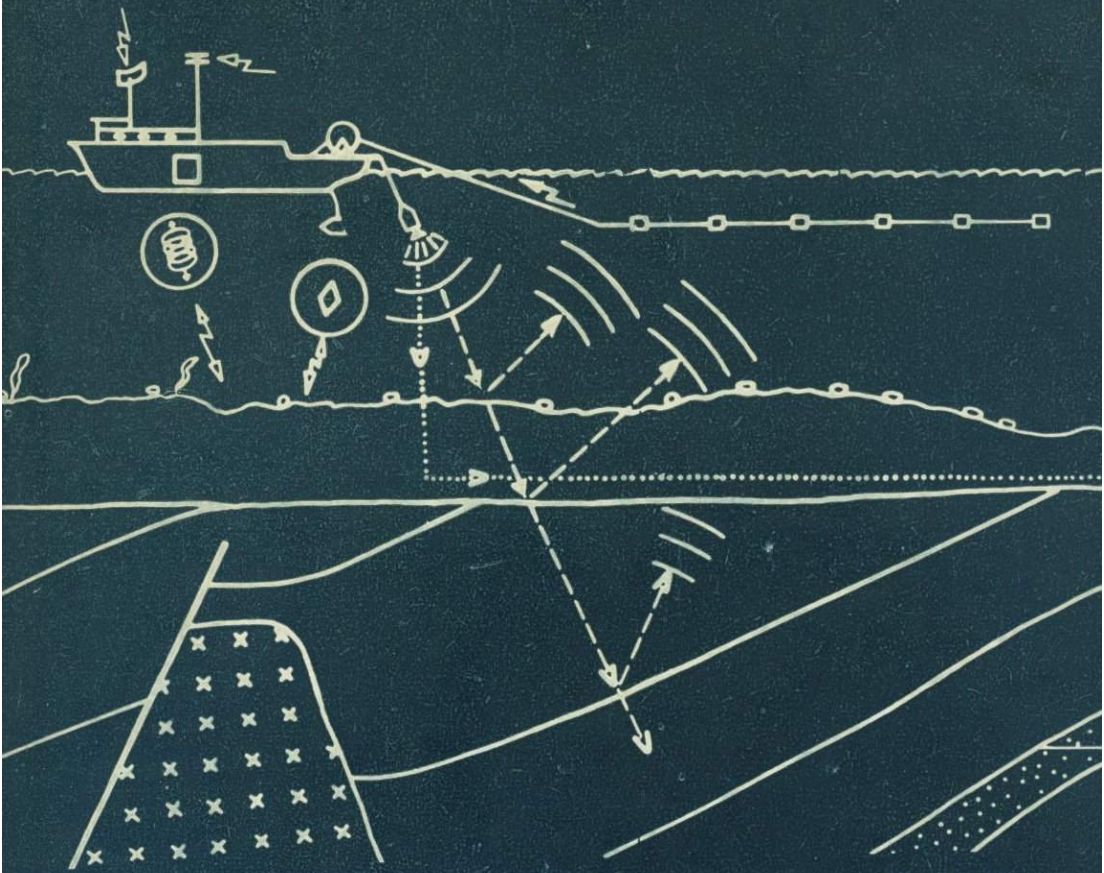
МОРСКИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ



Уважаемый товарищ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

Вольвовский Б. С.,
Кунин Н. Я., Терехин Е. И.

КРАТКИЙ СПРАВОЧНИК ПО ПОЛЕВОЙ ГЕОФИЗИКЕ.

Справочник. 30 л., 1 р. 83 к.

Справочник содержит необходимые для геофизиков-нефтяников сведения по всем методам полевой геофизики. В нем приведены материалы по основам методов, принципам устройства аппаратуры, методике работ, обработке и интерпретации материалов. Указаны области применения методов, решаемые с их помощью задачи. Большое внимание уделено применению ЭВМ в геофизике и комплексированию геофизических методов.

Справочник представляет интерес для *широкого круга читателей — геофизиков* и геологов производственных, научных и учебных организаций нефтяного профиля, преподавателей и студентов нефтяных вузов и факультетов. *Он может быть полезен* геофизикам и геологам геологоразведочных и горных предприятий.

Шацов А. Н.

ГАММАМЕТРИЯ МОРСКОГО ДНА ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.

10 л., 51 к.

В книге рассмотрен новый метод исследования минерально-сырьевых ресурсов шельфовых зон (нефть, газ), основанный на изучении распределения в морских осадках *радиоактивных элементов*. Описаны основы метода, аппаратура, методика проведения исследований. Показаны возможности гаммаметрии на примере исследований в *Каспийском, Азовском, Балтийском и Японском* морях. Определены направления развития метода.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков, океанологов, занимающихся изучением морского дна, поисками и разведкой полезных ископаемых в пределах шельфа.

МОРСКИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

550.83

Под редакцией док-ра геол.-минер. наук
Я. П. МАЛОВИЦКОГО

2185

МОСКВА «НЕДРА» 1977

Институт геологических наук АН Арм.ССР
Библиотека

УДК 550.83(26)

Морские геофизические исследования. М., «Недра», 1977. 375 с.
Авт.: Я. П. Маловицкий, Л. И. Коган, Ю. М. Мистрюков и др.

Морские геофизические исследования являются первой необходимой стадией изучения глубинного строения, а также всего геологоразведочного процесса освоения минеральных ресурсов дна морей и океанов. За последние годы произошло практически полное технико-методическое перевооружение основных методов морской геофизики (сейсмометрических, электрометрических, гравиметрических, магнитометрических), резко повысилась их геологическая и экономическая эффективность.

В данной книге авторы предприняли попытку систематически описать теоретические основы, аппаратуру и методику современной морской геофизики как единой системы. На конкретных примерах показаны результаты применения методов для решения различных геологических задач. Дана оценка перспектив морской геофизики.

Работа представляет интерес для широкого круга геофизиков и геологов, океанологов, работников нефтяной и газовой промышленности, аспирантов и студентов высших и средних специальных учебных заведений.

Табл. 14, ил. 88, список лит.— 211 назв.

М $\frac{20804-307}{043(01)-77}$ 83—77

© Издательство «Недра», 1977

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вторая половина XX века характеризуется повышенным вниманием к различным аспектам изучения и освоения Мирового океана [58, 105, 169]. Эта огромная поверхность, площадь которой составляет 361 млн. км² (70,8% поверхности Земли), обычно подразделяется на область шельфа с глубинами до 100—200 м (27,5 млн. км², 5,2% земной поверхности, или 7,5% поверхности Мирового океана), зону материкового (континентального) склона с глубинами до 2—3 км (39 млн. км², 7,6% поверхности Земли, или 10,8% поверхности океана) и собственно океаническую (абиссальную) область (около 295 млн. км², что превышает 58% поверхности Земли и составляет 81,7% площади Мирового океана).

Все возрастающая потребность в различных видах минерального сырья, быстрое истощение многих богатых залежей на континентах выдвинули глобальную проблему изучения и освоения минеральных ресурсов дна Мирового океана в разряд первоочередных задач. Многие государства приступили к практической реализации этой задачи на прилегающих к их территориям участках шельфа. Судя по прогнозам советских и зарубежных специалистов, доля «морских» месторождений полезных ископаемых к концу XX века существенно возрастет, а в третьем тысячелетии по многим видам минерального сырья станет преобладающей.

Геологоразведочные работы уже вышли на широкие просторы дна Мирового океана и активно охватывают все бóльшие глубины. Начинается период, когда вся огромная поверхность дна океана становится ареной целенаправленных поисковых работ на различные виды минерального сырья. Быстрыми темпами возрастают объемы и расширяются программы исследований на площади всех океанов. Достаточно отметить, что в США на эти цели в 1968 г. было затрачено 489 млн. долларов, в 1969 г.— 564 млн. долларов, в 1970 г.— 565 млн. долларов, а в 1972 г.— более 1 млрд. долларов [105].

Большое значение имеет изучение дна морей как одного из важных источников полезных ископаемых для создания минерально-сырьевой базы. Вытекающая из социалистической

природы советской экономики планомерность научных исследований и геологоразведочного процесса позволили обеспечить народное хозяйство страны достаточными запасами минерального сырья. Однако это вовсе не означает, что изучение природных богатств подводной окраины СССР и нейтральной области Мирового океана может идти замедленными темпами. Выяснение ресурсов недр морской периферии СССР позволит правильно выполнить долгосрочное планирование в масштабах всей страны. Более того, по мере истощения или недостатка запасов в отдельных экономических районах на суше активное вовлечение в народное хозяйство богатств морского дна позволяет эффективно решать задачу обеспечения этих районов. Показателен пример Азербайджана, который является пионером нефтяной промышленности в нашей стране. Всемирно известные на суше с начала века месторождения Бакинского района постепенно истощались, и основная перспектива развития нефтяной промышленности этого крупного экономического района связывается с освоением морских площадей прилегающей части Каспия. Важное значение для развития экономики Дальнего Востока СССР представляет выявление нефтяных месторождений в Охотском море, на шельфе о. Сахалин, в Анадырском заливе, которые, несомненно, гораздо более перспективны в этом отношении, чем суша [157].

Поиски, разведка и добыча минерального сырья всегда были самым тесным образом связаны с развитием фундаментальных научных геологических знаний о строении недр нашей планеты. Только солидная теоретическая база, основанная на убедительном экспериментальном и фактическом материале, может служить надежной основой для правильной и наиболее рентабельной организации такого капиталоемкого процесса, как добыча «морских» полезных ископаемых.

Водная толща скрывает от глаз исследователя непосредственные объекты изучения, делает неприменимыми обычные для суши способы проведения работ. Даже изучение поведения верхней кромки литосферы (рельефа морского дна) требует использования достаточно сложной специальной аппаратуры. Специфический характер носят исследования с борта судна, требующие соответствующих аппаратуры и оборудования, которые быстро прогрессируют в процессе развития морских работ.

В общем комплексе изучения глубинного строения Земли и поисков полезных ископаемых под океанами и морями ведущая роль по праву принадлежит геофизическим методам исследования. Общее значение и индивидуальность теоретических основ, аппаратуры и методики морской геофизики настолько возросли, что она может быть выделена в достаточно специфическую отрасль науки и практики. Геологическая эффективность применения морских геофизических методов оказалась действительно очень высокой. Именно благодаря данным геофизических измерений в океанах произошли революционные сдвиги в создании новых концепций глобальной геологии. Материалы комплексных геофизических исследований служат основой для региональных геологических построений. Наконец, без тщательной геофизической разведки практически немыслимо открытие и освоение месторождений полезных ископаемых.

В данной книге рассматриваются главным образом отличительные особенности морских геофизических методов как разведочного комплекса, хотя во многих случаях трудно различить методы общей и разведочной геофизики.

Сопоставление истории и общих тенденций развития морской геофизики в СССР и за рубежом показывает, что на первом этапе в течение достаточно долгого времени (до середины 50-х годов) преобладали попытки приспособить применяемые на суше аппаратуру и методику к условиям моря. Однако постепенно ученые и практики поняли, что морские работы имеют свою специфику, и на втором этапе (середина 50-х — середина 60-х годов) началось создание аппаратуры (плавучие пьезокосы, набортные гравиметры, буксируемые магнитометры, различные типы невзрывных источников и т. д.) и методики, учитывающих эту специфику. Третий этап развития морской геофизики, начавшийся в конце 60-х — начале 70-х годов, отличается созревшим пониманием ее особенностей, созданием и внедрением автоматизированных геофизических комплексов на борту специализированых судов.

Рассмотрению основ морской геофизической разведки посвящена данная работа. Авторский коллектив, создавший предлагаемую читателю книгу, связан длительной (с 50-х годов) творческой работой в Научно-исследовательской морской геофизической экспедиции (НИМГЭ) ВНИИГеофизики, Всесоюзном научно-исследовательском институте морской геологии и

геофизики (ВНИИМОРГЕО), научно-производственном объединении ЮЖМОРГЕО, Южном отделении Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. По мере своих сил авторы активно участвовали в создании теории, методики и техники различных методов морской разведочной геофизики и всего комплекса в целом, в выполнении исследований на морях СССР и в Мировом океане.

Авторы начинали свою деятельность в период, когда глубинное строение морей изучали по существу отдельные группы энтузиастов. В настоящее время, когда проблема освоения минеральных ресурсов морского дна становится общегосударственной, выполнением морских геофизических исследований занимаются все более крупные производственные и научные коллективы, все более широкий круг специалистов. Учитывая это, авторы предприняли попытку систематизировать и в сжатой форме изложить теоретические и аппаратурно-методические основы современных морских геофизических исследований, особенности интерпретации получаемых материалов, а также принципиальные вопросы дальнейшего развития основных методов. Они надеются, что книга окажется полезной для специалистов, которые связали свою жизнь с нелегким трудом исследователей Земли под морями и океанами. Все ценные пожелания и замечания будут ими приняты с благодарностью.

Авторы считают своим долгом выразить глубокую благодарность М. К. Полшкову, Ю. Д. Буланже, А. С. Монину, И. П. Косминской, А. А. Борисову, Ю. П. Непрочнову, С. М. Звереву, Г. Б. Удинцеву и другим ученым, деятельность которых и постоянные творческие контакты с которыми во многом способствовали работе. Особую признательность авторы выражают В. В. Федынскому, который является научным руководителем, вдохновителем и организатором морской геофизики в СССР на всех этапах ее развития, воспитал современное поколение специалистов этого направления и оказывает помощь во всех морских геофизических исследованиях.

ГЛАВА I

ОСНОВЫ МОРСКОЙ ГЕОФИЗИКИ

Морская геофизика, являясь неотъемлемой частью общей и прикладной геофизики, представляет в настоящее время достаточно специализированную отрасль науки и практики, обладающую отчетливо выраженными индивидуальными чертами теории, методики и техники работ. Естественно, общие физико-геологические основы методов и способов интерпретации получаемых данных остаются едиными для всей геофизики в целом. Эти основы подробно изложены в капитальных трудах В. В. Федынского, Л. В. Сорокина, Г. А. Гамбурцева, А. А. Борисова, А. А. Логачева и многих других ученых.

Выполнение геофизических исследований на море имеет три основные особенности, которые во многом определяют требования к теории, методике и проведению этих работ.

1. Наличие слоя воды как особого физического слоя, заключенного между четкими границами дно—вода и вода—воздух. Водный слой является идеальной средой для распространения упругих колебаний и в обычно используемом диапазоне частот в отличие от суши создает примерно одинаковые, близкие к идеальным условия возбуждения и приема колебаний при сейсмических исследованиях на огромных пространствах Мирового океана. Наличие акустически резких границ вода—воздух и дно—вода в определенных случаях превращает слой воды в своеобразную ловушку для излучаемых сейсмических импульсов, порождая «водный резонанс», дополнительные многократные отражения и т. д.

Мощность и свойства толщи воды и придонного слоя осадков требуют внесения соответствующих корректив в теорию и практику других геофизических методов. Проведение гравиметрических исследований на поверхности океана — тот уникальный случай, когда наблюдаемые аномалии силы тяжести можно рассматривать как аномалии Фая, поскольку измерения выполняются по существу на поверхности геоида. В этом случае учет гравитационного влияния слоя воды с целью геологической интерпретации требует введения особой поправки (гидротопографической по В. В. Федынскому) [168]. При электроразведке методами постоянного тока особое значение имеют мощность и электрические свойства водной толщи и зоны активного проникновения воды в придонные осадки. При магниторазведке рассматриваемый слой является немагнитоактивной толщей, отделяющей изучаемые объекты от поверхности наблюдения, и в этом

смысле гидромагнитные исследования можно уподобить аэромагнитным, выполняемым на определенной высоте.

2. Возможность широко проводить исследования в движении как на борту судна, так и с помощью различных забортных устройств. Основной транспортной единицей при морских геофизических исследованиях является специализированное судно.

Особенности режима работы судна как плавучего основания, подверженного влияниям моря, определяют основные черты методики морских работ. Современные геофизические суда обладают высокой мобильностью (скорость до 15—30 км/ч), маневренностью и автономностью. Исследования с борта судна можно производить на стоянках — в дрейфе или на якоре (зондирования), а также в движении на малом, среднем и полном ходу (профилирование). Использование плавучего подвижного основания открывает богатые возможности для разработки большого количества методических приемов, для широкого комплексирования различных геофизических методов.

С геолого-геофизической и экономической точки зрения для получения максимально полной информации о строении недр при минимальных затратах необходима одновременная регистрация возможно большего числа геофизических характеристик, совмещенных на разрезе и в плане.

Судно является автономной (до 0,5—1,0 мес) базой для размещения и жизни морской геофизической партии. Его содержание составляет не менее 50% стоимости всех работ, а при использовании крупнотоннажных дорогостоящих судов — до 70—80%.

Соотношение производительности по разным методам на море существенно отличается от суши. Высокопроизводительны те методы, которые выполняются на непрерывном ходу судна по профилю (гидромагнитные и наборно-гравиметрические измерения, сейсмическое профилирование МОВ, электрическое непрерывное профилирование), и наоборот, сравнительно низкой производительностью отличаются методы, которые требуют постановки судна на якорь или его стоянки в дрейфе (штативная и донно-гравиметровая съемка, электроразведка НДОЗ, ЗСП и т. д.). В связи с этим при морских работах понятия «легкие» (дешевые, высокопроизводительные) и «тяжелые» (дорогостоящие, малопроизводительные) методы существенно отличаются от наземных.

Возможность широкого комплексирования на борту одного, даже сравнительно небольшого (водоизмещением до 500 т) судна основных методов разведки (сейсмического, гравиметрического, магнитометрического) и высокая производительность этих работ открывает широкие возможности для быстрого решения различных геологических и разведочных задач наиболее рациональным образом.

3. Высокая производительность современных морских геофизических работ и, как правило, их комплексный характер позволяют в сжатые сроки покрывать съемкой значительные площади, решать множество геологических задач. Так, на геофизическом судне, снабженном аппаратурой для сейсмического профилирования МОВ, набортно-гравиметрических и гидромагнитных исследований, выполняется в сутки до 150—300 км непрерывных профильных наблюдений, а в месяц — до 2000—4000 км профилей.

Такая производительность требует высокой оперативности обработки материалов и наглядности результатов, получаемых прямо на борту судна. Это необходимо для правильного управления процессом исследований, своевременной постановки работ на дополнительных профилях и т. д. Особенно важна автоматическая обработка получаемых данных в условиях длительных автономных рейсов судов в Мировой океан, где районы работ значительно удалены друг от друга и повторное возвращение в тот или иной район невозможно или связано с большими трудностями.

РОЛЬ МОРСКОЙ ГЕОФИЗИКИ В ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

За последнее десятилетие резко возросло внимание научно-исследовательских и производственных организаций к изучению широкого круга научных и геологоразведочных проблем, основанных на знании глубинного строения дна морей и океанов. Важная роль в разрешении этих проблем на различных этапах геологоразведочного процесса принадлежит различным геофизическим методам, которые помогают или могут помочь выполнить основные исследования.

1. Глобальное изучение Земли с целью установления наиболее общих особенностей глубинного строения нашей планеты, распределения главных геосфер и латеральных областей размерами в тысячи и десятки тысяч километров. Для решения этой задачи выполняются общие съемки, позволяющие в масштабе 1 : 10 000 000 и мельче изучить основные формы рельефа дна и типы земной коры, распределение главных аномалий гравитационного и магнитного полей, термический и сейсмический режимы основных зон и т. д. В результате выполненных исследований намечены контуры подводных окраин материков, океанические впадины, сеть срединно-океанических хребтов, мегавпадины, складчатые области и платформы.

2. Региональное изучение структуры земной коры крупных областей (отдельные части океанов, внутренние и окраинные моря) с целью установления основных черт их глубинного строения, выявления крупных элементов I порядка (размерами в сотни, тысячи километров), зон региональных разломов и т. д.

В результате этих исследований обычно устанавливаются основные закономерности глубинной структуры и истории геологического развития, выделяются крупные перспективные области нефтегазообразования и нефтегазонакопления, региональные зоны возможного рудообразования и рудонакопления (коренные и россыпные).

Региональное изучение прибрежных участков моря существенно помогает в выяснении геологии прилегающей суши, глубинная структура которой не может быть познана из-за сложных условий работ. Для решения рассматриваемого класса задач выполняются комплексные съемки масштабов 1 : 1 000 000—1 : 5 000 000, которые включают площадные исследования гравитационного и магнитного полей, отдельные региональные сейсмические профили ГСЗ, КМПВ, МОВ, региональные электроразведочные профили, а также магнитотеллурические зондирования, изучение теплового потока.

3. Поисковая разведка перспективных в нефтегазоносном отношении областей с целью выяснения геологического строения осадочной толщи и фундамента, картирования структур II порядка (валы и прогибы размерами в десятки и сотни километров), трассирования региональных нарушений. Конечная цель поисковой разведки — выявление локальных объектов (структур), благоприятных для формирования нефтяных и газовых месторождений. В зависимости от сложности строения района и размеров структур исследования на этой стадии проводятся в масштабах 1 : 100 000—1 : 500 000 комплексом методов, включающим площадную съемку МОВ, единичные профили КМПВ, электроразведочные профили, детальные гравиметрические и магнитометрические наблюдения.

4. Поисковая разведка перспективных в рудном отношении районов с целью выявления участков, содержащих месторождения рудного и россыпного типов, а также рудные рассолы. Съемки выполняются в масштабах 1 : 50 000—1 : 200 000 и состоят из высокоточного эхолотирования, магнитометрических измерений, непрерывного акустического профилирования, электроразведки НП, ВП, радиометрических и термометрических исследований.

5. Детальные работы на локальных структурах, перспективных в нефтегазоносном отношении, с целью изучения строения осадочной толщи и подготовки объектов к глубокому разведочному бурению на нефть и газ. Масштаб детальной съемки 1 : 25 000—1 : 100 000 в зависимости от размеров и сложности строения локальной структуры. Основным методом при подготовке структур к бурению является сейсморазведка МОВ, в последние годы — метод общей глубинной точки (МОГТ).

Геологические результаты детальных работ становятся более полными, если при исследованиях проводят также высокоточные магнитометрические и гравиметрические наблюдения, не-

которые виды электроразведки, терморазведки, радиометрии. Особо важным вопросом на этапе детальных работ является выделение, трассирование, определение знака и амплитуды разрывных нарушений. Применение методов непрерывного сейсмического профилирования, а также комплекса других геофизических методов позволяет в большинстве случаев с успехом решать эту сложную задачу.

6. Детальные работы на перспективных в рудоносном отношении участках с целью непосредственного выделения рудных тел и полей высокой концентрации рудных минералов, выходов на дно рудных рассолов. Эти исследования проводятся в весьма детальных масштабах (1 : 5000—1 : 20 000) упомянутым в пункте 4 комплексом методов совместно с широким опробованием и прямыми геологическими наблюдениями.

7. Детальное изучение рыхлых наносов и поверхности коренных пород для решения задач инженерной геологии, поисков балластных материалов. Эти исследования проводятся на сравнительно небольших участках и входят в комплекс изыскательских работ при строительстве различных сооружений на дне (причалов, опор мостов) и берегоукрепительных и дноуглубительных работах. Обычно в таких случаях применяют детальное эхолотирование, акустическое непрерывное профилирование, некоторые виды электроразведки; полезным также является детальное изучение магнитного поля, сейсмического режима, некоторых элементов глубинного строения (например, выявления разломов).

8. Специальные исследования для решения некоторых проблем, имеющих научное и народнохозяйственное значение. В частности, изучение и прогнозирование землетрясений во многих районах (Крым, Западный Кавказ, Дальний Восток) вряд ли возможны путем только наземных исследований. Первые опыты показывают, что только стационарное изучение геолого-физических процессов в коре и мантии зоны предокеана совместно с результатами работ на прилегающей суше поможет приблизиться к решению этой важной народнохозяйственной задачи.

Приведенный выше перечень геолого-геофизических исследований позволяет свести требования к теоретико-методическим основам морской геофизики к трем основным типам.

1. Для глобальной и региональной геологии возможно более глубокое проникновение в недра Земли даже при существенном уменьшении точности и разрешающей способности методов, что представляет интерес для научного познания нашей планеты, ее структуры и истории развития.

2. Для нефтяной геологии — расчленение осадочного разреза на слои мощностью в десятки и первые сотни метров, выявление локальных структур и нарушений амплитудой в первые десятки метров.

3. Для рудной и инженерной геологии — изучение верхней «пленки» Земли под дном с максимально возможной детальностью, что достигается применением методов высокой разрешающей способности и точности, которые должны выделять слои и объекты размером в первые метры и даже десятки сантиметров.

Таким образом, обзор конкретных задач морской геофизики показывает, что на различных стадиях процесса поисков и разведки полезных ископаемых необходимо применение различных комплексов методов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТОДОВ МОРСКОЙ ГЕОФИЗИКИ

В настоящее время на акваториях морей применяются все основные методы исследования геофизических полей. Некоторые данные, характеризующие геофизические методы при морской геофизической разведке, приведены в табл. 1.

Сейсмометрические методы по праву считаются основными в морской геофизической разведке, особенно при геологоразведочных работах на нефть и газ. В современной морской сейсморазведке практически исключено применение взрывов твердых ВВ в морской воде. Излучение импульсов производится с помощью быстро пополняющегося арсенала источников возбуждения невзрывного типа (пневматические, электроискровые, акустические и т. д.), которые обладают сравнительно малой энергией единичного излучения.

В СССР объем морских работ с невзрывными источниками практически составляет 100%, в капиталистических странах — до 95% [187]. Отказ от мощных взрывов бризантных ВВ, которые в течение длительного времени рассматривались как единственный источник энергии сейсмических волн, и замена их импульсами малых энергий с интервалом через секунды привели к существенной модернизации методики исследований. Непрерывное многократное перекрытие одних и тех же участков сейсмических границ, различные способы накапливания слабых сигналов позволили не только компенсировать потерю энергии взрывов твердых ВВ, но и получить лучшие результаты.

Подавляющий объем сейсморазведки выполняется методом отраженных волн в нескольких модификациях. В нефтяной сейсморазведке в СССР и за рубежом повсеместно применяется методика многократного перекрытия с использованием в качестве излучателей пневматических, мощных электроискровых, газовых и других источников. Приемная установка представляет собой шланговое многоканальное (до 24—48 каналов) пьезосейсмографное устройство длиной до 2—3 км, которое буксируется за судном.

Наиболее широкое распространение, особенно при детальных работах, в последнее время получили исследования методом

общей глубинной точки (МОГТ), которые обеспечивают не только получение разреза в масштабе времен прихода волн, но и вычисление скоростной характеристики, а значит, построение разреза в масштабе глубин. Глубинность освещения разреза под дном при методике многократных перекрытий в зависимости от сейсмогеологических условий составляет обычно 1—3 км, но при особо благоприятных условиях может достигать 4—7 км.

Рассмотренные выше модификации МОВ практически полностью вытеснили методы простого симметричного профилирования, связанные с регистрацией отдельных волн от взрывов твердых ВВ в центре приемной установки со взрывным интервалом, равным половине длины «косы».

Особняком стоит в сейсморазведке МОВ вопрос изучения сугубо мелководной прибрежной зоны с глубиной менее 2 м. Для глубин 2—3 м раньше успешно применялась «ползучая» методика — с буксированием пьезосейсмографной установки по дну и кратковременными остановками на время регистрации отраженных волн. Однако на глубинах менее 2 м эффективная чувствительность приемников давления, применяемых в морской сейсморазведке, резко уменьшается, поэтому требует замены их другими приемниками. Имеются сложности и в возбуждении колебаний упругих волн. Методика изучения мелководья требует серьезного совершенствования.

Методы, основанные на изучении преломленных и рефрагированных волн, сравнительно широко применялись при океанографических и региональных исследованиях. Наиболее распространены разные варианты глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), в меньшей степени — корреляционный метод преломленных волн (КМПВ). В зарубежной практике обычно используют наиболее простые системы ГСЗ, связанные с постановкой 1—2 автономных регистрирующих установок (донных или буйковых) и производством взрывов ВВ по линии через эти станции. В практике проведения ГСЗ на море в СССР преобладают достаточно детальные системы наблюдений по профилям, которые позволили строить подробные разрезы на глубину до 30—40 км под дном. Исследования КМПВ выполнены на некоторых участках шельфа в сравнительно небольшом объеме.

Методы ГСЗ—КМПВ на море находятся в кризисном состоянии, так как они требуют использования мощных взрывов бризантных ВВ. Сделаны первые попытки использования источников малых энергий (в основном пневматических) для регистрации преломленных волн донными установками на гидрофон или длинную пьезосейсмографную установку. Однако энергии единичного излучения не хватает для получения достаточно протяженного годографа (более 10—30 км) и, следовательно, освещения глубоких слоев земной коры. Перспективы дальнейшего

Таблица 1

Характеристика методов морской геофизики

Группы методов	Методы и методики	Геолого-геофизические задачи, решаемые методом	Область применения	Режим работы регистрирующего судна при проведении исследований: Длительная стоянка или в дрейфе	Режим работы регистрирующего судна при проведении исследований: Кратковременная стоянка на якоре или в дрейфе	Режим работы регистрирующего судна при проведении исследований: На ходу, скорость до 8—10 км/ч	Режим работы регистрирующего судна при проведении исследований: На ходу, скорость 10—15 км/ч	Режим работы регистрирующего судна при проведении исследований: На ходу, скорость более 15 км/ч	Примечания, специальные требования
Сейсмометрические	Эхолотирование	Изучение рельефа дна	Геоморфологическая съемка	+	+	+	+	+	
	Непрерывное акустическое профилирование одноканальной установкой (аппаратура типа «Спаркер», ЗГЛ)	Изучение разреза верхней части осадочной толщи в масштабе времен до глубины десятков — первых сотен метров под дном с разрешающей способностью 5—20 м	Геологическая съемка дна, рудная, инженерная геология, общие океанологические исследования	—	—	+	+	+	Электроискровой или магнитострикционный источник, спуско-подъемные устройства
	Непрерывное сейсмическое профилирование МОВ с многократным перекрытием отражающих границ (аппаратура типа «АНАПА», ОГТ)	Изучение разреза осадочной толщи и скоростной характеристики до глубины 3—5 км под дном с разрешающей способностью 30—50 м	Нефтегазопоисковая геология, общегеологические исследования морей и океанов	—	—	+	+	+	Специальные лебедки, источники возбуждения малых энергий
	Простое симметричное сейсмическое профилирование МОВ со взрывами твердых ВВ	Изучение разреза осадочной толщи и скоростной характеристики до глубины 3—5 км под дном с разрешающей способностью 50—100 м	Нефтегазопоисковые, общегеологические исследования	—	—	+	+	+	На мелководье — с буксированием приемного устройства по дну и остановками. В настоящее время метод практически не применяется
	Корреляционный метод преломленных волн (при длине годографов до 30—50 км)	Прослеживание поверхности кристаллического фундамента и преломляющих границ в осадочной толще при глубине залегания до 3—5 км, изучение скоростной характеристики разреза	Нефтегазопоисковые, общегеологические исследования на шельфе	+	+	+	—	—	Необходимы дополнительные суда для ПВ
	Глубинное сейсмическое зондирование земной коры по методике подвижного ПВ и неподвижных донных и дрейфующих регистрирующих станций	Изучение разреза и скоростной характеристики земной коры и верхней мантии с разрешающей способностью 0,5—2,0 км	Общегеологические исследования	+	—	—	—	—	Необходимо специальное судно для ППВ
	Сейсмология с помощью донных автономных станций	Изучение естественного сейсмического режима Земли, выявление эпицентров землетрясений	Общегеологические исследования	—	—	—	—	—	Специальные спуско-подъемные устройства

Продолжение табл. 1

Группы методов	Методы и методики	Геолого-геофизические задачи, решаемые методом	Область применения	Режим работы регистрирующего судна при проведении исследований: Длительная стоянка или в дрейфе	Кратковременная стоянка на якоре или в дрейфе	На ходу, скорость до 8—10 км/ч	На ходу, скорость 10—15 км/ч	На ходу, скорость более 15 км/ч	Примечания, специальные требования
Электромагнитометрические, электрометрические	Непрерывное профилирование (НП) методом постоянного тока с разносом электродов до сотен метров	Выяснение геоэлектрических неоднородностей верхней части разреза (первые десятки и сотни метров под дном)	Геологическое картирование, рудная, инженерная геология, реже — нефтегазопоисковая геология на шельфе при глубинах моря до 30—50 м	—	—	+	+	+	
	Непрерывное дипольно-осевое зондирование (НДОЗ) постоянным током	Изучение геоэлектрических горизонтов и поверхности фундамента при глубине залегания до 3—5 км (в случае отсутствия экранирующих толщ высокого сопротивления)	Нефтегазопоисковые исследования на шельфе при глубинах моря до 50 м	+	+	+	—	—	Необходимо 2 судна — питающее и регистрирующее
	Круговое зондирование становлением поля в ближней зоне	Изучение геоэлектрического разреза до глубины 4—6 км под дном (даже при наличии в разрезе высокоомных экранирующих толщ)	Нефтегазопоисковые работы на шельфе	+	+	—	—	—	Необходимо 2 судна — питающее и регистрирующее
	Метод вызванной поляризации (ВП)	Выявление включений в верхней части разреза, обладающих ионной проводимостью	Рудная геология в области шельфа	—	—	+	+	+	
	Метод естественного потенциала (ЕП)	Выявление на дне аномалий ЕП, связанных с изменениями литологии, зонами фильтрации подземных вод и т. д.	Геологическое картирование, гидрогеология	—	—	+	+	+	
	Магнитотеллурическое зондирование с помощью автономных донных станций	Изучение электропроводности и термического состояния крупных слоев в разрезе Земли, выделение поверхности фундамента в области его глубокого погружения	Общегеологические исследования	+	—	—	—	—	
Гравиметрические	Штативно-гравиметрические дискретные наблюдения	Высокоточное изучение аномалий силы тяжести (с точностью $\mp$ 0,1 мгал) в связи с выяснением геологического строения	Общегеологические исследования, нефтегазопоисковые работы на мелководье (до 2—3 м)	—	+	—	—	—	
	Донно-гравиметрические дискретные наблюдения	Изучение гравитационных аномалий с точностью $\mp$(0,1—0,2) мгал в связи с изучением геологического строения	Общегеологические исследования, нефтегазопоисковые работы на шельфе, до глубины 200—300 м	—	+	—	—	—	

2185

Библиотека Геологических наук АН Арм. ССР

Окончание табл. 1

Группы методов	Методы и методики	Геолого-геофизические задачи, решаемые методом
Гравиметрические	Поплавково-гравиметрические дискретные наблюдения	Изучение гравитационных аномалий с точностью ∓0,5 мгал. Создание опорной сети с помощью маятниковых приборов
	Непрерывное набортно-гравиметрическое профилирование	Изучение гравитационных аномалий с точностью ∓(1—2) мгал с целью общетектонического районирования
Магнитометрические	Непрерывное гидромагнитное профилирование с протонными магнитометрами	Изучение полного вектора магнитного поля Земли с точностью ∓(1—2) гамм и его аномалий с целью выяснения геологического строения
	Непрерывное градиентно-магнитометрическое профилирование	Изучение магнитных неоднородностей в осадочной толще и фундаменте с высокой точностью. Выявление полей повышенной концентрации магнитных минералов
Термометрические	Изучение теплового потока в отдельных пунктах	Выяснение величины теплового потока Земли через дно морей и океанов
	Терморазведка в отдельных пунктах	Высокоточное изучение распределения температур в осадках на глубине 1—2 м под дном в пределах шельфа
	Радиометрическое профилирование	Изучение естественного гамма-излучения придонных осадков

развития ГСЗ—КМПВ на море, так же как и метода отраженных волн, связаны с разработкой систем многократного накапливания слабых импульсов с созданием групповых источников. Перспективна также методика глубинного сейсмического профилирования, внедрение которой позволит поднять на качественно новый уровень детальность изучения глубинного строения и скоростной характеристики земной коры.

Электрометрические и электромагнитометрические методы достаточно широко применяются в морской геофизической разведке.

Область применения	Режим работы регистрирующего судна при проведении исследований					Примечания, специальные требования
	Длительная стоянка или в дрейфе	Кратковременная стоянка на якоре или в дрейфе	На ходу, скорость до 8—10 км/ч	На ходу, скорость 10—15 км/ч	На ходу, скорость более 15 км/ч	
Общегеологические исследования, нефтегазопоисковые работы на любых глубинах	+	+	—	—	—	
Общегеологические исследования, нефтегазопоисковые работы	—	—	+	+	+	
Общегеологические исследования, нефтегазопоисковые работы, рудная геология	—	—	+	+	+	
Нефтегазопоисковые работы, рудная геология, геологическое картирование	—	—	+	+	—	Метод находится в стадии разработки
Общегеологические исследования	+	+	—	—	—	
Нефтегазопоисковые работы	+	+	—	—	—	
Геологическое картирование, рудная геология	—	—	+	+	—	

На общенаучном и региональном этапах изучения крупных территорий значительный интерес представляют данные магнитотеллурических зондирований (МТЗ), материалы которых позволяют осуществить электромагнитное зондирование Земли, изучить распределение электропроводности (и косвенно — термического состояния) коры и верхней мантии Земли, исследовать поведение кристаллического фундамента в областях его глубокого погружения (до 10—20 км). Однако технические трудности изготовления высокоточной автономной аппаратуры (магнитотеллурическая станция) и сложности проведения работ на

море, связанные с необходимостью укладки на дно специальных линий проводов, делают этот метод весьма низкопроизводительным. Измерений МТЗ, особенно в глубоководных районах, пока проведено крайне мало.

При поисково-разведочных работах на нефть и газ в пределах шельфа широкое развитие получили методы, использующие постоянный электрический ток (методы сопротивления) в вариантах непрерывного профилирования (НП) и непрерывного дипольно-осевого зондирования (НДОЗ). При исследованиях НП используется одно судно, на котором оборудуется и питающая, и измерительная аппаратура. В зависимости от расстояния между электродами глубина изучения разреза под дном может достигать первых сотен метров. Работы НП отличаются высокой производительностью, поскольку выполняются на полном ходу с одного судна.

Более сложными и дорогостоящими являются исследования по методике НДОЗ: питающая и измерительная установки оборудуются на отдельных судах, изменения электрического поля изучаются при взаимном перемещении судов, глубинность освещения разреза достигает 4—5 км при отсутствии высокоомных экранов. Однако недостатки методики НДОЗ (малая глубинность освещения разреза в районах с высокоомными экранами, значительный интегральный эффект зондирования при увеличении расстояния между питающим и измерительным диполями, необходимость использования двух судов, сравнительно невысокая производительность) привели по существу к прекращению этих работ.

В последние годы активно развивается другой метод структурной электроразведки — метод становления поля в ближней зоне (ЗСМ), который в значительной мере лишен недостатков метода НДОЗ и основан на изучении переходного процесса в геологическом разрезе, возникающего при включении (или выключении) переменного тока в источнике. Он дает возможность изучать слои разреза, залегающие под высокоомными экранами. В настоящее время, несмотря на значительную геологическую эффективность (глубинность освещения разреза, возможность проникновения под мощные экраны), методика ЗСМ является малопроизводительной и сравнительно дорогостоящей. Однако имеются принципиальные возможности ее усовершенствования путем изучения становления электрического поля в движении с одного судна.

В рудной и инженерной геологии, при геологическом картировании находят применение методы естественного потенциала (ЕП), непрерывного профилирования (НП) с малым расстоянием между электродами, вызванной поляризации (ВП). Они сравнительно просты, дают весьма полезную геологическую информацию и выполняются на ходу с борта одного судна. При применении ЕП измеряется естественный потенциал электриче-

ского поля между двумя точками дна. Аномалии ЕП тесно связаны с гидрогеологическими и другими факторами. Непрерывное профилирование (НП) с малыми линиями позволяет изучать в первых десятках метров разреза под дном изменения электрического сопротивления, которые могут быть обусловлены изменениями литологии, глубины залегания коренных пород, гидрогеологическими и другими причинами. Весьма перспективным для решения задач рудной геологии может стать метод ВП, аномалии которого особенно чувствительны к включениям, обладающим электронной проводимостью (руды, высокие концентрации рудных минералов) в отличие от пород, характеризующихся ионной проводимостью.

Гравиметрические методы являются обязательными на глобальном, региональном и поисковом этапах изучения глубинного строения дна морей и океанов, независимо от глубины бассейна. Измерения силы тяжести на мелководье (до 2—3 м) выполняются со специальных штативов (треног), установленных на дне моря в каждой точке измерения. Изучение шельфа (глубины до 200—300 м) обычно проводят с помощью донных гравиметров, опускаемых на дно с борта судна, которое во время измерения стоит на якоре или дрейфует. Аппаратура для штативно-гравиметрической и донно-гравиметрической съемок по конструкции аналогична наземным прототипам, и методика морских работ в данном случае является лишь приспособлением наземной методики измерения силы тяжести в отдельных пунктах.

Современные морские гравиметры позволяют измерять аномалии силы тяжести с точностью $\pm$ (0,1—0,3) мгал, что определяет широкие разведочные возможности соответствующего метода. Однако весьма низкая производительность, и как следствие, относительно высокая стоимость работ ограничивают проведение детальных (масштаба 1 : 50 000 и крупнее) высокоточных гравиметрических съемок, результаты которых могут представлять прямой разведочный интерес. Перспективы развития этого вида гравиметрических исследований заключаются в дальнейшем повышении точности наблюдений, в разработке автоматического донного гравиметра, который сможет обеспечить автономное измерение на произвольной глубине с последующим всплытием на поверхность моря.

Для выполнения дискретных гравиметрических измерений на уровне моря или на небольшой глубине в толще воды разработана поплавковая гравиметрия, применение которой позволяет с достаточной точностью выполнять съемки на шельфе в направлении глубоководных впадин. Кроме того, применение поплавкового демпфированного устройства может обеспечить с помощью маятниковых приборов определение абсолютных опорных значений силы тяжести при детальных работах в открытом океане.

Самое широкое развитие в океанологических исследованиях в последние годы получил непрерывно совершенствующийся метод набортно-гравиметрического профилирования, в котором измерения производятся непрерывно в процессе движения судна непосредственно на его борту, т. е. полностью учтена специфика морских работ. Комплекс современной набортно-гравиметрической аппаратуры включает гиростабилизирующее устройство, комплект гравиметров с сильным демпфированием чувствительного элемента и регистрирующую аппаратуру. Точность измерения аномалий силы тяжести современными набортно-гравиметрическими системами составляет $\mp$(1—2) мгал, однако возможности повышения точности далеко не исчерпаны. Значительный интерес представляют также модели струнных набортных гравиметров, разрабатываемых в СССР, Японии, США.

Магнитометрические методы — обычный компонент как общих океанологических, так и специальных поисковых и детальных работ на всех этапах геологоразведочного процесса. Сравнительная простота выполнения работ и дешевизна, высокая геологическая информативность, несложность обработки, возможность проведения измерений на ходу с борта любого судна при любых условиях погоды способствовали широкому внедрению гидромагнитных наблюдений в практику.

До 60-х годов преобладали попытки приспособить феррозондовые аэромагнитометры для работы с судна. Открытие эффекта ядерного магнитного резонанса позволило создать ядерно-прецессионные (протонные) магнитометры, которые удовлетворяют практически всем требованиям морской специфики. Они дают возможность измерять абсолютную величину модуля полного вектора магнитного поля Земли с высокой точностью (1—2 гамм), причем аппаратура не имеет «дрейфа нуля», результаты измерений не зависят от ориентировки чувствительного элемента и внешних условий (давления, температуры). Чувствительные элементы имеют малые размеры, что позволяет размещать их в легкой гондоле, которая буксируется на кабеле за судном на расстоянии, достаточном для избавления от влияния магнитных полей самого судна. Регистрация производится на борту в аналоговой и цифровой форме, удобной для введения в ЭВМ.

В СССР разработан ряд протонных магнитометров для гидромагнитных исследований, которые стоят на уровне мировых стандартов.

Широкое применение магнитных съемок в океанах и морях показало, что они дают исключительно полезную информацию при общем тектоническом районировании, изучении глобальных процессов развития земной коры, определении мощности немагнитоактивной осадочной толщи и глубины залегания фундамента, выделения зон разломов, выявления внутренней струк-

туры фундамента и магнитоактивных слоев, поисков рудоносных провинций и т. д.

Однако достигнутая точность съемок с протонными магнитометрами недостаточна для решения более точных задач, таких, как выделение слабых магнитных неоднородностей в осадочной толще, поиски полезных ископаемых со слабоконтрастной магнитной восприимчивостью, выявление тонкой структуры магнитных неоднородностей и определение их параметров и т. п. Их решение связано с повышением чувствительности измерительной аппаратуры и более точным учетом вариаций магнитного поля. Весьма перспективен морской квантовый магнитометр-градиентометр, который обеспечит точность измерений градиентов поля 0,001—0,01 гамм/м и позволит выявить весьма слабомагнитные разности в осадочной толще, исследовать тонкую структуру магнитоактивного слоя дна океана. Для точного учета вариаций магнитного поля проводится разработка специальных буйковых вариационных станций на базе протонных и квантовых датчиков.

Другие методы морских геофизических исследований еще сравнительно слабо внедряются в практику.

Термометрические методы достаточно широко используются при различных общих океанологических исследованиях. Обычно применяются измерения теплового потока через дно морей и океанов, необходимые для решения ряда теоретических вопросов глубинного строения и развития Земли и земной коры.

Перспективен в качестве разведочного метода на нефть и газ на шельфе метод придонной терморазведки, основанный на высокоточном определении температур (до 0,001°С) при небольшом заглублении (1—2) м в придонные осадки измерительного элемента с помощью специальной штанги. Нефтяные и газовые залежи создают тепловые аномалии и детальное их изучение может помочь в определении контура месторождения, выделении и трассировании зон повышенной температуры, связанных с нарушениями, и т. д.

При поисках полей с высокой концентрацией россыпей полезных ископаемых, а также при картировании дна эффективны радиометрические исследования, основанные на изучении естественной гамма-активности придонных осадков. Как известно, различные типы отложений характеризуются разными уровнями естественной радиоактивности, что позволяет оконтуривать площади их распространения на дне.

Некоторые россыпи минералов содержат повышенное количество радиоактивных элементов, что дает возможность выявлять участки их распространения. Однако радиометрические исследования еще не получили широкого распространения из-за малой производительности и сложности технологии морских работ.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ

Комплексирование геофизических методов на борту одного судна является важной особенностью современных морских исследований. Наземная практика, когда различные виды работ производятся разновременно силами не связанных друг с другом геофизических партий, привела к устойчивому делению методов на «легкие» и «тяжелые». Стало аксиомой положение, что сначала необходимо выполнять «легкие», дешевые и высокопроизводительные гравиметрические и магнитометрические работы, которые должны готовить «фронт» для «тяжелых», дорогостоящих и малопроизводительных сейсмических исследований.

На начальных стадиях развития морской геофизики эта система была перенесена на море, и каждый метод развивался самостоятельно, исследования проводились разновременно на разных судах. Однако положение существенно менялось по мере того, как в различных методах осознавалась морская специфика и находились технические решения для приспособления их к морским особенностям. Первым методом, претерпевшим такое изменение, была сейсморазведка. Уже во второй половине 50-х годов сейсмические работы МОВ производились на непрерывном ходу судна, что сразу сделало этот вид исследований более «легким» и высокопроизводительным, чем, например, донно-гравиметрическая съемка или электроразведка НДОЗ. Дальнейшие усовершенствования (замена взрывов со шлюпки плавающей взрывной магистралью) позволили отказаться от дополнительного судна и еще более удешевили сейсморазведочные работы. Таким образом, привычное для суши соотношение между основными методами разведки было резко нарушено.

Внедрение протонного магнитометра в начале 60-х годов сделало по-настоящему «морским» методом магниторазведку. Это дало возможность впервые в 1962—1963 гг. осуществить на Каспийском море комплексирование методов, т. е. технологически совместить их и выполнить одновременную съемку с борта одного судна. Сравнительно легко вписалась в этот комплекс маятниковая набортная аппаратура, однако определения с ее помощью силы тяжести имеют низкую точность. Скачок в развитии морской гравиметрии, связанный с созданием гиростабилизированной набортно-гравиметрической аппаратуры, завершил этот процесс и позволил создать на борту одного, даже сравнительно небольшого судна технологически совмещенный морской геофизический разведочный комплекс (рис. 1).

К сожалению, специфические особенности электрометрических методов разведки (необходимость остановок, взаимодействия электродов с дном) не позволяют совместить их с другими методами на одном судне.

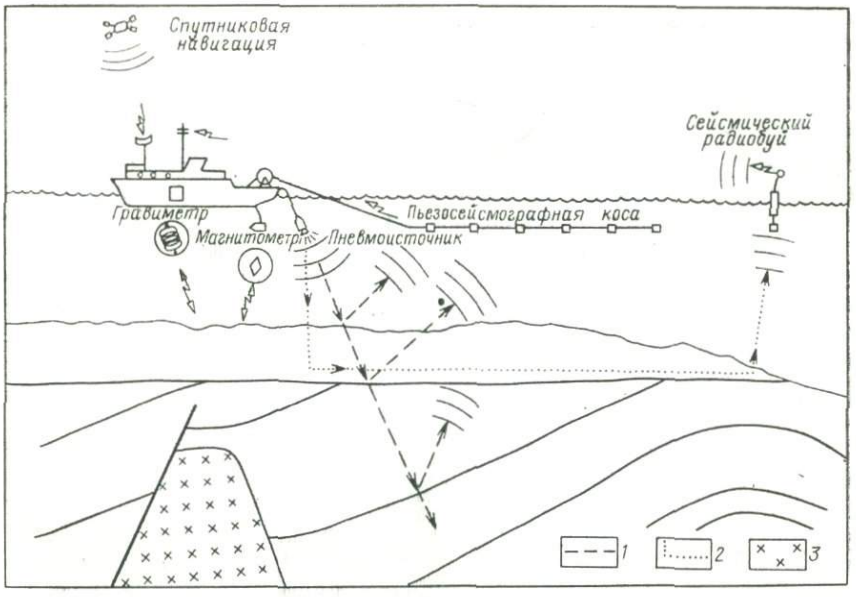


Рис. 1. Принципиальная схема работы современного комплексного геофизического судна.

1 — отраженные волны;
2 — преломленные волны;
3 — кристаллические породы

Отмеченные особенности позволяют по-иному подходить к планированию морских геофизических исследований. Перед комплексной геофизической партией, находящейся на борту одного судна, ставится задача одновременного изучения глубинного строения крупного района методами магниторазведки, гравиразведки, сейсморазведки МОВ, выявления новых перспективных объектов и подготовки их к глубокому разведочному бурению. В случае необходимости на отдельных участках могут быть поставлены электроразведочные или другие специальные работы, требующие применения особых методических приемов, не входящих в рациональный комплекс с борта одного судна.

Вопросы комплексирования применяемых методов можно подразделить на три группы: геологические, технологические, экономические. С последними двумя тесно связан вопрос о специализированых геофизических судах.

С геологической точки зрения, применяемый комплекс методов должен наиболее полно решать поставленные задачи с необходимой точностью. Учитывая, что опорные геологические разрезы обычно расположены далеко от районов работ, общим требованием к комплексированию является получение данных

максимальным числом методов для более уверенной последующей геологической интерпретации.

На общегеологической стадии исследования, включающей глобальное и региональное изучение крупных акваторий, необходимыми элементами комплекса являются мелкомасштабные гравиметрическая и магнитометрическая съемки, выяснение основных форм рельефа эхолотированием, установление основных типов и строения слоев земной коры ГСЗ и МОВ, изучение теплового потока и электропроводности.

На стадии поисковых работ и особенно при подготовке перспективных объектов к промышленной разведке рациональный комплекс методов, применяющихся для поисков месторождений нефти и газа, значительно отличается от комплекса, предназначенного для поисков объектов, расположенных на дне или неглубоко под дном (россыпи, рудные тела и др.).

С геологических позиций, в общем, не имеет большого значения последовательность и технологическая совместимость применяемых методов, поскольку получаемые данные могут быть совмещены (на графиках, профильных разрезах, колонках) на стадии геологического обобщения. Однако до последнего времени (до внедрения спутниковых систем навигации) определение координат судна в море с достаточно высокой для такого совмещения точностью достигалось только в прибрежной зоне, где применяются специальные радиогеодезические системы. При океанологических работах в открытых морях и океанах совмещение различной геофизической информации, полученной разновременно, представляло трудную задачу. Одновременное выполнение комплексных наблюдений на борту одного судна полностью устраняет этот недостаток, так как даже при сравнительно низкой абсолютной точности гидрографических определений (например, обычными навигационными способами) исследователь всегда уверен, что данные различных методов точно совмещены во времени и пространстве.

В технологическом отношении рациональное комплексирование методов достигается в том случае, если входящие в комплекс методы не создают взаимных помех и могут выполняться при одинаковом режиме работы судна. Так, накопленный опыт показывает, что сейсмические исследования ГСЗ, модификации электроразведки НДОЗ, ЗСМ практически невозможно совмещать с другими методами, а методы непрерывного профилирования (эхолотирование, различные виды сейсморазведки МОВ, гидромагнитные и набортно-гравиметрические исследования), не зависящие от глубины моря, представляют оптимальный по технологической совместимости комплекс. Работы с судна могут выполняться, с одной стороны, при кратковременной или длительной стоянке его на якоре или в дрейфе и, с другой стороны, в движении на малом (до 8—10 км/ч), среднем (10—15 км/ч) и полном (более 15—20 км/ч) ходу.

Весьма важным аспектом комплексирования является создание совмещенных забортных приемных и регистрирующих систем, что позволит уменьшить количество забортных кабелей и спуско-подъемных операций. Так, вполне реально размещение чувствительного элемента протонной магнитометрии в шланговом приемном устройстве, используемом в сейсморазведке. Это исключительно важно при создании донных автономных систем, поскольку совмещение в одном контейнере систем для регистрации магнитотеллурического поля (МТЗ), вариаций постоянного магнитного поля Земли, гравитационных аномалий и сейсмических колебаний имело бы солидный геолого-экономический эффект, особенно при исследовании глубоководных океанических впадин, где каждая такая постановка требует значительных затрат времени.

С экономической точки зрения оптимальными являются комплексы, обеспечивающие решение поставленной геологической задачи с минимальными затратами. Учитывая, что расходы на подготовительные геофизические работы обычно несоизмеримо малы по сравнению с затратами на промышленную разведку (глубокое разведочное бурение на нефть и газ, опробование различных твердых полезных ископаемых) и освоение месторождений, общее требование минимальности расходов не должно отражаться на рациональности комплекса с геологических позиций. Небольшая экономия от неприменения какого-нибудь метода оборачивается неполнотой решения геологической задачи и, как следствие, гораздо большими затратами и неудачами при промышленной разведке и эксплуатации.

В этой связи обращает на себя внимание тот факт, что в ряде случаев игнорируется комплексное геофизическое изучение и все внимание обращается на сейсморазведку. Сейсмический метод разведки в нефтегазопоисковой геологии, несомненно, является основным, однако пренебрегать данными других методов как на регионально-поисковой стадии, так и на стадии детальной разведки нельзя. Особенно это касается изучения сложнопостроенных зон, дизъюнктивных нарушений и т. д. В условиях моря, где геофизическая разведка проводится, как правило, в большом удалении от районов уверенной геологической привязки, требование комплексности наблюдений является одним из основных.

Комплексирование методов на борту одного судна дает значительный экономический эффект. С этой точки зрения количество методов, размещаемых на судне, должно быть максимально возможным, так как повторные работы другими методами потребуют дополнительных затрат. Учитывая, что содержание судна составляет 50—80% общей стоимости работ, набор методов должен обеспечить максимально возможный коэффициент полезного использования его, т. е. не допускать простоев. Любой рациональный комплекс должен размещаться на судне,

Таблица 2

Рациональные комплексы методов морской геофизики

Группа комплексов	Наименование рациональных комплексов на борту судна	Геолого-геофизические задачи, решаемые комплексом	Методы, входящие в комплекс		Режим работы судна в процессе основных исследований	Оптимальный тип судна, особые требования	Возможная производительность в месяц при круглосуточной работе
			основные	дополнительные			
Общегеологические	Попутный	Исследование рельефа дна и магнитного поля для общетектонического изучения акваторий	Эхолотирование, гидромагнитные измерения	—	В движении, скорость не ограничена	На любое	Зависит от пути, пройденного судном (до 10 000 км)
	Специализированный гравимагнитный подвижный	Изучение рельефа дна гравитационного и магнитного полей для общетектонического исследования дна акваторий	Эхолотирование, гидромагнитные и набортно-гравиметрические измерения	Акустическое профилирование с одноканальным приемным устройством	В движении, скорость не ограничена	Водоизмещение 200—300 т, 10 сотрудников, спутниковая и радиогеодезическая навигация	Зависит от пути, пройденного судном (5000—10 000 км)
	Специализированный полный океанологический	Изучение глубинной структуры коры и верхней мантии, общетектоническое районирование дна океанов и морей, полигонные работы на наиболее интересных участках	Эхолотирование, глубинное сейсмическое зондирование и профилирование, акустическое профилирование с одноканальной установкой, сейсмическое профилирование с многократным перекрытием отражающих границ, магнитотеллурическое зондирование, набортно-гравиметрическое и гидромагнитное профилирование, изучение телового потока	Поплавково-маятниковые определения, буйковые определения вариаций магнитного поля	Профилирование — в движении на разных скоростях в зависимости от методов; зондирования — в дрейфе	Водоизмещение 1500—2000 т, размещение до 25—30 сотрудников, спутниковая навигация, ЭВМ, комплекс спускоподъемных устройств, успокоители качки, автономность — до 30—40 сут	2000—3000 км профилей, 10—20 станций
На нефть и газ	Рекогносцировочный подвижный для шельфа и открытого моря (глубины более 5—10 м)	Выяснение структуры осадочной толщи, гравитационного и магнитного полей с целью тектонического районирования, картирование структур II порядка, выявление локальных структур, перспективных в нефтегазоносном отношении	Сейсмическое профилирование с многократным перекрытием отражающих границ, набортно-гравиметрическое и гидромагнитное профилирование	Эхолотирование, акустическое профилирование с одноканальной установкой, поплавково-маятниковые определения, буйковые определения вариаций магнитного поля	В движении, скорость 15 км/ч	Водоизмещение 1000—1500 т, размещение до 15—20 сотрудников, спутниковая и допплеровская навигация, ЭВМ, комплекс спускоподъемных устройств, успокоители качки, автономность до 20—25 сут	2000—3000 км сейсмических, 3000—4000 км гравиметрических, 4000—5000 км гидромагнитных профилей
Поисково-разведочные	Подвижный детальный разведочный для подготовки структур к глубокому бурению на шельфе	Подготовка структур к глубокому разведочному бурению	Сейсмическое профилирование с многократным перекрытием отражающих границ (с длиной приемного устройства 3 км и более)	Гидромагнитное профилирование, эхолотирование	В движении, скорость до 10 км/ч	Водоизмещение 500—800 т, размещение до 12 сотрудников, ра-	1200—1500 км

Продолжение табл. 2

Группа комплексов	Наименование рациональных комплексов на борту судна	Геолого-геофизические задачи, решаемые комплексом	Методы, входящие в комплекс: основные	Методы, входящие в комплекс: дополнительные	Режим работы судна в процессе основных исследований	Оптимальный тип судна, особые требования	Возможная производительность в месяц при круглосуточной работе
Поисково-разведочные	(глубины моря более 5 м)					диогеодезическая навигация, комплекс-спуско-подъемных устройств, автономность до 10—15 сут	
	Донно-гравиметрический для работ на шельфе	Донно-гравиметрическая съемка, детальная терморазведка, радиометрия для изучения локальных объектов	Донно-гравиметрические измерения	Терморазведка, радиометрия, гидромагнитные измерения, эхолотирование, электроразведка ЕП	На якоре и в дрейфе	Водоизмещение 200—300 т, осадка 2—3 м, вспомогательный катер, 8—10 сотрудников, радиогеодезическая навигация, спуско-подъемные устройства, автономность 10—15 сут	200—300 пунктов
	Электроразведочный	Изучение геоэлектрических неоднородностей, выяснение глубинного строения (особенно в районах с экранирующими толщами высокого сопротивления)	Электроразведка ЗСМ, НДОЗ, НП, ЕП	Эхолотирование, терморазведка	На стоянке и в движении	Два судна водоизмещением по 200—300 т, мощные генераторы тока, спуско-подъемные устройства	200—300 км
	Амфибийный для съемки сугубо мелководья (0—5 м)	Комплексная геофизическая съемка мелководья	Сейсмическое профилирование с многократным перекрытием границ (с укладкой приемной установки на дно), штативно- и донно-гравиметрическая и гидромагнитная съемки	Терморазведка, радиометрия, электроразведка ЕП	На стоянке и в движении (сейсморазведка с судном-маткой), другие виды с катеров и амфибий	Плоскодонное судно-матка, мелководное (осадка 1,0—1,5 м) с катерами и амфибиями и вертолетом на борту, 10—15 сотрудников, радиогеодезическая навигация, спуско-подъемные устройства	100—200 км профилей, 50—100 пунктов
Картировочные	Картировочный в пределах шельфа	Комплексное картирование дна и рыхлого слоя осадков на шельфе для решения задач рудной геологии, инженерной геологии, геологической съемки	Акустическое профилирование малой глубинности, высокой разрешающей способности, электроразведка НП, ЕП, ВП, эхолотирование, гидромагнитные измерения	—	В движении до 15 км/ч	Водоизмещение 200—300 т, осадка 2—3 м, 10 сотрудников, радиогеодезическая и оптическая высокоточная навигация, спуско-подъемные устройства, автономность 10—15 сут	400—500 км профилей, 50—100 пунктов

технические данные которого могут обеспечить выполнение работ этого комплекса и нормальные условия жизни для людей. Последний фактор немаловажен, так как морские геофизики проводят на судне в условиях автономного плавания значительную часть своей жизни.

Наличие на борту основного судна (матки) небольших специализированных судов (катера, шлюпки, амфибии), с которых можно проводить дополнительные исследования на полигонах, делает комплексирование более эффективным. Особенно это важно для сугубо мелководной прибрежной зоны, где комплексную геофизическую съемку рациональнее всего выполнять именно таким способом.

Таким образом, рациональным комплексом морской геофизики может быть назван комплекс методов, который наилучшим образом удовлетворяет требованиям геологического, технологического и экономического аспектов, т. е. наиболее полно позволяет решать поставленные геологические задачи при максимальном экономическом эффекте и технологической совместимости входящих в него методов.

Большое значение приобрели вопросы создания автоматизированных систем сбора, хранения и оперативной обработки массовой геофизической информации непосредственно на борту судна. Создание бортовых автоматизированных систем реализуется двумя путями. В зарубежной практике обычно каждый вид первичной информации, а также сведения о координатах и режиме движения судна через индивидуальные трансляторы (небольшие компьютеры) вводятся в основную ЭВМ. Конкретная информация каждого метода может быть наглядно представлена уже на промежуточном этапе записи, а совмещенные графики и карты — после обработки на основной ЭВМ.

В СССР в качестве промежуточного звена между первичными регистраторами и ЭВМ создаются многоканальные регистраторы-накопители информации (типа «ГРАД»), которые объединяют данные разных методов уже на этой стадии, до ввода в ЭВМ.

Весьма перспективным представляется создание специализированных автоматизированных устройств не на базе дорогостоящих универсальных ЭВМ, а на основе гораздо более простых и практически неограниченных по быстродействию электронно-лучевых приборов. Системный подход также предъявляет особые требования к комплексированию методов. Более того, такой подход позволяет планировать проектирование новой геофизической аппаратуры в виде определенных комплексов с заданными техническими характеристиками.

В последние годы накоплен определенный опыт комплексирования геофизических методов на борту одного судна. Широко применяется (особенно при общегеологических океанологических исследованиях) комплекс, включающий набортно-гравиметриче-

ское, гидромагнитное и акустическое одноканальное профилирование. При региональных и нефтегазопоисковых работах наряду с гравиметрическими наблюдениями, проводится сейсморазведка по методике многократного перекрытия отражающих границ (АНАПА, ОГТ). Создание отдельных комплексов находится еще в стадии становления.

В соответствии с характером выполняемых геологических задач, которые всегда являются определяющими, рациональные комплексы могут быть подразделены на три основные группы, призванные решать те или иные задачи: 1) общегеологические; 2) нефтегазопоисковые; 3) для поисковых объектов, залегающих на дне или неглубоко под дном моря (твердые полезные ископаемые).

По характеру режима работы судна (см. табл. 1) комплексы подразделяются на две группы, выполняемые при движении судна (профилирование) и на стоянке судна, в дрейфе или на якоре (зондирования). Специфические требования выдвигаются при разработке рациональных комплексов для наиболее прибрежной части моря (глубины до 2—5 м), шельфа и глубоководных частей акваторий. В табл. 2 приведены основные характеристики главных морских геофизических комплексов. Разработка и внедрение намеченных основных комплексов находится на разных стадиях. Практически завершены и внедрены попутный, подвижный, гравимагнитный, подвижный рекогносцировочный, детальный разведочный, донно-гравиметрический и электроразведочный комплексы. Близко к завершению создание полного океанологического и картировочного шельфового комплексов. Необходимо форсировать создание амфибийного комплекса, который имеет большое значение для разведки на нефть и газ.

ГЛАВА II

СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Специальные сейсмические исследования в открытом море впервые начали применяться в середине 30-х годов Океанографическим институтом Вудсхолла под руководством М. Юинга. В дальнейшем развитие метода пошло по двум основным направлениям.

С одной стороны, в интересах изучения общего строения земной коры под океанами и морями была создана высокопроизводительная методика глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), основанная на идеях академика Г. А. Гамбурцева [30]. Для выяснения структуры осадочной толщи в океанах сначала применялись точечные зондирования МОВ, а с середины 60-х годов — непрерывное профилирование с короткой одноканальной приемной установкой и невзрывными источниками возбуждения.

С другой стороны, в разведочных организациях для детальных работ на нефть и газ разрабатывались методики МОВ и КМПВ, основанные на применении длинных многоканальных приемных устройств вначале со взрывными, а с середины 60-х годов — с невзрывными источниками возбуждения упругих колебаний. В последнее время в сейсмометрии наблюдается тенденция к слиянию океанологической и разведочной методик.

В истории развития морских сейсмических исследований в СССР отчетливо выделяются три основных этапа. Первый охватывал период с 1941 г. до середины 50-х годов и характеризовался попытками перенести аппаратуру и методику наземных наблюдений на мелководные участки Каспийского моря, у побережья Азербайджана, а затем Туркмении [175]. В 1941 г. около Баку были начаты сейсмические работы в мелководной зоне с применением герметизированных наземных сейсмографов и взрывов со шлюпки (В. А. Дмитриев, Н. И. Шапировский, С. Я. Раппопорт, С. Д. Шушаков). В последующие годы методика работ быстро прогрессировала, была разработана специальная донная приемная установка, с помощью которой в трудные военные годы проведена съемка МОВ до глубин моря 30 м. В 1948 г. за разработку и внедрение метода группа специалистов (Н. И. Шапировский, С. Я. Раппопорт, В. Н. Руднев, В. И. Куликов) была удостоена Государственной премии.

Второй, этап, продолжавшийся с середины 50-х годов до второй половины 60-х годов, отмечался более отчетливым пониманием специфики морских условий. В 1949 г. была создана

Научно-исследовательская морская геофизическая экспедиция (НИМГЭ) Всесоюзного научно-исследовательского института геофизических методов разведки (ВНИИГеофизики), на базе которой затем выросли Всесоюзный научно-исследовательский институт морской геологии и геофизики (ВНИИМОРГЕО) и научно-производственное объединение ЮЖМОРГЕО. В НИМГЭ в 1955—1956 г. была создана плавучая многоканальная пьезосейсмографная приемная установка (Г. И. Рудаковский и др.), внедрение которой позволило этой организации, начиная с 1958 г., охватить широкими региональными и поисковыми работами МОВ Каспийское, Азовское, Аральское и другие моря и отдельные участки Мирового океана (С. П. Вартанов, Г. А. Кочарянц, А. А. Гагельганц, В. А. Корнев, Л. И. Коган, С. А. Челноков, Ю. М. Мистрюков, Я. П. Маловицкий, Б. А. Бондаренко, А. П. Милашин и др.).

В научно-исследовательских организациях АН СССР (Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, Институт океанологии им. П. П. Ширшова) была разработана весьма эффективная высокопроизводительная морская модификация метода глубинного сейсмического зондирования (Е. И. Гальперин, И. П. Косминская, С. М. Зверев, Ю. П. Непрочнов, А. А. Гагельганц и др.). Исследования ГСЗ, выполненные на Каспийском, Охотском и Черном морях, на обширных акваториях океанов, позволили установить принципиальные особенности строения земной коры и верхов мантии.

Третий этап, начавшийся в конце 60-х годов, отличается полным технико-методическим перевооружением метода. В связи с необходимостью охраны живых организмов моря [117] практически полностью было запрещено использование взрывов в сейсморазведке. Началось коренное перевооружение ее на базе использования безвредных для живых организмов моря невзрывных источников упругих волн сравнительно невысокой интенсивности и внедрения методики многократного перекрытия как основы накопления слабых сигналов с использованием аналоговых или цифровых способов регистрации и обработки.

В период перевооружения морской сейсморазведки сформировалось новое направление в области возбуждения упругих волн — создание источников невзрывного типа с регулируемой формой возбуждаемого импульса, хотя теоретические и некоторые экспериментальные работы в этом направлении были известны и ранее. Усилиями таких специалистов, как М. И. Балашканд, С. А. Ловля [141], А. М. Грибанов [38, 39], А. В. Калинин [60, 61], Н. П. Лукьянов [85], были созданы теоретические и экспериментальные основы использования газовых, пневматических и электроискровых источников упругих волн, нашедших наиболее широкое распространение в различных модификациях сейсморазведки.

ОСНОВЫ МОРСКОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Общие теоретические основы сейсмических методов изложены в известных капитальных трудах Г. А. Гамбурцева, Ю. В. Ризниченко, Л. М. Бреховских, И. И. Гурвича, И. С. Берзон, Н. Н. Пузырева, Л. А. Рябинкина, И. П. Косминской, М. К. Полшкова, Ф. М. Гольцмана, А. А. Алексеева, А. К. Урупова [9, 14, 30, 35, 43, 48, 71, 126, 133, 158, 164] и многих других ученых. Конкретные вопросы теории морских сейсмических исследований рассмотрены в работах [53, 71, 101, 209]. В данном разделе описываются только специфические явления распространения сейсмических волн, связанные с наличием водного слоя, приведено в общем виде решение прямой и обратной задач морской сейсморазведки.

Постановка задач и пути их решения. В основе сейсмических методов исследования строения земной коры лежит взаимосвязь между режимом колебания поверхности, на которой ведутся измерения, и внутренним строением (акустическими и упругими параметрами) всей системы слоев, возбужденных искусственным или естественным источником упругих колебаний. При рассмотрении этой взаимосвязи возникают задачи двух типов: 1) найти режим колебаний поверхности тела (системы) с известным акустическим строением при известных возбуждающих силах (возбуждающем импульсе) и начальном состоянии тела (системы) — прямая задача сейсморазведки; 2) найти строение тела (системы) при известных возбуждающем воздействии (зондирующем импульсе) и режиме колебаний его поверхности, на которой ведутся измерения (импульсной реакции системы на возбуждающий импульс),— обратная задача сейсморазведки.

Специфика прямой и обратной задач сейсморазведки МОВ для морских условий заключается в особых начальных условиях, характеризующих поверхность, на которой проводятся наблюдения и возбуждения упругих колебаний. Эта среда жидкая, для колебаний сейсмического диапазона — идеально упругая, в то время как основная часть изучаемого тела (системы) — твердая, квазиупругая.

При составлении синтетических сейсмограмм, характерных для морских условий, учитываются следующие специфические факторы: 1) многократные отражения в водном слое (реверберация); 2) влияние глубины погружения источника возбуждения и приемных устройств; 3) фильтрующее влияние реального сейсмического канала; 4) влияние формы импульса, возбуждающего упругие колебания системы; 5) наличие регулярных и стохастических помех, возникающих при буксировке приемного устройства в водном слое.

При решении обратной одномерной задачи используется метод нахождения импульсной переходной функции среды (системы) по сейсмическим записям продольных волн, возбужден-

ных точечным источником [67, 69, 210 и др.]. В результате решения удается найти закон зависимости акустической жесткости продольных волн от глубины залегания пластов — $\rho c(Z)$, где ρ — плотность среды, c — скорость распространения продольных волн. Учитывая, что обратные динамические задачи некорректны в классическом смысле, применяются условия обобщающей корректности по А. Н. Тихонову, что реализовано в виде регуляризации алгоритмов численного решения обратной динамической задачи.

Особенности решения прямой динамической задачи морской сейсморазведки. Упругие колебания, регистрируемые в морской сейсморазведке, распространяются в двухфазной среде: в морской воде и твердых квазиупругих породах, слагающих земную кору под дном моря (океана). Среда любой слоистости может быть представлена в виде пачки тонких однородных слоев, мощность которых определяется исходя из максимальной требуемой точности (разрешающей способности) решения. Согласно [131] мощность одного из элементарных слоев, на которые разбивается неоднородная среда,

$$h = v \frac{1}{\sigma f}, \qquad \text{(II.1)}$$

где v — скорость распространения упругих колебаний в слое; f — максимальная частота колебаний, которая учитывается при расчете; σ — плотность слоя.

При разбиении необходимо соблюдать следующие условия: времена прохождения каждого слоя должны быть одинаковы, средняя скорость распространения колебаний в пачке должна быть равна средней скорости их распространения в неоднородном слое [131].

Для морской сейсморазведки прямая задача сводится к нахождению возмущения, которое возникает в слое жидкости, лежащем на квазиупругом слоистом полупространстве, при возбуждении в нем нормальной сосредоточенной силы $\delta(t)$. В этом случае возникает одномерный процесс распространения плоских волн, падающих из жидкости на пачку твердых квазиупругих слоев. Решение задач подобного типа сводится к нахождению суммарного волнового поля в верхнем слое (в котором проводится наблюдение) на основе использования рекуррентных формул, связывающих волновые поля в соседних слоях. Само решение достаточно сложное. Следует отметить, что решение задачи о распространении плоской гармонической волны в пачке квазиупругих слоев под слоем жидкости позволяет получить спектральную характеристику среды по режиму колебаний, вызванных сосредоточенным источником возбуждения с импульсной зависимостью от времени типа $\delta(t)$.

Зная спектральную характеристику среды, нетрудно перейти к импульсной переходной функции среды, воспользовавшись

обратным преобразованием Фурье. Импульсная переходная характеристика среды, называемая импульсной сейсмограммой $U(t)$, для одномерной модели любого типа может быть получена путем численного решения на ЭВМ. На рис. 2, *а* показаны модель среды, характерная для океанических районов, импульсные сейсмограммы, ей соответствующие. При одном расчете (рис. 2, *б*) среда считалась идеально упругой, при другом расчете (рис. 2, *в*) предполагалось поглощение α в твердых слоях, линейно зависимое от частоты [131].

Однако в реальных условиях импульсное воздействие сосредоточенной силы типа $\delta(t)$ — Дирака не представляется целесообразным и физически реализуемым. Форма импульса возбуждения $P(t)$ может существенно отличаться от $\delta(t)$, что вызывает существенное изменение суммарного волнового поля на поверхности регистрации $Z=0$. Функцию, описывающую колебания точек плоскости $Z=0$, в этом случае обозначим $U_P(t)$ в отличие от импульсной сейсмограммы $U(t)$. В случае линейности процесса распространения упругих колебаний среды (что выполняется для упругих сред без последствия) связь между $U(t)$ и $U_P(t)$ выражается уравнением свертки (уравнением Вольтерра I рода):

$$U_P(t)=\int_0^t P(t)\,U(t-\tau)\,d\tau. \qquad \text{(II.2)}$$

Однако, получив выражение (II.2), даже при известных $P(t)$ и $U(t)$ нельзя считать задачу решенной. В реальных условиях необходимо еще учитывать влияние следующих факторов: 1) импульсной переходной характеристики регистрирующей аппаратуры (импульсной характеристики сейсмического канала) $I(t)$; 2) глубины погружения приемников (источника) в толще водного слоя, когда граница наблюдения (точка возбуждения) $Z\neq 0$, $F(t)$; 3) многократных отражений, возникающих непосредственно в толще водного слоя, когда образуется так называемая «ловушка» упругих колебаний, имеющая импульсную переходную характеристику $g(t)$; 4) регулярных и стохастических шумов, возникающих при наблюдениях в реальных условиях, $N(t)$.

Если предположить о линейности всей исследуемой системы (среда и регистрирующая аппаратура), результирующее воздействие, регистрируемое в виде сейсмической трассы, будет иметь следующий окончательный вид:

$$Y(t)=U_P(t) \ast I(t) \ast F(t) \ast g(t) \ast N(t), \qquad \text{(II.3)}$$

где $\ast$ — знак свертки.

Теоретический анализ каждого из указанных факторов — самостоятельная задача. Более подробно рассмотрим влияние многократных волн водного слоя (явление реверберации).

Расчет влияния многократных отраженных волн, связанных с водным слоем. Водный слой в сейсмическом диапазоне частот обладает абсолютной упругостью. Естественные «жесткие» акустические границы между водой и воздухом, с одной стороны, водой и консолидированными породами дна — с другой, создают условия для образования «ловушки» энергии упругих колебаний в водном слое. Акустическая «ловушка» в зависимости от ее строения (мощность водного слоя, рельеф дна) и акустических параметров придонных осадков будет обладать определенными свойствами и может быть аппроксимирована линейной динамической системой с определенной импульсной переходной характеристикой [64, 65, 63], которая характеризует процесс образования и распространения многократных отраженных волн в водном слое.

Предположим, что в водном слое возбуждается δ-импульс, который будет многократно отражаться между границами «ловушки» до полного затухания.

Уравнение этого процесса или импульсной реакции «ловушки» будет иметь вид:

$$g(t)=\delta(t)-R_1(t)\ast\delta(t-T_1)+R_2(t)\ast\delta(t-T_2)-R_3(t)\ast$$
$$\ast\,\delta(t-T_3)+\ldots+(-1)^n R_n(t)\ast\delta(t-T_n), \qquad \text{(II.4)}$$

где T_1, T_2, ..., T_n — двойные времена пробега первого, второго, ..., n-кратного импульса и отражения от дна в водном слое; $R_n(t)=\int\limits_{-\infty}^{+\infty} R_n(\omega,\ \varphi)\,e^{-j\omega t}\,d\omega$ — импульсная реакция слоя, переходного между водой и консолидированными породами. Здесь

$$R_n(\omega,\ \varphi)=\int\limits_{-\infty}^{+\infty} R(\omega_1\varphi_1)\,R(\omega_1\varphi_2)\ \ldots\ R(\omega_1\varphi_n)\,e^{-j\omega t}\,dt$$

— комплексно-частотная характеристика переходного слоя для n-кратного отражения.

Значения T_1, T_2, ..., T_n зависят от мощности водного слоя, наклона дна, расстояния между источником и приемником и рассчитываются на основании решения кинематической задачи распространения многократных волн в водном слое.

Уравнение (II.4) может быть преобразовано:

$$g(t)=\delta(t)-R_1(t-T_1)+R_2[t-(2T_1+\Delta T_1)]-R_3[t-(3T_1+$$
$$+\Delta T_1+\Delta T_2)]+\ldots+(-1)^n R_n\left[t-\left(nT_1+\sum_{k=2}^{n}\Delta T_{k-1}\right)\right], \qquad \text{(II.5)}$$

где T_1 — двойное время пробега сейсмического импульса в водном слое при первом отражении; $\mp\,\Delta T$ — приращения времени пробега при последующих переотражениях в водном слое.

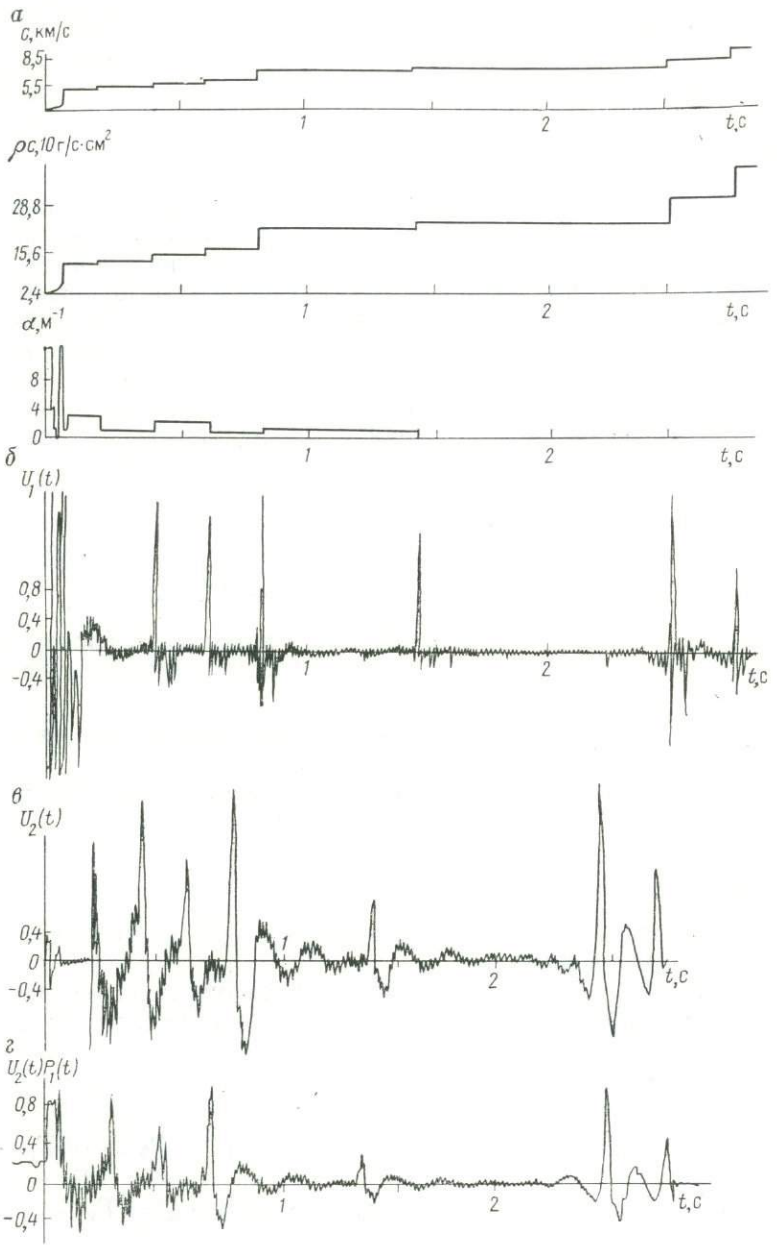
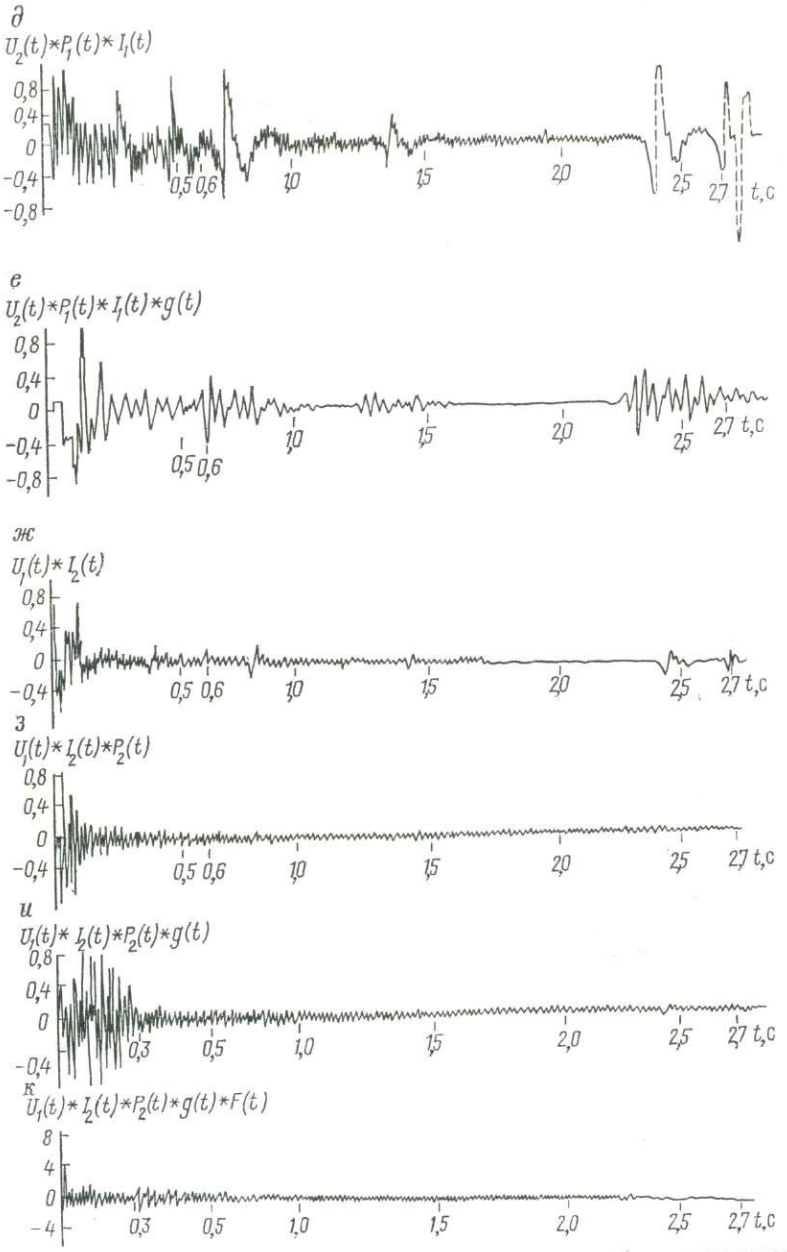


Рис. 2. Пример решения прямой задачи морской сейсморазведки.

