мерзлота 1000 м)

Глубина, м	Измеренные температуры, °С	Способ измерения	Расчетные (учет хода температур и толщи мерзлоты), °С		Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м ²
			Значение	Разница	
2200	77	Пластовые	70	-7	59.3
2350	84	Пластовые	76	-8	
2345	98	По ОСВ	110	+12	

Выводы:

1. На примере мезозойского-кайнозойского разреза (широты Томской области) установлено, что неучет векового хода температур на поверхности Земли и толщи мерзлоты не позволяет адекватно восстановить термическую историю материнских отложений;
2. Получены результаты, указывающие на необходимость учета мерзлоты мощностью порядка 300 метров для корректного восстановления термической истории нефтематеринских отложений на землях юго-востока Западной Сибири.
3. При определении ресурсов УВ объемно-генетическим методом предпочтительно применять «местный» вековой ход температур на земной поверхности [6] и толщу мерзлоты мощностью 300 метров. Это позволит более корректно учесть историю главной фазы нефтеобразования и не завышать/занижать (до 20-30 %) расчетные ресурсы УВ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шарбатян А.А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. – М.: Наука, 1974. – 123 с.

2. Эльгер Ю.С. К вопросу о границах покровного четвертичного оледенения в пределах Западной Сибири и Казахстана // Разведка и охрана недр. 2015. № 1. С. 30-33.
3. Лобова Г.А., Осипова Е.Н., Криницына К.А., Останкова Ю.Г. Влияние палеоклимата на геотермический режим и реализацию нефтегенерационного потенциала баженовской свитой (на широтах Томской области) // Известия ТПУ. – 2013. – Т. 322. – № 1 – С. 45–51.
4. Исаев В.И., Искоркина А.А. Мезозойско-кайнозойский ход температур на поверхности Земли и геотермический режим юрских нефтематеринских отложений (южная палеоклиматическая зона Западной Сибири) // Геофизический журнал. – 2014. – Т. 36. – № 5. – С. 64–80.
5. Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Малышев Н.А. и др. Историко-геологическое моделирование процессов нефтидогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1179–1226.
6. Исаев В.И., Рылова Т.Б., Гумерова (Искоркина) А.А. Палеоклимат Западной Сибири и реализация генерационного потенциала нефтематеринских отложений // Известия ТПУ. – 2014. – Т. 324. – № 1. – С. 93–102.
7. Ахметов Е.М., Исаев В.И. Геотермия – метод разведочной геофизики // *Статья в настоящем сборнике*

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД В УСЛОВИЯХ РАССЕЯНИЯ ДАННЫХ

Кобрунов А. И.

Ухтинский Государственный Технический Университет

В основе процедур комплексной интерпретации геолого-геофизических данных лежит поиск выявления и характеристика связей между различными физико-геологическими параметрами, характеризующими изучаемую среду. Будучи установленными на основании некоторых обучающих выборок, эти связи в дальнейшем используются для прогнозирования и взаимной увязки разнородных компонент физико-геологической модели среды и, в конечном итоге, построения интегрированной модели среды [1, 2, 3, 4]. Особое значение эта задача приобретает в процедурах комплексной интерпретации скважинных геофизических [5].

Формулировка исходных постулатов следующая. Пусть в N мерном фазовом пространстве параметров $\mathbf{s} = \{s_i, i = 1 \div N\}$ экспериментально измерены значения $s^j \in S, j = 1 \div M$, лежащие в пределах подобласти S фазового пространства \mathbb{S} и образующие в нем дискретное подмножество $\mathfrak{X} \subset S$. Задача состоит в выявлении связей между параметрами $\{s_i, i = 1 \div N\}$. Для последующего использования этих связей для решения задач прогнозирования значений недоступных к измерению части этих параметров по доступным и многим другим приложениям, решается на основе представления данных \mathfrak{X} в форме регрессионных зависимостей одних параметров от других. В условиях неоднородности данных, их неравномерного распределения по плотности в \mathbb{S} замена реальных данных уравнениями регрессии влечет за собой включение в последующие выводы существенной доли субъективизма и необоснованных выводов. Гипотетическое повторение экспериментов приведет к другому множеству данных \mathfrak{X}^1 , о котором можно сказать лишь то, что оно имеет схожий «характер рассеяния» с \mathfrak{X} .

