

17-Геофизика: физика земной коры, физика океана, атмосферы

Артемьев Александр Александрович, 3 год аспирантуры, мнс
Институт земной коры СО РАН, Лаборатория комплексной геофизики
Трехмерная модель скоростной структуры коры на юге Байкала по данным обменных волн
Научный руководитель: Мордвинова Валентина Владимировна, к.д.ф.м.н., снс, Институт земной коры
СО РАН
Адрес: ИЗК СО РАН, ул. Лермонтова 128, Иркутск, 664000 Россия
Телефон: (3952)42-27-61
E-Mail: art@crust.irk.ru стр. 870

Ахмедов Раван Рамин оглы, 3, аспирант
Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова, физический
Численное моделирование ионосферных возмущений, вызванных землетрясениями и взрывами
Научный руководитель: Куницын Вячеслав Евгеньевич, доктор ф.-мат. наук, заведующий кафедрой
физики атмосферы МГУ, МГУ им. М.В. Ломоносова
Адрес: 119992, г. Москва, Воробьевы горы, МГУ, ГЗ, В-927
Телефон: (095) 939-32-52
E-Mail: ravan_ah@yahoo.com стр. 871

Белёвкина Анна Ивановна, аспирант
Ростовский Государственный Университет, физический
**Динамика и электромагнитные эффекты при взаимодействии стримеров с ионизированными
локальными неоднородностями**
Научный руководитель: Заботин Николай Александрович, доктор физико-математических наук, ,
Адрес: 344090, г. Ростов-на-Дону, ул. им. Зорге, 28/2, 5 А
E-Mail: abelew@mail.ru стр. 873

Болдырев Антон Сергеевич, 5 курс
Таганрогский государственный радиотехнический университет, естественно-научный
**Влияние объемного заряда вблизи поверхности земли на электрические характеристики
приземного слоя**
Научный руководитель: Куповых Геннадий Владимирович, кандидат физико-математических наук,
докторант, Кафедра физики ТРТУ
Адрес: пер. Гоголевский 19, кв. 10 Таганрог Рост. обл. 347900
Телефон: (8634) 31-26-17
E-Mail: antonbold@mailru.com стр. 874

Вагеник Игорь Анатольевич, аспирант
Дальневосточный Государственный Технический Университет, Радиозлектроники и телевидения
Классификация типов вертикального распределения скорости звука в океане
Научный руководитель: Петухов Валерий Иванович, Доктор технических наук, Директор, Институт
инженерной и социальной экологии ДВГТУ
Адрес: 690600, ул. Алеутская 39, к. 217
Телефон: (4232) 22-16-29
E-Mail: Igor_via@mail.ru стр. 876

Воробьева Екатерина Николаевна, 4 курс
Казанский Государственный Университет, физический
Температурное загрязнение литосферы и гидросферы: геотермические исследования
Научный руководитель: Христофорова Наталья Николаевна, доктор геолого-минералогических наук,
с.н.с, КГУ, кафедра радиозлектроники
Адрес: 420110, Казань, пр.Победы, 72а-89
Телефон: (432) 69-12-96
E-Mail: Ekaterina.Vorobjeva@ksu.ru стр. 878

Зайцев Андрей Иванович, 5 курс
Нижегородский Государственный Технический Университет, информационных Систем и Технологий
Моделирование Португальского цунами 1969 г.
Научный руководитель: Куркин Андрей Александрович, к.ф.-м.н., доцент, Нижегородский Государственный Технический Университет, кафедра Прикладная математика
Адрес: 603115, ул. Минина, 24.
Телефон: (8312)36-04-89
E-Mail: azaytsev@land.ru стр. 880

Закиров Марат Финатович, аспирант 2 года обучения
Башкирский Государственный Университет, физический
Исследование термогидродинамических процессов в системе горизонтальная скважина-пласт
Научный руководитель: Шарафутдинов Р.Ф., д.ф.-м.н., доцент, БашГУ, кафедра геофизики
Адрес: 450075, респ.Башкортостан, г.Уфа, ул.Блюхера 21-49
Телефон: (3472) 22-60-56
E-Mail: ZakirovMF@rambler.ru стр. 881

Золотарев Максим Владимирович, аспирант
Томский Политехнический Университет, Электротехнический институт
Исследование электромагнитной эмиссии на контактах горных пород
Научный руководитель: Беспалько Анатолий Алексеевич, к.ф.-м.н., вед.н.с., Томский политехнический университет
Адрес: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30.
Телефон: (3822) 41-58-34
E-Mail: besko48@tpu.ru стр. 883

Иванова Нина Николаевна, 3 курс аспирантуры
Санкт Петербургский Государственный Университет, физический
Геотраверс по программе `ТрансАрктика` через поднятия Ломоносова и Менделеева (Северный Ледовитый океан)`
Научный руководитель: Владимир Николаевич Троян, профессор, зав. кафедры `Физика Земли`, НИИФ
Адрес: 198904, Санкт-Петербург, Петродворец, ул. Ботаническая 64/4
E-Mail: Nina.Lebedeva@paloma.spbu.ru стр. 885

Клюева Наталья Михайловна, 5 курс
Нижегородский Государственный Технический Университет, информационных Систем и Технологий
Генерация волн цунами подводными оползнями
Научный руководитель: Куркин Андрей Александрович, к.ф.-м.н., доцент, Нижегородский Государственный Технический Университет, кафедра Прикладная математика
Адрес: 603115, ул. Минина, 24.
Телефон: (8312)36-04-89
E-Mail: klmnat@land.ru стр. 885

Николкина Ирина Федоровна, 1 курс
Нижегородский Государственный Технический Университет, информационных Систем и Технологий
Краевые волны во вращающейся жидкости у наклонного берега
Научный руководитель: Куркин Андрей Александрович, к.ф.-м.н., доцент, Нижегородский Государственный Технический Университет, кафедра Прикладная математика
Адрес: 603115, ул. Минина, 24.
Телефон: (8312)36-04-89
E-Mail: kurkin@kis.ru стр. 887

Скрябина Ольга Евгеньевна, 4 курс
Якутский Государственный Университет, Физико-Технический Институт, физический
Плоские задачи моделирования приливных деформаций Земли

Научный руководитель: Григорьев Юрий Михайлович, профессор, д.ф.-м.н., Зам. директора по научной работе, ЯГУ ФТИ, кафедра теоретической физики
Адрес: 677000 Якутск, ул.П.Алексеева 21/3 кв.22
E-Mail: youra999@rambler.ru стр. 889

Соколов Константин Сергеевич, 5 курс
Тюменский Государственный Университет, физический
Анализ существующих методик и приборов по измерению проницаемости.
Адрес: 625048 г.Тюмень ул.Холодильная134-39 Соколову К.С.
Телефон: (3452) 73-36-70
E-Mail: Falconov@yandex.ru стр. 891

Сударчиков Антон Вениаминович, 5 курс
Иркутский Государственный Университет, физический
Влияние трехмерных ионосферных неоднородностей на дальнейшее распространение декаметровых радиоволн
Научный руководитель: Афанасьев Николай Тихонович, доктор физ.-мат. наук, профессор, Иркутский Государственный Университет
Адрес: 664047 г.Иркутск, ул. Трилиссера, 60-151
Телефон: (3952) 53-94-49
E-Mail: sav@irtel.ru стр. 892

Тарантин Михаил Викторович, аспирант
Горный Институт УрО РАН,
Определение динамических параметров волн, регистрируемых при акустических исследованиях в скважинах
Научный руководитель: Новоселицкий Владимир Маркович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник института, Горный Институт УрО РАН
Адрес: 614007, г. Пермь ул. Сибирская 78а, Горный Институт УрО РАН
Телефон: (3422) 16-10-08
E-Mail: gp_tmv@mine.perm.su стр. 894

Федоров Павел Константинович, 5 курс
Тюменский Государственный Университет, физический
Разработка методики гамма исследований ядерного материала
Научный руководитель: Чухланцев Сергей Александрович, , Заведующий лабораторией, ТО СургутНИПИнефть
Адрес: 625048 г.Тюмень ул.Таймырская 74 кв. 705
Телефон: (3452) 27-84-96
E-Mail: pavel_pwl@mail.ru стр. 896

Трехмерная модель скоростной структуры на юге озера Байкал и смежных территориях по данным обменных волн

Артемов Александр Александрович

Мордвинова Валентина Владимировна

Турутанов Евгений Хрисанфович

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Мордвинова Валентина Владимировна, к.ф.-м.н

art@crust.irk.ru

Модели распределения сейсмических скоростей в недрах Земли являются существенной составляющей в геофизических исследованиях. Необходимым условием для получения достоверных моделей различной детальности и различных глубинных уровней является соответствие системы наблюдений и подходов к анализу и инверсии экспериментальных данных.

На юге Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районах (на территории размером примерно 330 x 260 км) в ходе российско-американского эксперимента 1991-1992 годов 32-мя наблюдающими станциями получено значительное количество качественных цифровых телесеизмических записей скоростей смещений с максимальной энергией в диапазоне частот 0.02-2.00 герц. Это позволило построить 3-хмерную модель распределения скоростей поперечных сейсмических волн в коре и самой верхней мантии в районе наблюдения (от поверхности до глубины 75 км). Для расчета скоростных моделей использовались выделенные нами передаточные функции подстанционной структуры (receiver functions), полученные для обменных PS-волн. Эти волны содержат наибольшую информацию о неоднородностях под записывающими станциями. Согласно методике Receiver Function по каждой станции проанализированы трехминутные участки записей землетрясений с четкими вступлениями P-волн и быстро затухающим сигналом. Эпицентральные расстояния используемых землетрясений равны 40-80 градусам, диапазон обратных азимутов – 120-200 градусов.

Для выделения полезной части волнового поля трехкомпонентные сейсмограммы проецировались на оси P и SV. Чтобы исключить эффект очага, использовалась процедура деконволюции (обратной фильтрации) SV-компоненты P-компонентой. Стандартизованные таким образом компоненты записей землетрясений по каждой станции суммировались для подавления шума. Полученные таким образом передаточные функции коры и верхней мантии использовались при построении скоростных разрезов среды. Решение обратной задачи основано на матричном методе Томсона-Хаскелла и методе регуляризации Тихонова для некорректных задач. Расчеты велись по программе, разработанной сотрудником ОИФЗ РАН Г.Л. Косаревым. Для инверсии в качестве начального приближения был использован усредненный сейсмический разрез земной коры без слоя пониженной скорости и данные о скорости под корой (*Детальные сейсмические исследования литосферы на P- и S-волнах*. Крылов и др., 1993; Егоркин и др., 1996, Геология и геофизика, том 37, №9). Вертикальный шаг на сейсмических моделях близок к 1 км. В результате подобраны такие скоростные разрезы Vs(H) и Vp(H), для которых рассчитанные волновые формы SV в наибольшей

степени совпадают с полученными для каждой станции. По одномерным распределениям скоростей S волн построены двумерные (глубина-расстояние) скоростные разрезы. Получено множество небольших (по 4-7 станциям) профилей. В земной коре почти под всеми станциями выделяются слои пониженной скорости. Выделенные слои имеют толщину 3-5 км, а иногда и более. Относительное уменьшение скорости S -волн варьирует от 0.2 до 0.5 км/с. Слои коррелируются от станции к станции, причем некоторые из них пересекают всю земную кору. В местах, где эти слои приближаются к земной поверхности, по геологическим данным выделяются серии докайнозойских надвигов, сместители которых погружаются в тех же направлениях, что и рассматриваемые слои. Мы полагаем, что большая часть слоев пониженной скорости S -волн соответствует мощным зонам милонитов, связанным с пологими надвигами. Наиболее протяженные надвиги, возможно, соответствуют коллизионным швам.