а — модель среды;
б — соответствующая этой модели импульсная сейсмограмма $U_1(t)$ для случая нормального падения фронта волны на идеально-упругую среду;
в — то же, с учетом поглощения в слоях $U_2(t)$;
г — синтетическая сейсмограмма, полученная при воздействии импульса $P_1(t)$, вызванного взрывом заряда тротила массой 5 кг на глубине 1,5 м;



д — то же на выходе широкополосного регистрирующего канала с импульсной переходной характеристикой $I_1(t)$;
е — то же, но с учетом влияния многократных волн, связанных с водным слоем (реверберацией — $g(t)$;
ж — влияние на форму трассы импульсной переходной характеристики узкополосного канала $I_2(t)$;
з — то же, при работе пневматического источника с пульсациями $P_2(t)$;
и — влияние на форму трассы «ловушки» водного слоя $g(t)$;
к — то же, глубины погружения приемника $F(t)$

Уравнение (II.5) описывает импульсную реакцию «ловушки» водного слоя в общем виде, т. е. в случае наклонного дна и сложного строения переходного слоя, импульсная реакция (комплексная частотная характеристика) которого является функцией угла падения и рассчитывается (при известных акустических параметрах переходного слоя) на основе решения задачи определения комплексной частотной характеристики пачки твердых квазиупругих слоев под слоем жидкости [131].

Из (II.5) легко может быть получено уравнение импульсной реакции «ловушки» для частного случая нормального падения волнового фронта на горизонтально залегающее дно, представляющее собой границу раздела двух полупространств. Для этого нужно в (II.5) предположить $\Delta T=0$ и $R=\text{const}$, тогда

$$g(t)=\delta(t)-R\delta(t-T)+R_2\delta(t-2T)+\ldots$$
$$\ldots+(-1)^n R_n\delta(t-nT), \qquad \text{(II.6)}$$

где T — двойное время пробега волны в водном слое при нормальном ее падении.

Если предположить, что граница между водой и консолидированными породами обладает определенной импульсной реакцией $R(t)$, т. е. имеет место переходный слой, то в случае горизонтального дна и нормального падения волнового фронта, когда $R_1(j\omega)=R_2(j\omega)=\ldots=R_n(j\omega)$, уравнение импульсной реакции «ловушки» запишется в виде

$$g(t)=\delta(t)-R_1(t-T)+R_2(t-2T)+\ldots+(-1)^n R_n(t-nT), \qquad \text{(II.7)}$$

где $R_n(j\omega)=R_1(j\omega)R_2(j\omega)\ \ldots\ R_n(j\omega)=R_1^n(j\omega)$.

В общем случае сложного строения дна комплексная частотная характеристика «ловушки» водного слоя и условия резонанса могут быть рассчитаны по (II.5). Анализ этого уравнения с учетом многократных отражений от глубинных границ показывает, что образование многократных отражений является не стационарным, а линейным динамическим процессом с переменными параметрами, импульсная реакция которого описывается многочленом с коэффициентами, изменяющимися во времени. В частных случаях, при горизонтальном залегании слоев и нормальном падении волнового фронта уравнение существенно упрощается, имеет вид (II.6) и (II.7), представляющих собой полиномы с постоянными коэффициентами, и описывает импульсную реакцию, соответствующую стационарному процессу образования многократных волн.

Пример расчета импульсных переходных характеристик приведен на рис. 3. Каждое отражение, входящее в водный слой, проходит через линейную систему («ловушку») с импульсной характеристикой $g(t)$ либо $g(\tau, U)$, и на выходе наблюдается результирующий сигнал вида $Y(t)=X(t)*g(t)$, когда система ста-

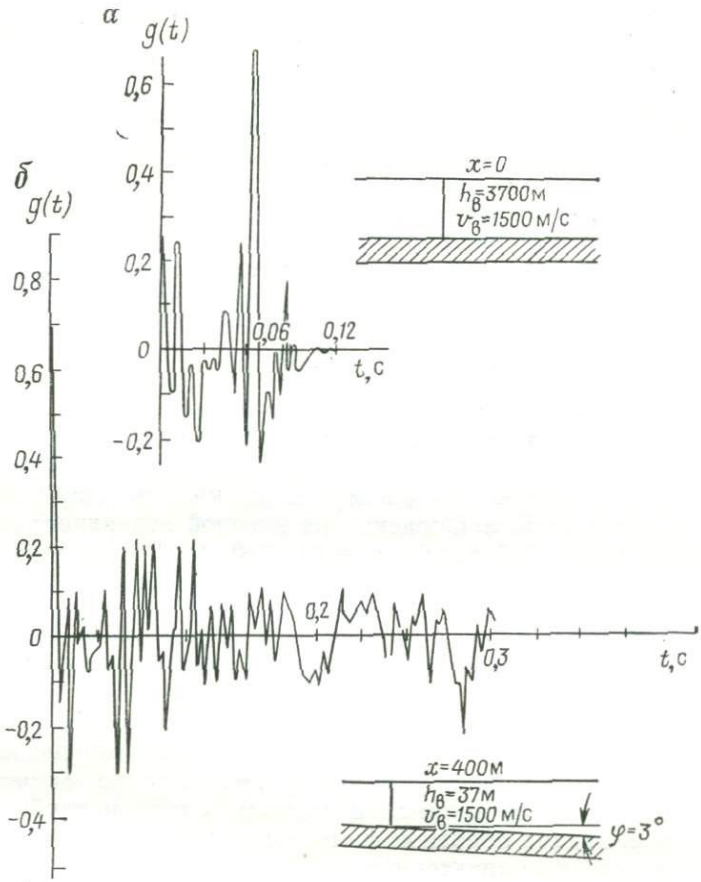


Рис. 3. Импульсная переходная характеристика «ловушки» водного слоя.

а — условия стационарности;
б — условия нестационарности;
x — расстояние между источником возбуждения упругих волн и приемником;
$h_в$ — мощность водного слоя;
$v_в$ — скорость распространения сейсмических волн в водном слое;
φ — угол наклона дна

ционарна, либо $Y(t)=X(t)\divideontimes g(\tau,\ U)$, когда система нестационарна. Полученный результат имеет самостоятельную ценность, так как позволяет детально исследовать механизм образования многократных волн в водном слое и в дальнейшем использовать полученные данные для успешного подавления многократных отражений.

Анализируя данные расчетов влияния различных факторов на формирование сейсмической трассы, приведенные на рис. 2, *а*—*е*, отметим, что введение поглощения привело к быстрому уменьшению энергии колебаний и изменению спектра импульсов по трассе за счет исчезновения высокочастотных компонент. Влияние формы возбуждающего импульса и импульсной

реакции сейсмического канала оказалось в данном примере несущественным. В то же время влияние «ловушки» водного слоя привело к важному результату — к сглаживанию трассы, характерному для воздействия узкополосного фильтра низких частот, что, вероятно, обусловлено высоким значением коэффициента поглощения в переходном слое между водой и консолидированными породами, т. е. в тонких твердых слоях непосредственно под слоем жидкости.

Особенности решения обратной динамической задачи морской сейсморазведки. Решение обратной задачи морской сейсморазведки имеет некоторые особенности, связанные с наличием водного слоя в исследуемых моделях, и проводится в обратной последовательности по сравнению с принятой при построении морской синтетической сейсмограммы.

Это решение делится на следующие этапы.

1. Выделение из всей совокупности зарегистрированных данных (многоканальная сейсмограмма) информации, характеризующей вертикальную компоненту смещений (давлений) $Y(Z, t)$ или, в частности при наблюдении на дневной поверхности (либо в непосредственной близости к ней), $Y(0, t)$. Решение этой задачи сводится к выделению импульсов отражений от глубинных горизонтально залегающих границ при условии нормального падения волнового фронта на фоне регулярных и стохастических шумов — задача статистического выделения сигналов на фоне шумов.

2. Нахождение $U(0, t)$ — импульсной сейсмограммы, исключая влияние формы возбуждающего импульса, импульсной переходной характеристики регистрирующего канала, многократных отражений, связанных с водным слоем и глубинными слоями, т. е. задача обратной фильтрации или прогнозирования.

3. Нахождение характеристики упругих свойств разреза по $U(0, t)$ — собственно одномерная обратная динамическая задача сейсморазведки.

Большая часть задач, необходимых для определения упругих параметров среды на основании анализа наблюденных (либо задаваемых теоретически) динамических характеристик волновых полей решается на основе как детерминированного рассмотрения процесса распространения упругих колебаний [180, 201], так и на статистическом подходе [182, 210]. Некоторой особенностью второго этапа обратной задачи морской сейсморазведки является необходимость подавления многократных отражений, связанных с водным слоем. Выше было показано, что импульсная переходная функция этой системы в общем случае нестационарна, т. е. имеет место линейная система с переменными параметрами. Сигнал на выходе такой системы

$$Y(t) = \int_0^T g(T, u) X(u) du, \qquad \text{(II.8)}$$

где $g(T, u)$ — импульсная переходная характеристика «ловушки» водного слоя; $X(u)$ — сигнал на входе системы или сейсмическая трасса без многократных волн, связанных с водным слоем.

Импульсная переходная характеристика фильтра — «ловушки» водного слоя — записывается в виде функции двух переменных $g(T, u)$. Это означает, что импульсная реакция фильтра зависит как от текущего времени T, так и от момента подачи сигнала на вход фильтра u. Задача заключается в том, чтобы, зная $g(T, u)$ и сигнал на выходе фильтра $Y(t)$, найти $X(u)$. Таким образом, в общем виде задача сводится к обратной фильтрации нестационарных процессов. Алгоритм численного решения данной задачи описан в работах [69, 197] и реализуется с помощью ЭВМ.

Конечной целью решения обратной динамической задачи является определение закона зависимости акустического импеданса $\rho c(t)$ от времени вступления отраженной волны по импульсным сейсмограммам МОВ. При некоторых начальных ограничениях данная задача решена Ж. Кюнцем [197]. Решение основано на предположении, что импульсная сейсмограмма с многократными отражениями представляет собой стационарную интегрируемую функцию, отвечающую условиям Дирихле, или в статистическом представлении описывает вероятный процесс, стационарный в широком смысле.

Сейсмическая трасса, дополненная в начале импульсом возбуждения $P(t)$,

$$U(t)+P(t)=F(t) \qquad \text{(II.9)}$$

и построенная симметрично относительно $P(t)$, должна быть функцией автокорреляции некоторого стационарного в широком смысле процесса:

$$F(t)=K(\tau).$$

На рис. 4 показаны результаты расчета по специальной программе, составленной в Геленджикском отделении ВНИИМОРГЕО, на теоретическом примере: модель упругой слоистой среды (*а*), соответствующая ей синтетическая импульсная сейсмограмма (*б*), спектр импульсной сейсмограммы $U(\omega)$ (*в*) и модель среды, полученная путем применения программы перехода от $U(t)$ к $\rho c(t)$ (*г*). Как видно из теоретического примера, спектр синтетической импульсной сейсмограммы имеет исключительно положительные значения и не нуждается в преобразованиях, что и следовало ожидать, так как модель выбрана в соответствии с начальными условиями. При сравнении модели, принятой для расчета (график ρc), с результатом анализа (полученный график $\rho' c'$) отмечаются существенные расхождения только в начальной части графиков, где точность расчета синтетической сейсмограммы (интервал частот 5—150 Гц, шаг дискретизации по времени $\Delta t=0{,}003$ с) недостаточна, так как

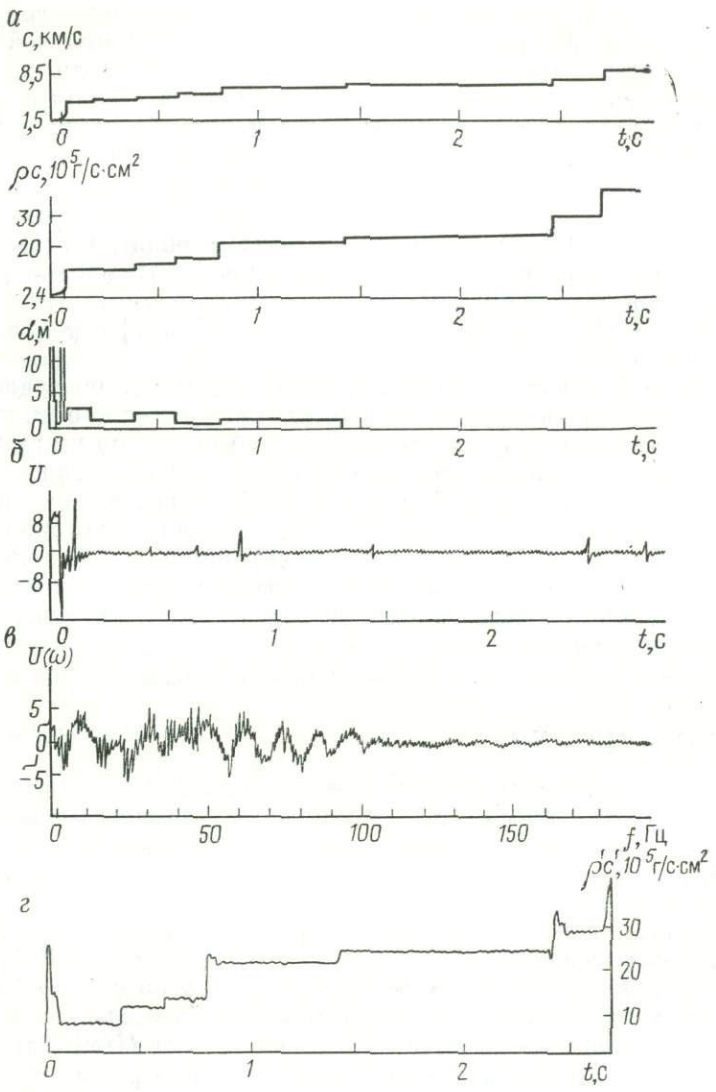
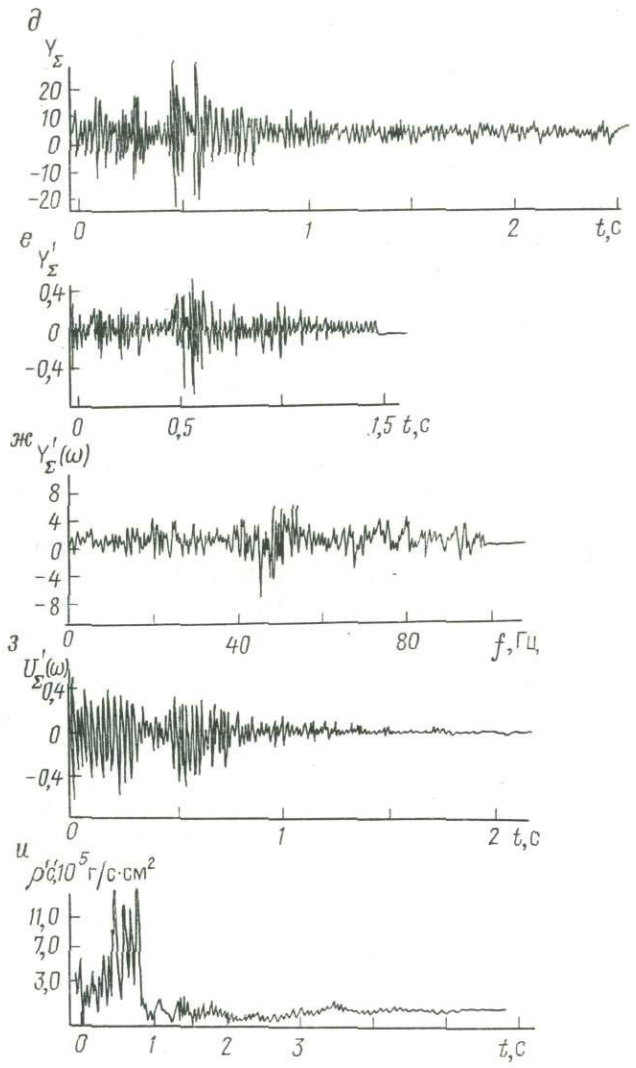


Рис. 4. Примеры расчета $\rho c(t)$.

а, б, в, г — теоретический пример расчета по синтетической импульсной сейсмограмме;



д, е, ж, з, и — практический пример расчета по реальным сейсмограммам

в верхней части модели представлены слои весьма малой мощности. Основные части графиков $\rho c(t)$ и $\rho' c'(t)$ совпадают в масштабе рисунка.

На рис. 4, *д*, *е*, *ж*, *з*, *и* приведен пример перехода от реальной сейсмограммы (сумма-трасса из 12 сейсмограмм) к графику $\rho c(t)$. Здесь показаны сумма-трассы $Y_\Sigma(t)$, сумма-трасса после обратной фильтрации $Y'_\Sigma(t)$, ее амплитудный спектр $Y'_\Sigma(\omega)$, импульсная сейсмограмма после добавления составляющих за счет начального импульса $U'_\Sigma(\omega)$, исправленная импульсная сейсмограмма и результат анализа $\rho' c'(t)$. Полученный график $\rho c(t)$ показывает наличие на временном интервале 0,5—0,9 с слоя

с повышенной акустической жесткостью ($\rho c = 15{,}5$), после которого нет реальных отражающих границ, а все вступления обусловлены исключительно многократными отражениями, о чем свидетельствует резкий спад значений $\rho c(t)$ на временах больше 1 с. При известном или заданном законе $\rho(t)$ по описанной методике возможно определение $c(t)$.

ВОЗБУЖДЕНИЕ УПРУГИХ ВОЛН

В настоящее время при морских сейсмических исследованиях используются четыре основных типа источников упругих волн: твердые ВВ, газовые смеси, пневматические излучатели, электроискровые источники. Для замены энергоемких твердых ВВ используются разнообразные физические эффекты. Созданием новых источников занимаются большинство зарубежных фирм, выполняющих морские сейсмические работы. Количество идей в этой области лавинообразно растет.

Твердые ВВ. Уже при проведении первых сейсмических работ на море наряду с первоначальным импульсом взрыва были замечены вторичные импульсы (пульсация газового пузыря), которые искажают сейсмограммы и затрудняют их интерпретацию. Эффект пульсации газового пузыря был выявлен В. Вейбуллом в 1925 г. и описан во многих работах. Механизм образования этих явлений был и остается одной из главных проблем в морской сейсморазведке [53, 72].

До последнего времени при проведении морских сейсморазведочных работ МОВ в СССР возбуждение сейсмических волн осуществлялось взрывом зарядов ВВ массой 5—15 кг у поверхности воды, на глубине 1,0—1,5 м. При этом пульсация газового пузыря отсутствует, однако происходит выброс в воздух с фонтаном воды и газов значительной доли химической энергии взрыва [52], а спектр сигнала становится более высокочастотным. Это, в свою очередь, приводит к необходимости использования больших зарядов для получения удовлетворительного соотношения сигнал/шум и необходимой глубинности исследования.

Взрывные работы при исследовании МОВ ранее выполнялись со специальной шлюпки, что являлось уязвимым звеном методики и техники работ (ограничения, связанные с метеорологическими условиями, ограниченный запас ВВ на шлюпке, нахождение бригады взрывников в течение всего рабочего дня на шлюпке, необходимость содержания вспомогательного страхующего катера и т. д.). В 1959—1960 гг. в НИМГЭ ВНИИГеофизики были предложены новые методика и техника взрывных работ непосредственно с борта судна-сейсмостанции. Эта методика основана на подрыве подвесного заряда контактным способом с помощью плавающей взрывной магистрали [28]. Контактный способ подрыва зарядов был внедрен в производство в 1962—

1963 гг. и в период с 1963 по 1969 г. с ним было отработано свыше 60 000 км профилей МОВ.

При сейсмических исследованиях глубинного строения земной коры и верхней мантии взрывы больших зарядов ВВ (десятки—сотни килограммов) производятся на оптимальной глубине, которая подбирается для каждой конкретной величины заряда с учетом пульсации газового пузыря и отражения возбуждаемого импульса от поверхности моря [101]. А. Б. Аронс и Д. Р. Йенни в 1948 г., Р. Рэйтт в 1952 г. [203] показали, что максимальная интенсивность возбуждаемой энергии наблюдается на частоте пульсации газового пузыря. Ю. П. Непрочнов, С. М. Зверев [52, 116] создали методику подбора оптимальной глубины погружения заряда для реализации максимальной энергии возбуждения.

На рис. 5 показаны расчетные амплитудные спектры для некоторых зарядов на оптимальных глубинах (без учета отражения от поверхности моря). В случае синфазного сложения импульсов от ударной волны, пульсаций газового пузыря и отражения от поверхности моря амплитуду сейсмических волн в источнике на нужных частотах можно увеличить почти втрое, что эквивалентно увеличению массы заряда в 5—10 раз. В результате при реализации этой идеи удается регистрировать глубинные сейсмические волны от зарядов 25 кг при удалениях от пункта взрыва на 50—80 км, а от зарядов 130 кг — до 200—250 км [101]. Графики для расчета оптимальных глубин погружения заряда определенной массы приведены в работах Р. Рэйтта [203], Ю. П. Непрочнова [116] и других исследователей.

В связи с запрещением массового применения больших зарядов ВВ при сейсмических работах значительный интерес приобретает исследование возможности использования малых зарядов (десятки—сотни грамм) для этих целей. Малые заряды твердых ВВ (не более 200 г) не наносят ущерба живым организмам моря, особенно если взрывы осуществляются в закрытой сфере.

В 1962 г. Ю. П. Непрочнов предложил способ глубинных взрывов сравнительно небольших зарядов, который использует пульсации газового пузыря для формирования необходимого частотного спектра [116]. На рис. 6 показан суммарный эффект воздействия ударной волны и пульсаций при различной глубине погружения заряда ТНТ массой 50 г в полосе частот 2—300 Гц.

Рассмотрение формы возбужденных импульсов показывает, что если на высоких частотах энергия ударной волны первичного сигнала преобладает, то на низких частотах она сопоставима с энергией каждой пульсации или меньше последней. Таким образом, на низких частотах при подрыве малых зарядов на глубинах, достаточных для предотвращения конвекции, основная часть энергии взрыва сосредоточена в пульсациях газового пузыря и составляет до 22—25% полной химической энергии взрыва.

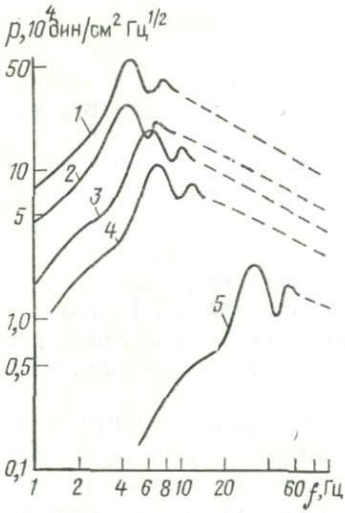


Рис. 5. Расчетные амплитудные спектры подводных взрывов зарядов тротила на оптимальных глубинах (без учета отражения от поверхности моря) при расстоянии от источника 1 м [49].

1 — масса заряда 130 кг, глубина погружения заряда 90 м;
2 — 45 кг, 50 м;
3 — 25 кг, 65 м;
4 — 10 кг, 50 м;
5 — 1 кг, 140 м

Сложная форма суммарного импульса, возбуждаемого подрывом зарядов на достаточно большой глубине, первоначально заставила отказаться от таких взрывов в сейсморазведке МОВ. Однако в середине 60-х годов были разработаны специальные устройства для упрощения формы суммарных импульсов. Кроме того, в последние годы удалось использовать импульсы сложной формы благодаря, во-первых, подрыву зарядов на оптимальной глубине, а во-вторых, в связи с применением вычислительной техники при обработке сейсмических данных.

Поскольку основная сейсмическая энергия глубоководного взрыва сосредоточена в импульсах пульсаций газового пузыря и их отражениях от поверхности воды, то путем погружения заряда на определенную глубину можно добиться синфазного суммирования импульсов пульсаций и их отражений от дневной поверхности в некотором преобладающем диапазоне частот. Например, для преобладающей частоты стандартного МОВ 30 Гц (диапазон 20—70 Гц) оптимальная глубина погружения заряда, равная четверти длины волны, будет около 12,5 м. Таким образом, при подрыве заряда на заданной оптимальной глубине можно получить сейсмический зондирующий импульс с максимально возможной энергией, составляющей 22—25% всей химической энергии заряда. В этом случае в узкой полосе низких сейсмических частот значительно упрощается форма суммарного сигнала.

На рис. 6 видно, что при взрыве заряда массой 50 г на глубине 12—13 м в полосе частот 20—30 Гц наблюдается суммарный сигнал наибольшей энергии, наиболее простой формы и наименьшей длительности. За счет выбора оптимальных глубин погружения зарядов можно добиться увеличения амплитуд

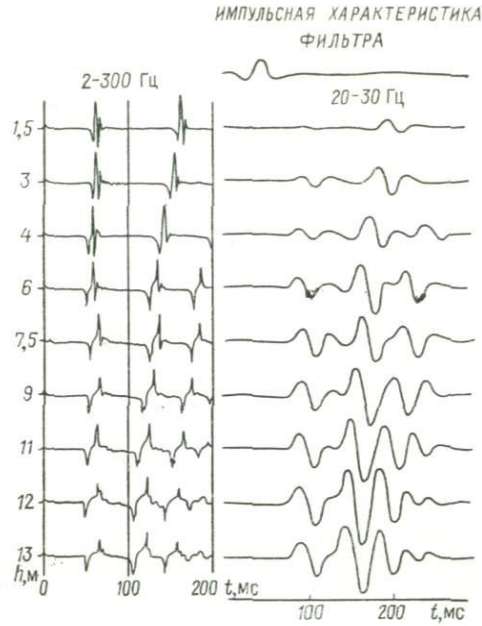


Рис. 6. Суммарный эффект воздействия ударной волны и пульсаций на форму возбуждаемого импульса при различной глубине погружения заряда ТНТ h массой 50 г

отраженных сигналов для различных районов в среднем до 18 дБ, что эквивалентно увеличению массы заряда более чем в 30 раз.

Хорошо известен эффект удвоения давления на фронте волны при подрыве двух зарядов на расстоянии, большем радиуса зоны нелинейных деформаций. Экспериментальная проверка показала, что при удалении зарядов от 50 г до 1 кг друг от друга на расстояние более 0,4—2,0 м теоретические расчеты подтверждаются. Таким образом, если увеличение массы заряда в 2 раза приводит к увеличению амплитуды отраженных волн всего на 2,0—2,5 дБ, то подрыв двух зарядов одинаковой массы (при условии расстояния между ними 0,4—2 м) вызывает увеличение амплитуды отраженных волн на 6 дБ, а трех зарядов — на 9 дБ.

Из табл. 3 видно, что тремя зарядами массой 50 г при подрыве их на глубине 12 м можно добиться почти такого же эффекта, как при подрыве заряда массой 15 кг на глубине 1,5 м или заряда в 200 г на глубине 15 м.

Теоретические и экспериментальные работы за рубежом привели к созданию серии взрывных источников типа «Флексотир», «Аквасейс», «Максипульс» и других, основанных на подрыве малых зарядов твердых ВВ на оптимальной глубине. Эти устройства широко применяются в настоящее время при морских сейсморазведочных работах. В 1971 г. группа советских специалистов предложила устройство для подрыва малых зарядов ВВ на оптимальной глубине [166]. Это способствовало резкому со-

Таблица 3

Амплитуды отраженных волн для поверхностных и глубокопогруженных взрывов ТНТ или аммонита ПЖВ-20

Масса заряда, г	Глубина погружения заряда, м	Амплитуда отраженных волн, дБ	Масса заряда, г	Глубина погружения заряда, м	Амплитуда отраженных волн, дБ
50	1	0	200	15	14—16
50	12	5—10	5 000	1	13
2 × 50	12	13—14	15 000	1,5	16—18
3 × 50	12	15—17			

кращению расхода ВВ и резкому уменьшению радиуса поражения живых организмов. Таким образом, применение небольших зарядов твердых ВВ, практически безвредных для живых организмов, имеет значительные перспективы для морской сейсморазведки.

Создано большое количество невзрывных источников упругих волн, использующих различные явления «физического взрыва» в морской воде для образования ударной волны.

Невзрывные источники имеют ряд неоспоримых преимуществ перед бризантными ВВ: 1) они практически не наносят ущерба окружающей среде; 2) их применение исключает необходимость обращаться с ВВ, благодаря чему резко повышается безопасность работ, упрощается процесс их производства; 3) запасы энергии для невзрывных источников, как правило, на судне неограничены; 4) использование разных типов таких источников в различных конструктивных модификациях позволяет активно влиять на характеристики излучаемого импульса, выбирая тот тип, который позволяет наилучшим образом решить поставленную геологическую задачу.

В СССР морские сейсмические исследования в последние годы практически полностью проводятся с невзрывными источниками. В работе [195] приведены теоретические и экспериментальные данные, касающиеся различных невзрывных источников возбуждения упругих колебаний, которые применяются при морских сейсморазведочных исследованиях за рубежом, оценка энергии и сейсмической эффективности различных излучателей по сравнению с зарядами динамита, показано, что имеющиеся в настоящее время невзрывные источники (в частности, наиболее энергоемкие групповые пневмоизлучатели) могут обеспечить в лучшем случае эквивалент заряда динамита 300—400 г, взрываемого на глубине 10 м. Эти материалы были значительно дополнены и уточнены М. И. Балашкандом и др. [141]. На рис. 7 показаны импульсы давления, развиваемые различными источниками, применяемыми в СССР.

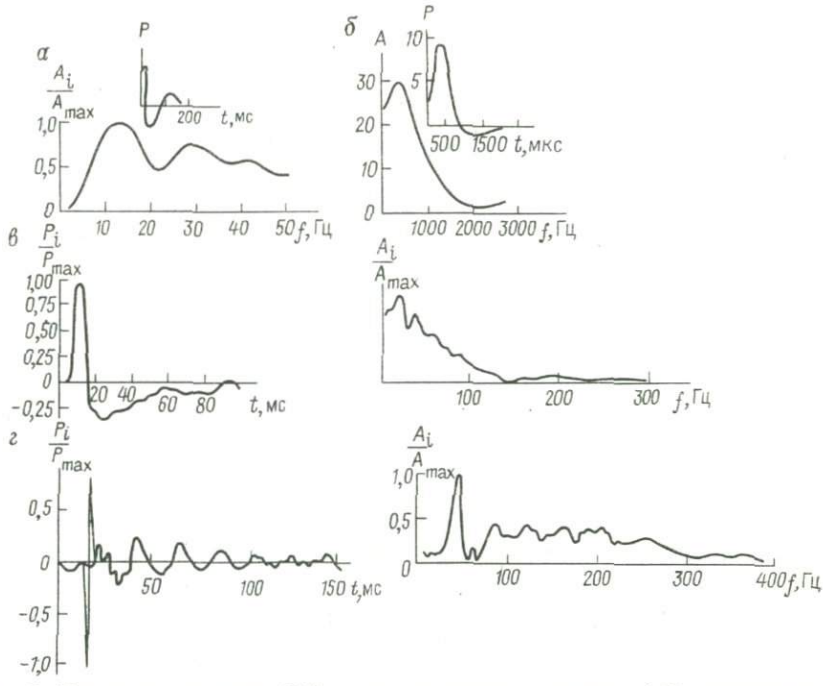


Рис. 7. Импульсы давления $P(t)$ и их амплитудные спектры $A(f)$, зарегистрированные на широкополосном канале регистрации.

а — заряд ТНТ массой 2,5 кг;
б — электроискровой источник;
в, г — пневматические источники ПИ-1 и ПИ-2

Невысокая в общем энергоемкость невзрывных источников по сравнению с зарядами твердых бризантных ВВ вызвала необходимость общего изменения методики выполнения сейсмических исследований на море, в частности резкого уплотнения системы наблюдений (как в МОВ, так и в МПВ), создания методики многократных перекрытий. Наибольшее распространение невзрывные источники получили при работах МОВ для исследования осадочной толщи, однако в последние годы их стали широко применять и для изучения глубинного строения земной коры.

Газовые смеси. Значительный интерес как источник сейсмической энергии представляют газовые смеси. На первых стадиях использовались смеси углеводородных газов (установки газовой детонации), однако неудобство работы, ограниченность запасов и сложность подавления повторных ударов заставили отказаться от них.

Наиболее перспективна разработанная во ВНИИМОРГЕО [57] установка газовой детонации водородно-кислородной смеси (УГД ВКС) с излучателем многократного действия. Эта установка состоит из газогенератора, блока энергопитания, блока

управления и контроля, блока защиты, газовой магистрали и излучателя сейсмических сигналов. Стехиометрическая смесь водорода (66,7%) и кислорода (33,3%) получается в газогенераторе непрерывно в процессе сейсмических исследований путем электролиза. Через блок защиты она поступает к излучателю сейсмических сигналов, состоящему из эластичного элемента. Автоматическое устройство обеспечивает работу коммутации газового потока и поджига по заданной программе в соответствии с управляющими сигналами регистрирующей сейсмической аппаратуры.

Стехиометрическая водородно-кислородная смесь отличается малой плотностью (0,001 г/см^3) и сравнительно невысокой скоростью детонации (около 2000 м/с). В результате давление в ударной волне, возникающей при взрыве газовой смеси, на три порядка и более ниже давления ударной волны, образующейся при взрыве тротила, и в обычных условиях не превышает 100—150 кгс/см^2, что практически обеспечивает безопасность ихтиофауны.

Массовые испытания УГД ВКС были проведены при сейсмических исследованиях ВНИИМОРГЕО и Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом (СахКНИИ). На акваториях Японского, Охотского и других морей были реализованы программы региональных и детальных сейсмических исследований МОВ на профилях протяженностью около 6000 км. Полученные при этом сейсмические данные аналогичны результатам исследований с применением тротила. Использование эластичных камер (определенной формы) многоразового действия позволяет повысить к. п. д. и снизить повторные удары.

Пневматические излучатели. Широкое распространение при морских сейсмических исследованиях получили в последние годы различные конструкции пневматических излучателей упругих волн [38, 39, 141, 188 и др.], обладающие рядом ценных особенностей.

Пневматический излучатель (рис. 8) состоит из камеры высокого давления *6*, цилиндра *7*, поршня *5* и электромагнита *1*. В исходном положении электромагнит включен и удерживает поршень в верхней части цилиндра. Полость поршня *4* через отверстие *2* заполняется морской водой. По мере повышения давления в камере *6* увеличиваются силы, действующие на уступ *9*. Площадь уступа *9* подбирается так, чтобы при достижении рабочего давления $p_{раб}$ (100—150 кгс/см^2) эти силы были меньше сил притяжения поршня электромагнитом. В момент достижения рабочего давления от блока управления в камеру *6* подается сигнал, разрывающий цепь электромагнита. Поршень *5* смещается из исходного положения, уплотнительное кольцо *3* входит в цилиндр с большим диаметром, тем самым нарушая герметизацию. Силы, смещающие поршень за счет давления на уступ 10, резко возрастают, поршень стремительно движется

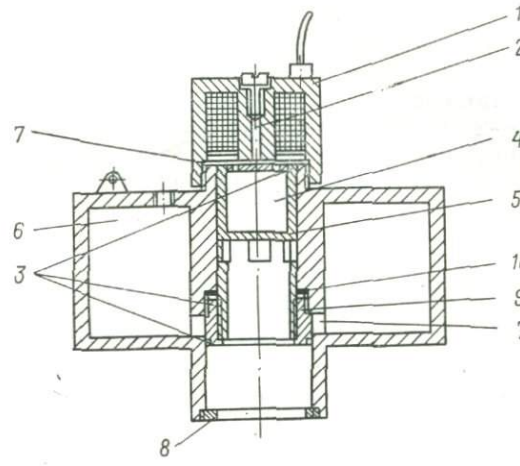


Рис. 8. Схема пневматического излучателя [45]

к гайке *8*. Сжатый газ через сопло в поршне устремляется в воду — происходит «пневмовыстрел». Поршень возвращается в исходное положение под действием реактивной силы струи, давления в газовом пузыре и силы тяги вакуумной полости между магнитом и поршнем.

Разработанные пневматические источники имеют рабочий объем от сотен кубических сантиметров до 25—30 л при давлении 50—150 кгс/см^2 и обладают энергией от $3 \cdot 10^8$ до $4 \cdot 10^9$ эрг, 80% которой относится к диапазону частот от 10 до 100 Гц. Наибольшее распространение при работах МОВ получили пневматические источники объемом 3,5—7,0 л. Значительный сейсмический эффект дают групповые источники. В США для глубинных исследований разработаны источники с объемом до 30 л, имеющие максимум частотной характеристики не более 7—8 Гц [101].

Электроискровые источники. Значительное развитие в современной морской сейсморазведке получили различные типы электроискровых источников, применение которых основано на электрогидравлическом эффекте (эффект Юткина). Исследования, выполненные в лаборатории сейсмоакустики геологического факультета МГУ [60], показали, что спектр возбуждаемых при электрическом разряде в воде импульсов давления носит осциллирующий многолепестковый характер, причем до 50% энергии сосредоточено в первом лепестке, 10—20% — во втором и не более 40% — во всех последующих (рис. 9).

Мощность электроискровых источников варьирует от единиц до $8 \cdot 10^8$—10^9 эрг. Применяются системы, использующие эффект группирования излучателей через раздельные генераторы импульсов. Однако, как было показано [60], эффективность группирования существенным образом зависит не только от числа

источников в группе, но и от полосы частот, исследуемой при приеме отраженных волн. Глубина освещения разреза под дном в зависимости от мощности источника колеблется от первых десятков до сотен метров, достигая в благоприятных условиях 1—2 км. *Разрешающая способность электроискрового источника*, учитывая частотный диапазон импульсов, обычно выше разрешающей способности других излучателей. Это позволяет изучать

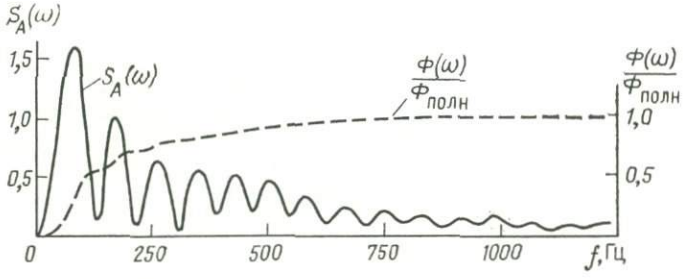


Рис. 9. Типичный спектр $S_A(\omega)$ импульсов давления, возбуждаемых при электрическом разряде в воде (при емкости конденсаторов 490 мкФ, напряжении заряда 5 кВ, глубине погружения разрядника 15 м), и отношение энергии на данной частоте $\Phi(\omega)$ к полной энергии разряда $\Phi_{полн}$ [61]

геологический разрез (особенно его верхнюю часть — до 300 м под дном) с большей детальностью.

В СССР разработаны и применяются электроискровые установки ВИТР, МГУ, ИГИРГИ, ИОАН [61, 85, 146].

ПРИЕМ УПРУГИХ ВОЛН И ПРИЕМНЫЕ УСТРОЙСТВА. ШУМЫ ПРИЕМНЫХ УСТРОЙСТВ

За период развития морской сейсморазведки разработано много конструкций приемников и приемных устройств. Сначала как в СССР, так и за рубежом применялись только донные приемные устройства: в условиях мелководья с небольших катеров на дно опускались наземные герметизированные сейсмографы, соединявшиеся с сейсмостанцией жгутом проводов. Коренное изменение приемных устройств произошло в 1950—1951 гг. после появления пьезоэлектрических приемников (датчиков) давления, позволяющих реализовать слабые волны давления в электрические сигналы. Значение этого факта для морской сейсморазведки трудно переоценить, так как в результате внедрения пьезоэлементов в качестве основного чувствительного датчика появилась возможность коренным образом изменить методику и технику наблюдений, перейти к плавучим приемным устройствам и работе на ходу судна. Эти приемники не требуют дополнительных преобразователей, поскольку непосредственно преобразуют давление в электрический сигнал, просты по кон-

струкции, безынерционны, надежны в работе, легки и малогабаритны, что и определило их широкое внедрение в морскую сейсморазведку.

Пьезоэлектрические датчики подробно описаны в работе Л. Р. Мерклина, А. А. Гагельганца и др. [130], в которой даны классификация приемных устройств, данные об их конструктивных особенностях, технике буксировки и шумах приемных устройств.

В табл. 4 приведены основные технические данные наиболее часто употребляемых пьезоэлектрических приемников давления, выпускаемых в СССР и за рубежом [130]. К числу новейших моделей относятся виброустойчивые малогабаритные приемники ПДС-7 (изгибный) и ПДС-21 (всестороннего сжатия). В приемнике ПДС-7 виброкомпенсация осуществляется за счет параллельного соединения пар противоположно расположенных дисковых пьезоэлементов, а в приемнике ПДС-21 — за счет параллельного соединения двух пьезокерамических цилиндров, консольно закрепленных на центральной шайбе. Приемники ПДС-7 и ПДС-21 оказались наиболее виброустойчивыми, а по другим техническим параметрам во многом превосходят приемник ПКС-4, который до 1974 г. наиболее широко применялся при морских сейсморазведочных работах. Указанные выше приемники находятся на уровне лучших мировых стандартов [64].

Приемные устройства

Классификация приемных устройств (ПУ) в морской сейсморазведке проводится по различным признакам. По общеметодическому принципу различают одноканальные и многоканальные ПУ. Одноканальные (точнее малоканальные) устройства применяются в основном при общих океанологических исследованиях по методике сейсмоакустического профилирования или при ГСЗ. Благодаря простоте конструкции, малым размерам, сравнительно невысокой стоимости и легкости обращения эти ПУ нашли весьма широкое применение в практике. Многоканальные устройства значительно более громоздки и сложны в эксплуатации, но именно они обеспечивают высокую информативность морских сейсмических исследований, особенно сложного комплекса нефтегазопоисковых работ.

По пространственному положению в воде и характеру движения обычно [52, 130] ПУ делятся на три основных типа: 1) донные; 2) поверхностные; 3) взвешенные в толще воды.

1. Донные приемные устройства предназначены для установки приемников на дно моря. Регистрация сейсмических волн в этом случае осуществляется только при полной остановке ПУ для обеспечения минимального уровня шумов. В СССР наибольшее распространение получили донные ПУ двух типов: бесшланговые (кабельные) и шланговые (маслонаполненные).

Таблица 4

Основные характеристики пьезоэлектрических приемников давления, применяющихся в морской сейсморазведке

Изготовитель	Марка приемника	Вид преобразования	Вид преобразователя	Пьезокерамика	Параметры					
					Чувствительность, мкВ/мкбар	Вибрационная чувствительность, мВ/g	Емкость, пкФ	Длина, мм	Диаметр, мм	Масса, г
СССР	ПСП-СС	Сжатие	Пластины	Сегнетовая соль	7—8	—	5 000	21	33	48
		Всестороннее сжатие	Цилиндр	Титанат бария	7	—	20 000	50	30	50
	ПСП-ТБ	То же	Двойной цилиндр	То же	4—5	4—25	25 000	81	36	98
	ПКС-4	„	Цилиндр	ЦТС	7—8	10—25	13 000	57	26	40
	ПКС-6	„	„	То же	7—8	—	15 000	58	30	45
	ПКС-5	Изгиб	2 диска	„	30	—	50 000	5	30	20
	ПДС-7	„	2 пары	ПТС-23	20—40	0,8—3,5	16 000	58	30×12	20
	ПДС-21	Всестороннее сжатие	2 цилиндра	То же	10—14	0,3—1,5	14 000	62	32	50

Продолжение табл. 4

Изготовитель	Марка приемника	Вид преобразования	Вид преобразователя	Пьезокерамика	Параметры					
					Чувствительность, мкВ/мкбар	Вибрационная чувствительность, мВ/g	Емкость, пкФ	Длина, мм	Диаметр, мм	Масса, г
США	MP-6	Всестороннее сжатие	Цилиндр	Титанат бария	10	—	—	203	38	368
	MP-7	Изгиб	Прямоугольная пластина	ЦТС	8	—	—	98	17	24
	MP-12	„	Пластина	„	14,0	—	6 700	53	7	6
	MP-14	„	2 пластины	„	60,0	—	—	53	10	12
	MP-16	„	4 дисковых элемента	„	30,0	—	30 000	76	28×11	42
	P-25	„	2 пластины	„	145,0	—	4 700	95	10	16
Франция	H-210	„	2 диска	„	32,0	—	12 000	27	20	13,4
	H-301	„	То же	„	6,0	—	12 000	64	44	58

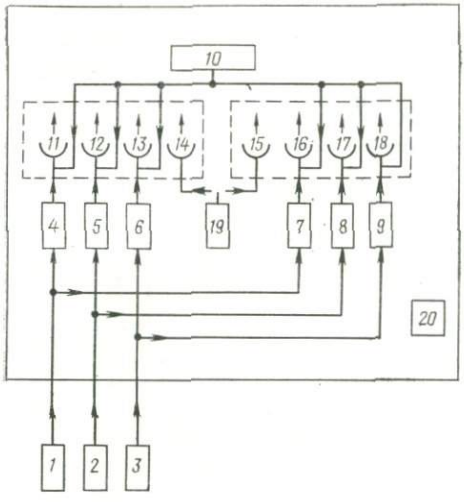


Рис. 10. Блок-схема автономной донной сейсмической станции.

1—3 — сейсмографы (три компоненты);
4—6 — усилители с высоким коэффициентом усиления;
7—9 — генератор подмагничивания;
10 — блок подмагничивания;
11—18 — магнитные головки;
19 — кварцевые часы;
20 — источник питания

Особым типом донного ПУ является донный сейсмограф (ДС), широко применяющийся для исследования ГСЗ при практически неограниченных глубинах морей и океанов. В СССР наибольшее распространение получили ДС, разработанные на физическом факультете МГУ Л. Н. Рыкуновым, В. В. Седовым [145] и С. М. Зверевым и др. в ИФЗ АН СССР [101]. Блок-схема автономной донной сейсмической станции приведена на рис. 10.

Основные характеристики современных ДС:

Чувствительность датчиков смещения (1 вертикальный и 2 горизонтальных), помещенных в карданном подвесе	10^{-7} см
Динамический диапазон регистрируемых сигналов	70 дБ
Частотный диапазон	3—15 Гц
Время непрерывной регистрации	6—14 сут
Погрешность привязки записи к абсолютному времени по кварцевым часам	не более $\mp$ 0,01 с
Размеры (без контейнера):	
диаметр	160 мм
длина	1500 мм

Донный сейсмограф помещается в герметический контейнер и опускается на дно обычно на капроновом фале. Для избавления от держков недалеко от ДС на том же фале укрепляется амортизирующий донный груз. Общее положительное качество донных ПУ — низкий уровень помех, соизмеримый с шумами моря в придонном слое. Это позволяет реализовать высокие усиления в регистрирующей аппаратуре при удовлетворительном отношении сигнал/помеха. Однако работа с этими устройствами чрезвычайно трудоемкая и сравнительно малопроизводительная.

2. Поверхностные приемные устройства обычно представляют собой плавающий кабель с приемниками, которые расположены либо на поверхности кабеля, либо в прикрепленных к нему от-

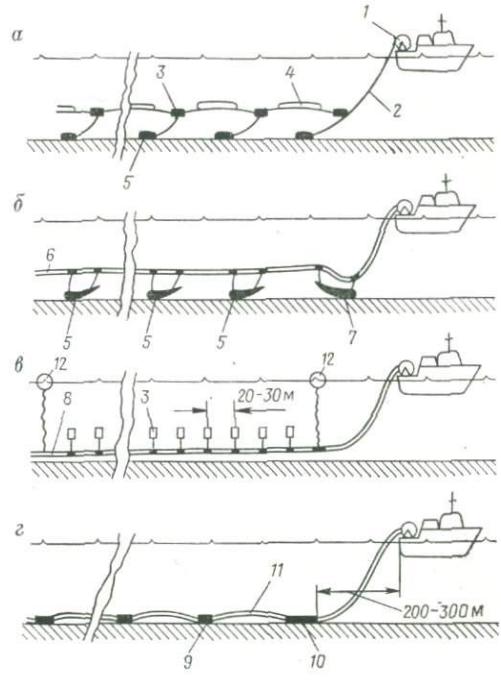


Рис. 11. Буксируемые взвешенные приемные устройства [130].

а — пассивная буксировка;
б, г — активная стабилизированная буксировка;
в — активная буйковая буксировка;
1 — лебедка сейсмическая;
2 — кабель соединительный (слабина);
3 — гидрофоны;
4 — поплавки;
5 — якорные грузы;
6 — плавучий кабель или шланг с приемниками;
7 — активный груз-заглубитель;
8 — соединительный кабель;
9 — соединительные муфты с разъемами;
10 — заглубляющий груз;
11 — приборные секции длиной 50 или 100 м;
12 — сигнальные буйки

резках заполненного маслом шланга. На момент регистрации сейсмических волн ПУ останавливается путем либо остановки судна, либо размотки бесприборной части кабеля (вытравливания слабины) при неизменном движении судна. Этот тип ПУ можно использовать практически при любых глубинах моря, однако нахождение его на поверхности приводит к большой зависимости от метеорологических условий. По-видимому, поверхностные ПУ перспективны при создании сверхдлинных приемных устройств (до нескольких километров), поскольку такие устройства сложно буксировать в толще воды.

3. Взвешенные в толще воды приемные устройства нашли наибольшее применение в практике сейсмических исследований (особенно при разведочных работах МОВ). Среди них различают буксируемые и автономные.

Буксируемые взвешенные в воде погружные ПУ — системы, буксируемые за судном на определенной глубине (рис. 11) с помощью специального заглубляющего устройства статического (массивный груз обтекаемой формы) или активного гидродинамического типа (траловая решетка или автоуправляемый планер). Приемное устройство в собранном виде должно иметь плавучесть, близкую к нейтральной.

В СССР наиболее широкое применение имеет ПУ конструкции ВНИИГеофизики, разработанное под руководством

Г. И. Рудаковского [144]. В этой установке пьезоприемники, согласующие трансформаторы или транзисторные повторители, соединительные провода и буксируемый трос расположены внутри секционированного по 100 м поливинилхлоридного шланга диаметром 45—51 мм, заполненного соляровым маслом. Секции соединяются между собой специальными герметичными 48- или 50-контактными муфтами. Общая длина устройства для работы МОВ обычно составляет 1000—1500 м, из которых 200—300 м занимают бесприборные секции, соединяющие приемные устройства с буксирным судном, и 800—1200 м — рабочие приборные секции. В каждой приборной секции расположены по 3 канала, в каждом канале — по 20 параллельно соединенных приемников ПКС-4 на базе 28,5 м и с расстоянием между центрами групп 33,3 м.

Группирование приемников с целью подавления случайных шумов и «горизонтальных» волн-помех, а также для обеспечения широкополосной частотной характеристики осуществляется в настоящее время во всех ПУ. Приемное устройство конструкции ВНИИГеофизики, часто называемое «пьезокосой», при работах методом отраженных волн обычно буксируется на глубине 7—12 м с помощью обтекаемого задающего груза около 30—50 кг, соединенного с буксирующим судном системой из буксирного троса и резинового амортизатора, что в целом составляет механический Г-образный фильтр для «развязки» приемного устройства от вибрации и рывков буксирующего судна [28].

Изготовление маслонаполненных приемных устройств было организовано в 1960—1961 гг. Отделением морских геофизических работ ВНИИГеофизики в г. Геленджике, и в настоящее время они применяются в различных вариантах для любых методов морской сейсморазведки [137]. Для океанологических и акустических исследований сконструированы одноканальные и малоканальные ПУ шлангового типа с длиной рабочей части от нескольких метров до 100—200 м. В этих ПУ обычно используется поливинилхлоридный шланг диаметром 36×42 мм, а в качестве бесприборных соединительных секций — кабель типа РК [101]. Для работ методами многократного прослеживания отражающих границ, в частности ОГТ, применяется 24-канальное маслонаполненное шланговое приемное устройство длиной 1200 и 2400 м. Каждый канал вмещает 64 пьезоприемника на базе 46 м. Расстояние между центрами групп 50 и 100 м.

За рубежом наибольшее распространение получили шланговые приемные устройства, изготовленные фирмами «Вектор кэйбл компани», «Геоспейс корпорейшен» (США) и «Компани дженераль джеофизик» (Франция). Наибольшим разнообразием модификаций и универсальностью отличается продукция фирмы «Геоспейс корпорейшен», выпускающей четыре вида малоканальных шланговых приемных устройств, различающихся по числу каналов (1—6), по диаметру хлорвиниловых шлангов

(25, 41 и 60 мм), числу приемников МР-7 и МР-8 (от 5 до 20 шт.) и шагу группирования (от 0,3 до 1,5 м) [130].

В последние годы в связи с развитием методики многократных перекрытий и особенно ОГТ потребовались приемные устройства длиной 2400—3000 м. Фирма «Геоспейс корпорейшен» выпускает 24-канальные шланговые приемные устройства длиной около 3000 м, состоящие из 24 приборных секций длиной по 60 м (на 50 приемников МР-7) и 24 бесприборных секций длиной по 30 м, а также ряд вспомогательных коротких секций для регистрации и контроля приемного устройства. Корпорация «Мобил ойл на нис фред Г. Мур» использует 48-канальное приемное устройство длиной 2400 м. Каждый канал вмещает 31 или 46 приемников на базе 50 м. В другом варианте канал вмещает 62 приемника на базе 100 м, 25% которых перекрываются. Кроме того, имеется также 6-канальное приемное устройство длиной около 800 м. Каждый из 6 каналов вмещает 64 приемника на базе 100 м, расположенных в центроидном порядке.

Для создания наилучших условий приема сейсмических волн при проведении морских работ приемное устройство необходимо располагать (буксировать) на определенной (так называемой оптимальной) глубине и по линии, наиболее близкой к расчетной линии профиля. Выбору оптимальной глубины погружения приемного устройства предшествовал большой объем теоретических и экспериментальных исследований [116], которые с большой убедительностью показали, что оптимальные условия приема сейсмических колебаний для приемника давления существуют на глубине, равной $^1/_4$ длины полезной волны. Это подтвердилось в дальнейшем морскими сейсморазведочными работами [53, 175].

Поддержание достаточно длинного ПУ на постоянной глубине — сложная задача. В технике морских работ нашли широкое применение два основных способа буксировки, обеспечивающих стабилизацию ПУ по глубине: пассивный и активный (см. рис. 11). Опыт применения погружного приемного устройства конструкции ВНИИГеофизики в самых различных гидрометеорологических условиях Мирового океана показал, что при использовании пассивного задающего устройства можно обеспечить стабильную горизонтальность ПУ длиной до 800—1200 м при условии тщательной регулировки плавучести приемного устройства в соответствии с соленостью и температурой воды в районе исследований.

Буксировочная система при пассивном способе состоит из заглубляющего груза обтекаемой формы, буксирного троса и механического амортизатора, предназначенного для «развязки» приемного устройства от вибраций судна и буксирного троса.

При работе с погружными приемными устройствами большой длины (2400 м и более) обеспечить их горизонтальность

с помощью пассивного груза и скорости буксировки практически невозможно, так как для соблюдения условия равновесия необходимо довести регулировку плавучести секций до ∓0,5 г/м, что нереально. Для обеспечения горизонтальности погружной (буксируемой) приемной установки применяются в основном две активные системы буксировки: 1) буйковая (см. рис. 11), в которой глубина погружения определяется длиной троса, соединяющего поверхностный буй и заглубляющий груз; 2) система гидродинамических заглубителей типа планеров (см. рис. 11), которые путем автоматического изменения угла атаки крыльев поддерживают с высокой точностью заданную глубину погружения приемного устройства. Обычно в приемном устройстве длиной порядка 2400 м используется 12 заглубителей.

Широкое внедрение в практику морских сейсмических исследований ПУ большой длины поставило проблему определения их пространственного положения, прежде всего планового, поскольку точное знание фактического расстояния источник колебаний — прибор является обязательным для систем наблюдений типа ОГТ. В процессе буксировки ПУ длиной 2400 м и более при неблагоприятных гидрометеорологических условиях снос приемного устройства может достигать 500 м. Кроме того, буксируемые погружные ПУ движутся в водной толще по затухающей винтообразной кривой переменной амплитуды, а это приводит к уменьшению общей длины расстановки на 3—8% [100], поэтому для обеспечения высокой эффективности систем многократного профилирования при морских сейсморазведочных работах необходимо определять и контролировать пространственное положение приемного устройства относительно буксирующего судна.

Автономные погружные ПУ обычно применяются при работах МПВ—ГСЗ в различных конструкциях сейсмических радиобуев и системах гидрофонов для наблюдения в дрейфе с борта судна. Эти одноканальные приемные устройства оформлены в виде гидрофонов, которые неоднократно описаны в специальной литературе [53, 66, 209]. При использовании гидрофонов максимальная эффективная чувствительность достигается помещением приемника на глубину, равную $^1/_4$ длины регистрируемой волны (обычно 50—80 м). Уменьшение фона помех до минимума осуществляется путем применения упругой подвески гидрофона, сведением к минимуму перемещений приемника в толще воды, обеспечением водной «развязки» приемника от буя или судна в момент регистрации [101].

Шумы приемных устройств

Различные помехи (шумы), воздействию которых подвержено любое приемное устройство в воде,— исключительно важный фактор, определяющий в конечном итоге качество сейсмических

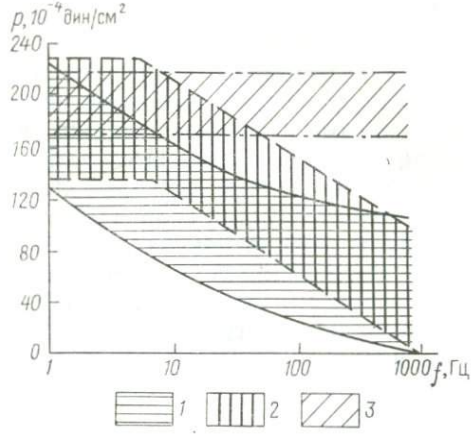


Рис. 12. Сводный график уровней шумов, регистрируемых буксируемыми приемными устройствами [64, 130].

1 — шумы моря;
2 — шумы обтекания;
3 — вибрационные помехи

материалов и глубинность исследования. В общем виде шум, регистрируемый буксируемым за судном ПУ, является результатом интерференционного сложения электрических помех приемного тракта, естественных шумов моря, шумов кильватерной струи судна, гидродинамических шумов приемного устройства и вибрационных шумов [130]. Основными видами являются шумы буксирующего судна, гидродинамические и вибрационные помехи (рис. 12).

Движение судна и вращение его винтов приводит к образованию кильватерной струи, длина которой может во много раз превышать длину судна, а толщина — в 2—4 раза его осадку и оставаться примерно постоянной на расстояниях до 1000 м. Многочисленные наблюдения за кильватерными струями позволили сделать вывод о турбулентном характере движения воды в струях, которые также могут служить источником шума [149]. Экспериментальными исследованиями ВНИИМОРГЕО было показано, что в ПУ длиной около 1000 м уровни шумов, регистрируемые одиночным пьезоэлектрическим приемником давления, уменьшаются в зависимости от удаления от буксирующего судна. Это уменьшение существенно для расстояний 400—600 м от судна и составляет в среднем 12—20 дБ, а на расстоянии более 500—600 м от судна уровни шумов приблизительно постоянны.

При буксировке ПУ вне кильватерной струи (на расстоянии 250 м от буксирующего судна) уровень шумов уменьшается на 10—12 дБ. Одновременно с этим отмечается закономерный рост уровней шумов с увеличением скорости буксировки. Таким образом, при буксировке ПУ на расстоянии 400—600 м от буксирующего судна (или вне кильватерной струи) шумы приемного устройства будут минимальными.

Основными источниками гидродинамических шумов являются турбулентный пограничный слой потока воды, обтекающего

приемное устройство, и вибрации буксируемого приемного устройства в потоке воды. Как известно, воздействие среды на обтекаемую поверхность или на приемник звукового давления при отсутствии акустических процессов в жидкости называется псевдозвуковым, а соответствующий сигнал, воспринимаемый приемником,— псевдозвуком [109, 149].

Многочисленные экспериментальные исследования [130, 149] показывают, что для скоростей обтекания, составляющих меньше половины скорости звука, воздействие источников турбулентного шума (пульсаций давления) на обтекаемую поверхность носит псевдозвуковой характер. Пульсации давления при обтекании тела создаются градиентами скорости движущихся вихрей и аналогичны лобовому сопротивлению. Турбулизации пограничного слоя способствует также буксирование ПУ в кильватерной струе.

Вибрационные механические помехи образуются по той причине, что буксируемое ПУ движется в водной толще по зигзагообразной линии, совершая длиннопериодные колебания как по глубине, так и (особенно) в горизонтальной плоскости, которые определяются характером движения судна-буксира [100]. При этом на приемное устройство передаются вибрации буксировочного судна и заглубляющей системы; кроме того, само приемное устройство совершает дополнительные колебания под действием неоднородностей обтекающего водного потока.

Пьезоэлектрические приемники давления, применяемые в шланговых приемных устройствах, имеют довольно значительную чувствительность к различного рода смещениям. Зависимость выходного сигнала пьезоприемника от вертикального смещения (или изменения гидростатического давления) можно представить в следующем виде:

$$E_{\text{г. д}} \simeq K\gamma_p A \sin \omega t,$$

где $K = 1000$ мкбар/м вод. ст.; γ_p — чувствительность пьезоприемника к давлению; A — амплитуда смещения. На частоте 10 Гц для $A = 3 \cdot 10^{-4}$ см, $\gamma_p = 7{,}5$ мкВ/мкбар $E_{\text{г. д}}$ составляет 2,25 мкВ.

Вибрационная (инерционная) чувствительность пьезоэлектрического приемника определяется массой чувствительного пьезоэлемента m, величиной ускорения (или вибрации) W и площадью сечения пьезоэлемента в направлении смещения S_W:

$$E_W = m\gamma_p W/S_W.$$

Для пьезоприемника типа ПКС-4 с чувствительностью 7,5 мкВ/мкбар, массой 15 г, площадью боковой поверхности 7,5 см^2 при вибрациях приемного устройства в диапазоне $(10^{-3} \div 10^{-2})g$ вибрационные помехи могут составлять соответственно 15—150 мкВ. Даже при таком простом сопоставлении обнаруживается, что помехи вибрационного происхождения могут быть доминирующими в диапазоне частот от единиц до не-

скольких сотен герц. На сводном графике уровня шумов, регистрируемых буксируемыми ПУ (см. рис. 12), видно, что наибольшую долю в суммарном шуме занимают шумы механической природы. Пересчет уровней вибраций в эквивалентное шумовое давление показывает, что в суммарном шуме, регистрируемом приемником типа ПКС-4, продольные вибрации составляют 50—70%, а поперечные 5—20%. На основании указанных выше выводов по заданию ВНИИМОРГЕО была разработана виброустойчивая конструкция приемников давления типа ПДС [64].

Общий анализ природы и количественных характеристик основных видов шумов буксируемых ПУ позволил наметить и реализовать широкий комплекс технических средств и приемов для их подавления или существенного уменьшения — изготовление высококачественных элементов приемного устройства, применение различного рода механических амортизаторов между судном и ПУ, использование буксировочных кабелей с обтекателем, удаление ПУ от судна на 400—500 м или вывод его из кильватерной струи, высокая стабилизация ПУ по глубине с малой амплитудой колебаний отдельных его узлов, широкое внедрение виброустойчивых приемников давления, группирование приемников и т. д.

Особо следует остановиться на группировании приемников в приемном тракте, эффективность которого для борьбы с помехами в морской сейсморазведке весьма существенна. Даже простое линейное группирование 20 приемников с шагом 1,5 м на базах 30 и 50 м снижает уровень шумов буксируемых ПУ на 12—15 дБ, а переход с 20 до 60 приемников — еще на 4—6 дБ [64, 130]. В последнее время в связи с внедрением длинных ПУ для методики ОГТ с целью обеспечения неискаженного приема отраженных волн внедряются группы с нелинейным распределением чувствительности (по треугольному закону). При работе на высоких скоростях буксировки (до 13 узлов) в океанографических рейсах судов Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР успешно было применено ПУ со следующими параметрами группирования: база группы — 48 м; распределение чувствительности в группе — по закону 1, 2, 3, 4, 5, 6; 6, 5, 4, 3, 2, 1; расстояние между приемниками в подгруппах — 0,25 м. Однако, несмотря на эффективность группирования как способа снижения шума в буксируемых приемных устройствах, уровень его остается еще довольно значительным (даже при небольшой скорости буксирования — до 4 узлов).

Учитывая некогерентный характер шумов в буксируемых приемных устройствах, различные методы накопления полезных сигналов следует считать наиболее перспективным средством для подавления случайных помех и, следовательно, для улучшения соотношения сигнал/шум. Применение методов накопления практически настолько эффективно, что избавляет от необходимости борьбы с многими видами нерегулярных шумов в ПУ

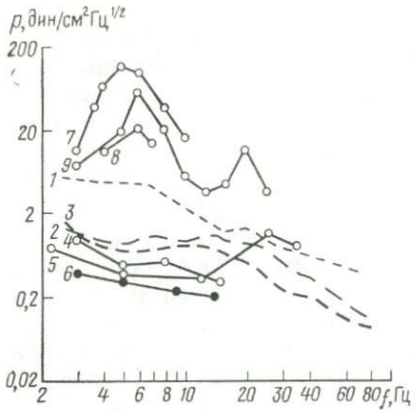


Рис. 13. Спектры помех (*1—6*) и глубинных преломленных волн (*7—9*), зарегистрированных при ГСЗ в океане на удалении 30—40 км от пункта взрыва [101]:

1—3 — гидрофоном на научно-исследовательском судне «Академик Курчатов», в дрейфе в разных метеорологических условиях (Индийский океан);
4 — автономным сейсмическим буем в дрейфе (Тихий океан);
5 — гидрофоном на подводной лодке (Тихий океан);
6 — донным сейсмографом на глубине около 5 км (Индийский океан);
7, 8 — донным сейсмографом, заряд 130 кг на глубине 90 м;
9 — то же, заряд 25 кг на глубине 65 м

сложными техническими средствами. Разработка методики многоканального непрерывного профилирования и использование коррелятора В. С. Воюцкого позволяют не только резко повысить внутреннюю помехозащищенность приемной системы, но и успешно бороться с нерегулярными волнами-помехами, приходящими из геологического разреза, подчеркивая полезные когерентные сигналы от сейсмических границ раздела.

Рассмотрим вкратце данные о фоне помех, которые наблюдаются в приемных устройствах при работах ГСЗ. Примеры спектров фона помех в сопоставлении с характерными спектрами полезных сигналов на удалении 30—40 км от пункта взрыва (ПВ) показаны на рис. 13. Наиболее благоприятными являются условия регистрации для донного сейсмографа (кривая *6*), а также с подводной лодки (кривая *5*), что объясняется хорошими возможностями избавления от других шумов, кроме внутренних шумов моря. Однако сравнительно невысокий уровень помех может быть получен и на гидрофонах автономного буя и дрейфующего судна при хорошей погоде и удачной отвязке в момент регистрации от подводных оснований.

АППАРАТУРА ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ МОРСКОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Для регистрации сейсмических волн в движении в 60-х и начале 70-х годов при работах МОВ применялись исключительно морские сейсмические станции МСС-58 и «Поиск-МОВ-морская», отличительной особенностью которых является наличие более низкочастотных, чем в наземных станциях, фильтраций (18, 24, 30 Гц) с крутыми срезами ФНЧ до 50 дБ/октаву и применением в последней дополнительного блока автоматики для синхронизации работы станции и взрывного устройства.

Использование низкочастотных фильтраций с крутыми срезами частотных характеристик связано с особенностью распространения упругих волн в море — наличием специфических помех (различные виды реверберации, придонные и боковые волны и т. д.), которые по своему частотному составу несколько отличны от полезных волн, а спектр полезных волн в отличие от суши смещен в область более низких частот (30—40 Гц). Различие спектров полезных волн и помех, как показано в работах В. С. Воюцкого и А. И. Слуцковского, часто незначительное [150].

Сейсмические материалы на первом этапе развития морской сейсморазведки обрабатывались вручную по единичным сейсмограммам с применением обычных для суши способов. В связи с повышением производительности работ и для повышения качества интерпретации в 1959 г. был разработан метод корреляционных схем [21, 92], который исключал необходимость построения годографов — самой трудоемкой операции процесса обработки, и специальная линейка, существенно упростившая расчет эффективных скоростей [106].

С внедрением в морскую сейсморазведку регистрирующих станций с магнитной записью для обработки сложных участков начали применять обычную на суше аппаратуру ПСЗ, «Луч» и др. Однако эта аппаратура, естественно, ни по качеству, ни по производительности не могла удовлетворить нуждам морской сейсморазведки.

Развитие регистрирующей и обрабатывающей аппаратуры морской сейсморазведки в последние годы в значительной степени определяется необходимостью резкого увеличения плотности наблюдений с целью компенсации недостаточно высокого уровня энергоемкости невзрывных источников упругих колебаний. Один из путей решения указанной проблемы связан с применением методики многократного перекрытия в методе отраженных волн, позволяющей выделять полезную информацию автоматически путем суммирования сигналов, пришедших от одной точки отражающей границы.

Практическая реализация этой методики пошла по двум направлениям. Одно из них — временная консервация полученной информации цифровыми сейсмическими станциями и последующая обработка ее при помощи цифровых ЭВМ. Однако в этом случае резко возрастают как объемы носителя записи, так и время, потребное на их машинную обработку. Резкое возрастание объема информации создает новую проблему в области регистрирующей аппаратуры, поэтому наряду с активным внедрением современных цифровых сейсмических станций в морской сейсморазведке развивается и второе направление — создание аппаратуры для экспресс-регистрации и анализа непосредственно на борту судна в виде сейсмогеологических разрезов. Так, в Геленджикском отделении ВНИИМОРГЕО при участии ВНИИГеофизики и СКБ Министерства геологии СССР разработана

аппаратура непрерывного акустического профилирования «АНАП», электроннолучевой регистратор которой обеспечивает накопление сейсмической информации на фотослое [146].

При океанологических исследованиях в одноканальной модификации профилирования в качестве регистрирующей аппаратуры широко применяют стандартные аппараты типа ФАК-П, ФТАК «Ладога», а также специальные регистрирующие устройства, разработанные ВИТР, МГУ, ИГиРГИ, ИОАН СССР [146]. Регистрирующее устройство ИОАН позволяет производить также запись на магнитную пленку.

При ГСЗ на автономных станциях (донных и буйковых) запись сейсмических волн производится непрерывно на магнитную ленту в режиме абсолютного времени, которое контролируется показаниями хронометра или кварцевых часов. Режим работы хронометра устанавливают с помощью поверок, производимых до установки его в систему и после завершения работ. Для регистрации сейсмических колебаний на борту судна созданы специальные станции ГСЗ.

На повестке дня — автоматизация процесса обработки данных морского ГСЗ, поскольку исследования начали проводить по очень плотной системе наблюдений в связи с применением невзрывных источников возбуждения.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА РАБОТ МОВ, МОГТ

Методика и техника морских сейсмических исследований методом отраженных волн претерпела в последние годы качественные изменения, связанные с разработкой и внедрением в производство погруженных приемных устройств с пьезосейсмоприемниками давления и многоприборного группирования, позволивших вести сейсмические наблюдения при буксировке приемных устройств; контактного способа подрыва зарядов, а затем невзрывных источников, обеспечивающих возбуждение упругих колебаний с судна при его движении; специализированного автономного сейсморазведочного судна.

Морская сейсморазведка МОВ характеризуется технологическим процессом, обеспечивающим цикл возбуждения и приема при движении судна вдоль профиля наблюдений.

Наиболее элементарной модификацией сейсмических морских исследований МОВ является простое одноканальное профилирование, которое называется геолокацией, геоакустическим или сейсмоакустическим профилированием, способом центрального луча и т. д. По существу эта модификация представляет собой нечто среднее между обычным эхолотированием дна (кстати, и на записях эхолотов иногда видно строение осадков под дном) и сейсморазведкой.

Возбуждение колебаний обычно осуществляется электроискровыми источниками или пневматическими излучателями не-

большого объема. Прием колебаний производится коротким одноканальным приемным шланговым устройством, в котором сгруппированы пьезоэлектрические приемники давления; оно буксируется судном на некотором удалении от него. Регистрацию выполняют обычно аналоговые аппараты ФТАК «Ладога», ФАК-П или сейсмостанция СМОВ-24, СМП-24, а также специальные регистраторы. Простое одноканальное профилирование производится на ходу судна при скорости от 5 до 10 уз. Поскольку работы полностью автоматизированы и при соблюдении правил технической эксплуатации безопасны в любое время суток, они могут проводиться круглосуточно и отличаются высокой производительностью (до нескольких тысяч километров профилей в месяц).

Глубина исследования существенно зависит от поставленных геологических задач и набора применяемых технических средств, однако максимальные возможности метода ограничиваются верхней 500—2000-метровой осадочной толщей под дном при сравнительно простом ее строении.

Сейсморазведочные работы МОВ с многоканальной пьезосейсмографной установкой («пьезокосой») конструкции ВНИИГеофизики и Азербайджанского научно-исследовательского института по добыче нефти (АзНИИДН) и взрывами твердых ВВ выполнялись по методике простого непрерывного профилирования с одноточечной (симметричной) системой наблюдения при непрерывном движении судна со скоростью от 3,5 до 6 уз. Приемное устройство буксировалось в водной толще на заданной глубине, оптимальной для используемого диапазона частот.

Подрыв зарядов ВВ в 1—15 кг на глубине 0,5—1,8 м осуществлялся контактным способом с помощью плавающей взрывной магистрали (реже со шлюпки), буксируемой на поверхности водного слоя. Взрывной интервал составляет 400—600 м в зависимости от длины приемной установки, которая изменяется от 833 до 1200 м, частота взрывов достигала 20—30 и более в час. Процесс подрыва зарядов и приема сейсмограмм при применении плавающей взрывной магистрали (ПВМ) автоматизирован [28].

Рассмотренная модификация МОВ долгое время (1955—1968 гг.) была стандартной при исследованиях с целью регионально-рекогносцировочного изучения дна акваторий и нефтегазопоисковых работах. Производительность ее 300—700 км профилей в месяц.

В условиях мелководья (2—5 м), когда точная регулировка плавучести длинного приемного устройства практически невозможна, обычно использовались донные ПУ и работы выполнялись по «ползучей» методике с сохранением системы наблюдений, применяющейся на ходу судна. «Пьезокоса» буксировалась за судном по дну (или вблизи дна), взрывы производились со шлюпки, которая также буксировалась на кабеле за судном

в центре ПУ. При подходе к пункту взрыва останавливались винты, и судно двигалось по инерции.

Вследствие быстрого вытравливания слабины приборная часть приемного устройства «отвязывается» от судна и ложится на дно; за этим следит оператор по уровню шумов в осциллографе. В момент «отвязки» ПУ от судна подается команда взрывникам, производится взрыв и регистрация сейсмограммы. После этого судно продолжает движение по профилю, а слабина выбирается на лебедку. При таком способе производительность составляла 3—5 км/ч, а за световой день удавалось отработать 40—60 км профилей.

В настоящее время при морских сейсмических исследованиях МОВ получила широкое развитие методика многократного прослеживания отражающих границ. Практическая реализация этой методики как в СССР, так и за рубежом происходила в двух направлениях: 1) методика общей глубинной точки МОГТ; 2) метод многоканального непрерывного профилирования ММНП.

Стандартная методика общей глубинной точки с применением длинных (3—5 км) 24—48-канальных приемных устройств, относительно мощных источников возбуждения невзрывного типа, цифровых сейсмостанций и обработкой данных на бортовых и стационарных ЭВМ. Стандартная методика ОГТ тесно связана с использованием длинных приемных устройств и ЭВМ, что значительно повышает эффективность разведки, но увеличивает стоимость сейсмических работ.

При стандартной методике ОГТ в СССР применяется 24-канальное приемное устройство конструкции ВНИИГеофизики длиной 1200—2400 м. Приемное устройство буксируется на оптимальной глубине при помощи специальных заглубителей (12 комплектов заглубителей на 2400 м) со средней скоростью 2,0 м/с. Упругие колебания возбуждаются пневмоизлучателями, как одиночными (3, 5, 7, 14 и 30 л), так и групповыми (ПИ-1В), каждые 14—48 с, что обеспечивает 6—12-кратное перекрытие. Обычно применяется фланговая система наблюдений с синхронным перемещением источника возбуждений и приемной установки. Фланговая система наблюдений, при которой используется одно судно, технически более проста и экономична. Кроме того, она позволяет заметно увеличить крутизну годографов многократных волн и, следовательно, степень их ослабления при сохранении общей длины приемной установки. Регистрация сейсмических волн производится на цифровых сейсмостанциях с последующей обработкой данных на специализированных или универсальных ЭВМ.

Несмотря на высокую стоимость сейсморазведочных работ ОГТ, геологическая эффективность их настолько велика, что они стали преобладающими в нефтегазопоисковой сейсморазведке при изучении структуры осадочной толщи до глубины 5—7 км под дном моря [103, 146, 195].

Наряду со стандартной методикой ОГТ, при морских исследованиях получили развитие различные модификации методики многократного перекрытия с использованием коротких (200—800 м) приемных устройств, невзрывных источников возбуждения средней мощности с экспресс-информацией на судне при помощи специализированных регистрирующе-обрабатывающих устройств. Это направление развивается достаточно интенсивно, так как разработка и применение дорогостоящих длинных ПУ весьма сложны.

В настоящее время при методике многократного перекрытия на коротких базах применяются многоканальные (12—24) приемные устройства длиной 200—400 м, буксируемые на оптимальной глубине со скоростью 2—3 м/с. В качестве источника упругих волн используются пневмокамеры емкостью 3,5—7,0 л с интервалом возбуждения 10—18 с, обеспечивающие 6—12-кратное перекрытие. Применяется фланговая система наблюдений. Регистрация сейсмических волн производится на многоканальном регистраторе типа «Разрез» перекрывающихся сейсмограмм с накоплением сигналов на фотослое. Последовательные размещения сейсмограмм на фотоносителе в соответствии с расположением пунктов наблюдений на профиле обеспечивает автоматическое получение временного разреза на судне непосредственно при отработке профиля МОВ. Разрезы, полученные в этой системе наблюдений, представляют собой запись линий $t_n(x)$ отраженных волн и всех других типов регулярных волн, в том числе волн-помех, и являются источниками предварительной экспресс-информации.

Методика и техника непрерывного профилирования МОВ с многократным перекрытием на коротких базах (до 1200 м) интенсивно развиваются как в СССР, так и за рубежом (США, Франция, ФРГ) в основном в направлении увеличения плотности наблюдений, разрешающей способности приемных устройств, увеличения скорости их буксировки (до 20 км/ч) и получения на борту судна как временных экспресс-разрезов $t_n(x)$ без ввода поправок, так и разрезов с вводом кинематических поправок и подавлением помех на базе применения специализированных цифро-аналоговых устройств [107 и 146].

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА РАБОТ КМПВ, ГСЗ

При выполнении работ КМПВ на море применяются две основные модификации — донная и на ходу судна. Взрывы производятся зарядами тротила массой от десятков до сотен килограммов, которые опускаются на дно моря со специальных катеров-ПВ. Отметка момента взрыва передается по радио. Приемным устройством служит многоканальная пьезокоса донного или буксируемого типа длиной до тысячи метров, в которой осуществлено специальное группирование пьезоэлектрических

приемников. Сейсмические волны регистрируются на сейсмостанции «Поиск-КМПВ» или на обычной сейсмостанции МОВ, фильтры усилителей которой перестраиваются на более низкие частоты. При работе на стоянке донное ПУ укладывается на дно моря, а судно становится на якорь. С катеров производятся взрывы во всех намеченных ПВ, причем система отработки задается таким образом, чтобы обеспечить получение корреляционно увязанных встречных и нагоняющих годографов преломленных волн от картируемых границ. Донная методика КМПВ малопроизводительна, однако в некоторых случаях при ее применении зарегистрированы полезные волны на расстоянии 40—60 км от ПВ

При работах КМПВ на ходу судна плавучие приемные устройства с целью снижения уровня помех буксируются на оптимальной глубине с предельно малой скоростью, достаточной для поддержания «пьезокосы» в горизонтальном положении (2—3 узла). Катера-ПВ расставляются по профилю в закрепленных вехами пунктах в соответствии с заданной системой наблюдений. Для непрерывной корреляции полезных волн взрывы в каждом ПВ производятся после прохождения судном отрезков, равных длине приемного устройства (при длине «пьезокосы» 800—1000 м и скорости 4—5 км/ч — через 10—12 мин). Работы КМПВ на ходу судна высокопроизводительны (до 30—40 км профиля из 3—4 пунктов взрыва), полезные волны удается зарегистрировать на удалении от ПВ до 25—40 км. Однако эта методика имеет ряд недостатков (напряженная работа взрывников, невозможность немедленного повторения взрыва в случае отказа и т. д.). Исследования КМПВ проводились на Баренцовом, Гренландском, Каспийском, Азовском, Черном, Балтийском морях с целью изучения рельефа фундамента и границ в осадочной толще до глубин 4—5 км [101].