Воспользуемся для установления зависимостей принципами нечеткого моделирования, в основе которых лежит теория нечетких множеств и принцип нечеткого логического вывода Мамдани [6, 7] использующие функции принадлежности для нечетких величин и нечетких отношений для характеристики взаимозависимостей. Основы теории организации технологии прогноза нечетких параметров на основе принципов нечеткого логического вывода приведены в [8, 9]. Разобьем подобласть S , в пределах которой группируются данные \mathfrak{X} на подобласти $\Delta S_j, j = 1 \div M; \cup_{j=1}^M \Delta S_j \subseteq S \subseteq \mathbb{S}$, и построим **поле рассеяния** $\mathfrak{X}^\varepsilon(s)$ данных $s^j \in S, j = 1 \div M$ как результат решения задачи:

$$\max_{j=1 \div M} |\mathfrak{X}^\varepsilon(s) \Delta S_j - \mathfrak{X}(\Delta S_j)| \leq \varepsilon, \quad (1)$$

где $\mathfrak{X}(\Delta S_j)$ - число значений из $\mathfrak{X} \subset S$, целиком лежащее в ΔS_j . **Функция принадлежности** $\mu_{\mathfrak{X}}^\varepsilon(s)$ для измеренных значений параметров \mathfrak{X} как нечетких величин есть нормированное к единице поле рассеяния $\mathfrak{X}^\varepsilon(s)$:

$$\mu_{\mathfrak{X}}^\varepsilon(s) = \frac{\mathfrak{X}^\varepsilon(s)}{\max_s [\mathfrak{X}^\varepsilon(s)]}. \quad (2)$$

Выбрав базисную систему функций $K(\mathbf{h}, \mathbf{s})$, параметризованную вектором параметров \mathbf{h} , поставим задачу нахождения $\mathfrak{X}^\varepsilon(s)$ в виде

$$\mathfrak{X}^\varepsilon(s) = \sum_{k=1}^K \varphi(h^k) K(h^k, s), \quad (3)$$

где $\varphi(\mathbf{h}^k)$ определяется из (1).

Далее введем принцип максимальной энтропии для элемента аппроксимации $K(\mathbf{h}, \mathbf{s})$. В соответствии с которым для аппроксимации данных носящих неопределенный характер используем функции, имеющие максимальную энтропию. Такой функцией служит нормальный закон распределения [10], в качестве параметра \mathbf{h} в котором служит математическое ожидание:

$$K(h, s) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{|h-s|^2}{2\sigma^2}\right], \quad (4)$$

где σ^2 – второй центральный момент – дисперсия нормального распределения. Тогда из (4) получаем:

$$\mathfrak{X}^\varepsilon(s) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \sum_{k=1}^K \varphi(h^k) \exp\left[-\frac{|h-s|^2}{2\sigma^2}\right]. \quad (5)$$

Другим принципом, лежащим в основе выбора функции $K(\mathbf{h}^k, \mathbf{s})$ в (3) служит следующее: процесс распространения меры достоверности информации о значении параметра от точки, в которой это значение получено, к точке, в которой оценивается эта мера, должен быть аналогичен диффузии. Это диффузия информации по мере удаления от измеренного объекта. Оказывается оба эти принципа, приводят к одному и тому же результату – выбора аппроксимирующей функции в форме функции Гаусса. Кроме того, между параметрами функции Гаусса, ассоциируемой с дисперсией распределения и параметрами диффузии, существует тесная взаимосвязь, проявляющаяся в совпадении их полугрупповых свойств.