В результате комплексной интерпретации полученных скоростных моделей и имеющихся геологических и гравиметрических данных в районе наблюдения построена трехмерная модель для площадных станций. На модели отображается тектоническая структура региона с тремя ярко выраженными надвигами: Саяно-Байкальским, Шарыжалгайским и самым протяженным Монголо-Охотским.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 95-05-14806 и 02-05-22005 НЦНИ_а.

Численное моделирование ионосферных возмущений, вызванных землетрясениями и взрывами

Ахмедов Раван Рамин оглы

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова

Куницын Вячеслав Евгеньевич, д.ф – м. н.

ravan@phys.msu.su

Исследованию ионосферного отклика на возмущения, возникающие при импульсном воздействии на земную атмосферу, посвящено множество работ [1-3]. Такими источниками импульсного возмущения являются, например, ядерные испытания, промышленные взрывы, а также землетрясения. Большой интерес к этой проблеме обусловлен тем, что такие события можно трактовать как активные эксперименты в атмосфере Земли и использовать их для решения целого ряда задач физики ионосферы, ионосферного распространения радиоволн, физики атмосферных волн и т.д. Эти исследования имеют также и важный прикладной аспект, поскольку они позволяют обосновать надежные сигнальные признаки техногенных воздействий (запуски ракет, несанкционированные взрывы и подземные ядерные испытания).

При неглубоких землетрясениях и взрывах значительная часть энергии преобразуется в акустическую. При этом генерированные в атмосфере акустико-гравитационные волны (АГВ) распространяются до больших высот с нарастанием амплитуды, где они могут приводить в движение плазму ионосферы вследствие столкновительного взаимодействия нейтральных и заряженных частиц. Современные методы исследования верхней атмосферы, позволяют зарегистрировать эти

возмущения в ионосфере одновременно в больших пространственных масштабах [2, 4]. Эти методы могут быть как наземными так и со спутниковыми.

В литературе имеется большой разброс данных об основных параметрах АГВ, генерируемых при таких возмущениях. Однако конкретный механизм формирования этих возмущений полностью не ясен. Разные авторы предлагают разные модели для объяснения возникновения таких ионосферных возмущений. В частности, упоминаются следующие механизмы: вихревые движения нейтрального компонента атмосферы, возбуждаемая после прохождения акустического импульса [4], генерация ударно-акустических волн [1], генерация внутренних гравитационных волн [3] и т.д.

В представленной работе были численно промоделированы генерация и распространения акустико-гравитационных волн в двумерной атмосфере. В нашей модели такие волны генерируются вертикальными поршениподобными движениями земной поверхности, аналогичные движениям, происходящим при сильных землетрясениях, промышленных взрывах и ядерных испытаниях. Роль источника в уравнениях выполняет граничное условие для вертикальной компоненты скорости частиц воздуха на поверхности Земли, которое равно скорости движения твердой поверхности Земли.

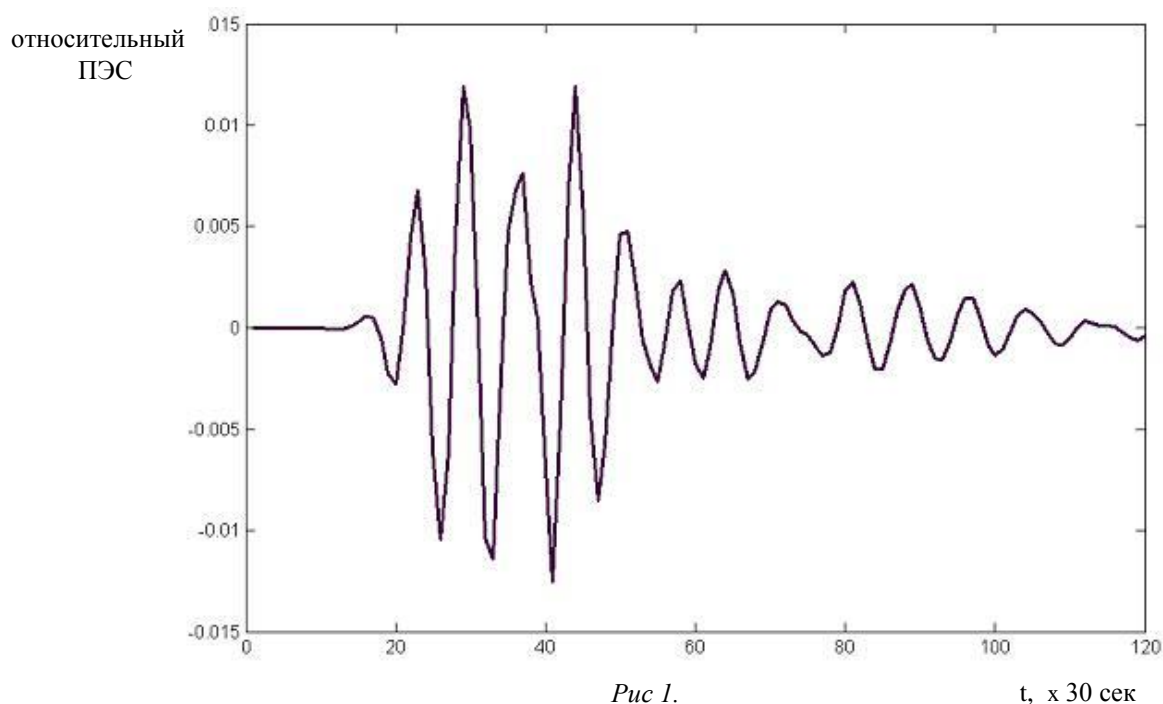
При моделировании решалась система двухмерных нелинейных уравнений гидродинамики с помощью метода конечных разностей Flux Corrected Transport [5]. Мы решили систему уравнений, в равномерной прямоугольной сетке с шагом по высоте 5 км, по горизонтали 1 км, по времени 0.1 сек. Область численного интегрирования имеет размеры по горизонтали 800 км, по высоте 500 км. Учитывались реальные профили плотности и температуры атмосферы в разные времена года. Значения этих параметров атмосферы получены через INTERNET “<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/space/model>”. Функцию смещения земной поверхности мы взяли в форме функции Гаусса. Полученные результаты показывают, что разработанный нами численный метод абсолютно устойчив для самых сильных импульсных возмущений, происходящих на земле.

По найденным значениям возмущения нейтрального компонента атмосферы, были вычислены соответствующие им возмущения концентрации свободных электронов в ионосфере. На Рис. 1 показан график изменения относительного полного электронного содержания (ПЭС) в зависимости от времени. ПЭС было вычислено вдоль вертикали, проходящей через центр наземного импульсного возмущения. Результаты вычислений четко показывают генерацию акустико-гравитационных волн в атмосфере импульсными наземными источниками. Периоды этих возмущений меняются в пределах от 200 сек до 300 сек, что подтверждается наблюдениями [1, 2]. Полученные пространственные картины возмущений сравниваются с существующими экспериментальными данными по радиозондированию ионосферы.

Список публикаций:

- [1] Afraimovich E.L., Perevalova N.P., Plotnikov A.V., Uralov A.M. *The shock – acoustic waves generated by earthquakes// Annales Geophysicae.* 2001. 19. 395 – 409.
- [2] Calais E., Minster J.B. *GPS, earthquakes, the ionosphere, and the Space Shuttle// Physics of Earth and Planetary Interiors.* 1998. 105. 167 – 181.
- [3] Davies J., Archambeau C. *Modeling of atmospheric and ionospheric disturbances from shallow seismic sources// Physics of Earth and Planetary Interiors.* 1998. 105. 183 – 199.
- [4] Андреева Е.С., Гохберг М.Б., Куницын В.Е и др. *Радиотомографическая регистрация возмущений ионосферы от наземных взрывов// Космические исследования.* 2001. т. 39. № 1. с. 13 – 17.

[5] Оран Э., Борис Дж. Численное моделирование реагирующих потоков: Пер. с англ. - М. Мир. 1990. 660 с.



Динамика и электромагнитные эффекты при взаимодействии стримеров с ионизированными локальными неоднородностями.

Белёвкина Анна Ивановна

Ростовский Государственный Университет

Заботин Николай Александрович, д. ф-м. н.

abelew@mail.ru

Главной задачей данной работы является изучение с помощью моделирования динамики стримерных разрядов и электромагнитных эффектов, возникающих при взаимодействии с ионизированными локальными неоднородностями. Цель состоит в проверке гипотезы о том, что маленькие проводящие пылинки, содержащиеся в атмосфере, играют важную роль в формировании тонкой структуры спрайтов и других атмосферных разрядов.

Численное моделирование процесса распространения стримерного разряда проведено с использованием специального пакета FlexPDE.

Получены результаты как для упрощенной модели (minimal-streamer model), учитывающей только процесс ионизации, так и для полной модели с учетом процессов ионизации, рекомбинации, прилипания и диффузии. Используется гидродинамическое приближение. Система уравнений включает уравнения непрерывности для электронов, положительных и отрицательных ионов, уравнение Пуассона для электрического поля.

Расчеты проведены для 2D- и 3D-моделей. Проведено моделирование взаимодействия распространяющегося стримера с плотным плазменным облаком, внезапно возникающим на пути. Прослеживается динамика электрического дипольного момента системы для определения интенсивности электромагнитного импульса радиоизлучения, возникающего при взаимодействии стримерного разряда со взрывающейся пылинкой.

По итогам работы можно сделать следующие выводы.

1. Существует возможность развития стримера из плазменного облака взрывающейся пылинки.

2. Взаимодействие стримера с плотным плазменным облаком, возникающим на его пути, влияет на направление распространения разряда.

3. Установлено, что в момент столкновения пылинки с распространяющимся разрядом наблюдается изменение интенсивности электромагнитного импульса.

Полученные результаты интересны, так как помогут ответить на ряд вопросов.

1. Почему стримерные разряды иногда останавливаются без видимой причины.

2. Может ли являться плотное плазменное облако источником возникновения стримера.

3. Что является причиной ветвления стримеров.