Метод ГСЗ широко применяется для регионального изучения земной коры и верхней мантии океанов и морей [31, 53, 71, 101, 156, 209]. Наиболее широкое развитие получила методика подвижного пункта взрыва (ППВ), при которой различные регистрирующие точечные системы (донные станции, различные типы сейсмических буев, гидрофоны дрейфующих судов, наземные пункты регистрации) расставляются по профилю через 15—50 км, а катер-ПВ перемещается по линии наблюдения, производя взрывы через 2—10 км. При работах на шельфе суда обычно становятся на якорь, а гидрофоны укладываются на дно, на глубоководье регистрация производится в дрейфе около реперного буя, гидрофоны опускаются на 50—80 м.

Подвижной пункт взрыва оборудуется на специальном судне, заряды тротила массой до 135 кг взрывают на оптимальной глубине с помощью гидростатических взрывателей или контактным способом при помощи специальной взрывной магистрали. Отметка момента взрыва передается с ППВ по радио посредст-

вом специального прибора (ППМВ), который автоматически разрывает ключ передатчика радиостанции в момент прихода ударной волны, регистрируемой на специальный гидрофон.

В донных сейсмографах регистрация осуществляется автономно по абсолютному времени с помощью хронометра или кварцевых часов. Для восстановления отметок момента взрыва запись их ведется на второй хронометр, сверенный с хронометром донной установки и находящийся на борту судна.

Наиболее простая система наблюдений состоит из 1—2 автономных регистрирующих станций, материалы наблюдений на которых позволяют составить приближенную скоростную модель земной коры в пункте зондирования. Такая методика нашла широкое применение в практике зарубежных океанологических исследований ГСЗ (США, ФРГ). Для морских работ ГСЗ, выполняемых в СССР, характерно использование достаточно детальных, корреляционно увязанных профильных систем наблюдений, особенно по морской периферии нашей страны [31, 155, 156]. При работах в прибрежных районах высокий геологический эффект имеют комбинированные наземно-морские системы наблюдений, при которых регистрация и взрывы организуются как в море, так и на берегу [155].

Дальность регистрации полезных глубинных волн при ГСЗ существенно зависит от условий приема. При сильном дрейфе и волнении для судов и буев она не превышает 40—60 км, а в наиболее благоприятных условиях (штиль, укладка гидрофонов на дно) может достигать 150—180 км. На донных станциях глубинные сейсмические волны регистрируются на расстоянии до 160—180 км [101].

МНОГОКАНАЛЬНОЕ НЕПРЕРЫВНОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ В МОРСКОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

Во второй половине 60-х годов широкое развитие получило новое методическое направление многоканального непрерывного профилирования (МНП), призванное обеспечить достаточную глубинность исследования в условиях применения невзрывных источников упругих волн относительно невысокой интенсивности.

Сущность метода МНП [107] заключается в том, что при непрерывном движении судна по профилю с буксируемым в толще воды достаточно протяженным многоканальным приемным устройством возбуждение упругих волн производится через промежутки времени, не превышающие длительности записи полезных сигналов, а соответствующие каждому возбуждению упругих волн отдельные взаимно перекрывающиеся многоканальные сейсмограммы наносятся на общий носитель записи в соответствии с их естественным (вообще говоря, произвольным) расположением на профиле. В результате при вводе соответствующих поправок происходит накопление полезных волн, причем высокая

плотность размещения каналов в приемном устройстве и высокая кратность перекрытия, т. е. высокая детальность профилирования обеспечивают непрерывность получаемых разрезов.

Метод МНП, основа которого — накопление полезных сигналов, пригоден для регистрации как отраженных, так и преломленных волн, хотя его становление и развитие происходило в рамках метода отраженных волн. В ходе решения проблем, связанных с обоснованием метода МНП, оказалось необходимым не только углубиться в кинематическую теорию отраженных волн с целью определения алгоритмов ввода поправок при суммировании произвольно перекрывающихся сейсмограмм, но и выдвинуть некоторые новые приемы описания этой теории.

Непрерывность профилирования в технологическом смысле, т. е. возможность прослеживания сейсмических границ со сколь угодно высокой детальностью, практически является исключительной принадлежностью морской сейсморазведки благодаря возможности проводить наблюдения с какой угодно высокой плотностью. Это — одно из положительных проявлений специфики моря, которая оказывает влияние на все стороны технологического процесса в сейсморазведке, начиная от выполнения работ в море и кончая интерпретацией получаемых материалов.

Начало развитию взглядов о необходимости применения в морской сейсморазведке методики многократного перекрытия в отличие от традиционно существовавшей вплоть до запрещения взрывов методики однократного профилирования было положено в Геленджикском отделении ВНИИМОРГЕО в 1964 г. Примерно в это же время в наземной сейсморазведке началось широкое распространение варианта методики многократных перекрытий, который был назван методикой общей глубинной точки (ОГТ), предложенной Г. Мэйном в 1962 г. [200] и получившей дальнейшее развитие во многих работах [35, 66, 103, 118]. Однако, если в наземной сейсморазведке распространение методики многократного перекрытия обусловливалось главным образом соображениями о необходимости подавления регулярных помех, в частности многократных отражений, то в морской сейсморазведке применение методики многократного профилирования — это единственное методическое средство борьбы за увеличение общей помехоустойчивости и глубинности разведки в условиях использования невзрывных источников упругих волн, не обеспечивающих такую высокую интенсивность возбуждаемых упругих импульсов, как взрывы.

В результате усилий многих организаций Министерства геологии СССР и других ведомств были созданы первые образцы морской сейсморазведочной аппаратуры и оборудования нового типа [107, 146]. Полученные с их помощью результаты позволяют сделать вывод, что непрерывное профилирование является перспективным направлением в морской сейсморазведке. Среди других «...особое значение имеет создание аппаратуры непрерыв-

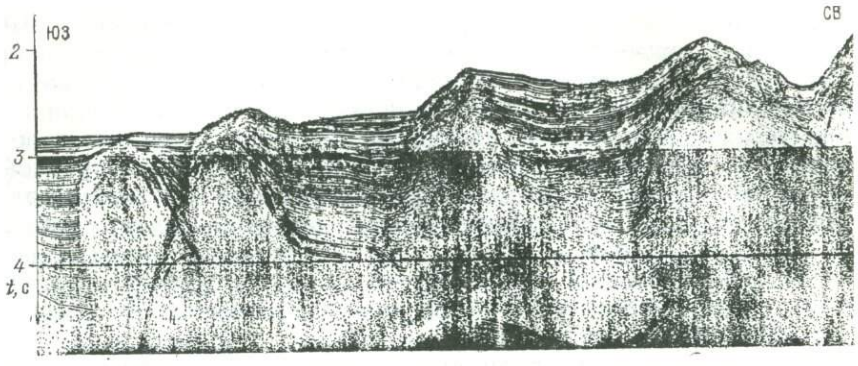


Рис. 14. Разрез МНП, полученный на электроннолучевом регистраторе «Разрез-1»

ного акустического профилирования «Анапа» с применением пневматического источника возбуждения упругих колебаний и электроннолучевого многоканального регистратора с накоплением сигналов на фотослое, позволяющего получать непрерывный временной сейсмический разрез по отработанному профилю» [58]. Эта аппаратура обычно обеспечивает разведку до 2—3 км под дном, а в благоприятных условиях — до 4—5 км при высокой детальности по горизонтали и вертикали около 20 м с производительностью до 10 000 км и более профилей в год. Это более высокое, чем до запрещения взрывов, достижение как в техническом, так и в экономическом отношении. Достаточно отметить, что в 1970 г. за 11 приборо-месяцев силами одной морской геофизической партии с использованием аппаратуры МНП было отработано столько же сейсмических профилей МОВ, сколько всеми партиями ВНИИМОРГЕО за предыдущие десять лет. На разрезах МНП (рис. 14) хорошо выражены выклинивания и угловые несогласия, нарушения и резкая смена сейсмогеологических условий. Выявление многих подобных деталей разреза при обработке данных, полученных с малой плотностью наблюдений, оказывается затруднительным или вообще невозможным.

Методической основой любой модификации сейсморазведки является кинематика упругих волн, распространяющихся в земной коре после их возбуждения в некотором локальном источнике. В этом проявляется единство всех методов сейсморазведки, основанных на кинематической теории волн определенного типа. Однако на практике они могут приобрести весьма разнообразные формы в зависимости от того, какие системы наблюдений приняты за технологическую основу. Конфигурация системы наблюдений, а также условия возбуждения упругих волн и приема сигналов иногда оказывают существенное влияние на кинематику регистрируемых волн, что, в свою очередь, может послужить причиной особого рассмотрения общей кинематической теории метода.

Наипростейшей системой наблюдений в сейсморазведке МОВ является одноточечная система [23], когда источник упругих волн и приемник совмещены. Такая система регистрирует только те волны, которые возвращаются в источник, а из однократно-отраженных — лишь волны, распространяющиеся в прямом и обратном направлениях по одному и тому же пути. В однородной среде это отрезок нормали к отражающей границе в точке отражения, в слоисто-однородной среде — ломаная линия, последний отрезок которой перпендикулярен к последней отражающей границе, а остальные отрезки в точках излома имеют с границами раздела углы, величины которых устанавливаются в соответствии с законом преломления.

При достаточно плотном размещении такой системы на поверхности наблюдений будет получена достаточно детальная информация о форме каждой отражающей границы в виде непрерывной совокупности значений времени пробега волны туда и обратно по указанному пути, называемой в настоящей книге нормально-отображенной поверхностью $t_n(x, y)$ отражающей границы, если характеристики используемой при этом аппаратуры обеспечивают достаточно надежное разделение всех регулярных волн и их выделение на фоне случайных помех. Такой вопрос не может возникнуть в наземной сейсморазведке, где реализация высокой плотности наблюдений с одноточечной системой практически невозможна, более того — нецелесообразна [135]. Для моря он не только возможен, но и естествен. В то же время одноканальное профилирование не может обеспечить необходимой глубинности исследования из-за невозможности осуществить достаточно большое перекрытие системы наблюдений и, следовательно, накопление при непрерывном движении по профилю.

Многоканальное непрерывное профилирование сочетает в себе черты классической многоканальной сейсморазведки с идеей непрерывного профилирования. Основа этого сочетания — связь между годографами отраженных волн, принадлежащими одной отражающей границе, и участками ее нормально-отображенной поверхности.

Нормально-отображенная поверхность $t_n(x, y)$ при соблюдении определенных масштабных соотношений является огибающей семейства всех локальных годографов отраженных волн, принадлежащих данной отражающей границе и полученных в системе с общим источником упругих волн. В связи с этим сами годографы в некоторой окрестности около источника упругих волн мало отличаются от нормально-отображенной поверхности (или линии для линейных систем наблюдений) и при взаимном перекрытии могут обеспечить накопление сигналов, принадлежащих данной отражающей границе, в некоторой малой окрестности около линии $t_n(x)$.

Окрестность около источника упругих волн, т. е. база накопления, в пределах которой отклонение годографа отражен-

ной волны от поверхности $t_n(x, y)$ или линии $t_n(x)$ не превышает некоторой малой величины, возрастает с течением времени регистрации, т. е. с увеличением глубины залегания отражающих границ. Это позволяет обеспечить увеличение глубинности исследования в методике непрерывного профилирования при сохранении высокой детальности разведки.

Применение многоканальных систем наблюдения в непрерывном профилировании при суммировании перекрывающихся сейсмограмм без ввода кинематических поправок позволяет увеличить размеры приемного устройства до 500 м и более в одну сторону от источника упругих волн, что при центральном размещении источника и скорости движения по профилю 10 км/ч обеспечивает более чем 15-кратное накопление.

Суммирование перекрывающихся многоканальных сейсмограмм без ввода кинематических поправок в малой (но постепенно увеличивающейся с течением времени регистрации) окрестности около источника упругих волн обеспечивает практическое совпадение получаемых в результате суммирования линий $t_n(x)$ с таковыми в одноточечной системе профилирования. Более того, из теории нормально-отображенных поверхностей и их связи с годографами следует, что ввод в сейсмограммы кинематических поправок по алгоритму, основывающемуся на модели однородной среды с плоской границей, будет также обеспечивать с заданной точностью совпадение преобразованных годографов с линиями $t_n(x)$, несмотря на их возможную кривизну, если поправки рассчитаны как функции времени регистрации и по-прежнему накладывается ограничение (но уже значительно более широкое) на величину базы наблюдения.

Это ограничение при вводе поправок оказывается настолько широким, что становится возможным использовать суммирование сейсмограмм с вводом поправок для подавления регулярных волн-помех, из которых наиболее характерны для морской сейсморазведки многократные отражения.

В многоканальном непрерывном профилировании имеется еще одна особенность, позволяющая несколько по-иному, чем принято, подойти к проблеме выделения однократно-отраженных волн. Высокая плотность наблюдений является источником высокой детальности получаемых разрезов, что, в свою очередь, может быть использовано для решения задачи о выделении на разрезах тех линий $t_n(x)$, которые относятся к однократно-отраженным волнам.

Действительно, если полученные временные разрезы достаточно детальны, то линии $t_n(x)$ всех регулярных волн на них будут разделены везде, за исключением локальных участков их пересечения (причем, чем больше детальность разреза, тем меньше протяженность этих участков). В таком случае достаточно выбрать систему критериев для выявления признаков принадлежности линий $t_n(x)$ к некоторому классу волн, чтобы

решить поставленную задачу полностью. Разумеется, для того чтобы первичный разрез МНП мог быть использован как основа для выделения однократно-отраженных волн, он должен содержать все линии $t_n(x)$, т. е. должен быть получен с достаточным накоплением.

Один из путей решения задачи о классификации линий $t_n(x)$ на первичных разрезах — это последовательный теоретический расчет конфигураций линий $t_n(x)$ возможных волн-помех по линиям $t_n(x)$ однократно-отраженных волн, начиная с самой первой, с последовательным удалением из разреза выявленных волн-помех. Такой путь является универсальным (если кинематическая связь волн-помех с однократными отражениями известна), поскольку для своей реализации он не требует никаких дополнительных данных, кроме первичного разреза. Более того, таким способом по данным о конфигурации верхнего слоя (в морской сейсморазведке — толщи воды между поверхностью и дном моря) можно для всех акваторий каждого крупного региона заблаговременно сделать теоретический расчет поверхностей $t_n(x, y)$ всех волн-помех, связанных с этим слоем, и хранить эти данные в региональных центрах, используя их по мере надобности.

Однако для решения задачи о классификации линий $t_n(x)$ на первичных разрезах можно воспользоваться тем обстоятельством, что каждому пункту возбуждения упругих волн в методе МНП соответствует многоканальная сейсмограмма, из ограниченных отрезков годографов которой и составляется первичный разрез. Сейсмограммы могут вводиться в кратковременную память и использоваться в совместной обработке с предварительными разрезами для выделения на нем линий $t_n(x)$ однократно-отраженных волн.

Сущность упомянутого способа заключается в следующем. Если первичные разрезы подвергнуть предварительной обработке с целью выделения на них протяженных линий и подавления хаотического фона помех, используя методы электронно-оптической фильтрации изображений, то для каждой точки профиля могут быть получены надежные данные о конфигурации всех линий $t_n(x)$.

Поскольку между локальными годографами и линиями $t_n(x)$ существует вполне определенная связь, то, осуществляя на сейсмограммах поиск годографов, соответствующих зафиксированным линиям $t_n(x)$, и определяя все их параметры, в том числе и скорость распространения упругих волн v, можно по критерию монотонного возрастания функции $v(t)$ выбрать однократно-отраженные линии $t_n(x)$. В связи с тем, что поиск годографов в данном случае необходим лишь для выяснения вопроса о том, относится ли данная линия $t_n(x)$ к однократно-отраженным, любые используемые при этом упрощающие предположения о модели среды не могут нарушить качества исходных линий $t_n(x)$, полученных непосредственно в процессе эксперимента. Напри-

мер, может быть использована модель эффективного однородного слоя, в результате будет получена зависимость $v_{эф}(t_n)$.

Комбинируя способы образования первичных разрезов путем суммирования перекрывающихся сейсмограмм с вводом кинематических поправок, рассчитанных как функции текущего времени регистрации, и выделения на полученных разрезах линий $t_n(x)$ однократно-отраженных волн путем совместной обработки разрезов и локальных сейсмограмм, можно добиться надежного подавления всех случайных и регулярных помех. При такой методике наблюдений и обработки данных нет необходимости в длительной консервации отдельных локальных сейсмограмм, так как полученный разрез линий $t_n(x)$ однократно-отраженных волн будет содержать всю информацию о форме отражающих границ, сохранив в той или иной степени информацию о форме сигналов.

При необходимости, по данным о линиях $t_n(x)$ однократно-отраженных волн может быть синтезирована любая локальная сейсмограмма в любой системе наблюдений.

Как следует из изложенного выше, общие основы многоканального непрерывного профилирования и сама возможность его осуществления базируются на связи между локальными годографами и нормально-отображенными поверхностями отражающих границ.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ МЕТОДА МНП

Связь между локальными годографами $t(x, y)$ отраженных волн и нормально-отображенными поверхностями $t_n(x, y)$ отражающих границ используется в многоканальном непрерывном профилировании для двух целей.

Одна цель — образование нормально-отображенных линий $t_n(x)$ из отрезков перекрывающихся линейных годографов $t(x)$ путем их суммирования без ввода кинематических поправок либо с вводом таковых на ограниченной (но увеличивающейся с течением времени регистрации) базе, допускающей с достаточной точностью возможность использования упрощающих предположений о реальной среде. Такая операция обеспечивает увеличение глубинности разведки с сохранением высокой детальности получаемых разрезов, а в случае ввода поправок — также подавление в той или иной степени регулярных волн-помех.

Вторая цель — выделение на полученных разрезах линий $t_n(x)$, которые соответствуют однократно-отраженным волнам, путем поиска на локальных сейсмограммах годографов отраженных волн и анализа зависимости $v(t)$. Эта операция тоже допускает упрощения используемой модели среды, поскольку в данном случае они могут оказать отрицательное влияние только на степень уверенности обнаружения годографа на локальной сейсмограмме, не нарушая зафиксированной на разрезе линии $t_n(x)$.

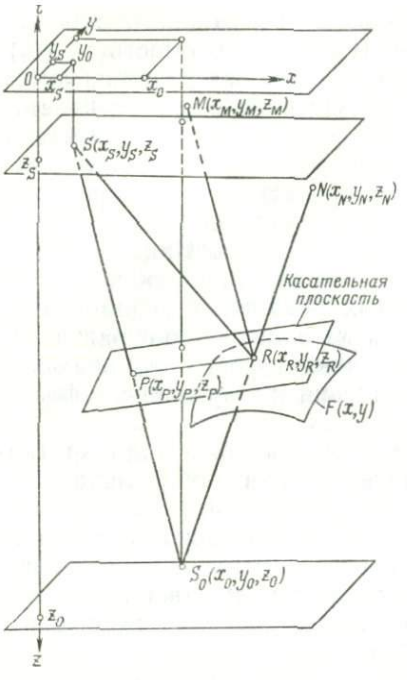


Рис. 15. Схема хода отраженных волн в однородном трехмерном пространстве.

S — источник упругих волн;
R — точка отражения;
$F(x, y)$ — отражающая граница;
N — точка наблюдения;
RM — нормаль к отражающей границе $F(x, y)$ в точке отражения R

Связь эффективных параметров упрощенной модели среды с параметрами более сложных моделей, которые принимаются в качестве основы для геометрической интерпретации зафиксированных в эксперименте линий $t_n(x)$, всегда может быть установлена и использована.

Таким образом, в методе МНП можно было бы применить кинематическую теорию отраженных волн для простейшей модели однородной среды с плоской отражающей границей, как, например, делают в наиболее широко распространенной в настоящее время методике — ОГТ. Однако, хотя одной из главных целей излагаемой ниже кинематической теории и является обоснование применимости в МНП этой простейшей модели, сделать это можно только путем рассмотрения вопроса в более общем плане.

Классические уравнения годографа

Рассматривая в соответствии с известной методикой [10] модель *однородной среды с отражающей границей произвольной* формы, заданной явным уравнением $z=F(x, y)$, и произвольным размещением в пространстве источника упругих волн и точки наблюдений (рис. 15), можно записать выражение для времени t пробега волны, вышедшей из источника $S(x_S, y_S, z_S)$, отразившейся в некоторой точке $R(x_R, y_R, z_R)$ отражающей границы и при-

шедшей в точку $N(x_N, y_N, z_N)$ наблюдения, как расстояние SRN, равное расстоянию S_0N, деленное на скорость v распространения волны, т. е.

$$t=\frac{S_0N}{v}=\frac{1}{v}\sqrt{(x_0-x_N)^2+(y_0-y_N)^2+(z_0-z_N)^2}. \qquad (II.10)$$

Координаты мнимого источника x_0, y_0, z_0 могут быть выражены через координаты истинного источника и точки отражения путем совместного решения уравнений плоскости, касательной к отражающей границе в точке отражения R, и нормали к ней, проходящей через источник S. Координаты точки $P(x_P, y_P, z_P)$ их взаимного пересечения связаны с координатами мнимого источника следующими соотношениями:

$$x_P=\frac{1}{2}(x_0+x_S);\quad y_P=\frac{1}{2}(y_0+y_S);\quad z_P=\frac{1}{2}(z_0+z_S),$$

откуда

$$x_0=2x_P-x_S;\quad y_0=2y_P-y_S;\quad z_0=2z_P-z_S. \qquad (II.11)$$

Плоскость, касательная к отражающей границе в точке отражения R, проходит через точку P, т. е.

$$z_P=z_R+p(x_P-x_R)+q(y_P-y_R), \qquad (II.12)$$

где

$$p=\left[\frac{\partial F}{\partial x}\right]_R;\quad q=\left[\frac{\partial F}{\partial y}\right]_R, \qquad (II.13)$$

а нормаль к касательной плоскости в точке P проходит через источник S, т. е.

$$\frac{x_S-x_P}{p}=\frac{y_S-y_P}{q}=\frac{z_S-z_P}{-1}$$

или

$$x_P=x_S-p(z_P-z_S);\quad y_P=y_S-q(z_P-z_S). \qquad (II.14)$$

Подставив (II.12) в (II.14), получим

$$(1+p^2)x_P=x_S-p(z_R-z_S)+p^2x_R+pq(y_R-y_P);$$
$$(1+q^2)y_P=y_S-q(z_R-z_S)+q^2y_R+pq(x_R-x_P),$$

из совместного решения которых следует

$$x_P=x_S-p\frac{(z_R-z_S)-p(x_R-x_S)-q(y_R-y_S)}{1+p^2+q^2}; \qquad (II.15)$$

$$y_P=y_S-q\frac{(z_R-z_S)-p(x_R-x_S)-q(y_R-y_S)}{1+p^2+q^2}, \qquad (II.16)$$

что после подстановки в (II.12) дает

$$z_P=z_S+\frac{(z_R-z_S)-p(x_R-x_S)-q(y_R-y_S)}{1+p^2+q^2}. \qquad (II.17)$$

Подставив (II.15), (II.16), (II.17) в (II.11), запишем

$$x_0 = x_S - 2pZ_0; \quad y_0 = y_S - 2qZ_0; \quad z_0 = z_S + 2Z_0, \tag{II.18}$$

где

$$Z_0 = \frac{(z_R - z_S) - p(x_R - x_S) - q(y_R - y_S)}{1 + p^2 + q^2}. \tag{II.19}$$

Из уравнения прямой, проходящей через точки S_0, R, N, следует

$$x_N - x_0 = (x_R - x_0)\frac{z_0 - z_N}{z_0 - z_R}; \tag{II.20}$$

$$y_N - y_0 = (y_R - y_0)\frac{z_0 - z_N}{z_0 - z_R}, \tag{II.21}$$

откуда с учетом (II.18) и (II.19) можно записать

$$x_N - x_S = [(x_R - x_S) + p(z_R - z_S)]\frac{2 - \frac{z_N - z_S}{Z_0}}{2 - \frac{z_R - z_S}{Z_0}} - p(z_N - z_S); \tag{II.22}$$

$$y_N - y_S = [(y_R - y_S) + q(z_R - z_S)]\frac{2 - \frac{z_N - z_S}{Z_0}}{2 - \frac{z_R - z_S}{Z_0}} - q(z_N - z_S). \tag{II.23}$$

Уравнение годографа (II.10) после подстановки в него выражений (II.20) и (II.21) может быть представлено следующим образом:

$$t = \frac{1}{v} \cdot \frac{z_0 - z_N}{z_0 - z_R} \sqrt{(x_R - x_0)^2 + (y_R - y_0)^2 + (z_R - z_0)^2}.$$

Поскольку $SR = S_0R$, то

$$\sqrt{(x_R - x_S)^2 + (y_R - y_S)^2 + (z_R - z_S)^2} = \sqrt{(x_R - x_0)^2 + (y_R - y_0)^2 + (z_R - z_0)^2}$$

и тогда

$$t = \frac{1}{v} \frac{2 - \frac{z_N - z_S}{Z_0}}{2 - \frac{z_R - z_S}{Z_0}} \sqrt{(x_R - x_S)^2 + (y_R - y_S)^2 + (z_R - z_S)^2}. \tag{II.24}$$

Соотношения (II.22)—(II.24) представляют собой параметрические уравнения годографа отраженных волн и совпадают с соответствующими уравнениями, приведенными в работе А. И. Богданова [10], при $x_S=y_S=z_S=z_N=0$.

При конкретизации данных об отражающей границе путем задания явного уравнения $F(x, y)$ величины x_R, y_R и z_R выражаются как функции величин x_N и y_N, что дает возможность представить годограф в явном виде как функцию координат источника и точки наблюдений. Так обычно и поступают, когда есть необходимость с той или иной целью проанализировать форму годографа [10, 79, 132].

Обратная задача

Для решения обратной задачи можно поступить следующим образом. Из уравнения прямой, проходящей через мнимый источник и точку наблюдения, и уравнения касательной плоскости, направляющие косинусы нормали которой выражены через координаты истинного и мнимого источников, можно найти координаты точки отражения как функции координат истинного и мнимого источников и точки наблюдения. Затем координаты мнимого источника в соответствии с соотношением (II.10) могут быть выражены через годограф и его частные производные.

Прямая S_0N проходит через точку отражения R, т. е.

$$\frac{x_R-x_N}{x_0-x_N}=\frac{y_R-y_N}{y_0-y_N}=\frac{z_R-z_N}{z_0-z_N},$$

откуда

$$\begin{aligned} x_R&=x_N-(x_N-x_0)\frac{z_R-z_N}{z_0-z_N};\\ y_R&=y_N-(y_N-y_0)\frac{z_R-z_N}{z_0-z_N}. \end{aligned} \tag{II.25}$$

Выражая направляющие косинусы луча S_0N через его длину $S_0N=vt(N)$ и координаты его концов

$$\frac{x_N-x_0}{vt(N)}=\cos\lambda;\quad \frac{y_N-y_0}{vt(N)}=\cos\mu;\quad \frac{z_N-z_0}{vt(N)}=\cos\nu, \tag{II.26}$$

можно записать:

$$\left.\begin{aligned} x_R&=x_N-vt(N)\frac{z_R-z_N}{z_0-z_N}\cos\lambda\\ y_R&=y_N-vt(N)\frac{z_R-z_N}{z_0-z_N}\cos\mu\\ z_R&=z_N-vt(N)\frac{z_R-z_N}{z_0-z_N}\cos\nu \end{aligned}\right\}. \tag{II.27}$$

Таким образом, для определения координат точки отражения достаточно найти направление луча S_0N и величину отношения $\frac{z_R - z_N}{z_0 - z_N}$.

Из уравнения касательной плоскости как плоскости, проходящей через точку P перпендикулярно к нормали ($\cos\alpha$, $\cos\beta$, $\cos\gamma$), условие прохождения этой плоскости через точку R отражения запишется следующим образом:

$$\left(x_R - \frac{x_0 + x_S}{2}\right)\cos\alpha + \left(y_R - \frac{y_0 + y_S}{2}\right)\cos\beta + \\ + \left(z_R - \frac{z_0 + z_S}{2}\right)\cos\gamma = 0, \qquad \text{(II.28)}$$

где направляющие косинусы нормали могут быть выражены через длину отрезка PS и координаты его концов, т. е.

$$\cos\alpha = \frac{x_S - x_P}{PS} = \frac{x_S - x_0}{2PS}; \quad \cos\beta = \frac{y_S - y_P}{PS} = \frac{y_S - y_0}{2PS};$$

$$\cos\gamma = \frac{z_S - z_P}{PS} = \frac{z_S - z_0}{2PS},$$

и тогда

$$\left[(x_R - x_S) - \frac{x_0 - x_S}{2}\right](x_0 - x_S) + \left[(y_R - y_S) - \frac{y_0 - y_S}{2}\right] \times \\ \times (y_0 - y_S) + \left[(z_R - z_S) - \frac{z_0 - z_S}{2}\right](z_0 - z_S) = 0. \qquad \text{(II.29)}$$

Подстановка (II.25) в (II.29) дает выражение

$$\frac{z_R - z_N}{z_0 - z_N} = 1 - \\ - \frac{\frac{1}{2}\left[(x_0 - x_S)^2 + (y_0 - y_S)^2 + (z_0 - z_S)^2\right]}{(x_0 - x_S)^2 + (y_0 - y_S)^2 + (z_0 - z_S)^2 - (x_N - x_S)(x_0 - x_S) - \\ - (y_N - y_S)(y_0 - y_S) - (z_N - z_S)(z_0 - z_S)},$$

из которого с учетом (II.10) следует

$$\frac{z_R - z_N}{z_0 - z_N} = \frac{1}{2}\left[1 + \frac{\cos\angle SNS_0 - \frac{SN}{vt(N)}}{\frac{vt(N)}{SN} - \cos\angle SNS_0}\right] \equiv \frac{1 + \varepsilon_N}{2}, \qquad \text{(II.30)}$$

где использованы обозначения

$$SN=\sqrt{(x_N-x_S)^2+(y_N-y_S)^2+(z_N-z_S)^2}\,, \tag{II.31}$$

$$\cos\angle SNS_0=\frac{x_N-x_S}{SN}\,\frac{x_N-x_0}{vt\,(N)}+$$

$$+\frac{y_N-y_S}{SN}\,\frac{y_N-y_0}{vt\,(N)}+\frac{z_N-z_S}{SN}\,\frac{z_N-z_0}{vt\,(N)}\,, \tag{II.32}$$

и тогда для решения поставленной задачи достаточно определить направляющие косинусы луча S_0N в соответствии с (II.26).

Полагая, что точки N располагаются на некоторой поверхности $z_N=F_0(x, y)$, из уравнения (II.10) можно получить

$$\cos\lambda=\frac{x_N-x_0}{vt\,(N)}=v\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_N-\left(\frac{\partial F_0}{\partial x}\right)_N\cos\nu; \tag{II.33}$$

$$\cos\mu=\frac{y_N-y_0}{vt\,(N)}=v\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_N-\left(\frac{\partial F_0}{\partial y}\right)_N\cos\nu; \tag{II.34}$$

$$\cos\nu=\frac{z_N-z_0}{vt\,(N)}=\frac{v\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_N\left(\frac{\partial F_0}{\partial x}\right)_N+v\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_N\left(\frac{\partial F_0}{\partial y}\right)_N}{1+\left(\frac{\partial F_0}{\partial x}\right)_N^2+\left(\frac{\partial F_0}{\partial y}\right)_N^2}-$$

$$-\sqrt{\frac{1-v^2\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_N^2-v^2\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_N^2}{1+\left(\frac{\partial F_0}{\partial x}\right)_N^2+\left(\frac{\partial F_0}{\partial y}\right)_N^2}+}$$

$$\rightarrow\sqrt{+\left[\frac{v\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_N\left(\frac{\partial F_0}{\partial x}\right)_N+v\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_N\left(\frac{\partial F_0}{\partial y}\right)_N}{1+\left(\frac{\partial F_0}{\partial x}\right)_N^2+\left(\frac{\partial F_0}{\partial y}\right)_N^2}\right]^2}\,. \tag{II.35}$$

Например, если $F_0(x, y)=\text{const}$, то

$$\cos\lambda=v\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_N; \tag{II.36}$$

$$\cos\mu=v\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_N; \tag{II.37}$$

$$\cos\nu=-\sqrt{1-v^2\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_N^2-v^2\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_N^2}\,, \tag{II.38}$$

и тогда соотношения (II.27) с учетом (II.30) могут быть записаны следующим образом:

$$x_R = x_N - \frac{1+\varepsilon_N}{2} v^2 t(N) \left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_N; \tag{II.39}$$

$$y_R = y_N - \frac{1+\varepsilon_N}{2} v^2 t(N) \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_N; \tag{II.40}$$

$$z_R = z_N + \frac{1+\varepsilon_N}{2} vt(N) \sqrt{1 - v^2\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_N^2 - v^2\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_N^2}. \tag{II.41}$$

Формулы (II.39)—(II.41) можно использовать при построении отражающих границ по точкам годографа.

Вывод уравнений годографа отраженной волны, выраженных через параметры нормально-отображенной поверхности

Представив уравнение (II.10) как

$$(vt)^2 = (x_0 - x_N)^2 + (y_0 - y_N)^2 + (z_0 - z_N)^2 \equiv$$
$$\equiv [(x_0 - x_S) - (x_N - x_S)]^2 + [(y_0 - y_S) - (y_N - y_S)]^2 +$$
$$+ [(z_0 - z_S) - (z_N - z_S)]^2$$

и подставив в это выражение соотношения (II.18), можно записать

$$t^2(N) = \theta^2 + 2\theta \frac{P(x_N - x_S) + q(y_N - y_S) - (z_N - z_S)}{v\sqrt{1+p^2+q^2}} +$$
$$+ \frac{(x_N - x_S)^2 + (y_N - y_S)^2 + (z_N - z_S)^2}{v^2}, \tag{II.42}$$

где

$$\theta = \frac{2Z_0}{v}\sqrt{1+p^2+q^2} = \frac{2}{v}\frac{(z_R - z_S) - p(x_R - x_S) - q(y_R - y_S)}{\sqrt{1+p^2+q^2}}. \tag{II.43}$$

Величина θ имеет следующий смысл. Из уравнения плоскости, касательной к отражающей границе в точке отражения R, записанного в нормальном виде

$$h(x, y, z) = \frac{(z_R - z) - p(x_R - x) - q(y_R - y)}{\sqrt{1+p^2+q^2}}, \tag{II.44}$$

где $h(x, y, z)$ — расстояние касательной плоскости до некоторой точки с координатами x, y, z, можно получить выражение для времени $t_{n\kappa}$ пробега волны из точки (x, y, z) до касательной плоскости по нормали к ней туда и обратно, равного удвоенной

величине h, деленной на скорость распространения упругих волн, т. е.

$$t_{пк}(x,\ y,\ z)=\frac{2h\,(x,\ y,\ z)}{v}=$$

$$=\frac{2}{v}\,\frac{(z_R-z)-p\,(x_R-x)-q\,(y_R-y)}{\sqrt{1+p^2+q^2}}\,. \qquad \text{(II.45)}$$

Из уравнения (II.43) и (II.45) видно, что

$$\theta=t_{пк}(x_S,\ y_S,\ z_S),$$

т. е. величина θ представляет собой время (вообще говоря, фиктивное) пробега волны из источника до касательной плоскости и обратно по нормали к ней.

Поскольку величина θ для неплоской отражающей границы является фиктивной, целесообразно найти ее связь с реальными величинами. Есть основание полагать, что она может быть связана с временем пробега волны по нормали к отражающей границе в точке отражения, к которой относится данная касательная плоскость. Выбрав произвольно на нормали к отражающей границе некоторую точку $M(x_M,\ y_M,\ z_M)$ (см. рис. 15) и выразив направляющие косинусы этой нормали следующим образом:

$$\left.\begin{aligned}
&\cos\alpha_M=\frac{x_M-x_R}{RM}=\frac{p}{\sqrt{1+p^2+q^2}};\\
&\cos\beta_M=\frac{y_M-y_R}{RM}=\frac{q}{\sqrt{1+p^2+q^2}};\\
&\cos\gamma_M=\frac{z_M-z_R}{RM}=-\frac{1}{\sqrt{1+p^2+q^2}},
\end{aligned}\right\} \qquad \text{(II.46)}$$

где RM — расстояние между точками R и M, можно записать

$$\left.\begin{aligned}
&x_R-x_S=(x_M-x_S)-\frac{pRM}{\sqrt{1+p^2+q^2}}=\\
&=(x_M-x_S)-RM\cos\alpha_M;\\
&y_R-y_S=(y_M-y_S)-\frac{qRM}{\sqrt{1+p^2+q^2}}=\\
&=(y_M-y_S)-RM\cos\beta_M;\\
&z_R-z_S=(z_M-z_S)+\frac{RM}{\sqrt{1+p^2+q^2}}=\\
&=(z_M-z_S)-RM\cos\gamma_M,
\end{aligned}\right\} \qquad \text{(II.47)}$$

и тогда из (II.19) следует

$$Z_0 = \frac{1}{\sqrt{1+p^2+q^2}} \times$$

$$\times \left[RM - \frac{p(x_M - x_S) + q(y_M - y_S) - (z_M - z_S)}{\sqrt{1+p^2+q^2}} \right]. \qquad \text{(II.48)}$$

Подстановка (II.48) в (II.43) дает выражение

$$\theta = \frac{2RM}{v} - \frac{2}{v} \frac{p(x_M - x_S) + q(y_M - y_S) - (z_M - z_S)}{\sqrt{1+p^2+q^2}}. \qquad \text{(II.49)}$$

Таким образом, в выражение θ действительно входит значение времени пробега волны по нормали к отражающей границе *из точки M до точки R и обратно*

$$t_n(M) = 2RM/v,$$

которое с использованием (II.44) и (II.47) может быть представлено способами

$$\left.\begin{aligned} t_n(M) &= \frac{2}{v}(z_R - z_M)\sqrt{1+p^2+q^2}; \\ t_n(M) &= \frac{2}{v}(x_M - x_R)\frac{\sqrt{1+p^2+q^2}}{p}; \\ t_n(M) &= \frac{2}{v}(y_M - y_R)\frac{\sqrt{1+p^2+q^2}}{q}; \\ t_n(M) &= \frac{2}{v}\frac{(z_R - z_M) - p(x_R - x_M) - q(y_R - y_M)}{\sqrt{1+p^2+q^2}}, \end{aligned}\right\} \qquad \text{(II.50)}$$

первый из которых совпадает с соотношением, приведенным в работе Н. Н. Пузырева [134], посвященной этому вопросу.

При размещении точек M на некоторой поверхности, заданной уравнением $z_M = F_n(x, y)$, совокупность значений t_n во всех точках M, каждая из которых соответствует некоторой точке R, образует при перемещении точки R по отражающей границе некоторую поверхность $t_n(x, y)$, форма которой определяется как формой отражающей границы $z_R = F(x, y)$, так и формой поверхности отображения $z_M = F_n(x, y)$.

Легко видеть, что поверхность значений времени нормального отражения $t_n(x, y)$, которую для определенности можно назвать нормально-отображенной поверхностью отражающей границы, является огибающей семейства поверхностей $t_{nк}$. Действительно, если совокупность точек, от которых отсчитывается расстояние до касательных плоскостей, определяется соотношением $F_к(x, y)$, т. е. если эти точки находятся на поверхности, уравнение которой задано, то выражение (II.45) представляет

собой в системе координат x, y, t_n некоторое семейство поверхностей

$$t_{nк}(x,\ y)=\frac{2}{v}\,\frac{z_R-F_к(x,\ y)+p\,(x-x_R)+q\,(y-y_R)}{\sqrt{1+p^2+q^2}}\,, \qquad (II.51)$$

определяемое совокупностью параметров x_R и y_R, от которых зависят величины z_R, p и q. Полагая в (II.51) $z_R=F(x_R,y_R)$, $p=p(x_R,\ y_R)$, $q=q(x_R,\ y_R)$, *можно в соответствии с теорией огибающих поверхностей показать, что, если поверхность* $F_к(x,\ y)$ в (II.51) совпадает с геометрическим местом точек M $(x_M,\ y_M,\ z_M)$, в которых фиксируется время пробега волны по нормали к отражающей границе, т. е. если

$$F_к(x,\ y)=z_M=F_n(x,\ y), \qquad (II.52)$$

то нормально-отображенная поверхность отражающей границы является огибающей семейства (II.51), что дает право записать

$$\left(\frac{\partial t_{nк}}{\partial x}\right)_M=\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M;$$

$$\left(\frac{\partial t_{nк}}{\partial y}\right)_M=\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M. \qquad (II.53)$$

Дифференцируя (II.51) и учитывая (II.52) и (II.53), можно получить соотношения:

$$\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M=\frac{2}{v}\,\frac{p-\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M}{\sqrt{1+p^2+q^2}};$$

$$\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M=\frac{2}{v}\,\frac{q-\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M}{\sqrt{1+p^2+q^2}},$$

из которых с учетом (II.46) следует

$$\frac{2}{v}\cos\alpha_M=\frac{2}{v}\,\frac{p}{\sqrt{1+p^2+q^2}}=$$

$$=\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M-\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M\frac{2}{v}\cos\gamma_M;$$

$$\frac{2}{v}\cos\beta_M=\frac{2}{v}\,\frac{q}{\sqrt{1+p^2+q^2}}=$$

$$=\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M-\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M\frac{2}{v}\cos\gamma_M. \qquad (II.54)$$

Между направляющими косинусами всегда существует соотношение

$$\cos^2\alpha+\cos^2\beta+\cos^2\gamma=1,$$

используя которое в формулах (II.54), можно получить выражение

$$\frac{2}{v}\cos\gamma_M = -\frac{2}{v}\frac{1}{\sqrt{1+p^2+q^2}} =$$

$$= \frac{\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M + \left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M}{1+\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M^2+\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M^2} -$$

$$- \sqrt{\frac{\frac{4}{v^2}-\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M^2-\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M^2}{1+\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M^2+\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M^2} + \left[\frac{\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M + \left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M}{1+\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M^2+\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M^2}\right]^2}. \qquad \text{(II.55)}$$

Последнее совместно с (II.54) определяет коэффициенты, входящие в уравнения годографа (II.42) и (II.43), через частные производные нормально-отображенной поверхности $t_n(x, y)$ и поверхности отображения $F_n(x, y)$, вычисляемые в точке M.

Уравнения (II.42) и (II.43), выраженные через направляющие косинусы нормали, могут быть записаны следующим образом:

$$t^2(N) = \theta^2 + \theta\left[(x_N - x_S)\frac{2}{v}\cos\alpha_M + (y_N - y_S)\frac{2}{v}\cos\beta_M + (z_N - z_S)\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right] + \frac{(x_N-x_S)^2+(y_N-y_S)^2+(z_N-z_S)^2}{v^2}; \qquad \text{(II.56)}$$

$$\theta = t_n(M) - \left[(x_M - x_S)\frac{2}{v}\cos\alpha_M + (y_M - y_S)\frac{2}{v}\cos\beta_M + (z_M - z_S)\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right]. \qquad \text{(II.57)}$$

Формулы (II.56) и (II.57) с учетом соотношений (II.54) и (II.55) показывают, что поверхностный годограф отраженной волны для границы произвольной формы может быть выражен через параметры ее нормально-отображенной поверхности $t_n(x, y)$ и координаты точек M при условии, что такое отображение однозначно.

Если форма отражающей границы такова, что каждой ее точке $R(x_R, y_R, z_R)$ соответствует единственная точка M (x_M, y_M, z_M) пересечения нормали с поверхностью отображения $F_n(x, y)$, и наоборот, то существует взаимно-однозначное соответствие

между множеством точек отражающей границы и множеством точек поверхности отображения с соответствующими значениями времени нормального отражения в каждой из них, образующими нормально-отображенную поверхность $t_n(x, y)$, форму которой можно задавать произвольно, вместо задания формы отражающей границы.

Например, для плоской нормально-отображенной поверхности

$$t_n(x, y) = \frac{2h_0}{v} + x\frac{\Delta t_n}{\Delta x} + y\frac{\Delta t_n}{\Delta y} = \\ = t_n(0) + x\frac{\Delta t_n}{\Delta x} + y\frac{\Delta t_n}{\Delta y}, \qquad \text{(II.58)}$$

соответствующей при $z_M = F_n(x, y) = \text{const}$ плоской отражающей границе, отстоящей на расстоянии h_0 от начала координат, величина θ по формуле (II.57) определяется как

$$\theta = t_n(0) + x_S\frac{\Delta t_n}{\Delta x} + y_S\frac{\Delta t_n}{\Delta y} - (z_M - z_S)\frac{2}{v}\cos\gamma_M, \qquad \text{(II.59)}$$

что после подстановки в (II.56) дает уравнение годографа для плоской границы

$$t^2(N) = t_n^2(0) + t_n(0)\left\{(x_N + x_S)\frac{\Delta t_n}{\Delta x} + (y_N - y_S)\frac{\Delta t_n}{\Delta y} + \right. \\ \left. + [(z_N - z_S) - 2(z_M - z_S)]\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right\} + x_N x_S\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)^2 + \\ + y_N y_S\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)^2 + (x_N y_S + x_S y_N)\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\frac{\Delta t_n}{\Delta y} + (z_N - z_S)\times \\ \times\left(x_S\frac{\Delta t_n}{\Delta x} + y_S\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)\frac{2}{v}\cos\gamma_M - (z_M - z_S)\left\{(x_N + x_S)\frac{\Delta t_n}{\Delta x} + \right. \\ \left. + (y_N + y_S)\frac{\Delta t_n}{\Delta y} + [(z_N - z_S) - 2(z_M - z_S)]\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right\}\times \\ \times\frac{2}{v}\cos\gamma_M + \frac{(x_N - x_S)^2 + (y_N - y_S)^2 + (z_N - z_S)^2}{v^2}, \qquad \text{(II.60)}$$

пригодное в любой системе наблюдений, поскольку в него входят как координаты точки наблюдения, так и координаты источника, т. е. оно записано в произвольной системе прямоугольных координат, начало отсчета которой может быть помещено в любую точку.

Для профильных систем ($y_N = y_S = 0$) при условии, что наблюдения производятся в одной горизонтальной плоскости ($z_N = z_M = z_S$), уравнение (II.60) приобретает более простой вид:

$$t(x_N) = \sqrt{t_n^2(0) + t_n(0)(x_N - x_S)\frac{\Delta t_n}{\Delta x} + } \rightarrow \\ \rightarrow \sqrt{+ x_N x_S\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{x_N - x_S}{v}\right)^2} \qquad \text{(II.61)}$$

Поместив начало координат в источник ($x_S=0$), можно получить уравнение линейного годографа для плоской границы в системе наблюдений с общим источником упругих волн

$$t(x_N)=\sqrt{t_n^2(0)+t_n(0)\,x_N\frac{\Delta t_n}{\Delta x}+\left(\frac{x_N}{v}\right)^2}=$$

$$=\sqrt{t_n^2(0)+t_n(0)\,x_N\,\frac{2}{v}\cos\alpha+\left(\frac{x_N}{v}\right)^2}. \qquad \text{(II.62)}$$

Для симметричной системы с началом координат в точке симметрии, соотношение между x_S и x_N в которой характеризуется равенством $x_S=-x_N$, формула (II.61) дает следующее уравнение:

$$t(x_N)=\sqrt{t_n^2(0)+\left[\frac{4}{v^2}-\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)^2\right]x_N^2}=$$

$$=\sqrt{t_n^2(0)+\left(\frac{2x_N\sin\alpha}{v}\right)^2}, \qquad \text{(II.63)}$$

известное как уравнение годографа ОГТ.

Вообще говоря, уравнение (II.56) содержит координаты точки M, которые при выводе уравнения годографа (II.60) для плоской границы оказалось возможным исключить лишь в связи с линейностью уравнения (II.58). Для более сложных уравнений нормально-отображенных поверхностей координаты точки M не могут быть исключены при подстановке $t_n(x_M,\ y_M)$ в (II.57), и в таком случае необходимо пользоваться уравнениями связи между координатами точек S, R, N и M.

В соответствии с соотношениями (II.47) можно записать

$$x_M-x_S=(x_R-x_S)+p\,(z_R-z_S)-p\,(z_M-z_S);$$
$$y_M-y_S=(y_R-y_S)+q\,(z_R-z_S)-q\,(z_M-z_S). \qquad \text{(II.64)}$$

Тождественные преобразования над (II.22) *и* (II.23) *приводят к соотношению*

$$\frac{(x_R-x_S)+p\,(z_R-z_S)}{(x_N-x_S)+p\,(z_N-z_S)}=\frac{(y_R-y_S)+q\,(z_R-z_S)}{(y_N-y_S)+q\,(z_N-z_S)}=$$

$$=\frac{2-\dfrac{z_R-z_S}{Z_0}}{2-\dfrac{z_N-z_S}{Z_0}}, \qquad \text{(II.65)}$$

из которого можно получить

$$x_R-x_S=(y_R-y_S)\frac{(x_N-x_S)+p\,(z_N-z_S)}{(y_N-y_S)+q\,(z_N-z_S)}+$$

$$+(z_R-z_S)\left[q\,\frac{(x_N-x_S)+p\,(z_N-z_S)}{(y_N-y_S)+q\,(z_N-z_S)}-p\right]; \qquad \text{(II.66)}$$

$$y_R - y_S = (x_R - x_S)\frac{(y_N - y_S) + q(z_N - z_S)}{(x_N - x_S) + p(z_N - z_S)} +$$
$$+ (z_R - z_S)\left[p\frac{(y_N - y_S) + q(z_N - z_S)}{(x_N - x_S) + p(z_N - z_S)} - q\right]. \qquad \text{(II.67)}$$

Подставив в (II.19) поочередно соотношения (II.66) и (II.67), имеем

$$\frac{Z_0}{z_R - z_S} = 1 - \frac{(x_R - x_S) + p(z_R - z_S)}{H_x(M, N)} =$$
$$= 1 - \frac{(y_R - y_S) + q(z_R - z_S)}{H_y(M, N)}, \qquad \text{(II.68)}$$

где обозначения

$$H_x(M, N) = \frac{(1 + p^2 + q^2)(z_R - z_S)[(x_N - x_S) + p(z_N - z_S)]}{p(x_N - x_S) + q(y_N - y_S) + (p^2 + q^2)(z_N - z_S)},$$
$$H_y(M, N) = \frac{(1 + p^2 + q^2)(z_R - z_S)[(y_N - y_S) + q(z_N - z_S)]}{p(x_N - x_S) + q(y_N - y_S) + (p^2 + q^2)(z_N - z_S)}$$

с учетом (II.50) и (II.46) могут быть представлены следующим образом:

$$\left.\begin{aligned} &H_x(M, N) = \frac{H_0}{H}[(x_N - x_S) + p(z_N - z_S)]; \\ &H_y(M, N) = \frac{H_0}{H}[(y_N - y_S) + q(z_N - z_S)]; \\ &H = [(x_N - x_S) + p(z_N - z_S)]\cos\alpha_M + \\ &+ [(y_N - y_S) + q(z_N - z_S)]\cos\beta_M; \\ &H_0 = \frac{vt_n(M)}{2} - \frac{z_M - z_S}{\cos\gamma_M}. \end{aligned}\right\} \qquad \text{(II.69)}$$

Подстановка (II.68) и (II.65) с учетом (II.64) дает

$$[(x_M - x_S) + p(z_M - z_S)]^2 + \frac{1}{2}\frac{H_0}{H}[(x_N - x_S) + p(z_N - z_S)]^2 -$$
$$- [(x_M - x_S) + p(z_M - z_S)][(x_N - x_S) + p(z_N - z_S)] \times$$
$$\times\left(1 + \frac{H_0}{H} + \frac{z_N - z_S}{2H\cos\gamma_M}\right) = 0; \qquad \text{(II.70)}$$

$$[(y_M - y_S) + q(z_M - z_S)]^2 + \frac{1}{2}\frac{H_0}{H}[(y_N - y_S) + q(z_N - z_S)]^2 -$$
$$- [(y_M - y_S) + q(z_M - z_S)][(y_N - y_S) + q(z_N - z_S)] \times$$
$$\times\left(1 + \frac{H_0}{H} + \frac{z_N - z_S}{2H\cos\gamma_M}\right) = 0. \qquad \text{(II.71)}$$

Уравнения (II.70) и (II.71) с учетом (II.54) и (II.55) при конкретном задании уравнений нормально-отображенной

поверхности $t_n(x, y)$ и поверхности отображения $F_n(x, y)$ могут быть использованы для определения координат точки M, которые после подстановки в (II.57) и далее в (II.56) дадут возможность *представить уравнение годографа в явном виде*. Однако даже для сравнительно простых функций $t_n(x, y)$ и $F_n(x, y)$ решение уравнений (II.70) и (II.71) оказывается практически возможным только численными методами, поэтому представляется целесообразным найти такую форму уравнений (II.56) и (II.57), которая была бы удобной для их численного решения.

Алгоритм численного определения годографов по данным о нормально-отображенных поверхностях отражающих границ

Введя для краткости обозначения

$$\left.\begin{aligned}
\xi_N &= (x_N - x_S) + p\,(z_N - z_S);\\
\xi_M &= (x_M - x_S) + p\,(z_M - z_S);\\
\eta_N &= (y_N - y_S) + q\,(z_N - z_S);\\
\eta_M &= (y_M - y_S) + q\,(z_M - z_S)
\end{aligned}\right\} \qquad \text{(II.72)}$$

и произведя тождественные преобразования с выражениями (II.56), (II.57), (II.70) и (II.71), можно получить уравнения

$$\begin{aligned}
t^2(N) = {} & t_n^2(M)\left[1 + 2\frac{(z_N - z_S) - 2(z_M - z_S)}{v t_n(M)\cos\gamma_M}\right] + \\
& + \frac{t_n(M)}{2}\left[1 + \frac{(z_N - z_S) - 2(z_M - z_S)}{v t_n(M)\cos\gamma_M}\right] \times \\
& \times \left[(\xi_N - 2\xi_M)\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) + (\eta_N - 2\eta_M)\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right)\right] - \\
& - \frac{z_N - z_S}{2v\cos\gamma_M}\left[\xi_N\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) + \eta_N\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right)\right] - \\
& - 4\frac{(z_N - z_M)(z_M - z_S)}{v^2\cos^2\gamma_M} + \frac{(x_N - x_S)^2 + (y_N - y_S)^2 + (z_N - z_S)^2}{v^2};
\end{aligned} \qquad \text{(II.73)}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{t_n(M)}{2}\left[1 + \frac{(z_N - z_S) - 2(z_M - z_S)}{v t_n(M)\cos\gamma_M}\right]\left[(\xi_N - 2\xi_M)\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) + \right. \\
& \left. + (\eta_N - 2\eta_M)\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right)\right] - \frac{z_N - z_S}{2v\cos\gamma_M}\left[\xi_N\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) + \right. \\
& \left. + \eta_N\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right)\right] = \xi_M(\xi_N - \xi_M)\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right)^2 + \\
& + \eta_M(\eta_N - \eta_M)\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right)^2 + (\xi_N\eta_M + \xi_M\eta_N - 2\xi_M\eta_M) \times \\
& \times \left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right)\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right),
\end{aligned} \qquad \text{(II.74)}$$

которые с учетом (II.54) и (II.55) достаточны для определения численным способом годографа отраженной волны по заданным функциям $t_n(x, y)$ и $F_n(x, y)$, если скорость v распространения упругих волн известна.

Структура уравнений (II.73) и (II.74) существенным образом зависит от соотношений между вертикальными координатами точек S, N и M. Если, например, все эти точки находятся в одной горизонтальной плоскости, т. е. если

$$z_S = z_N = z_M = F_n(x, y) = \text{const}, \tag{II.75}$$

то (II.73) и (II.74) записываются следующим образом:

$$t^2(N) = t_n^2(M) + \frac{(x_N - x_S)^2 + (y_N - y_S)^2}{v^2} +$$

$$+ \frac{t_n(M)}{2}\left\{[(x_N - x_S) - 2(x_M - x_S)]\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M + \right.$$

$$\left. + [(y_N - y_S) - 2(y_M - y_S)]\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M\right\}; \tag{II.76}$$

$$\frac{t_n(M)}{2}\left\{[(x_N - x_S) - 2(x_M - x_S)]\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M + \right.$$

$$\left. + [(y_N - y_S) - 2(y_M - y_S)]\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M\right\} = (x_M - x_S)[(x_N - x_S) -$$

$$- (x_M - x_S)]\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M^2 + (y_M - y_S)[(y_N - y_S) - (y_M - y_S)] \times$$

$$\times \left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M^2 + [(x_N - x_S)(y_M - y_S) + (x_M - x_S)(y_N - y_S) -$$

$$- 2(x_M - x_S)(y_M - y_S)]\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M \left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M. \tag{II.77}$$

Для линейных (профильных) систем наблюдений в одной горизонтальной плоскости при условии, что одна из координатных осей направлена вдоль профиля (т. е. $y_N = y_S$), из (II.71) следует $y_M = y_S$ и тогда уравнения годографа (II.76) и (II.77) принимают вид:

$$t(x_N) = \sqrt{t_n^2(x_M) + \left[\frac{x_N - x_S}{2} - (x_M - x_S)\right] \times} \rightarrow$$

$$\rightarrow \overline{\times t_n(x_M) t_n'(x_M) + \left(\frac{x_N - x_S}{v}\right)^2}; \tag{II.78}$$

$$\left[\frac{x_N - x_S}{2} - (x_M - x_S)\right] t_n(x_M) = (x_M - x_S) \times$$

$$\times [(x_N - x_S) - (x_M - x_S)]\, t_n'(x_M). \tag{II.79}$$

Уравнения (II.77) и (II.79) не содержат никаких произвольно изменяющихся параметров, в связи с чем они могут быть использованы для определения координат точки M. Анализ показывает, что точка M всегда находится в промежутке между источником упругих волн и точкой приема N на линии пересечения плоскости лучей, соответствующей данной паре источник—приемник, с поверхностью отображения $F_n(x, y)$. Из этого следует, что путем опробования в уравнении (II.77) или (II.79) каждой точки этой линии можно найти ту единственную ее точку, которая удовлетворяет указанным уравнениям. В частности, для профильных систем наблюдений в одной горизонтальной плоскости эта точка всегда находится на линии профиля между точками x_S и x_N.

Решение уравнения (II.77) или (II.79) должно быть выполнено для каждой пары источник—приемник, входящей в систему наблюдений, после чего в уравнении (II.76) или (II.78) останется неизвестным только один произвольный параметр v, и если информация о скорости распространения упругих волн может быть получена из каких-либо независимых источников, то годограф будет полностью определен. В случае отсутствия этой информации для каждой заданной поверхности $t_n(x, y)$ или линии $t_n(x)$ может быть получено семейство теоретических годографов с параметром v, один из которых, если опробуемая поверхность $t_n(x, y)$ или линия $t_n(x)$ совпадает с реально существующей, будет совпадать с экспериментальным годографом. На основании этого может быть сделан выбор величины эффективной скорости $v_{эф}$ распространения упругих волн для каждой опробуемой поверхности $t_n(x, y)$ или линии $t_n(x)$.

Иными словами, если информация о предполагаемой форме поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ может быть задана как некоторая гипотеза, подлежащая проверке, то степень ее достоверности может быть установлена при помощи уравнений (II.76), (II.77) или (II.78), (II.79) путем перебора параметра v на основе критерия наилучшего совпадения одного из теоретических годографов с экспериментальным. Принадлежность установленных таким образом поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ к однократно-отраженным может быть определена на основе анализа полученной зависимости $v_{эф}(t_n)$.

Как следует из уравнений (II.76)—(II.79), в данном алгоритме любые возможные системы наблюдений (т. е. любые возможные комбинации между координатами источника S и точки приема N) являются равноценными, поскольку сложность алгоритма от этого не зависит. В данном алгоритме не накладывается никаких ограничений и на размеры системы наблюдений, поскольку форма поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ задается конкретно в пределах любых расстояний между источником и точкой приема.

Практическая реализация этого универсального алгоритма требует предварительной информации о форме поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$, которая должна содержать объективные данные о среде, т. е. должна быть результатом экспериментальных наблюдений, полученных либо в элементарной одноточечной системе наблюдений, либо в более сложных многоточечных системах с использованием кинематической обработки, обеспечивающей достаточно близкое совпадение результатов этой обработки с данными, получаемыми в одноточечной системе наблюдений.

Широкие методические возможности универсального алгоритма (пригодность в любых системах наблюдений, отсутствие каких-либо ограничений, накладываемых на размеры системы наблюдений и форму отражающих границ) обеспечивает ему в рамках модели однородной среды наибольшую законченность как способу решения задачи поиска и обнаружения отраженных волн методом многократных проб и последовательных приближений по критерию наилучшего совпадения одного из рассчитанных годографов с экспериментальным. Однако в связи с его большой трудоемкостью он должен рассматриваться как основа для обработки наиболее сложных участков изучаемого района. В тех случаях, когда сейсмогеологические условия не отличаются особой сложностью, первичные разрезы, получаемые во время отработки профиля, могут быть и окончательными.

Образование нормально-отображенных поверхностей и линий из ограниченных участков локальных годографов

Если в формулах (II.33) и (II.34), определяющих направляющие косинусы луча S_0N, принять $x_N = x_S$, $y_N = y_S$, $z_N = z_S$, т. е. рассматривать точку годографа в источнике, то в связи с тем, что луч S_0S совпадает с нормалью к отражающей границе,

$$\cos\alpha = v\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_S - \left(\frac{\partial F_0}{\partial x}\right)_S \cos\gamma;$$
$$\cos\beta = v\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_S - \left(\frac{\partial F_0}{\partial y}\right)_S \cos\gamma. \qquad \text{(II.80)}$$

В то же время из (II.54) следует

$$\cos\alpha = \frac{v}{2}\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M - \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M \cos\gamma;$$
$$\cos\beta = \frac{v}{2}\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M - \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M \cos\gamma. \qquad \text{(II.81)}$$

Формула (II.80) для определения направляющих косинусов нормали по частным производным годографа справедливы в том случае, когда источник и приемник совмещены в одной точке,

что характерно и для формул (II.81), использующих частные производные нормально-отображенных поверхностей. Из этого следует, что формулы (II.80) и (II.81) различаются только индексами. С учетом сказанного

$$2\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)_M = \left[\frac{\partial t}{\partial\left(\frac{x}{2}\right)}\right]_M = \left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M;$$
$$2\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)_M = \left[\frac{\partial t}{\partial\left(\frac{y}{2}\right)}\right]_M = \left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M. \qquad \text{(II.82)}$$

Таким образом, если нормально-отображенные поверхности и годографы отраженных волн регистрируются на одной и той же поверхности наблюдений, то при сокращении горизонтальных размеров годографов, полученных в системе с общим источником упругих волн, в два раза по сравнению с естественным размещением точек приема, частные производные годографов в источнике упругих волн совпадут с частными производными *нормально-отображенной поверхности независимо от формы* отражающей границы. Из этого следует, что нормально-отображенная поверхность отражающей границы произвольной формы — это огибающая семейства сжатых вдвое (в горизонтальной плоскости) локальных годографов в системе с общим источником упругих волн. На этом и основана возможность образования нормально-отображенных поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ отражающих границ из ограниченных участков принадлежащих этим границам локальных годографов, являющаяся методической основой многоканального непрерывного профилирования.

Приближенное выражение связи между годографом отраженной волны и нормально-отображенной поверхностью отражающей границы

Уравнения (II.70) и (II.71), определяющие связь координат точки M с координатами точек системы наблюдений, могут приобретать различную структуру в зависимости от сложности функции $t_n(x, y)$. Однако, если эти уравнения решить как квадратные относительно величин ξ_M и η_M и подставить эти решения в (II.73), то можно получить явную связь $t(N)$ с $t_n(M)$ в виде одного уравнения. Определяя в этом уравнении условия, когда члены, содержащие направляющие косинусы нормали, которые зависят от частных производных нормально-отображенной поверхности, будут малы по сравнению со всеми остальными, т. е. *накладывая ограничения на локальные дифференциальные характеристики* нормально-отображенной поверхности, можно получить приближенное алгебраическое выражение, связывающее ординаты точек годографа с координатами точек системы наблюдений и величиной $t_n(M)$.

Из (II.70) и (II.71) с учетом обозначений (II.72) можно получить выражения:

$$\xi_M = \frac{1}{2}\xi_N\left(1 - 2\varepsilon_0\frac{H_0}{H}\right);$$
$$\eta_M = \frac{1}{2}\eta_N\left(1 - 2\varepsilon_0\frac{H_0}{H}\right), \tag{II.83}$$

где

$$2\varepsilon_0 = \left(1 + \frac{z_N - z_S}{2H\cos\gamma_M}\right)\times$$
$$\times\left[\sqrt{1 + \frac{1 + \frac{z_N - z_S}{H\cos\gamma_M}}{\left(1 + \frac{z_N - z_S}{2H_0\cos\gamma_M}\right)^2}\left(\frac{H}{H_0}\right)^2} - 1\right], \tag{II.84}$$

из которых следует

$$(\xi_N - 2\xi_M)\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) + (\eta_N - 2\eta_M)\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right) =$$
$$= 2\varepsilon_0\frac{H_0}{H}\left[\xi_N\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) + \eta_N\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right)\right].$$

Поскольку из (II.69) может быть получено следующее соотношение

$$\frac{H_0}{H} = \frac{t_n(M)\left[1 - \frac{z_M - z_S}{vt_n(M)\cos\gamma_M}\right]}{\xi_N\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) + \eta_N\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right)}, \tag{II.85}$$

то

$$(\xi_N - 2\xi_M)\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) + (\eta_N - 2\eta_M)\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right) =$$
$$= 2\varepsilon_0\left[1 - \frac{z_M - z_S}{vt_n(M)\cos\gamma_M}\right]. \tag{II.86}$$

Подстановка (II.86) в (II.73) дает следующее выражение:

$$t^2(N) = t_n^2(M)\left\{1 + \varepsilon_0 + \frac{\Delta z}{h_M\cos\gamma_M}\left[1 + \frac{\varepsilon_0}{4}\left(1 - \frac{z_M - z_S}{h_M\cos\gamma_M} - \right.\right.\right.$$
$$\left.\left.\left. - 4\frac{z_M - z_S}{\Delta z}\right)\right] - \frac{z_N - z_S}{2h_M\cos\gamma_M}\cdot\frac{\xi_N\cos\alpha_M + \eta_N\cos\beta_M}{2h_M} -$$
$$\left. - \frac{(z_N - z_S)(z_M - z_S)}{h_M^2\cos^2\gamma_M}\right\} + \frac{(x_N - x_S)^2 + (y_N - y_S)^2 + (z_N - z_S)^2}{v^2}, \tag{II.87}$$

где использованы обозначения

$$h_M = vt_n(M)/2;$$

$$\Delta z = (z_N - z_S) - 2(z_M - z_S). \qquad \text{(II.88)}$$

Из (II.83) с учетом обозначений (II.72) и (II.88) следует

$$x_M = \frac{x_N + x_S}{2} - \varepsilon_0 \frac{H_0}{H} \xi_N - 2\Delta z \frac{\cos \alpha_M}{\cos \gamma_M} = \frac{x_N + x_S}{2} - \delta x;$$

$$y_M = \frac{y_N + y_S}{2} - \varepsilon_0 \frac{H_0}{H} \eta_N - 2\Delta z \frac{\cos \beta_M}{\cos \gamma_M} = \frac{y_N + y_S}{2} - \delta y. \qquad \text{(II.89)}$$

Записав величину $t_n(M) = t_n(x_M, y_M)$ с учетом (II.89) при условии малости δx и δy

$$t_n(M) = t_n\left(\frac{x_N + x_S}{2} - \delta x, \frac{y_N + y_S}{2} - \delta y\right) \approx$$

$$\approx t_n\left(\frac{x_N + x_S}{2}, \frac{y_N + y_S}{2}\right) - \left[\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M \delta x + \left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right) \delta y\right],$$

т. е. полагая, что в малой окрестности точки M поверхность $t_n(x, y)$ мало отличается от плоскости, и учитывая (II.54), можно получить выражение

$$t_n(M) \approx t_n\left(\frac{N}{2}\right) - \varepsilon_0 \frac{H_0}{H} \left\{\left[\xi_N \left(\frac{2}{v} \cos \alpha_M\right) + \eta_N \left(\frac{2}{v} \cos \beta_M\right)\right] + \right.$$

$$\left. + \left[\xi_N \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M + \eta_N \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M\right] \left(\frac{2}{v} \cos \gamma_M\right)\right\} -$$

$$- \frac{4\Delta z}{v} \left[\frac{\cos^2 \alpha_M + \cos^2 \beta_M}{\cos \gamma_M} + \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M \cos \alpha_M + \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M \cos \beta_M\right], \qquad \text{(II.90)}$$

где

$$t_n\left(\frac{N}{2}\right) = t_n\left(\frac{x_N + x_S}{2}, \frac{y_N + y_S}{2}\right). \qquad \text{(II.91)}$$

Из (II.90) с учетом (II.85) следует

$$\frac{t_n\left(\frac{N}{2}\right)}{t_n(M)} = 1 + \varepsilon_0 \left[1 - \frac{z_M - z_S}{vt_n(M) \cos \gamma_M}\right] \times$$

$$\times \left[1 + \frac{\xi_N \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M + \eta_N \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M}{\xi_N \cos \alpha_M + \eta_N \cos \beta_M} \cos \gamma_M\right] +$$

$$+ \frac{4\Delta z}{vt_n(M)} \left[\frac{\cos^2 \alpha_M + \cos^2 \beta_M}{\cos \gamma_M} + \right.$$

$$\left. + \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M \cos \alpha_M + \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M \cos \beta_M\right], \qquad \text{(II.92)}$$

и тогда (II.87) может быть записано так:

$$t^2(N)=\frac{(x_N-x_S)^2+(y_N-y_S)^2+(z_N-z_S)^2}{v^2}+$$

$$+t_n^2\left(\frac{N}{2}\right)\frac{1+\varepsilon_0+\dfrac{\Delta z}{h_M\cos\gamma_M}\left[1+\dfrac{\varepsilon_0}{4}\left(1-\dfrac{z_M-z_S}{h_M\cos\gamma_M}-4\dfrac{z_M-z_S}{\Delta z}\right)\right]-\dfrac{z_N-z_S}{2h_M\cos\gamma_M}\times\left(\dfrac{H}{2h_M}-\dfrac{(z_N-z_M)(z_M-z_S)}{h_M^2\cos^2\gamma_M}\right)}{\left[1+\varepsilon_0\left(1-\dfrac{z_M-z_S}{2h_M\cos\gamma_M}\right)\times\left(1+\dfrac{\Delta F_n}{H}\cos\gamma_M\right)+2\varepsilon_M\dfrac{\Delta z}{h_M}\right]^2},$$

(II.93)

где использованы обозначения

$$\Delta F_n=\xi_N\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M+\eta_N\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M;$$

$$\varepsilon_M=\frac{\cos^2\alpha_M+\cos^2\beta_M}{\cos\gamma_M}+\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M\cos\alpha_M+\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M\cos\beta_M.$$

(II.94)

Введя обозначение погрешности годографа ε_r, удовлетворяющее соотношению

$$\frac{1+\varepsilon_0+\dfrac{\Delta z}{h_M\cos\gamma_M}\left[1+\dfrac{\varepsilon_0}{4}\left(1-\dfrac{z_M-z_S}{h_M\cos\gamma_M}-4\dfrac{z_M-z_S}{\Delta z}\right)\right]-\dfrac{z_N-z_S}{2h_M\cos\gamma_M}\times\left(\dfrac{H}{2h_M}-\dfrac{(z_N-z_M)(z_M-z_S)}{h_M^2\cos^2\gamma_M}\right)}{\left[1+\varepsilon_0\left(1-\dfrac{z_M-z_S}{2h_M\cos\gamma_M}\right)\times\left(1+\dfrac{\Delta F_n}{H}\cos\gamma_M\right)+2\varepsilon_M\dfrac{\Delta z}{h_M}\right]^2}=$$

$$=1-2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)\left[1+\frac{(x_N-x_S)^2+(y_N-y_S)^2+(z_N-z_S)^2}{v^2t_n^2\left(\dfrac{N}{2}\right)}\right],$$

(II.95)

уравнение (II.93) можно представить в виде:

$$t(N)=(1-\varepsilon_r)\times$$

$$\times\sqrt{t_n^2\left(\frac{N}{2}\right)+\frac{(x_N-x_S)^2+(y_N-y_S)^2+(z_N-z_S)^2}{v^2}}\,, \qquad \text{(II.96)}$$

и если

$$\varepsilon_r \ll 1, \qquad \text{(II.97)}$$

то с точностью до ε_r

$$t(N)\approx\sqrt{t_n^2\left(\frac{N}{2}\right)+\frac{(x_N-x_S)^2+(y_N-y_S)^2+(z_N-z_S)^2}{v^2}}\,, \qquad \text{(II.98)}$$

т. е. при заданной форме нормально-отображенной поверхности $t_n(x, y)$ для определения поверхностного годографа в пределах заданной точности, определяемой степенью неравенства (II.97), которое в соответствии с (II.95) накладывает ограничения на размеры системы наблюдений и локальные характеристики поверхности $t_n(x, y)$, достаточно в уравнение (II.98) подставить величину $t_n\left(\frac{N}{2}\right)=t_n\left(\frac{x_N+x_S}{2}, \frac{y_N+y_S}{2}\right)$. При этом, несмотря на то, что уравнение (II.98) по виду совпадает с уравнением годографа для плоской горизонтальной границы, годограф отраженной волны будет содержать в своей форме информацию о форме отражающей границы, если

$$t_n\left(\frac{N}{2}\right)=t_n\left(\frac{x_N+x_S}{2}, \frac{y_N+y_S}{2}\right)\neq \text{const}. \qquad \text{(II.99)}$$

Если с целью облегчения поиска годографов имеется необходимость придать им некоторую унифицированную форму, мало зависящую от формы отражающей границы, то для этого необходимо и достаточно выполнить условия:

$$x_N+x_S=2X=\text{const};$$
$$y_N+y_S=2Y=\text{const},$$

или

$$x_S-X=-(x_N-X);$$
$$y_S-Y=-(y_N-Y), \qquad \text{(II.100)}$$

т. е. располагать источники упругих волн и точки приема симметрично относительно некоторой точки (X, Y) на поверхности наблюдений.

В этом случае

$$t_n\left(\frac{N}{2}\right)=t_n\left(\frac{x_N+x_S}{2}, \frac{y_N+y_S}{2}\right)=t_n(X, Y)=\text{const}, \qquad \text{(II.101)}$$

и тогда с точностью до ε_r

$$t(N) \approx \sqrt{t_n^2(X,\ Y) + 4\,\frac{(x_N - X)^2 + (y_N - Y)^2 + \frac{1}{4}(z_N - z_S)^2}{v^2}}, \tag{II.102}$$

т. е. в симметричной системе наблюдений (II.100), получившей для профильного варианта название ОГТ, при выполнении условий (II.95) и (II.97) годограф отраженной волны для неплоской отражающей границы мало зависит от ее конкретной формы и практически определяется только параметрами системы наблюдений и скоростью распространения упругих волн.

Это — важное достоинство симметричной системы, поскольку оно позволяет существенно упростить процесс поиска годографов и повысить надежность их обнаружения. Как видно из (II.100), при любых других соотношениях между горизонтальными координатами источника упругих волн и точки приема будет нарушаться условие (II.101) и годограф будет приобретать более сложную форму, зависящую от формы отражающей границы.

Не следует, однако, забывать о том, что эффективность симметричной системы (в смысле пригодности ее для модели однородной среды с отражающей границей произвольной формы) будет достаточно высокой только при выполнении условий (II.95), (II.97). Кроме того, как следует из (II.102), для того чтобы годограф имел стандартную форму симметричного гиперболоида, необходимо выполнить условие

$$z_N - z_S = \text{const}, \tag{II.103}$$

т. е. при $z_S = \text{const}$ (что в морской сейсморазведке выполняется практически всегда) наблюдения должны производиться в одной горизонтальной плоскости. В противном случае форма годографа может отклониться от стандартной.

Для профильных систем наблюдений в одной горизонтальной плоскости, т. е. при

$$y_N = y_S;\quad z_N = z_M = z_S, \tag{II.104}$$

из (II.89) с учетом обозначений (II.72) следует

$$y_M = y_S, \tag{II.105}$$

и тогда (II.96) записывается следующим образом:

$$t(x_N) = (1 - \varepsilon_r)\sqrt{t_n^2\left(\frac{x_N + x_S}{2}\right) + \left(\frac{x_N - x_S}{v}\right)^2}, \tag{II.106}$$

а для симметричной системы —

$$t(x_N) = (1 - \varepsilon_r)\sqrt{t_n^2(X) + 4\left(\frac{x_N - X}{v}\right)^2}, \tag{II.107}$$

где величина ε_r в соответствии с (II.95) и с учетом (II.92) удовлетворяет соотношению

$$1-2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)\left\{1+\frac{1}{(1+\varepsilon_0)^2}\left[\frac{x_N-x_S}{vt_n(x_M)}\right]^2\right\}=$$

$$=\frac{1}{1+\varepsilon_0}=1-\frac{\varepsilon_0}{1+\varepsilon_0}, \qquad \text{(II.108)}$$

а из (II.84) с учетом (II.85) следует

$$2\varepsilon_0=\sqrt{1+\left[(x_N-x_S)\frac{t_n'(x_M)}{t_n(x_M)}\right]^2}-1. \qquad \text{(II.109)}$$

Из (II.108) может быть получено уравнение

$$\varepsilon_0^2+\varepsilon_0\left[1-\frac{2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)}{1-2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)}\right]-$$

$$-\frac{2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)}{1-2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)}\left\{1+\left[\frac{x_N-x_S}{vt_n(x_M)}\right]^2\right\}=0, \qquad \text{(II.110)}$$

которое с учетом (II.109) может быть представлено в виде:

$$\varepsilon_0\frac{2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)}{1-2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)}=\left[\frac{x_N-x_S}{vt_n(x_M)}\right]^2\left[\frac{v}{2}t_n'(x_M)\right]^2+$$

$$+\frac{2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)}{1-2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)}\left\{1+\left[\frac{x_N-x_S}{vt_n(x_M)}\right]^2\right\},$$

откуда с учетом (II.109) и вытекающего из (II.54) и (II.104) соотношения

$$\frac{v}{2}t_n'(x_M)=\cos\alpha_M=\sin\varphi \qquad \text{(II.111)}$$

можно получить выражение

$$\left[\frac{x_N-x_S}{vt_n(x_M)}\right]^2=\frac{2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)\left[\sin^2\varphi-2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)\right]}{\left[1-2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)\right]\sin^2\varphi-2\varepsilon_r\left(1-\frac{\varepsilon_r}{2}\right)},$$

которое при условии $\varepsilon_r \ll 2$ записывается следующим образом:

$$\left[\frac{x_N-x_S}{vt_n(x_M)}\right]^2=\frac{2\varepsilon_r}{|\sin^2\varphi-2\varepsilon_r|}. \qquad \text{(II.112)}$$

Учитывая первое из обозначений (II.98) и первое из соотношений (II.100), характеризующее симметричную систему наблюдений, из (II.112) можно получить

$$\left|\frac{x_N - X}{h_M}\sin\varphi\right| = \sqrt{\frac{2\varepsilon_r}{\left|1 - \frac{2\varepsilon_r}{\sin^2\varphi}\right|}}. \qquad \text{(II.113)}$$

Преимущество симметричной системы (II.100) перед всеми остальными в алгоритме случайного поиска годографов проявляется, как следует из изложенного выше, вполне определенно. Суммирование сигналов всех трасс сейсмограммы, полученной в симметричной системе, при считывании ее по годографам (II.102) или (II.107) с различными значениями параметров $v = \text{const}$ и $t_n(X, Y) = \text{const}$ или $t_n(X) = \text{const}$ и образование поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ как совокупности суммарных трасс, соответствующих монотонно возрастающей зависимости $v(t_n)$, как это делается для профильных наблюдений в системе обработки симметричных сейсмограмм, получившей название ОГТ, дает хорошие результаты в тех случаях, когда соблюдается условие (II.113).

Однако существует другой путь образования поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ из локальных годографов, основанный не на поиске зафиксированных годографов, а на преобразовании годографов в нормально-отображенные поверхности или линии путем программной развертки при записи сигналов отраженных волн, поступивших на регистрацию в их естественном пространственно-временном распределении.

Алгоритм приближенного преобразования локальных годографов в нормально-отображенные поверхности или линии путем программной развертки при записи сигналов отраженных волн

Если сейсмограмма записывается путем линейной развертки во времени, то сигналы отраженных волн распределяются по годографам таким образом, что в каждый фиксированный момент $t = \text{const}$ текущего времени записи на различных трассах сейсмограммы фиксируются мгновенные значения сигналов отраженных волн (если они вообще существуют), соответствующие множеству различных годографов $t_1(x)$, $t_2(x)$, ..., которым, в свою очередь, соответствуют различные нормально-отображенные поверхности $t_{n1}(x, y)$, $t_{n2}(x, y)$, ... или линии $t_{n1}(x)$, $t_{n2}(x)$, ...

Для линейных систем наблюдений это иллюстрируется схемой, представленной на рис. 16. Иными словами, в каждый фиксированный момент $t = \text{const}$ текущего времени записи на каждой трассе фиксируется одна точка годографа (причем для всех годографов $t(x) = t = \text{const}$), которая для разных трасс соответствует некоторым точкам на различных поверхностях $t_n(x, y)$ или линиях $t_n(x)$.

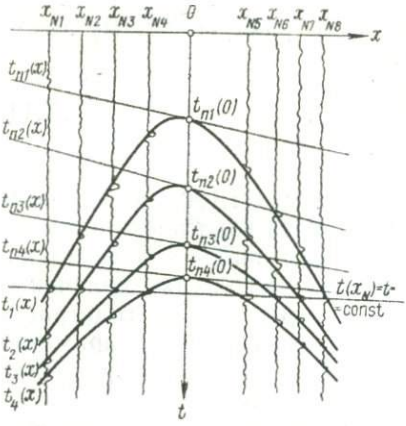


Рис. 16. Схема распределения сигналов на годографах отраженных волн.

$t_1(x)$, $t_2(x)$, $t_3(x)$, $t_4(x)$ — годографы отраженных волн; $t_{n1}(x)$, $t_{n2}(x)$, $t_{n3}(x)$, $t_{n4}(x)$ — нормально-отображенные линии (совокупность значений времени нормальных отражений для данной границы); $t(xN)=t=$const — фиксированное значение текущего времени записи, соответствующее одинаковому моменту прихода отраженных волн в разные точки системы наблюдений (x_{N1}, ..., x_{N8}) от разных отражающих границ

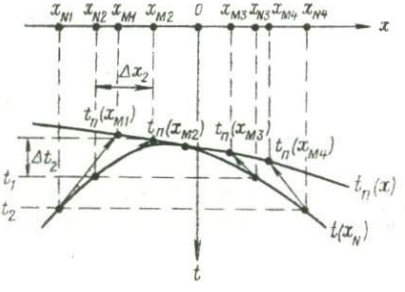


Рис. 17. Схема, поясняющая смысл программной развертки при записи сейсмограмм.

t_1, t_2 — фиксированные значения текущего времени записи;
$t(x_N)$ — годограф отраженной волны;
$t_n(x)$ — нормально-отображенная линия;
Δx_2, Δt_2 — поправки для трассы x_{N2} в момент времени t

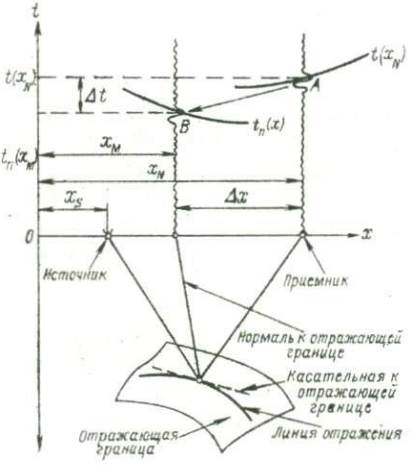


Рис. 18. Схема, поясняющая смысл поправок Δx и Δt при преобразовании годографа t_{x_N} в линию $t_n(x)$.