Рассмотрим дифференциальное уравнение:

$$\frac{\partial}{\partial t} Q(x, t) = a^2 \frac{\partial^2}{\partial x^2} Q(x, t);$$

$$a \neq 0; -\infty \leq x \leq \infty; t \geq 0; \quad (6)$$

$$Q(x, 0) = Q_0(x); \int_{-\infty}^{\infty} |Q(x, t)| dx < \infty$$

Его решение имеет вид [11]:

$$Q(x, t) = \frac{1}{1a\sqrt{\pi t}} \int_{-\infty}^{\infty} Q_0(\xi) \exp\left[-\frac{(x-\xi)^2}{4a^2 t}\right] dx. \quad (7)$$

Отсюда, в частности следует полугрупповое свойство решения уравнения диффузии в однородном пространстве:

$$Q(x, t + \tau) = \int_{-\infty}^{\infty} Q(x, t) \frac{1}{2a\sqrt{\pi\tau}} \exp\left[-\frac{(x-\xi)^2}{4a^2\tau}\right] dx. \quad (8)$$

Соотношение (8) представляет собой свертку функций $Q(x, t)$ и $\frac{1}{2a\sqrt{\pi\tau}} \exp\left[-\frac{(x-\xi)^2}{4a^2\tau}\right]$ по переменной x .

Отсюда и из (6) следует что если

$$Q(x, t) = \frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \exp\left[-\frac{(x)^2}{4a^2 t}\right] \quad (9)$$

то:

$$\frac{1}{2a\sqrt{\pi t + \tau}} \exp\left[-\frac{(x)^2}{4a^2(t + \tau)}\right] = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \exp\left[-\frac{(\xi)^2}{4a^2 t}\right] \frac{1}{2a\sqrt{\pi\tau}} \exp\left[-\frac{(x-\xi)^2}{4a^2\tau}\right] dx. \quad (10)$$

Что сокращенно можно записать

$$Q(x, t + \tau) = Q(x, t) * Q(x, \tau). \quad (11)$$

Эти результаты обобщаются на двухмерный и трехмерный случай задачи (6):

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} Q(\mathbf{x}, t) &= a^2 \Delta Q(\mathbf{x}, t) \\ \mathbf{x} &= \{x, y, z\}; \text{ либо } \mathbf{x} = \{x, y\}; \\ a &\neq 0; \quad -\infty \leq \mathbf{x} \leq \infty; \quad t \geq 0; \end{aligned} \quad (12)$$

$$Q(\mathbf{x}, 0) = Q_0(\mathbf{x}); \quad \int_{-\infty}^{\infty} |Q(\mathbf{x}, t)| d\mathbf{x} < \infty.$$

Δ – оператор Лапласа.

$$\begin{aligned} Q(\mathbf{x}, t) &= \frac{1}{(2a\sqrt{\pi t})^N} \int_{-\infty}^{\infty} Q_0(\boldsymbol{\xi}) \exp\left[-\frac{(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi})^2}{4a^2 t}\right] d\mathbf{x} \\ &= Q_0(\mathbf{x}) * \frac{1}{(2a\sqrt{\pi t})^N} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x})^2}{4a^2 t}\right] \end{aligned} \quad (13)$$

Здесь N – размерность пространства векторов \mathbf{x} . Свертка в (13) понимается в пространстве N измерений.

Полагая, что

$$Q(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{(2a\sqrt{\pi t})^N} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x})^2}{4a^2 t}\right] \quad (14)$$

Получаем аналог (10) и (11)

$$\begin{aligned} &\frac{1}{(2a\sqrt{\pi t})^N} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x})^2}{4a^2(t + \tau)}\right] \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{(2a\sqrt{\pi t})^N} \exp\left[-\frac{(\boldsymbol{\xi})^2}{4a^2 t}\right] \frac{1}{(2a\sqrt{\pi \tau})^N} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi})^2}{4a^2 \tau}\right] d\boldsymbol{\xi}. \end{aligned} \quad (15)$$