Влияние объемного заряда вблизи поверхности земли на электрические характеристики приземного слоя

Болдырев Антон Сергеевич

Литвинова Ирина Сергеевна

Таганрогский Государственный Радиотехнический Университет

Куповых Геннадий Владимирович

antonbold@mailru.com

Наряду с глобальными факторами электрические процессы в приземном слое обуславливаются электродным эффектом вблизи поверхности земли. Плотность полного вертикального тока j_0 в приземном слое обусловлена как электрическим полем, так и турбулентной диффузией ионов, и может быть представлена в виде:

$$j_0 = k \frac{d\rho}{dz} - \lambda E, \quad (1)$$

где k – коэффициент турбулентной диффузии, λ – проводимость воздуха, E – напряженность электрического поля, ρ – плотность электрического заряда, z – высота. Первое слагаемое – плотность тока j_m , обусловленная турбулентным переносом объемных зарядов по высоте, второе – плотность тока проводимости j , обусловленного движением ионов под действием электрического поля.

Из уравнения Пуассона следует, что наличие объемного заряда в приземном слое искажает электрическое поле, которое может быть представлено в виде:

$$E(z) = E_0 - \frac{1}{\epsilon_0} \int_0^z \rho(z) dz, \quad (2)$$

Экспериментальные исследования атмосферного электричества, проведенные на высокогорной станции пик Чегет в Приэльбрусье [1], установили, что атмосфера на станции характеризуется малыми значениями концентраций аэрозольных частиц и отсутствием сильных источников ионизации. Суточный ход напряженности электрического поля E , характеризуется ярко выраженным утренним минимумом (01—04 UT) и вечерним максимумом (16—22 UT), которые хорошо согласуются с глобальной унитарной вариацией потенциала ионосферы. Однако в августе появляется еще один максимум (06—08 UT), который может быть обусловлен объемным электрическим зарядом в приземном слое, так как влиянием тяжелых ионов, образованных аэрозольными частицами, очевидно можно пренебречь.

Средние значения плотности полного тока j_0 составили в августе 14 пА/м, в апреле- 8,5 пА/м², в сентябре- 13 пА/м², а средние значения плотности тока проводимости j равны в августе 22 пА/м², в апреле -14 пА/м², в сентябре- 22 пА/м². Суточная вариация j_0 в апреле невелика, но в ней просматривается утренний минимум (03—04 UT). В суточном ходе j_0 , измеренном в сентябре четко выражена вариация с утренним минимумом (02—04 UT) и вечерним максимумом (19—22 UT). Вариации j_0 , по видимому, также как и E , обусловлены унитарной вариацией. Однако разница значений j_0 и j говорит о наличии турбулентного тока в атмосфере, причиной которого является перенос электрического заряда вблизи поверхности земли за счет турбулентной диффузии. Используя (1), можно оценить средние значения плотности тока j_m : в августе-39 пА/м², в апреле -22 пА/м², в сентябре -35 пА/м². Суточный ход j_m во все периоды наблюдений имеет утренний минимум (03-06 UT).

На основании измеренных значений напряженности электрического поля, полярных проводимостей воздуха рассчитаны значения плотности электрического заряда $\rho = (\lambda_+ - \lambda_-) / b$. Значения подвижностей положительных и отрицательных легких ионов задавались равными: $b = 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1} \text{ В}^{-1}$. Среднесуточные значения E , j_m и ρ приведены в таблице:

UT	E, даВ/м			j_m , пА/м ²			ρ , пК/м ³		
	Август	апрель	сентябрь	август	апрель	сентябрь	август	апрель	сентябрь
0-3	40	36	38	12	9	10	-18	44	-
3-6	50	42	55	14	9	8	26	49	-
6-9	62	51	60	15	9	13	41	33	38
9-12	55	49	58	12	9	14	36	31	31
12-15	55	49	50	14	9	14	23	21	31
15-18	55	69	51	14	8	15	33	44	46
18-21	58	65	54	16	8	15	23	44	46
21-24	51	47	48	15	9	16	10	51	46

На основании экспериментальных данных исследованы корреляционные связи между среднечасовыми значениями электрических величин в различные периоды наблюдений. Коэффициенты корреляции (β) между E и j составили 0,5-0,6 в августе и апреле, а в сентябре 0,9. Между E и j_0 значения β равны 0,5 и 0,7 соответственно в августе и сентябре, а в апреле корреляционная связь между ними отсутствует. Высокие значения коэффициентов корреляции ($\beta = 0,7-0,8$) между вариациями E и ρ получены в

августе и в сентябре. В апреле корреляция между этими величинами практически отсутствует. Коэффициенты корреляции между E и j_m в августе высоки ($\beta > 0,9$), тогда как в апреле и сентябре $\beta=0,4$. Вариации ρ и j_m достаточно близки в августе ($\beta=0,7$), а в апреле идут в противофазе ($\beta=-0,7$). Причиной этого является тот факт, что в апреле снежный покров на пике Чегет достигает толщины 2-3 метров, вследствие чего уменьшается количество радиоактивных эманаций из почвы, тогда как в августе и сентябре этого нет.

Таким образом, значения плотности электрического заряда максимальны в августе – сентябре и его распределение в приземном слое в этот период оказывает заметное влияние на электрические характеристики. Вариации плотности объемного заряда хорошо согласуются с электрическим полем, что и объясняет появление летом дополнительного дневного максимума в суточных вариациях.

Список публикаций:

[1] Ваюшина Г.П., Куповых Г.В. и др. Результаты наблюдений за атмосферным электричеством на горной станции Пик Чегет в Приэльбрусье //Труды ГГО. С-Пб.: Гидрометеоиздат. Вып.545.С.36-46(1995)

Типизация вертикального распределения скорости звука

Вагеник Игорь Анатольевич

Мартынов Михаил Юрьевич, Желдак Евгений Михайлович

Дальневосточный государственный технический университет

Петухов Валерий Иванович, д.т.н.

Igor_via@mail.ru

Многолетний сбор данных о Мировом океане привел к громадному накоплению информации. Эти данные структурированы по базам и банкам данных гидрологической информации. Обработка этих данных невозможна без комплексного использования современных информационных технологий.

Цель данной работы создание единой дистанционной информационной системы мониторинга океана. Решение этой задачи значительно облегчит навигацию надводных и подводных объектов. Одной из основных частей является – прогноз вертикального распределения скорости звука (ВРСЗ) в океане, этому вопросу и посвящена статья.

Для того чтобы прогнозировать тип вертикального распределения скорости звука необходимо подробнее рассмотреть классификацию кривых ВРСЗ. В классическом представлении типизация происходит по семи типам (см. рис. 1). Значимой является часть кривой лежащей выше предельной глубины, величина которой 500 метров.

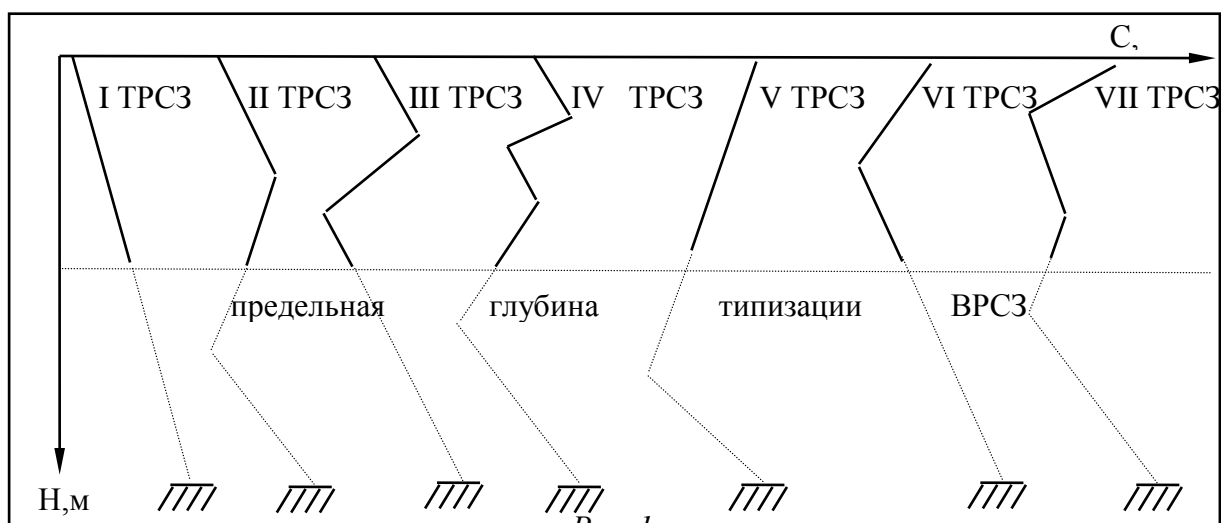


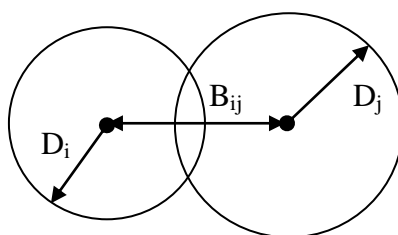
Рис. 1

Диагноз состояния среды был получен посредством обобщения результатов многолетних гидроакустических измерений в рассматриваемом районе в предположении отсутствия межгодовой изменчивости (климатологические гидроакустические данные).

Для решения данной задачи использовали нейронные сети, это связано с тем что, теория НС стала в настоящее время самостоятельным направлением науки, имеющим большие перспективы развития. Основные направления теории нейронных сетей связаны с решением наиболее сложных практических задач.

Использовать данные в чистом виде было бы нецелесообразно. Перед тем, как создавать обучающую выборку необходимо провести предварительную математическую обработку. Для более точного решения задачи, она была распределена на несколько этапов. На первом этапе все кривые были разбиты на два класса: 1-4 тип и 5-7 тип, параметром определяющим класс брали изменение градиента в приповерхностном слое воды. Из преобразованных данных создали обучающие выборки для двухслойной, прямой нейронной сети с ядерной организацией. После обучения через сеть пропустили базу данных кривых ВРСЗ Японского моря, 20% кривых были распознаны неверно. Это связано со сложной классификацией в приповерхностном слое моря.

Двадцатиметровый приповерхностный слой воды очень изменчив и в то же время оказывает очень небольшое влияние на распространение сигнала в море. Однако отбросить его при классификации нельзя, так как во многих случаях он оказывает определяющие значение. Кроме этого большое значение имеет и тот факт, что вектор-классы очень сильно пересекаются, этот вывод был получен из проведенного анализа непротиворечивости данных (см. рис. 2).



На данном рисунке схематически изображены два класса классифицируемого множества. D_i, D_j – диаметры вектор-классов, V_{ij} – расстояние между центрами вектор-классов.

Диаметр вектор-класса можно найти по формуле:

$$D_i = \max_{l,m} \|x_l^i - x_m^i\|,$$

здесь $l \in 1 \dots n, m \in 1 \dots n, n$ – число кривых класса, i – номер класса.