A — сигнал, отразившийся в точке R и зафиксированный в точке x_N при возбуждении в точке x_S;
B — сигнал, отразившийся в точке R по нормали, т. е. при возбуждении и приеме в точке x_M

Отсюда следует, что из уравнения, связывающего между собой $t(x)$ и $t_n(x_M)$, выразить величину $t_n(x_M)$ как функцию $t(x)$, то, полагая

$$t(x)=t, \tag{II.114}$$

где t — текущее время записи, можно получить закон программной развертки во время записи сейсмограмм, обеспечивающий преобразование годографов в нормально-отображенные поверхности или линии при условии, что связь точек различных годографов с соответствующими точками различных нормально-отображенных поверхностей или линий в каждый фиксированный момент $t=\text{const}$ текущего времени записи известна.

В случае линейных систем наблюдений сказанное выше можно пояснить следующим образом (рис. 17). Для того чтобы некоторый данный годограф $t(x_N)$ определенно и однозначно преобразовать во время записи в линию $t_n(x)$ путем однократной операции, необходимо и достаточно выполнить следующее: 1) в момент $t_1=\text{const}$ текущего времени записи для трасс x_{N2} и x_{N3} произвести смещение точек записи соответственно на величины $\Delta x_2=x_{N2}-x_{M2}$, $\Delta x_3=x_{N3}-x_{M3}$ по оси x и на величины $\Delta t_2=t_1-t_n(x_{M2})$, $\Delta t_3=t_1-t_n(x_{M3})$ по оси t; 2) в момент $t_2=\text{const}$ текущего времени записи для трасс x_{N1} и x_{N4} произвести смещение точек записи соответственно на величины $\Delta x_1=x_{N1}-x_{M1}$, $\Delta x_4=x_{N4}-x_{M4}$ по оси x и на величины $\Delta t_1=t_2-t_n(x_{M1})$, $\Delta t_4=t_2-t_n(x_{M4})$ по оси t и т. д. (смысл поправок Δx и Δt для профильных систем наблюдений поясняется на рис. 18).

Поскольку в каждый фиксированный момент текущего времени записи может существовать множество годографов (каждый из которых соответствует другим, не показанным на рис. 17, трассам), то для детерминированного их преобразования в поверхности $t_n(x, y)$ или линии $t_n(x)$ необходима полная информация о всех нормально-отображенных поверхностях или линиях.

Если же, как это делают при поиске годографов, подобную операцию осуществить путем многократного опробования вариантов возможного распределения точек поверхностей $t_n(x, y)$ или линии $t_n(x)$ для каждого значения $t(x_N)=t=\text{const}$ текущего времени записи, то в случае совпадения одного из вариантов с реальным распределением годографы однократно-отраженных волн будут преобразованы в нормально-отображенные поверхности или линии. Это может быть обнаружено при накоплении по критерию амплитудного выделения непрерывных линий на разрезах.

В соответствии с изложенным из (II.87) можно записать

$$t_n(M)=(1-\varepsilon_t)\sqrt{t^2(N)-\frac{(x_N-x_S)^2+(y_N-y_S)^2+(z_N-z_S)^2}{v^2}}, \tag{II.115}$$

где ε_t удовлетворяет соотношению

$$\frac{2\varepsilon_t\left(1-\frac{\varepsilon_t}{2}\right)}{(1-\varepsilon_t)^2}=\varepsilon_0+\frac{\Delta z}{h_M\cos\gamma_M}\left[1+\frac{\varepsilon_0}{4}\left(1-\frac{z_M-z_S}{h_M\cos\gamma_M}-\right.\right.$$

$$\left.\left.-4\,\frac{z_M-z_S}{\Delta z}\right)\right]-\frac{z_N-z_S}{2h_M\cos\gamma_M}\,\frac{H}{2h_M}-\frac{(z_N-z_M)(z_M-z_S)}{h_M^2\cos^2\gamma_M}. \tag{II.116}$$

Соотношение (II.115) совместно с (II.89) определяет алгоритм преобразования годографов отраженных волн в нормально-отображенные поверхности при записи сейсмограмм путем программной развертки регистрируемых сигналов.

При условии

$$\varepsilon_t\ll 1, \tag{II.117}$$

что равносильно

$$\varepsilon_0\ll 1;\quad \Delta z\ll h_M, \tag{II.118}$$

правые части соотношений (II.115) и (II.89) с достаточной точностью оказываются не зависящими от формы нормально-отображенной поверхности, а именно:

$$x_M\approx\frac{x_N+x_S}{2};\quad y_M\approx\frac{y_N+y_S}{2}; \tag{II.119}$$

$$t_n(M)\approx\sqrt{t^2-\frac{(x_N-x_S)^2+(y_N-y_S)^2+(z_N-z_S)^2}{v^2}}, \tag{II.120}$$

т. е. формулы (II.119) и (II.120) пригодны в случае произвольной формы отражающих границ. При этом, поскольку величина $t=t(N)$ в правой части (II.120) не зависит от координат пунктов системы наблюдений, данная формула оказывается пригодной без каких-либо изменений в любых системах наблюдений, т. е. при любых соотношениях в трехмерном пространстве между координатами источника S и точки приема N.

В частности, при $x_N+x_S=\text{const}$ и $y_N+y_S=\text{const}$ из (II.119) следует $x_M=\text{const}$, $y_M=\text{const}$ и в таком случае информация всех каналов системы наблюдений при программной развертке в соответствии с (II.120) должна регистрироваться на одной трассе, что соответствует главному признаку симметричной системы. При $x_S=\text{const}$ и $y_S=\text{const}$, т. е. в системе с общим источником упругих волн, из (II.119) следует $(x_M-x_S)=\frac{1}{2}(x_N-x_S)$, $(y_M-y_S)=\frac{1}{2}(y_N-y_S)$. Это значит, что гори-

зонтальные размеры сейсмограммы должны быть уменьшены в два раза, о необходимости чего (для совпадения огибающей семейства годографов с нормально-отображенной поверхностью) упоминалось выше.

Унифицированность формулы (II.120) — существенное преимущество алгоритма образования нормально-отображенных поверхностей из локальных годографов путем программной развертки при записи сейсмограмм перед алгоритмом поиска годографов, использование которого оказывается наиболее целесообразным только в симметричной системе наблюдений.

Как следует из (II.120), для осуществления программной развертки необходимо лишь знать распределение параметра v как функции текущего времени записи, а информации о форме $t_n(x, y)$ не требуется. Конфигурация нормально-отображенных поверхностей может быть любой в пределах ограничений, накладываемых на величины ε_0 и Δz в соответствии с (II.116) и (II.117). Например, при выполнении соотношений (II.104) и (II.105), т. е. для профильных систем наблюдений в одной горизонтальной плоскости, из (II.116) с учетом (II.117) вытекает

$$\left[\frac{x_N - x_S}{vt_n(x_M)}\right]^2 \sin^2\varphi = 8\varepsilon_t \frac{1-\frac{\varepsilon_t}{2}}{(1-\varepsilon_t)^2}\left[1+2\varepsilon_t\frac{1-\frac{\varepsilon_t}{2}}{(1-\varepsilon_t)^2}\right]. \qquad \text{(II.121)}$$

Допускаемая в (II.119) погрешность, которая в данном случае, как это следует из (II.89),

$$\delta x = \varepsilon_0 \frac{t_n(x_M)}{t_n'(x_M)}. \qquad \text{(II.122)}$$

также будет в конечном итоге вызывать дополнительное отклонение преобразованного годографа от линии $t_n(x)$. Абсолютная величина этого отклонения представляет собой произведение δx на $t_n'(x)$, а в относительном выражении, как вытекает из (II.122),

$$\varepsilon_x = \frac{t_n'(x_M)\,\delta x}{t_n(x_M)} = \varepsilon_0. \qquad \text{(II.123)}$$

Составляя выражение для квадратичной погрешности

$$\varepsilon_n = \sqrt{\frac{\varepsilon_t^2 + \varepsilon_x^2}{2}} \qquad \text{(II.124)}$$

и полагая в соответствии с (II.116) при $\varepsilon_t \ll 1$

$$\varepsilon_t = \frac{\varepsilon_0}{2},$$

можно получить

$$\varepsilon_0^2 = \frac{8}{5}\varepsilon_n^2,$$

из которого с учетом (II.109) при условии $\varepsilon_n \ll 1$ следует

$$\left[\frac{x_N - x_S}{vt_n(x_M)}\right]^2 \sin^2\varphi = 4\sqrt{\frac{8}{5}}\,\varepsilon_n. \qquad \text{(II.125)}$$

С учетом первого из обозначений (II.88) соотношение (II.125) можно записать следующим образом:

$$\left|\frac{x_N - x_S}{h_M}\sin\varphi\right| = 4\sqrt[4]{\frac{8}{5}}\sqrt{\varepsilon_n}\,. \qquad \text{(II.126)}$$

Полагая в (II.126), например,

$$x_S = X = \text{const}, \qquad \text{(II.127)}$$

что соответствует системе с общим источником упругих волн, и сравнивая полученное выражение с (II.113) можно получить

$$\frac{(x_N - X)_{\text{опв}}}{(x_N - X)_{\text{огт}}} \frac{4\sqrt[4]{\frac{8}{5}}}{\sqrt{2}} \sqrt{\frac{\varepsilon_n}{\varepsilon_\text{г}}} \sqrt{\left|1 - \frac{2\varepsilon_\text{г}}{\sin^2\varphi}\right|}, \qquad \text{(II.128)}$$

откуда видно, что при $\varepsilon_\text{г} = \varepsilon_n$ для углов наклона отражающих границ, удовлетворяющих соотношению

$$|\sin\varphi| > \sqrt{\frac{2\varepsilon_\text{г}}{1 - \frac{1}{8\sqrt{\frac{8}{5}}}}} \approx \sqrt{2\varepsilon_\text{г}}\,, \qquad \text{(II.129)}$$

система с общим источником упругих волн позволяет применять базу наблюдений больше таковой в симметричной системе.

Соотношение (II.129) при $\varepsilon_\text{г} = 0{,}005$ выполняется для $\varphi \geqslant 6°$, значит, для обеспечения высокой разрешающей способности на сложных участках разреза использование алгоритма преобразования годографов в линии $t_n(x)$ в системе с общим источником упругих волн предпочтительнее поиска годографов в симметричной системе.

О возможности использования модели однородной среды с плоской границей

Выше явно не употреблялись никакие ограничения относительно формы нормально-отображенной поверхности $t_n(x, y)$ в ее достаточно больших (по сравнению с размерами системы наблюдений) областях существования. Используемое в (II.90) условие малого отклонения $t_n(x, y)$ от плоскости в малой окрестности точки M — по существу, условие возможности представления

нормально-отображенной поверхности некоторой сложной формы в виде примыкающих друг к другу областей касательных плоскостей, огибающей всей совокупности которых и является аппроксимируемая таким образом поверхность $t_n(x, y)$. Это обстоятельство указывает путь расширения размеров системы наблюдений при сохранении прежней точности преобразования локальных годографов в нормально-отображенные поверхности путем использования модели плоской границы, так как в этом случае ограничения типа (II.126) будут более широкими, поскольку при этом достаточно обеспечить в пределах системы наблюдений малость отклонения поверхности $t_n(x, y)$ от некоторой осредняющей плоскости с любым наклоном.

Действительно, решая (II.56) как квадратное уравнение относительно θ, можно получить соотношение

$$\theta = -\left(\frac{x_N - x_S}{v}\cos\alpha_M + \frac{y_N - y_S}{v}\cos\beta_M + \frac{z_N - z_S}{v}\cos\gamma_M\right) + \sqrt{t^2(N) - \frac{(x_N - x_S)^2 + (y_N - y_S)^2 + (z_N - z_S)^2}{v^2} + \left(\frac{x_N - x_S}{v}\cos\alpha_M + \frac{y_N - y_S}{v}\cos\beta_M + \frac{z_N - z_S}{v}\cos\gamma_M\right)^2}, \tag{II.130}$$

подстановка (II.57) в которое дает

$$\left[t_n(M) - x_M\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) - y_M\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right) - z_M\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right) + \frac{x_N + x_S}{2}\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right) + \frac{y_N + y_S}{2}\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right) + \frac{z_N + z_S}{2}\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right)\right]^2 = t^2(N) - \left(\frac{x_N - x_S}{v}\sin\alpha_M\right)^2 - \left(\frac{y_N - y_S}{v}\sin\beta_M\right)^2 - \left(\frac{z_N - z_S}{v}\sin\gamma_M\right)^2 + 2\left(\frac{x_N - x_S}{v}\cos\alpha_M\right)\left(\frac{y_N - y_S}{v}\cos\beta_M\right) + 2\left(\frac{x_N - x_S}{v}\cos\alpha_M\right)\left(\frac{z_N - z_S}{v}\cos\gamma_M\right) + 2\left(\frac{y_N - y_S}{v}\cos\beta_M\right)\left(\frac{z_N - z_S}{v}\cos\gamma_M\right). \tag{II.131}$$

Представив $t_n(x, y)$ в виде

$$t_n(x, y) = t_n(x_K, y_K) + (x - x_K)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K + (y - y_K)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K + \tau_n(x, y), \tag{II.132}$$

где $\tau_n(x, y)$ — разность между нормально-отображенной поверхностью $t_n(x, y)$ и некоторой осредняющей плоскостью

$$t(x, y)=t_n(x_K, y_K)+(x-x_K)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K+(y-y_K)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K, \tag{II.133}$$

проходящей через некоторую точку $K(x_K, y_K)$ нормально-отображенной поверхности в направлении, определяемом величинами $\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K=\text{const}$, $\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K=\text{const}$, можно записать

$$t_n(M)=t_n(K)+\tau_n(M)+(x_M-x_K)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K+(y_M-y_K)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K. \tag{II.134}$$

Из (II.132) с учетом (II.54) следует

$$\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M=\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K+\left(\frac{\partial \tau_n}{\partial x}\right)_M=$$
$$=\left(\frac{2}{v}\cos\alpha_M\right)+\left(\frac{\partial \tau_n}{\partial x}\right)_M\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right);$$

$$\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M=\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K+\left(\frac{\partial \tau_n}{\partial y}\right)_M=$$
$$=\left(\frac{2}{v}\cos\beta_M\right)+\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right). \tag{II.135}$$

Путем подстановки (II.134) и (II.135) в (II.131), можно получить

$$\left\{t_n(K)+\left(\frac{x_N+x_S}{2}-x_K\right)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K+\left(\frac{y_N+y_S}{2}-y_K\right)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K+\right.$$
$$+\tau_n(M)+\left(\frac{x_N+x_S}{2}-x_M\right)\left[\left(\frac{\partial \tau_n}{\partial x}\right)_M-\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right)\right]+$$
$$+\left(\frac{y_N+y_S}{2}-y_M\right)\left[\left(\frac{\partial \tau_n}{\partial y}\right)_M-\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right)\right]+$$
$$\left.+\left(\frac{z_N+z_S}{2}-z_M\right)\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right)\right\}^2=t^2(N)-\left(\frac{x_N-x_S}{v}\sin\alpha_M\right)^2-$$
$$-\left(\frac{y_N-y_S}{v}\sin\beta_M\right)^2-\left(\frac{z_N-z_S}{v}\sin\gamma_M\right)^2+2\left(\frac{x_M-x_S}{v}\cos\alpha_M\right)\times$$
$$\times\left(\frac{y_N-y_S}{v}\cos\beta_M\right)+2\left(\frac{x_N-x_S}{v}\cos\alpha_M\right)\left(\frac{z_N-z_S}{v}\cos\gamma_M\right)+$$
$$+2\left(\frac{y_N-y_S}{v}\cos\beta_M\right)\left(\frac{z_N-z_S}{v}\cos\gamma_M\right). \tag{II.136}$$

Поскольку из (II.132) следует

$$t_n\left(\frac{N}{2}\right)=t_n(K)+\left(\frac{x_N+x_S}{2}-x_K\right)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K+$$
$$+\left(\frac{y_N+y_S}{2}-y_K\right)\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K+\tau_n\left(\frac{N}{2}\right), \qquad \text{(II.137)}$$

где $t_n\left(\frac{N}{2}\right)$ и $\tau_n\left(\frac{N}{2}\right)$ записаны в соответствии с (II.91), то с использованием (II.137) в (II.136)

$$(1-\varepsilon_{nK})^2\, t_n^2\left(\frac{N}{2}\right)=t^2(N)-\left(\frac{x_N-x_S}{v}\sin\alpha_M\right)^2-$$
$$-\left(\frac{y_N-y_S}{v}\sin\beta_M\right)^2-\left(\frac{z_N-z_S}{v}\sin\gamma_M\right)^2+$$
$$+2\left(\frac{x_N-x_S}{v}\cos\alpha_M\right)\left(\frac{y_N-y_S}{v}\cos\beta_M\right)+$$
$$+2\left(\frac{x_N-x_S}{v}\cos\alpha_M\right)\left(\frac{z_N-z_S}{v}\cos\gamma_M\right)+$$
$$+2\left(\frac{y_N-y_S}{v}\cos\beta_M\right)\left(\frac{z_N-z_S}{v}\cos\gamma_M\right), \qquad \text{(II.138)}$$

где

$$\varepsilon_{nK}=\frac{1}{t_n\left(\frac{N}{2}\right)}\left\{\left[\tau_n\left(\frac{N}{2}\right)-\tau_n(M)\right]-\left(\frac{x_N+x_S}{2}-x_M\right)\left[\left(\frac{\partial\tau_n}{\partial x}\right)_M-\right.\right.$$
$$-\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right)\Big]-\left(\frac{y_N+y_S}{2}-y_M\right)\left[\left(\frac{\partial\tau_n}{\partial y}\right)_M-\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M\times\right.$$
$$\left.\left.\times\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right)\right]-\left(\frac{z_N+z_S}{2}-z_M\right)\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right)\right\}. \qquad \text{(II.139)}$$

Если

$$\varepsilon_{nK}\ll 1, \qquad \text{(II.140)}$$

то с точностью до ε_{nK} имеет место соотношение

$$t_n^2\left(\frac{N}{2}\right)=t^2-\left(\frac{x_N-x_S}{v}\sin\alpha_M\right)^2-\left(\frac{y_N-y_S}{v}\sin\beta_M\right)^2-$$
$$-\left(\frac{z_N-z_S}{v}\sin\gamma_M\right)^2+2\left(\frac{x_N-x_S}{v}\cos\alpha_M\right)\left(\frac{y_N-y_S}{v}\cos\beta_M\right)+$$
$$+2\left(\frac{y_N-y_S}{v}\cos\beta_M\right)\left(\frac{z_N-z_S}{v}\cos\gamma_M\right)+$$
$$+2\left(\frac{y_N-y_S}{v}\cos\beta_M\right)\left(\frac{z_N-z_S}{v}\cos\gamma_M\right), \qquad \text{(II.141)}$$

в котором использовано (II.114), справедливое в данном случае, т. е. при выражении $t_n(M)$ как функции $t(N)$.

Таким образом, если в некоторой, соответствующей размерам системы наблюдений, области существования нормально-отображенной поверхности $t_n(x, y)$ может быть проведена имеющая с ней хотя бы одну общую точку $K(x_K, y_K)$ осредняющая плоскость (II.133), отклонение $\tau_n(x, y)$ которой от поверхности $t_n(x, y)$ в данной области достаточно мало, то для преобразования с точностью до ε_{nK} полученных в любых системах наблюдений годографов отраженных волн в участки нормально-отображенных поверхностей достаточно осуществлять развертку во времени в соответствии с правой частью соотношения (II.141), устанавливая размеры сейсмограмм в соответствии с соотношениями

$$x = \frac{x_N + x_S}{2}; \qquad y = \frac{y_N + y_S}{2}. \tag{II.142}$$

Ограничения, накладываемые при этом на размеры системы наблюдений, определяются соотношением (II.139), которое с учетом (II.89) может быть записано в виде:

$$\varepsilon_{nK} t_n\left(\frac{N}{2}\right) = \Delta\tau_n - \left[\left(\frac{\partial\tau_n}{\partial x}\right)_M - \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M \left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right)\right]\delta x - \left(\frac{\partial\tau_n}{\partial y}\right)_M - \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M \left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right)\Big]\delta y, \tag{II.143}$$

где использовано обозначение

$$\Delta\tau_n = \tau_n\left(\frac{x_N + x_S}{2}, \frac{y_N + y_S}{2}\right) - \tau_n\left(\frac{x_N - x_S}{2} - \delta x, \frac{y_N - y_S}{2} - \delta y\right). \tag{II.144}$$

Из (II.144) и (II.132) следует

$$\Delta\tau_n = t_n\left(\frac{x_N + x_S}{2}, \frac{y_N + y_S}{2}\right) - t_n\left(\frac{x_N + x_S}{2} - \delta x, \frac{y_N + y_S}{2} - \delta y\right) - \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K \delta x - \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K \delta y = t_n(x_M + \delta x, y_M + \delta y) - t_n(x_M, y_M) - \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K \delta x - \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K \delta y. \tag{II.145}$$

Используя разложение функции $t_n(x_M+\delta x,\ y_M+\delta y)$ в степенной ряд в окрестности точки $M(x_M,\ y_M)$

$$t_n(x_M+\delta x,\ y_M+\delta y)=t_n(x_M,\ y_M)+\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M\delta x+\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M\delta y+$$
$$+\frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M(\delta x)^2+\frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial y^2}\right)_M(\delta y)^2+\ldots$$

и ограничиваясь членами второй степени, можно записать

$$\Delta\tau_n=\left[\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M-\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta x}\right)_K\right]\delta x+\left[\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M-\left(\frac{\Delta t_n}{\Delta y}\right)_K\right]\delta y+$$
$$+\frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M(\delta x)^2+\frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial y^2}\right)_M(\delta y)^2,$$

или с учетом (II.135)

$$\Delta\tau_n=\left(\frac{\partial\tau_n}{\partial x}\right)_M\delta x+\left(\frac{\partial\tau_n}{\partial y}\right)_M\delta y+\frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M(\delta x)^2+$$
$$+\frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial y^2}\right)(\delta y)^2. \qquad \text{(II.146)}$$

Подстановка (II.146) в (II.143) дает

$$\varepsilon_{nK}t_n\left(\frac{N}{2}\right)=\frac{1}{2}\left[\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M(\delta x)^2+\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial y^2}\right)_M(\delta y)^2\right]-$$
$$-\left[\left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M\delta x+\left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M\delta y\right]\left(\frac{2}{v}\cos\gamma_M\right). \qquad \text{(II.147)}$$

Конкретный вид соотношений (II.141), (II.142) и (II.147) определяется структурой системы наблюдений. Например, для профильных систем наблюдений в одной горизонтальной плоскости, т. е. при выполнении (II.104), соотношения (II.147) и (II.141) записываются в виде:

$$x=\frac{x_N+x_S}{2};$$
$$t_n(x)=\sqrt{t^2-\left(\frac{x_N-x_S}{v}\sin\alpha_M\right)^2}=$$
$$=\sqrt{t^2-\left(\frac{x_N-x_S}{v}\cos\varphi_M\right)^2}, \qquad \text{(II.148)}$$

а из (II.147) с учетом (II.104) можно получить уравнение

$$\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M(\delta x)^2=\left[\varepsilon_0\frac{H_0}{H}(x_N-x_S)\right]^2\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M=2\varepsilon_{nK}t_n\left(\frac{x_N+x_S}{2}\right). \qquad \text{(II.149)}$$

После подстановки в него (II.109) и (II.85) с учетом (II.104)

$$\left[(x_N-x_S)\frac{t_n'(x_M)}{t_n(x_M)}\right]^2=2\frac{t_n\left(\frac{x_N+x_S}{2}\right)}{t_n(x_M)}\times$$

$$\times\sqrt{\frac{8\varepsilon_{nK}}{t_n\left(\frac{x_N+x_S}{2}\right)}\frac{\left[t_n'(x_M)\right]^2}{\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M}}\times$$

$$\times\left\{1+\frac{t_n\left(\frac{x_N-x_S}{2}\right)}{2t_n(x_M)}\sqrt{\frac{8\varepsilon_{nK}}{t_n\left(\frac{x_N+x_S}{2}\right)}\frac{\left[t_n'(x_M)\right]^2}{\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M}}\right\}\approx$$

$$\approx 2\sqrt{\frac{8\varepsilon_{nK}}{t_n\left(\frac{x_N+x_S}{2}\right)}\frac{\left[t_n'(x_M)\right]^2}{\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M}}. \qquad \text{(II.150)}$$

Используя обозначения (II.111) и (II.88), выражение (II.150) можно представить следующим образом:

$$\left|\frac{x_N-x_S}{h_M}\sin\varphi_M\right|=2\sqrt{\frac{8\varepsilon_{nK}}{(x_N-x_S)^2}\frac{t_n(x_M)}{\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M}}. \qquad \text{(II.151)}$$

Из (II.151) и (II.126) следует, что при выполнении условия

$$\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M<\sqrt{\frac{5}{2}}\frac{\varepsilon_{nK}}{\varepsilon_n}\frac{t_n(x_M)}{(x_N-x_S)^2} \qquad \text{(II.152)}$$

использование осредняющей плоскости (II.133) позволяет увеличить размеры системы наблюдений.

Если принять

$$\varepsilon_{nK}=\varepsilon_n, \qquad \text{(II.153)}$$

то условие (II.152) записывается в виде

$$\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M<1{,}58\frac{t_n(x_M)}{(x_N-x_S)^2}, \qquad \text{(II.154)}$$

что выполняется практически всегда.

Вместе с тем из (II.138) может быть получено выражение

$$t(N)=\sqrt{1-2\varepsilon_{rK}}\left[t_n^2\left(\frac{N}{2}\right)+\left(\frac{x_N-x_S}{v}\sin\alpha_M\right)^2+\right.$$

$$+\left(\frac{y_N-y_S}{v}\sin\beta_M\right)^2+\left(\frac{z_N-z_S}{v}\sin\gamma_M\right)^2-2\left(\frac{x_N-x_S}{v}\cos\alpha_M\right)\times$$

$$\times\left(\frac{y_N-y_S}{v}\cos\beta_M\right)-2\left(\frac{x_N-x_S}{v}\cos\alpha_M\right)\left(\frac{z_N-z_S}{v}\cos\gamma_M\right)-$$

$$\left.-2\left(\frac{y_N-y_S}{v}\cos\beta_M\right)\left(\frac{z_N-z_S}{v}\cos\gamma_M\right)\right]^{\frac{1}{2}}, \qquad \text{(II.155)}$$

где

$$\varepsilon_{rK}\left\{1+\left[\frac{x_N-x_S}{vt_n\left(\frac{N}{2}\right)}\sin\alpha_M\right]^2+\left[\frac{y_N-y_S}{vt_n\left(\frac{N}{2}\right)}\sin\beta_M\right]^2+\right.$$

$$+\left[\frac{z_N-z_S}{vt_n\left(\frac{N}{2}\right)}\sin\gamma_M\right]^2-2\left[\frac{x_N-x_S}{vt_n\left(\frac{N}{2}\right)}\cos\alpha_M\right]\left[\frac{y_N-y_S}{vt_n\left(\frac{N}{2}\right)}\cos\beta_M\right]-$$

$$-2\left[\frac{x_N-x_S}{vt_n\left(\frac{N}{2}\right)}\cos\alpha_M\right]\left[\frac{z_N-z_S}{vt_n\left(\frac{N}{2}\right)}\cos\gamma_M\right]-$$

$$\left.-2\left[\frac{y_N-y_S}{vt_n\left(\frac{N}{2}\right)}\cos\beta_M\right]\left[\frac{z_N-z_S}{vt_n\left(\frac{N}{2}\right)}\cos\gamma_M\right]\right\}=\varepsilon_{nK}\left(1+\frac{\varepsilon_{nK}}{2}\right), \quad (II.156)$$

из которого следует, что использование спрямляющей плоскости (II.133) оказывается полезным также и в алгоритме поиска годографов, поскольку при $(x_N-x_S)\ll vt_n\left(\frac{N}{2}\right)$ соотношение (II.156) дает

$$\varepsilon_{rK}\approx\varepsilon_{nK}, \quad (II.157)$$

т. е. погрешности в обоих алгоритмах оказываются примерно одинаковыми.

Однако для того чтобы сделать форму годографа мало зависящей от формы отражающей границы, необходимо выполнить условие (II.101), другими словами, обеспечить постоянство величины $t_n(N/2)$, что оказывается возможным только в симметричной системе (II.100). В то же время из (II.151) с учетом (II.100) и (II.127) следует, что система с общим источником упругих волн позволяет увеличить в два раза размеры системы наблюдений по сравнению с симметричным вариантом, т. е. обеспечивает возможность вдвое повысить кратность накопления. Это является несомненным преимуществом системы с общим источником упругих волн, применение которой наиболее эффективно в алгоритме образования поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ из локальных годографов путем программной развертки при записи сигналов отраженных волн. Именно этот алгоритм и принят за основу в многоканальном непрерывном профилировании как средство получения разрезов $t_n(x)$.

Предпочтительность системы с общим источником упругих волн в морской сейсморазведке обусловливается еще и тем, что при возможном случайном характере перекрытия на профиле (вследствие трудностей вождения судна по профилю с заранее заданным регламентом прохождения намеченных пунктов) взаимное расположение источника и точек приема (приемного устройства) всегда остается неизменным, независимо от того, насколько случайным оказался характер перекрытий, т. е. точность

преобразования годографов в участки поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ в системе с общим источником упругих волн не зависит от характера перекрытий на профиле (в противоположность симметричной системе). И если это случайное расположение сейсмограмм с общим источником упругих волн известно с достаточно высокой точностью (в этом должна состоять задача навигации в морской сейсморазведке), то в процесс образования поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ не будет внесено никаких погрешностей, обусловленных неравномерным перекрытием.

Оценка (II.151) показывает, что при $\left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2}\right)_M \leqslant \frac{0{,}8 t_n(x_M)}{(x_N - x_S)^2}$, $\varepsilon_{nK} = 0{,}001$ и $\varphi \leqslant 30°$ допустимая величина базы наблюдений может находиться в пределах $(x_N - x_S) = 0{,}4 h_M$, что при $[h_M]_{\max} = 7500$ м соответствует величине $(x_N - x_S)_{\max} = 3000$ м. Это достаточно большая величина, чтобы осуществить подавление регулярных волн-помех во время накопления при суммировании сейсмограмм с вводом поправок путем выбора достаточно удаленного от источника упругих волн участка приемного устройства.

Преобразование нормально-отображенных поверхностей в отражающие границы

Из формул (II.50) и (II.46) с учетом (II.54) могут быть получены соотношения

$$x_R = x_M - \frac{1}{4} v^2 t_n(M) \left[\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M - \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M \left(\frac{2}{v} \cos \gamma_M\right)\right]; \quad \text{(II.158)}$$

$$y_R = y_M - \frac{1}{4} v^2 t_n(M) \left[\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M - \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M \left(\frac{2}{v} \cos \gamma_M\right)\right]; \quad \text{(II.159)}$$

$$z_R = z_M - \frac{1}{2} v t_n(M) \cos \gamma_M, \quad \text{(II.160)}$$

устанавливающие связь между координатами точки отражения и параметрами нормально-отображенной поверхности, которые могут быть использованы в решении обратной задачи метода отраженных волн в рамках модели эффективного однородного слоя, покрывающего отражающую границу произвольной формы.

Из (II.158) и (II.159) видно, что точка отражения R смещена в горизонтальной плоскости относительно точки M, в которой зафиксировано время ее нормального отражения, вообще говоря, по обеим осям координат на величины

$$\Delta x_R = x_M - x_R = \frac{1}{4} v^2 t_n(M) \left[\left(\frac{\partial t_n}{\partial x}\right)_M - \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_M \left(\frac{2}{v} \cos \gamma_M\right)\right]; \quad \text{(II.161)}$$

$$\Delta y_R = y_M - y_R = \frac{1}{4} v^2 t_n(M) \left[\left(\frac{\partial t_n}{\partial y}\right)_M - \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_M \left(\frac{2}{v} \cos \gamma_M\right)\right]. \quad \text{(II.162)}$$

При преобразовании нормально-отображенных поверхностей $t_n(x, y)$ в соответствующие участки отражающих границ это обстоятельство необходимо учитывать. В противном случае в структурные построения могут быть внесены искажения.

Это в полной мере относится также к данным профильных систем наблюдений, поскольку формулы (II.158), (II.159) и (II.160) связывают координаты точки отражения с координатами и некоторыми параметрами точки M, находящейся на нормали к отражающей границе, независимо от того, какую совокупность на поверхности наблюдений $F_n(x, y)$ образуют точки M. В профильной системе совокупность точек нормально-отображенной поверхности образует в плоскости x, t_n линию $t_n(x)$ нормальных отражений. Каждая точка этой линии соответствует точке на отражающей границе, положение в пространстве которой является случайным и произвольным. Совокупность этих линий в плоскости x, t_n и представляет собой временной разрез, подлежащий геометрической интерпретации.

Из сказанного выше следует, что простое преобразование временных разрезов в разрезы глубин, как это делается, например, в методе ОГТ [103], возможно только в случае отработки профилей вкрест простирания отражающих границ, когда какая-либо из величин, определяемых соотношениями (II.161) и (II.162), оказывается равной нулю. В противном случае (а именно это соответствует реальной действительности) необходимо сначала сводить данные профильных наблюдений, полученные на некоторой площади, в нормально-отображенные поверхности (например, в виде карт изохрон нормальных отражений), а затем выполнять структурные построения по формулам (II.158), (II.159) и (II.160), если модель эффективного однородного слоя, покрывающего отражающую границу, является приемлемой.

Если модель эффективного однородного слоя не удовлетворяет поставленным требованиям, то в геометрической интерпретации нормально-отображенных поверхностей надо учитывать влияние промежуточных границ раздела на кинематику распространения упругих волн. Например, может быть использована модель, в соответствии с которой реальная среда представляется состоящей из локальных однородных зон с произвольными границами раздела. Тогда для геометрической интерпретации в рамках этой модели достаточно определять в соответствии с законом преломления направление отрезков лучей при переходе из одной зоны в другую и скорость распространения упругих волн в каждой из них. Эта задача решается на основе данных о конфигурации нормально-отображенных поверхностей при условии, что для каждой из этих поверхностей известно значение $v_{эф}$ скорости распространения волн в эффективном однородном слое, покрывающем соответствующую отражающую границу.

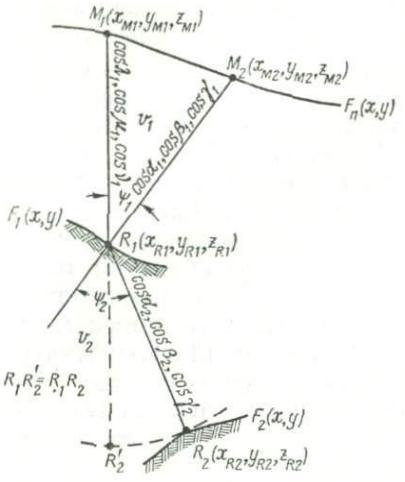


Рис. 19. Схема хода лучей нормальных отражений для двухслойной среды.

$F_n(x, y)$ — поверхность наблюдения;
$F_1(x, y)$, $F_2(x, y)$ — отражающие границы;
M_1 — точка на поверхности наблюдений, в которой зафиксировано значение t_{n2}, времени нормального отражения в точке R_2 отражающей границы $F_2(x, y)$ с учетом преломления на границе $F_1(x, y)$;
M_2 — точка на поверхности наблюдений, в которой зафиксировано значение t_{n1}, времени нормального отражения в точке R_1 отражающей границы $F_1(x, y)$;
M_2R_1 — нормаль к границе $F_1(x, y)$;
R_2R_1 — нормаль к границе $F_2(x, y)$

Действительно, если в точке $M_1(x_{M1}, y_{M1}, z_{M1})$ (рис. 19) зарегистрировано время

$$t_{n2} = 2\left(\frac{M_1R_1}{v_1} + \frac{R_1R_2}{v_2}\right) \tag{II.163}$$

пробега волны вдоль пути $M_1R_1R_2$ и обратно при условии, что луч M_1R_1 находится в зоне v_1, а луч R_1R_2 — в зоне v_2, то, считая, что луч R_1R_2 является продолжением луча M_1R_1, оставаясь в зоне v_2 [это ни в какой мере не нарушит формы поверхности $t_{n2}(x, y)$, зафиксированной в эксперименте], можно записать

$$t_{n2} = \frac{2(M_1R_1 + R_1R_2)}{v_{2эф}}, \tag{II.164}$$

где $v_{2эф}$ — скорость распространения упругой волны, которая имела бы место, если бы путь пробега вдоль прямой $M_1R_1R_2$ находился в однородной среде. Величина $v_{2эф}$ может быть определена из анализа годографов, принадлежащих поверхности $t_{n2}(x, y)$. Для этого могут быть использованы либо общие уравнения (II.78) и (II.79), пригодные для отражающей границы произвольной формы, либо уравнение (II.50), определяющее годограф в случае плоской границы.

Полагая, что направление луча M_1R_1 при замене двухслойной среды эффективным однородным слоем сохранилось, в соответствии с (II.54) можно записать:

$$\begin{aligned}
\cos\lambda_1 &= \frac{v_{2эф}}{2}\left[\left(\frac{\partial t_{n2}}{\partial x}\right)_{M1} - \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_{M1}\left(\frac{2}{v_{2эф}}\cos\nu_1\right)\right];\\
\cos\mu_1 &= \frac{v_{2эф}}{2}\left[\left(\frac{\partial t_{n2}}{\partial y}\right)_{M1} - \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_{M1}\left(\frac{2}{v_{2эф}}\cos\nu_1\right)\right],
\end{aligned} \tag{II.165}$$

где величина $\frac{2}{v_{2эф}}\cos\nu_1$ определяется по формуле (II.55).

В свою очередь, из (II.164) может быть получено соотношение

$$R_1R_2=\frac{v_{2\text{эф}}t_{n2}}{2}-M_1R_1, \tag{II.166}$$

которое после подстановки в (II.163) имеет вид:

$$\frac{v_1}{v_2}=\frac{\frac{v_1t_{n2}}{2}-M_1R_1}{\frac{v_{2\text{эф}}t_{n2}}{2}-M_1R_1}=\frac{\frac{v_1}{2}\left(t_{n2}-\frac{2M_1R_1}{v_1}\right)}{\frac{v_{2\text{эф}}t_{n2}}{2}-M_1R_1}. \tag{II.167}$$

Из соотношения (II.167) может быть определена скорость распространения упругой волны во второй зоне v_2 по данным v_1, $v_{2\text{эф}}$ и t_{n2}, если известна величина отрезка M_1R_1. Эта величина может быть определена следующим образом. Из выражений для направляющих косинусов нормали

$$\cos\alpha_1=\frac{x_{M2}-x_{R1}}{\left(\frac{v_1t_{n1}}{2}\right)};\quad \cos\beta_1=\frac{y_{M2}-y_{R1}}{\left(\frac{v_1t_{n1}}{2}\right)};$$
$$\cos\gamma_1=\frac{z_{M2}-z_{R1}}{\left(\frac{v_1t_{n1}}{2}\right)}, \tag{II.168}$$

где t_{n1} — время пробега волны по нормали M_2R_1 туда и обратно, зафиксированное в точке M_2 как элемент нормально-отображенной поверхности $t_{n1}(x, y)$, следует

$$\left.\begin{aligned} x_{R1}&=x_{M2}-\frac{v_1t_{n1}}{2}\cos\alpha_1;\\ y_{R1}&=y_{M2}-\frac{v_1t_{n1}}{2}\cos\beta_1;\\ z_{R1}&=z_{M2}-\frac{v_1t_{n1}}{2}\cos\gamma_1, \end{aligned}\right\} \tag{II.169}$$

и тогда можно записать

$$\begin{aligned}(M_1R_1)^2&=(x_{M1}-x_{R1})^2+(y_{M1}-y_{R1})^2+(z_{M1}-z_{R1})^2=\\ &=\left(\frac{v_1t_{n1}}{2}\right)^2+(x_{M1}-x_{M2})^2+(y_{M1}-y_{M2})^2+\\ &+(z_{M1}-z_{M2})^2+v_1t_{n1}\left[(x_{M1}-x_{M2})\cos\alpha_1+(y_{M1}-y_{M2})\cos\beta_1+\right.\\ &\left.+(z_{M1}-z_{M2})\cos\gamma_1\right].\end{aligned} \tag{II.170}$$

Итак, величина M_1R_1 может быть выражена как комбинация координат точки M_1 и совокупности координат точки M_2 вместе с соответствующими этой точке значениями t_{n1}, $\cos\alpha_1$, $\cos\beta_1$, $\cos\gamma_1$ параметров нормально-отображенной поверхности $t_{n1}(x, y)$. Отсюда следует, что путем перебора в окрестности M_1 точек на

поверхности $t_{n1}(x, y)$ и использования их параметров в уравнении (II.170) можно найти ту единственную точку M_2, которая будет давать величины

$$\cos\lambda_1 = \frac{x_{M1} - x_{R1}}{M_1R_1} = \frac{(x_{M1} - x_{M2}) + \frac{v_1 t_{n1}}{2}\cos\alpha_1}{M_1R_1};$$
$$\cos\mu_1 = \frac{y_{M1} - y_{R1}}{M_1R_1} = \frac{(y_{M1} - y_{M2}) + \frac{v_1 t_{n1}}{2}\cos\beta_1}{M_1R_1}, \qquad \text{(II.171)}$$

совпадающие в известными из (II.165) значениями направляющих конусов в точке M_1. Тогда вычисленная по формуле (II.170) величина будет являться искомым значением M_1R_1. Одновременно будут определены направляющие косинусы — $\cos\alpha_1$, $\cos\beta_1$, $\cos\gamma_1$ нормали M_2R_1, координаты точки R_1 в соответствии с (II.169) и величина v_1/v_2 в соответствии с (II.167). Этих данных достаточно, чтобы определить координаты точки R_2.

Действительно, из выражений для направляющих косинусов луча R_1R_2

$$\cos\alpha_2 = \frac{x_{R1} - x_{R2}}{R_1R_2}; \quad \cos\beta_2 = \frac{y_{R1} - y_{R2}}{R_1R_2}; \quad \cos\gamma_2 = \frac{z_{R1} - z_{R2}}{R_1R_2} \qquad \text{(II.172)}$$

с учетом (II.166) следует

$$\left.\begin{aligned} x_{R2} &= x_{R1} - \left(\frac{v_{2\text{эф}} t_{n2}}{2} - M_1R_1\right)\cos\alpha_2; \\ y_{R2} &= y_{R1} - \left(\frac{v_{2\text{эф}} t_{n2}}{2} - M_1R_1\right)\cos\beta_2; \\ z_{R2} &= z_{R1} - \left(\frac{v_{2\text{эф}} t_{n2}}{2} - M_1R_1\right)\cos\gamma_2, \end{aligned}\right\} \qquad \text{(II.173)}$$

откуда видно, что для определения координат точки R_2 достаточно найти направление луча R_1R_2, т. е. его направляющие косинусы — $\cos\alpha_2$, $\cos\beta_2$, $\cos\gamma_2$, которые могут быть получены через направляющие косинусы луча M_1R_1 и нормали M_2R_1, а также известное из (II.167) соотношение

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{\sin\psi_1}{\sin\psi_2}, \qquad \text{(II.174)}$$

выражающее закон преломления.

Действительно, имеют место соотношения

$$\cos\psi_1 = \cos\alpha_1\cos\lambda_1 + \cos\beta_1\cos\mu_1 + \cos\gamma_1\cos\nu_1; \qquad \text{(II.175)}$$
$$\cos\psi_2 = \cos\alpha_1\cos\alpha_2 + \cos\beta_1\cos\beta_2 + \cos\gamma_1\cos\gamma_2; \qquad \text{(II.176)}$$
$$\cos(\psi_2 - \psi_1) = \cos\psi_1\cos\psi_2 + \sin\psi_1\sin\psi_2 =$$
$$= \cos\alpha_2\cos\lambda_1 + \cos\beta_2\cos\mu_1 + \cos\gamma_2\cos\nu_1. \qquad \text{(II.177)}$$

Из (II.174) следует

$$\sin\psi_1 \sin\psi_2 = \frac{v_2}{v_1}\sin^2\psi_1 = \frac{v_2}{v_1}(1-\cos^2\psi_1). \qquad \text{(II.178)}$$

Подставив (II.175), (II.176), (II.178) в (II.177), можно получить первое уравнение

$$(\cos\lambda_1 - \cos\alpha_1\cos\psi_1)\cos\alpha_2 + (\cos\mu_1 - \cos\beta_1\cos\psi_1)\cos\beta_2 +$$

$$+ (\cos\nu_1 - \cos\gamma_1\cos\psi_1)\cos\gamma_2 = \frac{v_2}{v_1}(1-\cos^2\psi_1). \qquad \text{(II.179)}$$

Записав (II.174) в виде:

$$\frac{\sin^2\psi_1}{\sin^2\psi_2} = \frac{1-\cos^2\psi_1}{1-\cos^2\psi_2} = \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2, \qquad \text{(II.180)}$$

получим

$$\cos^2\psi_2 = 1-(1-\cos^2\psi_1)\left(\frac{v_2}{v_1}\right)^2, \qquad \text{(II.181)}$$

что совместно с (II.176) дает второе уравнение —

$$\cos\alpha_1\cos\alpha_2 + \cos\beta_1\cos\beta_2 + \cos\gamma_1\cos\gamma_2 =$$

$$= \pm\sqrt{1-(1-\cos^2\psi_1)\left(\frac{v_2}{v_1}\right)^2}. \qquad \text{(II.182)}$$

В качестве третьего уравнения может быть использовано соотношение

$$\cos^2\alpha_2 + \cos^2\beta_2 + \cos^2\gamma_2 = 1.$$

Однако, чтобы избежать решения нелинейных уравнений, можно воспользоваться тем обстоятельством, что все три луча — M_1R_1, M_2R_1 и R_1R_2 находятся в одной плоскости, т. е.

$$\begin{vmatrix} \cos\alpha_1 & \cos\beta_1 & \cos\gamma_1 \\ \cos\alpha_2 & \cos\beta_2 & \cos\gamma_2 \\ \cos\lambda_1 & \cos\mu_1 & \cos\nu_1 \end{vmatrix} = 0. \qquad \text{(II.183)}$$

Уравнения (II.179), (II.182) и (II.183) образуют полную линейную систему, из которой могут быть найдены направляющие косинусы $\cos\alpha_2$, $\cos\beta_2$, $\cos\gamma_2$ луча R_1R_2, и тогда в соответствии с (II.173) координаты точки R_2 будут определены.

В случае трехслойной среды (рис. 20) имеет место соотношение

$$t_{n3} = 2\left(\frac{M_1R_1}{v_1} + \frac{R_1R_2}{v_2} + \frac{R_2R_3}{v_3}\right). \qquad \text{(II.184)}$$

В то же время в предположении, что путь $M_1R_1R_2R_3$ является прямой линией и находится в некотором эффективном однородном слое, характеризующемся $v_{эф}$, можно записать

$$t_{n3} = \frac{2(M_1R_1 + R_1R_2 + R_2R_3)}{v_{эф}}. \qquad \text{(II.185)}$$

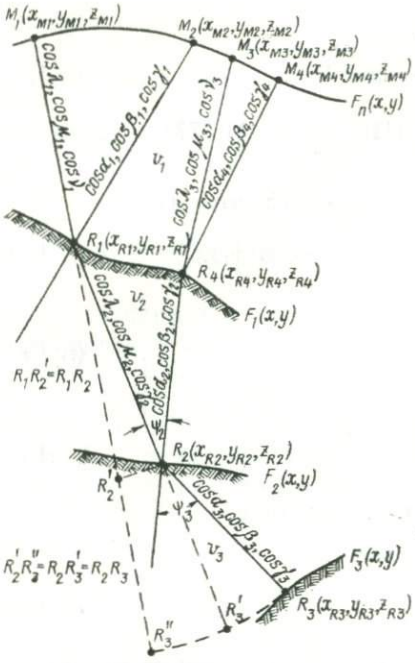


Рис. 20. Схема хода лучей нормальных отражений для трехслойной среды.

$F_n(x, y)$ — поверхность наблюдений; $F_1(x, y)$, $F_2(x, y)$, $F_3(x, y)$ — отражающие границы; M_1 — точка на поверхности наблюдения, в которой зафиксировано значение t_{n3} времени нормального отражения в точке R_3 отражающей границы $F_3(x, y)$ с учетом преломления на границах $F_1(x, y)$ и $F_2(x, y)$; M_2 — точка на поверхности наблюдений, в которой зафиксировано значение t_{n1} времени нормального отражения в точке R_1 отражающей границы $F_1(x, y)$; M_3 — точка на поверхности наблюдений, в которой зафиксировано значение t_{n2} времени нормального отражения в точке R_2 отражающей границы $F_2(x, y)$ с учетом преломления на границе $F_1(x, y)$; M_2R_1, M_4R_4 — нормали к границе $F_1(x, y)$; R_4R_2 — нормаль к границе $F_2(x, y)$; R_2R_3 — нормаль к границе $F_3(x, y)$

Из (II.184) и (II.185) получаем

$$\frac{v_2}{v_3} = \frac{\frac{v_2}{2}\left(t_{n3} - \frac{2M_1R_1}{v_1}\right) - R_1R_2}{\frac{v_{3эф}t_{n3}}{2} - M_1R_1 - R_1R_2}. \qquad \text{(II.186)}$$

Аналогично тому, как было сделано для двухслойной среды, направляющие косинусы $\cos\lambda_1$, $\cos\mu_1$, $\cos\nu_1$ луча M_1R_1 могут быть определены в точке M_1 —

$$\cos\lambda_1 = \frac{v_{3эф}}{2}\left[\left(\frac{\partial t_{n3}}{\partial x}\right)_{M1} - \left(\frac{\partial F_n}{\partial x}\right)_{M1}\left(\frac{2}{v_{3эф}}\cos\nu_1\right)\right];$$
$$\cos\mu_1 = \frac{v_{3эф}}{2}\left[\left(\frac{\partial t_{n3}}{\partial y}\right)_{M1} - \left(\frac{\partial F_n}{\partial y}\right)_{M1}\left(\frac{2}{v_{3эф}}\cos\nu_1\right)\right], \qquad \text{(II.187)}$$

и тогда, осуществляя в окрестности M_1 перебор точек на поверхности $t_{n1}(x, y)$ с опробованием их параметров в уравнениях (II.170) и (II.171), можно найти точку M_2 по критерию совпадения (II.171) с (II.187), которая в соответствии с (II.170) определит величину отрезка M_1R_1, и в (II.186) останется неизвестной только величина отрезка R_1R_2.

Эту величину можно получить следующим образом. Поскольку при определении точки M_2 оказались определенными

и направляющие косинусы $\cos\alpha_1$, $\cos\beta_1$, $\cos\gamma_1$ нормали M_2R_1, а величина v_2 известна из решения задачи геометрической интерпретации точек нормально-отображенной поверхности $t_{n2}(x, y)$, то в соответствии с уравнениями (II.179), (II.182) и (II.183), в которые вместо $\cos\alpha_2$, $\cos\beta_2$, $\cos\gamma_2$ необходимо в данном случае подставить $\cos\lambda_2$, $\cos\mu_2$, $\cos\nu_2$, может быть определено направление отрезка R_1R_2, т. е. его направляющие косинусы.

После этого по соотношениям

$$(R_1R_2)^2=(R_4R_2)^2+(x_{R1}-x_{R4})^2+(y_{R1}-y_{R4})^2+(z_{R1}-z_{R4})^2+$$
$$+2(R_4R_2)\left[(x_{R1}-x_{R4})\cos\alpha_2+(y_{R1}-y_{R4})\cos\beta_2+\right.$$
$$\left.+(z_{R1}-z_{R4})\cos\gamma_2\right]; \qquad \text{(II.188)}$$

$$\cos\lambda_2=\frac{x_{R1}+x_{R2}}{R_1R_2}=\frac{(x_{R1}-x_{R4})+R_4R_2\cos\alpha_2}{R_1R_2};$$
$$\cos\mu_2=\frac{y_{R1}-y_{R2}}{R_1R_2}=\frac{(y_{R1}-y_{R4})+R_4R_2\cos\beta_2}{R_1R_2}, \qquad \text{(II.189)}$$

записанным по аналогии с (II.170) и (II.171), можно путем использования уже имеющихся результатов геометрической интерпретации нормально-отображенной поверхности $t_{n2}(x, y)$ найти тот луч R_4R_2, который в соответствии с (II.188) определит величину отрезка R_1R_2 по критерию совпадения (II.189) с известными из предыдущего этапа решения направляющими косинусами отрезка R_1R_2.

Тогда из (II.186) будет определено отношение

$$\frac{v_2}{v_3}=\frac{\sin\psi_2}{\sin\psi_3}, \qquad \text{(II.190)}$$

после чего по формулам, аналогичным формулам (II.179), (II.182) и (II.183), можно найти направление отрезка R_2R_3, т. е. его направляющие косинусы $\cos\alpha_3$, $\cos\beta_3$, $\cos\gamma_3$, а по формулам

$$\left.\begin{aligned}
x_{R3}&=x_{R2}-\left(\frac{v_{\text{эф}}t_{n3}}{2}-M_1R_1-R_1R_2\right)\cos\alpha_3;\\
y_{R3}&=y_{R2}-\left(\frac{v_{\text{эф}}t_{n3}}{2}-M_1R_1-R_1R_2\right)\cos\beta_3;\\
z_{R3}&=z_{R2}-\left(\frac{v_{\text{эф}}t_{n3}}{2}-M_1R_1-R_1R_2\right)\cos\gamma_3,
\end{aligned}\right\} \qquad \text{(II.191)}$$

записанным по аналогии с (II.173) — координаты точки R_3.

Аналогичным путем решается задача геометрической интерпретации нормально-отображенных поверхностей для четырех-, пяти- и n-слойной среды.

В морской сейсморазведке для отработки профилей по методике многократных перекрытий характерно случайное распределение перекрывающихся друг относительно друга отдельных положений системы источник упругих волн—приемное устройство. Вследствие этого в многоканальном непрерывном профилировании наиболее приемлемый способ линейного накопления — суммирование перекрывающихся сейсмограмм на носителе записи (например, на электростатических мишенях запоминающих электроннолучевых трубок, фотослое и т. д.) с использованием данных о фактическом местоположении каждой сейсмограммы, которые должны быть известны с достаточно высокой точностью.

Целесообразность суммирования сейсмограмм на носителе записи согласуется также и с описанным выше способом выделения однократно-отраженных волн путем преобразования годографов в линии $t_n(x)$. Поскольку критерием обнаружения отраженной волны в таком случае является присутствие надежно выделяемой на фоне случайных помех протяженной линии, т. е. совокупности элементов записи в плоскости x, t_n, то использование носителя записи как объекта, на котором этот факт может быть легко зафиксирован, естественно. В совокупности с легкостью создания программных разверток путем управления отклонением электронного луча это определяет целесообразность применения в МНП электроннолучевых трубок и фотоносителя записи для фиксации разрезов $t_n(x)$.

Свойства фотоносителя как инструмента для накопления регулярных сигналов путем многократной экспозиции одних и тех же его элементов [138, 139] весьма благоприятны, несмотря на относительно малый диапазон линейного участка его характеристики. Работы, выполненные В. Д. Завьяловым, свидетельствуют о том, что при однократном воздействии на фотоноситель экспозиции, величина которой ниже уровня его естественного шума, на нем образуется скрытое изображение, проявляющееся при многократном воздействии таких элементарных экспозиций вполне определенно. Это расширяет возможности накопления на фотослое, и нелинейность начального участка его характеристики является в этом смысле благоприятным фактором, поскольку случайные сигналы, вероятность совпадения которых в плоскости носителя записи при их многократном воздействии относительно мала по сравнению с таковой для регулярных сигналов, могут вообще не проявиться, если их суммарная величина не выйдет за уровень естественного шума фотоносителя. Благодаря этому свойству фотоносителя его использование в аппаратуре МНП оказывается полезным и перспективным.

В настоящее время в СКБ НПО «Геотехника» по техническому заданию, составленному на основе результатов научно-ис-

следовательских работ, проведенных в Геленджикском отделении ВНИИМОРГЕО, закончена опытно-конструкторская разработка и на опытном заводе «Геоприбор» НПО «Геотехника» осуществляется мелкосерийный выпуск электронно-лучевого регистратора «Разрез-1» [107, 146], обеспечивающего суммирование на фотослое перекрывающихся сейсмограмм без ввода поправок. Возможность такого суммирования базируется на следующем.

Выражая из (II.87) с учетом (II.104) разность

$$\Delta t = t(x_N) - t_n(x_M)$$

между годографом и соответствующей ему линией $t_n(x)$, можно получить соотношение

$$x_N - x_S = v(t_n)\,\Delta t \sqrt{2\frac{t_n(x_M)}{\Delta t}\left[1 - \frac{\varepsilon_0}{2}\frac{t_n(x_M)}{\Delta t}\right] + 1}\,, \tag{II.192}$$

ограничивающее величину базы наблюдений $(x_N - x_S)$ по заданной величине Δt, из которого следует, что при $\Delta t = \text{const}$ величина базы наблюдений является возрастающей функцией t_n.

Получение разрезов в регистраторе основано на принципе образования яркостного изображения многоканальной сейсмограммы на экране электроннолучевой трубки путем построчно-кадровой развертки электронного луча и оптического переноса этого изображения на фотоноситель. Для обеспечения высокой линейности развертки и повышения предельной разрешающей способности в регистраторе используется несколько электронно-лучевых трубок, размещенных вдоль линии кадровой (по оси времени) развертки.

При развертке электронного луча по строке (вдоль оси x) многоканальный электронный коммутатор поочередно подключает к модулятору электроннолучевой трубки выходы канальных усилителей, в результате чего яркость каждого элемента строки на экране трубки оказывается пропорциональной значению сигнала соответствующего канала в момент коммутации. Отклонение электронного луча по кадру (перпендикулярно к строкам) обеспечивает построчно-кадровое образование яркостного изображения сейсмограммы. Функциональная схема всего комплекса аппаратуры многоканального непрерывного профилирования для получения разрезов с накоплением без ввода поправок представлена на рис. 21.

В исходном состоянии генератор кадровой развертки и датчик стабильных интервалов времени не работают, вследствие чего развертки электронного луча по кадру, т. е. развертки записи во времени (на схеме — вертикально), не происходит. Сигнал с выхода импульсного усилителя яркости не поступает

на модуляторы электроннолучевых трубок, поскольку ключи закрыты, хотя многофазный генератор селекторных импульсов, работающий в автоматическом режиме, поочередно подключает каналы приемного устройства к входу импульсного усилителя яркости, а генератор строчной развертки, синхронизированный с многофазным генератором селекторных импульсов, развертывает луч каждой трубки по строке перпендикулярно к направле-

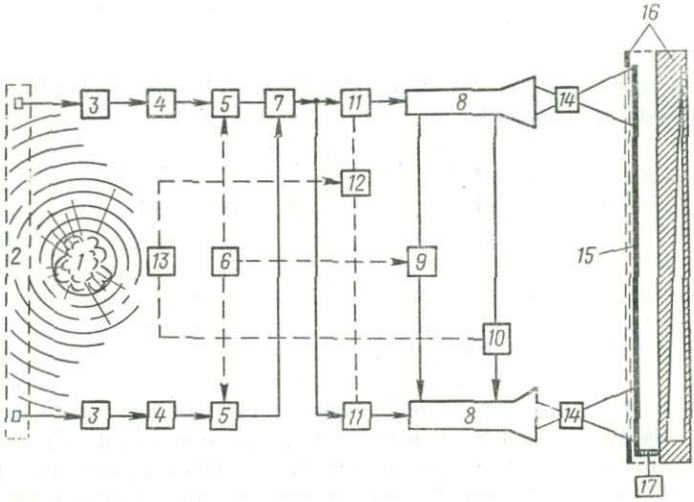


Рис. 21. Функциональная схема аппаратуры многоканального непрерывного профилирования для получения разрезов с накоплением без ввода поправок.

1 — источник упругих волн;
2 — приемное устройство;
3 — усилители;
4 — фильтры;
5 — ключи;
6 — многофазный генератор селекторных импульсов;
7 — импульсный усилитель яркости;
8 — электронно-лучевые трубки;
9 — генератор строчной (по оси *x*) развертки;
10 — генератор кадровой (по оси *t*) развертки;
11 — ключи;
12 — датчик стабильных интервалов времени;
13 — датчик стартового импульса;
14 — фотообъективы;
15 — фотоноситель записи;
16 — непрозрачная маска с фигурным вырезом;
17 — механический привод протяжки носителя записи

нию кадровой развертки (на схеме — перпендикулярно к плоскости чертежа).

В момент возбуждения источником упругого импульса датчик, акустически или электрически связанный с источником, вырабатывает стартовый импульс, который запускает генератор кадровой развертки и датчик стабильных интервалов времени, открывающий ключ первой трубки, вследствие чего на экране первой трубки начинает образовываться яркостное изображение сейсмограммы, которое через фотообъектив переносится на фотоноситель записи.

По истечении промежутка времени, длительность которого определяется режимом работы датчика стабильных интервалов времени, открывается ключ второй трубки и закрывается ключ первой трубки, вследствие чего изображение сейсмограммы, начиная с этого момента, образуется на экране второй трубки и на соответствующем ей участке фотоносителя. После того как все трубки будут поочередно использованы для регистрации, генератор кадровой развертки и датчик стабильных интервалов времени прекращают свою работу, все устройство возвращается в исходное состояние. При следующем возбуждении упругих волн описанный цикл работы повторяется.

Применение в регистраторе нескольких электроннолучевых трубок позволяет повысить предельную разрешающую способность регистрации. Кроме того, с увеличением числа используемых трубок повышается относительная линейность развертки во времени, поскольку нелинейность каждой трубки остается постоянной, а участок записи, занимаемый каждой трубкой, уменьшается. Во время работы в море источник упругих волн и приемное устройство, буксируемое за судном, непрерывно перемещается вдоль линии наблюдения, благодаря чему каждая последующая запись соответствует новому участку профиля, и если промежутки времени между возбуждениями упругих волн оказываются достаточно малыми, происходит перекрытие базы наблюдений, что является основой для накопления регулярных сигналов.

Накопление происходит на фотослое. Во время работы на профиле фотоноситель при помощи привода перемещается в направлении строчной развертки (по оси x) синхронно с движением судна, вследствие чего каждая сейсмограмма занимает на фотоносителе положение, соответствующее положению приемного устройства на профиле; оси синфазности перекрывающихся сейсмограмм, соответствующие одной отражающей границе, накладываются друг на друга (при условии сокращения в два раза размеров сейсмограмм по оси x), обеспечивая многократное экспонирование фотослоя на линиях $t_n(x)$.

Непрозрачная маска, которая устанавливается в непосредственной близости от фотоносителя в месте экспонирования, имеет фигурный вырез, постепенно расширяющийся в направлени кадровой развертки, что обеспечивает постепенное увеличение ширины записываемой на фотоносителе сейсмограммы, т. е. постепенное увеличение накопления на фотослое по мере увеличения времени регистрации, сохраняя, в соответствии с (II.192), высокую разрешающую способность в течение всего времени регистрации, начиная с момента возбуждения упругих волн.

Общий вид разреза, полученного с помощью регистратора «Разрез-1», показан на рис. 14.

В настоящее время во ВНИИМОРГЕО Министерства геологии СССР проводятся работы, целью которых является

реализация алгоритма преобразования годографов в линии $t_n(x)$ при формировании разреза из сейсмограмм и создании устройства для описанной выше совместной обработки первичных разрезов и локальных сейсмограмм с выделением на разрезе однократноотраженных линий $t_n(x)$ по критерию монотонного возрастания величины $v_{эф}$ как функции t_n.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МНП

Многоканальное непрерывное профилирование — модификация морской сейсморазведки, наилучшим образом приспособленная к специфике условий моря.

Однако некоторые теоретико-методические и технические аспекты основ метода МНП могут найти более широкое применение. Кинематическая теория отраженных волн в однородной среде, развитая в МНП на основе представлений о нормальноотображенных поверхностях отражающих границ, позволяет решать прямые задачи кинематики для любых форм отражающих границ в любых системах наблюдений. Наиболее общие формулы (II.73) и (II.74) дают возможность решать эти задачи для произвольных пространственных систем наблюдений; формулы (II.76) и (II.77) — для плоских площадных систем, когда источники упругих волн и точки приема располагаются в одной горизонтальной плоскости; формулы (II.78) и (II.79) — для линейных (профильных) систем наблюдений, когда источники и приемники размещаются вдоль прямой линии, лежащей в горизонтальной плоскости.

В связи с тем, что уравнения (II.73) и (II.74) записаны в трехмерной прямоугольной системе координат с произвольным размещением начала отсчета, они содержат вертикальные координаты пунктов системы наблюдений. Это дает возможность отказаться от специального ввода поправок, учитывающих рельеф поверхности наблюдений. Использование первичных разрезов, получаемых в МНП путем простого накопления без ввода поправок, как источника предварительной информации о нормальноотображенных поверхностях $t_n(x, y)$ позволяет осуществлять поиск годографов на экспериментальных сейсмограммах по формулам (II.73) и (II.74) или по приближенной формуле (II.96) при ограничении базы наблюдений в соответствии с соотношением (II.112), учитывая рельеф поверхности наблюдений путем ввода в формулы вертикальных координат пунктов системы наблюдений одновременно с вводом их горизонтальных координат.

Описанный приближенный алгоритм образования поверхностей $t_n(x, y)$ из локальных годографов путем программной развертки при записи сигналов отраженных волн в соответствии с формулами (II.119) и (II.120) или (II.142) и (II.143) при огра-

ничениях размеров системы наблюдений, которые определяются соотношениями (II.126) или (II.144), может оказаться эффективным способом обработки первичных данных, полученных в любых системах наблюдений. Он также не требует предварительного ввода поправок, учитывающих рельеф поверхности наблюдений.

Методика геометрической интерпретации данных непрерывного профилирования основывается на преобразовании нормально-отображенных поверхностей $t_n(x, y)$, полученных экспериментально в реальных системах наблюдений, в отражающие границы путем последовательного решения этой задачи при переходе от предыдущей поверхности $t_n(x, y)$ к последующей на основе использования их локальных элементов и понятия эффективной скорости распространения отраженных волн, получаемой из анализа годографов и содержащей в себе информацию о скорости распространения упругих волн во всех вышележащих слоях, в том числе и в возможной зоне малых скоростей.

Таким образом, развитая в МНП кинематическая теория отраженных волн позволяет отказаться от общепринятой в настоящее время процедуры предварительного ввода статических поправок, учитывающих влияние рельефа поверхности наблюдений и зоны малых скоростей. Это может оказаться полезным с точки зрения общей унификации и улучшения технологичности алгоритмов и программ обработки данных сейсморазведки методом отраженных волн.

Выводы кинематической теории МНП оказываются полезными также и в общей оценке различных систем наблюдений и обработки данных в методе отраженных волн, уточнения их логического смысла и физической сущности. Основной исходной позицией при разработке этой теории было условие произвольности формы отражающей границы, и единственным ограничением — допущение об однородности покрывающей среды. Полученные при этом соотношения позволили выяснить общность и в то же время различия между двумя способами образования нормально-отображенных поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$.

Первый способ базируется на поиске экспериментально полученных годографов, второй — на преобразовании годографов в участки нормально-отображенных поверхностей или линий без предварительного выяснения самой формы годографов.

С одной стороны, обоснована эффективность применения алгоритма поиска годографов в симметричной системе (называемой ОГТ) для общего случая отражающей границы произвольной формы (при условии соответствующего ограничения размеров системы наблюдений). С другой стороны, показана инвариантность алгоритма преобразования локальных годографов в участки нормально-отображенных поверхностей по отношению к структуре системы наблюдений, а также его

предпочтительность в системе с общим источником упругих волн для морской сейсморазведки.

Более того, легко видеть, что для горизонтальной профильной системы наблюдений с общим источником упругих волн ($z_N = z_S$, $y_N = y_S$, $x_S = 0$) формулы (II.119) и (II.120), приобретающие в данном случае вид:

$$x_M = \frac{x_N}{2};$$

$$t_n(x_M) = \sqrt{t^2 - \left(\frac{x_N}{v}\right)^2}, \qquad \text{(II.193)}$$

полностью совпадают с аналогичными формулами, дифракционного преобразования сейсмограмм путем «имитации вторичных волн в пространстве изображений» [161].

Формулы (II.119) и (II.120) получены в предположении, что в достаточно малой окрестности точки M поверхность $t_n(x, y)$ мало отличается от плоскости, т. е. нормально-отображенная поверхность (или, что все равно, отражающая граница) произвольной формы в достаточно большой области ее задания может быть представлена в виде примыкающих друг к другу ограниченных участков касательных плоскостей. Это условие по своей сути согласуется с основной идеей дифракционных представлений в сейсморазведке, поэтому совпадение формул (II.193) с алгоритмом дифракционного преобразования (метода восстановления волновых фронтов) вполне понятно.

В то же время формулы (II.119) и (II.120) имеют более широкую область применения в связи с тем, что они записаны в произвольной системе прямоугольных координат, обеспечивающей их пригодность для любых систем наблюдений и обработки, т. е. для любого количества и взаимного расположения источников и точек приема, трассы которых образуют сейсмограмму, подлежащую обработке. Иными словами, алгоритм преобразования сейсмограмм, определяемый формулами (II.119) и (II.120), является фундаментальным для метода отраженных волн и включает, как частный случай (система с общим источником упругих волн), способ дифракционного преобразования сейсмограмм. Это результат установленной в кинематической теории МНП однозначной связи между локальными годографами отраженных волн, полученных в любых системах наблюдений, и нормально-отображенными поверхностями $t_n(x, y)$ или линиями $t_n(x)$ отражающих границ. Выводы кинематической теории МНП позволяют также установить условия применения этого алгоритма и наметить пути повышения его эффективности.

Соотношения (II.95) и (II.112) показывают, что для обеспечения высокой точности преобразования годографов в поверхно-

сти $t_n(x, y)$ или линии $t_n(x)$ размеры системы наблюдений должны быть ограничены и могут увеличиваться с течением времени регистрации. В то же время требования увеличения кратности накопления и возможности достаточно эффективного подавления регулярных волн-помех приводят к стремлению увеличивать размеры системы наблюдений. Использование осредняющей плоскости для представления нормально-отображенной поверхности в соответствии с (II.132) позволяет расширить пределы ограничения размеров системы наблюдений, сохранив по существу структуру алгоритма преобразования, определяемого в таком случае соотношениями (II.142) и (II.141). Разница заключается лишь в том, что вместо параметра v в уравнении (II.141) присутствуют два независимых параметра $v/\sin\alpha$ и $v/\sin\beta$, из которых в профильной горизонтальной системе наблюдений остается один параметр $v/\sin\alpha = v/\cos\varphi$, совпадающий с аналогичным параметром в уравнении годографа ОГТ. Это совпадение является еще одной иллюстрацией единства метода отраженных волн.

Таким образом, развитая в МНП кинематическая теория отраженных волн позволяет установить глубокое единство всех известных в настоящее время способов обработки данных метода отраженных волн, включая дифракционные преобразования. Это единство выражается общим алгоритмом преобразования годографов в поверхности $t_n(x, y)$ или линии $t_n(x)$ в соответствии с формулами (II.119), (II.120) или с выражениями (II.142), (II.141).

Универсальность алгоритма (II.119), (II.120) объясняет причины наблюдаемой на практике более высокой эффективности способа дифракционных преобразований, использующих этот алгоритм, по сравнению со способом ОГТ, в котором используется алгоритм поиска годографов. Все это позволяет определить роль каждого из этих двух алгоритмов и их взаимосвязь в общем процессе кинематической обработки. Так, поиск годографов в симметричной системе (ОГТ) следует рассматривать как средство получения предварительной информации об эффективной скорости распространения упругих волн, а построение нормально-отображенных поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ целесообразно осуществлять путем преобразования годографов в системе с общим источником упругих волн на основе программной развертки при записи сигналов отраженных волн с учетом полученной при поиске годографов информации об эффективной скорости распространения упругих волн.

Практическое использование алгоритма преобразования годографов в участки поверхностей $t_n(x, y)$ или линий $t_n(x)$ органически связано с рассмотрением носителя записи (плоскостного или объемного) как объекта, на котором путем пространственно-временного распределения сигналов происходит накопление полезной информации. С этим также связано решение обратной

кинематической задачи метода отраженных волн на основе изложенного алгоритма преобразования поверхностей $t_n(x, y)$ в отражающие границы. Это является обоснованием и должно послужить стимулом к разработке методов и технических средств объемной записи с использованием управляемых программных разверток и голографической регистрации результатов.

Управляемые программные развертки должны обеспечивать распределение элементов считывания и записи в соответствии с описанными выше алгоритмами решения прямых и обратных задач кинематики отраженных волн, а накопление полезной информации будет происходить в самом носителе записи (аналоговом или цифровом) при пространственном совпадении регулярных сигналов. Используемые в аппаратуре МНП лучевые способы записи с накоплением на фотослое могут послужить основой и прообразом этих разработок.

ГЛАВА III

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА С ИСКУССТВЕННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ТОКА

Морские электрометрические исследования были впервые проведены в 1931 г. на Каспии в бухте Ильича около Баку. Эти работы, выполнявшиеся под руководством С. Я. Литвинова и продолжавшиеся до 1937 г., осуществлялись по методике симметричного профилирования с целью картирования выходов коренных пород на дне моря. В 1951 г. они были возобновлены на Каспийском море у побережья Азербайджана и Дагестана. В 1954—1959 гг. на основе дипольных установок, предложенных Л. М. Альпиным, были разработаны и внедрены методы непрерывных дипольно-осевых зондирований и непрерывного профилирования с повышенной глубиной исследования (О. В. Назаренко, Г. А. Саркисов).

В 1959—1962 гг. электроразведочные работы проводились на Азовском море (О. В. Назаренко, Ю. Н. Попов, В. П. Бордовский), в 1962—1968 гг.— на Каспии (О. В. Назаренко, Б. Ф. Дегтярь, Н. В. Кондрашева, Е. М. Ласовик), в 1963—1973 гг.— на Черном море (А. Я. Гольмшток, Н. В. Кондрашева, О. В. Назаренко, В. А. Белаш, Ю. М. Полонский), в 1965—1973 гг.— на Балтийском море (А. Я. Гольмшток, Н. В. Кондрашева, Ю. Б. Полонская, Э. А. Мамедов, О. В. Назаренко).

В процессе указанных исследований были разработаны основы современной методики и техники различных модификаций морской электроразведки с искусственными источниками тока.

Из методов, основанных на использовании искусственных электромагнитных полей, в морской электроразведке в настоящее время применяются: 1) метод непрерывных дипольно-осевых зондирований (НДОЗ); 2) метод непрерывного профилирования (НП); 3) метод зондирований становлением магнитного поля (ЗСМ) в ближней зоне; 4) метод вызванной поляризации (ВП).

При этом используются установки, измерительные и питающие электроды которых размещаются на дне (донные установки). Теоретические основы зондирований такими установками методом постоянного тока разработаны Л. Л. Ваньяном и Е. И. Терехиным [18, 159].

Отличия морской электроразведки от наземной связаны со специфическим влиянием слоя морской воды. При работах в море имеется ряд преимуществ: простые условия заземления, возможность осуществлять непрерывную регистрацию в движении

судна и использовать мощные источники питания и большие измерительные и питающие линии, транспортировка которых не вызывает трудностей. Выдержанность сопротивления первого слоя (морская вода), мощность которого легко определима, спокойная геоэлектрическая обстановка в верхней части разреза упрощают интерпретацию полученных результатов на малых разносах установок. Вместе с тем хорошо проводящий слой морской воды экранирует нижележащие отложения, а гидродинамические процессы, протекающие в нем, приводят к появлению дополнительных помех.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ

Физико-математические основы электроразведки с искусственными источниками поля на море и на суше имеют много общего, поэтому в данной книге не излагаются общие основы электроразведки, которые достаточно подробно освещены в трудах Л. М. Альпина, В. Н. Дахнова, Л. Л. Ваньяна, А. И. Заборовского и других исследователей. Основное внимание здесь уделено специфическим особенностям морской электроразведки. Так, в море измерительная и генераторная установки в принципе могут располагаться на любом уровне внутри хорошо проводящего водного слоя, влияние которого должно быть учтено. Кроме того, течения и волнения поверхности моря приводят к появлению помех, существенно затрудняющих процесс измерения.

В морской электроразведке постоянным током наиболее технологичны дипольные установки. В связи с этим при изучении влияния водного слоя ограничимся исследованием характера изменения кажущегося сопротивления в зависимости от положения измерительного и питающего диполей относительно друг друга и относительно дна моря.

Рассмотрим горизонтально-слоистую N-слойную среду, первым слоем в которой является морская вода с удельным электрическим сопротивлением ρ_1. В основании разреза находится полупространство, заполненное веществом с удельным электрическим сопротивлением ρ_N. Поместим начало цилиндрической системы координат (r, θ, z) на поверхность водного слоя, а ось z при этом направим вниз. Пусть питающий диполь с моментом, направленным вдоль оси x, расположен на глубине z_0, а измерительная линия, параллельная моменту питающего диполя, находится на глубине z в водном слое. В этом случае, используя метод, предложенный Л. Л. Ваньяном [19], несложно получить выражение для кажущегося удельного сопротивления

$$\rho_к(z) = \frac{\rho_1}{2}\left[1 - \frac{R^3}{1 - 3\left(\frac{r}{R}\right)^2 \cos^2\theta}\left(\frac{\sin^2\theta}{r}\frac{\partial}{\partial r} + \right.\right.$$

$$\left.\left. + \cos^2\theta \frac{\partial^2}{\partial r^2}\right) I(r, z, z_0)\right], \qquad \text{(III.1)}$$

где

$$I(r,\ z,\ z_0)=\int_0^{\infty}\left[A(m,\ z_0)\,e^{mz}+B(m,\ z_0)\,e^{-mz}\right]I_0(mr)\,dm; \tag{III.2}$$

$$A(m,\ z_0)=\frac{(\mu_2\overline{R}_2-1)\left[e^{-m(2h_1-z_0)}+e^{-m(2h_1+z_0)}\right]}{(\mu_2\overline{R}_2+1)-(\mu_2\overline{R}_2-1)\,e^{-2mh_1}}; \tag{III.3}$$

$$B(m,\ z_0)=\frac{(\mu_2\overline{R}_2+1)\,e^{-mz_0}+(\mu_2\overline{R}_2-1)\,e^{-m(2h_1-z_0)}}{(\mu_2\overline{R}_2+1)-(\mu_2\overline{R}_2-1)\,e^{-2mh_1}}; \tag{III.4}$$

$$R=\sqrt{r^2+(z-z_0)^2};$$

$$\overline{R}_2=\operatorname{cth}\left\{mh_2+\operatorname{Arcth}\frac{\mu_3}{\mu_2}\left[\operatorname{cth}\left(mh_3+\ldots+\operatorname{Arcth}\frac{\mu_N}{\mu_{N-1}}\right)\right]\right\}; \tag{III.5}$$

$$\mu_j=\rho_j/\rho_1;$$

$h_j\rho_j$ — мощность и удельное электрическое сопротивление слоя с номером j; θ — азимутальный угол; r — расстояние по горизонтали между центрами питающей и измерительной линий; $J_0(x)$ — функция Бесселя нулевого порядка.

При $r\ll h_1$ значение $\rho_к$ получим, полагая в формулах (III.3)—(III.5) $m\to\infty$ [19].

Тогда при $z=z_0=0$

$$\rho_к\xrightarrow[r\to 0]{}\rho_1;$$

при $z=z_0=h_1$

$$\rho_к\xrightarrow[r\to 0]{}\frac{\rho_1\rho_2}{\rho_1+\rho_2}.$$

Если $r\gg\sum_{j=1}^{N-1}h_j$, то при $\mu_N\neq\infty$ имеем, если в формулах (III.3)—(III.5) $m\to 0$ [19],

$$\overline{R}_2\xrightarrow[m\to 0]{}\frac{\mu_N}{\mu_2}$$

и

$$\rho_к(z)\xrightarrow[r\to\infty]{}\rho_N. \tag{III.6}$$

При $\mu_N=\infty$

$$\overline{R}_2\xrightarrow[\mu_N\to\infty]{m\to 0,}\frac{I}{\rho_2 m S_p}$$

и

$$\rho_к(z)\xrightarrow[\mu N\to\infty]{r\to\infty,}\frac{r(\sin^2\theta-\cos^2\theta)}{(S_1+S_p)(1-3\cos^2\theta)}, \tag{III.7}$$

где S_1, S_p — суммарная продольная проводимость водного слоя и суммарная продольная проводимость твердой части разреза.

Для экваториальной установки $\theta = \pi/2$, и из формулы (III.7) получаем

$$\rho_{к.\ экв}(z) \underset{\mu_N \to \infty}{\overrightarrow{r \to \infty,}} \frac{r}{S_1 + S_p}. \qquad \text{(III.8)}$$

Для осевой установки $\theta = 0$, и по формуле (III.7) находим

$$\rho_{к.\ ос}(z) \underset{\mu_N \to \infty}{\overrightarrow{r \to \infty,}} \frac{r}{2(S_1 + S_p)}. \qquad \text{(III.9)}$$

Как следует из формул (III.6) и (III.7), на больших разносах генераторной и измерительной установок величина кажущегося сопротивления не зависит от глубины погружения как измерительной линии, так и питающего диполя. Расчеты показывают, что этот эффект наступает (с точностью около 2%) при $r \geqslant \geqslant 10h_1$ [121]. Это означает, что на таких разносах электрическое поле в водном слое в окрестности измерительной установки *практически горизонтально и однородно по глубине.*

В морской электроразведке методом становления электромагнитного поля в ближней зоне процесс становления с донными установками, так же как и при ЗСМ на суше, можно приближенно описать, вводя «плавающую» S-плоскость [59]. Таким образом, система интерпретации метода ЗСМ в ближней зоне, принятая для установок, расположенных на границе с воздухом [59], может быть распространена на погруженную на дно установку.

Расхождение кривых ЭДС поверхностной и донной установок в первом приближении можно оценить, сравнивая результаты расчетов ЭДС по формулам для поверхностных установок [59] при наличии водного слоя и без него либо результаты расчетов на поздней стадии становления поля для поверхностной и донной установок. Данные таких расчетов показывают, что сходимость кривых ЭДС поверхностных и донных установок в первом приближении определяется процентным соотношением значений суммарной продольной проводимости водного слоя S_1 и твердой части разреза S_p. В настоящее время исследования методом ЗСМ ведутся на акваториях с глубиной до 50 м. В условиях высокопроводящих разрезов величины S_1 пренебрежимо малы по сравнению с S_p и влияние слоя морской воды на кривые ЗСМ в ближней зоне незначительно.

При морских электромагнитных исследованиях необходимо *учитывать специфические помехи*, связанные с гидродинамическими процессами, протекающими в толще водного слоя и на его поверхности: течения, поверхностные и внутренние волны, приливно-отливные и другие явления. Эти помехи могут воздействовать на измерительный элемент как механически, так и обус-

ловленным ими электромагнитным полем. Если от механического влияния гидродинамических процессов в принципе можно избавиться путем демпфирования, соответствующего ограждения измерительного элемента и т. д., то борьба с электромагнитной помехой является более трудной задачей.