Это равенство может быть записано в форме:

$$\begin{aligned} \varphi(\mathbf{x}, t) &= \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(\boldsymbol{\xi}) \frac{1}{(2a\sqrt{\pi t})^N} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi})^2}{4a^2 t}\right] d\boldsymbol{\xi}. \\ \varphi(\mathbf{x}, t + \tau) &= \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(\boldsymbol{\xi}) \frac{1}{(2a\sqrt{\pi \tau})^N} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi})^2}{4a^2 \tau}\right] d\boldsymbol{\xi}. \\ \varphi(\mathbf{x}, t + \tau) &= \varphi(\mathbf{x}, t) * Q(\mathbf{x}, \tau). \end{aligned} \quad (16)$$

Рассмотрим теперь частный случай соотношения (10). Запишем

$$Q(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x})^2}{4a^2 t}\right]$$

в форме

$$Q(\mathbf{x}, t) = Q(\mathbf{x}, \sigma(t)) = \frac{1}{\sigma(t)\sqrt{\pi}} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x})^2}{\sigma^2(t)}\right],$$

где: $\sigma(t) = 2a\sqrt{t}$.

Тогда, пользуясь соотношением (10), получим:

$$\begin{aligned} &\frac{1}{\sigma(t + \tau)\sqrt{\pi}} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x})^2}{4\sigma^2(t + \tau)}\right] \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{\pi}\sigma(t)} \exp\left[-\frac{(\boldsymbol{\xi})^2}{4\sigma^2(t)}\right] \times \frac{1}{\sqrt{\pi}\sigma(\tau)} \exp\left[-\frac{(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi})^2}{4\sigma^2(\tau)}\right] d\mathbf{x} \end{aligned} \quad (17)$$

Причем: $\sigma(t + \tau) = \sqrt{\sigma^2(t) + \sigma^2(\tau)}$, в краткой записи в виде свертки уравнение (17) переписется:

$$Q\left(\mathbf{x}, \sqrt{\sigma^2(t) + \sigma^2(\tau)}\right) = Q(\mathbf{x}, \sigma(t)) * Q(\mathbf{x}, \sigma(\tau)). \quad (18)$$

Принимая во внимание представление (7) получим обобщение (18) на произвольную функцию $\varphi(\mathbf{x})$: $\int_{-\infty}^{\infty} |\varphi(\mathbf{x})| d\mathbf{x} < \infty$:

$$\varphi(x, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \varphi_0(\xi) \frac{1}{\sigma(\tau)} \exp \left[-\frac{(x - \xi)^2}{2\sigma^2(\tau)} \right] d\xi; \quad (19)$$

$$\varphi(x, \sqrt{\sigma^2 + \sigma'^2}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \varphi_0(\xi, \sigma) \frac{1}{\sigma'} \exp \left[-\frac{(x - \xi)^2}{2\sigma'^2} \right] d\xi.$$

В пространстве двух измерений на основании (13):

$$\varphi(x, \sigma) = \frac{1}{\pi} \iint_{E_0} \varphi_0(\xi) \frac{1}{\sigma} \exp \left[-\frac{(x - \xi)^2}{4\sigma^2} \right] d\xi; \quad (20)$$

$$\varphi(x, \sqrt{\sigma^2 + \sigma'^2}) = \frac{1}{\pi} \iint_{E_0} \varphi(\xi, \sigma) \frac{1}{\sigma'} \exp \left[-\frac{(x - \xi)^2}{4\sigma'^2} \right] d\xi;$$