Расстояние между центрами вектор-классов находится (1):

$$V_{ij} = \|x_{cp}^i - x_{cp}^j\|,$$

x_{cp}^i, x_{cp}^j – средние значения вектор-классов.

Полученные результаты обрабатывались с помощью отношения Релея:

$$R_{ij} = \frac{V_{ij}}{\left(\frac{D_i}{2} + \frac{D_j}{2}\right)}.$$

Если полученное выражение меньше единицы классы пересекаются, когда расчетная величина больше одного классы не пересекаются. Диаметры двух классов равны 190.7 и 126.6 соответственно, расстояние между серединами двух вектор-классов 35.1, исходя из этого отношение Релея 0.22, классы сильно пересекаются

В связи с этим был выбран другой путь решения задачи. Деление на классы реализовали с помощью численных методов, а нейронные сети планируется использовать для более узкой типизации.

"Температурное загрязнение" литосферы и гидросферы:

геотермические исследования

Воробьева Екатерина Николаевна

Казанский Государственный Университет

Христофорова Наталья Николаевна, д.г.-м. н.

Ekaterina.Vorobjeva@ksu.ru

Температура является одним из основных термодинамических параметров, которые определяют состояние системы, поэтому при разработке нефтяных месторождений тепловой режим пласта играет важную роль. Так, температура в значительной степени определяет физико-химические свойства нефти в залежи, например, вязкость, подвижность и т.п.

Геотермические данные могут быть использованы для контроля за процессами, приводящими к загрязнению окружающей среды. Во время разработки пласта, или закачки в него сточных вод температура пласта изменяется. Из-за того, что

естественные вариации градиента температуры, как правило, много меньше, чем техногенные, возникают температурные аномалии.

На термограммах наблюдались следующие типы аномалий, вызванные разработкой нефтяных месторождений :

- Температурные аномалии, связанные с закачкой сточных вод и пара.
- Аномалии в поглощающих горизонтах.
- Аномалии в разрабатываемых горизонтах.
- Загрязнение вышележащих слоев.
- Тепловое загрязнение всей толщи пород.

Применяемая при разработке месторождений углеводородов закачка сточных вод, как правило, приводит к загрязнению окружающей среды, в частности, подземных вод. Обычно различают физико-химическое (солевое), гидродинамическое и температурное загрязнения. Термин “температурное загрязнение” используется для обозначения изменений в тепловом режиме верхних слоев земной коры, вызванных техногенными факторами, в частности, закачкой сточных вод и пара, захоронением жидких отходов и т.п.

Влияние этих факторов - захоронения сточных вод и пара на тепловой режим разреза рассмотрено на примере скважин Волго-уральской нефтегазоносной провинции, в частности, Ромашкинского нефтяного месторождения. Закачка пара в определенный пласт приводит к прогреву не только данного пласта в скважине, но и в соседних с ней скважинах. Охлаждение горных пород при закачке холодных вод сильно сказывается на величине коэффициента нефтеотдачи пластов. На термограммах хорошо видны “*работающие*” пласты, т.е. интервал глубин, где расположены поглощающие горизонты. Техногенные температурные аномалии также ярко выражены на температурном профиле.

Температурные аномалии наблюдаются в скважинах, которые длительное время, несколько лет, находятся в разработке и которые содержат много песчаных пропластков. Восстановление природного теплового режима в скважине требует значительного времени – это десятки лет, поэтому можно сделать заключение, что территория, прилегающая к скважинам нагнетательного ряда, в определенном смысле потеряна для разработки.

Таким образом, геотермические исследования показывают, что разработка нефтяных месторождений может приводить к сильному “тепловому загрязнению” верхних слоев литосферы и гидросферы.

Моделирование Португальского цунами 1969 г.

Зайцев Андрей Иванович

Куркин Андрей Александрович

Козелков Андрей Иванович

Нижегородский Государственный Технический Университет

Куркин Андрей Александрович, к.ф.-м.н.

azaytsev@waise.nntu.sci-nnov.ru

В отличие от Тихоокеанского региона, где цунами является достаточно частым событием, регион Атлантического океана, в том числе и Атлантическое побережье Португалии, Испании, Марокко, Азорских и Канарских островов, в отношении бывших здесь цунами и возможной цунами-опасности изучены значительно хуже. Между тем, в данном регионе за всю историю зарегистрировано уже несколько цунами, так что опасностью цунами нельзя пренебречь. Наиболее известным является цунами, возникшее при землетрясении в Лиссабоне в 1755 году. “1 ноября 1755 года сильнейшее землетрясение обрушилось на столицу Португалии – Лиссабон. Никаких признаков надвигающейся катастрофы не было до 9 часов утра, когда вдруг раздался звук, похожий на подземный гром. С ним совпал первый из трех главных толчков, который продолжался чуть более шести минут. Оставшиеся в живых пытались покинуть рушащийся город. Примерно через час после главного толчка море отступило, обнажив приливную полосу. Спустя некоторое время водные массы примчались назад и обрушились на берег в виде нескольких волн *цунами* высотой от 5 до 7 м. В 11 часов, когда более 100 человек собрались на берегу реки, над набережной пронеслась волна. Находившиеся в это время в лодках видели, как волна скрыла набережную и людей, а когда вода отступила, от массивной каменной набережной не осталось и следа. Набережную поглотила трещина в земле. Разрушение Лиссабона было ужасным. Многие районы города превратились в груды развалин. Сотни жителей, находившиеся в момент толчка в храмах, поскольку это был День всех святых и время первой мессы, погибли под обломками церквей. Все, что уцелело в первые минуты катастрофы, уничтожили пожары и цунами. В год катаклизма в городе насчитывалось около 230 тысяч жителей. Во время катастрофы погибло не менее 60-70 тысяч [1].”

В данной работе мы приводим результаты по моделированию Португальского цунами 1969 г., выполненные на основе комплекса программ TUNAMI [2], используемого сейчас международным сообществом для моделирования цунами в открытом море. Получено распределение высот волн в различных пунктах побережья и расчетные мареограммы для волн цунами, сопровождавших землетрясение 28 февраля 1969 г. с магнитудой 7.3. Результаты расчетов сопоставляются с известными данными. Обсуждаются основные особенности проявления цунами в прибрежной зоне при разных расположениях источника. Показано, что логнормальное распределение [3] является хорошей аппроксимацией распределения высот цунами.

Список публикаций:

[1] Mader C.I., *Science of Tsunami Hazards*, **19**(2), 93–98 (2001).

[2] Goto C., Ogawa Y., Shuto N., Imamura N., *Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme (IUGG/IOC Time Project)*, *IOC Manual*, UNESCO, **35** (1997).

[3] Пелиновский Е.Н., Рябов И.А., *Океанология*, **40**, 645–652 (2000).

Исследование термогидродинамических процессов в системе горизонтальная скважина-пласт

Закиров Марат Финатович

Башкирский государственный университет

Шарафутдинов Рамиль Фазырович, д.ф.-м.н.

ZakirovMF@rambler.ru

Изменение температуры и давления в нефтегазоносных пластах зависит от характера фильтрации природных флюидов и различных процессов происходящих при неізотермической фильтрации (эффект Джоуля – Томсона, разгазироваиe, адиабатический эффект и т.д.). Кроме того работа самой скважины также накладывает определенные свойства на тепловое поле всей системы (теплообмен, калориметрия). Это приводит к неізотермическому характеру фильтрации. Тепловое воздействие на пласт изменяет основные фильтрационные параметры: вязкость флюидов, капиллярные силы, реологические свойства движущихся агентов и другое. При этом изменяются коэффициенты вытеснения, фазовые проницаемости и так далее, вследствие чего температурный фактор существенно влияет на текущие фильтрационные характеристики. Цель работы исследовать процессы, влияющие на характеристики пласта и выявить особенности, возникающие при фильтрации в пласте с горизонтальной скважиной.

Система уравнений, описывающая процесс неізотермической фильтрации флюида в пласте с горизонтальной скважиной, имеет следующий вид:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \operatorname{div}[\chi(x, s, P) \operatorname{grad} P] \quad (1)$$

$$\chi(x, y, z, s, P) = \frac{k(x, y, z)}{\mu \cdot \rho_0 \cdot \beta \cdot m} \tilde{k}(s) \rho(P) \quad (2)$$

$$\vec{w} = -\frac{k}{\mu} \tilde{k}(s) \nabla P \quad (3)$$

$$C_n \frac{\partial T}{\partial t} + C_f \rho_f \vec{w} [\nabla T + \varepsilon \nabla P] - \eta m C_f \rho_f \frac{\partial P}{\partial t} = \alpha (T - T_0) \quad (4)$$

где m – пористость; k – абсолютная проницаемость пласта; $\tilde{k}(s)$ – фазовая проницаемость; μ – коэффициент динамической вязкости фаз; ρ – плотность; β – сжимаемость флюида; C_n , C_f – теплоемкости пласта, флюида; ε – коэффициент Джоуля–Томсона; η – коэффициент адиабатического сжатия; α – коэффициент теплопередачи; P – давление; T – температура.

Определяющими параметрами характеризующими свойства системы скважина-пласт являются давление и температура. Уравнения (1)-(3) описывают гидродинамические характеристики пласта; (4) – уравнение Чекалюка – уравнение

сохранения энергии [3]. Для однозначного решения системы уравнений необходимо использовать уравнения состояния флюида, начальные и граничные условия.

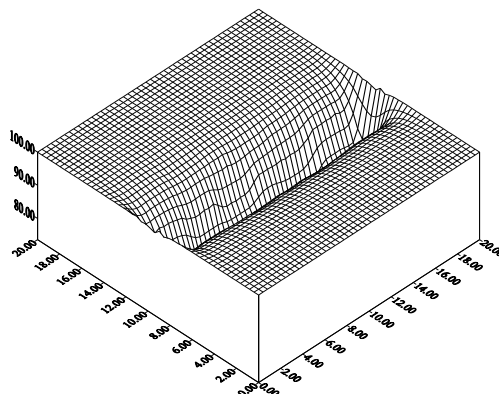


Рис.1 Распределение давления в пласте с горизонтальной скважиной

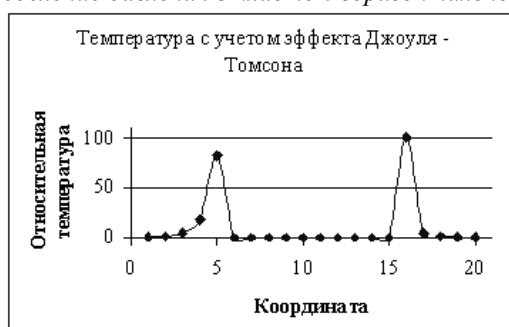


Рис.2 Распределение давления в пласте с горизонтальной скважиной

Выводы

Исследованы термогидродинамические процессы в горизонтальной скважине при эксплуатации продуктивного пласта. Полученная схема расчета может использоваться для оценки параметров влияющих на формирование теплового поля пласта с горизонтальной скважиной. Выявлены следующие особенности: 1) дебит и скорости фильтрации имеют ярко выраженный концевой эффект из-за распределения давления (рис.1) 2) температурное поле зависит от геотермического распределения температуры и в процессе работы горизонтальной скважины приобретает сложный характер при наличии термодинамических эффектов (рис.2).