Рассмотрим помеху, созданную электромагнитным полем поверхностных волн. Этот вид помехи больше всего отражается на результатах измерений с искусственными источниками поля.

В случае двумерной волны, распространяющейся по поверхности моря, механизм возникновения переменного электромагнитного поля можно объяснить движением линейных проводников (двумерных «частиц» воды) в постоянном магнитном поле Земли. Отсюда следует, что в воде индуцируются токи, текущие только вдоль гребня волны. Магнитное поле этих токов имеет составляющие лишь в плоскости, перпендикулярной к гребню. Поскольку в этой плоскости токи отсутствуют, электрическое поле здесь определяется величиной $\mu_0[\vec{v}\vec{H}]$, где $\vec{v}$ — скорость перемещения «частиц» воды, $\vec{H}$ — магнитное поле Земли, μ_0 — магнитная проницаемость вакуума. Величина рассматриваемой помехи зависит от направления движения измерительной линии относительно направления распространения поверхностной волны. Расчеты показывают, что составляющая электрического поля, направленная вдоль гребня волны (по оси y), как на дне, так и на поверхности сравнительно мелкого моря не превышает при периоде колебаний $T \leqslant 10 \div 15$ с значения 10—30 мкВ/км на 1 м амплитуды волны. Величина полезного сигнала, измеряемого на практике в методах постоянного тока и естественного электрического поля, как правило, больше 100—200 мкВ/км. Следовательно, помеха, обусловленная полем E_y, невелика и ее можно не учитывать.

Иначе обстоит дело с составляющей E_x (поперек гребня). Поскольку зависимость E_x от x гармоническая, разность потенциалов ΔU_x на любом уровне внутри водного слоя будет существенно меняться при изменении длины измерительной линии. Если длина измерительной линии равна полуцелому числу пространственных длин волн, ΔU_x будет максимальной.

Наибольшую величину E_x имеет на поверхности моря:

$$|E_x| = a\omega\mu_0 H |\sin\theta||\cos I|, \qquad \text{(III.10)}$$

где a — амплитуда поверхностной волны; H — величина постоянного магнитного поля Земли; I — наклонение; ω — круговая частота; θ — угол между направлением распространения поверхностной волны и магнитным меридианом.

Из приведенной формулы следует, что в средних широтах E_x на поверхности моря может достигать 20—30 мВ/км на 1 м амплитуды волны, т. е. значительно превосходить измеряемые

Таблица 5

Рассчитанные по формуле (III.13) значения $|\varepsilon/a|$ $R_0=500$ м

T, с	$\lvert\varepsilon/a\rvert$, мкВ/м		T, с	$\lvert\varepsilon/a\rvert$, мкВ/м	
	$h_1=20$ м	$h_1=50$ м		$h_1=20$ м	$h_1=50$ м
5	0,4	0,01	15	13	20
7	2	0,6	20	18	40
10	6	6			

в морской электроразведке величины электрического поля. В то же время на дне E_x равно нулю ввиду отсутствия вертикальных перемещений воды. Отсюда следует, что при производстве работ методами постоянного тока и естественного электрического поля измерительные линии следует располагать на дне моря.

При работах методом становления магнитного поля измерения выполняются с помощью расположенного на дне моря замкнутого горизонтального контура. Под действием вертикальной составляющей магнитного поля поверхностных волн в контуре индуцируется ЭДС.

$$|\varepsilon|=\frac{2\pi\omega\mu_0 R_0 |J_1(nR_0)|}{n}\left|\widetilde{S}_z(h_1)\right|, \qquad \text{(III.11)}$$

где $J_1(x)$ — функция Бесселя первого порядка; R_0 — радиус кругового контура; $|\widetilde{S}_z(h_1)|$ — амплитуда вертикальной составляющей магнитного поля поверхностных волн у дна моря; h_1 — глубина моря; n — пространственная частота колебаний поверхности моря, определяемая из дисперсионного соотношения

$$n\,th\,nh_1=\omega^2/g; \qquad \text{(III.12)}$$

здесь g — ускорение силы тяжести.

Из уравнения (III.12) следует, что $n\geqslant\omega^2/g$. Приняв, например, $R_0=500$ м и $T\leqslant 20$ с (T — период колебаний), имеем $nR_0\geqslant 5$. В этом случае для функции $J_1(nR_0)$ можно воспользоваться ее асимптотическим представлением. Окончательно получаем

$$|\varepsilon|=\omega\mu_0\sqrt{\frac{8\pi R_0}{n^3}}\left|\widetilde{S}_z(h_1)\right|\left|\cos\left(nR_0-\frac{3}{4}\pi\right)\right|. \qquad \text{(III.13)}$$

В табл. 5 период T указан приближенно, так как $\cos\left(nR_0-\frac{3}{4}\pi\right)$ осциллирует и для оценок взяты его экстремальные значения.

Из опыта морских зондирований методом становления магнитного поля в ближней зоне известно, что на больших временах становления, когда проявляются глубокозалегающие гео-

электрические горизонты, величина измеряемой в петле ЭДС порядка первых единиц микровольт. Таким образом, помеха, обусловленная колебаниями поверхности моря, может быть соизмеримой с полезным сигналом и даже существенно превосходить его. В связи с этим методика описываемых работ должна строиться с учетом искажающего влияния поверхностных волн. В частности, длительность импульсов возбуждения можно выбрать так, чтобы помеха при каждом измерении процесса становления имела различные фазы. Тогда при регистрации с накоплением полезный сигнал выделяется при минимальном числе возбуждений.

АППАРАТУРА И ОБОРУДОВАНИЕ

В морской электроразведке для возбуждения в изучаемой среде электрического поля используются судовые генераторные установки постоянного тока мощностью 50—100 кВт при напряжении 200—230 В, позволяющие пропускать через воду ток в 200—400 А. Применяемые модификации предусматривают периодическое инверсирование или включение и выключение тока в питающей линии. Импульсный характер питания позволяет учесть в процессе обработки осциллограмм смещения отсчетной линии, обусловленные вариациями естественного электрического поля, и исключить влияние постоянных естественных электрических полей на дне моря.

Набортная морская электроразведочная станция управления током включает специализированный быстродействующий инвертор типа И-300, рассчитанный на работу с током величиной до 400 А, устройства коммутации питающих линий (обычно их несколько), датчик длительности токовых импульсов (3—80 с при скважности 1 и 1,5), контрольно-измерительные приборы, регистратор силы тока в питающем диполе, устройства максимальной защиты и некоторые другие вспомогательные узлы.

Приемная аппаратура предназначена для непрерывной регистрации напряженности электрического поля, возбуждаемого питающей линией, а также для регистрации процессов становления электрического или магнитного поля и процессов вызванной поляризации.

В первом случае при работах методами НДОЗ или профилирования на постоянном токе используется комплект регистрирующей аппаратуры, включающий:

1) коммутатор каналов (приемных линий) с плавными грубыми и ступенчатым точным компенсаторами постоянных ЭДС в линиях;

2) источник калибровочных напряжений для диапазона 100 мкВ—100 мВ;

3) измерительный усилитель постоянного тока со ступенчато-регулируемым коэффициентом усиления;

4) аналоговый регистратор с осциллографической или видимой записью (например, ЭПО-8, Н-700, СП-4, ЭПП-09М).

При осциллографической записи используются гальванометры, *практически не реагирующие на качку.*

В комплект аналоговой аппаратуры входит:

1) специализированный измерительный усилитель с уровнем собственных шумов менее 1,0—1,5 мкВ в полосе частот от 0 до 10—20 Гц и малым дрейфом нуля (десятые доли микровольта за 2—3 ч), широкой полосой пропускания (от 0 до 70—100 Гц) и большим коэффициентом передачи (до 50 000);

2) источник калибровочных напряжений для диапазона 10 мкВ—30 мВ;

3) цепочка последовательно соединенных выходных усилителей, к которым подключены регистрирующие гальванометры;

4) стандартный шлейфовый осциллограф типа Н-700, либо осциллограф с видимой записью на специальную фотобумагу. Регистрация ведется одновременно по 3—4 каналам. Масштаб регистрации соседних каналов отличается в несколько раз, что обеспечивает расширение динамического диапазона регистратора.

Для работ в море может быть использована стандартная электроразведочная аппаратура с цифровой регистрацией типа ЦЭС или разрабатываемые морские станции типа «Град» и др. Эта аппаратура должна обеспечивать более точные, а следовательно, и более надежные измерения, чем аналоговая.

Для исследования методом ВП в море применяется аппаратура, особенности которой связаны со спецификой работ. Значения поляризуемости, измеряемые в море, на 1—2 порядка меньше, чем на суше, поэтому аппаратура должна иметь входное сопротивление порядка 5—10 МОм. Профилирование методом ВП выполняется на ходу судна. Для оперативного регулирования скорости судна в зависимости от ширины аномальных зон регистрация ведется на диаграммную бумагу. Осциллографическая запись производится при детализации аномалий и изучении параметров поля ВП.

Комплект измерительной аппаратуры для работ методом вызванной поляризации в море состоит из стандартных приборов и включает:

1) блок управления для поочередной регистрации ΔU пропускания и $\Delta U_{\text{вп}}$;

2) измерительный усилитель для диапазона напряжений 200 мкВ—10 мВ;

3) регистратор перопишущий типов Н-39, Н-349 или шлейфовый осциллограф типа Н-700.

Для питающих линий используется специальный морской кабель типа ПЭК-4, ПЭК-5, КМЭ-50 с сечением по меди до 90 мм^2. Он отличается значительной прочностью на разрыв и износоустойчивостью оболочки. Кабели имеют небольшую отрицатель-

ную плавучесть и в связи с этим незначительно истираются при буксировке по дну. Питающими электродами служат отрезки стального троса диаметром 15—20 мм и длиной несколько метров. *Измерительные линии изготавливаются из кабелей марок* КТШ-03, КТШ-2, КТБД-6 и заземляются меднокупоросными неполяризующимися электродами малых размеров (длиной 8—12 см, диаметром 4—3 см) с желеобразным электролитом и корпусом из изоляционного материала (эбонит, текстолит и др.). В корпусе электрода предусматриваются открытые каналы для контакта электролита с морской водой.

МЕТОДИКА МОРСКИХ РАБОТ, ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ

Электроразведочные исследования с искусственными источниками тока в море могут выполняться либо при непрерывном перемещении питающего и измерительного судов, либо при стоянке одного из них на якоре. Работы на стоянке судов возможны практически до глубины моря 30—50 м.

Непрерывные дипольно-осевые зондирования

Эти исследования [112] выполняются по прямолинейным профилям, которые, как правило, разбивают и закрепляют вехами. Работы ведутся с использованием двух судов. Судно с измерительными линиями в процессе зондирования или остается неподвижным (НДОЗ на стоянке), или непрерывно перемещается навстречу судну с питающими линиями (НДОЗ в движении). Применение метода НДОЗ на стоянке ограничивается глубинами моря до 50 м, при НДОЗ в движении — до 200—300 м.

Для исследований при больших глубинах моря требуется слишком большая «слабина» (участок измерительной линии от судна до ближайшего к нему электрода), удлиняющая измерительные линии настолько, что транспортировка их становится практически невозможной. При этом сильно проявляется также экранирующее влияние слоя морской воды. Измерительное судно при работе методом НДОЗ выполняет вспомогательную функцию и в принципе может быть заменено автономными измерительными станциями.

При выполнении НДОЗ на стоянке перед началом работ приемное судно с выложенными по профилю приемными линиями устанавливается на якоре у вехи, выбранной в качестве центра НДОЗ (рис. 22). Питающее судно с размотанными линиями находится на расстоянии, равном максимальному разносу установки.

В процессе НДОЗ питающий диполь непрерывно перемещается по профилю в одном направлении, приближаясь к измерительному при отработке начального крыла зондирования и

удаляясь от него при отработке конечного крыла. Длина диполей изменяется соответственно изменению расстояния между их центрами таким образом, чтобы в любой момент времени сохранилось соотношение $(AB, MN) \leqslant 0{,}25$ *ч*. Как показывают расчеты, такое ограничение в обычном случае позволяет считать установку «предельной», а при большой крутизне кривой НДОЗ — соответствующим образом редуцировать полученные данные. Изменение длины линий достигается переключением

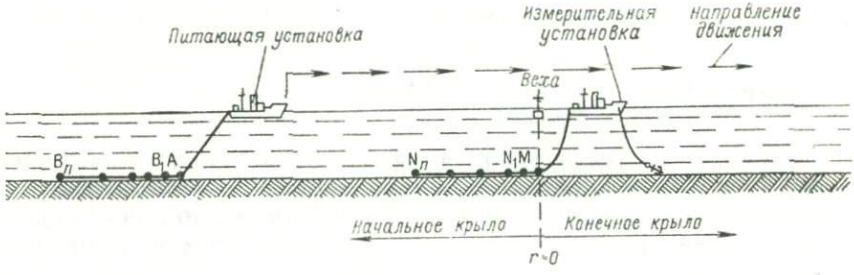


Рис. 22. Схема выполнения непрерывного дипольно-осевого зондирования в море (на стоянке измерительного судна)

электродов в питающей и измерительной «косах». «Косы» представляют собой связку отрезков кабеля различной длины с электродами на концах. Ближайший к судну «нулевой» электрод каждой «косы» остается подключенным к одной из клемм источника тока или измерительного прибора от начала и до конца зондирования. К другой клемме по мере необходимости может быть присоединен один из электродов, удаленных от «нулевого» на расстояние от 20 до 1500 м. Такая схема позволяет применять минимальное количество электродов и жил кабелей.

В процессе выполнения НДОЗ линии *AB* питаются импульсным (инверсным) током. Длительность токовых импульсов изменяется в зависимости от расстояния между диполями таким образом, что всякий раз она существенно (в 2—3 раза) превышает продолжительность переходных процессов, обусловленных установлением электрического поля и инерционностью регистрирующей аппаратуры.

Продолжительность двустороннего зондирования зависит от скорости движения питающего судна (обычно 10—14 км/ч) и при максимальных разносах в 15 км составляет примерно 2 ч.

При детальных съемках, когда необходимо существенно сгустить шаг измерений, работы могут выполняться парной измерительной «косой». Она представляет собой две полные «косы», соединенные так, что одноименные электроды оказываются разнесенными на расстояние *l*, равное шагу измерений. Каждая из измерительных «кос» подключается к отдельному комплекту измерительной аппаратуры. При работе с такой «косой» с одного

захода питающего судна можно выполнить два полных НДОЗ и тем самым значительно повысить производительность детальных работ.

Обработка НДОЗ заключается в определении расстояния между центрами диполей, разности потенциалов между измерительными электродами и силы тока в диполе AB. Расстояние между диполями r для какой-нибудь точки осциллограммы находят путем умножения числа марок времени между этой точкой и отметкой центра записи на цену марки в метрах. Цену марки времени определяют делением расстояния, пройденного судном между двумя крайними отметками гидрографических точек на осциллограммах, на число марок между этими отметками. В определенное таким способом r вносят поправки Δr за изменение расстояния между центрами диполей (AB_n, MN_n) при переходе от диполей, используемых для регистрации центра записи (AB_1, MN_1). Это изменение является следствием асимметричности «кос» и зависит от их взаимной ориентировки.

В случае, когда за центр зондирования принят «нулевой» электрод измерительной «косы», поправки определяются по формулам:

$$\Delta r = \pm 0{,}5\,[(AB_n - MN_n) - AB_1] \qquad \text{(III.14)}$$

при одинаковой ориентировке приемных и питающих линий и

$$\Delta r = \pm 0{,}5\,[(AB_n + MN_n) - AB_1] \qquad \text{(III.15)}$$

при различной ориентировке линий.

Знак «плюс» соответствует поправкам для начальных крыльев НДОЗ (приближение диполя AB к диполю MN), знак «минус» — для конечных крыльев; AB_1 — величина диполя AB, при котором проводилась запись центра зондирования; AB_n, MN_n — величины диполей, для которых определяется поправка Δr.

Кажущееся сопротивление вычисляется по формуле

$$\rho_к = K\frac{\Delta U}{I}, \qquad \text{(III.16)}$$

где

$$K = \frac{\pi r^3}{l_1 l_2}\left[1 - \left(\frac{l_1 + l_2}{2r}\right)^2\right]\left[1 - \left(\frac{l_1 - l_2}{2r}\right)^2\right], \qquad \text{(III.17)}$$

l_1, l_2 — длины диполей; I — сила тока в питающей линии.

Для симметричной установки ($AB = MN$)

$$K = \pi r\left[\left(\frac{r}{l}\right)^2 - 1\right]. \qquad \text{(III.18)}$$

Определение разности потенциалов, как обычно, выполняется путем сравнения отклонений блика гальванометра для рабочих и градуировочных импульсов. При НДОЗ регистрируется запись непрерывно изменяющейся во времени разности потенциалов, что

в некоторой мере осложняет обработку. В связи с этим основная трудность при обработке непрерывных дипольно-осевых зондирований заключается в наведении отсчетных линий. Последовательность значений r, для которых вычисляются $\rho_к$, выбирается такой, чтобы соседние точки на кривых зондирования, нанесенные на билогарифмический бланк с модулем 6,25, отстояли друг от друга на 3—4 мм. В точках перегибов и нарушения плавного хода кривой КС берутся дополнительные замеры.

Обработка лент НДОЗ начинается с разносов, превышающих 200 м. При меньших r кривые КС дополняются замерами «косой» малых линий. Результаты зондирования представляются в виде кривых $\rho_к(r)$ по каждому из крыльев НДОЗ и разрезов КС. Точка записи (т. е. точка профиля, к которой относятся вычисленные значения кажущегося сопротивления), как и обычно, находится на середине расстояния между центрами измерительной и питающей линий. Поскольку при выполнении НДОЗ на стоянке приемные линии неподвижны, а питающие непрерывно перемещаются по профилю, положение точки записи также все время смещается по линии профиля в сторону подвижной линии AB. Кроме того, с увеличением длины MN точка записи смещается на половину приращения длины измерительной линии в направлении, по которому эти линии ориентированы.

Геометрическим местом точек записи $\rho_к$ на разрезах являются прямые, наклоненные под углом 63°25′ к линии профиля (при одинаковых горизонтальном и вертикальном масштабах). В том случае, когда интервал между центрами зондирований не превышает максимальный полуразнос, прямые, соответствующие геометрическому месту записи $\rho_к$ соседних НДОЗ, пересекаются друг с другом во взаимных точках. Расхождение значений КС во взаимных точках — критерий точности измерений. В среднем точность получения значений КС в методе НДОЗ составляет 2—5% и уменьшается при больших r. На рис. 23 в качестве примера представлены результаты обработки и интерпретации одного из профилей НДОЗ на Каспийском море.

По значениям кажущихся сопротивлений, снятым с разреза вдоль прямых, параллельных оси r, строятся приведенные кривые $\rho_к$. Приведенная кривая совпадает с кривой $\rho_к$, соответствующей случаю симметричного разнесения питающего и приемного диполей относительно центра зондирования.

Кривые морского зондирования донной установкой отличаются от обычных наземных кривых лишь в левой части [160]. При интерпретации кривых морского зондирования применяют все те приемы и способы, которые разработаны для интерпретации обычных наземных зондирований [114]. Сведения о параметрах h_1, ρ_1 первого слоя (морская вода) получают из данных эхолотирования и специальных резистивиметрических измерений. При палеточной количественной интерпретации начальной части кривой используется альбом палеток теоретических кривых

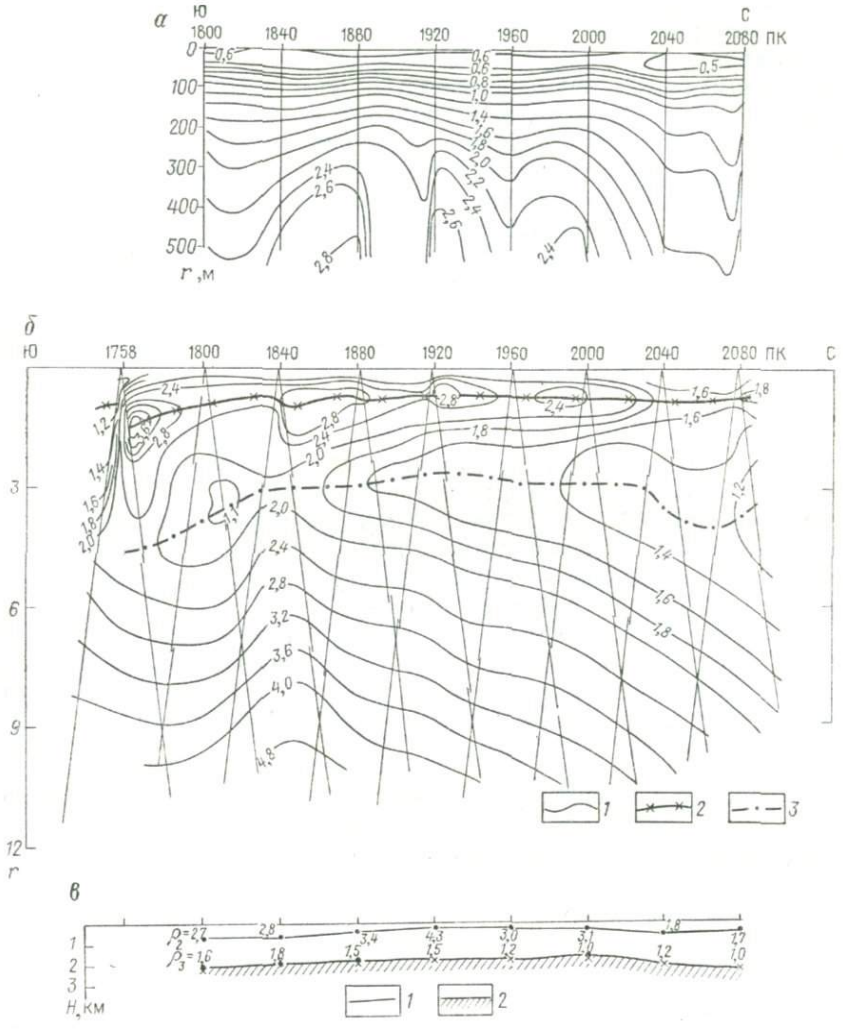


Рис. 23. Результаты обработки и интерпретации материалов профиля на Каспийском море.

а — разрез $\rho_к$ (в Ом · м) по ДОЗ с малыми линиями;
б — разрез $\rho_к$ по НДОЗ (по оси *r* — расстояние в км):
1 — изолинии (в Ом · м),
2 — ось максимумов,
3 — ось минимумов;
в — геоэлектрический разрез:
1 — подошва верхнего слоя повышенного сопротивления;
2 — кровля опорного геоэлектрического горизонта высокого сопротивления.
ρ_2 и ρ_3 — Ом · м,
H — глубина

морского зондирования донной установкой [121]. В последующем кривые интерпретируются по альбомам обычных палеток теоретических кривых радиальных зондирований.

В процессе выполнения НДОЗ в движении оба судна (питающее и измерительное) перемещаются по профилю навстречу друг другу с произвольной (но постоянной во время зондирования) скоростью. На осциллограмме ΔU отмечаются моменты прохождения гидрографических точек измерительным и питающим судами. В остальном методика выполнения НДОЗ в движении та же, что и на стоянке. При обработке первичных данных по осциллограмме записи разности потенциалов необходимо определить цены марки времени для каждого из судов — питающего и измерительного.

Расстояние между центрами диполей рассчитывают по формуле

$$r = t(v_1 + v_2) + \Delta r, \tag{III.19}$$

где t — время от «начала» зондирования (момент совмещения центра наименьшего диполя AB с электродом M или наименьшим диполем MN) до выбранной точки измерения; v_1 и v_2 — скорости питающего и измерительного судов соответственно; Δr — поправка за изменение длины диполей, вычисляемая по той же формуле, что и для НДОЗ на стоянке.

При построении разреза КС результаты измерений относятся к середине расстояния между центрами диполей. Угол наклона линии, на которую выносятся значения КС при построении разреза, к оси x (в системе координат x, r) определяется по формуле

$$\alpha = \operatorname{arctg}\left(2\,\frac{v_1 + v_2}{v_1 - v_2}\right). \tag{III.20}$$

Отсюда при $v_2 = 0$ (измерительное судно стоит)

$$\alpha = \operatorname{arctg} 2 = 63°25',$$

при $v_1 = v_2$

$$\alpha = 90°.$$

Применение методики НДОЗ в движении дает возможность работать на глубинах моря 200—300 м и значительно (примерно вдвое) сокращает время, затрачиваемое на одно зондирование. Вместе с тем, поскольку $\alpha > \operatorname{arctg} 2$, ширина освещаемой части разреза КС одним зондированием в движении существенно меньше, чем при НДОЗ на стоянке, поэтому при работах НДОЗ в движении для получения той же степени детальности, что и при зондировании с постановкой измерительного судна на якорь, необходимо увеличить число НДОЗ на профиле (сгущать шаг наблюдений).

При выполнении НДОЗ точность замеров КС на больших разносах уменьшается и часто не удовлетворяет требованиям инструкции. Обусловлено это тем, что для надежного измерения слабых сигналов, осложненных процессами становления поля и магнитотеллурическими вариациями, необходимо накопление импульсов. А в процессе НДОЗ расстояние между диполями все время меняется и накопление сигналов невозможно. Для измерения слабых сигналов и наращивания кривых НДОЗ в этом случае применяется методика точечных измерений, аналогичная принятой при наземных работах. В процессе этих измерений питающий и измерительный диполи остаются неподвижными. Производится регистрация большого числа импульсов в период слабой интенсивности магнитотеллурических вариаций (обычно вечером или ночью). Это позволяет установить значения КС с точностью до 5% на больших разносах установки.

Непрерывное профилирование

В зависимости от характера решаемых задач и глубины исследования используется профилирование в двухсудовом и односудовом вариантах. Непрерывное профилирование с применением двух судов выполняется дипольными установками с большими разносами и обеспечивает глубинность исследования до 5 км. При непрерывном профилировании с одним судном глубина исследования небольшая.

При картировании неглубоко залегающего опорного горизонта высокого сопротивления применяется дипольно-осевая и симметричная AMNB установки. При изучении крутопадающих высокоомных пластов, выходящих на дно моря или перекрытых насосами небольшой мощности, используются дифференциальные установки линейной конфигурации, такие как MAN, AMANA, AMBNA и AMNA. Данные расчетов и моделирования свидетельствуют, что установка AMANA, называемая экранированной, обладает большей глубинностью, чем комбинированная установка AMBNA, которая характеризуется несколько большей разрешающей способностью при выделении тонких пластов [113].

Непрерывное профилирование можно выполнять, используя одновременно несколько разнесенных диполей и комплектов регистрирующей аппаратуры для записи разности потенциалов на каждом из разносов. Для борьбы с помехами, возникающими при регистрации разности потенциалов в движении, как и при работах методом НДОЗ в движении, используется «слабина», в 3—4 раза превышающая максимальные глубины моря на отрабатываемых профилях. Описываемый метод применяется до глубин моря 200—300 м. Непрерывное профилирование комплексируется с эхолотными промерами и резистивиметрией.

Непрерывное профилирование с двумя судами выполняется осевой или экваториальной установкой в зависимости от

геоэлектрических условий. Осевая установка используется при прослеживании опорного горизонта низкого сопротивления и при изучении опорного горизонта высокого сопротивления, если имеющиеся аппаратура и оборудование обеспечивают уверенные измерения ΔU на требуемых разносах установки. В процессе выполнения НП в двухсудовом варианте суда перемещаются на фиксированном расстоянии одно от другого, буксируя за собой диполи AB и MN. При осевом профилировании оба судна дви-

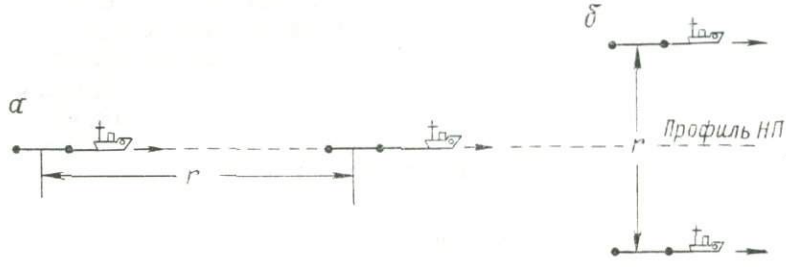


Рис. 24. Схема выполнения непрерывного профилирования с двумя судами. *а, б* — осевая и экваториальная дипольные установки

жутся по прямой линии, совпадающей с профилем наблюдения (*в кильватер*), *при экваториальном — по двум линиям, параллельным* профилю и отстоящим от него на расстояния, равные $r/2$ (рис. 24). Расстояние между центрами диполей и размеры диполей выбираются в зависимости от геоэлектрического разреза и необходимой глубинности исследования.

После включения тока в линию AB и пуска осциллографов оба судна одновременно проходят мимо своих начальных точек и перемещаются по профилю (или профилям) со строго постоянной и одинаковой скоростью. Скорость инверсирования в диполе AB выбирают такой, чтобы продолжительность импульсов в 2—3 раза превышала время становления. Сила тока и разность потенциалов непрерывно регистрируются самописцами. Записи ΔU и I снабжены марками времени и синхронными отметками гидрографических точек (через 200—250 м профиля). Как правило, регистрация разности потенциалов ведется при неизменной чувствительности канала. Осциллограммы градуируются через каждые 1—2 часа.

Производительность работ методом непрерывного профилирования определяется скоростью движения судна (порядка 10—12 км/ч) и достигает 60—80 км профилей в день.

Вычисление $\rho_к = K\dfrac{\Delta U}{I}$ при электропрофилировании на море ведется так же, как при обработке осциллограмм НДОЗ. В процессе *обработки материалов НП строятся графики и карты* КС. При необходимости в вычисленные значения КС вносятся поправки за влияние конечных размеров диполя.

При выполнении НП с одного судна установка с фиксированными расстояниями между питающими и измерительными электродами буксируется по прямолинейному профилю с постоянной скоростью порядка 10—12 км/ч. Сила тока в линии AB и напряжение на приемных электродах непрерывно регистрируются с помощью перопишущих потенциометров. Ленты снабжаются марками времени и синхронными отметками гидрографических точек (через 1000 м профиля). Записи разности потенциалов градуируются в начале и в конце работы на профиле. Значения $\rho_к$ вычисляются через 100—200 м профиля. Дальнейшая обработка и интерпретация материалов выполняются так же, как в двухсудовом варианте НП.

Зондирования становлением магнитного поля в ближней зоне

Эта модификация основана на изучении процессов становления искусственно создаваемого электромагнитного поля вблизи его источника. Она обладает повышенной разрешающей способностью в отношении расчленения разреза, позволяет изучить его под высокоомными экранами. Зондирования становления магнитного поля в ближней зоне (ЗСМ) производятся до глубин моря 50—60 м по методике непрерывных круговых зондирований (НКЗ) и на стоянке измерительной и питающей лабораторий.

В процессе НКЗ приемная петля располагается неподвижно в точке профиля, выбранной в качестве центра ЗСМ, а питающий диполь непрерывно перемещается по кругу заданного радиуса, равного разносу установки r, центр которого совпадает с центром петли. Приемное судно устанавливается на якоре на расстоянии 200—250 м от приемного контура; оно, как показала практика, не является источником помех. Питающее судно в процессе зондирования передвигается со скоростью около 10 км/ч. Длительность импульсов и пауз задается в 1,5—2,0 раза больше времени, на котором амплитуда сигналов равна 1—2 мм при максимальной из применяющихся чувствительностей.

Моменты прохождения питающим судном опорных точек окружности отмечаются на записях ΔU и I увеличением скорости инверсирования. В качестве начальной опорной точки обычно принимается точка пересечения окружности с лучом, проходящим через центр зондирования и ориентированным на север. Последующие точки располагаются по окружности через 1 км одна от другой. Процесс зондирования обычно длится 2,5—3 ч в зависимости от величины r и скорости судна.

Обработка осциллограмм НКЗ заключается в осреднении группы импульсов, соответствующих интервалу, на котором отличие между отдельными импульсами не превышает 5—10%. Дальнейшая обработка импульсов в пределах интервала осреднения проводится так же, как и при наземных работах [59].

Методика НКЗ позволяет непрерывно следить за изменениями параметров геоэлектрического разреза по отрабатываемому кругу. Ее рационально применять в районах со сравнительно небольшими мощностью и суммарной продольной проводимостью осадочной толщи. Неблагоприятны для НКЗ разрезы с большими градиентами изменения мощностей по площади работ. Интервал осреднения приходится выбирать короткий, с *малым числом импульсов. Это приводит к увеличению погрешно*сти обработки, появлению ложных перегибов за счет неосредненных вариаций магнитотеллурического поля.

Работы методом становления магнитного поля при неподвижном положении судов ведутся в вариантах петля—петля и диполь—петля. В варианте диполь—петля при одном положении приемной петли измерения выполняют обычно при четырех положениях (*север—запад—юг—восток*) *питающего диполя.* Затраты времени на выполнение ЗСМ при одном положении приемной петли зависят от времени, ушедшего на раскладку и смотку петли (порядка двух часов), и продолжительности регистрации, которая меняется в зависимости от уровня вариаций магнитотеллурического поля и длительности импульсов, и в среднем составляют 8 ч. В целом методика ЗСМ в ближней зоне на *стоянке аналогична наземной* [148]. *Преимуществом ЗСМ в ва*рианте петля—петля является определенность точки записи зондирования, которая располагается в центре петель, и возможность работы с одного судна.

Метод вызванной поляризации

Профилирование методом ВП в море выполняется на ходу судна по прямолинейным профилям, закрепленным гидрографическими вехами. Вид и размеры установок выбираются в зависимости от глубин исследования и ширины аномальных зон. Работы проводятся на полном ходу судна (14—18 км/ч) при малой продолжительности импульсов пропускания и регистрации спада ВП (5—10 с), что позволяет выявлять зоны шириной 50—100 м. *Регистрация процессов ВП на диаграммную бумаги дает возмож*ность выполнить профилирование более оперативно.

Выявленная аномалия ВП может быть сразу проконтролирована и оконтурена несколькими вспомогательными профилями. Детализация выявленных аномалий проводится на среднем ходу судна с импульсами продолжительностью 15—20 с и синхронной осциллографической записью. Применение импульсов большей *продолжительности, как показали лабораторные и морские* работы, не приводят к значительному увеличению сигналов.

Метод ВП можно применять как попутный на всех судах, ведущих непрерывную геофизическую съемку на шельфе, ввиду относительной простоты аппаратуры и малой длины «косы». Поиск аномальный зон можно проводить при малых токах (10—15 А)

с установками AMNB, в которых приемные электроды приближены к питающим (например, A5M90N5B).

Непрерывное перемещение установки в процессе регистрации ВП может вызывать осложнения записи $\Delta U_{вп}$. Связано это с тем, что приемные электроды при определенном соотношении скорости судна и размеров установки пересекают точки профиля, в которых находились питающие электроды в момент выключения тока, попадая в их приэлектродную зону. Это вызывает некоторое повышение $\Delta U_{вп}$ на фоне нормального спада, особенно четко проявляющееся при аномальных значениях кажущейся поляризуемости $\eta_к$.

Полученные материалы обрабатываются по принятой на суше методике — определяются значения кажущейся поляризуемости на времени 0,5 с и кажущееся сопротивление [68]. Результаты обработки представляются в виде графиков $\eta_к$, $\rho_к$ и глубин моря по отработанным профилям.

В аномальных зонах зондирования ВП выполняются по принятой на суше методике, но с использованием донных установок. Лабораторные и морские исследования показали, что метод ВП в море обладает высокой чувствительностью к электроннопроводящим минералам. Фоновые значения $\eta_к$ (сотые доли процента на два порядка, а аномальные (от десятых долей до первых процентов) — на порядок меньше, чем аналогичные на суше. Аномальные значения в море превышают фоновые в десятки раз. Низкий уровень вызванной поляризации в море объясняется шунтирующим влиянием морской воды высокой проводимости и нулевой поляризуемости, наличием минерализованной воды в порах донных отложений.

МОРСКИЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ

Наиболее глубинным методом электроразведки, как известно, является метод магнитотеллурических зондирований (МТЗ), основанный на измерении составляющих переменного электромагнитного поля, созданного магнитосферными источниками. Внедрение магнитотеллурических зондирований в практику морских геофизических работ началось сравнительно недавно. Первые опыты измерения теллурических токов и магнитотеллурические зондирования в море относятся к концу 50-х—началу 60-х годов: Ю. Н. Попов, 1959 г., Азовское море; Д. Свифт и В. Хесслер, 1959—1961 гг. [206], Северный Ледовитый океан; Ч. Кокс, Дж. Филлоу, Дж. Ларсен [184, 186], Г. А. Фонарев, 1962—1963 гг. [172], Северный Ледовитый океан и др. Объясняется это трудностями аппаратурного и методического характера. Недостаточно была развита и теория морских МТЗ.

Магнитотеллурические зондирования в море обладают рядом специфических особенностей.

1. Моря и океаны покрывают три четверти поверхности земного шара. При изучении таких больших площадей неизбежно возникает вопрос об учете кривизны поверхности Земли. Кроме того, слой морской воды поглощает высокочастотные вариации. Слой осадков, для изучения которого на суше используется сравнительно высокочастотный спектр, в океане тонкий, поэтому основная задача магнитотеллурических исследований в океане — наблюдение низкочастотных вариаций с целью изучения глубинного строения, что, в свою очередь, также приводит к необходимости оценок влияния сферичности Земли.

2. Точка наблюдения может находиться непосредственно на неоднородности в рельефе дна. Поскольку рельеф дна в океане иногда имеет резкие формы и большие амплитуды, следует учитывать искажающее влияние подобных неоднородностей в хорошо проводящей морской воде. В то же время типично морские неоднородности (формы рельефа дна и береговая линия), как правило, вытянуты в одном направлении и часто могут рассматриваться как двумерные. Это упрощает интерпретацию, но требует определенной методики наблюдений.

3. Необходимо измерять пониженные значения сигнала, так как слой хорошо проводящей морской воды существенно поглощает высокочастотную часть спектра вариаций магнитотеллурического поля.

4. Датчики поля в принципе возможно размещать на разных уровнях в слое воды.

5. Поверхностные и внутренние морские волны и переменные течения индуцируют электромагнитное поле, частота которого попадает в частотный диапазон магнитотеллурического сигнала, поэтому необходима такая методика наблюдений, при которой влияние указанных помех минимально.

6. Морская аппаратура должна работать в автономном режиме, поскольку длительная стоянка судна для проведения одного зондирования экономически невыгодна.

Перечисленные выше особенности в совокупности определили проблему создания метода морских магнитотеллурических зондирований.

ОСНОВЫ ТЕОРИИ ГЛУБИННЫХ МТЗ С УЧЕТОМ СФЕРИЧНОСТИ ЗЕМЛИ

Рассмотрим модель концентрически-слоистой Земли в поле произвольного внешнего источника. В теории обычных магнитотеллурических зондирований изучают импеданс, представляющий собой отношение значений горизонтальных составляющих электрического и магнитного полей.

В общем случае импеданс зависит от координат точки наблюдения и источника поля и от свойств магнитосферы. Спектральные импедансы, которые определяются через отношения сфери-

ческих гармоник электромагнитного поля для каждого номера гармоники n, зависят только от свойств нижележащих слоев, поэтому М. Н. Бердичевский, Л. Л. Ваньян, В. В. Сочельников и Э. Б. Файнберг в 1968 г. предложили метод частотного зондирования Земли по результатам сферического анализа электромагнитных вариаций.

Спектральный импеданс можно найти по результатам наблюдений, пользуясь формулами:

$$z_n(r_1) = \frac{e_\varphi}{h_\theta}; \tag{III.21}$$

$$z_n = -\frac{e_\theta}{h_\varphi}; \tag{III.22}$$

$$z_n = -i\omega\mu_0 \frac{r_1 \frac{d}{d\theta} S_n^m(\theta, \varphi)}{n(n+1) S_n^m(\theta, \varphi)} \frac{h_r}{h_\theta}; \tag{III.23}$$

$$z_n = -i\omega\mu_0 \frac{r_1 \frac{d}{d\varphi} \frac{S_n^m(\theta, \varphi)}{\sin\theta}}{n(n+1) S_n^m(\theta, \varphi)} \frac{h_r}{h_\varphi}, \tag{III.24}$$

где (r, θ, φ) — сферическая система координат;

$$S_n^m(\theta, \varphi) = P_n^m(\cos\theta) \begin{cases} \cos m\varphi \\ \sin m\varphi; \end{cases}$$

P_n^m — присоединенная функция Лежандра; r_1 — радиус слоя, на поверхности которого проводятся измерения; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Г/м — магнитная проницаемость вакуума; e_θ, e_φ, h_r, h_θ, h_φ — пространственно-временные гармоники составляющих электрического и магнитного полей (зависимость от времени выбрана в виде $\mathbf{e}^{-i\omega t}$).

В МТЗ импеданс определяется по формулам (III.21) и (III.22), в магнитовариационном зондировании — по (III.23) и (III.24).

Для интерпретации используют значения кажущегося удельного сопротивления

$$\rho_\text{т}^{(n)} = \frac{1}{\omega\mu_0} |z_n|^2 \tag{III.25}$$

и фазы спектрального импеданса

$$\varphi_\text{т}^{(n)} = \arg z_n. \tag{III.26}$$

В работе [153] получено рекуррентное выражение спектрального импеданса $z_n(r_1)$, дающее связь с параметрами внутренних слоев:

$$z_n(r_1) = -\frac{i\omega\mu_0}{k_1}\left[A\left(\overline{R}_{n1}\right) - n/k_1 r_1\right]^{-1}; \qquad \text{(III.27)}$$

$$A\left(\overline{R}_{ni}\right) = \frac{\sum\limits_{s=0}^{n-1} \frac{(n-1+s)!}{s!\,(n-1-s)!\,(2k_i r_i)^s}(-1)^s \left[\overline{R}_{ni}(r_i)\right]^{(1-(-1)^s)/2}}{\sum\limits_{s=0}^{n} \frac{(n+s)!}{s!\,(n-s)!\,(2k_i r_i)^s}(-1)^s \left[\overline{R}_{ni}(r_i)\right]^{(1+(-1)^s)/2}};$$

$$(i=1,\ 2,\ \ldots,\ N-1) \qquad \text{(III.28)}$$

$$\overline{R}_{ni}(r_i) = \operatorname{cth}\left\{k_i h_i + \operatorname{Arcth}\frac{\frac{k_{i+1}}{k_i} P_{qi}^{-}(r_{i+1}) + \left[A\left(\overline{R}_{n,\,i+1}\right) + \frac{n}{k_{i+1} r_{i+1}}\left(\frac{k_{i+1}^2}{k_i^2} - 1\right)\right] P_{qi}^{+}(r_{i+1})}{\frac{k_{i+1}}{k_i} Q_{p-1,\,i}^{-}(r_{i+1}) + \left[A\left(\overline{R}_{n,\,i+1}\right) + \frac{n}{k_{i+1} r_{i+1}}\left(\frac{k_{i+1}^2}{k_i^2} - 1\right)\right] Q_{pi}^{+}(r_{i+1})}\right\};$$

$$(i=1,\ 2,\ \ldots,\ N-1) \qquad \text{(III.29)}$$

где $\overline{R}_{nN}(r_N) = [\operatorname{cth}(k_N r_N)]^{(-1)^{(n-1)}}$

$$P_{qi}^{-}(r_{i+1}) = \sum_{t=0}^{q} \frac{(n-1+2t)!}{(2t)!\,(n-1-2t)!\,(2k_i r_{i+1})^{2t}};$$

$$P_{qi}^{+}(r_{i+1}) = \sum_{t=0}^{q} \frac{(n-1+2t)!}{(2t+1)!\,(n-1-2t)!\,(2k_i r_{i+1})^{2t+1}};$$

$$Q_{p-1,\,i}^{-}(r_{i+1}) = \sum_{t=0}^{p-1} \frac{(n+2t)!}{(2t+1)!\,(n-2-2t)!\,(2k_i r_{i+1})^{2t+1}};$$

$$Q_{pi}^{+}(r_{i+1}) = \sum_{t=0}^{p} \frac{(n+2t)!}{(2t)!\,(n-2t)!\,(2k_i r_{i+1})^{2t}};$$

$p=n/2$, $q=n/2-1$ (n — четно); $p=(n-1)/2$, $q=p$ (n — нечетно).

Здесь $k_i = \sqrt{-i\omega\mu_0/\rho_i}$ $(i=1,\ 2,\ \ldots,\ N)$ — волновое число слоя с номером i ($\operatorname{Re} k_i > 0$); h_i, ρ_i, r_i — мощность, удельное сопротивление и радиус слоя i.

В пределе при $k_i r_i \to \infty$, т. е. в случае достаточно высоких частот и больших глубин исследования, из приведенных формул

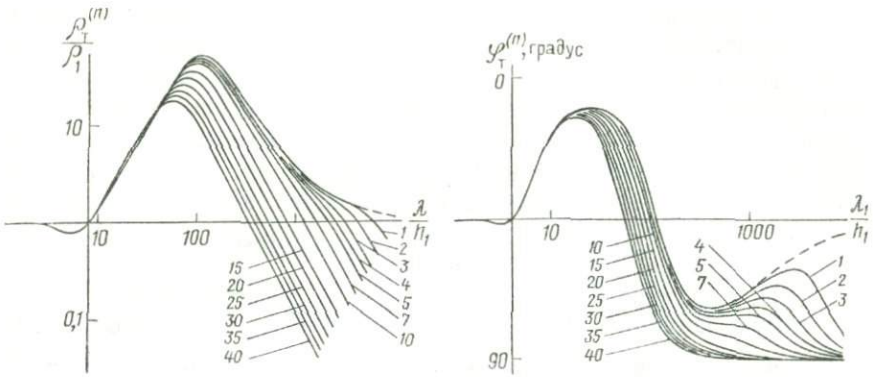


Рис. 25. Кривые кажущегося удельного сопротивления $\rho_\tau^{(n)}/\rho_1$ и фазы спектрального импеданса $\varphi_\tau^{(n)}$.

Шифр кривых — номер сферической гармоники n.

получаем выражение импеданса Z для модели Тихонова—Каньяра:

$$z_n(r_1) \xrightarrow[k_i r_i \to \infty]{} Z = -\frac{i\omega\mu_0}{k_1} R_1, \qquad \text{(III.30)}$$

где $R_1 = \operatorname{cth}\left[k_1 h_1 + \operatorname{Arcth}\sqrt{\frac{\rho_2}{\rho_1}}\operatorname{cth}\left(k_2 h_2 + \ldots + \right.\right.$

$\left.\left. + \operatorname{Arcth}\sqrt{\frac{\rho_N}{\rho_{N-1}}}\right)\right]$.

Можно показать, что, чем больше номер гармоники n, тем более высокие значения $|k_i r_i|$ требуются для осуществления предельного перехода, т. е. влияние сферичности Земли тем больше, чем выше номер гармоники.

На рис. 25 представлены трехслойные кривые зависимости кажущегося удельного сопротивления и фазы спектрального импеданса $\rho_\tau^{(n)}/\rho_1$ и $\varphi_\tau^{(n)}$ от отношения длины волны в первом слое к мощности этого слоя λ_1/h_1. Кривые рассчитаны при следующих параметрах разреза: $r_1 = 6371$ км, $h_1 = 4$ км, $h_2 = 512$ км, $\rho_2/\rho_1 = 256$, $\rho_3/\rho_1 = 1$. Для сравнения приведены кривые $\rho_\tau^{(пл)}$ и $\varphi_\tau^{(пл)}$, отвечающие плоской модели Тихонова—Каньяра (пунктир).

Рисунок иллюстрирует известное положение: по левой ветви кривой кажущегося удельного сопротивления можно определять удельное сопротивление верхних слоев разреза, т. е. $\rho_\tau = \rho_1$. Восходящая ветвь кривой (под углом 63°25′ к оси абсцисс) дает суммарную продольную проводимость S осадочного комплекса, перекрывающего высокоомный фундамент: $\rho_\tau = 1/\omega\mu_0 S^2$. По нисходящей ветви кривой ρ_τ (под углом —63°25′) можно найти

глубину залегания h поверхности хорошо проводящей мантии: $\rho_т = \omega\mu_0 h^2$. Все кривые $\rho_т^{(n)}$ при достаточно больших длинах волн имеют нисходящую асимптоту (под углом —63° 25′), обусловленную первичным полем: $\rho_т^{(n)} = \omega\mu_0 r_1^2/(n+1)^2$. Кривые $\varphi_т^{(n)}$ стремятся при этом к асимптоте $-\pi/2$. При таких больших длинах волн сказываются конечные размеры Земли. Она становится «прозрачной» для электромагнитных волн. Кривые $\rho_т^{(n)}$ и $\varphi_т^{(n)}$ в соответствии с теорией выходят на указанные асимптоты тем раньше, чем больше номер гармоники n.

М. Н. Бердичевский и Л. Л. Ваньян с соавторами построили частотную зависимость $\rho_т^{(n)}$ и $\varphi_т^{(n)}$, полученную по Sq (солнечно-суточная вариация), Dst (мировая магнитная буря) и 27-дневной вариациям для первых пяти гармоник. Экспериментальные кривые сравнивались с теоретическими для трехслойной сферической модели Земли со следующими параметрами: $h_1 = 2$ км, $\rho_1 = 1$ Ом · м, $h_2 = 550$ км, $\rho_2 = 500$ Ом · м, $\rho_3 = 3$ Ом · м. Оказалось, что модель хорошо согласуется с результатами измерений.

Представляет интерес оценить по этой модели, пока наиболее достоверной, влияние сферичности Земли на первые пять гармоник, которые в средних широтах вносят основной вклад в магнитотеллурическое поле. Значение периода, при котором различие $\rho_т^{(n)}$ и $\rho_т^{(пл)}$ составляет 10%, равно 600 сут для $n = 1$ и 0,5 сут для $n = 5$. Значение периода, при котором $\varphi_т^{(n)}$ отличается от $\varphi_т^{(пл)}$ на 5°, равно 200 сут для $n = 1$ и 10 сут для $n = 5$. Таким образом, для первых пяти гармоник влиянием сферичности Земли на кажущееся удельное сопротивление и фазу импеданса можно пренебречь при периодах меньше 1 сут.

Наиболее детальное исследование спектрального импеданса проведено для случая $n = 1$ [152, 153]. Полученные результаты дают возможность установить область значений периодов и параметров разреза, для которой заведомо недопустимо применение плоской модели, так как с увеличением n влияние сферичности возрастает. Кроме того, спектральный импеданс при $n = 1$ совпадает с импедансом для таких важных источников, как начальная и главная фазы магнитной бури, позволяющих изучать глубокие слои Земли. Аналитически установлено, что влияние сферичности Земли при определении положения поверхности проводящего слоя начинает сказываться при глубине около 1600 км.

Сложнее определить истинное удельное сопротивление глубоких слоев Земли. Анализ двухслойных палеток показывает, что при глубине залегания слоя около 250 км кривые кажущегося удельного сопротивления не выходят на истинное значение удельного сопротивления этого слоя при всех значениях ρ_2/ρ_1.

До сих пор речь шла о влиянии сферичности Земли на величину спектрального импеданса. При обычных магнитотеллу-

рических зондированиях, не связанных с исследованием больших глубин, изучается импеданс, получаемый по результатам обработки полного поля, а не отдельных сферических гармоник. Для оценки влияния сферичности Земли на полное магнитотеллурическое поле выбрана модель: вертикальный переменный магнитный диполь над однородным шаром и над однородным полупространством. Нами рассчитаны кажущееся удельное сопротивление $\rho_т$ и фаза импеданса $\varphi_т$. Граничное значение периода, при котором сферичность Земли не отражается на кривых $\rho_т$ и $\varphi_т$, составляет 1,5 сут для кривых $\rho_т$ и 3 сут для кривых $\varphi_т$ (удельное сопротивление Земли принято равным 10 Ом · м). Этот результат хорошо согласуется с полученным для первых пяти гармоник.

На основе материалов расчета для сферической модели получена и оценка области применения плоской модели Тихонова—Каньяра в поле плоской волны. При среднем удельном сопротивлении Земли 10 Ом · м граничное значение периода колеблется от 1,5 мин в приполярных зонах до 1 сут на средней широте. Таким образом, с большой уверенностью можно утверждать, что для средних широт модель Тихонова—Каньяра справедлива при периоде до 1 сут.

Характеризуя основы теории глубинных магнитотеллурических зондирований вообще, мы по существу рассмотрели и основы морских глубинных магнитотеллурических зондирований. Действительно, как будет показано ниже, оптимальной при морских исследованиях является донная установка. Поскольку импеданс не зависит от свойств среды, расположенной выше точки наблюдения, вся теория спектрального импеданса справедлива и здесь, поэтому ограничимся вариантом плоской модели Земли (периоды до 1 сут), внутри которой могут быть горизонтальные двумерные неоднородности.

При периодах порядка 1 сут длина волны в морской воде ($\rho = 0{,}2$ Ом · м) равна 420 км и в 40 раз превышает наибольшую глубину океана, т. е. морская вода на таких периодах является «прозрачной» для электромагнитного поля, и оценки влияния сферичности Земли на полное поле сохраняют свой смысл для случая морских магнитотеллурических исследований в любой точке водного слоя. Кроме того, будем считать возбуждающую волну плоской. Эти допущения справедливы, как уже отмечалось, в средних широтах. При морских работах в высоких широтах необходимы специальные исследования структуры источника с учетом влияния водного слоя.

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ МОРСКИХ МТЗ

Для морских условий можно рассматривать следующие основные варианты установок для измерения магнитотеллурического поля:

1. Поверхностная установка Тихонова—Каньяра, в которой датчики электрического и магнитного полей располагаются на поверхности моря.

2. Донная установка Тихонова—Каньяра, в которой датчики размещены на дне.

3. Разнесенная теллурическая установка Каньяра с измерением только электрической компоненты на разных уровнях [183].

4. Разнесенная магнитная установка Фонарева с измерением только магнитного поля на разных уровнях [172].

5. Разнесенная теллуромагнитная установка с измерением электрического поля на поверхности и магнитного — на дне, предложенная Г. А. Фонаревым и И. Л. Трофимовым для изучения проводящей мантии [162].

6. Разнесенная магнитотеллурическая установка с измерением магнитного поля на поверхности и электрического — на дне [183]. Г. А. Фонарев и И. Л. Трофимов предлагают использовать эту установку для прослеживания проводящей мантии [162].

Возможности отмеченных установок определяются характером изменения магнитотеллурического поля в водном слое, влиянием неоднородностей, морских течений и волн. Сначала рассмотрим их возможности с точки зрения влияния главного фактора — характера изменения магнитотеллурического поля в слое морской воды. В прямоугольной системе координат (x, y, z) с началом на поверхности водного слоя и с осью z, направленной вертикально вниз, выражения для составляющих электрического и магнитного полей в первом слое горизонтально-слоистой среды имеют вид [33].

$$E_x(z) = -\frac{i\omega\mu_0}{k_1} H_0 \widetilde{R}(z)\, C(z); \tag{III.31}$$

$$H_y(z) = H_0 C(z), \tag{III.32}$$

где

$$\widetilde{R}(z) = \operatorname{cth}\left[k_1(h_1 - z) + \operatorname{Arcth}\frac{k_1}{k_2} R_2\right];$$

$$C(z) = \left[\widetilde{R}(z)\operatorname{sh} k_1 z + \operatorname{ch} k_1 z\right]^{-1};$$

$$R_2 = \operatorname{cth}\left\{k_2 h_2 + \operatorname{Arcth}\frac{k_2}{k_3}\left[\operatorname{cth}\left(k_3 h_3 + \ldots + \operatorname{Arcth}\frac{k_{N-1}}{k_N}\right)\right]\right\};$$

H_0 — значение магнитного поля на поверхности водного слоя (при $z = 0$). Зависимость от времени выбрана в виде $e^{-i\omega t}$.

Полученные формулы для электрического и магнитного полей наглядно иллюстрируют хорошо известный факт независимости входного импеданса плоской волны $Z(z)$ [определяемого как отношение $E_x(z)$ к $H_y(z)$] от свойств участков среды, расположенных выше точки наблюдения.

В области низких частот поведение составляющих электромагнитного поля определяется электрическими свойствами подстилающего разрез основания. Действительно, при $|k_i h_i| \ll 1$, если в основании — изолятор, из формул (III.31) и (III.32) для $E_x(z)$ и $H_y(z)$ следует

$$E_x(z) \xrightarrow[\substack{\rho_N=\infty \\ \omega \to 0}]{} \frac{H_0}{S_1 + S_p}; \tag{III.33}$$

$$H_y(z) \xrightarrow[\substack{\rho_N=\infty \\ \omega \to 0}]{} H_0 \left[1 - \frac{z}{\rho_1 (S_1 + S_p)}\right], \tag{III.34}$$

где $S_1 = h_1/\rho_1$, $S_p = \sum_{i=2}^{N-1} h_i/\rho_i$ — суммарные продольные проводимости водного слоя и твердой части разреза.

Если в основании залегает идеальный проводник, то (при $\omega \to 0$)

$$E_x(z) \xrightarrow[\substack{\rho_N=0 \\ \omega \to 0}]{} -i\omega\mu_0 H_0 (h - z); \tag{III.35}$$

$$H_y(z) \xrightarrow[\substack{\rho_N=0 \\ \omega \to 0}]{} H_0. \tag{III.36}$$

Здесь $h = \sum_{i=1}^{N-1} h_i$ — глубина залегания поверхности проводящего основания.

По приведенным формулам были выполнены расчеты амплитуды и фазы электрического и магнитного полей и кажущегося удельного сопротивления для трех типов морских бассейнов, характеризующихся обобщенным четырехслойным разрезом:

1) шельфовые моря —

$h_2/h_1 = 10$; $h_3/h_1 = 500$; $\rho_2/\rho_1 = 10$; $\rho_3/\rho_1 = \infty$; $\rho_4/\rho_1 = 0$;

2) моря типа Черного, Средиземного —

$h_2/h_1 = 5$; $h_3/h_1 = 50$; $\rho_2/\rho_1 = 10$; $\rho_3/\rho_1 = \infty$; $\rho_4/\rho_1 = 0$;

3) глубоководные океанические впадины —

$h_2/h_1 = 1/5$; $h_3/h_1 = 10$; $\rho_2/\rho_1 = 10$; $\rho_3/\rho_1 = \infty$; $\rho_4/\rho_1 = 0$.

На рис. 26 приведены зависимости амплитуд электрического и магнитного полей и кажущегося удельного сопротивления от отношения длины волны λ_1 в водном слое к мощности этого слоя [$\lambda_1 = \sqrt{10\rho_1 T}$ (км), T — период] для океанического случая. Все величины нормированы. Кажущееся удельное сопротивление рассчитывалось по формуле

$$\frac{\rho_т}{\rho_1} = \frac{1}{\omega\mu_0\rho_1} |Z|^2 = \frac{1}{\omega\mu_0\rho_1} \left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2. \tag{III.37}$$

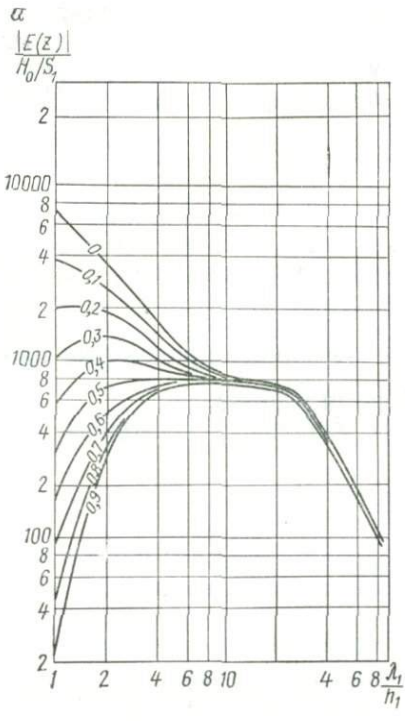
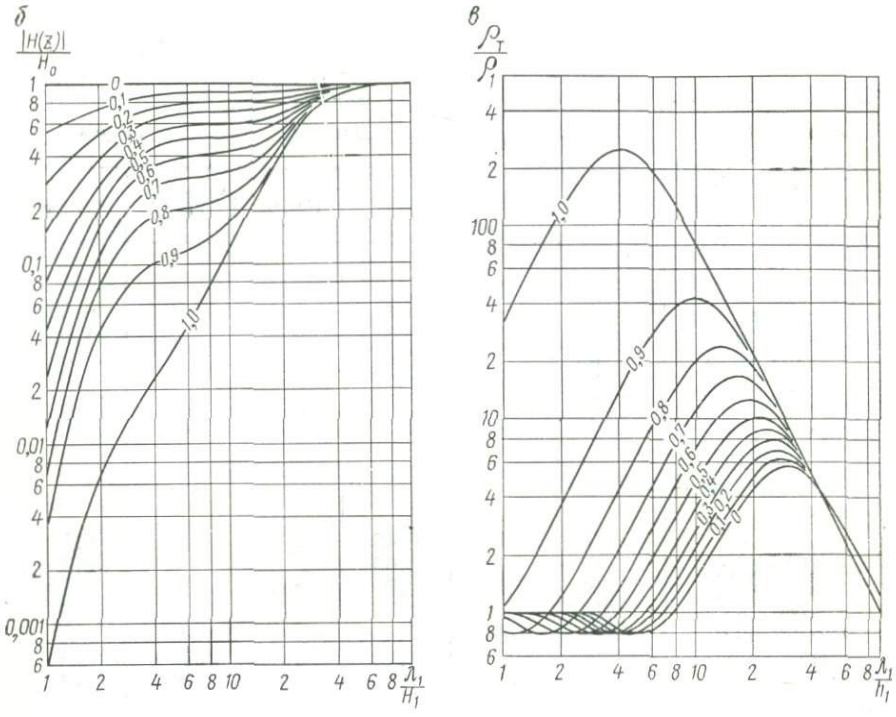


Рис. 26. Зависимости амплитуды электрического поля (*а*), амплитуды магнитного поля (*б*) и кажущегося удельного сопротивления (*в*) от λ_1/h_1. Шифр кривых — относительная глубина z/h_1 точки наблюдения.

При малых значениях периода электрическое и магнитное поля сильно затухают с глубиной. Кажущееся удельное сопротивление $\rho_т$ с уменьшением глубины z снижается. Выход на ниспадающую ветвь, обусловленную последним слоем высокой проводимости, в водном слое наблюдается значительно позже, чем на дне, особенно в случае глубоких морей.

Таблица 6 составлена на основе результатов расчета магнитотеллурического поля в водном слое. Несмотря на то, что ожидаемая величина сигнала в донной установке при малых значениях периода мала, ей следует отдать предпочтение перед поверхностной. Разрешающая способность кривых $\rho_т$ для поверхностной установки значительно хуже, чем для донной. Если для донной установки максимум на кривой $\rho_т$, соответствующий началу влияния хорошо проводящей мантии, наблюдается в глубоководных впадинах при периодах около 200 с, то для поверхностной установки — на периодах около 1500 с.

При сравнении донной и поверхностной установок необходимо также учитывать технические трудности измерения электрического и магнитного полей на нестабильной водной поверхности. Поверхностная установка может применяться только при измерениях со льда. Кроме того, результаты измерений с поверхностной установкой могут быть искажены за счет влияния



электромагнитного поля поверхностных волн моря, в то время как на дне этим влиянием можно практически пренебречь.

Учитывая трудности измерения вариаций магнитного поля в море, Л. Каньяр предложил для магнитотеллурических зондирований использовать установку, регистрирующую только электрическую компоненту на разных уровнях [183].

Г. А. Фонарев советует измерять магнитную компоненту на разных уровнях. Условия применения этих установок рассматривались в работах [7, 33, 162]. Приведем основные результаты этих исследований с точки зрения надежности получения геоэлектрических параметров и технической осуществимости установок.

Поскольку электрическое поле в области периодов, в которой определяется суммарная продольная проводимость разреза [см. (III.33)], не меняется по глубине [33], разнесенная теллурическая установка Каньяра не может эффективно использоваться для прослеживания поверхности фундамента. При больших периодах, когда поведение поля обусловлено проводящим основанием, электрическая компонента изменяется линейно с глубиной [см. (III.35)] [33]. Однако расстояние до проводящего слоя h будет определяться с большими ошибками, так как величина возможного разнесения по вертикали обычно намного

Таблица 6

Значения сигналов для поверхностной и донной установок Тихонова—Каньяра

Тип акватории и параметры разреза	T, с	H_0, гамма	E_x, мВ/км		H_y, гамма	
			На поверхности	На дне	На поверхности	На дне
Шельфовые моря						
h_1=200 м,	2	1	0,8	0,6	1	0,30
h_2=2000 м,	20	2	0,8	0,8	2	1,0
h_3=100 000 м,	60	5	2,0	2,0	5	2,5
ρ_1=0,2 Ом · м,	200	10	4,0	4,0	10	5,0
ρ_2=2 Ом · м,	1 200	20	6,5	6,5	20	14,0
$\rho_3=\infty$, ρ_4=0	3 600	30	4,5	4,5	30	28,0
Моря типа Черного, Средиземного						
h_1=2000 м,	20	2	0,45	0,1	2	0,1
h_2=10 000 м,	60	5	0,65	0,3	5	0,8
h_3=100 000 м,	200	10	0,7	0,6	10	3,0
ρ_1=0,2 Ом · м,	1 200	20	1,1	1,1	20	6,5
ρ_2=2 Ом · м,	3 600	30	1,6	1,6	30	12,0
$\rho_3=\infty$, ρ_4=0	10 800	50	2,0	2,0	50	35,0
	18 000	50	1,5	1,5	50	42,0
Глубоководные океанические впадины						
h_1=5000 м,	20	2	0,5	$5 \cdot 10^{-3}$	2	0,003
h_2=1000 м,	60	5	0,65	0,07	5	0,045
h_3=50 000 м,	200	10	0,7	0,3	10	0,2
ρ_1=0,2 Ом · м,	1 200	20	0,7	0,6	20	2,5
ρ_2=2 Ом · м,	3 600	30	1,0	0,8	30	10,0
$\rho_3=\infty$, ρ_4=0	10 800	50	1,2	1,0	50	36,0
	18 000	50	0,8	0,7	50	43,0

меньше этого расстояния. Отсюда следует, что установка Каньяра мало пригодна и для прослеживания поверхности разогретой мантии.

Каковы же возможности магнитной установки Фонарева? Предположим, что магнитное поле измеряется на поверхности и на дне. В зоне S согласно (III.34) [33]

$$\frac{H_y(h_1)}{H_y(0)} = \frac{1}{1 + S_1/S_p}. \qquad \text{(III.38)}$$

Из приведенной формулы видно, что установка Фонарева может быть эффективной для определения S_p только при не слишком малых значениях S_1/S_p, иначе отношение величин полей близко к единице. Такие значения S_1/S_p характерны для

морей типа Черного, Средиземного и для глубоководных океанических акваторий. В последнем случае, как уже отмечалось, работы по определению мощности осадков методом МТЗ проводить нецелесообразно. Установка малоэффективна и при прослеживании поверхности проводящей мантии в диапазоне периодов, в котором магнитное поле не изменяется с глубиной.

Рисунок 26 иллюстрирует интересную особенность магнитотеллурических зондирований в океане: ниспадающая ветвь кривой $\rho_т$ донной установки в начальной своей части расположена в диапазоне периодов, соответствующих зоне S поверхностной установки. Естественно, возникает мысль использовать именно этот диапазон периодов для определения глубины залегания мантии разнесенной магнитной установкой [162]. Действительно, в этом случае на поверхности и на дне имеем [33]

$$E_x = \frac{H_0}{S_1 + S_p}. \tag{III.39}$$

Из условия, что кривая $\rho_т$ донной установки идет по ниспадающей асимптоте, получаем

$$H_y(h_1) = -\frac{H_0}{i\omega\mu_0 h (S_1 + S_p)}. \tag{III.40}$$

Отсюда

$$\frac{H_y(h_1)}{H_y(0)} = -\frac{1}{i\omega\mu_0 h (S_1 + S_p)}, \tag{III.41}$$

т. е. глубина залегания проводящей мантии может быть определена достаточно уверенно при знании суммарной продольной проводимости $S_1 + S_p$.

Возможности установок Каньяра и Фонарева можно было бы расширить путем применения разностных схем измерений вместо изучения отношения компонент, зачастую близкого к единице. Однако способы технической реализации таких схем неясны, поэтому останавливаться на них не будем.

В последнее время Г. А. Фонарев и И. Л. Трофимов предложили для изучения проводящей мантии в океане использовать смешанные установки: разнесенную теллуромагнитную с измерением электрического поля — на поверхности, а магнитного — на дне, и разнесенную магнитотеллурическую, измеряющую магнитное поле на поверхности и электрическое поле на дне [162].

Из формул (III.39) и (III.40) для теллуромагнитной установки

$$\frac{E_x(0)}{H_y(h_1)} = -i\omega\mu_0 h. \tag{III.42}$$

Эта формула справедлива и при больших значениях периода, когда кривая $\rho_т$ поверхностной установки выходит на ниспадающую асимптоту. Таким образом, теллуромагнитная установка вполне пригодна для прослеживания мантии в океане.

Необходимо только учитывать технические трудности измерения электрического поля в верхнем слое воды, о которых говорилось выше.

Возможности разнесенной магнитотеллурической установки, впервые предложенной Л. Каньяром, подробно рассмотрены в работе [32]. Здесь лишь отметим, что в зоне S, как следует из формулы (III.39), разнесенная магнитотеллурическая установка непригодна для прослеживания мантии в океане. В области очень больших значений периодов, когда кривые $\rho_т$ донной и поверхностной установок Тихонова—Каньяра выходят на ниспадающие асимптоты, эта установка дает хорошие результаты.

Заканчивая сравнение возможностей установок в горизонтально-слоистой среде, сформулируем основные выводы.

1. Наиболее универсальной установкой с учетом современного уровня техники морских измерений следует признать донную установку Тихонова—Каньяра.

2. Установка Фонарева может использоваться при измерениях со льда для прослеживания поверхности фундамента в морях типа Черного, Средиземного и в океане, а также для изучения проводящего слоя мантии в океане.

3. Разнесенная теллуромагнитная установка в принципе может применяться для прослеживания разогретой мантии в морях любых типов, если обойти трудности измерения электрического поля на водной поверхности (например, при измерениях со льда).

4. Разнесенная магнитотеллурическая установка пригодна для изучения мантии только при значениях периодов, соответствующих ниспадающей ветви кривых $\rho_т$ донной и поверхностной установок Тихонова—Каньяра, т. е. эту установку лучше всего использовать в шельфовых и окраинных морях.

Как известно, магнитная компонента поля в меньшей степени связана с геоэлектрическими параметрами, чем теллурическая компонента. Над горизонтально-слоистой средой значение магнитного поля равно удвоенной величине магнитного поля возбуждающей плоской волны, т. е. вдали от неоднородности магнитное поле не зависит от свойств разреза. В случае H-поляризации магнитное поле вовсе не изменяется по горизонтали.

Допущение о постоянстве магнитного поля в горизонтальной плоскости лежит в основе метода теллурических токов (ТТ). Л. Каньяр предложил и методику МТЗ строить с регистрацией магнитного поля только на базисной станции [183]. Такая методика, назовем ее методикой площадных МТЗ, перспективна при измерениях в морских условиях, особенно в шельфовых районах, когда сложная и дорогая автономная морская магнитовариационная станция может быть заменена наземной, расположенной на берегу. Для обоснования применения такой методики в первую очередь необходимо оценить расстояния, на которых магнитное поле конкретных источников не меняется,

а также влияние поглощения в водном слое на величину измеряемого сигнала при расположении станций на разных уровнях.

Для приближенных оценок допустимых расстояний, на которых горизонтальная компонента магнитного поля не изменяется, были рассмотрены источники в виде бесконечно длинного кабеля и магнитного диполя, приподнятых на некоторую высоту над поверхностью однородной Земли. Результаты оценок подробно *изложены в работе* [34]. *Здесь отметим лишь, что в средних ши*ротах изменение относительного расстояния от источника до точки наблюдения на величину $^1/_{80} - ^1/_{40}$ вызывает изменение магнитного поля примерно на 5%. В том случае, когда магнитная станция расположена на берегу, а теллурическая — на дне, при большой мощности водного слоя может возникнуть погрешность из-за поглощения поля в водном слое. Оценки погрешности *по отношению к результату, получаемому с донной установ*кой Тихонова—Каньяра, приведены в работе [32].

Метод площадных зондирований наиболее интересен в разведочном варианте (для прослеживания фундамента), когда требуется более густая сеть наблюдений, чем при прослеживании проводящей мантии. В табл. 7 приведены результаты анализа возможностей методики площадных зондирований для некоторых акваторий. *Реальный геоэлектрический разрез для каж*дой акватории заменен эквивалентным двухслойным разрезом (второй слой — изолятор). Рассчитаны значения относительной погрешности определения кажущегося удельного сопротивления

$$\delta\rho_т = \frac{|\bar{\rho}_т - \rho_т|}{\rho_т},$$

где $\bar{\rho}_т$ и $\rho_т$ — кажущееся удельное сопротивление для разнесенной установки и донной установки Тихонова—Каньяра.

Данные табл. 7 и результаты детального анализа [32] позволяют сделать вывод, что разнесение станций по вертикали возможно только в шельфовых и окраинных морях.

На результаты морских МТЗ существенное влияние может оказывать береговой и островной эффекты и рельеф дна. Береговой эффект обычно объясняют различием электропроводности морской воды и пород, слагающих берег. Наиболее характерная черта берегового эффекта — появление вертикальной составляющей вариации магнитного поля, затухающей вдали от берега [181]. Островной эффект отличается появлением вертикальной составляющей вариации магнитного поля с изменением фазы на 180° над серединой острова [207]. Искажаются и другие составляющие магнитотеллурического поля. Анализу таких искажений посвящены работы М. Н. Бердичевского [8], Т. Рикитаки [143], Б. Е. Мардефельда [97] и других исследователей.

Результаты выполненных нами приближенных расчетов позволяют сделать следующие основные выводы.

Таблица 7

Возможности методики площадных зондирований с разнесением станций по вертикали

Акватория	$\frac{\rho_2}{\rho_1}$	$\frac{h_2}{h_1}$	$\delta\rho_T$, %	Минимально допустимое значение периода, с
Балтийское море	3,5—4,0	25—50	>5 на всей акватории	—
Северо-западная часть Черного моря	4—9	50—150	<5 при глубине моря не более 10—20 м	40
Азовское море	2—3	100—300	<5 на всей акватории	1
Северный Каспий	2—3	>200	<5 на всей акватории	5
Средний Каспий	2—3	70—150	<5 при глубине моря не более 30 м	15
Мелководная часть Южного Каспия	2—3	>100	<5 при глубине моря не более 50 м	20
Глубоководная часть Южного Каспия	2—3	12—20	>20 на всей акватории	—
Глубоководная котловина Черного моря	4—6	6	>50 на всей акватории	—

1. Влиянием берегового эффекта в шельфовых и окраинных морях можно пренебречь при определении как суммарной продольной проводимости, так и глубины залегания проводящей мантии.

2. Влияние берегового эффекта на результаты определения суммарной продольной проводимости чрезвычайно велико в морях мегавпадинного типа и в океане. При работе по методу регистрации магнитного поля на базисной станции как магнитотеллурическую, так и теллурические станции следует располагать от береговой линии на расстоянии не меньше $2\left(1+\frac{1}{\alpha}\right)$ глубины моря (α — угол склона дна в радианах).

3. С ростом периода береговой эффект за счет различия проводимости моря и берега уменьшается и исчезает (E-поляризация), т. е. влиянием этого эффекта на результаты определения глубины залегания проводящей мантии на больших периодах можно пренебречь в морях всех типов.

На связь электромагнитных вариаций с рельефом морского дна указывается в работе Л. Л. Ваньяна и Г. А. Фонарева [20],

где описаны результаты наблюдений на дрейфующей станции СП-10 в Северном Ледовитом океане по профилю, пересекающему южную часть хребта Ломоносова. Над хребтом отмечается увеличение горизонтальных составляющих электрического поля, ориентированных приблизительно вдоль и поперек хребта. Модуль вертикальной составляющей магнитного поля имеет минимум над хребтом и максимум — над склонами хребта.

Представляет интерес случай E-поляризации, так как при H-поляризации аномальные эффекты в магнитном поле малы, а увеличение электрической компоненты на низкой частоте объясняется в работе М. Н. Бердичевского [6].

Расчеты над положительными двумерными структурами в рельефе дна выполнены нами на основе первого приближения в интегральном уравнении по сечению неоднородности. Контур неоднородности задавался формулой

$$z = \{1 - 0{,}25 \exp[-a^2 (y/h_1)^2]\} h_1, \qquad \text{(III.43)}$$

где y — расстояние по профилю от эпицентра неоднородности.

Электромагнитное поле рассчитывалось для разрезов двух типов:

1) двухслойный разрез (a равно 1 и 5) —

$\rho_2/\rho_1 = 100$;

2) трехслойный разрез ($a = 5$):

$h_2/h_1 = 5$, $\rho_2/\rho_1 = 10\,000$, $\rho_3/\rho_1 = 0{,}1$.

На рис. 27, 28 представлены кривые амплитуды и фазы составляющих вторичного электромагнитного поля δE_x^*, $\varphi_{E_x^*}$, δH_y^*, $\varphi_{H_y^*}$, $|H_z/H_0|$ и кривые кажущегося удельного сопротивления $\rho_т/\rho_1$ для узкой неоднородности ($a = 5$). Здесь

$$E_x^*(M_0) = E_x(M_0) - E_x^0(M_0); \quad \delta E_x^* = \frac{|E_x^*|}{|E_x^0|}, \quad \varphi_{E_x^*} = \arg E_x^*;$$

$$H_y^*(M_0) = H_y(M_0) - H_y^0(M_0); \quad \delta H_y^* = \frac{|H_y^*|}{|H_y^0|}, \quad \varphi_{H_y^*} = \arg H_y^*;$$

E_x^0 и H_y^0 — первичное электрическое и магнитное поля в отсутствии неоднородности.

Анализ материалов расчета показал следующее.

1. Влияние рельефа дна достаточно велико и в разведочном, и в глубинном вариантах МТЗ.

2. Можно предложить методику последовательных уточнений формы кривых $\rho_т$ путем расчетов по разработанному алгоритму. Однако для этих целей необходимо решать сложную гидрографическую задачу точного определения положения станции относительно рельефа дна.

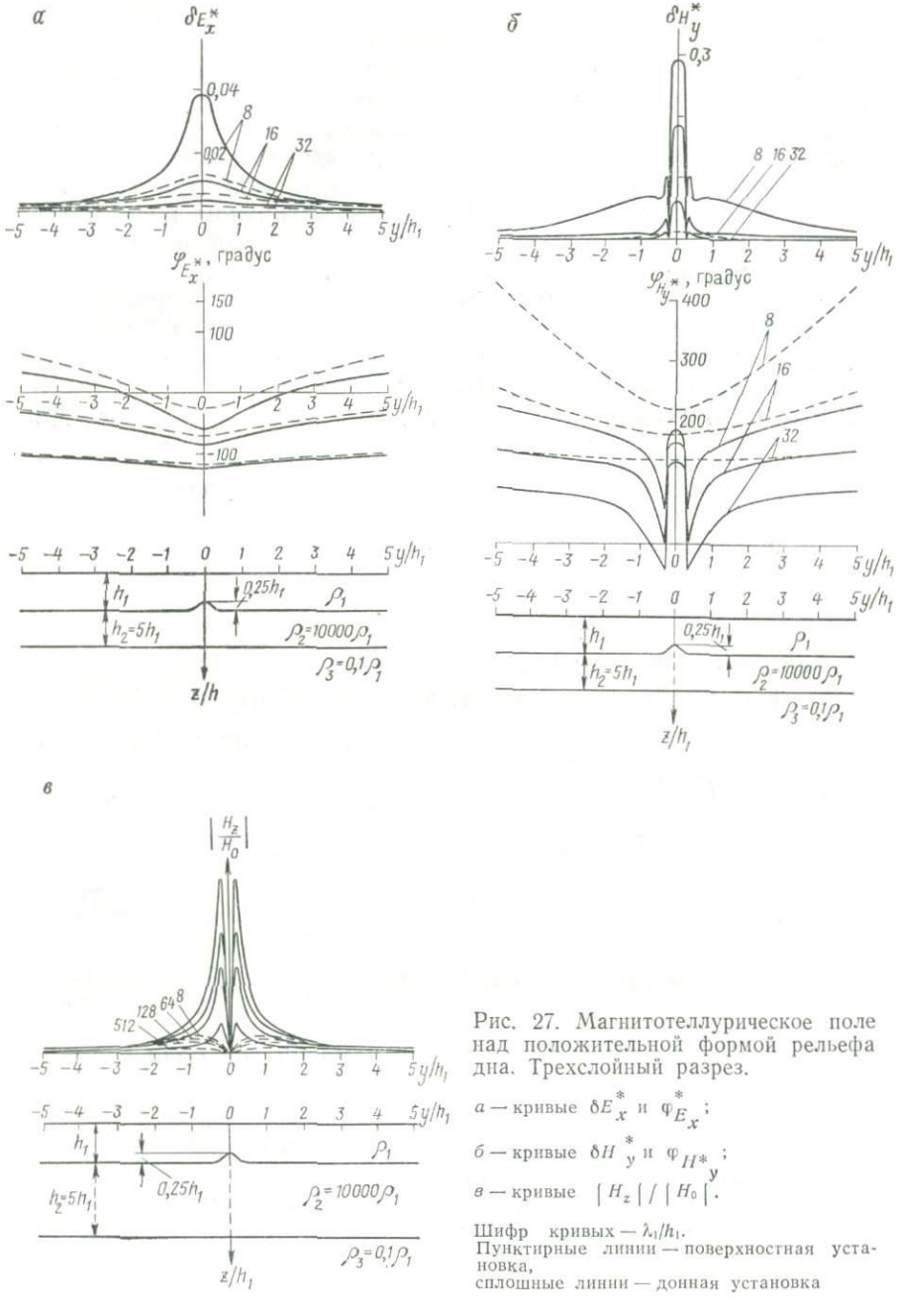


Рис. 27. Магнитотеллурическое поле над положительной формой рельефа дна. Трехслойный разрез.

а — кривые δE_x^* и $\varphi_{E_x}^*$;

б — кривые δH_y^* и $\varphi_{H_y}^*$;

в — кривые $|H_z|/|H_0|$.

Шифр кривых — λ_1/h_1.
Пунктирные линии — поверхностная установка,
сплошные линии — донная установка

3. В районах с сильно расчлененным рельефом дна применять методику зондирований с регистрацией магнитного поля на базисной станции нецелесообразно.

Экспериментальные данные различных исследователей свидетельствуют о том, что электромагнитное поле, индуцированное переменными течениями и волнами, может быть сравнимо по величине своих компонент с магнитотеллурическим.

Приведем основные результаты выполненного нами анализа электромагнитного поля, обусловленного гидродинамическими процессами, протекающими в водном слое.

1. Когда длина волны в породах дна меньше ширины течения, индуцированное поле в Земле имеет такую же структуру, как и магнитотеллурическое поле, возбуждаемое плоской волной.

2. Когда длина волны в морской воде превышает ширину течения, индуцированное поле следует рассматривать как помеху.