$$E_0 = -\infty \leq \xi = \{\xi_1, \xi_2\} \leq \infty$$

Полученные соотношения лежат в основе теории аналитического продолжения функций принадлежности по параметру $\sigma(t)$ в область меньших значений для повышения разрешенности прогнозных заключений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Starostenko V. I., Kostyukevich A. S., Kozlenko V. G. Seismogravimetric method: principles, algorithms, results // *Geoph. Journ. Intern.*, 1988.– Т. 93.– №. 2.– p. 295-309.
2. Кобрунов А. И. К теории комплексной интерпретации // *Геофизический журнал*, 1980.– Т. 2.– №. 2.– С. 31-39.
3. Голиздра Г. Я. Развитие идей Г. А. Гамбурцева о комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений // *Достижения и проблемы современной геофизики*. М: Изд. ИФЗ АН СССР, 1984.– С. 194-207.
4. Аксенов В. В. Комплексная интерпретация геофизических данных // *Геофизический журнал*, 1998.– Т. 20.– №. 1.– С. 44.
5. Вендельштейн Б. Ю., Резванов Р. А. Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов: при подсчете запасов и проектировании разработки месторождений. М.: Недра, 1978.– 318 с.
6. Zadeh L. A. Fuzzy Sets // *Inf. Control*, 1965. № 8. p. 338-353.
7. Mamdani E. H. Application of fuzzy algorithms for control of simple dynamic plant // *Electrical Engineers, Proceedings of the IEE*, 1974. 121(12). p. 1585-1588.
8. Кобрунов А.И. Прямые и обратные задачи рассеяния при прогнозе физико-геологических параметров по геофизическим данным // *Фундаментальные исследования*. Пенза: Издательский Дом Академия Естествознания, 2014.– №9-6.– С. 1195-1199.
9. Кобрунов А.И. Моделирование эффектов рассеяния при прогнозе физико-геологических параметров неоднородных сред // *Геофизический Журнал*, 2014.– № 5.– С. 81-90.
10. Sung Y., Park S. Y., Bera A. K. Maximum entropy autoregressive conditional heteroskedasticity model // *Journal of Econometrics*.– 2009.– Т. 150.– №. 2.– p. 219-230.
11. Бутковский А. Г. Характеристики систем с распределенными параметрами: Справочное пособие. М: Наука, 1979.– 224 с.

АДАПТАЦИЯ МЕТОДОВ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МТЗ ДЛЯ СХЕМ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ РАЗРЕЗА, ОТЛИЧНЫХ ОТ НАИБОЛЕЕ ОБЩЕЙ СХЕМЫ

Оборнев И.Е., Доленко С.А.
o_ivano@mail.ru НИИЯФ МГУ

На основе типовых элементов параметризации: однородный слой с криволинейными границами (Layer), неоднородный слой (Facies), неоднородная решетка (Grid) распределения удельной электропроводности и комбинаций строятся схемы параметризации для неоднородных 2D геоэлектрических разрезов. Рассмотрим технологию построения набора параметризованных классов и процедуру создания на их основе альбома НС палеток. В данной работе используется идея палеточной интерпретации МТ данных, где основной рабочей моделью является трехслойный геоэлектрический разрез [1]. В классических палетках он состоит из двух явно заданных слоев ограниченной мощности, подстилающего основания бесконечно большой мощности, а также трех значений удельной электропроводности (всего пять параметров). По контрасту удельного сопротивления каждого слоя различают четыре типа (класса) трехслойных разрезов: А: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$; К: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$; Н: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ и Q: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$. В качестве базовой идеи в 2D случае используется схема, включающая чередование хорошо проводящих *C* и плохо проводящих *I* слоев и подстилающего основания в виде макросетки *G*.