Полученные результаты можно использовать при расчетах параметров скважины (дебита или скорости фильтрации), использовать при расчетах температурного поля (зависимость температуры от давления, возникновение термогидродинамических эффектов вследствие изменения давления) и многофазной фильтрации жидкости в пласте с горизонтальной скважиной.

Список публикаций:

[1] Басниев К.С., Кочина И.Н., Максимов В.М. *Подземная гидромеханика*. - М.: Недра, 1993.-416 с.
 [2] Закиров М.Ф. «Математическое моделирование термогидродинамических процессов нефтяных пластов, вскрытых горизонтальными скважинами». / *Международная конференция молодых ученых и специалистов – геофизиков 9-12 ноября 1999 г.: Тезисы докладов конференции*. / Петродворец, Санкт-Петербург, 1999.

Исследование электромагнитной эмиссии на контактах горных пород

Золотарев Максим Владимирович

Яворович Людмила Васильевна

Томский политехнический университет

Беспалько Анатолий Алексеевич, к.ф.-м.н.

Lusi@tpu.ru

Исследования механоэлектрических преобразований на контактах горных пород, результатом которых является электромагнитная эмиссия, проводилось при акустическом возбуждении с помощью созданного в лаборатории испытательного комплекса. Исследуемый материал плотно зажимался в тисках специальной конструкции, одна из сторон которого являлась пьезоприемником акустического сигнала (АС). Акустическое возбуждение создавалось стальным шариком с помощью ударного устройства. В качестве приемника электромагнитного сигнала (ЭМС) использовался емкостной дифференциальный датчик, сигнал с которого регистрировался осциллографом Tektronix TDS-210. Синхронно с ЭМС на осциллограф записывался возбуждающий АС. Далее сигналы поступали на компьютер для дальнейшей обработки и анализа с использованием специальных программ.

Эксперименты проводились на горных породах, представленных магнетитовой рудой и микродиоритом. В нашем случае образцы магнетитовой руды - мелкозернистая магнетитовая монолитная руда с прожилками и включения неправильной формы, заполненные кальцитом. Микродиорит - темного цвета, тонкозернистой структуры с включениями магнетитовой руды и мелкими включениями пирита, образующего агрегаты, сложенные отдельными сформированными кристаллами. Имеются маломощные трещины, залеченные карбонатами расположенные, примерно, поперек образца. Образцы отобраны из Таштагольского рудника.

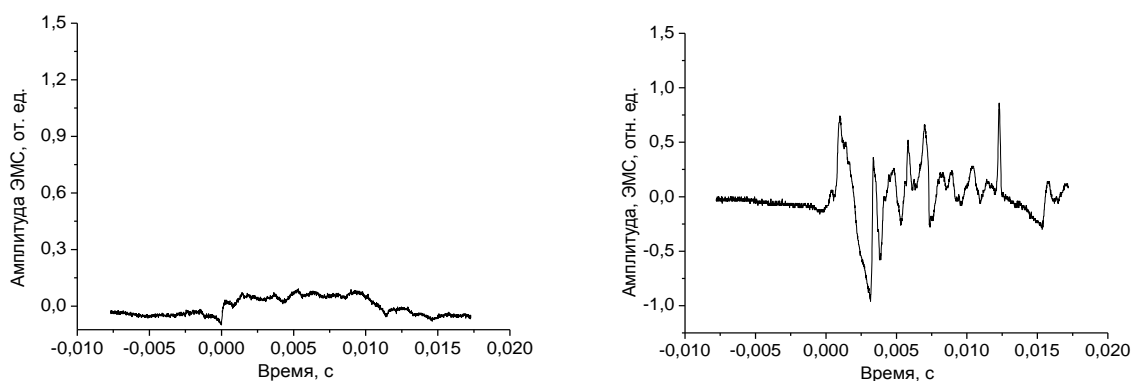


Рис. 1.

На рис. 1 приведены аналоговые электромагнитные сигналы, полученные при акустическом возбуждении руды (1а) и микродиорита (1б).

Для исследования контакта двух пород образцы плотно прижимались друг к другу в тисках. Акустическое возбуждение создавалось со стороны микродиорита и со стороны руды. Электромагнитный датчик при этом располагался напротив контакта. На рис. 2 приведены ЭМС зарегистрированные при акустическом возбуждении со стороны микродиорита (2а) и со стороны руды (2б). Из рисунков видно, что амплитуда ЭМС

магнетитовой руды в 7-8 раз меньше, чем для микродиорита. Как показали предыдущие исследования, эффективность механоэлектрических преобразований определяется, как механическими, так и электрическими свойствами названных пород.

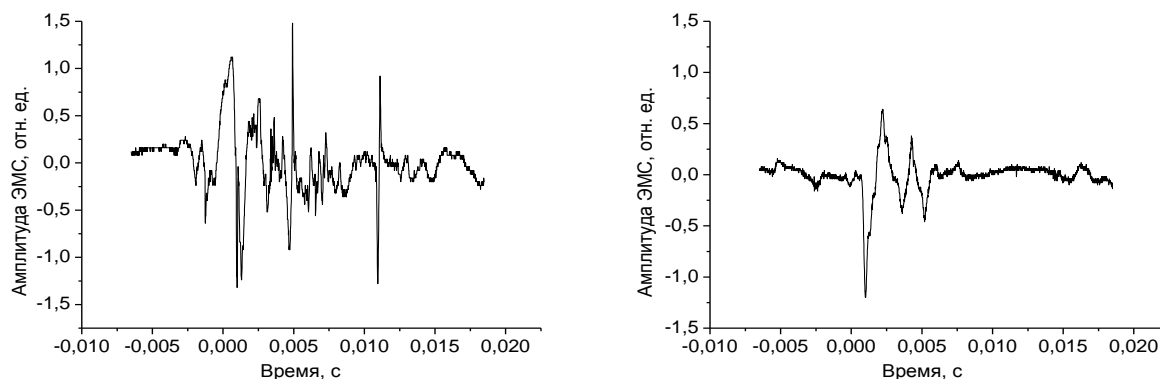


Рис. 2.

Электрические свойства горных пород определяются фазовым и минеральным составом, а также структурно-текстурным строением [1]. В работе [2] показано, что электропроводность образцов руды примерно на 5 порядков превышает электропроводность микродиорита, и примерно в 2 раза эти породы отличаются по диэлектрической проницаемости. Отличия в электрических свойствах и объясняют значительную разницу в амплитуде регистрируемого ЭМС.

В реальных массивах имеется множество контактов разных пород, включений, залеченных и не залеченных трещин. Поэтому в лабораторных условиях проведено моделирование контакта двух пород, существенно отличающихся по электрическим и механическим свойствам. Для исследования контакта использовались эти же образцы руды и микродиорита.

Из рис.2а видим, что при акустическом прозвучивании со стороны микродиорита контактирующих образцов амплитуда ЭМС увеличилась по сравнению с амплитудой ЭМС при прозвучивании микродиорита (рис. 1б). Изменилась и форма ЭМС. Появились высокочастотные составляющие сигнала. Увеличение амплитуды ЭМС наблюдается и при акустическом возбуждении со стороны руды (рис. 2б), по сравнению с амплитудой при акустическом возбуждении собственно руды (рис.1б).

Таким образом, проведенные экспериментальные исследования показывают, что при акустическом прозвучивании увеличивается эффективность механоэлектрических преобразований энергии на контактах горных пород, отличающихся по электрическим свойствам, и приводит к увеличению амплитуды ЭМС.

Список публикаций:

[1] Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. Ч.II. М., 1964, 159 с.

[2] Справочник физических констант горных пород. Под. Ред. С. Кларка мл., Изд. Мир, Москва, 1969, 543 с..

Сейсмическая модель земной коры вдоль геотраверса “Котловина Амундсена – поднятие Ломоносова – котловина Подводников – поднятие Менделеева – котловина Менделеева”.

Иванова Нина Иванова

Заманский Юрий Яковлевич, Лангинен Альдона Евгеньевна

Санкт-Петербургский Государственный Университет

Троян Владимир Николаевич

Nina.Lebedeva@paloma.spbu.ru meow@mail.ru

Модельные построения земной коры по профилям “Трансарктика–1992” и “Арктика–2000” перестроены с увязкой по скоростным параметрам и сейсмическим границам в единый глубинный разрез по субширотному геотраверсу “Котловина Амундсена – поднятие Ломоносова – котловина Подводников – поднятие Менделеева – котловина Менделеева” (с помощью программного пакета “SeisWide”). Таким же образом (ProMax) получен единый разрез осадочного чехла по данным МОВ на субширотном геотраверсе.

Мощность осадочного чехла поднятия Менделеева изменяется менее резко, чем на поднятие Ломоносова. Нижние сильно литифицированные (наиболее древние) осадки составляют основную часть осадочного разреза.

По данным глубинного сейсмического зондирования, для поднятия Ломоносова характерно примерно равное соотношение верхней и нижней консолидированной коры. На поднятии Менделеева мощность нижней консолидированной коры существенно преобладает над верхней. Консолидированная кора поднятия Менделеева имеет несколько большие значения сейсмических скоростей по сравнению с поднятием Ломоносова.

Из рассмотрения сейсмического разреза видно, что, несмотря на заметные отличия в поведении выделенных слоёв и в изменении мощности коры вдоль геотраверса, кора может соответствовать континентальному (субконтинентальному) типу. Исключением является западная оконечность геотраверса в котловине Амундсена, где она относится к океаническому типу.

Генерация волн цунами подводными оползнями

Клюева Наталья Михайловна

Куркин Андрей Александрович

Полухина Оксана Евгеньевна

Нижегородский Государственный Технический Университет

Куркин Андрей Александрович, к.ф.-м.н

klmnat@land.ru

Согласно многочисленным фактам, в основном волны цунами генерируются подводными землетрясениями, и только малая часть оползнями или обвалами. Нередки случаи, когда сравнительно слабое землетрясение вызывает оползень, приводящий к разрушительному цунами. В последнее время сильно возрос интерес к подводным

оползням и, как полагают ученые, именно они являются причиной маломощных цунами в Черном и Средиземном морях.