3. Поля приливо-отливных течений настолько сильны, что их необходимо учитывать при проведении магнитотеллурических исследований в приливно-отливных зонах. Вариации с периодом, равным половине лунных суток (около 12 ч 30 мин), по-видимому, следует исключить из обработки, так как вариации магнитного поля внешнего происхождения намного меньше.

4. Электромагнитное поле поверхностных и внутренних волн не зависит от удельного сопротивления дна и должно рассматриваться как помеха.

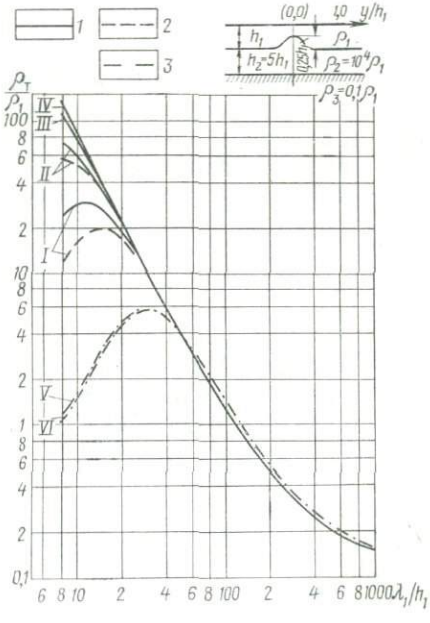


Рис. 28. Кривые $\rho_т/\rho_1$ над положительной формой рельефа дна. Трехслойный разрез.

Донная установка:
1 — $\rho_т/\rho_1$;
2 — $\rho_{т_0}/\rho_1$;
3 — поверхностная установка $\rho_т/\rho_1$.

Координаты точек наблюдения:
I — $y=0$, $z=0{,}75$;
II — $y=0{,}2$, $z=0{,}912$;
III — $y=0{,}4$, $z=1$;
IV — $y=5$, $z=1$;
V — $y=0$, $z=0$;
VI — $y=5$, $z=0$

5. Ввиду быстрого убывания поля волн с глубиной наименее подвержена влиянию этой помехи донная установка Тихонова—Каньяра.

МОРСКАЯ АВТОНОМНАЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ

Специфика магнитотеллурических исследований в море проявляется не только в возможности применения различных методических вариантов, но и в особых требованиях к аппаратуре. Стандартная аппаратура, используемая на суше (например, станция ИЗМИРАН, МТЛ-62 и др.) может применяться только в ограниченных случаях [46, 176].

Чисто технические требования вытекают из необходимости работы донных станций в автономном режиме и кратко могут быть сформулированы следующим образом.

1. Все элементы станции должны иметь повышенную надежность и стабильность.
2. Станция должна отличаться малым потреблением питания.
3. Габариты станции должны быть небольшими.
4. Станция должна быть полностью автоматизирована и снабжена программным управлением.

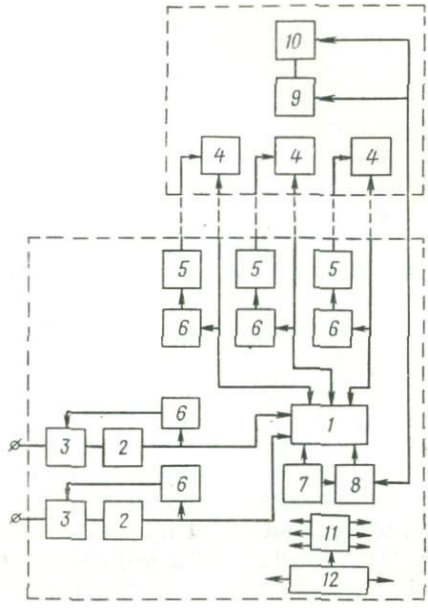
Отсюда понятны затруднения, возникающие при попытке использовать стандартные устройства. Необходимо разработать специальные приборы. Кроме того, выбор конкретных параметров аппаратуры уточняется в процессе опытных морских наблюдений.

Требования к донной станции, вытекающие из необходимости исследования разреза до поверхности разогретой мантии и из оценок величины полезного сигнала и величины электромагнитных помех от волнений моря с преобладающим периодом поверхностных волн до 10 с, следующие:

1) автономность — не менее 7 сут;
2) чувствительность — достаточная для надежного измерения электрического поля величиной 0,1 мВ/км и магнитного поля величиной 0,1 гамм;
3) динамический диапазон — порядка 80 дБ;
4) частотный диапазон — не более 0,1 Гц.

С учетом всех отмеченных требований в Геленджикском отделении ВНИИМОРГЕО Ю. М. Полонским был разработан действующий макет автономной станции для магнитотеллурических исследований на шельфе [125]. Станция позволяет измерять горизонтальные составляющие вариаций электрического поля E_x, E_y и все составляющие вариаций магнитного поля — H_x, H_y, H_z. Датчиками электрического поля служат электрические линии длиной около 500 м с неполяризующимися электродами.

Рис. 29. Блок-схема морской автономной магнитотеллурической станции



Датчики магнитного поля — магнитные вариометры с индукционными преобразователями. Регистрация по всем пяти каналам ведется на кинопленке с последующим увеличением и оцифровкой в стационарных условиях с помощью полуавтоматического цифратора Ф-001.

Основные технические характеристики станции:

Частотный диапазон — 0÷0,1 Гц
Полный динамический диапазон (с учетом пределов автоматических компенсаторов) — 80 дБ
Разрешающая способность электрических каналов — 3—5 мкВ
Разрешающая способность магнитных каналов — 0,05 гамм
Автономность станции — до 7 сут
Потребляемая мощность — 5 Вт
Глубина погружения — до 200 м.

Узлы станции размещаются в двух герметичных контейнерах. В немагнитном контейнере расположены магнитные вариометры *4* и устройство их ориентации с приводом *9* и фотоусилителем *10* (рис. 29). В приборном контейнере, соединенном с первым контейнером кабелем, находятся усилители электрических каналов *2*, автоматические компенсаторы электрических каналов *3* и магнитных каналов *5*, соответствующие релейные усилители *6*, датчик времени *7*, блок программного управления *8*, регистратор *1*, преобразователь питания *11* и блок аккумуляторов *12*.

Установка станции осуществляется следующим образом.

1. В нужном азимуте с борта судна выкладывается одна электрическая линия. На развороте судна выбрасывается «слабина» и выкладывается в перпендикулярном направлении вторая линия.

2. Судно ставится на якорь, и на дно опускается контейнер с магнитными вариометрами.

3. Подбирая якорь-цепь, судно перемещается на небольшое расстояние. Опускается приборный контейнер с грузом-якорем, удерживающим контейнер на глубине 5—10 м под поверхностью моря.

4. Местоположение станции отмечается вехой с проблесковым светильником.

Станция включается автоматически, а работа ее определяется программой блока управления. После окончания цикла регистрации станцию поднимают в порядке, обратном погружению.

Результаты измерений морских МТЗ записываются в аналоговом виде на кинопленку, с которой производится преобразование аналог—код при помощи полуавтоматического цифратора Ф-001. Дальнейшая обработка осуществляется на ЭВМ по общим для суши и моря программам, разработанным во ВНИИГеофизике.

ГЛАВА IV

МАГНИТОРАЗВЕДКА

Потребности судовой навигации еще в средние века (1302—1318 гг.) привели к созданию морского компаса. В XVI—XIX веках были накоплены многочисленные данные об элементах земного магнетизма на поверхности океанов. Новый этап исследований магнитного поля океанов наступил с завершением в 1953 г. строительства в СССР специальной немагнитной шхуны «Заря», которая была оборудована уникальной аппаратурой.

Однако проведение систематических морских магнитных съемок с целью изучения геологического строения дна и поисков полезных ископаемых стало возможным только в середине XX века после разработки и внедрения новых видов магнитометров, позволивших производить измерения в буксируемых устройствах практически с любых судов. В морской магниторазведке вначале использовались феррозондовые магнитометры, однако их применение было ограниченным.

Современный этап в развитии магниторазведки начался с 60-х годов нашего столетия, когда для морских исследований стали применяться протонные магнитометры, позволяющие получать информацию о магнитном поле с высокой точностью и практически непрерывно вдоль профилей наблюдений. Один из первых в СССР образцов таких приборов был установлен на немагнитной шхуне «Заря» в экспедиции 1957—1958 гг. [56].

По мере разработки более совершенных приборов (ВНИИГеофизика, И. И. Беляев) с установкой их на судах любого типа съемки стали охватывать как отдельные полигоны в океанах, так и акватории отдельных морей. В 1962—1968 гг. выполнена съемка Среднего и Северного Каспия (Е. Г. Мирлин, Я. П. Маловицкий, Ю. С. Жигунов, Б. Н. Голубов, Ю. Н. Свистунов). В 1967—1969 гг. проведены региональные исследования на акватории Черного моря [95, 96]. Большие объемы работ в океанах выполняются Институтом океанологии АН СССР (Е. В. Вержбицкий, Е. Г. Мирлин, А. А. Шрейдер), Научно-исследовательским институтом геологии Арктики (А. М. Карасик, Р. М. Деменицкая, А. М. Городницкий). В последние годы магнитометрические измерения в океанах выполняют Морской гидрофизический институт АН УССР и Институт геофизики АН УССР (Ю. В. Терехин и др.).

С начала 60-х годов морские магнитные съемки проводят Ламонтская геофизическая обсерватория, Скрипсовский океанографический институт (США), Геологическая служба Канады,

отдельные фирмы и университеты Японии, Англии, Франции, Италии, ФРГ и других стран.

Морская магниторазведка — геофизический метод исследования земной коры, отличающийся от наземных и аэромагнитных съемок лишь спецификой измерения элементов магнитного поля в морских условиях в движении. Все достижения магнитологии в исследовании магнитного поля Земли, основные методы интерпретации магнитных аномалий, разработанные для наземных и аэрометодов, практически используются в морской магниторазведке [82]. В свою очередь, планомерные морские магнитометрические работы вносят большой вклад в дальнейшее развитие науки о Земле, поставляя информацию об особенностях магнитного поля на обширных малоисследованных пространствах поверхности нашей планеты, о геологическом строении дна морей и океанов, о распределении полезных ископаемых под дном акваторий.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ

Магнитное поле Земли можно рассматривать как постоянное поле с наложением переменного, амплитуды которого на несколько порядков меньше постоянного. Аналитически оно представляется в виде [179]:

$$\mathbf{H}'_T = \mathbf{H}_T + \sum \delta \vec{H}_i \sin\left(\frac{2\pi}{T_i} t + \varphi_i\right), \qquad \text{(IV.1)}$$

где $\mathbf{H}_T$ — напряженность постоянного поля, называемого главным магнитным полем Земли; $\delta \vec{H}_i$ — амплитуды гармоники i переменного магнитного поля; T_i — период гармоники; φ_i — фазовый угол.

Главное поле в первом приближении представляется как поле шара (осевого диполя), намагниченного по оси, отклоняющейся на 11,5° от оси вращения. Магнитный момент Земли составляет приближенно $8{,}3 \cdot 10^{25}$ ед СГС.

Сила воздействия на единичный полюс P от магнитного диполя с моментом $\vec{m}$ на расстоянии r (или интенсивность магнитного поля в этой точке) есть [190]

$$\vec{H}\left(\vec{r}\right) = \frac{2m\cos\theta}{r^3}\vec{r}_1 + \frac{m\sin\theta}{r^3}\vec{\theta}_1, \qquad \text{(IV.2)}$$

где θ — угол, измеряемый от m к r; $\vec{r}_1$ и $\vec{\theta}_1$ — единичные векторы в направлении возрастания r и θ.

Это выражение может быть представлено как производная от скалярной потенциальной функции:

$$\vec{H}\left(\vec{r}\right) = -\Delta U\left(\vec{r}\right), \qquad \text{(IV.3)}$$

где

$$U\left(\vec{r}\right) = \frac{m\cos\theta}{r^2} = -\vec{m}\,\Delta\left(\frac{1}{r}\right);$$

$U(\vec{r})$ называется скалярным магнитным потенциалом диполя, момент которого $\vec{m}$.

Если некоторый объем V имеет непрерывно распределенный дипольный момент на единицу объема, который обозначается $\vec{M}(\vec{r}_0)$, то из (IV.3) следует, что магнитный скалярный потенциал в точке P вне объема есть

$$U\left(\vec{r}\right) = -\int_V \vec{M}\left(\vec{r}_0\right) \Delta \frac{1}{\left|\vec{r} - \vec{r}_0\right|} d^3 r_0, \tag{IV.4}$$

а полная интенсивность поля в этой точке

$$\vec{H}\left(\vec{r}\right) = \Delta \int_V \left(\vec{M}\Delta\right) \frac{1}{\left|\vec{r} - \vec{r}_0\right|} d^3 r_0. \tag{IV.5}$$

Если принять, что направление намагничения одно для всего объема и обозначить его α так, что $\vec{M}\Delta = M(\partial/\partial\alpha)$, это выражение примет вид:

$$\vec{H}\left(\vec{r}\right) = \Delta \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_V M(r_0) \frac{1}{\left|\vec{r} - \vec{r}_0\right|} d^3 r_0. \tag{IV.6}$$

Важным в теории интерпретации соотношением является связь между гравитационным и магнитным полями, вызванными однородным распределением масс (теорема Пуассона):

$$\vec{H}\left(\vec{r}\right) = \frac{M}{G\rho} \frac{\partial}{\partial \alpha} \vec{F}\left(\vec{r}\right), \tag{IV.7}$$

где ρ — плотность среды; G — гравитационная постоянная; $\vec{F}(\vec{r})$ — напряженность гравитационного поля.

В каждой точке с географическими координатами φ и λ (широта и долгота) магнитный потенциал, связанный с внутренними источниками, может быть представлен бесконечным рядом разложения по сферическим функциям $P_n^m(\cos\theta)$ [179].

$$U = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{n} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \left(g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda\right) P_n^m (\cos\theta), \tag{IV.8}$$

где r — расстояние от центра источника до точки; R — средний радиус Земли; θ — дополнение к широте; g_n^m и h_n^m — постоянные коэффициенты.

Отсюда прямоугольные составляющие поля будут

$$X=\sum_{n=1}^{\infty}\sum_{m=1}^{n}\left(g_n^m\cos m\lambda+h_n^m\sin m\lambda\right)\left(\frac{R}{r}\right)^{n+2}\frac{\partial P_n^m(\cos\theta)}{\partial\theta};$$

$$Y=\sum_{n=1}^{\infty}\sum_{m=1}^{n}\left(g_n^m\sin m\lambda-h_n^m\cos m\lambda\right)\left(\frac{R}{r}\right)^{n+2}\frac{m}{\sin\theta}P_n^m(\cos\theta);$$

$$Z=-\sum_{n=1}^{\infty}\sum_{m=1}^{n}(n+1)\left(g_n^m\cos m\lambda+h_n^m\sin m\lambda\right)\times$$

$$\times\left(\frac{R}{r}\right)^{n+2}P_n^m(\cos\theta); \qquad \text{(IV.9)}$$

а модуль вектора поля

$$T=(X^2+Y^2+Z^2)^{1/2}. \qquad \text{(IV.10)}$$

Коэффициенты g_n^m и h_n^m отыскиваются по измеренным значениям поля, заданным в общем случае в дискретных, неравномерно распределенных на поверхности Земли и в околоземном пространстве точках (сферический гармонический анализ). Обратная задача сферического анализа (синтез) заключается в расчетах значений X, Y, Z и T по уже известным коэффициентам и позволяет оценить магнитное поле как в любой точке на поверхности Земли, так и на разных высотах.

Анализ показывает [167], что источник низких гармоник магнитного поля $n\leqslant 8$ расположен в ядре, тогда как источник высоких гармоник $10\leqslant n\leqslant 2000$ — близ поверхности Земли, т. е. мантия вносит крайне малый вклад в магнитное поле. Для каждой гармоники $0\leqslant m\leqslant n$, поэтому при $10\leqslant n\leqslant 2000$ длины волн аномалий теоретически могут изменяться в широких пределах — от 4000 до 20 км. Следовательно, в каждом конкретном случае возможны различные соответствия между длинами волн магнитных аномалий и строением внешней оболочки Земли — литосферы (объекта изучения метода магнитной разведки). Следовательно, нет точного определения магнитной аномалии, и в каждом конкретном случае необходимо оговаривать, что именно принимается за нормальное поле.

Применение для измерения магнитного поля искусственных спутников Земли позволило составить достаточно представительные модели главного магнитного поля Земли при $n=8$ или $n=9$ [185]. Из анализа главного магнитного поля следует, что значения модуля полного вектора земного магнитного поля T на поверхности Земли изменяются от 23 000 до 70 000 гамм (рис. 30). Этим определяются требования к диапазону измерительной магнитометрической аппаратуры.

Объектом изучения в морской магниторазведке являются отклонения от главного магнитного поля, созданные источниками, расположенными в верхней части литосферы под морским

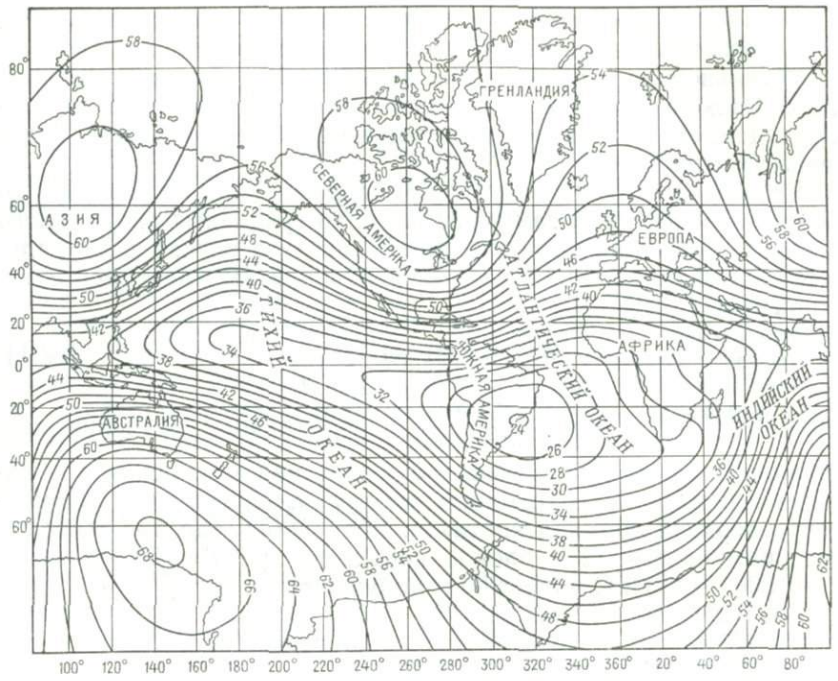


Рис. 30. Изодинамы полной интенсивности главного магнитного поля модели IGRF (в тысячах гамм). Эпоха 1965 г. [185]

дном. Многие породы обладают магнитной восприимчивостью. Создаваемые ими индукционные эффекты наблюдаются в главном магнитном поле как аномалии, которые используются для индикации зон высокой восприимчивости в земной коре.

Некоторые породы, кроме того, характеризуются постоянной естественной остаточной намагниченностью (J_n). Она не зависит от земного магнитного поля и может иметь различные направления. Породы с этим свойством создают собственное магнитное поле, а при достаточной величине J_n — также магнитные аномалии.

Если J_n сравнима или превышает индукционные магнитные моменты, то породы могут быть намагничены в направлении, отличном от главного магнитного поля, а поскольку форма аномалий сильно зависит от направления намагничения, это вызывает существенную неопределенность при интерпретации. Магнитные аномалии, вызванные концентрацией ферромагнитных минералов в верхних частях земной коры, могут достигать таких же амплитуд, как главное поле, или даже бóльших. Однако в основном они составляют $0{,}001H_T - 0{,}1H_T$.

Определим теперь магнитные аномалии как области, где магнитное поле отличается от поля соседних районов, нарушая

монотонность изменения элементов земного магнетизма [179]. Это соответствует смене градиентов магнитного поля, которые в нормальном поле практически неизменны на больших расстояниях. Отсюда основным критерием наличия магнитной аномалии в данном районе является заметное изменение в нем градиентов земного поля.

Если градиенты главного (нормального) поля составляют сотые и тысячные доли гаммы на метр, то градиенты аномального поля на один—два порядка выше. Так, для случая вертикального контакта в высоких магнитных широтах имеет место соотношение [193]

$$\left[\frac{d(\Delta T_a)}{dz}\right]_{+\max} - \left[\frac{d(\Delta T_a)}{dz}\right]_{-\max} \approx \frac{2J}{h}, \qquad \text{(IV.11)}$$

где $\left[\frac{d(\Delta T_a)}{dz}\right]_{+\max}$ и $\left[\frac{d(\Delta T_a)}{dz}\right]_{-\max}$ экстремальные значения вертикального градиента аномального поля над контактом; J — намагниченность; h — расстояние между измерительным элементом и верхней кромкой контакта. Если $J = kT$, где k — контраст восприимчивости двух блоков пород, то при $T = 50\,000$ гамм, $k = 1000 \cdot 10^{-6}$ СГС и $h = 200$ м получаем

$$\left[\frac{d(\Delta T_a)}{dz}\right]_{+\max} - \left[\frac{d(\Delta T_a)}{dz}\right]_{-\max} = 0{,}5 \text{ гаммы/м}.$$

Такая модель верна для неглубоко залегающего кристаллического фундамента, интрузий, прорывающих осадки, месторождений ископаемых, залегающих вблизи поверхности дна на шельфе. Для нефтесодержащих рифовых структур, соляных куполов и других подобных образований разность градиентов существенно уменьшается. Соотношения такого же порядка наблюдаются и для горизонтального градиента.

Поле простейших моделей — точечного полюса, единичного диполя, линии полюсов (тонкий пласт бесконечного падения), линии диполей (тонкий пласт малых размеров по падению) выражается дифференциальными уравнениями Эйлера:

для точечного полюса и единичного диполя —

$$x\frac{\partial(\Delta T_a)}{\partial x} + y\frac{\partial(\Delta T_a)}{\partial y} + z\frac{\partial(\Delta T_a)}{\partial z} = -n(\Delta T_a); \qquad \text{(IV.12)}$$

для линии полюсов и линии диполей

$$x\frac{\partial(\Delta T_a)}{\partial x} + z\frac{\partial(\Delta T_a)}{\partial z} = -n(\Delta T_a), \qquad \text{(IV.13)}$$

где $n = 1$ для нити полюсов; $n = 2$ для точечного полюса и нити диполей; $n = 3$ для единичного диполя.

В точке максимума аномалии

$$\frac{\partial(\Delta T_a)}{\partial x} = \frac{\partial(\Delta T_a)}{\partial y} = 0,$$

откуда

$$\left[\frac{\partial(\Delta T_a)}{\partial z}\right]_{max} = -\frac{n(\Delta T_a)_{max}}{z}.$$

Из этого соотношения следует, что в аномальных полях средней интенсивности (200—500 гамм) при неглубоком залегании возмущающих тел (сотни метров) максимальные градиенты достаточно велики и достигают 4—9 гамм/м для разных источников. Для глубоко погруженных тел (до 10 км) максимальные градиенты составляют десятые и сотые доли гамм на метр.

Обнаружить аномалию, даже очень слабую, не представляют затруднений, если измерять значения поля с достаточной точностью в точках, близких друг к другу, причем наиболее удобно, как следует из приведенного выше определения, измерять непосредственно градиенты поля в данной точке.

ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ АППАРАТУРА

При современных морских магнитных исследованиях применяется разнообразная измерительная аппаратура, различающаяся как по назначению, так и по принципу действия. По назначению она разделяется на магнитометры, предназначенные для измерения модуля вектора напряженности геомагнитного поля (T-магнитометры), компонентные магнитометры (D, H, Z-магнитометры), магнитометры-градиентометры, магнитовариационные станции (T, D, H, Z-вариометры). По принципу действия (типу датчиков магнитного поля) морская магнитометрическая аппаратура делится на магнитостатическую, феррозондовую, протонную (ядерную), квантовую (атомную).

Для целей морской магнитной разведки и измерения вариаций наибольшее распространение получили протонные и квантовые T-магнитометры благодаря их высокой точности, быстродействию, отсутствию дрейфа нуля, абсолютному характеру измерений и малым размерам магниточувствительных элементов, позволяющих размещать последние в немагнитных буксируемых гондолах, находящихся вне влияния магнитных полей буксирующих судов. Феррозондовые магнитометры применяются в основном для измерения компонент, а магнитостатические — для донных измерений.

Остановимся на протонной и квантовой магнитометрической аппаратуре. Основы физических явлений, используемых в ядерной и квантовой магнитометрии, достаточно полно изложены в обзорных работах [110, 127, 178].

Протонные, или ядерные, магнитометры. Принцип действия этих магнитометров основан на измерении частоты свободной прецессии протонов в земном магнитном поле. Система ядерных магнитных моментов во внешнем магнитном поле характе-

ризуется вектором ядерной намагниченности $\vec{M}$. В простейшем случае изменение вектора намагниченности со временем подчиняется уравнению Блоха, которое при пренебрежении взаимодействием магнитных моментов между собой и с окружением имеет простой вид:

$$\frac{d\vec{M}}{dt} = \gamma\left[\vec{M}, \vec{H}\right], \tag{IV.14}$$

где $\vec{H}$ — внешнее магнитное поле; γ — отношение максимальной величины проекции магнитного момента ядра к его механическому моменту (гиромагнитное отношение).

Отсюда следует, что, поскольку в присутствии внешнего магнитного поля $\frac{d\vec{M}}{dt} \neq 0$, $\vec{M}$ не может быть неподвижным, если его направление не совпадает с вектором этого поля. В случае постоянного внешнего поля $\vec{H} = \vec{H}_0$ вектор $\vec{M}$ будет прецессировать вокруг направления $\vec{H}_0$ с частотой ω_0. Это явление называется свободной прецессией. В системе координат, вращающейся вокруг направления поля с некоторой частотой ω, уравнение (IV.14) принимает вид:

$$\frac{d\vec{M}'}{dt} = \gamma\left[\vec{M}', \left(\vec{H}_0 + \frac{\vec{\omega}}{\gamma}\right)\right]. \tag{IV.15}$$

При $\omega = \omega_0$ вектор $\vec{M}'$ в этой системе координат неподвижен и $\frac{d\vec{M}'}{dt} = 0$, откуда следует, что

$$\vec{\omega}_0 = -\gamma\vec{H}_0. \tag{IV.16}$$

Таким образом, свободная прецессия вектора намагниченности происходит с частотой ω, называемой ларморовой, строго пропорциональной внешнему полю. Знак правой части уравнения (IV.16) указывает направление прецессии.

Итак, чтобы возбудить свободную прецессию, необходимо создать ядерную намагниченность $\vec{M}$ и отклонить ее от направления $\vec{H}_0$ на некоторый угол θ. Наиболее простым и распространенным способом создания этих условий является метод Паккарда—Вариана, который состоит в следующем. Образец, содержащий большое количество ядер водорода (протонов) помещается в катушку, составляющую часть колебательного контура, настроенного на резонансную частоту. Ядерная намагниченность (поляризация) создается сильным магнитным полем $\vec{H}^*$, возникающим в результате пропускания постоянного тока через катушку. При этом ось катушки располагается примерно

перпендикулярно к направлению внешнего поля. Вдоль результирующего поля в образце возникает намагничение

$$\vec{M} = \varkappa_0 \vec{H}_\text{р} \left(1 - e^{-t/T_1}\right), \qquad \text{(IV.17)}$$

где $\varkappa_0$ — ядерная магнитная восприимчивость; $\vec{H}_\text{р}$ — результирующее поле, действующее на образец; T_1 — время продольной релаксации, обусловленное взаимодействием магнитных моментов с окружением и зависящее от состава среды и температуры: t — время поляризации.

После создания намагниченности $\vec{M}$, направленной вдоль $\vec{H}_\text{р}$, внешнее поле выключается настолько быстро, чтобы за время выключения вектор $\vec{M}$ не успел заметно измениться как по величине, так и по направлению. В результате вектор ядерного намагничения начинает свободно прецессировать вокруг поля $\vec{H}_0$, наводя в катушке ЭДС с ларморовой частотой ω_0. Напряжение, индуцированное в приемной катушке,

$$V = c\varkappa\gamma H_0 H^* \sin^2\theta \sin(\gamma H_0 t_1)\, e^{-t_1/T_2}, \qquad \text{(IV.18)}$$

(где c — безразмерный коэффициент, зависящий от параметров контура и скорости выключения поляризующего контура; $\varkappa$ — ядерная парамагнитная восприимчивость; θ — угол между $\vec{H}^*$ и $\vec{H}_0$; t_1 — время, прошедшее с момента выключения поля $\vec{H}^*$ до момента измерения; T_2 — время поперечной релаксации, примерно равное T_1 для жидкостей) и представляет собой синусоиду с постоянной затухания $1/T_2$ и амплитудой, пропорциональной $\sin^2\theta$. Обычно начальная величина амплитуды V порядка нескольких микровольт. Поскольку процессы поляризации и наблюдения сигнала свободной прецессии разнесены во времени, этому методу присуща дискретность.

Таким образом, процесс измерения внешнего магнитного поля сводится к измерению частоты слабого, быстро затухающего сигнала ядерной прецессии, связанной с внешним полем соотношением (IV.16). Гиромагнитное отношение ядра γ является фундаментальной физической константой и по решению 12-й Ассамблеи Международного Союза геодезии и геофизики 1960 г. принимается равным $(2{,}67513 \pm 0{,}00002) \cdot 10^{-4}$ гс$^{-1}$ · см$^{-1}$. Достигнутая точность определения гиромагнитного отношения позволяет производить абсолютные измерения с точностью $\pm 0{,}4$ *гаммы в поле напряженностью* 0,5 *эрстед.*

Измерение частоты прецессии в протонных магнитометрах производится в основном двумя методами.

1. Гетеродинный метод, в котором частоту ядерной прецессии смешивают с сигналом стандартного генератора и полученные

биения записываются вместе с метками времени на самописце. Точность измерения может быть не больше 0,01 Гц, т.е. примерно 0,25 гаммы [178]. Однако достигается такая точность ценой весьма трудоемкой обработки записей. В связи с этим в настоящее время метод в морской геофизике не применяется.

2. Электронно-счетный метод, который основан либо на принципе счета числа периодов прецессии $N_п$ за фиксированный интервал времени (частотомеры), либо на принципе счета числа периодов стандартного напряжения $N_с$ за время протекания определенного количества периодов прецессии (периодомеры). Величина измеряемого поля H_0 связана с показаниями частотомера $N_п$ соотношением

$$H_0 = \frac{N_п}{\gamma K_у \tau}, \qquad \text{(IV.19)}$$

где $K_у$ — коэффициент умножения частоты; τ — время измерения.

Для получения отсчета непосредственно в гаммах выполняется условие

$$\gamma K_у \tau = 1. \qquad \text{(IV.20)}$$

В периодомерах связь величины измеряемого поля с показанием счетчика обратная, поэтому, несмотря на сравнительно простую схему, они в последнее время не применяются. Наиболее распространен вариант частотомера, поскольку результат измерения в нем выражается непосредственно в гаммах. Умножение частоты в приборах типа частотомера необходимо для повышения точности измерений, поскольку время τ не может быть большим ввиду быстрого (не более 3 с) затухания сигнала. Практически $K_у$ выбирается в пределах 30—200.

Общая блок-схема протонных магнитометров включает: датчик, коммутирующее устройство, источник поляризации, резонансный усилитель, умножитель частоты прецессии, измеритель частоты, регистрирующее устройство. С помощью коммутирующего устройства обмотка датчика магнитометра на время, равное $(2 \div 3) T_1$, подключается к источнику поляризации, чем создается намагничение образца. После отключения источника поляризации обмотка подключается к усилителю и сигнал, наведенный в датчике, усиливается, умножается на выбранный $K_у$ и измеряется частотомером. Результаты измерений регистрируются в цифровом (на перфораторе или магнитофоне) и аналоговом (на ленте самописца) виде.

Наиболее простой конструкцией датчика протонного магнитометра является цилиндрическая катушка, внутри которой находится образец протонсодержащего вещества (спирт, керосин, бензин, дистиллированная вода), выбираемого в зависимости от рабочей температуры датчика и быстродействия прибора. В таких датчиках наблюдается большая зависимость амплитуды сиг-

нала от ориентировки датчика относительно направления вектора измеряемого поля. Для выравнивания амплитудной характеристики используются троидальные или многокатушечные датчики. Троидальные датчики более устойчивы к внешним помехам.

Особые требования предъявляются к умножителю частоты, поскольку он должен работать в широком динамическом диапазоне, примерно от 1 до 3 кГц, соответствующем земному магнитному полю. Ввиду относительно малой скорости движения исследовательских судов (порядка 10—20 уз) дискретность измерений не имеет принципиального значения. Так, для того чтобы без искажений охарактеризовать десятью точками аномалию шириной порядка 250—300 м, достаточно иметь интервал между отсчетами порядка 2,5—5,0 с. Практически дискретность измерений морскими магнитометрами составляет 3—10 с.

В настоящее время в СССР и за рубежом разработано большое количество протонных магнитометров. Практически все они имеют сходные метрологические и эксплуатационные характеристики (табл. 8), различаясь лишь конструктивными особенностями.

Квантовые (атомные) магнитометры. В этих магнитометрах используются эффекты взаимодействия рабочего вещества с электромагнитными полями двух частот: оптического и радиодиапазонов. В силу дискретности энергетических уровней это взаимодействие носит резонансный характер: при поглощении или испускании кванта энергии атом переходит с одного уровня на другой, причем резонансная частота ω_0 определяется соотношением

$$\hbar\omega_0 = E_1 - E_2, \qquad \text{(IV.21)}$$

где $\hbar$ — постоянная Планка, деленная на 2π; E_1 и E_2 — энергии уровней.

Измеряемое магнитное поле вызывает зеемановское расщепление уровней. Переходы между зеемановскими подуровнями соответствуют радиочастотам. Обычно населенности этих подуровней практически равны, поскольку тепловое движение выравнивает населенности экспоненциально с определенным временем релаксации. Для получения большего поглощения электромагнитной энергии необходимо искусственно создавать большую разность населенностей подуровней, что достигается оптической ориентацией атомов с помощью света с определенной длиной волны.

Если к системе оптически ориентированных атомов приложить радиочастотное поле резонансной частоты, то атомы начнут совершать вынужденные переходы между зеемановскими подуровнями. Этот процесс будет протекать в сторону выравнивания населенностей, что, в свою очередь, вызовет увеличение поглощения света системой атомов. Таким образом, магнитный

Таблица 8

Технические характеристики протонных магнитометров АПМ-3 (Гидрофизин АН УССР) и G-801 (фирма «Джеометрикс», США)

Характеристики	АПМ-3	G-801
Диапазон измеряемых полей	20 000—100 000 гамм	20 000—100 000 гамм
Инструментальная точность	±0,5 гаммы	∓0,5 гаммы
Полный цикл измерения в автоматическом режиме	2, 4, 10, 20 с	3, 6, 60 с
Виды регистрации:		
а) визуальная на цифровом табло в гаммах	Шестиразрядное табло	Пятиразрядное табло
б) на перфоленте в двоично-десятичном коде	1.2.4.8	1.2.4.8
в) на аналоговом самописце	1 гамма/мм, 10 гамм/мм	100 гамм и 1000 гамм на шкалу
г) выход на ЦПМ	Предусмотрен	—
Гондола с датчиками:		
а) масса	8 кг	36 кг
б) длина	35 см	51 см
в) диаметр	13,5 см	18 см
Электропитание от сети	127/220 В, 50 Гц	115/220 В, 60 Гц
Тип датчика	Тороидальный двухсекционный	Тороидальный двухкатушечный
Длина буксировочного кабеля	300 м	150 м
Размеры аппаратурной стойки	720×430×400 мм	495×430×305 мм

резонанс в образце можно детектировать по изменению интенсивности проходящего через образец света, который используется для оптической ориентации атомов.

Для измерения магнитного поля применяется оптическая ориентация атомов щелочных металлов и гелия. Зависимость частоты перехода ω_0 между соседними подуровнями зеемановского расщепления, которое происходит под воздействием слабого внешнего магнитного поля H_0, для щелочных металлов имеет вид:

$$\omega_0 = AH_0 + BH_0^2, \qquad \text{(IV.22)}$$

где A и B — коэффициенты, определяемые константами рабочего вещества.

Зеемановское расщепление для щелочных атомов имеет следующие особенности: во-первых, величина расщепления зависит от поля нелинейно; во-вторых, она получается разной для различных пар зеемановских подуровней (подуровни не эквидистантны), причем для всех щелочных металлов число зеемановских подуровней больше двух, поэтому вместо одной линии магнитного резонанса наблюдается серия близких линий. Точность абсолютных измерений земного магнитного поля при использовании атомов щелочных металлов, определяемая величиной расщепления между соседними компонентами, не может быть выше 2 гамм.

Гелий (He_4) может находиться в двух состояниях: 1) парагелий, когда спиновые моменты электронов направлены встречно и образец диамагнитен; 2) ортогелий, когда спиновые моменты электронов направлены в одну сторону и образец парамагнитен. В возбужденных состояниях ортогелия наблюдается расщепление на два уровня. Спектральная линия, соответствующая переходу между ними, используется в методе оптической ориентации.

Основной уровень ортогелия во внешнем магнитном поле расщепляется на три эквидистантных подуровня, частота переходов между которыми определяется выражением

$$\omega_п = (2\,802\,540 \pm 100)\, H_0. \qquad \text{(IV.23)}$$

Возможная точность абсолютных измерений геомагнитного поля в случае гелия такая же, как для атомов щелочных металлов.

Относительная точность измерений внешнего магнитного поля в методе оптической ориентации определяется соотношением

$$\delta\omega = \frac{\Delta\omega}{\omega_0}\frac{N}{S}, \qquad \text{(IV.24)}$$

(где $\Delta\omega$ — ширина линии резонанса, ω_0 — резонансная частота, $\frac{S}{N}$ — отношение сигнал/шум) и при соответствующих условиях может достигать 0,0001 гаммы.

Высокие резонансные частоты оптически ориентированных атомов щелочных металлов и гелия, примерно на три порядка превышающие частоту прецессии протонов, позволяют добиться высокой точности измерения магнитного поля при малом времени измерения частоты и малом коэффициенте умножения. Из рис. 31 видно, что в данном отношении гелий обладает существенными преимуществами перед щелочными металлами. Кроме того, при применении щелочных металлов из-за неэквидиститности зеемановских уровней в магнитометрах

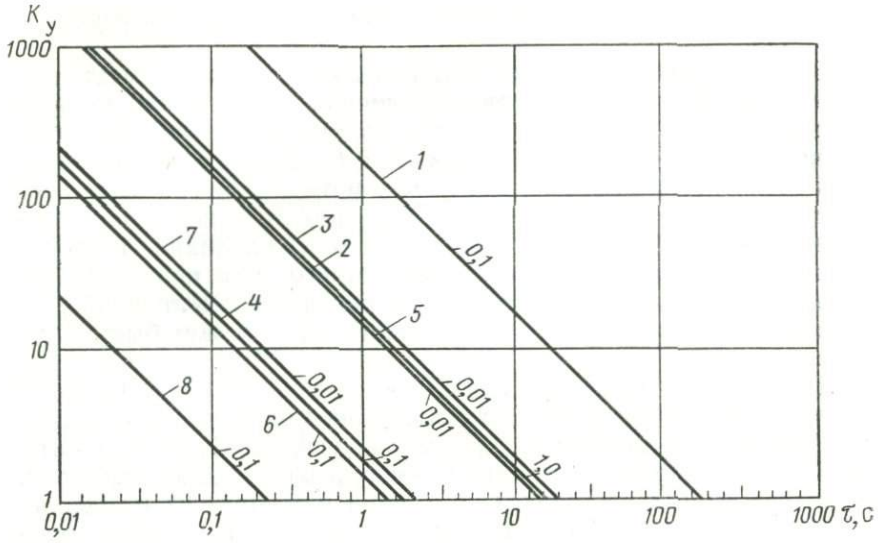


Рис. 31. Зависимости чувствительности магнитометров s от коэффициента умножения $K_у$ и времени измерения частоты τ для различных рабочих веществ (по данным П. Худа, 1970).

1, 2 — протонные магнитометры;
3, 4 — цезиевые;
5, 6 — рубидиевые;
7, 8 — гелиевые.
Шифр кривых — чувствительность в гаммах

самоосциллирующего типа частота зависит от ориентации прибора. Оптическая ориентация щелочных атомов может осуществляться только при парообразном состоянии металлов, что вызывает необходимость термостатирования ламп накачки и камер поглощения.

Исходя из изложенного выше, использование в морской квантовой магнитометрической аппаратуре в качестве рабочего вещества гелия имеет следующие преимущества:

1) отсутствие погрешности за счет асимметрии кривой резонанса;

2) наличие только одной резонансной линии, что позволяет избежать случайных ошибок из-за настройки на соседние линии;

3) более высокая частота резонанса (1,4 МГц в поле 0,5 Э против, например, 0,35 МГц для рубидия и 0,18 МГц для цезия), что позволяет при одинаковой абсолютной точности измерения частоты получать более точные результаты по полю;

4) линейная зависимость между резонансной частотой и магнитным полем для гелия более удобна, чем квадратичная для щелочных металлов;

5) возможность использования камер поглощения и ламп накачки (датчика магнитного поля) без термостатирования, что уменьшает вероятность внешних помех.

Имея в виду перечисленные обстоятельства, остановимся более подробно на устройстве одного из типов гелиевого морского магнитометра. Блок-схема гелиевого квантового магнитометра состоит из датчика, предварительного усилителя, генератора высокой частоты (накачки), резонансного усилителя, фазового детектора, генератора низкой частоты, управляемого генератора, измерителя частоты и регистратора.

Датчик включает следующие элементы: 1) гелиевую лампу накачки, возбуждаемую высокочастотным генератором (50 МГц); 2) поляроид с четвертоволновой пластинкой для получения циркулярно поляризованного света в инфракрасной области (длина волны 10830 Å); 3) поглощающую ячейку со спектрально чистым гелием, на которую наложена пара взаимно перпендикулярных катушек, используемых для подачи радиочастотного и модулирующего полей; 4) линзу Френеля для фокусировки пучка света; 5) фотодетектор.

Ортогелий создается в поглощающей ячейке подачей на нее напряжения высокой частоты от генератора накачки. Оптическая ориентация атомов ортогелия производится поляризованным светом гелиевой лампы. Радиочастотное поле подается на поглощающую ячейку. При достижении резонансных условий происходит выравнивание между подуровнями атомов гелия, что сопровождается резким поглощением инфракрасного света.

Сигнал поглощения света (резонанса), промодулированный низкой частотой, детектируется фотоприемником и поступает сначала на предварительный усилитель, а затем по кабелю на борт судна — на резонансный усилитель, затем на фазовый детектор. Выходной сигнал фазочувствительного детектора через низкочастотный фильтр поступает на управляемый генератор, частота которого зависит от напряжения.

Радиочастотное поле с управляемого генератора подается в кольца датчика, чем замыкается цепь обратной связи. Появляющийся на фазовом детекторе из-за изменения внешнего магнитного поля сигнал расстройки воздействует на управляемый генератор до тех пор, пока частота генератора не совпадет с частотой зеемановских переходов. Таким образом, частота управляемого генератора пропорциональна напряженности измеряемого магнитного поля. Эта частота измеряется частотомером, время измерения которого выбрано таким образом, чтобы результат получался непосредственно в гаммах.

Применяющиеся в таком магнитометре датчики основаны на использовании S_z-сигнала (намагниченность образца создается лучом света, распространяющимся вдоль оси z, совпадающей с направлением вектора измеряемого магнитного поля). Сигнал имеет форму дисперсионной кривой и измерение ширины сигнала между экстремумами этой кривой дает величину реальной ширины линии конкретного датчика, которая никогда не равна естественной ширине линии магнитного резонанса ввиду

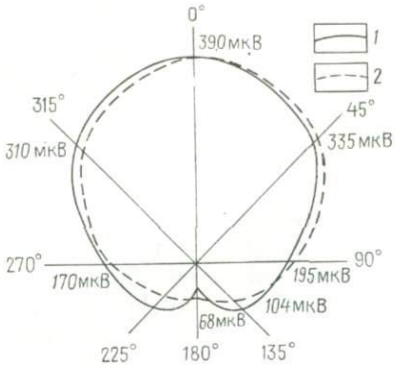


Рис. 32. Зависимость амплитуды S_z сигнала гелиевого датчика от ориентации.

Ось датчика отклонена на 35° от вертикали, наклонение поля 55°

1 — теоретическая диаграмма;
2 — экспериментальная диаграмма

наличия различного рода уширений. Экспериментальное определение ширины линии резонанса гелиевых датчиков дает величину $\Delta\omega = 5600$ Гц. Согласно [127] относительная точность измерений такими датчиками, зависящая от ширины линии, в диапазоне земного магнитного поля 20 000—100 000 гамм изменяется от 0,01 до 0,002 гаммы.

Следующим важным фактором, влияющим на точность измерения магнитного поля, является отношение сигнала к шуму, определяющее погрешность измерения частоты. Для S_z-сигнала ориентационная зависимость его амплитуды имеет вид $\cos^2\beta$, где β — угол между оптической осью датчика и направлением измеряемого поля. Это указывает на наличие одной «мертвой зоны» при $\beta = 90°$, т. е. когда оптическая ось датчика перпендикулярна к направлению измеряемого поля.

Определенная экспериментально ориентационная зависимость гелиевых датчиков при отклонении их от вертикальной оси на 35° в земном поле с наклонением 55°, достаточно хорошо совпадает с теоретической диаграммой (рис. 32) и, следовательно, искажения, вызываемые неучтенными факторами, незначительны. Максимальное отношение сигнал/шум, определенное в этих условиях, составляет 3900, минимальное — 680, что свидетельствует о весьма высоких характеристиках датчиков по этому параметру.

Общая погрешность такого гелиевого магнитометра не превышает $\pm 0{,}02$ гаммы. При этом наиболее оптимально вертикальное расположение датчика, поскольку диаграмма направленности в этом случае имеет вид окружности при любых наклонениях и амплитуда сигнала не изменяется при смене курса судна. В этом случае обеспечивается чувствительность не меньше 0,05 гаммы практически во всем диапазоне земного поля.

Морские градиентометры. Измеряя идентичной аппаратурой магнитное поле в двух точках, разнесенных на некоторое фиксированное расстояние (базу), можно определить градиенты

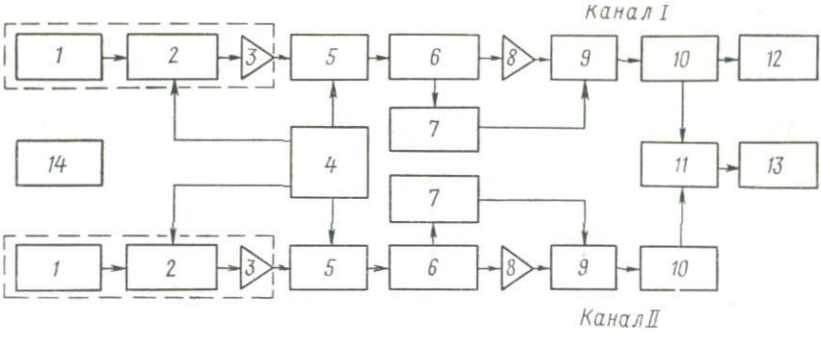


Рис. 33. Блок-схема квантового гелиевого магнитометра-градиентометра.

1 — генераторы возбуждения;
2 — датчики;
3 — усилители;
4 — генератор низкой частоты;
5 — фазовые детекторы;
6 — фильтры низкой частоты;
7 — интегрирующие звенья;
8 — усилители постоянного тока;
9 — управляемые генераторы;
10 — частотомеры;
11 — блок вычитания;
12 — регистратор поля;
13 — регистратор градиента;
14 — блок питания

(пространственные производные) магнитного поля Земли. Наиболее перспективными приборами являются магнитометры-градиентометры, позволяющие одновременно фиксировать градиент магнитного поля и по одному из каналов — модуль полного вектора земного магнитного поля. Приборы, основанные на методе оптической ориентации атомов, наиболее подходящие для градиентометрической схемы измерений магнитного поля ввиду своей высокой чувствительности. Блок-схема гелиевого квантового магнитометра-градиентометра приведена на рис. 33. Однако для этих целей могут быть применены также и протонные магнитометры повышенной чувствительности.

Примером такого прибора является морской протонный градиентометр G—801G фирмы «Джеометрикс» (США). Он состоит из двух высокочувствительных протонных магнитометров G-801 и двух датчиков, буксируемых друг за другом, одновременно измеряющих и регистрирующих градиент и интенсивность полного поля. Градиентометр G—801G обеспечивает чувствительность 0,125 гамм по полному полю и 0,001 гаммы/м по градиенту. Вывод данных осуществляется на 6-разрядное цифровое табло и перфоратор, регистрирующий 6 знаков полного поля по каждому магнитометру. Одновременно данные по полному полю и градиенту регистрируются на двухканальном аналоговом регистраторе. Комплект системы включает два специальных буксируемых носителя, единый кабель-буксир с датчиками, расположенными на интервалах 250 и 420 м, двухканальный аналоговый регистратор, блок питания от корабельной энергетической установки и вспомогательное оборудование.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика морской съемки протонными и квантовыми магнитометрами отличается сравнительной простотой ввиду регистрации абсолютных значений поля и отсутствия дрейфа нуля приборов. Работы проводятся без разбивки опорной сети. Однако возникают трудности, связанные со спецификой наблюдений в море.

Погрешность морских магнитных съемок определяется прежде всего уровнем аппаратурной точности и различными внешними помехами, такими как колебания датчиков в пространстве, магнитные поля судна, магнитные вариации, магнитное поле морских волн, а также точностью плановой привязки наблюдений.

Аппаратурная погрешность протонных и квантовых магнитометров, как указывалось выше, весьма невелика и у современных приборов, как правило, не превышает $\pm(1—2)$ гамм. Влияние первых двух источников внешних помех можно сделать достаточно малым, соответствующим образом стабилизируя буксируемое устройство и удаляя его от судна на длинном кабеле. Обычно в практике морских работ чувствительные элементы магнитометров удаляются на 2—3 длины судна. Однако при таких удалениях не всегда удается избавиться от заметных влияний магнитных полей судна, поэтому в результаты съемки необходимо вносить поправки за курсовую девиацию датчиков магнитометров. Девиационную поправку получают при проходах судна через фиксированную точку по восьми курсам через 45°. Значения поля на одном из направлений выбирается за основное и относительно него определяются отклонения на остальных румбах.

Гораздо бóльшие трудности представляет проблема учета магнитных вариаций. Случаи, когда морская съемка проводится вблизи магнитных обсерваторий, достаточно редки при огромной площади водных пространств. Установка береговых магнитовариационных станций далеко не всегда возможна, но и береговые станции часто не решают проблему, особенно если съемки проводятся в открытом океане.

В. Н. Луговенко и А. Н. Пушков [84] исследовали вопрос о возможности разделения поля на постоянную и переменную части при съемках вдоль непрерывных профилей при отсутствии станций, рассматривая суточную вариацию как помеху, а аномальное магнитное поле — как полезный сигнал и решая задачу фильтрации. Возможности фильтрации определялись мерой перекрытия спектров сигнала и помехи для модельных и наблюденных профилей. В результате сделан вывод, что при малых скоростях объекта (десятки километров в час, обычные для современных судов) отфильтровать суточные вариации от аномального поля невозможно ввиду того, что их спектры пере-

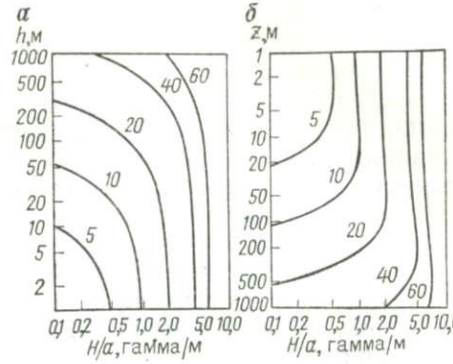


Рис. 34. Графики вариаций, вызванных волнением моря [211].

а — над поверхностью моря;
б — под поверхностью моря.

Шифр кривых — период волны в с; *h*, *z* — высота и глубина расположения точки наблюдения относительно поверхности моря; *H/a* — уровень вариаций

крываются очень плотно, поэтому при высокой аппаратурной точности измерений точность магнитных съемок в открытом море обычно не превышает 10—20 гамм.

Между тем, ряд важных геологических задач предполагает для своего решения проведение морских съемок с точностью порядка ±0,1 гаммы. Для этого требуется учет короткопериодных (порядка 5—10 с) вариаций. Короткопериодные вариации наблюдаются на всех широтах, существенно осложняясь за Полярным кругом, и их градиенты во времени и амплитуды таковы, что за 1 с поле может измениться более чем на 0,1 гаммы. Вариации зависят от геологической ситуации, и существенные изменения их амплитуды и фазы (вплоть до полного обращения) могут наблюдаться уже на расстояниях в первые десятки километров. Очевидно, что достичь высокой точности съемки без установки большого количества вариационных станций невозможно. Тем более эта задача трудновыполнима при съемках вдали от берегов.

Специфической для морских съемок является проблема учета вариаций, вызванных морским волнением [178]. При движении морской воды в земном магнитном поле в ней индуцируются электрические токи, которые могут давать существенные электромагнитные эффекты. Теория магнитных вариаций в воде и над ее поверхностью, связанных с океанскими волнами и зыбью, разработана Дж. Уивером [211]. Установлено, что «волновой шум» может достигать значительной величины, которая сильно зависит не только от амплитуды волны, но и от ее периода (рис. 34). Методика учета таких вариаций еще ждет своей разработки.

Задача минимизации ошибок съемки за счет неточности плановой привязки судна также достаточно сложна. Если считать нормальный горизонтальный градиент магнитного поля Земли равным примерно 0,003 гамм/м, то для обеспечения регистрации 0,1 гаммы необходимо определять местоположение судна с точностью до 30 м. Такое требование в открытом море трудно

выполнимо. Даже в средних магнитных широтах в открытом море трудно рассчитывать на достижение погрешностей магнитных съемок ниже ± 1 гаммы при использовании современного арсенала средств плановой привязки и учета вариаций непосредственно в море (например, буйковыми магнито-вариационными станциями). В арктических и антарктических морях точность съемки ухудшается примерно на порядок.

К существенному прогрессу в решении этих проблем ведет применение градиентометрического метода измерений магнитных полей в море, когда измеряется разность значений магнитного поля в точках пространства, разделенных фиксированным расстоянием (базой), и магнитный градиент dT/dl по направлению l при $\Delta l \ll l$ выражается следующим образом:

$$\frac{dT}{dl} = \lim_{\Delta l \to 0} \frac{T_l - T_{l+\Delta l}}{\Delta l} = \frac{\Delta T}{\Delta l}, \qquad \text{(IV.25)}$$

где $\Delta T = T_l - T_{l+\Delta l}$ — разность значений полной интенсивности, измеренных двумя датчиками; Δl — расстояние между двумя датчиками (база).

Ввиду разностного способа измерений и малых размеров базы влияние вариаций на результат практически исключается. Более того, Р. Б. Семевский [147] показал, что градиентометрическая схема измерений (при одновременной фиксации полного поля по одному из каналов) обладает следующими особенностями.

Если рассматривать магнитное поле Земли как сумму постоянной T_1 и переменной T_2 составляющих

$$T(x, y, z, t) = T_1(x, y, z) + T_2(t), \qquad \text{(IV.26)}$$

где x, y, z — пространственные координаты; t — время, то при градиентометрических измерениях в движении по оси x скорость изменения поля по профилю есть

$$\frac{dT}{dt} = \frac{dT_2}{dt} + v_x \frac{dT_1}{dx}, \qquad \text{(IV.27)}$$

где первое слагаемое характеризует изменение поля во времени в фиксированной точке профиля (т. е. вариацию поля), а второе — изменение постоянного поля, обусловленное изменением координаты x при движении измерительного устройства со скоростью v_x параллельно оси x. Проинтегрировав это выражение от произвольной начальной точки, условно принятой за нуль отсчета ($T = 0$, $x = 0$), до переменного верхнего предела (T_i, t_i, x_i), получим

$$T_i = \int_0^{t_i} T'_{2x}(t)\,dt + \int_0^{x_i} T'_{1x}(x)\,dx = T_2(t_i) + T_1(x_i) + C, \qquad \text{(IV.28)}$$

где C — постоянная величина.

При разностных измерениях $T_2(t_i) = 0$ и, следовательно,

$$T_i = T_1(x_i) + C. \qquad \text{(IV.29)}$$

Произвольную постоянную C можно определить, если привязать измерения к абсолютному уровню $C = T_0$, для которого известна вариация магнитного поля Земли в момент привязки.

При одновременном измерении суммарного магнитного поля и градиента с помощью магнитометра-градиентометра можно, используя (IV.27), выделить вариации магнитного поля вдоль профиля измерений:

$$\frac{dT_2}{dt} = \frac{dT}{dt} - v_x \frac{dT_1}{dx}. \qquad \text{(IV.30)}$$

С помощью системы магнитометр-градиентометр можно получить также абсолютное значение скорости движения носителя v_x относительно постоянного магнитного поля Земли, если время измерения Δt мало́, а база системы Δx равна расстоянию, проходимому носителем за это время:

$$v_x = \frac{dT}{dt}\left(\frac{dT_1}{dx}\right)^{-1}. \qquad \text{(IV.31)}$$

При этом ошибка определения как скорости, так и значений вариаций может быть сведена к 1%.

ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ

Методы обработки

Результатом морских измерений современными протонными и квантовыми магнитометрами являются обычно магнитограммы (диаграммные ленты) с записью абсолютных значений модуля полного вектора земного магнитного поля в координатах поле—время либо перфоленты с теми же данными. В некоторых моделях приборов применяются также цифропечатающие устройства.

На магнитограммах регистрируются время и другие необходимые оперативные отметки, такие как курс судна, начало и конец профиля, смена направления движения и пр. По материалам обработки магнитограмм строятся карты графиков и карты изолиний аномального магнитного поля ΔT_a, а для мелкомасштабных съемок обширных регионов — обычно еще и карты полной интенсивности поля T.

В значения поля, снятые с магнитограмм, вносятся поправки за вариации магнитного поля (если таковые можно получить), и поправки за девиацию датчиков магнитометров. Затем вычисляются аномальные значения модуля ΔT_a путем вычитания из полученных значений T нормального поля. Задача определения нормального поля далеко не всегда проста, поскольку методика ее решения должна удовлетворять ряду требований, главные из которых следующие: 1) методика хороша, если она едина в глобальном масштабе; 2) принятая методика должна давать однозначное решение; 3) необходимо, чтобы при учете нормального поля были сохранены аномалии, представляющие геологический интерес (т. е. чтобы была правильно выбрана сглаженность нормального поля).

Основные трудности возникают при выполнении последнего требования, ибо, как указывалось выше, не известно точно, какие длины волн должны быть сохранены на карте аномалий. Это зависит от масштаба и назначения карты. Например, для выявления рудных тел и локальных интрузий могут быть исключены все особенности поля, обусловленные объектами, имеющими более чем несколько километров в ширину. Такие задачи решаются локально. Проблема возникает в случае, когда съемки покрывают крупные регионы.

Как критерий правильности выбора нормального поля обычно принимается условие [82]

$$\int_F \Delta T_a \, dF = 0, \qquad \text{(IV.32)}$$

где интеграл берется по площади F, линейные размеры которой в несколько раз превышают длину волн аномалий. Строго говоря, это условие имеет физический смысл только для аномалий, создаваемых геологическими телами органиченных размеров, но обычно оно применяется для всякого аномального поля.

Ниже приведены краткие сведения об основных методах исключения нормального поля, применяющихся в морской магниторазведке.

Графические методы. Наблюденные значения наносятся на карту и проводится два семейства изолиний — с сохранением деталей и сглаженные. Затем из второго варианта поля вычитается первый и результат представляется как карта магнитных аномалий. Метод является субъективным и не дает однозначного решения задачи. Кроме того, невозможно описать сколько-нибудь точно, что именно было исключено, и соседние съемки не стыкуются между собой. Таким образом, метод не может быть рекомендован для общего пользования, хотя он и широко применялся, например, для составления нормального поля территории СССР.

Метод исключения поля, представленного простой функцией. Нормальное поле исключается подбором простой функции, такой как полином или ряд Фурье с коэффициентами, определяемыми по методу наименьших квадратов. Результаты удовлетворительны в том отношении, что ясно, как было получено нормальное поле, и оно может быть легко восстановлено, если это понадобится. Однако здесь возникает проблема согласования соседних съемок, и нормальное поле не может быть использовано вне области, для которой был произведен подбор.

Сглаживание (фильтрация) поля. В принципе можно использовать для устранения нормального поля численные фильтры с соответствующей разрешающей способностью. Метод может с успехом применяться для решения локальных задач, когда задаются частоты аномалий, которые необходимо выделить. Недостаток метода в том, что нельзя получить значения в полосе вдоль границ съемки и его трудно применять при недостаточно густой и регулярной сети наблюдений.

Для морских съемок, особенно региональных и рекогносцировочных, предпочтительнее пользоваться методами второго класса, когда за нормальное поле принимается главное магнитное поле Земли, полученное путем сферического гармонического анализа. Главным преимуществом применения такого поля является его четкий физический смысл — исключается поле, создаваемое вихревыми токами на границе ядро—мантия и выделяются аномалии, связанные с геологическими объектами в литосфере.

На практике обычно применяется как поле модели IGRF, так и поле ИЗМИРАН [83]. Следует отметить, однако, что они не всегда дают удовлетворительные результаты — редко выполняется условие (IV.32). Это означает, по-видимому, что представительность исходных данных в этих моделях недостаточна для точного учета векового хода магнитного поля. В связи с этим уровень нормального поля приходится исправлять по результатам самой съемки.

Для построения отчетных карт, основанных на данных морских магнитных съемок, как правило, используются масштабы, требования к которым в смысле густоты профилей сформулированы для аэромагнитных съемок. Густота изолиний определяется среднеквадратической погрешностью съемки, вычисляемой по известной формуле

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum (\delta \Delta T_a)^2}{2n}}, \qquad \text{(IV.33)}$$

где $\delta \Delta T_a$ — разность значений на пересекающихся профилях; n — число пересечений.

Эта погрешность складывается из ошибки за счет неточного определения координат наблюдений $\sigma_к$, ошибки за счет

неточности учета вариаций $\sigma_в$, аппаратурной погрешности магнитометра $\sigma_а$;

$$\sigma = \pm \sqrt{\sigma_к^2 + \sigma_в^2 + \sigma_а^2}. \qquad \text{(IV.34)}$$

Благодаря сравнительно малому количеству операций процесс обработки данных магнитных съемок легко поддается автоматизации, особенно если данные регистрируются в цифровом виде на перфоленте в формате применяемых вычислительных машин.

Методы интерпретации

Методы интерпретации морских магнитных съемок в принципе не отличаются от наземных и аэромагнитных. Основное применение, однако, находят методы интерпретации модуля полного вектора земного магнитного поля. Дополнительные трудности возникают из-за того, что физические свойства пород, слагающих дно акваторий, чаще всего неизвестны и о них можно судить только либо по аналогии с породами окружающей суши, *либо по редким образцам пород, поднятых со дна при драгировании* или глубоководном бурении.

В последние годы появился [17] совершенно новый аспект интерпретации аномального магнитного поля океанов — геоисторический. Он еще находится в стадии разработки, но в результате его применения возникли гипотезы, затрагивающие фундаментальные вопросы истории развития нашей планеты и теории тектогенеза.

Методы интерпретации аномального магнитного поля морей и океанов разделяются на качественные, количественные и геохронологические. В самом общем виде целью качественной и количественной интерпретации результатов морской магниторазведки является выделение латеральной вертикальной магнитной неоднородности литосферы и определение параметров этих неоднородностей, несущих в себе информацию о геологическом строении регионов.

Качественная интерпретация. Она состоит в определении морфологии аномального магнитного поля и его районировании, выделении зон и участков, различающихся по преимущественному простиранию, амплитуде, величине периодов, конфигурации экстремумов и интенсивности магнитных аномалий. Участки, отличающиеся всеми этими признаками или большей их частью, как правило, представляют собой различные блоки литосферы и дают информацию о тектонике изучаемых регионов. Особенности морфологии аномального поля предопределяют также набор методов количественной интерпретации, которые могут быть использованы в каждом конкретном случае.

Решение вопросов качественной интерпретации отнюдь не исключает использования количественных, расчетных методов.

Особенно это относится к методике районирования аномального магнитного поля, выделению нарушений в общей структуре поля и выявлению скрытых закономерностей в этой структуре.

Применение математических методов (теории вероятностей, математической статистики, теории случайных функций и случайных процессов, теории фильтрации, распознавания образов, аппарата линейного программирования) позволяет найти более конкретные и объективные критерии районирования и автоматизировать процесс интерпретации. Широко распространены способы районирования по статистическим свойствам магнитного поля и чаще всего — по радиусу автокорреляции, который характеризует степень изменчивости исследуемой функции [83].

Так, при применении скользящей автокорреляционной функции

$$R(\tau,\ x)=\frac{1}{T}\int_{x}^{x+T} U(x)\,U(x-\tau)\,dx \qquad \text{(IV.35)}$$

в качестве критерия районирования принимается радиус корреляции r_0, т. е. значение аргумента τ_0, при котором $R(\tau_0)=0{,}3$. Если $R(\tau,\ x)$ не зависит от x, то поле является стационарным. В этом случае τ изменяется незначительно. Границы между разнородными участками поля намечаются по резкому изменению радиуса корреляции. Анализ крупных региональных профилей в пределах акваторий океанов и типичных континентальных областей с помощью этого критерия позволяет дать численную характеристику морфологическим особенностям поля.

Весьма перспективной представляется методика районирования, основанная на комплексном использовании гравитационного и магнитного полей, связанных уравнением Пуассона [168], когда вычисляется модуль коэффициента Пуассона из известных соотношений:

$$\Delta T_a=-\frac{\partial U}{\partial\vec{\zeta}};\qquad U=\delta\frac{\partial U_г}{\partial\vec{j}_0}, \qquad \text{(IV.36)}$$

где $U_г$ — гравитационный потенциал; U — магнитный потенциал; $\vec{\zeta}$ — заданный единичный вектор нормального поля Земли; $\vec{j}_0$ — единичный вектор намагниченности пород; δ — величина модуля вектора $\vec{\delta}$, равная коэффициенту Пуассона $-\frac{J}{G\rho}$, где J и ρ — интенсивность намагничения и плотность аномалеобразующих источников, G — гравитационная постоянная.

Вектор $\vec{\delta}$ является индикатором однородности геологических условий; его постоянство указывает на то, что источники гравитационных и магнитных аномалий одни и те же, а его направление характеризует направление намагниченности источников. По резким изменениям величины и направления вектора $\vec{\delta}$ можно производить районирование геофизических полей.

Для целей районирования и выделения нарушений в морфологии поля применим метод взаимной корреляции с вычислением профилей непрерывности. В этом методе распределение аномального магнитного поля определяется по серии параллельных профилей путем вычисления коэффициента взаимной корреляции между парами смежных профилей по формуле

$$r_к = \frac{\sum (x_i - \bar{x}_{ср})(y_i - y_{ср})}{[\sum (x_i - \bar{x}_{ср})^2 \sum (y_i - \bar{y}_{ср})^2]^{1/2}}, \qquad \text{(IV.37)}$$

где $x_{ср}$, $y_{ср}$ — средние значения поля на двух соседних профилях.

По коэффициентам кросс-корреляции строится профиль непрерывности, перпендикулярный к серии выбранных профилей. Резкие минимумы этой кривой указывают на разрыв ее непрерывности и наличие границы участков с различной морфологией поля — чаще всего разломов земной коры [173].

Количественная интерпретация. Она состоит в определении геометрии, глубины залегания и физических свойств источников аномалий, т. е. решении обратной задачи магниторазведки, которое на акваториях осложняется отсутствием в подавляющем большинстве случаев уверенных сведений о возможной форме аномалиеобразующих объектов. Это определяет применение таких методов количественного расчета параметров источников, которые мало чувствительны, к форме объектов либо (что предпочтительнее) сами могут дать представление о геометрических особенностях объектов. Недостаточная определенность в выборе нормального поля в океанах предполагает предпочтительность использования методов, мало чувствительных к выбору нулевого уровня аномалий.

Согласно классификации, разработанной во Всесоюзном институте разведочной геофизики, существующие методы количественной интерпретации делятся на три основные группы:

1) методы сравнения, использующие палетки; методы подбора и вероятностные методы выделения аномалий на фоне помех, предполагающие использование модельных полей;

2) прямые методы, к которым относятся методы характерных точек, различные модификации метода касательных, метод векторов и метод площадей или моментов;

3) методы определения пространственного распределения особых точек, включающие методы аналитического продолжения (трансформации) наблюденного поля или обратных ему функций, методы интегральных преобразований и методы, использующие представление поля в виде аналитических функций комплексного переменного.

Из методов первой группы в условиях океанических съемок, когда интерпретируются кривые ΔT_a в любых магнитных широтах, наилучшие результаты дают методы подбора, применяемые в условиях косого намагничивания. Для предварительного суждения о типе источника весьма полезно иметь набор кривых, дающих представление о форме аномалий ΔT_a в различных магнитных широтах и для разных азимутов простирания тонких пластов, например вычисленных М. С. Рефордом [142].

Методы второй группы предназначены преимущественно для интерпретации изолированных, мало искаженных аномалий. Наиболее удобны благодаря своей простоте и производительности методы касательных и характерных точек в модификациях, учитывающих косое намагничение [119].

Важное значение для интерпретации имеют методы третьей группы, которые применяются для определения особых точек (полюсов, точек ветвления) магнитного поля. Различные варианты этих методов позволяют установить тип особой точки, а также мощность полюса и, следовательно, получить представление о форме возмущающих тел и их намагниченности. Благодаря высоким информативности, разрешающей способности и наглядности результатов методы особых точек все более широко применяются при интерпретации аномального магнитного поля акваторий.

Остановимся на методе трансформации поля в нижнее полупространство, имеющем, на наш взгляд, особо важное значение для интерпретации магнитных аномалий на акваториях. Это связано, в частности, с тем, что наблюдения магнитного поля производятся на морской поверхности, удаленной от источников магнитных аномалий как минимум на глубину моря. Отсутствие источников аномалий в водной толще делает задачу трансформации поля в нижнее полупространство, по крайней мере до поверхности дна, физически обоснованной. Выполняя такую трансформацию, мы как бы приближаем уровень наблюдений к источникам, чем достигается более четкая локализация аномалий и появляется возможность применения методов количественной интерпретации, разработанных для отдельных аномалий, мало искаженных влиянием соседних источников.

Математический аппарат трансформаций в нижнее полупространство достаточно хорошо разработан В. Н. Страховым, О. К. Литвиненко, В. Р. Мелиховым [120, 154 и др.]. Возможности алгоритма трансформации в нижнее полупространство позволяют в единой вычислительной схеме получать также

вертикальную производную аномального магнитного поля, что, в свою очередь, важно как для локализации отдельных аномалий, так и для определения параметров источников.

Использование высших производных магнитного потенциала для вычисления глубины залегания намагниченных тел снижает зависимость решения задачи от выбора нормального поля, расширяет возможности применения формул, справедливых для тел большого размера по простиранию, во многих случаях создает условия для вычисления глубины по простейшим формулам [82].

Кроме того, получаемые значения аномального магнитного поля на разных уровнях позволяют оценить степень ослабления аномалий с удалением от источников, которая определяется как

$$n\frac{\Delta z}{z}=\frac{\Delta T_2-\Delta T_1}{\Delta T_2}, \qquad \text{(IV.38)}$$

где ΔT_2 — значение поля на нижнем уровне; ΔT_1 — значение поля на верхнем уровне; Δz — расстояние между уровнями; z — расстояние между нижним уровнем и верхней кромкой источника; n — степень ослабления влияния источника.

Показатель n имеет важное значение для классификации аномальных объектов. Так, для моделей простой геометрической формы имеют место следующие значения n: произвольно намагниченный шар (диполь) — $n=3$, точечный полюс и горизонтальный круговой цилиндр (двухполюсная линия) — $n=2$; вертикальная нить полюсов и бесконечная горизонтальная однополюсная линия — $n=1$; заряженная плоскость — $n=0$. Для реальных геологических объектов эти значения являются предельными. Так, интрузии изометрической формы характеризуются показателем n, близким к 3, линейно вытянутые поднятия магнитоактивного фундамента и эффузивы типа лавовых потоков — показателем n, близким к 2, для тонких вертикальных пластов с глубоко погруженной нижней кромкой $n\approx 1$ и т. д. Таким образом, по величине n можно судить, вызваны магнитные аномалии, например, особенностями рельефа фундамента или его внутренними неоднородностями.

Указанные обстоятельства лишний раз свидетельствуют в пользу применения градиентометрического метода измерения магнитного поля. Вертикальная и горизонтальная производные магнитного поля измеряются непосредственно, чем исключается возможность погрешностей, связанных с вычислением производных от функций, отягощенных ошибками (за счет аппаратурных погрешностей, неточного учета вариаций, погрешностей определения координат наблюдений и т. д.).

Как упоминалось выше, геоисторическая интерпретация магнитных аномалий океанов занимает особое место среди методов

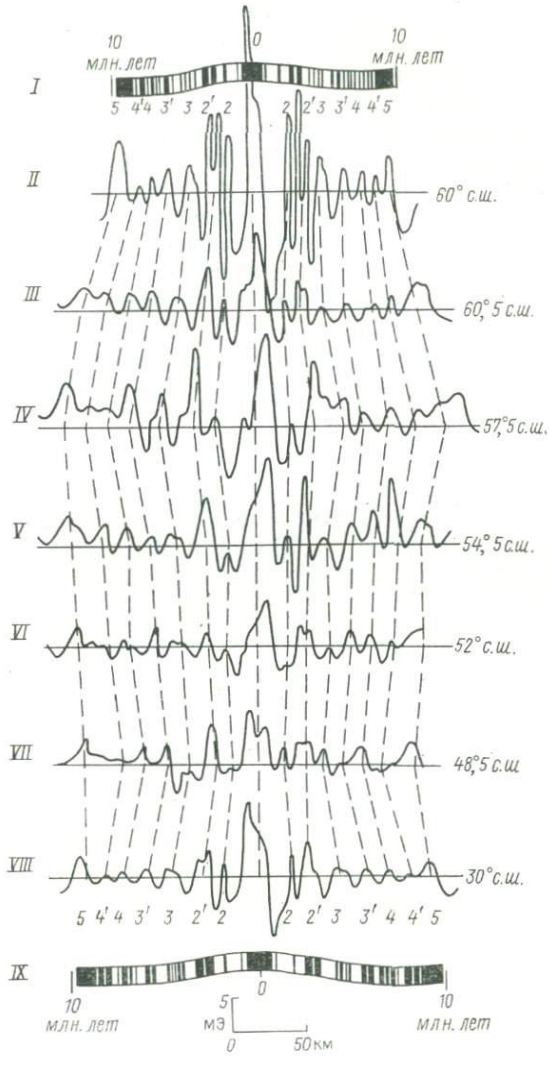


Рис. 35. Сопоставление эмпирических *(III—VII)*, теоретических *(II, VIII)* и модельных *(I, IX)* профилей в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта [170].

В модельных профилях скорости разрастания дна 1 см/год *(I)* и 1,3 см/год *(IX)*, намагниченность пород $\pm(5 \cdot 10^{-3})$ СГС (для центрального блока 10^{-2} СГС), верхняя кромка — генерализованный рельеф дна; оцифровка аномалий — в Ламонтской системе

интерпретации. Суть этой методики состоит в использовании характерных закономерностей структуры поля ΔT_a для изучения истории развития дна океана.

Основополагающим постулатом является представление Ф. Вайна и Д. Мэтьюза [17] о том, что формирование океанической коры происходит в раздвигающихся рифтовых трещинах океана в условиях периодически изменяющего свое направление главного магнитного поля Земли. Главные палеомагнитные эпохи фиксируются в полосовых океанических аномалиях, которые, как правило, параллельны простиранию оси раскрытия. Это

позволяет определять возраст коренных пород и скорость расширения дна путем сопоставления наблюденного графика ΔT_a с эталонным (синтетической магнитограммой), рассчитанным для некоторой модели магнитоактивного слоя (рис. 35). Эта модель представляет совокупность прямо- и обратнонамагниченных блоков магнитоактивного слоя с вертикальной мощностью порядка 2 км и горизонтальной мощностью, пропорциональной длительности эпох прямой и обратной полярности главного геомагнитного поля по палеомагнитным данным [170].

История инверсий геомагнитного поля за последние 4 млн. лет восстановлена путем определения возраста лав калий-аргоновым методом, а за пределы этого срока проэкстраполирована до 80 млн. лет. Возраст пород на участке n-й от оси рифта аномалии равен $P_n = \sum_{э=1}^{n} t_э$ ($t_э$ — продолжительность одной палеомагнитной эпохи), а полускорость расширения $w_{1/2} = L_n/P_n$ (L_n — расстояние от оси хребта до данной аномалии). Иными словами, карта осей коррелируемых полосовых аномалий, трактуемая в духе Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, представляет собой карту изохрон возраста океанического дна [62].

ГЛАВА V

ГРАВИРАЗВЕДКА

Первые систематические гравиметрические исследования на море были проведены в 1923 г. голландским ученым Ф. Венинг-Мейнесом, который разработал теорию фиктивного (разностного) маятника, построил специальные маятниковые приборы и выполнил наблюдения на подводной лодке в Индийском океане и на других акваториях. В СССР исследования с маятниковыми приборами на судах были начаты Л. В. Сорокиным в 1929—1939 гг.

В. В. Федынский в 30-х годах провел региональную маятниковую съемку Каспийского моря. Интерпретация данных позволила ему принципиально верно определить глубинную структуру дна Каспия, характер структурно-тектонических связей западного и восточного его берегов. В последующем работы с маятниковыми приборами нашли широкое распространение, однако как разведочный метод гравиметрия получила права гражданства только после создания в 50-х годах достаточно высокоточной штативной и донно-гравиметрической аппаратуры, а в 60-х годах — набортно-гравиметрических комплексов.

Общие теоретические и практические основы гравиметрии изложены в широко известных трудах А. А. Михайлова, Л. В. Сорокина, Н. П. Грушинского, В. В. Федынского, Ю. Д. Буланже, К. Е. Веселова.

Выполнение исследований на море имеет ряд особенностей, требующих специальных способов измерений, аппаратуры и методики морских работ, а также методов интерпретации полученных данных.

Приведем характеристику основных особенностей гравиметрических работ на море.

1. В процессе морских работ регистрирующая аппаратура располагается в различных носителях (судно, подводная лодка, погружной контейнер и др.), в той или иной степени подверженных разнообразным воздействиям (качка, микросейсмические колебания и т. д.). Уровень помех может составлять 10% и более от абсолютной величины ускорения силы тяжести. Измерения необходимо производить с точностью 10^{-6}—10^{-7} этой величины, что предъявляет высокие требования к гравиметрической аппаратуре с непрерывной регистрацией.

2. Использование судна как подвижного основания открыло широкие возможности для разработки методики непрерывного гравиметрического профилирования.

3. Гравиметрические измерения требуют синхронного обеспечения навигационного-гидрографическими данными (положение судна, его курс и скорость, глубина моря и пр.), точность которых должна соответствовать кондиции исследований.

4. Интерпретация данных гравиметрических измерений, проведенных на морях и океанах, поставила вопрос о редуцировании наблюденных значений с учетом реальной плотности промежуточного слоя. В настоящее время наибольший объем гравиметрических исследований выполняется на надводных судах, т. е. практически на поверхности геоида, где поправка Фая равна нулю.

5. Для большей части океанов и морей отсутствуют или имеются очень скудные данные о реальных плотностях пород земной коры. Для повышения точности интерпретации гравиметрических данных необходимо привлечение материалов других геофизических методов, а также усовершенствование способов качественной и количественной интерпретации.

В настоящее время при морских гравиметрических исследованиях применяются следующие основные методы измерений: донный, поплавковый, набортный.

ДОННАЯ И ПОПЛАВКОВАЯ ГРАВИМЕТРИЯ

Морские гравиметрические измерения на мелководье производятся с помощью штативов. Для этих измерений изготавливаются единичные экземпляры гравиметров с затушенными кварцевыми чувствительными системами, имеющими постоянную времени порядка 30—40 с. Такое демпфирование дает возможность отфильтровать сигнал-помеху, источниками которого являются микросейсмические колебания, вызванные движением волн, ветра и пр.

В этом случае методика морских гравиметрических измерений принципиально не отличается от наземной. На очень малых глубинах работы обычно ведутся тремя катерами, на двух из которых размещаются гравиметры и малые треноги регулируемой высоты, а на третьем — фазометр радиогеодезической системы. Измерения со штативами на больших глубинах обычно выполняют на судне, имеющем электромеханическую лебедку, с помощью которой устанавливается и снимается тренога на пункте наблюдений. В этом случае на судне размещается фазометр, гравиметр и тренога, высотой до 5,5 м, имеющая наверху площадку для оператора с гравиметром.

При волнении моря свыше 2 баллов штативные работы запрещены.

Гравиметрические измерения на глубинах в несколько десятков метров производятся с донными гравиметрами. Донный гравиметр является прототипом наземного. В него введен ряд усовершенствований, обеспечивающих управление гравиметром,

помещенным в скафандре (обычно в подвесе Кардано), с борта судна по кабелю и регистрацию результатов измерений.

Принципиальная схема донного гравиметра марки ГДК с кварцевой системой представлена на рис. 36. В этот гравиметр в Геленджикском отделении ВНИИМОРГЕО были внесены некоторые дополнения (арретирующее устройство и электролитические датчики горизонта), позволяющие увеличить его производительность и контролировать установку прибора по вертикали на пункте наблюдений [115].

При работе с донным гравиметром производятся следующие основные операции:

1) постановка судна, имеющего один двигатель, на якорь с учетом направления и силы ветра, и течения; если судно имеет два двигателя, то оно удерживается на пункте наблюдений подработкой двигателями;

2) спуск гравиметра на дно с помощью электромеханической лебедки или вручную;

3) установка гравиметра по вертикали, например, в подвесе Кардано;

4) снятие двух—трех серий отсчетов на пульте управления;

5) подъем прибора на борт;

6) съемка судна с якоря.

Гравиметрические измерения акватории начинают с выставления опорных пунктов на всю проектируемую площадь съемки. После создания опорной сети выполняются наблюдения на рядовой сети. Пункты опорной сети донной съемки совмещаются с треногами либо закрепляются вехами или буями.

Местоопределение пунктов съемки обеспечивается при помощи радиогеодезической системы, приемоиндикатор которой устанавливается на судне. Глубина установки гравиметра определяется механическим лотом (ручной промер), либо путем эхолотирования дна.

Демпфированное поплавковое устройство (ДПУ) для гравиметрических измерений на море (рис. 37) представляет собой вертикальный цилиндрический поплавок *1*, к которому на тросе *2* подвешен горизонтальный демпфирующий диск *3*, несущий аппаратурный контейнер *4*. Положительная плавучесть системы в целом обеспечивается объемами поплавка *1* и дополнительного резервуара *5* демпфера *3*. Вертикальный поплавок обладает избытком плавучести, а все остальные узлы ДПУ — небольшим его недостатком, что позволяет рассматривать систему в целом как жесткую. Вертикальный поплавок и часть троса расположены в зоне волновых движений водных масс. Все остальные узлы ДПУ находятся в области застойных вод (обычно глубже 50 м), перемещениями которых в первом приближении можно пренебречь. Значительное гидродинамическое сопротивление демпфера вертикальным движениям обеспечивает относительную стабильность всей системы.