Класс G₀. Это один из наиболее общих классов геоэлектрических разрезов. Параметрами разреза в данном случае являются значения электропроводности в фиксированных узлах макросетки, которые могут меняться в широком диапазоне значений $10^{-4} < \sigma_{ij} < 1$ (здесь и далее значения электропроводности приводятся в См/м), отвечающем характеру, как проводящих $10^{-2} < \sigma_{ij} < 1$, так и непроводящих пород $10^{-4} < \sigma_{ij} < 10^{-2}$. Между узлами макросетки электропроводность интерполируется 2D сплайном при проектировании её на микросетку прямой задачи. Данный класс - базовый при интерпретации данных в отсутствии априорной информации о характере распределения электропроводности в верхней части разреза (ВЧР). Интерпретация ВЧР на реальных МТ данных встречается с существенными трудностями. Они связаны с гальваническими эффектами (shift effect) и реальным трехмерным распределением электропроводности в этой части разреза. Для более детального распознавания этой части разреза верхняя часть данной схемы параметризации детализировалась в два раза плотнее, чем нижняя часть. Для распознавания строения ВЧР предполагается на первом этапе интерпретации использовать наиболее общий класс. При этом ожидается, что после применения НС палетки, построенной на эталонных примерах из данного класса, ВЧР в целом определится как проводящая или непроводящая структура. По аналогии с 1D случаем этот класс можно назвать неоднородным 2D полупространством. При этом необходимо учесть, что однородное полупространство задается в нижней части моделируемой области Ω при расчете прямой задачи.

Классы G₁^I, G₁^C. В отличие от предыдущего класса в *G₁* предполагается наличие в явном виде слоя, моделирующего ВЧР. В зависимости от индекса она может быть *I* изолятором или *C* проводником. Параметрами γ данного класса являются мощности верхнего слоя в фиксированных узлах дискретизации по горизонтальному направлению, значения электропроводности в блоках внутри слоя и значения электропроводности в фиксированных узлах макросетки. Макросетка - структура, аналогичная классу *G₀*. Она представляет собой подстилающее основание до глубины

30 км. Далее в модели задается нижняя часть разреза Ω^B для удовлетворения краевых условий. Мощность верхнего слоя может меняться в заданных узлах от 0 до 4 км таким образом предполагается, что в некоторых моделях возможно выклинивание. Значения границы слоя между узлами интерполируются с помощью $1D$ сплайна с тем, чтобы задать гладкую кривую при пересчете на микросетку прямой задачи. Электропроводность слоя постоянна, не меняется с глубиной внутри блока, образованного вертикальными дискетами и нижней границей, но изменяется линейно между блоками по горизонтали в интервале $10^{-2} < \sigma_i^{(1)} < 1$ для случая C проводящего слоя и $10^{-4} < \sigma_i^{(1)} < 10^{-2}$ для I непроводящего слоя. По аналогии с $1D$ разрезами этот класс можно представить в виде неоднородной двухслойной среды.

Классы G_2^{IC}, G_2^{CI} . В этом классе присутствуют в явном виде два слоя с чередованием изолятор-проводник (IC) или проводник-изолятор (CI). Параметры разреза: мощности слоев в фиксированных узлах, значения электропроводности в блоках внутри слоев и значения электропроводности в фиксированных узлах макросетки. Первый слой моделирует ВЧР, второй – аналог непроводящей (или проводящей) толщи. Принцип параметризации границ и электропроводности 1-го слоя аналогичен классу G_1 . Проводимость второго слоя не меняется в пределах одной модели, и варьируется в пределах $10^{-4} < \sigma^{(2)} \leq 10^{-2}$ для изолятора и $10^{-2} < \sigma^{(2)} < 1$ для проводника. Подстилающее полупространство параметризуется с помощью макросетки проводимостей $10^{-4} < \sigma_{ij} < 1$, аналогично классу G_0 . Продолжая проводить аналогии с $1D$ разрезами, с учетом подстилающей толщи в виде макросетки этот класс можно отнести к трехслойным неоднородными средам, а без учета макросетки к двухслойным.

Классы G_3^{ICI}, G_3^{CIC} . В этом классе предполагается присутствие в явном виде трех слоев с чередованием изолятор-проводник-изолятор (ICI) или проводник-изолятор-проводник (CIC). Первые два слоя параметризуются аналогично классам G_1, G_2 . В третьем слое удельная электропроводность задается в центрах крупных блоков и меняется в интервале $10^{-2} \leq \sigma_i^{(3)} < 1$ в случае проводника и $10^{-4} < \sigma_i^{(3)} < 10^{-2}$ для случая изолятора. Между блоками она интерполируется сплайнами. Если учитывать подстилающую неоднородную макросетку, то этот класс так же, как и предыдущий можно отнести к четырехслойным неоднородными средам, а без учета к трехслойным.