Подводные оползни были одной из возможных причин нескольких разрушительных цунами в прошлом. Один из самых больших доисторических подводных оползней с оцененным объемом массового расхода $1,700 \text{ км}^3$ произошел приблизительно в 7000 году до нашей эры в Северном Море на границе континентального шельфа Норвегии (оползень Storegga). Порожденное им цунами высотой до 6-8 метров обрушилось на большую часть Шотландских островов. На юго-востоке Гавайев в 1975 году произошло землетрясение магнитудой в 7.2 балла, породившее большой оползень. Этот оползень сгенерировал волну цунами высотой около 47 футов в Кеауоу. Спустя три года после разрушительного цунами в 1998 году в Папуа Новой Гвинее было доказано, что оно было вызвано подводным оползнем. Самый последний случай подобного рода произошел 13 января 2001 года, когда после землетрясения магнитудой в 7.6 балла, произошедшего в Тихом океане на расстоянии 50 км от берега, сгенерировались 2-метровые волны в озере Coatepeque в Сальвадоре (Центральная Америка). В результате погибло 5 человек. Интересно заметить, что землетрясение не породило никакой наблюдаемой волны цунами в Тихоокеанском бассейне.

Оползни и сопровождаемые их цунами – обычные вторичные эффекты землетрясений, но во многих случаях, разрушительные оползни произведены локальными процессами в отсутствие сейсмических событий. Численное моделирование цунами, вызванных подводными оползнями намного более сложная проблема, чем моделирование сейсмически сгенерированных цунами. Оползень распространяется достаточно долго, поэтому время перемещения оползня будет воздействовать на характеристики сгенерированной волны и должно быть включено в модель. Сам оползень существенно изменяется во время его перемещения, вызывая тем самым изменение поверхностных волн, которые были сгенерированы. Фактический размер области оползня обычно небольшой, следовательно, типичная длина волны цунами, порожденной подводным оползнем также небольшая, то есть приблизительно от 1 до 10 км. Главная проблема в численном моделировании подводных оползней состоит в том, что граница оползень – вода меняется в процессе движения оползня. Поэтому необходимо исследовать влияние различных параметров оползня на генерацию цунами: угол наклона, водная глубина, плотность оползня, кинематическая вязкость и т.д.

В данной работе моделируется процесс генерации волн цунами подводными оползнями. Исследовано влияние размеров оползня на скорость волны цунами.

Краевые волны во вращающейся жидкости у наклонного берега

Николкина Ирина Федоровна

Куркин Андрей Александрович

Дубинина Валентина Александровна

Нижегородский Государственный Технический Университет

Куркин Андрей Александрович, к.ф.-м.н.

kurkin@kis.ru

В последнее время пристальное внимание ученых привлекают так называемые “пограничные волны” (boundary waves): краевые волны, шельфовые волны, волны Кельвина и пр., которые доминируют в шельфовой зоне океана. Интерес именно к краевым волнам велик, прежде всего, по причине их чрезвычайно большого значения для различных природных явлений. Распространение волн цунами, перенос осадочного материала, формирование береговой линии и прибрежного рельефа, прибойные биения и, наконец, просто концентрация волновой энергии в шельфовой зоне океана – все эти процессы самым тесным образом связаны с краевыми волнами.

Структура краевых волн в шельфовой зоне океана подробно описана в ряде книг [1, 2]. Наиболее подробно обычно изучаются кинематические свойства таких волн, связанные с их дисперсионными соотношениями, поскольку последние определяются из наблюдений с помощью спектрально-временного анализа. Наиболее популярными моделями возбуждения этих волн являются атмосферные факторы: вариации атмосферного давления и ветрового напряжения. В качестве импульсных источников рассматриваются сейсмические очаги, подводные оползни и вулканы, кратковременные и быстрые возмущения атмосферы. Обычно рассматривается однократное воздействие на поверхность океана, приводящее к возникновению уходящих от очага свободных волн. Многократное воздействие импульсных источников на поверхность океана в течение относительно небольшого промежутка времени может приводить к суперпозиции и взаимодействию индивидуальных волн, вызывая краевые волны аномально большой амплитуды.

В настоящее время имеются многочисленные данные наблюдений аномальных волн (порядка 10 – 30 м) на различных акваториях Мирового океана. Особенностью таких волн является неожиданность их появления и исчезновения на фоне достаточно спокойного моря, что служит причиной катастрофических ситуаций, приносящих тяжелый материальный ущерб и вызывающих гибель людей. Большой статистический материал наблюдений аномально высоких волн накапливается сейчас у побережья Южной Африки, в Мексиканском заливе, а также шельфах европейских морей. В частности, только за период 1968 – 1994 гг. было потеряно 22 супертанкера и погибло 525 человек [3, 4]. В последнее время участились случаи регистрации аномально высоких волн с нефтяных платформ в море. Достаточно сказать, что в 1995 г. на нефтяной платформе в Северном море зарегистрирована волна с рекордной в 26 м высотой. Ниже приведена одна из имеющихся фотографий аномально высокой волны (см. рис.1). Статистика также свидетельствует, что одна аномальная волна, превосходящая по своим параметрам в 3 раза обычную, приходится на 1175 волн, а четырехкратное превышение встречается у одной волны из 300 000 нормальных. Но статистически невозможно предсказать появление волны-убийцы.

Физическими механизмами возникновения аномальных волн на поверхности океана являются влияние сильных течений на усиление волн и возможная пространственная фокусировка волновых пакетов, движущихся с разными скоростями. Первый механизм был навеян многочисленными случаями наблюдения аномально больших волн у побережья Южной Африки, где имеется сильное Агульясово течение, и в районе Гольфстрима. Встречное течение тормозит (блокирует) морские волны, и уже в простейшей теории из сохранения волнового действия следует значительное возрастание высоты волны. Природу механизма пространственно-временной фокусировки (дисперсионного сжатия) легко продемонстрировать на примере генерации волн локализованной штормовой области при увеличении скорости ветра: слабый ветер генерирует небольшие волны малой длины, имеющие малую скорость распространения. Затем увеличивающийся ветер генерирует более сильные волны большей длины, скорость распространения которых велика. В результате, более быстрые волны догоняют медленные и в какой-то момент времени они накладываются друг на друга, приводя к формированию одиночной волны большой амплитуды. При этом эффективное наложение волн разного масштаба может происходить на значительном удалении от штормовой области, где ветровые волны почти отсутствуют. Качественно этот механизм весьма понятен, и он был продемонстрирован в лабораторном эксперименте. Количественная теория возникновения аномально больших волн, однако, еще не достаточно разработана.



рис. 1

В данной работе исследуется процесс формирования аномальных краевых волн над наклонным дном при наличии вращения. Показано, что суперпозиция краевых волн представляет собой узкий импульс, вся энергия которого сосредоточена около берега и не передается в открытый океан. Получена зависимость максимальной амплитуды волны со временем, показывающая, что значительное усиление происходит за короткое время. Данный эффект демонстрируется для трехмерных краевых волн.

Список публикаций:

- [1] Ле Блон П. и Майсек Л., *Волны в океане: в 2-х томах*, М.: Мир (1981).
- [2] Рабинович А.Б., *Длинные гравитационные волны: захват, резонанс, излучение*, СПб.: Гидрометеиздат (1993).
- [3] Lawton G., *Monsters of the deep*, *New Scientist*, **2297**, 28 – 32 (2001).
- [4] Sand S.E., Hansen N.E., Klinting P., Gudmestad O.T. and Sterndorf M.J., *Freak wave kinematics*. *Water Waves Kinematics* (eds. A. Torum and O.T. Gudmestad), Kluwer: Netherlands, 535 – 549 (1990).

Плоские задачи моделирования приливных деформаций Земли.

Скрябина Ольга Евгеньевна

Якутский государственный университет им. М.К.Аммосова

Григорьев Юрий Михайлович, д.ф-м.н.

youra999@rambler.ru

Гипотеза о возможности накопления необратимых деформаций внутри Земли от приливного воздействия со стороны Луны высказывалась многими авторами (см [1]). Приливные силы приводят к растяжению тела по направлению к возмущающей массе и к сжатию его в ортогональных направлениях. Если тело при этом поворачивается относительно указанных направлений, то по нему бежит приливная волна. В Институте горного дела СО РАН (г.Новосибирск) на модельных экспериментах показана справедливость этой гипотезы. Эксперименты проводились для плоской и пространственной моделей. Правомерность использования плоской модели объясняется тем, что из-за физических условий перенос вещества через плоскость экватора происходить не должен. Поэтому можно промоделировать явление только на экваториальной плоскости, причем в условиях плоской деформации.

В работах [1-3] построены плоская и трехмерная математические модели рассматриваемого явления. При построении математических моделей предполагается, что Земля представляет собой вязкую жидкость, и деформации совершаются при малых скоростях. При таких условиях используется линеаризованная (по Стоксу) система уравнений Навье-Стокса, будем называть ее системой Стокса. Модели построены в предположении однородности Земли. В [1] приведены некоторые экспериментальные результаты, полученные на плоской модели для Земли с жестким ядром.

В данной работе ставится задача построения плоской математической модели, описывающей движения внутренних масс Земли при приливных воздействиях с учетом ее неоднородности. Модель строится при вышеприведенных предположениях и математически сводится к решению краевых задач для плоской системы Стокса:

$$\mu \Delta \mathbf{u} - \nabla p = 0, \quad \nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (1)$$

где \mathbf{u} - вектор скорости, p - давление, μ - коэффициент вязкости. Применяется кинематическая модель, при котором заранее задается форма деформированной Земли, а на ее поверхности задается поле скоростей, имитирующее приливную волну:

$$u_r = const, \quad u_n = 0.$$

В рамках такой кинематической модели необходимо решить первую задачу системы Стокса внутри эллипса с круговым отверстием. Для такой задачи планируется применить метод разложения по малому параметру. Естественным малым параметром является эксцентриситет эллипса. Каждое слагаемое в таком разложении получится как решение краевых задач для системы Стокса (1) внутри кругового кольца. В данной работе показана возможность эффективного применения в таких задачах комплексного представления общего решения системы Стокса. Это представление является частным случаем кватернионного представления [4] и имеет вид:

$$\mu(u + iv) = \varphi(z) - z\varphi'(z) + \psi(z), \quad p = -4 \operatorname{Re} \varphi'(z), \quad (2)$$

где u, v – декартовы компоненты вектора скорости, $\phi(z), \psi(z)$ – аналитические функции комплексной переменной $z=x+iy$. Такое представление аналогично формулам Колосова-Мухелишвили [5] из теории упругости, но в литературе имеется всего несколько примеров ее использования в гидродинамике, в частности в задачах с неизвестной границей.

Здесь, аналогично [5], выяснены степени определенности аналитических функций в представлении (2). Решения первой краевой задачи для системы Стокса (1) внутри круга и кругового кольца получены в виде разложений по степеням z . В этих задачах функции $\phi(z), \psi(z)$ ищутся в виде разложений Тейлора или Лорана (с дополнительными слагаемыми, учитывающими многозначность функций) с неизвестными коэффициентами, для их определения из краевых условий получаются системы алгебраических уравнений, которые решаются в явном виде. После определения поля скоростей ставится задача нахождения траекторий частиц жидкости. Для этого необходимо решать задачу Коши для системы обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\begin{cases} \frac{dx}{dt} = u(x, y), \frac{dy}{dt} = v(x, y), \\ x(0) = x_0, y(0) = y_0. \end{cases}$$

В качестве примеров с помощью программы Mathematica численно решены некоторые задачи для круга, круговой каверны и кругового кольца, полученные траектории визуализированы.