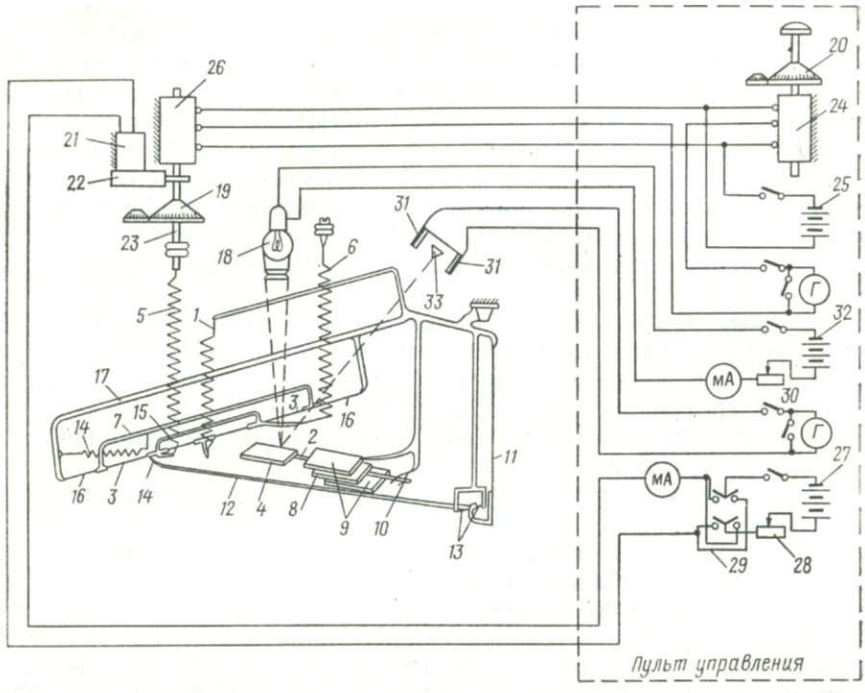


Рис. 36. Принципиальная схема донного гравиметра ГД/К.

1 — главная пружина;
2 — рычаг;
3 — нити подвеса измерительной рамки;
4 — зеркало;
5 — измерительная пружина;
6 — диапазонная пружина;
7 — измерительная рамка;
8, 9 — пластины затухания;
10 — ограничитель;
11 — нить температурного компенсатора;
12 — рычаг температурного компенсатора;
13 — нити подвеса рычага температурного компенсатора;
14 — компенсатор нелинейности;
15, 16 — подвижная рамка температурного компенсатора и нити ее подвеса;
17 — каркас;
18 — осветитель;
19, 20 — счетчики оборотов;
21 — двигатель;
22 — редуктор;
23 — микровинт;
24, 26 — потенциометры;
25, 27, 32 — батареи;
28, 30 — сопротивления;
29 — переключатель;
31 — фотоэлементы;
33 — призма

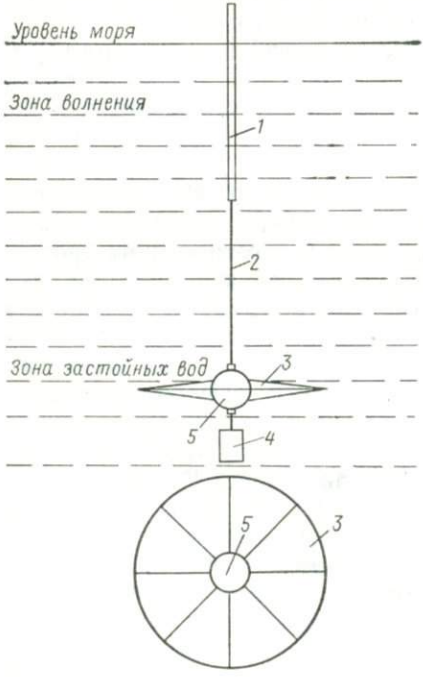
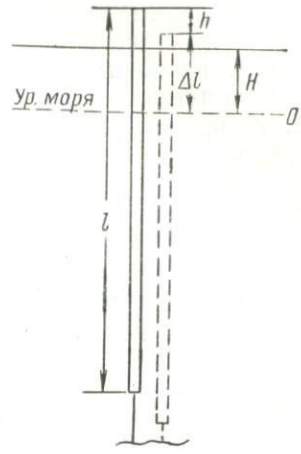


Рис. 37. Схема демпфированного поплавкового устройства

Рис. 38. Схема поплавка демпфированного устройства



С целью количественной оценки степени подавления волновых движений рассмотрим дифференциальное уравнение ДПУ.

Обратимся к анализу сил, действующих на систему в условиях вертикального перемещения водной поверхности (рис. 38).

1. Сила тяжести

$$F_1 = m_c g, \tag{V.1}$$

где m_c — собственная масса системы; g — ускорение силы тяжести.

2. Плавучесть (сила Архимеда)

$$F_2 = [(l - \Delta l + H - h)\, Q + U]\, \sigma g, \tag{V.2}$$

где l — полная длина вертикального поплавка; Q — поперечное сечение поплавка; Δl — статическое превышение вершины вертикального поплавка над водной поверхностью; $H = H(t)$ — текущее превышение водной поверхности над статическим уровнем; $h = h(t)$ — текущее смещение ДПУ относительно статического положения; U — объем подводных узлов ДПУ (кроме вертикального поплавка); σ — плотность морской воды.

3. Сила лобового сопротивления

$$F_3 = F_3(\dot{h};\ \sigma;\ \mu;\ \rho), \tag{V.3}$$

где $\dot{h} = \dfrac{dh}{dt}$ — вертикальная скорость перемещения системы; μ — абсолютная вязкость вмещающей жидкой среды; ρ — совокупность параметров ДПУ.

Из гидродинамики известно, что лобовое сопротивление тела в ламинарном потоке жидкости складывается из сил вязкого трения, пропорциональных скорости потока, и сил давления, пропорциональных квадрату скорости. Соотношение между этими компонентами лобового сопротивления в различных

случаях неодинаково. Например, для пластинки, расположенной перпендикулярно к потоку, лобовое сопротивление обусловлено почти исключительно избытком давления на переднюю сторону пластинки по сравнению с давлением на ее заднюю сторону, т. е. представляет собой почти целиком сопротивление давления.

Известно, что влияние сил вязкого трения вертикального поплавка и троса в морской воде в общем динамическом балансе системы весьма незначительно и им можно пренебречь.

С учетом сказанного выражение для силы лобового сопротивления системы ДПУ имеет вид:

$$F_3 = -\frac{1}{2} C\sigma S_0 \dot{h} |\dot{h}|, \qquad (V.4)$$

где C — коэффициент сопротивления формы тела; S_0 — площадь проекции тела на плоскость, перпендикулярную к направлению потока; $|\dot{h}|$ — абсолютное значение скорости перемещения системы.

При этом множитель $-\dot{h}|\dot{h}|$ указывает на то, что сила лобового сопротивления пропорциональна квадрату скорости тела и направлена ей навстречу.

Известно, что для плоских пластин, перпендикулярных к потоку,

$$C \approx 1 + 0{,}08\omega,$$

где $\omega = \frac{L^2}{4\pi S_0} < 10$; L — периметр пластины.

В случае круглого диска диаметра D

$$L = \pi D, \quad S_0 = \frac{1}{4}\pi D^2$$

и, следовательно, $\omega = 1$.

Отсюда на основании (V.4) запишем выражение для силы лобового сопротивления горизонтального демпфера в явной форме:

$$F_3 = -0{,}424\sigma D^2 \dot{h} |\dot{h}|. \qquad (V.5)$$

4. Сила инерции

$$F_4 = (m_c + m_{пр})\ddot{h} = M\ddot{h}, \qquad (V.6)$$

где $\ddot{h} = \frac{d^2h}{dt^2}$ — вертикальное ускорение перемещения системы; $m_{пр}$ — присоединенная (гидродинамическая) масса системы; $M = m_c + m_{пр}$ — полная масса системы.

Аналогично силе лобового сопротивления присоединенная масса ДПУ связана почти исключительно с горизонтальным демпфером. Известно, что в случае круглого диска присоединен-

ная масса в направлении, нормальном к его плоскости, может быть определена по формуле

$$m_{\text{пр}} = \frac{1}{3}\sigma D^3,$$

откуда полная инертная масса системы

$$M = m_{\text{c}} + \frac{1}{3}\sigma D^3.$$

Для составления дифференциального уравнения движения ДПУ приравняем сумму внешних и диссипативных сил силе инерции

$$F_1 + F_2 + F_3 = F_4$$

или

$$-m_{\text{c}}g + [(l - \Delta l + H - h)\,Q + U]\,\sigma g - 0{,}424\sigma D^2 \dot{h}\,|\,\dot{h}\,| = M\ddot{h}.$$

Но по условию статического равновесия системы (при невозмущенном море)

$$m_{\text{c}}g = [(l - \Delta l)\,Q + U]\,\sigma g.$$

Отсюда окончательное выражение искомого дифференциального уравнения

$$\ddot{h} + A\dot{h}\,|\,\dot{h}\,| + B^2 h = B^2 H, \tag{V.7}$$

где

$$A = 0{,}424\,\frac{\sigma D^2}{M} = 1{,}272\,\frac{\sigma D^2}{3m_{\text{c}} + \sigma D^3};$$

$$B^2 = \frac{Q\sigma g}{M} = \frac{3Q\sigma g}{3m_{\text{c}} + \sigma D^3}.$$

Решение уравнений такого типа связано со значительными математическими трудностями и может быть выполнено только приближенно. Однако применительно к конкретным условиям рассматриваемой задачи возможно существенное упрощение вида уравнения, обеспечивающее его решение в явной форме. Можно сказать, что в левой части (V.7) сравнительное влияние позиционного и диссипативного членов значительно уступает по величине влиянию инерциального члена.

С учетом сказанного дифференциальное уравнение (V.7) запишется в простой алгебраической форме, представляющей собой по существу прямое решение поставленной задачи и обеспечивающей непосредственную оценку вертикальных ускорений ДПУ:

$$\ddot{h} = B^2 H = \frac{Q\sigma g}{M} H = \frac{3Q\sigma g}{3m_{\text{c}} + \sigma D^3} H. \tag{V.8}$$

Таблица 9

Оценочные величины амплитуд вертикальных ускорений ДПУ

Волнение моря (в баллах шкалы Бофорта), Б	Амплитуда ветровых волн H_0, м	Амплитуда вертикальных ускорений ДПУ g, гал	Волнение моря (в баллах шкалы Бофорта), Б	Амплитуда ветровых волн H_0, м	Амплитуда вертикальных ускорений ДПУ g, гал
2	0,2	0,1	5	2,0	0,8
3	0,5	0,2	6	3,5	1,4
4	1,5	0,5			

Прежде чем перейти к количественным оценкам, отметим две существенные особенности динамики ДПУ, вытекающие из *соотношения* (V.8):

1) интенсивность вынужденных ускорений ДПУ не зависит от частотного спектра возмущающего процесса;

2) степень демпфирования в первом приближении не зависит от интенсивности лобового сопротивления системы и, следовательно, от скорости ее движения, будучи обусловлена в основном инерцией присоединенных масс вмещающей жидкости.

Коэффициент успокоения установки для рабочего образца ДПУ, применявшегося в Геленджикском отделении ВНИИМОРГЕО,

$$B^2 = 3{,}32 \cdot 10^{-3}\ \text{с}^{-2}.$$

Выполненная оценка динамического режима ДПУ (табл. 9) свидетельствует о возможности гравиметрических измерений практически без систематических помех при волнении моря до 5—6 баллов. При этом могут быть использованы как морские маятниковые приборы (с «фиктивным» маятником), так и статические гравиметры (в их «донной» модификации), обеспеченные усиленным воздушным демпфированием, с постоянной времени $\tau \approx 1$ мин.

Рассмотренная выше теория не охватывает горизонтальных движений и наклонов ДПУ. Однако есть основания утверждать, что величина их не может быть значительной. В частности, горизонтальные движения могут быть связаны главным образом с равномерным дрейфом, поэтому не должны вызывать заметных ускорений. Что касается наклонов, то их влияние на показания гравиметрической аппаратуры может быть скомпенсировано применением карданного подвеса внутри аппаратурного контейнера ДПУ.

При морских испытаниях ДПУ конструкции Геленджикского отделения ВНИИМОРГЕО было установлено следующее:

1) амплитуда наклонов аппаратурного контейнера по двум взаимно перпендикулярным направлениям не превышает 16 мин дуги, составляя в среднем менее 10 мин;

2) горизонтальные ускорения аппаратурного контейнера по двум взаимно перпендикулярным направлениям не превышают по амплитуде 160 мгал, составляя 50—70 мгал;

3) амплитудные вертикальные ускорения аппаратурного контейнера варьируют в интервале от 0,5 до 2 гал. Их среднее значение 0,7 гал.

Таким образом, реальная динамика ДПУ достаточно хорошо согласуется с расчетными (теоретическими) характеристиками. Указанные выше результаты были получены в условиях надежной развязки ДПУ с судном в режиме свободного дрейфа установки.

На втором этапе испытаний были выполнены опытные гравиметрические измерения на специально оборудованном судне. Для работ был использован сильно затушенный кварцевый астазированный гравиметр с жидкостным демпфированием, обеспеченный фотоэлектрической индикацией положения маятника чувствительной системы. Постоянная времени гравиметра $\tau \approx 30$ с. Гравиметр размещался в карданном подвесе, установленном внутри аппаратурного контейнера ДПУ. Глубина погружения контейнера составляла около 30 м. Для обеспечения максимальной развязки системы ДПУ с судном все замеры выполнялись в автономном режиме. Опытные гравиметрические измерения производились по сети дискретных пунктов, координированных при помощи радиогеодезической системы.

На рис. 39 демонстрируются типичные записи показаний гравиметра, выполненные с ДПУ и отображающие основные этапы рабочего процесса:

1 — участок беспорядочной записи с зашкаливанием преимущественно в «легкой» стороне соответствует колебаниям аппаратурного контейнера во время спуска ДПУ с борта судна;

2 — участок успокоения записи с постепенным сползанием в «тяжелую» сторону соответствует погружению ДПУ в толщу морской воды;

3 — стабилизация записи показаний гравиметра, завершающаяся характерным «выбросом» трассы в «тяжелую» сторону с последующим выходом на «информативный» участок; «выброс» соответствует установке вертикального поплавка с восходящим рывком после погружения (по инерции) ДПУ ниже уровня статического равновесия;

4 — участок информативной записи, соответствует свободному дрейфу ДПУ в толще морской воды;

5 — резкий выброс трассы записи в «тяжелую» сторону, соответствует восходящему рывку поводкового троса в начале подъема ДПУ;

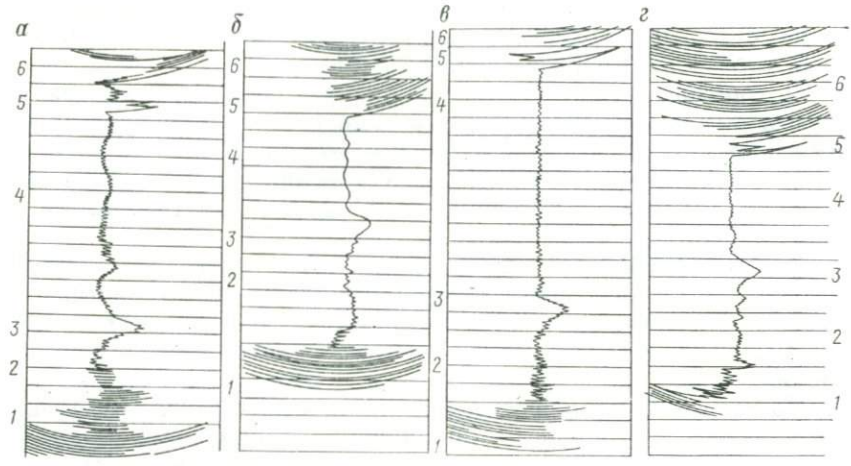


Рис. 39. Примеры записей (*а—г*) морского гравиметра в демпфированном поплавковом устройстве

6 — участок беспорядочной записи с зашкаливанием, соответствует подъему ДПУ на поверхность моря и извлечению его на борт судна.

Анализ характера записи показаний гравиметра на информативном участке указывает на наличие двух видов помех. Первая и основная помеха носит регулярный характер, будучи выражена случайными колебаниями уровня записи на частоте волнения моря и обусловлена главным образом остаточными движениями диска (см. рис. 37, *3*) ДПУ под действием волнения морской поверхности. Интенсивность этих возмущений по амплитуде составляет 10—15 мгал. Это соответствует теоретическим оценкам с учетом собственного механического демпфирования чувствительной системы гравиметра. Помехи второго типа нерегулярны, отличаются меньшей частотой и обусловлены рывками поводкового троса со стороны страховочного поплавкового буя. Существенно, что интенсивность этих помех может быть значительно ослаблена вплоть до полного исчезновения путем регулировки плавучести поплавкового буя. Это иллюстрируется последовательностью записей, изображенных на рис. 39. В частности, запись *а* произведена с пустотелым железным буем плавучестью около 50 кг, записи *б*, *в* и *г* — с пенопластовыми буями убывающих размеров, плавучести которых составляли примерно 20, 10 и 1—2 кг соответственно. Как видно, две последние записи практически свободны от влияния низкочастотных помех.

Точность гравиметрических измерений в ДПУ составляет ± (0,3—0,8) мгал.

НАБОРТНАЯ ГРАВИМЕТРИЯ

Теория

Изучение ускорения силы тяжести на подвижном основании является сложной задачей, так как измерения необходимо выполнять с точностью ± 1 мгал на фоне помех, достигающих 10^5 мгал и более. Главная особенность непрерывных морских гравиметрических измерений — учет или устранение случайных и систематических помех, обусловленных ускорениями и наклонами подвижного основания, имеющего шесть степеней свободы.

Способ измерения силы тяжести демпфированным гравиметром был предложен К. Е. Веселовым [24]. Сущность способа заключается в использовании гравиметра с упругой системой любой конструкции, астазированной или неастазированной с демпфированием, значительно большим критического, и установленной в карданов подвес или на гироскопической стабилизированной платформе. Назначение сильного демпфирования состоит в уменьшении влияния инерциальных, вертикальных и горизонтальных ускорений движения судна на показания гравиметра до такой величины, чтобы можно было производить измерение ускорения силы тяжести на борту надводного корабля с достаточной точностью, так как эти влияния в десятки и сотни раз превышают по амплитуде диапазон отсчетной шкалы гравиметра [24, 25].

В середине 50-х и в начале 60-х годов появляются первые работы по теории и методике измерения ускорения силы тяжести гравиметром на подвижном основании, использовавшие эту основополагающую идею. Большое значение для развития теории и методики, а также разработки и конструировании морских гравиметров имели работы В. О. Баграмянца, В. П. Пантелеева, Ю. Д. Буланже, Е. И. Попова, В. А. Романюка, Л. П. Смирнова, В. А. Тулина, В. В. Федынского, Гаррисона, Ла Коста и других исследователей. Определенную роль в практике морской гравиметрической съемки на подвижном основании сыграл подход, основанный на представлении искомого значения приращения Δg в виде алгебраического уравнения [75]:

$$\Delta g = f(\ddot{x};\ \ddot{y};\ \ddot{z};\ \beta_1;\ \beta_2;\ \gamma;\ \varphi;\ \dot{\varphi};\ \ddot{\varphi}), \tag{V.9}$$

где $\ddot{x}$, $\ddot{y}$, $\ddot{z}$ — инерциальные ускорения основания гравиметра по осям координат; β_1, β_2 — углы основания гравиметра относительно истинного горизонта (дифферент и крен; γ — угол поворота основания гравиметра относительно истинной вертикали (угол «рыскания» из-за неустойчивости курса судна); φ — угол маятника (рычага) чувствительной системы относительно принятого уровня отсчета показаний гравиметра (угол поворота маятника относительно корпуса гравиметра).

Представление Δg в виде (V.9) позволяет, не решая нелинейного дифференциального уравнения движения маятника (рычага) гравиметра

$$\ddot{\varphi}+2\varepsilon\dot{\varphi}+n^2(t)\,\varphi+a(t)\,\varphi^2=$$
$$=f_1(\ddot{x};\ \ddot{y};\ \ddot{z};\ \beta_1;\ \beta_2;\ \gamma;\ \Delta g); \qquad (V.10)$$

относительно $\varphi(t)$, определить искомое приращение ускорения силы тяжести Δg как функцию времени t. Здесь ε — коэффициент демпфирования; n — собственная частота колебаний системы; a — коэффициент нелинейности.

Существенную роль в развитии теории и практики морских гравиметрических работ имело предложение [74] заменить дифференциальное уравнение второго порядка (V.10) дифференциальным уравнением первого порядка

$$2\varepsilon\dot{\varphi}+n^2(t)\,\varphi+a(t)\,\varphi^2=f_1(\ddot{x};\ \ddot{y};\ \ddot{z};\ \beta_1;\ \beta_2;\ \gamma;\ \Delta g), \qquad (V.11)$$

так как для сильнодемпфированного маятника влияние инерциального члена $\ddot{\varphi}$ (после окончания переходного процесса) практически пренебрежимо мало по сравнению с влиянием диссипативного члена $2\varepsilon\dot{\varphi}$.

Вместо уравнения (V.9) для практических целей вполне достаточно анализировать алгебраическое уравнение

$$\Delta g=f(\ddot{x};\ \ddot{y};\ \ddot{z};\ \beta_1;\ \beta_2;\ \gamma;\ \varphi;\ \dot{\varphi}). \qquad (V.12)$$

На основании (V.12) получены рабочие формулы, которые используются для обработки материалов измерения гравиметрами, установленными в карданном подвесе и на гиростабилизированной платформе.

Дж. Гаррисон [191] для случаев гироплатформы и карданового подвеса рассматривает теоретические и методические вопросы, связанные с влиянием на показания гравиметра вертикальных инерциальных ускорений, совместного влияния горизонтальных и вертикальных ускорений, горизонтальных ускорений и уклонения основания маятника гравиметра от горизонта. Он показывает, что корреляция между вертикальными и горизонтальными ускорениями основания гравиметра может привести к существенному искажению показания маятника гравиметра, расположенного на гироплатформе. Это влияние получило название «кросс—каплинг»-эффект.

Много внимания уделяется изучению характера возмущающих инерциальных ускорений, действующих на основание гравиметра, установленного на борту корабля [122]. Отмечено, что возмущающие ускорения на надводных судах представляют собой случайный процесс с резко доминирующей частотой и под-

чиняются закону нормального распределения. В [122] приводятся результаты расчетов статических характеристик возмущающих ускорений и наклонов подвижного основания гравиметра, сравнительный анализ гравиметров с точки зрения фильтрации случайных помех и автоматизации измерений.

Вопрос об изменении ускорения силы тяжести на борту судна следует рассматривать с двух позиций, которые позволили бы достичь необходимой точности и детальности гравиметрической съемки и которые удовлетворяют практическим требованиям решения задач геодезии и целям региональной и разведочной геофизики и геологии. Эти требования в определенном смысле противоречат друг другу, так как повышение детальности съемки приводит к увеличению динамического диапазона измерений, что предъявляет жесткие требования к измерительному тракту, а значит, может быть причиной понижения точности измерений, и наоборот. Выше было показано, что определение ускорения силы тяжести на подвижном основании связано с учетом возмущающих влияний, которые оказывают на чувствительный элемент гравиметра инерциальные ускорения. Следовательно, необходимо либо учитывать эти возмущающие влияния и вводить в показания гравиметра необходимые поправки, либо методическими приемами и аппаратурными решениями устранять эти влияния на показания гравиметра.

Для выяснения возможности определения искомого приращения силы тяжести на фоне влияния возмущающих инерциальных помех, рассмотрим сигнал, входящий в гравиметр (входной сигнал), составим дифференциальное уравнение движения чувствительной системы гравиметра, найдем его решение (выходной сигнал) и исследуем компоненты выходного сигнала гравиметра. В качестве чувствительной системы используем упругий демпфированный маятник, положение которого близко к горизонту и который имеет одну степень свободы [129]. При этом исследуется пассивная схема регистрации, при которой показания гравиметра определяются положением маятника чувствительной системы и натяжением компенсационных пружин. Принятая при анализе формализация символики объединяет различные схемы гравиметров вращательного типа и не зависит от конкретных особенностей их конструкции. Однако при оценочных расчетах используются характеристики разработанной в Геленджикском отделении ВНИИМОРГЕО модели набортного гравиметра ГМ/К (ГАК-ЖЗ) с астазированной чувствительной системой [115].

Рассмотрим зависимость структуры входного сигнала дифференциального уравнения набортного гравиметра от внешних условий. Движение гравиметра на борту судна будем считать равномерным перемещением по поверхности геоида, осложненным малыми уклонениями по шести степеням свободы, каждое из которых имеет нулевое математическое ожидание. Введем

ортогональную систему набортных координат x, y, z, центр которой совмещен с точкой подвеса маятника гравиметра. Оси x и y горизонтальны и при отсутствии возмущений ориентированы вдоль маятника и оси его вращения соответственно (т. е. жестко связаны с направлением генерального курса). Ось z направлена вертикально вниз (рис. 40).

Выделим и обозначим главные линии:

Oa — линия маятника (*проходит через точку подвеса O и* центр масс M); Ob — начальная линия маятника; Oc — линия сечения плоскости движения маятника с горизонтальной плоскостью Oxy; Od — проекция начальной линии Ob на горизонтальную плоскость Oxy; Oe — проекция линии маятника Oa на горизонтальную плоскость Oxy; OO' — линия оси вращения маятника; OO'' — проекция OO' на горизонтальную плоскость Oxy.

Обозначим главные углы:

φ — отсчетный угол маятника (наклон линии маятника к начальной линии ($\varphi = \angle aOb$); α — наклон линии маятника к горизонту ($\alpha = \angle aOe$); β_0 — уклонение начальной линии маятника от линии сечения ($\beta_0 = \angle bOc$); β_1 — наклон начальной линии маятника к горизонту ($\beta_1 = \angle bOd$); β_2 — *наклон линии оси ма-*

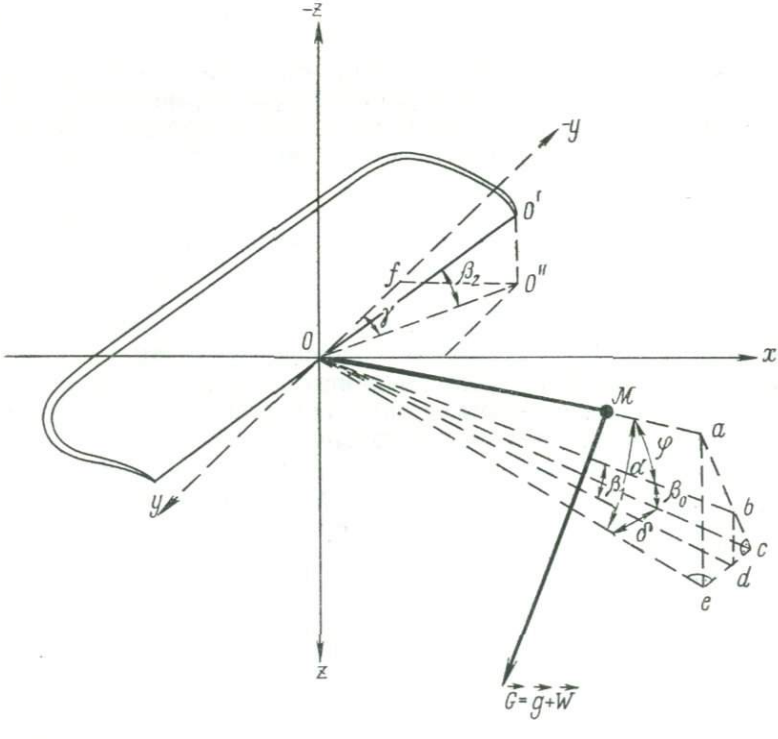


Рис. 40. Элементы ориентации маятника гравиметра

ятника к горизонту ($\beta_2 = \angle O'OO''$); γ — угол рыскания ($\gamma = \angle fOO''$); — уклонение проекции маятника от линии сечения ($\delta = \angle cOe$).

Углы связаны следующими очевидными соотношениями:

$$\sin\alpha = \sin(\varphi + \beta_0)\cos\beta_2;$$

$$\sin(\varphi + \beta_0)\sin\beta_2 = \cos\alpha\sin\delta = \cos(\varphi + \beta_0)\operatorname{tg}\delta;$$

$$\sin\beta_1 = \sin\beta_0\cos\beta_2;$$

$$\cos(\varphi + \beta_0) = \cos\alpha\cos\delta;$$

$$\cos\beta_0 = \cos\beta_1\cos\delta.$$

На чувствительную систему гравиметра воздействуют ускорение силы тяжести, инерциальные ускорения, наклоны основания прибора и их комбинации.

Обозначим: $\vec{g}$ — вектор ускорения силы тяжести (вместе с эффектом Этвеша); $\vec{W}$ — вектор инерциальных ускорений; $\vec{G} = \vec{g} + \vec{W}$ — вектор суммарного ускорения; $\ddot{X}$, $\ddot{Y}$ и $\ddot{Z}$ — компоненты инерциальных ускорений по осям координат.

Для определения моментной проекции G вектора суммарного ускорения $\vec{G}$ последний должен быть скалярно умножен на векторное произведение из орта оси вращения маятника $\vec{\mathbf{n}}_0$ на орт линии маятника $\vec{\mathbf{m}}_0$:

$$G = \vec{G}\left[\vec{\mathbf{n}}_0\vec{\mathbf{m}}_0\right];$$

$$\vec{\mathbf{n}}_0 = \vec{i}\cos\beta_2\sin\gamma - \vec{j}\cos\beta_2\cos\gamma - \vec{k}\sin\beta_2;$$

$$\vec{\mathbf{m}}_0 = \vec{i}\cos\alpha\cos(\gamma + \delta) + \vec{j}\cos\alpha\sin(\gamma + \delta) - \vec{k}\sin\alpha;$$

$$\vec{G} = \vec{i}\ddot{X} + \vec{j}\ddot{Y} + \vec{k}(g + \ddot{Z}).$$

Применив детерминат смешанного произведения, запишем:

$$G(t;\ \varphi) = \begin{vmatrix} \ddot{X} & \ddot{Y} & g + \ddot{Z} \\ \cos\beta_2\sin\gamma & -\cos\beta_2\cos\gamma & -\sin\beta_2 \\ \cos\alpha\cos(\gamma + \delta) & \cos\alpha\sin(\gamma + \delta) & -\sin\alpha \end{vmatrix}.$$

Раскрыв полученное выражение, найдем

$$G(t;\ \varphi) = (g + \ddot{Z})\cos\alpha\cos\beta_2\cos\delta + \ddot{X}\left[\sin\alpha\cos\beta_2\cos\gamma + \right.$$
$$\left. + \cos\alpha\sin\beta_2\sin(\gamma + \delta)\right] + \ddot{Y}\left[\sin\alpha\cos\beta_2\sin\gamma - \right.$$
$$\left. - \cos\alpha\sin\beta_2\cos(\gamma + \delta)\right]. \qquad \text{(V.13)}$$

Величины углов, входящих в выражение (V.13), малы. Так, угол φ — мал по конструкции гравиметра, углы β_1 и β_2 — малы по условиям его установки (на гиростабилизированной платформе) и, наконец, угол γ — мал по условиям судовождения.

В связи с этим вспомогательные углы α, β_0 и δ могут быть достаточно просто выражены через отсчетный угол φ и угловые элементы ориентации гравиметра β_1 и β_2:

$$\alpha \approx \varphi + \beta_1; \quad \beta_0 \approx \beta_2; \quad \delta \approx 0.$$

Тригонометрические функции малых углов могут быть заменены степенными разложениями, ограниченными членами первого и второго порядков малости.

Кроме того, разделяя линейную и вращательную компоненты инерциальных ускорений, для случая малых углов можно записать:

$$\ddot{X} \approx \ddot{x} + \dot{\gamma}^2 l + \dot{\beta}_1^2 l; \quad \ddot{Y} \approx \ddot{y}; \quad \ddot{Z} \approx \ddot{z}.$$

Здесь $\ddot{x}$, $\ddot{y}$, $\ddot{z}$ — линейные ускорения основания гравиметра вдоль осей Ox, Oy и Oz; $\dot{\beta}_1^2 l$; $\dot{\gamma}^2 l$ — вращательные ускорения основания гравиметра вокруг осей Oy и Oz; l — приведенная длина маятника (рычага) гравиметра ($l = OM$).

С учетом сказанного, соотношение (V.13) запишется в виде:

$$G(t;\ \varphi) \approx g + \ddot{z} + \ddot{x}\varphi + \dot{\gamma}^2 l\varphi + \dot{\beta}_1^2 l\varphi + \ddot{x}\beta_1 - \ddot{y}\beta_2 - g\frac{\beta_1^2 + \beta_2^2}{2} -$$

$$- g\frac{\varphi^2}{2} - g\varphi\beta_1 - \ddot{z}\frac{\beta_1^2 + \beta_2^2}{2} - \ddot{z}\frac{\varphi^2}{2} - \ddot{z}\varphi\beta_1 + \dot{\gamma}^2 l\beta_1 + \dot{\beta}_1^2 l\beta_1 +$$

$$+ \ddot{x}\beta_2\gamma + \ddot{y}\beta_1\gamma + \ddot{y}\varphi\gamma. \qquad \text{(V.14)}$$

В выражении (V.14) сохранены члены до второго порядка малости включительно, члены третьего и более высоких порядков исключены.

Оценим порядок членов, формирующих выражение (V.14) при следующих реальных допущениях:

$$g \approx 10^6 \text{ мгал}; \quad \ddot{x} \sim \ddot{y} \sim \ddot{z} \leqslant 5 \cdot 10^4 \text{ мгал};$$

$$\beta_1 \sim \beta_2 \leqslant 3' - 4' \approx 10^{-3};$$

$$\varphi \leqslant 5' \approx 1{,}5 \cdot 10^{-3}; \quad \gamma \leqslant 1^\circ \approx 1{,}7 \cdot 10^{-2}; \quad \dot{\gamma}^2 l \sim \dot{\beta}_1^2 l \leqslant 10^3 \text{ мгал},$$

(предполагается, что вращательные ускорения $\dot{\gamma}^2 l$ и $\dot{\beta}_1^2 l$ обусловлены вибрацией гиростабилизатора на частоте около 500 Гц).

Имеем:

$$\ddot{x}\varphi \leqslant 75 \text{ мгал}; \quad \dot{\gamma}^2/\varphi \sim \dot{\beta}_1^2/\varphi \leqslant 1{,}5 \text{ мгал};$$

$$\ddot{x}\beta_1 \sim \ddot{y}\beta_2 \leqslant 50 \text{ мгал}; \quad g\frac{\beta_1^2+\beta_2^2}{2} \leqslant 1 \text{ мгал};$$

$$g\frac{\varphi^2}{2} \leqslant 1 \text{ мгал}; \quad g\varphi\beta_1 \leqslant 1{,}5 \text{ мгал}; \quad \ddot{z}\frac{\beta_1^2+\beta_2^2}{2} \leqslant 5\cdot 10^{-2} \text{ мгал};$$

$$\ddot{z}\frac{\varphi^2}{2} \leqslant 6\cdot 10^{-2} \text{ мгал};$$

$$\ddot{z}\varphi\beta_1 \leqslant 8\cdot 10^{-2} \text{ мгал}; \quad \dot{\gamma}^2/\beta_1 \sim \dot{\beta}_1^2/\beta_1 \leqslant 1{,}0 \text{ мгал};$$

$$\ddot{x}\beta_2\gamma \sim \ddot{y}\beta_1\gamma \leqslant 1 \text{ мгал}; \quad \ddot{y}\varphi\gamma \leqslant 1{,}5 \text{ мгал}.$$

Пренебрегая членами выражения (V.14), составляющими 1—2 мгал и менее, запишем рабочее выражение входного сигнала набортного гравиметра:

$$\Delta G(t;\ \varphi) \approx \Delta g + \ddot{z} + \ddot{x}\beta_1 - \ddot{y}\beta_2 + \ddot{x}\varphi. \qquad \text{(V.15)}$$

В практике морской гравиметрии слагаемые входного сигнала, входящие в выражение (V.15), известны под следующими названиями: Δg — полезный сигнал; $\ddot{z}$ — эффект первого порядка; $\ddot{x}\beta_1 - \ddot{y}\beta_2$ — эффект Гаррисона; $\ddot{x}\varphi$ — эффект перекрестных связей («кросс—каплинг»-эффект — или СС-эффект);

Составим дифференциальное уравнение динамики чувствительной системы гравиметра. В общем случае динамическое состояние чувствительной системы вращательного типа определяется равенством между суммами моментов внутренних и внешних сил. При этом моменты внутренних сил явно зависят только от условных координат (положения) маятника гравиметра и их производных по времени (но не от самого времени). С целью определенности последующих построений введем понятие математического аналога маятника гравиметра, который представим в виде невесомого стержня с сосредоточенной на свободном конце массой. Длина стержня равна расстоянию от оси подвеса (вращения) до центра масс реального маятника, а величина сосредоточенной массы совпадает с его полной массой. Кроме того, положение начала отсчета совпадает с горизонтальным расположением «математического» маятника при минимуме чувствительности к наклону.

Будем считать маятник гравиметра системой с одной степенью свободы и выберем в качестве условной координаты угол наклона последнего относительно фиксированного внутри системы положения, принятого за начало отсчета.

Рассмотрим выражение моментов действующих внутренних сил.

1. Момент сил инерции

$$\mathfrak{M}_1 = J\ddot{\varphi},$$

где $J = J_0 + J_п$ — момент инерции маятника гравиметра относительно оси его подвеса; в жидкой среде он складывается из моментов собственных J_0 и присоединенных $J_п$ масс; $\ddot{\varphi} = \frac{d^2\varphi}{dt^2}$ — вторая производная координаты φ по времени.

2. Момент диссипативных сил или сил сопротивления

$$\mathfrak{M}_2 = Q(\dot{\varphi}),$$

где $Q(\dot{\varphi})$ — нечетная функция «$\dot{\varphi}$», характер которой определяется физической природой сил сопротивления (при жидкостном демпфировании — законами гидродинамики) и конструкцией демпфирующего устройства гравиметра; $\dot{\varphi} = \frac{d\varphi}{dt}$ — первая производная координаты «φ» по времени.

3. Момент позиционных (упругих) сил

$$\mathfrak{M}_3 = P(\varphi),$$

где конкретное выражение функции $P(\varphi)$ определяется конструкцией чувствительной системы гравиметра.

Момент $\mathfrak{M}_3$ обеспечивает основное влияние в суммарном моменте внутренних сил, включая пассивную (разгрузочную) и активную (регулируемую) составляющие. При этом вариации функции $P(\varphi)$ составляют незначительную долю ее средней величины, так что всегда

$$\left|1 - \frac{P(\varphi)}{P(0)}\right| \ll 1.$$

Условие динамического равновесия заключается в равенстве суммарных моментов внутренних и внешних сил:

$$\mathfrak{M}_1 + \mathfrak{M}_2 + \mathfrak{M}_3 = \mathfrak{M}_4, \qquad (V.16)$$

где $\mathfrak{M}_4 = MG$ — момент внешних сил; M — момент масс маятника гравиметра относительно оси вращения (с учетом архимедовских сил).

Из (V.16) имеем

$$J\ddot{\varphi} + Q(\dot{\varphi}) + P(\varphi) = MG. \qquad (V.17)$$

Выражение (V.17) представляет собой уравнение динамического баланса чувствительного элемента (маятника) гравиметра, заданное в полных моментах. Для того чтобы перейти от него к искомому дифференциальному уравнению, необходимо исклю-

чить постоянные составляющие. Последние могут быть найдены из статических условий.

Полагая в (V.17) $\varphi \equiv \varphi_0 = \text{const}$, запишем уравнение *статического равновесия при вертикальной ориентации оси* чувствительности гравиметра:

$$P(\varphi_0) = Mg\cos\varphi_0,$$

где g — ускорение силы тяжести в пункте наблюдения.

Очевидно, что при некотором определенном значении силы тяжести $g = g_0$ угол $\varphi_0 = 0$. В этом случае

$$P(0) = Mg_0. \tag{V.18}$$

Наконец, составляя разность между соотношениями (V.17) и (V.18), запишем:

$$J\ddot{\varphi} + Q(\dot{\varphi}) + \Delta P(\varphi) = M\Delta G, \tag{V.19}$$

где $\Delta P(\varphi) = P(\varphi) - P(0)$;

$\Delta G = G(t;\ \varphi) - g_0$.

Выражение (V.19) представляет собой общий вид искомого дифференциального уравнения динамики чувствительности системы набортного гравиметра. Последующий анализ соотношения (V.19) предполагает расшифровку символов остаточного момента позиционных сил $\Delta P(\varphi)$ и момента сил сопротивления $Q(\varphi)$ в форме явных зависимостей от их аргументов.

Разлагая полный момент позиционных сил в ряд Маклорена по степеням φ, получим

$$P(\varphi) = P(0) + P'_\varphi(0)\,\varphi + \frac{1}{2}P''_\varphi(0)\,\varphi^2 + \ldots$$

или после переноса первого члена разложения в левую сторону равенства

$$\Delta P(\varphi) = P(\varphi) - P(0) = P'_\varphi(0)\,\varphi + \frac{1}{2}P''_\varphi(0)\,\varphi^2 + \ldots \tag{V.20}$$

Малость угла φ позволяет ограничиваться первым (линейным) членом разложения (V.20) с погрешностью порядка этой малой величины. Таким образом, можно записать:

$$\Delta P(\varphi) \approx P'_\varphi(0)\,\varphi. \tag{V.21}$$

Для определения выражения $P'_\varphi(0)$ воспользуемся уравнением статического равновесия чувствительности системы гравиметра

$$P(\varphi) = Mg\cos\varphi.$$

Дифференцируя это выражение по g, что эквивалентно малой вариации силы тяжести, будем иметь

$$P'_{\varphi}(\varphi)\frac{d\varphi}{dg} = M\cos\varphi - Mg\sin\varphi\frac{d\varphi}{dg},$$

но $\frac{d\varphi}{dg} = C_{\varphi}$ — угловая чувствительность гравиметра, следовательно,

$$P'_{\varphi}(\varphi) = \frac{M}{C_{\varphi}}\cos\varphi - Mg\sin\varphi$$

или при $\varphi = 0$

$$P'_{\varphi}(0) = \frac{M}{C_0}.$$

Подставив полученное соотношение в (V.21), окончательно запишем:

$$\Delta P(\varphi) = \frac{M}{C_0}\varphi. \qquad (V.22)$$

При анализе структуры диссипативного члена рассматривается *сопротивление тела ламинарному потоку набегающей жидкости*, которое складывается из сил лобового сопротивления и сил вязкого трения.

При достаточно высокой вязкости демпфирующей жидкой среды [1] и низких несущих частотах механических движений, вязкое трение существенно превалирует над лобовым сопротивлением в общем балансе диссипативных сил. Из гидродинамики известно, что сопротивление вязкого трения пропорционально первой степени относительной скорости жидкости и обтекаемого тела. Аналогичная ситуация наблюдается в случае магнитоиндукционного и воздушного демпфирования, применяющихся в некоторых зарубежных конструкциях набортных гравиметров [37, 189, 198, 199].

Приведенные соображения и более детальный анализ гидродинамики чувствительной системы показывают, что момент диссипативных сил, входящий в дифференциальное уравнение набортного гравиметра, с высокой степенью точности (порядка 10^{-5}) линейно зависит от угловой скорости движения маятника

$$Q(\dot{\varphi}) = R\dot{\varphi}. \qquad (V.23)$$

Подставив выражения (V.22) и (V.23) в уравнение (V.19), запишем:

$$J\ddot{\varphi} + R\dot{\varphi} + \frac{M}{C_0}\varphi = M\Delta G. \qquad (V.24)$$

[1] В современных конструкциях отечественных набортных гравиметров применяются полиорганосилоксановые жидкости с кинематической вязкостью порядка 5 Ст.

Разделим все члены (V.24) на постоянную величину C_0J и введем следующие обозначения: $\frac{\varphi}{C_0} = g_r$ — показание позиционного индикатора маятника-гравиметра, оцифрованное в единицах силы тяжести (см · с$^{-2}$); $\frac{R}{2J} = \varepsilon$ — коэффициент демпфирования чувствительности системы гравиметра (с$^{-1}$); $\sqrt{\frac{M}{C_0J}} = n_0$ — круговая разонансная частота чувствительной системы гравиметра (с$^{-1}$).

С учетом этих обозначений дифференциальное уравнение движения маятника (рычага) набортного гравиметра принимает вид:

$$\ddot{g}_r + 2\varepsilon\dot{g}_r + n_0^2 g_r = n_0^2 \Delta G(t;\ g_r). \qquad \text{(V.25)}$$

Полученное соотношение является линейным неоднородным дифференциальным уравнением второго порядка со «смешанной» правой частью, зависящей как от аргумента (t), так и от неизвестной функции (g_r). Общий анализ такого уравнения представляет определенные математические трудности. Однако имеется возможность его существенного упрощения применительно к конкретным условиям рассматриваемой задачи. Анализ дифференциального уравнения движения маятника (рычага) сильнодемпфированной чувствительной системы гравиметра показывает, что в широком диапазоне частот возмущающих ускорений на борту движущегося судна влияние инерциального члена $\ddot{g}_r$ после окончания переходного процесса очень мало́ и им можно пренебречь.

Дифференциальное уравнение набортного гравиметра можно представить в виде:

$$2\varepsilon\dot{g}_r + n_0^2 g_r = n_0^2 \Delta G(t;\ g_r). \qquad \text{(V.26)}$$

Введя обозначение τ, где $\tau = 2\varepsilon/n_0^2$ — постоянная времени чувствительной системы гравиметра, уравнение (V.26) запишем в виде:

$$\dot{g}_r + \frac{1}{\tau} g_r = \frac{1}{\tau} \Delta G(t;\ g_r). \qquad \text{(V.27)}$$

Подставив соотношение (V.15) в уравнение (V.27), получим

$$\dot{g}_r + \frac{1}{\tau} g_r = \frac{1}{\tau} (\Delta g + \ddot{z} + \ddot{x}\varphi + \ddot{x}\beta_1 - \ddot{y}\beta_2). \qquad \text{(V.28)}$$

Смешанный член правой части этого уравнения содержит в качестве сомножителя отсчетный угол наклона маятника φ. По условию

$$\varphi = C_0 g_r.$$

С учетом этого окончательно имеем

$$\dot{g}_r + \frac{1}{\tau}(1 - C_0\ddot{x})\, g_r = \frac{1}{\tau}(\Delta g + \ddot{z} + \ddot{x}\beta_1 - \ddot{y}\beta_2). \qquad \text{(V.29)}$$

Уравнение (V.29) является неоднородным линейным дифференциальным уравнением первого порядка с переменным коэффициентом при неизвестной функции. Уравнения такого типа имеют интегрирующий множитель

$$\mu = e^{\frac{1}{\tau}\int (1 - C_0\ddot{x})\, dt} = e^{\frac{t}{\tau}} e^{-\frac{C_0}{\tau}\dot{x}},$$

где $\dot{x}$ — переменная составляющая скорости по направлению x.

Общее решение уравнения (V.29) имеет вид:

$$g_r = e^{-\frac{t}{\tau}} e^{\frac{C_0}{\tau}\dot{x}} \left[\frac{1}{\tau} \int (\Delta g + \ddot{z} + \ddot{x}\beta_1 - \ddot{y}\beta_2)\, e^{\frac{t}{\tau}} e^{-\frac{C_0}{\tau}\dot{x}}\, dt + \text{const} \right]. \qquad \text{(V.30)}$$

Пренебрегая затухающим собственным процессом, запишем выражение (V.30) в более удобной для дальнейшего анализа форме:

$$g_r e^{-\frac{C_0}{\tau}\dot{x}} = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int (\Delta g + \ddot{z} + \ddot{x}\beta_1 - \ddot{y}\beta_2)\, e^{\frac{t}{\tau}} e^{-\frac{C_0}{\tau}\dot{x}}\, dt. \qquad \text{(V.31)}$$

Показатель экспоненты $\frac{C_0}{\tau}\dot{x}$ является малой величиной и при реальных допущениях $C_0 = 10^{-2}$ рад/гал; $\tau = 5 \cdot 10^2$ с; $\dot{x} \leqslant 50$ см/с

$$\frac{C_0}{\tau}\dot{x} \leqslant 10^{-3} \ll 1.$$

При этих условиях с высокой точностью (10^{-6}) можно записать:

$$e^{\pm\frac{C_0}{\tau}\dot{x}} \approx 1 \pm \frac{C_0}{\tau}\dot{x}.$$

С учетом полученного приближения выражение (V.31) принимает вид:

$$g_r\left(1 - \frac{C_0}{\tau}\dot{x}\right) = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \times$$

$$\times \int (\Delta g + \ddot{z} + \ddot{x}\beta_1 - \ddot{y}\beta_2)\left(1 - \frac{C_0}{\tau}\dot{x}\right) e^{\frac{t}{\tau}}\, dt. \qquad \text{(V.32)}$$

Оценим сравнительный порядок членов соотношения (V.32), включающих сомножителем малую безразмерную величину

$$\lambda = \frac{C_0}{\tau}\dot{x}.$$

При этом в добавление к ранее сделанным реальным допущениям ($\ddot{z} \leqslant 5 \cdot 10^4$ мгал; $\ddot{x}\beta_1 \sim \ddot{y}\beta_2 \leqslant 50$ мгал; $\lambda \leqslant 10^{-3}$) примем

$$g_r \sim \Delta g \leqslant 100 \text{ мгал},$$

откуда

$$g_r\lambda \sim \Delta g\lambda \leqslant 0{,}1 \text{ мгал}; \quad \ddot{x}\beta_1\lambda \sim \ddot{y}\beta_2\lambda \leqslant 0{,}05 \text{ мгал};$$

$$\ddot{z}\lambda \leqslant 50 \text{ мгал}.$$

Пренебрегая в (V.32) малыми членами, составляющими доли миллигала, окончательно запишем:

$$g_r \approx \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int \left(\Delta g + \ddot{z} + \ddot{x}\beta_1 - \ddot{y}\beta_2 - \frac{C_0}{\tau}\dot{x}\ddot{z}\right) e^{\frac{t}{\tau}} dt. \qquad (V.33)$$

Таким образом, при известных и обоснованных ограничениях искомое решение дифференциального уравнения набортного гравиметра может быть представлено суммой интегральных преобразований

$$g_r = \Delta g_{r0} + \Delta g_{r1} + \Delta g_{r2} + \Delta g_{r3}, \qquad (V.34)$$

где

$$\Delta g_{r0} = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int \Delta g\,(t)\, e^{\frac{t}{\tau}} dt;$$

$$\Delta g_{r1} = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int \ddot{z}\,(t)\, e^{\frac{t}{\tau}} dt;$$

$$\Delta g_{r2} = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int \left[\ddot{x}\,(t)\,\beta_1\,(t) - \ddot{y}\,(t)\,\beta_2\,(t)\right] e^{\frac{t}{\tau}} dt;$$

$$\Delta g_{r3} = -\frac{C_0}{\tau^2} e^{-\frac{t}{\tau}} \int \dot{x}\,(t)\,\ddot{z}\,(t)\, e^{\frac{t}{\tau}} dt.$$

В общем случае (V.34) имеет вид:

$$\Delta g_{ri} = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int H_i\,(t)\, e^{\frac{t}{\tau}} dt. \qquad (V.35)$$

Анализ соотношения (V.35) позволяет сделать некоторые общие выводы о характере рассматриваемого преобразования.

Используя правила операционного исчисления, запишем последовательный ряд оригиналов и изображений:

$$H_i(t) \sqsupset F_i(p); \quad H_i(t)\,e^{\frac{t}{\tau}} \sqsupset F_i\left(p-\frac{1}{\tau}\right);$$

$$\int H_i(t)\,e^{\frac{t}{\tau}}\,dt \sqsupset \frac{F_i\left(p-\frac{1}{\tau}\right)}{p};$$

$$\Delta g_{ri}(t)=\frac{1}{\tau}\,e^{-\frac{t}{\tau}}\int H_i(t)\,e^{\frac{t}{\tau}}\,dt \sqsupset \frac{F_i(p)}{1+\tau p}=\Phi_i(p).$$

Разложив полученное изображение в ряд по степеням параметра p, имеем

$$\Phi_i(p)=\frac{F_i(p)}{1+\tau p}=F_i(p)-\tau pF_i(p)+\tau^2p^2F_i(p)\pm\ \ldots\ =$$

$$=F_i(p)\sum_{k=0}^{\infty}(-\tau p)^k.$$

И, наконец, переходя к оригиналам слагаемых ряда, окончательно получим

$$\Delta g_{ri}=H_i(t)-\tau\dot{H}_i(t)+\tau^2\ddot{H}_i(t)\pm\ \ldots\ =\sum_{k=0}^{\infty}(-\tau)^k H_i^{(k)}(t), \tag{V.36}$$

где

$$H_i^{(k)}(t)=\frac{d^kH_i(t)}{dt^k}.$$

Из полученного соотношения непосредственно следует, что различие характеров выходного и входного сигналов в существенной степени зависит от нестабильности последнего на интервале порядка постоянной времени τ. При этом сигнал, поступающий на вход гравиметра, естественным образом подразделяется на регулярную полезную составляющую и помеху, обусловленную сочетанием случайных процессов.

Обратимся к анализу конкретных форм выходного сигнала набортного гравиметра. Сопоставив ряд (V.36) для $H_0=\Delta g(t)$ с разложением Тейлора смещенного входного сигнала $\Delta g(t-\tau)$, запишем:

$$\Delta g_{r0}=\Delta g(t)-\tau\,\Delta\dot{g}(t)+\sum_{k=2}^{\infty}(-\tau)^k\,\Delta g^{(k)}(t);$$

$$\Delta g(t-\tau)=\Delta g(t)-t\,\Delta\dot{g}(t)+\sum_{k=2}^{\infty}(-\tau)^k\,\frac{1}{k!}\,\Delta g^{(k)}(t).$$

Произведя почленное вычитание записанных строк, получим

$$\Delta g_{r0}=\Delta g(t-\tau)+\sum_{k=2}^{\infty}(-\tau)^k\left(1-\frac{1}{k!}\right)\Delta g^{(k)}(t). \tag{V.37}$$

При реальных скоростях движения судов характер изменения силы тяжести на интервале порядка постоянной времени τ обычно близок к прямолинейному, поэтому величина второго члена правой части соотношения (V.37) мало отличается от нуля. В связи с этим в первом приближении полезный сигнал на выходе набортного гравиметра совпадает по форме с изменением силы тяжести (входным сигналом), запаздывая по отношению к нему на постоянную времени τ. В более сложных случаях (на криволинейных участках регистрируемых аномалий) остаточный член (V.37) описывает искажение формы сигнала на выходе гравиметра. Последнее, как нетрудно видеть, зависит от знака второй производной $\Delta g(t)$ и приводит к завышению уровня минимумов и занижению уровня максимумов, т. е. к сглаживанию реальной картины.

Динамические помехи на входе набортного гравиметра описываются определенным сочетанием инерциальных ускорений и остаточных наклонов, являющихся случайными функциями времени. Характер этих функций в достаточно широких пределах (на интервалах, заведомо более длительных, чем постоянная времени τ) может рассматриваться как стационарный.

Рассмотрим структуру основных помех, действующих на выходе набортного гравиметра.

Влияние вертикальных ускорений (выходной сигнал эффекта первого порядка). Случайные помехи в показаниях набортного гравиметра обусловлены почти исключительно влиянием вертикальных ускорений, которые совпадают по направлению с силой тяжести. Их влияние может быть исключено или уменьшено двумя способами — барометрическим и при помощи частотной фильтрации.

При применении барометрического способа, не имеющего принципиальных ограничений для применения в морских условиях, измеряются изменения Δz высоты основания набортного гравиметра при помощи струнного барометрического высотометра. По изменению Δz и частоте этого изменения определяется влияние вертикальных ускорений.

На надводных кораблях вертикальные ускорения представляют собой случайный процесс с резко доминирующей частотой, которая значительно отличается от «частоты» изменения ускорения силы тяжести на трассе движения судна. Такое соотношение характеристик силы тяжести и возмущающих вертикальных ускорений позволяет решать вопрос об измерениях силы тяжести на борту движущегося судна путем применения фильтрации по частоте с целью разделения гравитационных и инерциальных ускорений. Можно показать, что если $\ddot{z}$ является стационарным случайным процессом с нулевым математическим ожиданием, то его влияние на выходе гравиметра также описывается стационарным случайным процессом с нулевым

математическим ожиданием и, следовательно, может быть выделено методами фильтрации.

Рассматривая $\ddot{z}(t)$, как стационарный случайный процесс с нулевым математическим ожиданием, запишем:

$$\ddot{z}(t) = \sum_{k=1}^{\infty} \ddot{z}_k \cos(\omega_k t + \lambda_k),$$

где ω — круговая частота; λ — сдвиг по фазе.

Применив преобразование (V.36) к этому ряду, получим

$$\Delta g_{r1} = \sum_{k=1}^{\infty} \ddot{z}_k \left[\cos(\omega_k t + \lambda_k) + \tau\omega_k \sin(\omega_k t + \lambda_k) - \tau^2\omega_k^2 \cos(\omega_k t + \right.$$

$$\left. + \lambda_k) \pm \ldots\right] = \sum_{k=1}^{\infty} \ddot{z}_k \left[(1 - \tau^2\omega_k^2 + \tau^4\omega_k^4 \pm \ldots)\cos(\omega_k t + \lambda_k) + \right.$$

$$\left. + \tau\omega_k (1 - \tau^2\omega_k^2 + \tau^4\omega_k^4 \pm \ldots)\sin(\omega_k t + \lambda_k)\right] =$$

$$= \sum_{k=1}^{\infty} \ddot{z}_k (1 - \tau^2\omega_k^2 + \tau^4\omega_k^4 \pm \ldots)\left[\cos(\omega_k t + \lambda_k) + \right.$$

$$\left. + \tau\omega_k \sin(\omega_k t + \lambda_k)\right].$$

Обратившись к ряду в круглых скобках, находим

$$1 - \tau^2\omega_k^2 + \tau^4\omega_k^4 \pm \ldots = 1 - \tau^2\omega_k^2 (1 - \tau^2\omega_k^2 + \tau^4\omega_k^4 \pm \ldots),$$

откуда

$$1 - \tau^2\omega_k^2 + \tau^4\omega_k^4 \pm \ldots = \frac{1}{1 + \tau^2\omega_k^2}$$

и, следовательно,

$$\Delta g_{ri} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{\ddot{z}_k}{\sqrt{1 + \tau^2\omega_k^2}} \cos(\omega_k t + \lambda_k - \delta_k), \qquad \text{(V.38)}$$

где

$$\operatorname{tg}\delta_k = \tau\omega_k.$$

Средняя квадратическая амплитуда выходного процесса оказывается заниженной (по отношению к процессу на входе) не менее, чем в $\sqrt{1+\tau^2\omega_1^2}$ раз, где ω_1 — некоторая граничная (минимальная) частота.

Приняв, как и ранее, $\omega_1 = 1$ с$^{-1}$; $\tau = 5 \cdot 10^2$ с; и $\ddot{z} \leqslant 5 \times 10^4$ мгал, получим оценочное значение эффекта

$$\Delta g_{r1} \approx \frac{\ddot{z}}{\tau\omega_1} \leqslant 10^2 \text{ мгал}.$$

Нелинейное влияние ускорения силы тяжести и вертикальных ускорений. Как видно из (V.14), входной сигнал гравиметра содержит нелинейные члены $g\frac{\varphi^2}{2}$ и $\ddot{z}\frac{\varphi^2}{2}$.

В случае необходимости эффект $g\frac{\varphi^2}{2}$ может быть определен из материалов наблюдений. При разбалансе φ, соответствующем 100 мгал, величина этого члена менее 1 мгал.

Рассмотрим вопрос о величине члена $\ddot{z}\frac{\varphi^2}{2}$. Для оценки примем, что $\ddot{z} = z_0 \sin \omega t$. Дифференциальное уравнение (V.27) запишем в виде:

$$\dot{g}_r + \frac{1}{\tau} g_r + \frac{1}{2}\frac{C_0^2}{\tau}(g + \ddot{z}_0 \sin \omega t)\, g_r^2 = \frac{\ddot{z}_0}{\tau} \sin \omega t. \qquad \text{(V.39)}$$

Имеем уравнение Рикатти, которое в общем случае не интегрируется в квадратурах. Учитывая. что $C_0^2/2\tau$ мало́, находим приближенное решение (V.39):

$$g_r \approx \frac{\ddot{z}_0}{\omega\tau} \sin(\omega t - \operatorname{arctg} \omega\tau) - g\left(\frac{C_0 \ddot{z}_0}{2\omega\tau}\right)^2. \qquad \text{(V.40)}$$

Оценим величину нелинейного влияния $\delta g_r = g\left(\frac{C_0 \ddot{z}_0}{2\omega\tau}\right)^2$. Примем $g = 10^3$ гал; $C_0 = 10^{-2}$ с^2/см; $\omega\tau = 100$. Тогда будем иметь следующее:

$\ddot{z}_0$, гал	100	50	25	10
δg_r, мгал . . .	25	6,0	1,5	1,0

Таким образом, при больших вертикальных ускорениях в показания маятника гравиметра необходимо вводить соответствующие поправки, возникающие вследствие нелинейности чувствительных систем. Влияние нелинейного члена $\ddot{z}\frac{\varphi^2}{2}$ может быть уменьшено при повышении степени демпфирования чувствительной системы, т. е. при увеличении постоянной времени τ, или исключено при помощи принудительного приведения маятника (рычага) гравиметра к отсчетному уровню.

Влияние горизонтальных ускорений и остаточных наклонов (выходной сигнал эффекта Гаррисона). Считая, что горизонтальные ускорения и остаточные наклоны гиростабилизированной

платформы описываются стационарными случайными процессами с нулевыми математическими ожиданиями, запишем:

$$\ddot{h}(t) = \sum_{k=1}^{\infty} \ddot{h}_k \cos(\omega_k t + \varkappa_k);$$

$$\beta(t) = \sum_{k=1}^{\infty} \beta_k \cos(\omega_k t + \sigma_k),$$

где $\ddot{h}(t) = \sqrt{\ddot{x}^2(t) + \ddot{y}^2(t)}$ — модуль суммарного вектора горизонтального ускорения; $\beta(t)$ — остаточный наклон платформы по направлению вектора $\ddot{h}(t)$.
Отсюда

$$H_2(t) = \ddot{h}(t)\,\beta(t) = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^{\infty} \ddot{h}_k \beta_k \cos(\varkappa_k - \sigma_k) + \delta H_2(t),$$

где

$$\delta H_2(t) \leqslant \ddot{h}_{\max} \beta_{\max}.$$

Применив к $H_2(t)$ преобразование (V.36), находим выражение искомого эффекта:

$$\Delta g_{r2} = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^{\infty} \ddot{h}_k \beta_k \cos(\varkappa_k - \sigma_k) + \delta g_{r2}(t), \qquad \text{(V.41)}$$

где

$$\delta g_{r2}(t) \leqslant \frac{\ddot{h}_{\max} \beta_{\max}}{\sqrt{1 + \tau^2 \omega_1^2}}.$$

Эти влияния могут быть уменьшены путем соответствующей ориентации оси чувствительной системы, применения более точной стабилизации ориентировки основания гравиметра, а также введения соответствующего сдвига фаз между горизонтальными ускорениями и наклонами основания гравиметра.

Известно, что остаточные наклоны гиростабилизированной платформы обусловлены в значительной степени действием самих горизонтальных ускорений, запаздывая по отношению к ним на величину, близкую к четверти периода. При этом корреляция соответствующих процессов оказывается минимальной, а их систематический эффект — незначительным. У современных гиростабилизированных платформ значение фазового сдвига $\varkappa_k - \sigma_k$ составляет $88° = 0{,}489\pi$. Отсюда при ранее сделанных допущениях ($\ddot{h} \leqslant 5 \cdot 10^4$ мгал; $\beta \leqslant 10^{-3}$; $\omega_1 \approx 1$ с$^{-1}$; $\tau = 5 \cdot 10^2$ с) получаем следующую оценку эффекта Гаррисона на выходе набортного гравиметра:

$$\overline{\Delta g_{r2}} = \frac{1}{2} h \beta \cos 88° \approx 0{,}9 \text{ мгал};$$

$$\delta g_{r2}(t) \leqslant 0{,}1 \text{ мгал}.$$

Перекрестное влияние горизонтальных и вертикальных ускорений (выходной сигнал «кросс—каплинг»-эффекта). При определенном соотношении частот и фаз вертикального и горизонтального ускорений маятник гравиметра может быть подвержен низкочастотному воздействию этих ускорений. В 1959 г. В. Л. Пантелеев обратил внимание на зависимость между горизонтальными ускорениями и углами наклона маятника гравиметра и дал анализ этого явления. Результаты этих исследований В. Л. Пантелеева не были опубликованы, и приоритет открытия указанного явления обычно связывают с именем Дж. Гаррисона [191, 192].

Рассматриваемый «кросс-каплинг»-эффект на входе набортного гравиметра определяется произведением из горизонтального ускорения $\ddot{x}(t)$, действующего в плоскости движения маятника, на угол наклона последнего φ, эквивалентный искомой функции дифференциального уравнения. Будучи нелинейным, этот эффект трансформируется в решении дифференциального уравнения через интегральное преобразование (V.35) с входной функцией $H_3 = -\frac{C_0}{\tau}\dot{x}(t)\ddot{z}(t)$, пропорциональной произведению флуктуации горизонтальной скорости на вертикальное ускорение. Представив сомножители в форме разложения стационарной случайной функции с нулевым математическим ожиданием, запишем:

$$\dot{x}(t) = \sum_{k=1}^{\infty} \dot{x}_k \cos(\omega_k t + \eta_k);$$

$$\ddot{z}(t) = \sum_{k=1}^{\infty} \ddot{z}_k \cos(\omega_k t + \lambda_k).$$

Отсюда легко находим искомое выражение эффекта перекрестных влияний на выходе гравиметра:

$$-\Delta g_{r3} = \frac{C_0}{2\tau} \sum_{k=1}^{\infty} \dot{x}_k \ddot{z}_k \cos(\eta_k - \lambda_k) + \delta g_{r3}(t), \qquad (V.42)$$

где

$$\delta g_{r3}(t) \leqslant \frac{C_0}{\tau} \frac{\dot{x}_{\max} \ddot{z}_{\max}}{\sqrt{1 + \tau^2 \omega_1^2}}.$$

Оценим возможные значения «кросс—каплинг»-эффекта по порядку величин. Примем, как и раньше, $\ddot{x}(t) \sim \ddot{z}(t) \leqslant 5 \times \times 10^4$ мгал; $\omega_1 \approx 1$ с$^{-1}$; $\dot{x}(t) \sim \frac{\ddot{x}(t)}{\omega_1} \leqslant 50$ см/с; $\tau = 5 \cdot 10^2$ с; $C_0 = 10^{-2}$ рад/гал.

Тогда

$$\overline{\Delta g_{r3}} \leqslant 25 \text{ мгал}; \quad \delta g_{r3}(t) \leqslant 0{,}1 \text{ мгал}.$$

Очевидно, что величина систематической части эффекта существенным образом зависит от соотношения фазовых спектров горизонтальной скорости и вертикального ускорения. Практика показывает, что здесь возможны следующие основные ситуации.

1. В ряде случаев (на ранних этапах развития ветрового волнения, при неустойчивом направлении ветра или при пересечении нескольких ветровых потоков) образуется так называемая беспорядочная зыбь, или «толчея». В этих условиях фазовые соотношения $\dot{x}(t)$ и $\ddot{z}(t)$ носят хаотический характер, а корреляция между процессами — минимальная. Соответственно и величина «кросс—каплинг»-эффекта оказывается незначительной (практически эффект не наблюдается) Рассматриваемая ситуация характерна в большей степени для внутренних морей, чем для открытого океана, где преобладает регулярное волнение.

2. При регулярном ветровом волнении, особенно на мертвой зыби, спектры фаз для $\dot{x}(t)$ и $\ddot{z}(t)$ практически совпадают и, следовательно, $|\cos(\eta_k - \lambda_k)| \approx 1$. В этом случае корреляция процессов, а значит, и величина систематической части «кросс—каплинг»-эффекта максимальны. При регулярном волнении большое влияние на корреляцию $\dot{x}(t)$ и $\ddot{z}(t)$ оказывают условия движения судна. В частности, при курсе «вслед за волной» со скоростью, равной скорости перемещения волн, судно оказывается практически фиксированным на профиле волны. При этом нарушения стабильности хода приобретают случайный характер, а условия формирования «кросс—каплинг»-эффекта приближаются к рассмотренным для первой ситуации.

Формирование «кросс—каплинг»-эффекта при переходе от первой ситуации ко второй происходит, как правило, постепенно. Первоначально возникают «выбросы» записи показаний гравиметра, обусловленные резким креном или нырянием судна на серии проходящих волн. Обособленность таких выбросов позволяет контролировать наличие «кросс—каплинг»-эффекта и в известной степени исключать его по характеру переходного процесса. С развитием ветрового волнения «выбросы» записи становятся все более и более регулярными и сливаются, в конце концов, в сплошной систематический фон помех.

Таким образом, величина «кросс—каплинг»-эффекта зависит от значений вертикальных и горизонтальных ускорений, от тоннажа судна и расположения гравиметра на нем, от направления движения судна и распространения морских волн. На рис. 41 показана зависимость величины «кросс—каплинг»-эффекта от курса A корабля и распространения B морских волн [74].

Влияние «кросс—каплинг»-эффекта может быть уменьшено несколькими способами [76, 208]:

1) увеличением постоянной времени τ чувствительной системы гравиметра (главным образом за счет увеличения демпфирования чувствительного элемента);

2) применением жесткой обратной связи между углом наклона маятника (рычага) гравиметра относительно отсчетного

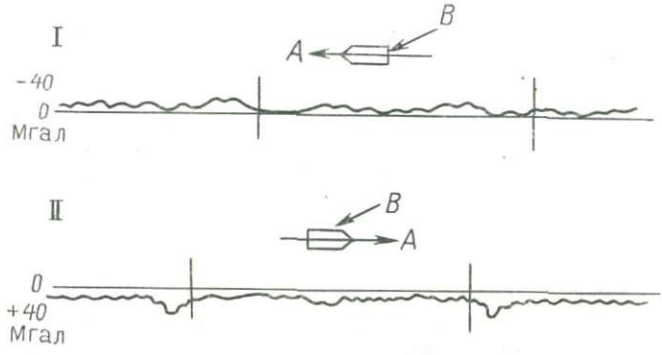


Рис. 41. Зависимость «кросс—каплинг»-эффекта от курса судна.

I — «кросс—каплинг»-эффект при движении судна по волнам; *II* — «кросс—каплинг»-эффект при движении судна против волн

уровня и компенсирующим усилием таким образом, чтобы угол наклона φ всегда был меньше некоторой заданной величины;

3) применением двух чувствительных систем с зеркальной ориентацией маятников. Из соотношений (V.34) и (V.42) непосредственно следует, что знак «кросс—каплинг»-эффекта зависит от направления скорости $\dot{x}(t)$ и, следовательно, будет различным для двух гравиметров с зеркально-симметричным расположением чувствительных систем. В связи с этим можно записать:

$$\Delta g_{1s} = \Delta g + \frac{C_{01}}{\tau_1} A_{xz};$$

$$\Delta g_{2s} = \Delta g - \frac{C_{02}}{\tau_2} A_{xz},$$

где Δg_{1s} и Δg_{2s} — наблюденные значения приращений силы тяжести, приведенные к общему уровню; Δg — фактическое (истинное) значение приращения силы тяжести (в сумме с эффектом Гаррисона); $A_{xz} = \overline{\dot{x}(t)\ddot{z}(t)} = \frac{1}{2}\sum_{k=1}^{\infty} \dot{x}_k \ddot{z}_k \cos(\eta_k - \lambda_k)$ — математическое ожидание стационарного случайного процесса $\dot{x}(t)\ddot{z}(t)$.

Решая эту систему относительно Δg, легко получаем

$$\Delta g = \frac{\frac{C_{02}}{\tau_2}\Delta g_{1s} + \frac{C_{01}}{\tau_1}\Delta g_{2s}}{\frac{C_{01}}{\tau_1} + \frac{C_{02}}{\tau_2}}, \qquad (V.43)$$

или

$$\Delta g = k_1 \Delta g_{1s} + k_2 \Delta g_{2s}, \qquad (V.44)$$

где

$$k_1 = \frac{1}{1+n}; \quad k_2 = \frac{n}{1+n}; \quad n = \frac{C_{01}}{C_{02}}\frac{\tau_2}{\tau_1}; \quad k_1 + k_2 = 1.$$

Влияние вибраций основания гравиметра. Входной сигнал (V.14) гравиметра содержит члены $(\dot{\gamma}^2 + \dot{\beta}_1^2)\, l\varphi$, которые представляют собой воздействие вращательных вибраций, обусловленных, например, работой моторов гиростабилизированной платформы. Вибрации могут вызвать ощутимые на практике параметрические изменения частоты собственных колебаний маятника, а значит, изменение угловой чувствительности гравиметра, и с этим явлением в таких случаях приходится считаться.

Оценим влияние вращательных вибраций на показания маятника. Запишем дифференциальное уравнение движения маятника гравиметра в виде:

$$\ddot{g}_r + 2\varepsilon\dot{g}_r + [n_0^2 - (\dot{\gamma}^2 + \dot{\beta}_1^2)]\, g_r = n_0^2(\Delta g + \ddot{z}). \qquad (V.45)$$

Примем $n_0^2 = 100$ с$^{-2}$; $l = 1$ см; $\gamma = \gamma_0 \sin \omega t$; $\beta_1 = \beta_{10} \sin \omega t$; $\gamma_0 = \beta_{10} = 10^{-3}$ рад; $\omega = 1 \cdot 10^3$ с$^{-1}$.

В этом случае $\dot{\gamma}^2 + \dot{\beta}_1^2 \leqslant 2$ с$^{-2}$, что составляет 2% величины n_0^2. Отсюда видно, что члены $\dot{\gamma}^2$ и $\dot{\beta}_1^2$ могут при вибрации основания гравиметра вызывать ощутимые параметрические изменения угловой чувствительности гравиметра. Назовем это влияние гироскопическим эффектом. Этот эффект носит систематический характер и устранить его влияние на показания гравиметра — задача не простая. Помимо вибраций вращательных, на показания чувствительной системы гравиметра могут воздействовать вибрации поступательного характера вида $\ddot{z}$. Влияние этих воздействий можно уменьшить с помощью устройств, демпфирующих основание гравиметра.

Влияние остаточных углов наклона основания гравиметра относительно истинного горизонта (поправки типа поправки Броуна). Входной сигнал гравиметра (V.14) содержит члены

$$g\frac{\beta_1^2}{2} \text{ и } g\frac{\beta_2^2}{2},$$

показывающие влияние остаточных углов наклона основания гравиметра. Это влияние исключается путем применения точной стабилизации ориентировки оси чувствительности гравиметра.

Принимая $\beta_1 \sim \beta_2 \leqslant 3'$, *находим*

$$g\frac{\beta_1^2+\beta_2^2}{2} \leqslant 1 \text{ мгал.}$$

Смешанное влияние угла наклона основания гравиметра относительно истинного горизонта и угла наклона маятника относительно корпуса гравиметра. Рассматриваемый эффект на входе набортного гравиметра выражается произведением $g\beta_1\varphi$. *Его влияние характеризует параметрическое изменение частоты* собственных колебаний и угловой чувствительности маятника гравиметра. С учетом этого члена левая часть дифференциального уравнения движения маятника чувствительной системы гравиметра имеет вид:

$$\ddot{g}_r + 2\varepsilon\dot{g}_r + n_0^2(1+C_0 g\beta_1)\, g_r.$$

Приняв $n_0^2 = 100$ с$^{-2}$; $C_0 = 10^{-2}$; $\beta_1 \leqslant 10^{-3}$ рад ($\sim 3'$), находим $C_0 g\beta_1 \leqslant 10^{-2}$, т. е. 1% квадрата собственной частоты колебаний маятника. Естественно, что это обстоятельство при наличии корреляции между β_1 и φ следует учитывать при анализе материалов гравиметрической набортной съемки.

Рассматриваемое влияние возможно исключить или уменьшить тремя путями:

1) увеличением постоянной времени гравиметра;

2) применением жесткой обратной связи, позволяющей компенсирующим усилием удерживать угол φ в нулевом положении;

3) использованием двух противоположно направленных маятников. Совокупность показаний таких маятников свободна от этого влияния, поскольку их воздействие на маятники одинаково по величине и обратно по знаку. Таким образом, для исключения описываемого влияния применяются способы и пути, при помощи которых устраняется влияние «кросс—каплинг»-эффекта.

Поправка на инерцию регистрации. Для исключения искажений *полезного сигнала, обусловленных демпфированием* чувствительной системы, используется оператор основного дифференциального уравнения (V.27)

$$\Delta g_s = \Delta g_r + \tau\Delta\dot{g}_{rt}, \qquad \text{(V.46)}$$

где Δg_r — суммарное сглаженное показание гравиметра (отсчет гравиметра после фильтрации случайных помех); $\Delta\dot{g}_{rt}$ — *производная по времени сглаженного суммарного показания*

гравиметра Δg_r; Δg_s — исправленное значение суммарного показания гравиметра.

Введение поправки $\delta g_{rt} = \tau \Delta \dot{g}_{rt}$ целесообразно, когда ее величина соизмерима с проектной погрешностью съемки.

Набортные гравиметры

Разработка морских гравиметров, основанных на сверхкритическом затухании чувствительных систем началась в середине 50-х годов [3, 15, 129 и др.]. Первые макеты морских гравиметров в СССР были разработаны и изготовлены в 1953-1957 гг. *во ВНИИГеофизике* [24].

К настоящему времени разработано несколько моделей набортных гравиметров, различающихся главным образом способами подавления рассмотренных выше случайных и систематических помех.

Разработкой набортно-гравиметрической аппаратуры занимается ряд предприятий (Геленджикское отделение НИИМОРГеофизики, ВНИИГеофизика, ИФЗ АН СССР, ГАИШ МГУ, завод «Нефтекип»). Одним из первых был изготовлен гиростабилизированный набортно-гравиметрический комплекс аппаратуры ГНГКА-1, разработанный в Геленджикском отделении ВНИИМОРГЕО и Тульском политехническом институте на базе силовой гиростабилизированной платформы и парного комплекта кварцевых набортных гравиметров с жидкостным заполнением (ГАК-ЖЗ) [115].

Гравиметр ГАК-ЖЗ имеет в качестве пружинных весов вертикальный сейсмограф Голицина, обеспеченный жидкостно-металлическим (гидростатическим) компенсатором температурных влияний. Регистрация приращений силы тяжести осуществляется по показаниям компенсационного устройства (в диапазоне 1000—1500 мгал) и фотоэлектрического индикатора наклона рычага относительно исходного положения (в диапазоне 100—200 мгал). Гравиметр оборудован, кроме того, электрическим термостатом. Отсчетная точность гравиметра ГАК-ЖЗ $\pm$ (0,2—0,3) мгал, угловая чувствительность 0,01—0,02 рад/гал, постоянная времени $\tau = 10 - 15$ мин. Применение парного комплекта гравиметров ГАК-ЖЗ обеспечивает исключение СС-эффекта.

Гиростабилизированная платформа (ГСП) представляет собой двухосную гирорамную гиростабилизирующую систему, в основу устройства которой положен принцип силовой стабилизации и способность гироскопа к избирательности определенного направления при наличии коррекционной системы. Назначение силовой гиростабилизации состоит в компенсации внешних возмущающих моментов стабилизирующими моментами, искусственно создаваемыми в гироскопическом устройстве с помощью

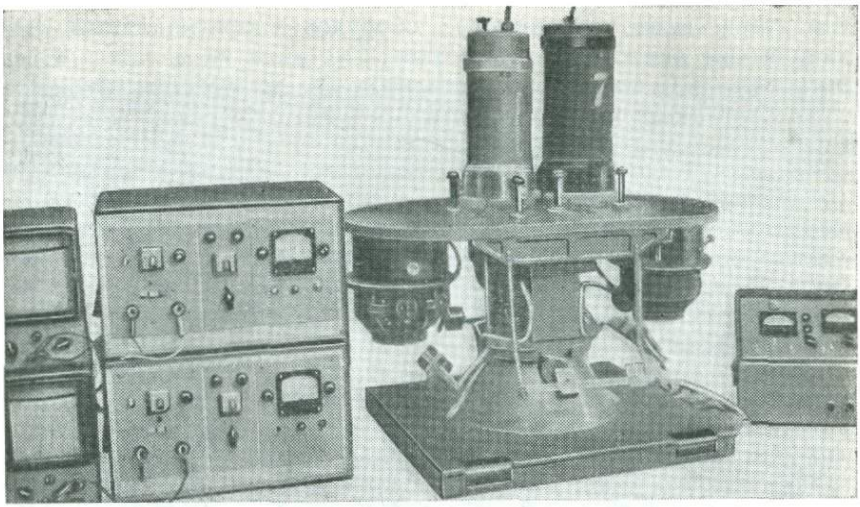


Рис. 42. Гиростабилизированный набортно-гравиметрический комплекс аппаратуры ГНГКА-1

специальных стабилизирующих (разгрузочных) двигателей. Точность стабилизации ГСП составляет ± (3—5) угловых минут при волнении моря до 4—5 баллов и ускорениях до 70—100 гал на периодах 3—10 с. Максимальный угол прокачки платформы ±30°.

Аппаратурный комплекс ГНГКА-1 (рис. 42) прошел широкие испытания в условиях морей и океанов, показав точность измерений ± (1—3) мгал при волнении моря до 4—5 баллов и продолжительности межопорных звеньев до 2 нед. Комплекс ГНГКА-1 отличается простотой и надежностью конструкции при высоких эксплуатационных характеристиках. Его ограничения связаны с пассивным характером регистрации перемещений чувствительного элемента, что обусловлено необходимостью совместной работы двух гравиметров для исключения «кросс—каплинг»-эффекта и может явиться источником дополнительных погрешностей. К числу последних относятся ошибки, обусловленные нестабильностью механической и фотоэлектрической чувствительности, остаточным влиянием инерции регистрации и т. д. Разрабатываемая в Геленджикском отделении НИИМОРГеофизики морская гравиметрическая аппаратура непрерывного действия обеспечивает параллельную аналоговую и цифровую регистрацию.

Несколько вариантов морских набортных гравиметров разработано во ВНИИГеофизике. Отличительной чертой гравиметра ГМН-72 [3] является наличие обратной связи между рычагом и приводом компенсатора с регулированием по производной (*форсирование*) и крутой (*за счет релейного режима*) частотной

характеристикой. Гравиметр оборудован оригинальным механическим аналоговым фильтром и установлен в двойной гироскопический подвес Кардано. Все это позволило увеличить механическую чувствительность прибора и уменьшить СС-эффект. Последнее достигается путем сильного прямого демпфирования чувствительного элемента (рычага), не приводящего (благодаря релейной схеме) к существенному сглаживанию измеряемого гравитационного поля. Кроме того, применение механического фильтра позволяет отказаться от других способов фильтрации выходного сигнала. Инструментальная точность гравиметра ±0,3 мгала. Ошибка единичного измерения ±(1,5—3,5) мгала.