В целом получается целый набор (альбом) классов разных моделей $G_0, G_1^I, G_1^C, G_2^{IC}, G_2^{CI}, G_3^{ICI}, G_3^{CIC}$. Для определенности классы будут называться "одно-", "двух-" и "трехслойными неоднородными 2D средами" по числу явно заданных слоев. Общее число параметров N_k вышеописанных классов изменяется от 233 до 336. Определив для каждого класса набор правил, т. е. построив функцию параметризации, можно с помощью решения прямой задачи получить необходимое число эталонных примеров в виде конкретного набора параметров и компонент тензора импеданса.

В работе использовались ресурсы суперкомпьютерных кластеров МВС-100К МСЦ РАН, «Ломоносов» и «Чебышев» НИВЦ МГУ. Исследование выполнено за счет гранта Российского Научного Фонда (проект 14-11-00579).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Оборнев И.Е. Повышение эффективности интерпретации данных МТЗ на основе использования нейронных палеток. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Москва: МГРИ-РГГРУ, 2013. 155 с.

МЕТОДЫ РАСЧЕТА СТЕПЕНИ ПРАКТИЧЕСКОЙ НЕОДНОЗНАЧНОСТИ РЕШЕНИЙ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А.

shimelevich-m@yandex.ru МГРИ-РГГРУ, Москва, Россия

Обратная задача электромагнитных (ЭМ) зондирований в заданном классе параметризованных геоэлектрических сред на практике сводится к решению системы нелинейных уравнений 1 рода относительно вектора $s = (s_1, \dots, s_N)$ параметров среды вида:

$$A_N s = e, \quad s \in S \subset R^N, \quad e \in R^M, \quad M \geq N \quad (1)$$

где A_N - нелинейный оператор прямой задачи, $e = (e_1, \dots, e_M)$ - вектор исходных данных, определенных с некоторой погрешностью δ , S - множество допустимых решений, построенное на основе параметризации среды, т.е. аппроксимации множества априорных ограничений задачи.

Пусть для заданной приближенной правой части \tilde{e} уравнения (1) найдено некоторое приближенное решение $s_{\delta 1} \in S$ задачи (1) с приемлемой для практики невязкой синтеза, сопоставимой с предполагаемым уровнем погрешности в данных δ :

$$\|A_N s_{\delta 1} - \tilde{e}\|_{R^M} \leq \delta, \quad (2)$$

где $\|\cdot\|_{R^M}$ - норма в пространстве данных R^M . Известно, что помимо найденного приближенного решения $s_{\delta 1}$, уравнению (1) может удовлетворять некоторое множество δ -эквивалентных решений [Тихонов и др., 1990]. Расстояние наиболее удаленного эквивалентного решения $s_{\delta \max}$ от найденного решения $s_{\delta 1}$ определяется величиной [1, 2]:

$$\beta_N(s_{\delta 1}, \tilde{e}, \delta) = \sup_{s_\delta \in S} \|s_\delta - s_{\delta 1}\|_{R^N}, \quad \text{при } \|A_N s_\delta - \tilde{e}\|_{R^M} \leq \delta \quad (3)$$

Если $\beta_N(s_{\delta 1}, \tilde{e}, \delta) \rightarrow 0$, при $\delta \rightarrow 0$, то обратная задача является *теоретически устойчивой*. На практике невязка синтеза всегда отлична от нуля $\delta \neq 0$ и поэтому $\beta_N(s_{\delta 1}, \tilde{e}, \delta) \geq 0$. Значение $\beta_N(s_{\delta 1}, \tilde{e}, \delta)$ при фиксированном значении $\delta \neq 0$ является характеристикой *степени практической устойчивости (неоднозначности)* найденного приближенного решения $s_{\delta 1}$ обратной задачи (1) для *фиксированных входных данных* \tilde{e} . Если величина $\beta_N(s_{\delta 1}, \tilde{e}, \delta)$ мала (например, относительно нормы найденного приближенного решения $\|s_{\delta 1}\|_{R^N}$), то решение можно считать практически устойчивым для используемых при решении обратной задачи фиксированных входных