Работа выполнена в рамках гранта № E02-4.0-10 Министерства образования РФ по фундаментальным исследованиям в области естественных и точных наук.

Список публикаций:

- [1] Ревуженко А.Ф. *Механика упруго-пластических сред и нестандартный анализ*. – Новосибирск: НГУ, 2000 г. – 428 с.
- [2] Григорьев Ю.М. *Плоская задача о переносе масс приливными волнами // Математические заметки ЯГУ*. – 1999. – Т. 6. – Вып. 2. – С. 9-20.
- [3] Григорьев Ю.М., Ревуженко А.Ф. *Пространственная задача о переносе масс приливными волнами // Вычислительные технологии*. – 2000. – Т. 5. - № 4. – С. 40-54.
- [4] Аннин Б.Д., Григорьев Ю.М. *Общее решение уравнений равновесия несжимаемых упругих тел / Современные проблемы механики и прикладной математики. Материалы школы семинара, посвященной 70-летию проф. Д.Д.Ивлева. Воронеж, 25-30 сентября 2000 г. Часть 1*. – Воронеж, 2000.- С. 12- 20.
- [5] Мухелишвили Н.И. *Некоторые основные задачи математической теории упругости*. – М.: Наука, 1966. – 708 с.

Анализ существующих методик и приборов по измерению проницаемости.

Соколов Константин Сергеевич

Чухланцев Сергей Александрович

Тюменский государственный университет

Федоров Константин Михайлович, д.ф.-м.н.

Falconov@yandex.ru

В настоящее время существует множество методик и аппаратуры для анализа проницаемости пород-коллекторов. В данной работе рассмотрен сравнительный анализ методик и аппаратуры американских фирм CoreTest, CoreLab, NER и установки изготовленной в отделе петрофизики ОАО СИБНИИП.

В работе рассматривается методика исследования проницаемости как на образцах, так и на срезе полноразмерного керна. Исследование на образцах принимается относительно профильного метода эталонным. Но само эталонируется по искусственно изготовленным образцам известной проницаемости.

В ходе работы рассмотрены и подтверждены теоретические основы используемых методик.

Проведены измерения эталонных образцов на вышеуказанных установках и построены корреляционные зависимости.

Получены зависимости для различных литотипов пород коллекторов.

Анализ работы профильного пермеаметра и сопоставления с данными на стандартных образцах.

По итогам работы можно сделать следующие выводы:

1. Получена четкая корреляция значений проницаемостей, измеренных на срезе полноразмерного керна и на стандартных образцах.

2. Для измерений на торцах образцов – проницаемости, измеренные профильным пермеаметром в 2 раза больше проницаемости, измеренной на образцах, при всестороннем обжиге. При этом проницаемости коррелируются во всех диапазонах изменения проницаемости.

3. Для измерений водонасыщенных пород - проницаемости, измеренные профильным пермеаметром в 1,5 раза больше проницаемости, измеренной на образцах, при всестороннем обжиге. При этом проницаемости коррелируются во всех диапазонах изменения проницаемости.

4. Для измерений нефтенасыщенных пород - проницаемости, измеренные профильным пермеаметром в 1,4 раза больше проницаемости, измеренной на образцах, при всестороннем обжиге. При этом проницаемости коррелируются в диапазоне до 5-10мД, при меньшей проницаемости пород, измеренные значения на профильном пермеаметре значительно занижены.

5. Одно из приложений по использованию профильного пермеаметра – построение карт распределения проницаемостей. В настоящее время проводятся работы по построению объемных моделей распределения проницаемостей по данным измерения на торцах кубических образцов.

Влияние трехмерных ионосферных неоднородностей на дальнейшее распространение декаметровых радиоволн

Сударчиков Антон Вениаминович

Иркутский Государственный Университет

Афанасьев Николай Тихонович, д.ф.-м.н

sav@irtel.ru

Для интерпретации результатов наклонного зондирования ионосферы часто используют численное моделирование траекторных и энергетических характеристик декаметровых радиоволн в двумерно-неоднородной среде. Однако при объяснении особенностей радиосигналов, путь которых заметно отличается от дуги большого круга, необходимо учитывать как боковое рассеяние радиоволн на земной поверхности, так и влияние трехмерных ионосферных неоднородностей. Несмотря на большую работу, проделанную в данном направлении, вследствие многообразия форм проявления ионосферных неоднородностей, сложности земного рельефа и особенностей самих механизмов распространения радиоволн нет еще достаточно полного понимания роли неоднородностей ионосферы и шероховатости земной поверхности в формировании пространственно-временной структуры поля на дальних радиотрассах.

В настоящей работе проведено математическое моделирование лучевого поля в горизонтально неоднородной изотропной ионосфере с учетом крупномасштабных (по сравнению с длиной волны) возмущений естественного происхождения. Показана существенная роль трехмерности ионосферных неоднородностей при дальнем распространении, когда благодаря им могут возникать новые механизмы распространения, отсутствующие при двумерном описании среды.

Траектории лучей в горизонтально-неоднородной ионосфере описываются системой уравнений [1]:

$$\begin{cases} \frac{dR}{d\varphi} = R \cdot \sin\theta \cdot \operatorname{Ctg}\beta \\ \frac{d\theta}{d\varphi} = \sin\theta \cdot \operatorname{Tg}\alpha \\ \frac{d\beta}{d\varphi} = \frac{1 + \sin^2\beta \cdot \operatorname{Tg}^2\alpha}{2 \cdot \varepsilon} \left[\operatorname{Ctg}\beta \cdot \frac{\partial\varepsilon}{\partial\varphi} - \left(R \cdot \frac{\partial\varepsilon}{\partial R} + 2 \cdot \varepsilon \right) \cdot \sin\theta \right] - \operatorname{Cos}\theta \cdot \operatorname{Tg}\alpha \cdot \sin\beta \cdot \operatorname{Cos}\beta \\ \frac{d\alpha}{d\varphi} = \frac{1 + \operatorname{Ctg}^2\beta \cdot \operatorname{Cos}^2\alpha}{2 \cdot \varepsilon} \left[\sin\theta \cdot \frac{\partial\varepsilon}{\partial\theta} - \operatorname{Tg}\alpha \cdot \frac{\partial\varepsilon}{\partial\varphi} \right] + \operatorname{Cos}\theta \end{cases} \quad (1)$$

Диэлектрическая проницаемость среды представлена в виде:

$$\begin{aligned} \varepsilon = \varepsilon(R, \theta, \varphi) = 1 - \frac{f_{\hat{e}\hat{d}F2}^2}{f^2} e^{-\left(\frac{R-R_{mF2}}{H_{F2}}\right)^2} - \frac{f_{\hat{e}\hat{d}E}^2}{f^2} e^{-\left(\frac{R-R_{mE}}{H_E}\right)^2} - \\ - \sum_{i=1}^n \frac{a_i}{f^2} e^{-\left(\frac{R-R_{mi}}{H_{Ri}}\right)^2} - \left(\frac{\theta-\theta_{mi}}{H_{\theta}}\right)^2 - \left(\frac{\varphi-\varphi_{mi}}{H_{\varphi}}\right)^2 \end{aligned} \quad (2)$$

где $f_{крF2}$, R_{mF2} , H_{F2} , $f_{крE}$, R_{mE} , H_E , R_{mi} , θ_{mi} , φ_{mi} , H_{Ri} , $H_{\theta i}$, $H_{\varphi i}$ в зависимости от задачи могут быть линейными или периодическими функциями R , θ , φ . Например, для слоя F_2 величины $f_{крF2}$, R_{mF2} , H_{F2} могут быть представлены в виде:

$$\begin{aligned} f_{крF2} &= f_{крF2}^0 + \Delta f_{крF2} \cdot \sin(a\varphi + \delta) + \Delta f_{крF2} \cdot \sin(b\theta + \gamma) + c\varphi + d\theta \\ R_{F2} &= R_{F2}^0 + \Delta R_{F2} \cdot \sin(a\varphi + \delta) + \Delta R_{F2} \cdot \sin(b\theta + \gamma) + c\varphi + d\theta \\ H_{F2} &= H_{F2}^0 + \Delta H_{F2} \cdot \sin(a\varphi + \delta) + \Delta H_{F2} \cdot \sin(b\theta + \gamma) + c\varphi + d\theta \end{aligned} \quad (3)$$

где $\Delta f_{крF2}^0$, R_{F2}^0 , H_{F2}^0 - постоянные составляющие величин $f_{крF2}$, R_{F2} , H_{F2} ; $\Delta f_{крF2}$, ΔR_{F2} , ΔH_{F2} - амплитуды, a , b , δ , γ - параметры синусоидальных колебаний величин $f_{крF2}$, R_{F2} , H_{F2} ; c и d - параметры линейного изменения величин $f_{крF2}$, R_{F2} , H_{F2} .

Математическое моделирование процесса распространения радиоволн по формулам (1 - 3) было проведено с помощью оперативного алгоритма, разработанного в [1]. В качестве примера (рис. 1) показаны траектории декаметровых радиоволн при многоскачковом распространении. Точка А означает источник излучения



Рис.1.

Исследовалось влияние регулярной рефракции на трехмерных локализованных и волнообразных неоднородностях на захват радиоволн в ионосферный межслоевой канал EF, вывод энергии из этого канала, возбуждение педерсеновской скользящей моды и моды типа "шепчущей галереи". Также анализировалась возможность распространения радиоволн в трехмерном нерегулярном волновом канале, образованном горизонтально неоднородным слоем F_2 и спорадическим слоем E_s в форме ионосферных неоднородностей "блинообразной" формы, рассредоточенных в продольном и поперечном направлениях относительно траектории распространения.

Заметим, что пренебрежение влиянием трехмерного слоя E_s на формирование структуры лучевого поля может, с одной стороны, привести к полному отказу коммуникационных систем, использующих ионосферный радиоканал, а с другой - к добровольному и неразумному отказу от дополнительных эффективных каналов передачи информации.

Список публикаций:

[1] Сударчиков А.В. Компьютерное моделирование распространения декаметровых радиоволн в неоднородном канале Земля - Ионосфера //Байкальская молодежная научная школа по фундаментальной физике, Иркутск, 2002. Труды V сессии молодых ученых, "Гелио- и геофизические исследования" с.147-149

Определение динамических параметров волн, регистрируемых при акустических исследованиях в скважинах

Тарантин Михаил Викторович

Горный институт УрО РАН

Новоселицкий Владимир Маркович, д. г-м. н.

gp_tmv@mine.perm.su

Среди прочих методов исследования земной коры акустический каротаж занимает не последнее место. Акустические исследования состоят в «прозвучивании» слоев горных пород в реальных (не лабораторных) условиях и проходят следующим образом. Акустический прибор движется по скважине и излучает в окружающую среду сигналы звуковых частот. Эти сигналы проходят некоторый путь по околоскважинному пространству, а затем регистрируются несколькими приемниками того же прибора. Результаты каротажа – совокупность принятых сигналов – позволяют судить о строении горных пород в толще, пройденной акустическим сигналом. Особенность данного вида каротажа заключается в неизвестности формы излучаемого импульса, поэтому принятые сигналы сравниваются между собой.

Современное развитие акустического каротажа предполагает цифровую запись всего волнового сигнала, что, безусловно, расширяет потенциальные возможности метода. Ограничения на объемы регистрируемой информации практически сняты, и это позволило повысить точность акустических данных. Одновременно открываются перспективы более корректного, чем это делается в аналоговом каротаже, определения параметров регистрируемых волн с использованием вычислительной техники. Корректность достигается благодаря возможности выбора наиболее оптимальной процедуры обработки записанного сигнала, что, в конечном счете, позволяет повысить точность и надежность вычислений. Все вычисления производятся на компьютере с использованием разработанного для этих целей программного обеспечения.

Исходный полевой материал не всегда имеет хорошее качество. Это может быть связано как с технологией записи сигналов, так и с параметрами измерительной системы. Сигнал может быть зашумлен или нелинейным образом искажен, причем для разных приемников по-разному. Некоторые из таких помех можно устранить уже на этапе загрузки файла данных, другие – только после некоторой обработки сигнала. Наличие помех является важной характеристикой сигнала. Кроме аппаратурных и акустических помех, на сигнал влияют параметры самой скважины: геометрия ствола, наличие каверн, и положение измерительного прибора относительно стенок скважины.

В принятых сигналах может быть выделено несколько типов волн: продольная, поперечная, волна Лэмба-Стоунли. Каждая из регистрируемых волн интересна нам своими параметрами: скоростью распространения V (или обратной величиной – интервальным временем V^{-1}), амплитудой A_0 , основной частотой f_0 . Отсутствие какой-либо волны также является характеристикой соответствующего интервала геологического разреза. Наряду с перечисленными характеристиками интерес представляют некоторые их комбинации, как, например, коэффициент затухания упругих волн $\alpha(f)$, декремент затухания δ . Комплекс вычисляемых параметров позволяет судить о структуре пересекаемых скважиной горных пород.

Некоторые параметры волн могут быть определены сразу несколькими способами. Например, скорость распространения может определяться по времени прихода волны (пороговым методом) и по фазовым спектрам сигналов двух приемников. Практика показывает, что первый способ менее точный из-за конечности временного шага дискретизации сигнала при оцифровке, но более устойчивый к различного рода помехам.

Многие параметры определяются в частотной области – по спектру волны (сигнала). Для построения спектров используется алгоритм быстрого преобразования Фурье. По полученным амплитудному $A(f)$ и фазовому $\varphi(f)$ спектрам определяются основные величины: основная частота f_0 сигнала соответствует амплитуде A_0 сигнала (1), скорость волны (интервальное время) (2) рассчитывается по спектрам сигналов двух приемников, отстоящих один от другого на расстояние L_{12} , величина затухания сигнала (3), амплитудный (4) и частотный (5) параметры затухания.

$$A_0 = A(f_0) = \max(A(f)) \quad (1)$$

$$V^{-1}(f) = \frac{1}{2\pi L_{12}} \cdot \frac{\partial(\varphi_2(f) - \varphi_1(f))}{\partial f} \quad (2)$$

$$\alpha(f) = \ln \left(\frac{A1(f)}{A2(f)} \right) \quad (3)$$

$$k_a = \frac{1}{L_{12}} \cdot \ln \left(\frac{A_{01}}{A_{02}} \right) \Big/ \frac{f_{01} + f_{02}}{2} \quad (4)$$

$$k_f = \frac{1}{L_{12}} \cdot \left\langle \frac{\partial \alpha(f)}{\partial f} \right\rangle_{f \in (f_1, f_2)} \quad (5)$$

Динамические параметры обладают большими потенциальными возможностями в прогнозировании структуры горных пород, но они не могут быть использованы формально и требуют углубленного изучения. Так, в скважинных условиях параметры затухания k_a и k_f несут несколько различную информацию, несмотря на их общий физический смысл. В однородной толще горных пород, в отсутствие прослоев других пород и каких-либо нарушений, информативным является частотный параметр затухания k_f , поскольку в нем отсутствует (или минимально) затухание, обусловленное расхождением фронта волны в скважине, которое, в свою очередь, присутствует в амплитудном параметре затухания k_a . Совместный анализ параметра затухания k_f и скорости открывает возможность определения не только коэффициента пористости, но и структуры порового пространства горной породы. В интервалах слоистого геологического разреза информативным оказываются амплитудные параметры затухания k_a для продольных и поперечных волн, поскольку они вполне определенным образом реагируют на интерференционные эффекты, обусловленные акустически контрастными слоями. Частотный же параметр затухания k_f в слоистой толще весьма неустойчив из-за тех же интерференционных эффектов. Анализ интерференционных эффектов по динамическим параметрам и с учетом поведения скоростей позволяет выявлять, в частности, зоны трещиноватых горных пород.

Таким образом, совместный анализ различных параметров затухания и скоростей упругих волн открывает возможность определения структуры горных пород в самом широком смысле.

Разработка методики профильного исследования поглощения гамма излучения керновым материалом

Федоров Павел Константинович

Чухланцев Сергей Александрович

Тюменский государственный университет

Федоров Константин Михайлович, д.ф-м.н.

kfedorov@utmn.ru

Исследования физических свойств горных пород включают три этапа. Первый этап состоит в геофизических исследованиях скважин. При котором в скважину опускается геофизический прибор, состоящий из излучателя и датчика различных физических полей. Зависимость показаний датчика от глубины называется каротажной кривой. Далее на втором этапе производится отбор кернового материала из скважины с последующим исследованием профильными методами. На этом этапе проводятся грубые оценочные поточные исследования кернового материала. На основании сопоставления данных геофизических исследований и поточных методов составляется общая структура разреза пород. На третьем этапе проводятся детальные экспериментальные изучения физических свойств выпиленных стандартных образцов для продуктивных интервалов разреза.

В работе рассматривается методика профильного и детального исследования плотности кернового материала с помощью измерения поглощения гамма излучения.

1. Поглощение гамма излучения в среде описывается с помощью закона Бугерта-Ламберта:

$$\frac{dI}{I} = -\beta dx \quad (1)$$

где I – интенсивность гамма излучения в точке x , β - коэффициент поглощения среды. Характер поглощения определяет коэффициент поглощения среды β , который можно представить в виде:

$$\beta = N(\sigma_f + Z\sigma_c + \sigma_\pi)$$

где σ_f , $Z\sigma_c$, σ_π - сечение фотоэффекта, эффекта Комптона и процесса образования электронных пар соответственно; N – число атомов в единице объема вещества, Z – порядковый номер элемента в таблице Менделеева. Число атомов в единице объема:

$$N = \frac{\rho}{A} N_A,$$

где ρ - плотность образца, A – массовое число элемента, N_A – число Авогадро. Таким образом, в первом приближении можно считать, что $\mu \sim \rho$.

Был проведен ряд экспериментов на образцах разных веществ. В качестве исследуемых материалов использовались керны Скворцовского месторождения, для сопоставления были проанализированы также цилиндрические образцы алюминия, плексеглаза и железа. Эксперименты показали, что коэффициент поглощения гамма излучения прямо пропорционален плотности вещества и не зависит от его природы с точностью до 10%.

Принципиальная схема профильной установки для исследования поглощения гамма излучения приведена на рис.1. На рис.1а изображено поперечное сечение

установки в перпендикулярном разрезе. На рис.1б дано продольное сечение в перпендикулярном разрезе.

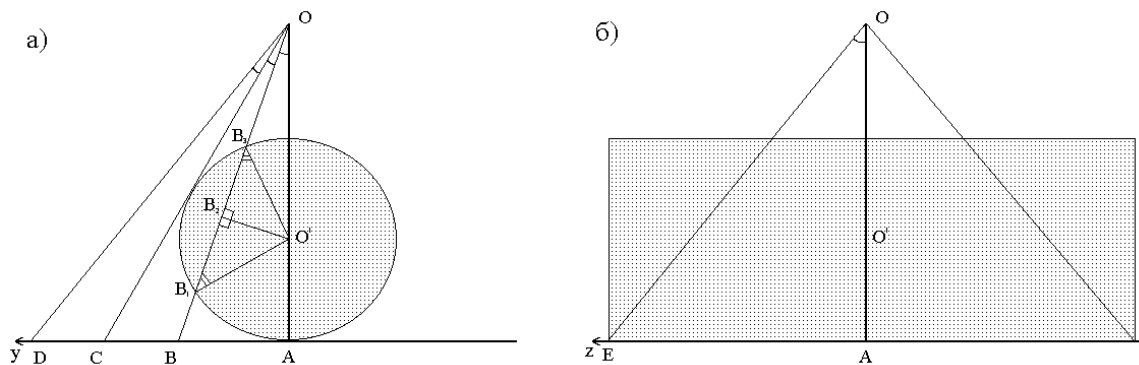


Рис.1. Принципиальная схема установки для профильного исследования ядер.

Такая конструкция установки позволяет проводить поточные исследования большого количества ядер.

В точке O на высоте 0,2 м от горизонтальной поверхности, расположен двухдисковый источник γ квантов $Cs-137$. Период полураспада 30.2 года, активность 33100 Беккереля, фотонная энергия 661.6 кило электрон вольт, эмиссия 28100 с^{-1} . Исследуемый kern, цилиндрической формы, лежит на боковой грани горизонтальной поверхности, симметрично под источником излучения. В основании горизонтальной поверхности расположена регистрирующая фотопластинка. При этом радиус керна может быть произвольным, из рисунка видно, что при этом диаметр керна не может быть больше высоты источника.

2. Была решена теоретическая задача об ослаблении гамма излучения образцом цилиндрической формы и получено выражение для относительного ослабления излучения

$$\frac{I}{I_0} = 4 \int_0^{\varphi_1} \int_0^{\gamma_1} \exp\left(\frac{-2\beta \sqrt{r^2 - (h-r)^2 \sin^2 \varphi}}{\cos \gamma}\right) d\varphi d\gamma + I_0(\varphi_2 - \varphi_1) \gamma_1$$

Расчеты по приведенной формуле позволили установить зависимости интенсивности ослабления от размеров и плотности образцов, геометрических параметров установки. Полученные зависимости были сопоставлены с результатами экспериментов на профильной установке.

По итогам работы можно сделать следующие выводы.

1. Экспериментальные исследования показали, что в первом приближении поглощение гамма излучения горными породами определяется плотностью образцов и не зависят от природы вещества. При этом коэффициент поглощения прямо пропорционален плотности.

2. Получена аналитическая зависимость интенсивности поглощения гамма излучения для цилиндрических образцов и показано, что интегрирующая интенсивность зависит кроме плотности от геометрических параметров образца и установки.