данных \tilde{e} и полученной невязки синтеза δ . Величина $\beta_N(s_{\delta_1}, \tilde{e}, \delta)$ служит апостериорной оценкой погрешности полученного приближенного решения s_{δ_1} задачи для фиксированных данных \tilde{e} , т.к. определяет «разброс» возможных δ -эквивалентных решений s_δ относительно найденного s_{δ_1} . Любое δ -эквивалентное решение s_δ не может отклоняться от найденного s_{δ_1} более чем на величину $\beta_N(s_{\delta_1}, \tilde{e}, \delta)$ [4]:

$$\|s_\delta - s_{\delta_1}\|_{R^N} \leq \beta_N(s_{\delta_1}, \tilde{e}, \delta) \quad (4)$$

Характеристика $\beta_N(s_{\delta_1}, \tilde{e}, \delta)$ степени практической неоднозначности решений зависит от конкретных используемых входных данных. Для практики представляет интерес получение априорных характеристик $\beta_N(\delta)$ степени практической неоднозначности приближенных решений по всему множеству S допустимых решений обратной задачи (1), не связанных с конкретными данными и находимыми решениями [5]. Такие оценки могут быть получены на основе анализа множества решений прямых задач для оператора A_N до непосредственного решения обратной задачи.

Расчет оценок $\beta_N(s_{\delta_1}, \tilde{e}, \delta)$, $\beta_N(\delta)$ сводится к решению ряда соответствующих задач нелинейной условной оптимизации. В данной работе применяется стохастический подход к их решению.

Для модельных 2D, 3D данных приводятся примеры расчета оценок априорных и апостериорных характеристик степени практической неоднозначности и их зависимостей от детальности параметризации среды, а также от уровня погрешности, структуры и объема входных данных для классов сред с сеточной параметризацией.

Полученные в работе результаты позволяют сделать следующие выводы:

1) на основе оценок априорных характеристик степени практической неоднозначности решений $\beta_N(\delta)$, $\beta_N(s_{\delta_1}, \tilde{e}, \delta)$ могут быть сформулированы определенные требования к создаваемым моделям параметризации среды (и ее детальности) при которых обратная задача является практически устойчивой. Эти требования формулируются с учетом типа и объема используемых входных данных, уровня их погрешности и предполагаемой структуры фактической сети наблюдений.

2) апостериорные оценки степени практической неоднозначности $\beta_N(s_{\delta_1}, \tilde{e}, \delta)$ получаемых приближенных решений обратных задач позволяют объективно оценить погрешность и достоверность результатов практической интерпретации полевых данных (задача верификации результатов интерпретации геофизических данных).

В работе использовались ресурсы суперкомпьютерных кластеров МВС-100К МСЦ РАН, «Ломоносов» и «Чебышев» НИВЦ МГУ. Исследование выполнено за счет гранта Российского Фонда фундаментальных исследований (проект 13-05-01135).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гончарский А.В., Ягола А.Г. О равномерном приближении монотонного решения некорректных задач. Доклады АН СССР. 1969. Т. 184. № 4. С. 771-773.
2. Новик О.Б. Математические вопросы сокращения числовой геофизической информации при поисках нефти и газа. Деп в ВИЭМС 02.11.87 № 485-МГ.
3. Оборнев И.Е. Повышение эффективности интерпретации данных МТЗ на основе использования нейронных палеток. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Москва: МГРИ-РГГРУ, 2013. 155 с.
4. Тихонов А.Н., Гончарский А.В., Степанов В.В., Ягола А.Г. Численные методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1990.
5. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А. Численные методы оценки степени практической устойчивости обратных задач геоэлектрики // Физика Земли, 2013. № 3. С. 58-64.