С целью уменьшения уровня инерциальных (динамических) помех и увеличения точности непрерывных морских гравиметрических измерений в Геленджикском отделении НИИМОРГеофизики разрабатывается забортный буксируемый носитель гравиметрической аппаратуры. Выполненные теоретические и экспериментальные морские исследования показали, что это заглубляемое буксируемое устройство (ЗБУ) (рис. 43) обеспечивает существенное (почти в 10 раз) подавление инерциальных ускорений и наклонов, действующих на борту надводного судна [115]. При этом отмечается практическое исключение соответствующих систематических помех в показаниях гравиметрической аппаратуры. Лучшими зарубежными образцами современных набортных гравиметров являются гиростабилизированный набортный гравиметрический комплекс GSS-2 и GSS-3 (фирма «Аскания Верке», ФРГ), обеспеченный магнитоиндукционным демпфированием металлической чувствительной системы и вычислительным устройством, для определения «кросс—каплинг»-эффекта; гиростабилизированный набортный гравиметрический комплекс фирмы «Ла Косте—Ромберг» (США) с воздушным демпфированием металлической чувствительной системы, контрольно-управляющей электронной системой и системой регистрации с цифровым выходом. Точность работы этих гравиметров составляет ±(1—3) мгал [26].

Первые морские маятниковые измерения были выполнены голландским ученым Венинг-Мейнесом (1923—1929 гг.). Сущность способа, предложенного Венинг-Мейнесом, заключается в комбинации показаний двух идентичных вертикальных маятников, качающихся в противофазе. Очевидно, что если тем или иным способом регистрировать разность углов колебания двух маятников, то в отсутствие возмущений эта разность будет изменяться с удвоенной амплитудой. При наличии горизонтальных ускорений их влияние на оба маятника будет одинаковым и, следовательно, исключится в показаниях «разностного», или, как его обычно называют, «фиктивного» маятника.

В результаты измерений морским маятниковым прибором вносятся как инструментальные, так и динамические поправки.

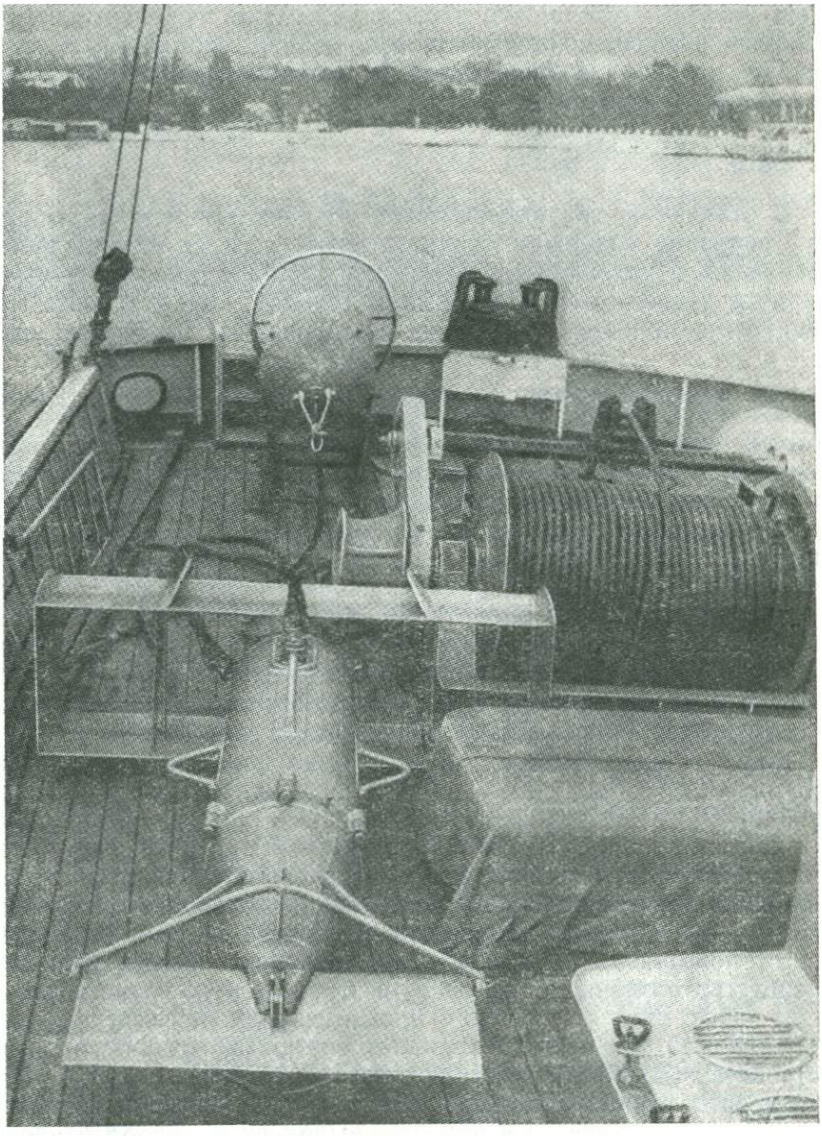


Рис. 43. Заглубляемое буксируемое устройство для установки набортного гравиметра на борту судна

К числу главных инструментальных поправок относится поправка за неизохронность, обусловленная неполной идентичностью реальных маятников, а также поправка за амплитуду колебаний. Основной динамической поправкой является поправка Броуна, которая в случае установки маятникового прибора в подвесе Кардана имеет вид:

$$\Delta g_{Бр} = \frac{\ddot{z}^2}{4g} - \frac{\ddot{x}^2 + \ddot{y}^2}{2g}.$$

В отличие от гравиметрической поправки Броуна маятниковая поправка содержит квадратический эффект вертикальных ускорений, обусловленный нелинейным характером зависимости периода качания маятника от силы тяжести. При установке маятникового прибора на гиростабилизированной платформе вводится редуцированная поправка Броуна $\frac{\ddot{z}^2}{4g} - \frac{\ddot{x}^2}{2g}$. Кроме того, в этом случае в показания прибора вводится поправка Гаррисона за остаточные наклоны и горизонтальные ускорения, аналогичная гравиметрической.

В настоящее время в отечественной и зарубежной практике применяется несколько моделей морских маятниковых приборов. Одним из наиболее совершенных вариантов является морской маятниковый набортный прибор ЦНИИГАиК [26] с четырьмя четвертьсекундными маятниками. Он устанавливается на гиростабилизирующей платформе и дополнительно оборудован блоком акселерометров и фотогоризонтом, показания которых служат для определения динамических поправок.

Более полные сведения об устройстве морских маятниковых приборов и методике их эксплуатации приводятся в работах [26, 42]. Применение морских маятниковых приборов ограничено условиями волнения моря и допускается при ускорениях порядка 1—2 гала. Достоинством маятниковых приборов является полное отсутствие смещения места нуля, что делает их незаменимыми при опорных измерениях. В связи с этим в последнее время повышается интерес к маятниковой аппаратуре, как к средству создания опорной сети для набортно-гравиметрических работ. Для уменьшения уровня инерциальных ускорений маятниковый прибор устанавливается в контейнер поплавкового устройства (ДПУ). Совместное применение ДПУ и морского маятникового прибора должно обеспечить определение опорных значений силы тяжести в процессе выполнения набортно-гравиметрического рейса в условиях открытого моря.

Особое место в морской гравиметрии занимают струнные гравиметры, относящиеся, как и маятники, к динамическим приборам. Идея струнного гравиметра была предложена в 30-х годах академиками Л. И. Мандельштамом и Н. В. Папалекси. Первые рабочие модели были созданы почти одновременно

в СССР (А. М. Лозинской) и в Англии (Р. Л. Гильбертом). Принципиальная схема струнного гравиметра содержит вибрирующую струну, нагруженную инертной массой. Частота поперечных колебаний струны определяется ее натяжением в соответствии с формулой

$$f = \frac{1}{2l}\sqrt{\frac{Mg}{\rho}},$$

где l — длина струны; M — масса груза; ρ — линейная плотность струны.

Измеряя приращение Δf текущей частоты по отношению к опорному f_0 значению, можно записать

$$\Delta g \approx 2g\frac{\Delta f}{f_0}.$$

В современных конструкциях струнных гравиметров используются металлические струны из специальных сплавов. Для генерации незатухающих колебаний на собственной частоте струна помещается между полюсами постоянного магнита и включается (как токопровод) в резонансный контур. Для подавления возможных колебаний инертной массы используется магнитно-индукционный демпфер. Принцип измерения силы тяжести струнным гравиметром обладает определенными преимуществами, к числу которых относятся практическая безынерционность, малое смещение места нуля, помехоустойчивость частотно-модулированного выходного сигнала, острая направленность оси чувствительности, исключающая возможность возникновения корреляционных помех типа «кросс—каплинг»-эффекта.

Однако до последнего времени широкому внедрению струнных гравиметров в морскую геофизическую практику мешали некоторые недостатки их конструкции.

1. Механическое крепление верхнего конца струны в зажиме корпуса прибора. При этом сохраняется возможность малых смещений струны при нагрузках и, как следствие, возникновение «скачков» в показаниях гравиметра.

2. Возможность резонансных помех. Современные струнные гравиметры работают на частотах порядка 1000—2000 Гц и, естественно, могут подвергаться резонансному воздействию, связанному с работой гиромоторов и судовых механизмов. Для подавления этой помехи используются различные конструкции амортизаторов.

В настоящее время силами ВНИИГеофизики создан струнный набортно-гравиметрический комплекс аппаратуры «Магистр», который включает собственно струнный гравиметр ГМС, гиростабилизатор типа гиромаятника и электронный блок регистрации и предобработки данных «Гравитон». Проектная точность комплекса «Магистр» составляет $\pm$ (0,5—1,0) мгал.

За рубежом известно несколько моделей морских струнных гравиметров, в числе которых следует упомянуть прибор конструкции Токийского университета и струнный гравиметр Массачузетского технологического института. Более подробные сведения о конструкции и методике эксплуатации струнных гравиметров приведены в работе [26].

Как показали результаты работ, целесообразным является совместное использование различных типов набортно-гравиметрических приборов, позволяющее получать максимум информации о характере гравитационного поля акваторий.

Перспективы повышения качества набортно-гравиметрических измерений

Основным противоречием современного состояния методов морской гравиметрии является противоречие между точностью и производительностью. Так, методы донной гравиметрии обеспечивают высокую точность измерений, но их производительность слишком мала и не отвечает интенсивно растущим требованиям геологического освоения акваторий. Методы набортной гравиметрии, наоборот, отличаются высокой производительностью, однако их точность и детальность достаточны лишь для решения региональных задач.

Следовательно, основная аппаратурно-методическая задача морской гравиметрии на ближайшие годы — разработка методов и средств повышения точности и детальности непрерывных набортно-гравиметрических измерений до уровня, обеспечивающего выполнение работ с аномальной погрешностью порядка $\pm$ (0,3—0,5) мгала.

Возможные пути решения этой задачи следующие:

1) применение современных высокоточных средств угловой стабилизации (инерциальные системы, оптические гироскопы);

2) использование средств пространственной стабилизации (набортные и забортные успокоители, буксируемые устройства);

3) разработка новых модификаций гравиметров и акселерометров с широким динамическим диапазоном и комбинированным показанием, свободным от систематических ошибок.

Ниже рассматривается один из эффективных способов увеличения точности и детальности набортной гравиметрии, основанный на определении дискретных значений выходного сигнала в те моменты, когда влияние знакопеременных вертикальных ускорений на положение чувствительного элемента близко к нулю. Это позволяет за короткое время наблюдений (менее 1 мин) освободиться от влияния знакопеременных помех. Способ основан на фазовом различии в движении сильнодемпфированного маятника гравиметра и вызвавшей его инерциальной силы. При волновом характере инерциальных сил (период 4—20 с) указанное различие составляет около $\pi/2$, асимптотически

приближаясь к этому пределу с увеличением степени демпфирования гравиметра, т. е. с ростом постоянной времени τ [77].

Рассмотрим показания двух идентичных по чувствительности, но отличных по демпфированию гравиметрических маятников в моменты совпадания их позиций. Оказывается, что в моменты совпадения показания двух гравиметров в значительной степени свободны от влияния случайного шума (эффект первого порядка) и от систематического эффекта перекрестного влияния

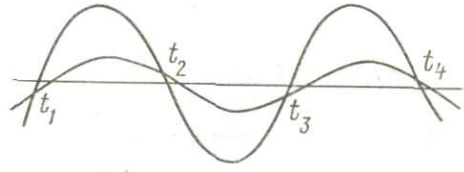


Рис. 44. Пересечения показаний двух набортных гравиметров

вертикальных и горизонтальных ускорений (СС-эффект). Иными словами, в эти моменты оба гравиметрических маятника располагаются в позиции, эквивалентной условиям статического равновесия, которое, таким образом, обеспечивается без принудительной компенсации перемещений маятника к начальному («нулевому») положению. Существенно также и то, что это положение не зависит от характера движения маятников в промежутке между двумя совпадениями. Отсюда вытекает возможность существенного уменьшения степени демпфирования обоих гравиметров, поскольку искаженная позиционная информация о перемещении маятников выпадает из рассмотрения.

На рис. 44 изображены точки пересечения трасс записи, когда показания маятников совпадают друг с другом (моменты t_1, t_2, t_3, t_4). Эти точки располагаются очень близко от положения равновесия, которое маятники принимают под действием на них ускорения силы тяжести. Следует отметить, что полусумма показаний в двух соседних точках пересечения еще больше уменьшает влияние инерциальных ускорений $\ddot{z}(t)$.

Для математической иллюстрации приведенных физических *соображений выполним количественную оценку величины* остаточного влияния $\ddot{z}(t)$ для случая гармонического возбуждения:

$$\ddot{z} = \ddot{z}_0 \cos(\omega t + \lambda); \quad \dot{x} = \dot{x}_0 \cos(\omega t + \eta).$$

Подставив эти выражения в соотношение (V.34) и пренебрегая переменной составляющей «кросс—каплинг»-эффекта, находим

$$\Delta g(t) \approx \ddot{z}_0 \left[\cos\delta \cos(\omega t + \lambda - \delta) - \frac{c_0 \dot{x}_0}{2\tau} \cos(\eta - \lambda)\right],$$

где

$$\delta = \operatorname{arctg} \omega\tau.$$

Приравняв выражения $\Delta g(t)$ для двух систем с постоянными времени τ_1 и τ_2, после несложных преобразований получаем оценку остаточного влияния вертикальных ускорений в точках пересечения

$$|\delta g_{ri}| \leqslant \pm \frac{\ddot{z}_0}{\omega^2 \tau_1 \tau_2}.$$

Полагая $z_0 = 100$ гал; $\tau_1 = 100$ с; $\tau_2 = 200$ с, и приняв $\omega = 1$ с$^{-1}$, получим

$$|\delta g_{ri}| \leqslant \pm 5 \text{ мгал}.$$

При этом условия компенсации выражаются соотношением

$$\frac{c_0 \dot{x}_0 \omega}{2} = \frac{c_0 \ddot{x}}{2} \leqslant 1.$$

Приняв $c_0 = 10^{-2}$ рад/гал, находим, что компенсация влияния вертикальных ускорений и «кросс—каплинг»-эффекта возможна при условии

$$\ddot{x}_0 \leqslant 200 \text{ гал}.$$

В процессе гравиметрической съемки на борту судна приходится удовлетворять двум взаимно противоречивым требованиям: с одной стороны, необходимо увеличивать демпфирование, чтобы уменьшить влияние помех, а с другой стороны, демпфирование не должно быть слишком большим, чтобы обеспечить требуемую детальность гравиметрической съемки. Следовательно, большое практическое значение приобретает вопрос о выборе коэффициента демпфирования чувствительной системы гравиметра, тем более, что в настоящее время коэффициент демпфирования маятника гравиметра подбирается очень большим в ущерб детальности съемок.

Рассмотренный метод «точек пересечений» позволяет снимать отсчеты показаний чувствительной системы лишь в узком рабочем диапазоне, составляющем первые десятки милигал. Поведение и положение маятника (рычага) вне указанного рабочего диапазона не используются при определении приращения ускорения силы тяжести Δg. Тем самым обеспечивается возможность резкого уменьшения степени демпфирования чувствительной системы гравиметра, что ведет к уменьшению отношения сигнал/помеха. Это, в свою очередь, вызывает возрастание нелинейных ошибок при измерениях силы тяжести принятым способом. Однако проведение измерений в узком рабочем диапазоне исключает влияние этих погрешностей на результаты измерений.

Теоретические исследования и экспериментальные замеры показали, что метод «точек пересечений» обеспечивает высокую эффективность фильтрации возмущающих инерциальных ускорений. Значение остаточных возмущающих влияний в точках пересечений на 1,5—2,0 порядка меньше, чем амплитуда выходного сигнала гравиметра, что позволяет существенно уменьшить интервал осреднения наблюдений, повысить детальность съемки при сохранении и возможном увеличении точности измерений.

Очевидно, что реализация метода «точек пересечений» связана с преодолением ряда трудностей. Отметим наиболее существенные из них.

1. Поскольку угловые позиции двух маятников в статике, как правило, неидентичны, необходимо разработать алгоритм и механизм формирования идентичных сигналов гравиметров. В данном контексте понятие идентичности предполагает, что в статических условиях при одном и том же входном сигнале выходные сигналы двух гравиметров должны совпадать (после введения поправки за дрейф места нуля). Следует также отметить, что при прочих равных условиях степень нелинейности регистрации отдельного гравиметра будет тем меньше, чем меньше уклонение маятника от базовой плоскости чувствительной системы (начала отсчета углов). Это же, в свою очередь, предполагает разработку системы автоматической компенсации среднего уклонения маятника гравиметра от положения начала отсчета. Очевидно, что эта задача значительно проще, чем задача компенсации мгновенного уклонения маятника, решение которой реализовано в гравиметре ГМН.

2. При идентичности двух гравиметров по угловой чувствительности их реакция на низкочастотное изменение полезного сигнала (аномалия гравитационного поля) будет различной вследствие различия в степени демпфирования. Необходимо либо исключить это различие введением соответствующих поправок, либо гарантировать малость соответствующей величины.

3. С уменьшением постоянной времени гравиметра увеличивается переменная компонента «кросс—каплинг»-эффекта, образующая дополнительный случайный фон, действующий на удвоенной частоте.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ МОРСКИХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Процесс обработки морских гравиметрических материалов в общем случае включает следующие основные операции:

1) фильтрацию случайного шума выходного сигнала гравиметра, обусловленного действием инерциальных ускорений и наклонов;

2) приведение показаний гравиметра к общефизической размерности (мгал);

3) учет систематических эффектов, обусловленных динамикой основания гравиметра (движением судна и волнением моря);

4) учет необходимых инструментальных поправок (например, дрейфа места нуля) и вычисление наблюденных значений силы тяжести;

5) учет редукций силы тяжести и вычисление аномалий.

В каких-то методах морской гравиразведки отдельные операции могут выполняться не в полном объеме, в других — не выполняться совсем.

Фильтрация случайного шума. Сигнал, снимаемый с выхода морского гравиметра, отягощен рядом случайных помех: 1) обусловленных непостоянством навигационных параметров движения судна (курс и скорость); 2) вызванных вибрациями корпуса судна; 3) помехи морского происхождения, связанные с реакцией носителя аппаратуры на движение волн.

Очевидно, что совместное действие всех трех источников помех характерно для случая набортно-гравиметрических измерений. В случае донных определений первый и второй источники исключаются полностью, а влияние третьего существенно уменьшается. При поплавковых измерениях сохраняется влияние первого и третьего источников, а помехи вибрационного происхождения исключаются.

Рассмотрим приемы исключения (фильтрации) случайных помех для общего случая.

1. Случайные ошибки навигационного характера имеют, как правило, низкочастотный спектр, действуя на периодах в несколько минут, что близко к характеристикам некоторых аномалий гравитационного поля, регистрируемых на средней скорости движения судна в 10 уз. В связи с этим формальная фильтрация такой помехи может сопровождаться искажением полезной информации. Очевидно, что эффективное исключение рассматриваемых ошибок возможно лишь на основе расчета соответствующих величин по навигационным данным при условии существенного увеличения точности их определения.

2. Вибрационный шум, обусловленный работой судовых механизмов и гиромоторов, находится в полосе частот от 20—70 до 500 Гц. Фильтрация этой относительно высокочастотной составляющей суммарного возмущения в значительной степени устраняется мерами амортизации гравиметров и гиростабилизированных платформ.

3. В зависимости от водоизмещения судна и режима его движения периоды нерегулярных набортных ускорений, связанных с волнением моря, лежат в пределах 2—15 с. В то же время характерные периоды изменения полезного сигнала (собственно гравитационного поля) при средней скорости движения судна

10 уз, составляют 5—20 мин и более. В связи с этим фильтрация «морского» шума на выходе гравиметра обеспечивается, как правило, обычными радиотехническими средствами. До последнего времени для этой цели использовались различные схемы пассивных фильтров. В настоящее время все более широкое применение находят методы построения активных фильтров. В силу того, что отношение сигнал/шум равно около 20 дБ, схемное решение инфранизкого фильтра определяет выбор активного фильтра с плоской характеристикой (фильтр Баттерворта) с порядком астатизма $\geqslant 5$ и частотой среза $0{,}003 \div 0{,}005$ Гц.

Существенно, что интенсивность знакопеременной помехи выходного сигнала набортного гравиметра может оставаться все еще значительной, затрудняя выделение полезной информации. В связи с этим возникает необходимость дополнительной фильтрации сигнала гравиметра.

С целью исключения остаточного влияния случайного шума в выходном сигнале гравиметра на этапе обработки используются различные алгоритмы математической фильтрации. Основным методом математической фильтрации, получившим широкое распространение на практике благодаря своей простоте, является осреднение знакопеременных амплитуд показаний гравиметра. В зависимости от характера физической фильтрации и степени волнения моря интервал осреднения может составлять от 1 до 10 мин.

Необходимо особо подчеркнуть, что любой процесс фильтрации сигнала-помехи связан с неизбежными искажениями (сглаживанием) полезного сигнала, поэтому серьезного внимания заслуживают методы уменьшения этих искажений, в том числе рассмотренный выше метод «точек пересечений», который реализуется сопоставлением показаний двух идентичных по чувствительности набортных гравиметров.

Перевод показаний гравиметра к общефизической размерности. Операция физической оцифровки показаний морского гравиметра обеспечивает приведение выходного сигнала последнего (как правило, после фильтрации) к масштабу и размерности ускорения силы тяжести. Соответствующий алгоритм определяется конструкцией гравиметра и в линейном приближении может быть выражен соотношением

$$G = k_L L + k_N N, \tag{V.47}$$

где G — физический отсчет гравиметра, выраженный в мгалах; L — мера разбаланса индикатора силы тяжести; N — установка шкалы измерений; k_L и k_N — масштабные коэффициенты.

В частности, для статического гравиметра типа упругих весов L — показание позиционного индикатора чувствительного элемента (маятника) гравиметра; N — установочный отсчет

микрометрического винта гравиметра; k_L — масштаб регистрации; k_N — мера компенсации (цена деления) гравиметра.

Очевидно, что при выполнении измерений в режиме полной компенсации (донные гравиметры и некоторые модели набортных гравиметров) $L \equiv 0$. Для струнного гравиметра можно принять $N \equiv 0$. При этом $L = f - f_0$ — разбаланс текущего и опорного значений частоты колебаний струны, а

$$k_L = \frac{2g}{f_0}.$$

С целью оперативного сопоставления результатов гравиметрических измерений вместо физического отсчета гравиметра «G» обычно рассматривается его приращение $\Delta G = G - G_0$ по отношению к исходному опорному пункту.

Учет систематических эффектов динамического происхождения. Поправки за систематические влияния динамического происхождения применяются почти исключительно при обработке материалов набортно-гравиметрических и лишь частично — поплавковых измерений. Природа соответствующих эффектов рассматривалась нами при описании метода набортной гравиметрии, поэтому здесь ограничимся простой демонстрацией наиболее употребительных алгоритмов исключения главных из этих влияний.

1. Поправка за инерцию регистрации применяется при обработке материалов измерений с сильнодемпфированными набортными гравиметрами типа упругих статических весов. Соответствующий алгоритм имеет вид:

$$\Delta G_s = \Delta G_r + \tau \dot{\Delta} G_{r,t}, \qquad \text{(V.48)}$$

где ΔG_r — приращение физического отсчета гравиметра; $\dot{\Delta} G_{rt}$ — производная по времени от ΔG_r; τ — постоянная времени гравиметра.

2. Поправка за перекрестное влияние вертикальных и горизонтальных ускорений («кросс—каплинг»-эффект) также применяется лишь при обработке показаний набортных гравиметров с чувствительной системой типа упругих весов, инертная масса которых может реагировать на действие инерциальных ускорений, нормальных к оси чувствительности системы.

Существует два основных метода введения этой поправки — метод вычисления эффекта по результатам измерения с одним гравиметром и горизонтальным акселерометром и метод исключения эффекта путем комбинации показаний двух гравиметров с зеркальной ориентацией маятников чувствительных систем.

Первый метод реализован в конструкции «кросс—каплинг»-компьютера набортного гравиметра GSS-3 фирмы «Аскания Верке». Алгоритм расчета имеет вид:

$$\delta g_{CC} = c_0 \overline{\ddot{x}\, \Delta G_r}, \qquad \text{(V.49)}$$

где c_0 — угловая чувствительность гравиметра; $\overline{\ddot{x}\Delta G_r}$ — регулярная составляющая произведения $\ddot{x}\Delta G_r$.

Второй метод используется при обработке показаний двух гравиметров набортно-гравиметрического комплекса ГНГКА-1. Соответствующий алгоритм имеет вид:

$$\Delta g = k_1 \Delta G_{s1} + k_2 \Delta G_{s2}, \tag{V.50}$$

где

$$k_1 = \frac{c_{02}\tau_1}{c_{02}\tau_1 + c_{01}\tau_2}; \quad k_2 = \frac{c_{01}\tau_2}{c_{02}\tau_1 + c_{01}\tau_2}.$$

В ряде случаев рассматриваемая поправка специально не вводится, а исключается в процессе формирования приращения «физического» отсчета гравиметра в том случае, когда опорный пункт наблюдается в движении судна при тех же условиях (курс, скорость, волнение моря), что и рядовые точки. Такое положение имеет место при работе по так называемой профильной методике [26].

3. Поправка за эффект Этвеша, обусловленный изменением действия центробежной силы вращения Земли на подвижную точку, в которой расположен гравиметр, определяется по формуле [26, 42]

$$\delta g_э = 2\omega v \sin A \cos\varphi + \frac{v^2}{R}, \tag{V.51}$$

где ω и R — угловая скорость суточного вращения Земли и ее радиус; v и A — скорость и курс (азимут) движения судна; φ — географическая широта места наблюдений.

При малых значениях v, характерных для набортно-гравиметрических работ ($v \leqslant 10 \div 15$ уз), достаточно точный численный алгоритм для определения поправки Этвеша выражается соотношением

$$\delta g_э = 7{,}5 v \sin A \cos\varphi, \tag{V.52}$$

где v выражена в узлах.

Практика морских набортно-гравиметрических работ показывает, что одно из наиболее существенных ограничений повышения их точности (до наземных или донногравиметрических кондиций) связано с грубым определением поправки Этвеша, по усредненным навигационным данным. Прогресс увеличения точности определения этого эффекта обусловлен внедрением новой навигационной техники, в частности: абсолютного лага, инерциальных систем и т. д. Особенно серьезные перспективы связываются с внедрением специализированных инерциальных систем, обеспечивающих контроль малых вариаций скорости и

курса судна с одновременным сохранением истинной вертикали гравиметра.

Перечисленные выше поправки исчерпывают основные систематические эффекты набортной гравиметрии. Интенсивность других эффектов в условиях умеренного волнения невелика, а определение их представляет значительные трудности, в связи с чем на практике ими, как правило, пренебрегают, относя к ошибкам измерений. Вместе с тем случаи систематического расхождения в уровнях различных набортно-гравиметрических съемок указывают на существование неучтенных источников погрешностей, устранение которых в настоящее время обеспечивается путем формальной увязки уровней на стыках съемок, проложением контрольных галсов, донногравиметрической и маятниковой привязками сомнительных участков.

Учет инструментальных поправок. Характер и методика учета инструментальных поправок в значительной степени зависят от конструкции и типа гравиметра. К ним относятся следующие поправки: 1) за нелинейность шкалы регистрации «L»; 2) за нелинейность меры компенсации (цены деления) гравиметра; 3) за нестабильность температуры; 4) за смещение (дрейф) места нуля гравиметра и т. д.

Все перечисленные поправки, кроме поправки за смещение места нуля, вычисляются по теоретическим формулам либо табулируются в процессе эталонировки гравиметра. У современных морских гравиметров поправка за температурные влияния, как правило, не вводится, а соответствующий эффект стабилизируется путем термостатирования либо компенсируется самой конструкцией прибора. Что касается поправки за дрейф места нуля гравиметра, то она определяется общеизвестным способом путем сопоставления показаний гравиметра с опорными значениями силы тяжести.

Специфика морских (набортных) измерений состоит только в более высоких, чем на суше, требованиях к стабильности (линейности) дрейфа в связи с большей длительностью междуопорных интервалов — от одного портового захода до другого. Оптимальная величина дрейфа, как правило, не должна превышать 1 мгал/сут.

Обработка материалов морских гравиметрических измерений раньше производилась главным образом вручную, что существенно сдерживало темпы выдачи окончательных результатов, особенно в случае набортной съемки. Однако с внедрением электронно-вычислительной техники все большее развитие получают методы автоматизации обработки морских набортногравиметрических материалов. С этой целью разрабатываются приемы кодирования аналоговых записей и конструируются гравиметры, обеспеченные цифровым выходом с записью на перфоленту или магнитный носитель. При наличии на судне набортной ЭВМ показания гравиметра могут быть обработаны

в реальном масштабе времени с выдачей аномальных значений и построением графиков и карт.

Учет редукций силы тяжести и вычисление аномалий на акваториях. В идеальном случае для приведения данных гравиметрических измерений к условиям теоретической Земли необходимо следующее:

1) учесть и исключить гравитационное влияние «поверхностных» масс, расположенных выше (или ниже) поверхности теоре-

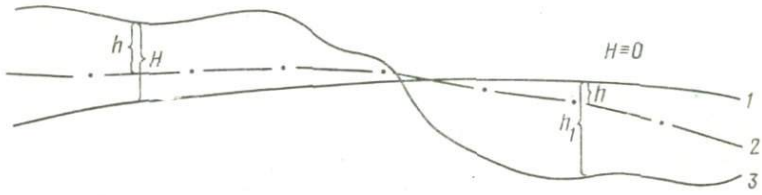


Рис. 45. Размещение геодезических поверхностей при редуцировании гравиметрических данных.

1 — геоид (уровень моря);
2 — сфероид (теоретическая Земля);
3 — рельеф (физическая поверхность Земли).
h — превышение над сфероидом;
H — превышение над геоидом;
h_1 — глубина моря

тической Земли, для каждого конкретного места наблюдения (рис. 45);

2) учесть и исключить гравитационный эквивалент несоответствия места фактического наблюдения на физической поверхности Земли теоретическому уровню относимости, т. е. «перенести» гравиметрический пункт с физической поверхности на теоретическую;

3) восстановить тем или иным способом гравитационное влияние ранее «удаленных» масс, «разместив» их внутри теоретической Земли.

Таким образом, в идеальном случае исправленное значение силы тяжести должно соответствовать величине, измеренной на поверхности теоретической Земли, внутреннее строение которой отражает реальную картину, но, вообще говоря, не совпадает с ней.

После исключения из редуцированных величин значений нормального гравитационного поля, определенного из теоретической формулы, мы должны были бы получить чистую аномалию на сфероиде, отражающую неоднородный характер внутреннего строения планеты. Та же операция применительно к наблюденному (полному или нередуцированному) значению силы тяжести имеет своим результатом первичную аномалию.

Идеальная схема редуцирования гравиметрических данных на практике выполняется с известными приближениями и ограничениями путем введения определенных стандартных редукций, в результате которых определяют формальные аномалии силы

тяжести. В геологической практике наиболее широкое применение получили формальные аномалии Фая (или аномалии в свободном воздухе) и аномалии Буге. При исследовании океанов и морей содержание редукций гравитационного поля существенным образом меняется, хотя они и сохраняют традиционные наименования [1].

Если пренебречь несоответствием поверхностей геоида и сфероида, то принятый в гравиметрической практике эквивалент редукции Фая на уровне моря оказывается тождественно равным нулю, а соответствующая аномалия совпадает с первичной аномалией и имеет вид:

$$\Delta g_{\Phi} = g - \gamma. \tag{V.53}$$

В таком виде рассматриваемая аномалия отражает гравитационное влияние неровностей донного рельефа (основная закономерность), на которое накладывается рассеянный фон, обусловленный неоднородным геолого-геофизическим строением внутренних горизонтов планеты.

Редукцию Буге при морских исследованиях получают путем определения гравитационного влияния водного слоя с плотностью, равной разности между стандартным значением (обычно 2,67 г/см^3) и плотностью морской воды ($\sigma_в = 1{,}03$ г/см^3):

$$\Delta g_{Б} = g - \gamma + 0{,}0418\,(\sigma - \sigma_в)\,h_1. \tag{V.54}$$

Понятно, что при больших значениях глубины моря даже незначительные уклонения стандартной величины плотности «промежуточного» слоя от фактического значения плотности донных осадков неизбежно приведут к существенным погрешностям в редукционной поправке и вычисляемой по ней аномалии.

В свете изложенного выше возникает необходимость критической переоценки содержания редукций гравитационного поля в морских условиях с целью обеспечения максимальной информативности аномалий силы тяжести с геологической точки зрения [40, 41, 78, 80, 81, 165 и др.].

---

[1] Соответствующие формальные соотношения для приведения гравиметрических наблюдений, выполненных над поверхностью моря, в толще водного слоя и на дне, к уровню моря конструируются путем простого сочетания поправок Фая и Буге. Перечни алгоритмов для вычисления этих поправок приводятся в работе К. Е. Веселова и М. У. Сагитова [26].

ГЛАВА VI

ГЕОДЕЗИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ МОРСКИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геодезическое обеспечение является необходимым элементом любых видов геофизических исследований в море. Специфическая особенность морских работ с этой точки зрения в том, что они выполняются, как правило, в безориентирном пространстве.

Общие требования к определению координат пунктов геофизических наблюдений, а также их высотного положения остаются примерно такими же, как на суше, однако способы и аппаратурно-методические комплексы для реализации этих требований обычно существенно отличаются от наземных.

Особой задачей является измерение глубины моря по линиям и в пунктах геофизических наблюдений. Она решается путем эхолотирования [4], которое позволяет с высокой точностью непрерывно регистрировать профиль рельефа дна. В некоторых случаях необходимо знать высотное положение систем геофизических датчиков (глубина погружения сейсмической косы, глубина взрыва при сейсмических работах и т. д.).

Однако главная задача геодезического обеспечения — определение планового положения судна и систем геофизических приборов с достаточной точностью. На практике это осуществляется дискретным установлением координат через определенные интервалы времени или расстояния с интерполяцией данных между этими точками с учетом элементов движения судна (направления, скорости).

Полученные при геодезическом обеспечении плановые и высотные данные используются в морской геофизике в двух направлениях.

Во-первых, составляются планшеты и разбиваются профили, которые являются основой последующих геолого-геофизических построений. В этом случае достигнутая точность определяет кондиционность масштаба построения карты или профиля.

Во-вторых, в некоторых геофизических методах геодезические данные прямо входят в формулы для оценки геофизических параметров, и в этом случае точность получения координат и глубин прямо влияет на общую точность измерения параметров. Так, низкоточное определение координат и глубин резко

снижает точность вычисления гравитационных аномалий даже в том случае, если аппаратурная погрешность определения ускорения силы тяжести невелика. Весьма важен при сейсмических исследованиях ОГТ точный учет положения приемного устройства относительно источника возбуждения.

На современном этапе перед морской геофизикой возникли новые задачи, связанные с повышением точности и геологической информативности геофизических методов, с комплексным использованием методов разведки с борта одного судна, с подготовкой структур под разведочное бурение. Расширение геофизических работ на море, повышение требований к точности и достоверности получаемой информации, а также внедрение в производство новых методов и технологии разведки обусловили необходимость решения вопросов их геодезического обеспечения. Основные из них можно сформулировать следующим образом:

1) определение необходимой точности геодезического обеспечения комплексных геофизических съемок;

2) анализ существующих и разработка новых методов и средств геодезического обеспечения комплексных морских геофизических съемок;

3) автоматическая обработка результатов геодезических измерений на море.

ОСНОВНЫЕ ТРЕБОВАНИЯ К ТОЧНОСТИ

Геодезическая привязка пунктов геофизических наблюдений осуществляется с тем, чтобы в последующем с определенной точностью нанести их на карту, масштаб которой зависит от точности определения параметров геофизических полей и густоты съемок. В этом случае требования к точности местоопределения характеризуются разрешающей способностью масштаба геофизической карты. Эти погрешности носят название картографических. Вместе с тем ошибка оценки параметров геофизических полей есть также функция ошибок определения координат пункта наблюдений.

Для большей части методов и модификаций морской геофизической разведки существует математическая зависимость между параметрами геофизического поля и результатами геодезических измерений. Естественно поэтому, что погрешности геодезических данных оказывают влияние на точность измерения параметров геофизических полей. При этом в отдельных случаях (метод ОГТ, метод становления поля в ближней зоне, гравиметрические измерения и т. д.) эти влияния оказываются решающими.

Таким образом, суммарная погрешность ΔH определения какого-либо параметра геофизического поля будет складываться из погрешности Δh_1 измерения самого параметра (назовем ее

ошибкой метода) и погрешности Δh_2, вызванной неточностью определения координат пункта наблюдений (назовем ее ошибкой положения). Если ошибка метода является функцией ошибок как геодезических, так и геофизических измерений и, естественно, имеет свои математические зависимости для каждого геофизического метода или его модификаций, то математический аппарат для ошибок положения будет единым для всех геофизических методов, и величина ошибки определится функцией горизонтального градиента для каждого из изучаемых геофизических полей.

Исследуем соотношения погрешностей геофизических и геодезических измерений с целью оценки допусков по точности геодезического обеспечения комплексных морских геофизических съемок.

Для расчета точности определения параметров геофизического поля, обусловленного погрешностью определения места, рассмотрим общий случай, когда сечение поля можно представить в виде нормального случайного стационарного процесса $z(t)$ с корреляционной функцией $B_z(\tau)$.

Если корреляционную функцию процесса $z(t)$ аппроксимировать выражением

$$B_z(\tau) = D_z e^{-\alpha^2\tau^2},$$

где D_z — дисперсия, то можно получить следующую формулу [55], устанавливающую зависимость между погрешностями σ_H и σ_{h_1} измерения параметров поля и погрешностями места определения $\sigma_т$:

$$\sigma_т = \frac{1}{\alpha\sqrt{2D_z}}\sqrt{\sigma_H^2 - \sigma_{h_1}^2}. \qquad \text{(VI.1)}$$

Анализ формулы (VI.1) показывает, что для определения корреляционной функции необходимо установить такие величины задержки τ, чтобы высокочастотная часть спектра случайного процесса не оказалась срезанной. Таким образом, для рационального геодезического обеспечения морских геофизических съемок необходимо изучение корреляционных функций реальных геофизических полей.

Для расчета параметров геофизического поля, обусловленного погрешностью определения места, воспользуемся зависимостями между геофизическими и геодезическими данными для каждого метода разведки.

КМПВ. Уравнение годографа преломленной волны для однородной среды и плоской границы раздела имеет вид [168]:

$$t = \frac{1}{v}[x\sin(i \pm \varphi) + 2H\cos i], \qquad \text{(VI.2)}$$

где v — скорость распространения преломленной волны; x — расстояние взрыв—прибор; i — критический угол преломления;

φ, H — угол наклона и глубина залежи, преломляющей границы.

Зависимость ошибки определения t от ошибки расстояния найдем, продифференцировав выражение (VI.2) по x и перейдя к средним квадратическим ошибкам. В результате будем иметь

$$\sigma_\tau = \frac{\sin(i \pm \varphi)}{v} \sigma_x. \tag{VI.3}$$

На погрешность определения времени прихода волны будет влиять также ошибка положения пункта взрыва на профиле, так как смещение пункта взрыва влечет за собой изменение величины H, которая зависит от угла наклона пласта и выражается формулой

$$dH = dS \sin\varphi. \tag{VI.4}$$

Учитывая это, продифференцируем выражение (VI.2) по x и H и, перейдя к ошибкам, будем иметь

$$\sigma_t^2 = \frac{\sin^2(i \pm \varphi)}{v^2} \sigma_x^2 + \frac{4}{v^2} \cos^2 i \sin^2\varphi \sigma_S^2. \tag{VI.5}$$

Формула (VI.5) справедлива только тогда, когда ошибка измерения расстояния σ_x и ошибка определения пункта взрыва на профиле независимы. Этот случай чаще всего имеет место на практике.

Метод ОГТ. При применении метода ОГТ на море как в СССР, так и за рубежом столкнулись с рядом трудностей, вызванных в первую очередь неточностью определения статических и кинематических поправок. В связи с этим оценка погрешностей, вносимых при производстве морских работ по способу горизонтального накопления, представляется весьма важной. Накопление сейсмических сигналов при суммировании записей отраженных волн достаточно эффективно только при условии $\sigma_{\Sigma t_i} \leqslant \frac{1}{4} T$, где $\sigma_{\Sigma t_i}$ — средняя квадратическая погрешность определения времени суммируемых сигналов, T — период колебаний. Поскольку в морской сейсморазведке отраженные волны регистрируются, как правило, в диапазоне частот 20—40 Гц, то $\sigma_{\Sigma t_i} \leqslant (0{,}0062 - 0{,}0125)$ с. Очевидно, что $\sigma_{\Sigma t_i}$ является функцией ошибки кинематической поправки $\sigma_{\Delta t}$ и ошибки, обусловленной неточным измерением взрывного интервала σ_{St}. В общем виде можно записать:

$$\sigma_{\Sigma t_i} = F(\sigma_{\Delta t}, \sigma_{St}). \tag{VI.6}$$

Считая источники ошибок независимыми, будем иметь

$$\sigma_{\Sigma t_i} = \sqrt{\sigma_{\Delta t}^2 + \sigma_{St}^2} \simeq 0{,}01 \text{ с}.$$

Если $\sigma_{\Delta t} = \sigma_{St} = \sigma_t$, то $\sigma_t = 0{,}007$ с.

Воспользуемся выражением для кинематических поправок, предложенным Ю. М. Мистрюковым для оценки точности алгоритма регистрации сейсмических записей по способу многократных перекрытий, с накоплением сигналов на фотослое. Для однородной среды и наклонной границы кинематическая поправка

$$\Delta t = \frac{\bar{v}_{\text{зап}}}{\bar{v}_{\text{вост}}}\left[\sqrt{t_0^2 + 2t_0\frac{x}{v}\sin\varphi + \left(\frac{x}{v}\right)^2} - t_0 - \frac{x}{v}\sin\varphi\right], \qquad \text{(VI.7)}$$

где $v_{\text{зап}}$, $v_{\text{восп}}$ — скорости записи и воспроизведения разреза; v — скорость распространения отраженной волны; t_0 — время прихода отраженной волны; φ — наклон отраженной границы.

Считая аргументы независимыми, принимая $\bar{v}_{\text{зап}}/\bar{v}_{\text{вост}} = 1$, продифференцируем выражение (VI.7) и перейдем к средним квадратическим погрешностям [29]:

$$\sigma_{\Delta t}^2 = \sigma_{t_0}^2\left[\frac{t_0 + \frac{x}{v}\sin\varphi}{\sqrt{t_0^2 + 2t_0\frac{x}{v}\sin\varphi + \left(\frac{x}{v}\right)^2}} + 1\right]^2 +$$

$$+\sigma_x^2\left[\frac{t_0 - \frac{\sin\varphi}{v} + \frac{x}{v^2}}{\sqrt{t_0^2 + 2t_0\frac{x}{v}\sin\varphi + \left(\frac{x}{v}\right)^2}} - \frac{\sin\varphi}{v}\right]^2 +$$

$$+\sigma_v^2\left[\frac{t_0\frac{x}{v^2}\sin\varphi + \frac{x}{v^2}}{\sqrt{t_0^2 + 2t_0\frac{x}{v}\sin\varphi + \left(\frac{x}{v}\right)^2}} - \frac{x}{v^2}\sin\varphi\right]^2 +$$

$$+\sigma_\varphi^2\left[\frac{2t_0\frac{x}{v}\cos\varphi}{\sqrt{t_0^2 + 2t_0\frac{x}{v}\sin\varphi + \left(\frac{x}{v}\right)^2}} - \frac{x}{v}\cos\varphi\right]^2, \qquad \text{(VI.8)}$$

где σ_{t_0} — ошибка в t_0, обусловленная аппаратурными погрешностями; σ_x — ошибка в расстоянии взрыв—прием, обусловленная изменением длины приемной установки за счет воздействия течений и непрямолинейности движения судна; σ_v — ошибка в скорости; σ_φ — ошибка, обусловленная неточным знанием наклона отражающей границы.

При расчетах приведенных в табл. 10 ошибок σ_x длина приемной установки принималась равной 1200 м.

Метод НДОЗ. Определим точность расчета геодезических параметров для установки типа ABMN. Для этого типа установки можно написать следующие соотношения между кажущимся электрическим сопротивлением $\rho_к$, продольной проводимостью

Таблица 10

Допустимые погрешности σ_x, вычисленные при $\sigma_{\Delta t}=0{,}007$ с, $\sigma_{t_0}=0{,}003$ с, $\sigma_v=50$ м/с, $\sigma_\varphi=0{,}5°$, $\varphi=10°$ (в м)

v, км/с	t_0, с				
	0,5	1	2	3	4
1,5	19	19	20	24	27
2,0	28	39	42	59	72
3,0	52	59	99	139	195

разреза S_e, параметрами электрического поля и размерами установки [168]:

$$\rho_к = \frac{E}{I}\pi r^2 \mu\, 10^{-3}\frac{1}{AB\cdot MN}; \qquad \text{(VI.9)}$$

$$S_\Sigma = \frac{I}{2E\pi r^2}\frac{AB\cdot MN\cdot 10^{-3}}{\mu}, \qquad \text{(VI.10)}$$

где E — напряженность электрического поля; I — сила тока; r — расстояние между диполями.

Продифференцировав формулы (VI.9) и (V.10) и перейдя к погрешностям, получим

$$\frac{\sigma^2_{\rho_к}}{\rho^2_к} = \frac{\sigma^2_E}{E^2} + \frac{\sigma^2_I}{I^2} + 9\frac{\sigma^2_r}{r^2}; \qquad \text{(VI.11)}$$

$$\frac{\sigma^2_{S_\Sigma}}{S^2_\Sigma} = \frac{\sigma^2_I}{I^2} + \frac{\sigma^2_E}{E^2} + 4\frac{\sigma^2_r}{r^2}. \qquad \text{(VI.12)}$$

В табл. 11 приведены расчеты погрешностей определения суммарной проводимости, зависящих от погрешностей измерения геодезических и электрических параметров.

Таблица 11

Погрешности определения суммарной проводимости

$\frac{\sigma_I}{I}=\frac{\sigma_E}{E}$	σ_r/r, %					
	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,5
0,5	1,2	2,0	3,0	4,0	5,0	7,0
1,0	1,4	2,2	3,2	4,1	5,1	7,1
1,5	2,3	2,9	3,7	4,5	5,4	7,3
3,0	3,0	3,5	4,1	4,9	5,7	7,6

Таблица 12

Рассчитанные погрешности проводимости при $\frac{\sigma_{h_0}}{h_0} = 2\%$, $\frac{\sigma_I}{I} = \frac{\sigma_E}{E} = 1\%$

S_Σ, см	S_0, см				S_Σ, см	S_0, см			
	20	40	60	80		20	40	60	80
20	1,0	1,4	1,9	2,4	80	3,4	3,6	3,8	4,0
40	1,8	2,0	2,4	2,9	100	4,3	4,4	4,6	4,8
60	2,6	2,8	3,0	3,4					

Метод НП. В методе непрерывного профилирования выражение для определения продольной проводимости, приведенной к рельефу дна, имеет вид:

$$S_p = S_\Sigma - S_0 = \frac{I}{2E\pi r^2} + \frac{h}{\rho_в}, \qquad \text{(VI.13)}$$

где S_0 — продольная проводимость толщи воды; S_Σ — суммарная *продольная проводимость разреза*; $\rho_в$ — *удельное электрическое* сопротивление воды; h_0 — глубина моря.

Для расчета погрешности продольной проводимости σ_{S_p} воспользуемся формулой (VI.13), после дифференцирования которой и соответствующего перехода к погрешностям получим

$$\sigma^2_{S_p} = S^2_\Sigma\left(\frac{\sigma^2_I}{I^2} + \frac{\sigma^2_E}{E^2} + \frac{4\sigma^2_r}{r^2}\right) + S^2_0\left(\frac{\sigma^2_{h_0}}{h_0} + \frac{\sigma^2_в}{\rho^2_в}\right). \qquad \text{(VI.14)}$$

По формуле (VI.14) можно произвести оценку точности определения проводимости разреза в зависимости от погрешностей измерения геодезических и электрических параметров (табл. 12).

Метод ЗСМ в варианте НКЗ. При зондировании становлением поля в ближней зоне кажущаяся продольная проводимость определяется по формуле [148]

$$S_\Sigma = \frac{E(m)}{K\varepsilon}. \qquad \text{(VI.15)}$$

где ε — *диэлектрическая постоянная*; K — *коэффициент* установки; $E(m)$ — нормированная функция установки.

Для установки «Электрический диполь (AB) — петля» выражения для функции $E(m)$ и коэффициента K в формуле (VI.15) имеют следующий вид:

$$E(m) = \frac{\overline{m}}{(1 + 4\overline{m}^2 r^4)^{5/2}}; \qquad \text{(VI.16)}$$

$$K = \frac{\pi r^3}{3ABg\sin\theta}, \qquad \text{(VI.17)}$$

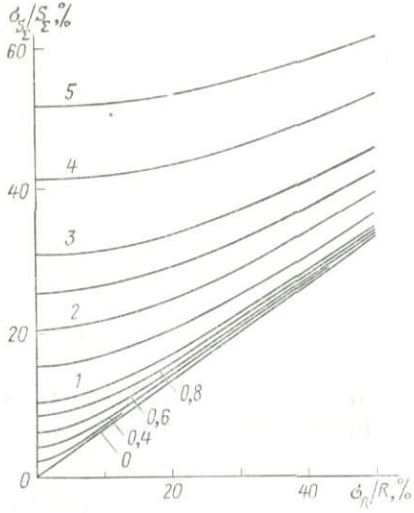


Рис. 46. Зависимости точности определений продольной проводимости от ошибок геодезических параметров (R, r) при $m=5$.

Шифр кривых — σ_r/r (в %)

где AB — длина питающего диполя; q — площадь приемной петли; r — радиус до приемной петли; θ — угол между радиусом измерительной петли R и питающим диполем AB.

С учетом (VI.16) и (VI.17) продифференцируем (VI.15) как сложную функцию и после соответствующего перехода к ошибкам [29] получим

$$\frac{\sigma^2_{S_\Sigma}}{S^2_\Sigma} = (1+K^2)\frac{\sigma_x}{x} + 4(1+K^2)\frac{\sigma^2_R}{R^2} + 4(6{,}5+K^2)\frac{\sigma^2_r}{r^2} +$$

$$+ (1+K^2)\operatorname{ctg}^2\theta\sigma^2_\theta + (1+2K)^2\frac{\sigma^2_\varepsilon}{\varepsilon}, \qquad \text{(VI.18)}$$

где R — расстояние от диполя до центра измерительной петли.

Можно показать, что влияние ошибок σ_x, σ_ε, σ_θ на общую ошибку проводимости мало́, поэтому с достаточной степенью точности формулу (VI.18) можно переписать в виде

$$\frac{\sigma^2_{S_\Sigma}}{S^2_\Sigma} = 4(1+K)^2\frac{\sigma_R}{R^2} + 4(6{,}5+K)^2\frac{\sigma^2_r}{r^2}. \qquad \text{(VI.19)}$$

По формуле (VI.19) можно оценить точность определения проводимости в зависимости от ошибок геодезических величин (рис. 46).

Морские гравиметрические измерения. Для вычисления соотношения погрешностей метода и геодезических параметров в морской гравиметрии воспользуемся общим выражением для вычисления аномалии силы тяжести

$$\Delta g = g_{\text{н}} - \gamma + \Delta_1 g + \Delta g_{\text{э}}, \qquad \text{(VI.20)}$$

где $g_{\text{н}}$ — наблюденное значение силы тяжести; γ — нормальное значение силы тяжести; $\Delta_1 g$ — суммарная поправка за высоту точки наблюдений при плотности промежуточного слоя $\sigma = 2{,}3$ г/см^3; $\Delta g_{\text{э}}$ — поправка за эффект Этвеша.

Дифференцируя выражение (VI.20) и переходя к ошибкам, получим

$$\sigma^2_{\Delta g} = \sigma^2_{g_{\text{н}}} + \sigma^2_{\gamma} + \sigma^2_{\Delta_1 g} + \sigma^2_{\Delta g_{\text{э}}}. \qquad \text{(VI.21)}$$

Пользуясь принципом равных влияний, можно записать:

$$\sigma^2_{g_{\text{н}}} = \sigma^2_{\gamma} = \sigma^2_{\Delta g} = \sigma^2_{\Delta g_{\text{э}}} = \sigma^2_i; \quad \sigma^2_{g_{\text{н}}} = 4\sigma^2_i; \quad \sigma_i = \frac{\sigma_{g_{\text{н}}}}{2}.$$

При проведении донных и поплавковых гравиметрических измерений поправка за эффект Этвеша равна нулю, поэтому аномалии силы тяжести вычисляются по формуле

$$\Delta g = g_{\text{н}} - \gamma + \Delta_1 g. \qquad \text{(VI.22)}$$

В этом случае выражение для ошибки будет иметь вид $\sigma_i = \frac{\sigma_{g_{\text{н}}}}{\sqrt{3}}$.

С учетом полученных результатов определим средние квадратические ошибки высоты точки наблюдения, координат места наблюдения, направления и скорости движения судна для заданных ошибок аномальных значений силы тяжести различных по детальности гравиметрических съемок.

При выполнении гравиметрических измерений на подвижном носителе величина поправки за эффект Этвеша зависит от скорости, широты местоположения и направления движения судна. Кроме того, при вычислении аномалий силы тяжести необходимо учитывать нормальное гравитационное поле Земли, выражение которого также зависит от координат. Рассмотрим последовательно соотношение погрешностей при вычислении поправки за эффект Этвеша и значение нормального поля Земли.

Поправка за эффект Этвеша, обусловленная изменением центробежной силы, вычисляется по формуле [129]

$$\Delta g_{\text{э}} = 7{,}5 v_{\text{к}} \cos\varphi \sin A + \frac{v^2_{\text{к}}}{R_{\text{з}}}, \qquad \text{(VI.23)}$$

где $v_{\text{к}}$ — скорость движения корабля (судна); φ — широта пунктов наблюдений; A — азимут направления движения судна; $R_{\text{з}}$ — радиус Земли.

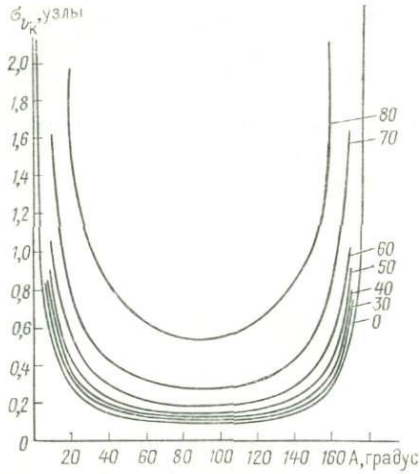
При гравиметрических измерениях в движении реальная точность съемки составляет ∓ 1 мгал. С учетом этого последним членом формулы (VI.23) можно пренебречь, так как его

Рис. 47. Зависимости ошибок скорости движения судна от азимута линий наблюдения A, широты φ (шифр кривых в градусах) и точности съемки ($\sigma_{\Delta g} = \pm 1$ мгал)

Рис. 48. Зависимости ошибок азимута линий наблюдений от параметров движения судна $v_к$, φ (шифр кривых в градусах), A и точности съемки ($\sigma_{\Delta g} = \pm 1$ мгал)

Рис. 49. Зависимости погрешностей определения широты пунктов наблюдений от точности съемки.

Шифр кривых — φ в градусах



значение при $v_к = 10$ узлов составит всего лишь 0,4 мгала. В этом случае формула (VI.23) *примет вид:*

$$\Delta g_э = 7{,}5 v_к \cos\varphi \sin A. \qquad \text{(VI.24)}$$

Определим зависимость точности получения поправки Этвеша от параметров движения судна и широты точек наблюдений. Для этого продифференцируем формулу (VI.24) и перейдем к ошибкам:

$$\sigma_{\Delta g_э} = \pm \sqrt{v_к^2 \sin^2 A \sin^2\varphi \sigma_\varphi^2 + v_к^2 \cos^2 A \cos^2\varphi \sigma_A^2 + \sin^2 A \cos^2\varphi \sigma_{v_к}} \qquad \text{(VI.25)}$$

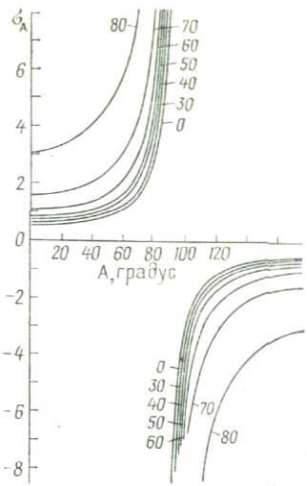
Рассмотрим последовательно влияние составляющих суммарной погрешности определения поправки Этвеша. Для оценки влияния первого члена $\sigma_{\Delta g_э}$ зададимся предельными значениями аргументов, т. е. примем $v = 10$ узлов, $\sin A = 1$, $\sin\varphi = 1$, $\sigma_\varphi = 3$. В результате будем иметь $\sigma'_{\Delta g_э} = 0{,}06$ мгала. С учетом реальной точности гравиметрических измерений в движении влиянием первого члена суммарной погрешности можно пренебречь. Для анализа влияния второго $\sigma''_{\Delta g_э}$ и третьего $\sigma'''_{\Delta g_э}$ членов воспользуемся принципом равных влияний, т. е. примем, что

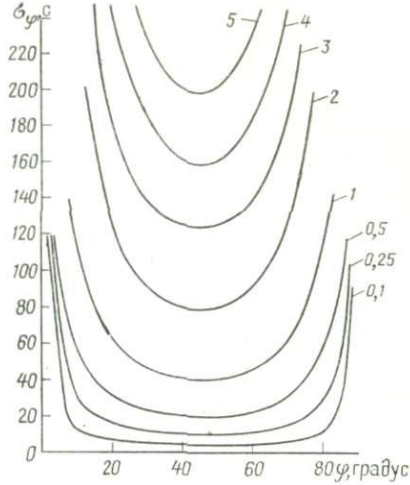
$$\sigma^2_{\Delta g_э} = \left(\sigma''_{\Delta g_э}\right)^2 + \left(\sigma'''_{\Delta g_э}\right)^2 = 2\left(\sigma^I_{\Delta g_э}\right)^2;$$

$$\sigma_{\Delta g_э} = \sqrt{2} \cdot 7{,}5 v_к \cos A \cos\varphi \sigma_A; \qquad \text{(VI.26)}$$

$$\sigma_{\Delta g_э} = \sqrt{2} \cdot 7{,}5 \sin A \cos\varphi \sigma_{v_к}. \qquad \text{(VI.27)}$$

Задаваясь значениями A и φ при $v_к = 10$ узлов, по формулам (VI.26) и (VI.27) рассчитаем семейства кривых ошибок σ_A и





σ_{ψ_K} при разных значениях $\sigma_{\Delta g_Э}$ Полученные результаты (рис. 47, 48) позволяют определять зависимость допустимых погрешностей определения скорости и азимута движения от широты места наблюдений, генерального направления профилей и точности съемки.

Для вычисления соотношения погрешностей при расчете нормального поля воспользуемся приближенной формулой Клеро

$$\gamma = \gamma_0 (1 + \beta \sin^2 \varphi), \qquad \text{(VI.28)}$$

где $\gamma_0 = 9{,}78 \cdot 10^5$ мгал — нормальное значение силы тяжести на экваторе; $\beta = 5{,}3 \cdot 10^{-3}$ мгал — коэффициент, зависящий от значений полуосей эллипсоида и отношения центробежной силы к силе тяжести на экваторе; φ — широта пунктов наблюдений.

Дифференцируя выражение (VI.28) и переходя к ошибкам, будем иметь:

$$\sigma_\gamma = \gamma_0 \beta 2 \sin \varphi \cos \varphi \sigma_\varphi = 5183 \sigma_\varphi \sin 2\varphi,$$

откуда

$$\sigma_\varphi = \frac{\sigma_\gamma}{5183 \sin 2\varphi}. \qquad \text{(VI.29)}$$

В формуле (VI.29) ошибка широты места наблюдений выражена в радианах. Задаваясь значениями φ и σ_γ, по формуле (VI.29) рассчитаем ошибки определения широты. Полученные результаты (рис. 49) позволяют оценивать зависимость допустимых погрешностей в широте пунктов наблюдений от широты и точности съемки.

При выполнении донной гравиметрической съемки аномалии силы тяжести вычисляются по формуле (VI.22), куда входят

Таблица 13

Основные требования к точности геодезического обеспечения комплексных морских геофизических съемок

Характер исследований	Масштабы исследований	Плановая привязка		Высотная привязка	Параметры движения судна	
		$\sigma_т$, м	$\frac{\sigma_l}{l}$	σ_H, м	$\sigma_{v_к}$, узлы	σ_A, градус
Глобальные	Отдельные профили 1 : 5 000 000	2500	1 : 100	3	0,6	3,0
Региональные	1 : 2 500 000	1200	1 : 60	1,0—1,5	0,4	2,0
	1 : 1 000 000	500	1 : 60—1 : 100	1,0—1,5	0,3	1,5
Рекогносцировочные	1 : 500 000	250	1 : 60—1 : 250	1,0—1,5	0,2	1,0
	1 : 200 000	100	1 : 50—1 : 60	1,0—1,5	0,1	0,5
Детальные	1 : 100 000	50	1 : 50—1 : 60	1,0	—	—
	1 : 50 000	20—25	1 : 50—1 : 60	0,5—1,0	—	—

Примечание. l — расстояние между пунктами геофизических наблюдений.

наблюденное значение силы тяжести, нормальное значение силы тяжести и суммарная поправка за высоту и промежуточный слой.

Для получения суммарной поправки за высоту используется формула [168]

$$\Delta_1 g = [0{,}3086 - 0{,}0419\,(\sigma_в + \sigma_{пр})]\,H, \qquad \text{(VI.30)}$$

где H — высота точки наблюдения над уровнем моря; $\sigma_{пр} = 2{,}3$ г/см^3 — плотность придонных отложений; $\sigma_в = 1{,}03$ г/см^3 — плотность воды.

Подставив в формулу значения плотностей воды и придонных осадков, будем иметь:

$$\Delta_1 g = 0{,}1695H. \qquad \text{(VI.31)}$$

Определим зависимость точности получения суммарной поправки за высоту от погрешностей определения высоты точки

наблюдения. Для этого продифференцируем формулу (VI.31) и перейдем к ошибкам:

$$\sigma_{\Delta_1 g} = 0{,}1695\sigma_H . \qquad \text{(VI.32)}$$

Ниже приведены результаты, полученные по формуле (VI.32), которые характеризуют соотношение погрешностей высоты и точности гравиметрических съемок:

σ_H, м	1	2	3	4	5	6	7
$\sigma_{\Delta_1 g}$, мгал	0,17	0,34	0,51	0,68	0,85	1,02	1,19

Полученные данные о соотношении погрешностей геодезических и геофизических параметров для каждого метода морской геофизики позволяют установить основные требования к точности геодезического обеспечения комплексных морских геофизических съемок в зависимости от характера изучаемых полей, стадии и детальности исследований, а также масштаба отсчетной карты (табл. 13).

МЕТОДЫ И ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ МОРСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Координаты пунктов наблюдения, а также связанные с ними элементы движения объекта получают после математической обработки результатов геодезических измерений, сделанных с помощью соответствующей аппаратуры в процессе геофизической съемки. В основе всех способов определения точного местоположения объекта на поверхности Земли лежит нахождение его положения относительно некоторых заранее выбранных фиксированных пунктов с последующим преобразованием величин, выражающих это относительное положение, в заданную систему координат.

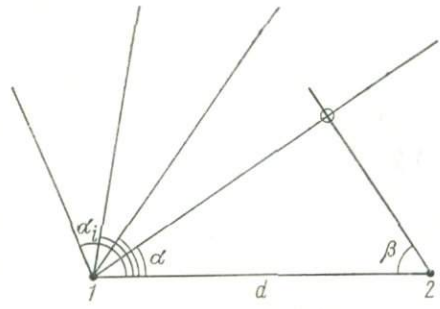
Фиксированным, или опорным, называется неподвижный пункт, координаты которого известны с необходимой степенью точности. Отрезок геодезической линии, соединяющий два опорных пункта, называется базой (иногда — базисом), его длину будем обозначать d. Величину, измерение которой позволяет найти расположение подвижного объекта относительно заданного пункта, будем называть навигационно-геодезическим параметром (НГП).

В зависимости от измеряемого НГП технические средства и устройства определения места можно разделить на три основных вида: 1) угломерные (УУ), основанные на измерении углов между направлениями на объект и опорные пункты; 2) дальномерные (ДУ), или стадиометрические, в основе которых лежит измерение расстояния от объекта до опорных пунктов; 3) разностно-дальномерные (РДУ), принцип действия которых основан на измерении разности расстояний от объекта до двух опорных пунктов, образующих одну опорную пару.

Рис. 50. Изолинии угломерных устройств первого вида

Рис. 51. Изолинии угломерных устройств второго вида

Рис. 52. Изолинии дальномерных устройств



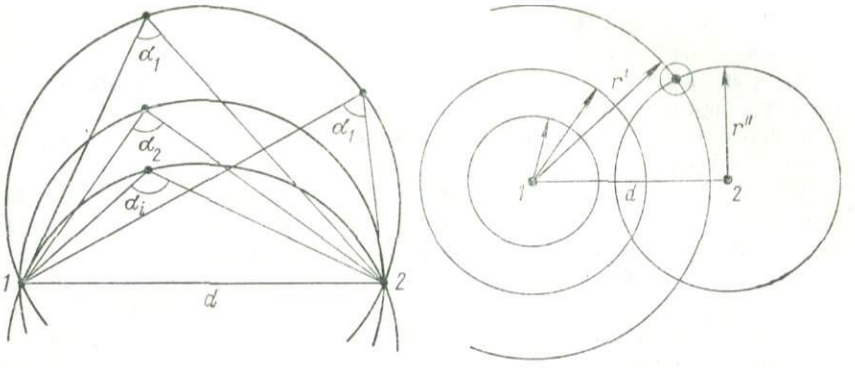
Каждому зафиксированному значению НГП соответствует некоторая линия на поверхности Земли (или ее изображение на планшете, карте) — изолиния. Изолиния может быть описана аналитически, т. е. некоторым уравнением в заданной системе координат, в котором НГП является параметром. Изолиния, соответствующая конкретному измеренному значению НГП, называется линией положения (ЛП) — на ней находится определяемый объект.

Место объекта определяется как точка пересечения двух (и более) изолиний, для чего необходимо измерение не менее двух независимых НГП, т. е. наличие не менее двух опорных пунктов (пар пунктов).

Рассмотрим характерные формы изолиний. Угломерные устройства и средства могут быть двух видов. В УУ первого вида измеряются углы при опорном пункте между направлениями на другой опорный пункт и объект; здесь изолиния представляет собой луч, исходящий из этого опорного пункта *1* под углом α к базису, а семейство изолиний — пучок лучей, образующих с базой заданные углы α_i (рис. 50). Второе семейство изолиний под углом β к базису образуется аналогично при втором опорном пункте *2*. В УУ второго вида измеряются углы при объекте между направлениями на два опорных пункта *1* и *2* с базой d (рис. 51); здесь изолинии представляют собой окружности, опирающиеся на опорные пункты, так что каждая точка i-той окружности является вершиной угла α_i. Второе семейство изолиний образуется аналогично при второй паре опорных пунктов; обычно один из них — общий для обеих пар.

В ДУ изолинии являются окружностями с радиусом, равным заданному (фиксированному) расстоянию r' от опорного пункта *1* до объекта с центром в этом пункте (рис. 52). Аналогично образуется второе семейство окружностей с радиусом r'' при втором опорном пункте *2*. По форме изолиний ДУ называются также круговыми.

В РДУ каждой зафиксированной разности расстояний Δr до двух опорных пунктов (например, *1* и *3* с базой d_1) соот-



ветствует гипербола с фокусами в опорных точках *1* и *3*; второе семейство гиперболических изолиний образуется при второй паре опорных пунктов *2* и *3* с базой d_2 (рис. 53). Как и в УУ второго вида, один из опорных пунктов обычно делается общим для обеих пар. По форме изолиний РДУ называются тоже гиперболическими.

Для определения местоположения (координат) объекта (после выбора типа технического средства привязки и комплекса опорных пунктов) в нужные моменты времени производится измерение двух (если возможно, больше) НГП; их значения подставляются в уравнения изолиний, после чего получается система из двух (или соответственно больше) уравнений, решение которой дает искомые координаты.

Возможны два способа решения этой системы — графический и аналитический. В первом на выбранном участке карты или на планшете с координатной сеткой заранее наносятся семейства изолиний по соответственно выбранному ряду значений НГП; по измеренным НГП выбираются или строятся простейшими интерполяционными методами нужные ЛП, в точке пересечения которых и находится место объекта. Достоинства этого способа — простота и наглядность, недостатки — низкие точность и производительность.

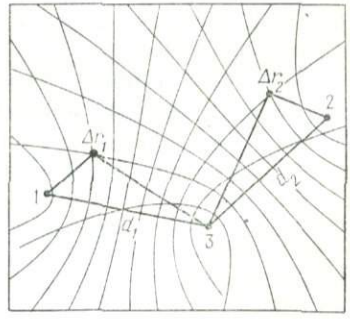


Рис. 53. Изолинии разностно-дальномерных устройств

В аналитическом способе система уравнений решается математическими методами, как правило, на ЭВМ. Этим достигается очень высокая производительность и точность, однако сам процесс вычислений требует специального оборудования и производится чаще всего в камеральный период, т. е. с большой задержкой во времени.

Нетрудно видеть, что семейства изолиний, образуемые на *базе выбранного (или заданного) комплекса опорных пунктов*, сами образуют некоторую систему криволинейных координат; при этом каждой изолинии может быть присвоен условный номер (условное число), связанный некоторой известной зависимостью со значением НГП на этой изолинии. Такие системы изолиний с условной оцифровкой называются у с л о в н ы м и к о о р д и н а т а м и, а сама задача нахождения места объекта по измеренным НГП сводится к преобразованию координат.

Рассмотрим конкретные технические средства и методы плановой привязки на море. Как правило, они представляют собой системы, т. е. комплексы, состоящие из береговых опорных (фиксированных) пунктов и измерительно-регистрирующей аппаратуры, *размещаемой чаще всего на борту судна (объекта)*.

Требования к идеальному средству привязки включают:

1) обеспечение заданной точности определений местоположения объекта и элементов его движения;

2) непрерывность и высокую производительность привязки;

3) минимальные затраты средств и труда на привязку;

4) компактность бортовой аппаратуры, удобства ее размещения на судне и совместимость с другими бортовыми аппаратами, устройствами и приборами;

5) обеспечение высокой производительности основного вида работ;

6) независимость от метеорологических условий и удаленности от берега;

7) минимальные требования к количеству и квалификации обслуживающего персонала.

Поскольку такого идеального средства не существует, приходится выбирать из множества созданных то, которое в данном конкретном случае обеспечивает наилучший компромисс (по некоторым критериям) между идеальными и достижимыми характеристиками.

Плановая привязка на море имеет ряд особенностей, оказывающих решающее влияние на выбор технических средств привязки и их состав.

Главные из этих особенностей следующие:

1) *непрерывное движение объекта*; это значит, что процедура измерения НГП должна быть кратковременной;

2) невозможность (очень большая трудность) определения направления вертикали с точностью, необходимой для достижения малости ошибок измерений НГП;

3) невозможность (в общем случае) закрепления пункта наблюдения на местности и выставления репера, кроме очень мелководных участков; по этой причине должны быть предусмотрены аппаратурные возможности контроля и подтверждения каждого замера НГП (условных координат);

4) отсутствие (в большинстве случаев) прямой видимости опорных пунктов (по причине удаленности или из-за метеорологических условий).

При принципу получения НГП методы и технические средства определения местоположения удобно разбить на четыре группы: 1) визуальные; 2) радиотехнические; 3) автономные; 4) спутниковые.

Визуальные методы

К ним относятся методы, в которых применяются оптические угломерные приборы: прямая теодолитная засечка, обратная засечка секстантами, визуальное пеленгование, крюйс-пеленгование, астрономические методы. Все визуальные средства привязки являются классическими геодезическими средствами или их небольшими модификациями, и обработка полученных с их помощью результатов измерений НГП ведется известными геодезическими приемами.

Главное достоинство визуальных методов — простота и доступность аппаратуры, а прямая теодолитная засечка относится и к самым точным методам. Однако из-за своих основных недостатков — сильной зависимости от метеорологических условий, ограниченной дальности, низкой производительности, трудоемкости, трудности механизации и автоматизации процессов измерения и регистрации НГП эти методы играют в морской геофизической разведке, как правило, вспомогательную роль (привязка судов вблизи берега).

Радиотехнические средства (РТС) определения планового положения объекта на море

Они применяются преимущественно в виде радиогеодезических (РГС) и радионавигационных (РНС) систем и распространены наиболее широко, так как именно эти системы обеспечивают наилучшее возможное приближение к идеальному средству привязки. Между РГС и РНС принципиальной разницы нет. К радиогеодезическим обычно относятся РНС, позволяющие получить точность определения места значительно лучше той, которая требуется для навигации и обеспечения безопасности мореплавания. Кроме того, РНС выполняются в виде стационарных систем, а РГС, как правило, подвижных систем, т. е. выставляемых в районе работ на время их проведения.

Характеристики РГС и РНС определяются в первую очередь условиями распространения радиоволн [2, 136]. Они могут быть

угломерными, дальномерными и разностно-дальномерными, однако угломерные устройства и системы не нашли применения в радиогеодезии из-за их низкой точности, и используются только в навигации.

Расстояния r (разности расстояний Δr) от судна до береговых станций системы измеряются путем определения времени распространения τ (или, соответственно, разности времени распространения $\Delta\tau$) радиоволн от радиостанций до приемного пункта; искомый результат $r(\Delta r)$ получается умножением найденного значения $\tau(\Delta\tau)$ на известную скорость распространения радиоволн v.

По методу изменения времени распространения радиоволн РГС и РНС разделяются на импульсные, фазовые и комбинированные — импульсно-фазовые.

Импульсные РНС и РГС. В дальномерном режиме они работают по принципу «Запрос—ответ». На судне устанавливается радиопередатчик, называемый ведущим (Вщ), который излучает короткий импульс, называемый зондирующим или запросным. Этот импульс достигает фиксированной береговой станции, называемой ведомой (Вм), где он принимается приемником и переизлучается передатчиком. Переизлученный импульс, называемый ответным или отраженным, достигает судовой станции, где принимается приемником, выделяющим огибающую принятого радиоимпульса, которая подается далее на схему измерения времени. Таким образом, здесь измеряется время распространения импульса от судна до фиксированной береговой станции и обратно, в результате чего получается удвоенное расстояние.

Главным недостатком радиодальномеров является то, что в системе может работать только одно судно; этот недостаток устраняется применением разностно-дальномерных систем. В них и ведущая, и ведомая станции устанавливаются на берегу, а на судне остается только приемник импульсов со схемой измерения временных интервалов $\Delta\tau$ между моментами прихода импульсов от Вщ и Вм. Как правило, ведомая станция излучает радиоимпульс не сразу после приема импульса от Вщ, а с некоторой точно отградуированной кодовой задержкой $t_к$, служащей для распознавания станций, а также для повышения удобства измерений и обработки.

Таким образом, измеряемый на судне временной интервал $\Delta\tau$ между импульсами Вщ и Вм — навигационно-геодезический параметр — равен для дальномерных систем:

$$\Delta\tau = 2\tau + t_к = 2\frac{r}{v} + t_к; \qquad \text{(VI.33)}$$

для разностно-дальномерных систем:

$$\Delta\tau = \tau_{Вщ} - \tau_{Вм} + \frac{d}{v} + t_к; \qquad \text{(VI.34)}$$

(d — длина базиса Вщ—Вм, $\tau_{Вщ}$ и $\tau_{Вм}$ — время распространения радиоимпульсов от Вщ и Вм до судна).

Аппаратурная точность измерения $\Delta\tau$ определяется крутизной переднего фронта импульса на выходе приемника, которая тем больше, чем шире полоса частот, занимаемых импульсом и проходящих через приемно-передающие тракты станций. Однако при расширении полосы пропускания аппаратурного тракта пропорционально возрастают шумы и помехи, размывающие передний фронт импульса, отчего полосу пропускания приходится ограничивать. Принято считать, что предельная погрешность измерения $\Delta\tau$ по огибающим в любом случае не может быть сделана меньше одного периода несущей частоты радиоимпульса (частоты заполнения). Наиболее часто $\Delta\tau$ измеряется вручную путем введения калиброванной задержки одного из импульсов и наблюдения импульсов на экране электронно-лучевой трубки; вращением ручки калиброванной задержки, соединенной со счетчиком, добиваются точного совмещения передних фронтов импульсов, после чего со счетчика считывают значение $\Delta\tau$. Обязательным при этом является уравнение амплитуд импульсов с помощью раздельной регулировки усиления (РРУ). Точная калиброванная задержка формируется из колебаний от высокостабильного кварцевого генератора. При автоматическом измерении $\Delta\tau$ используются точки перегиба передних фронтов импульсов, для выделения которых импульс подвергается двойному дифференцированию.

Основные преимущества импульсных систем — получение однозначного отсвета дальности(или разности расстояний) и возможность устранения влияния отраженных (от ионосферы, препятствий и т. д.) волн. При морских работах нашли ограниченное применение подвижные импульсные радиодальномеры диапазона УКВ «Шоран» и судовые РЛС, а также разностно-дальномерная РНС «Лоран-А», работающая в диапазоне средних волн (1,7—1,9 МГц).

Системы типа «Шоран» (Канада), работающие на частотах 200—400 МГц и обеспечивающие точность измерения расстояний 20—30 м, до некоторой степени устарели, однако до сих пор используются при морских исследованиях. В СНИИГГиМС разработана экономичная малогабаритная высокотранспортабельная аппаратура этого класса (малогабаритный импульсный радиодальномер) с полуавтоматическим измерением НГП, которая может найти применение при морских геофизических измерениях.

Судовые радиолокационные станции (РЛС). Очень широко распространенное навигационное средство, в котором используется свойство радиоволн отражаться от препятствий. В РЛС применяются радиоволны с частотой 3 или 10 ГГц. К настоящему времени создано и эксплуатируется огромное количество различных типов и марок РЛС; лучшей из отечественных

в настоящее время является РЛС «Океан-М». Они позволяют получить место судна с ошибкой 100—500 м (при наличии крупномасштабных карт).

Разностно-дальномерная РНС «Лоран-А» (США) является стационарной, работает в диапазоне 1,7—1,9 МГц. Ее цепочками оборудованы северная часть Атлантического океана, тихоокеанское побережье США, а также некоторые районы западной части Тихого океана. Каждая цепочка состоит из пары станций — Вщ и Вм. Цепочки различаются четырьмя несущими частотами, имеющими соответственно номера 1, 2, 3, 4 с номиналами 1950, 1850, 1900 и 1750 кГц, и частотами следования импульсов, которые разбиты на три группы — H (high — высокая), L (low — низкая) и S (special — специальная). Каждая группа состоит из восьми частот повторения (рекуррентных частот), обозначаемых порядковым номером от 0 до 7. Таким образом, номер частотного канала, группа частот следования и номер рекуррентной частоты образуют полную характеристику цепочки (например, 1L3, 2H7, 4SO и т. д.). Мощности передатчиков РНС «Лоран-А» в импульсе — до 1000 кВт, длины баз — порядка 500—700 км. Дальность действия системы на поверхностных волнах — до 700—1000 км.

Возможно также использование первого отражения от ионосферных слоев E или F (так называемые отражения E-1 и F = 1). При этом дальность возрастает до 3000 км, но в отсчеты нужно вводить поправки за удлинение пути распространения. Значения этих поправок печатаются прямо на картах и даны в специальных таблицах. Точность определения места при работе поверхностными волнами — от 0,4 до 3 км, при работе пространственными волнами — от 2 до 20 км.

Во всех морских приемоиндикаторах РНС «Лоран-А» применяется исключительно ручной метод измерения Δt совмещением импульсов на экране ЭЛТ; наилучшая точность измерения Δt — до 1 кмс. Для пользования РНС «Лоран-А» издаются специальные морские карты с нанесенными на них гиперболическими изолиниями, оцифрованными прямо в значениях $\Delta\tau$ через 20, 50 или 100 мкс, а также таблицы для построения изолиний «Лоран-А» на обычных морских картах; в последнем случае место судна можно получить более точно. «Лоран-А» в настоящее время не считается перспективной РНС, и правительством США принято решение о ее замене на РНС «Лоран-С» к началу 1980-х годов.

Фазовые РНС и РГС. Эти средства основаны на измерении времени (разности времени) распространения волн путем нахождения фазовых сдвигов, приобретаемых радиоволнами в процессе распространения. Возможны два принципа построения фазовых РНС и РГС — когерентный и некогерентный (гетеродинный).

Принцип действия когерентных радиодальномеров заключается в следующем. На судне устанавливается радиопередатчик,

называемый ведущим (Вщ) или задающим (ЗРС), который излучает незатухающие колебания с точно известной частотой f (круговой частотой $\omega = 2\pi f$). В процессе распространения эти колебания достигают фиксированной береговой станции, называемой ведомой (Вм) или отражающей (ОРС), принимаются ее приемником, переизлучаются передатчиком, принимаются ее приемником Вщ и сравниваются по фазе с излучателями Вщ колебаниями в устройстве, называемом фазоиндикатором, которое включает в себя фазометр. Если текущая фаза излучаемого колебания $\varphi_{изл} = \omega t + \varphi_0$ (φ_0 — начальная фаза), то текущая фаза $\varphi_{пр}$ принимаемого на Вщ сигнала будет отличаться от $\varphi_{изл}$ на величину запаздывающей фазы, обусловленной распространением от Вщ к Вм и обратно,

$$\varphi_{пр} = \omega (t - 2\tau) + \varphi_0 = \omega t + \varphi_0 - 2\omega \frac{r}{v} \qquad \text{(VI.35)}$$

и измеренная фазометром разность фаз будет равна запаздывающей

$$\Delta\varphi = \varphi_{изл} - \varphi_{пр} = 2\omega\tau = 4\pi \frac{r}{\lambda} \qquad \text{(VI.36)}$$

($\lambda = v/f$ — длина волны),
откуда по известным f и v легко найти искомое расстояние

$$r = \Delta\varphi\, v/2\omega = \lambda\, \Delta\varphi\, 4\pi. \qquad \text{(VI.37)}$$

Фазовый радиодальномер, как и импульсный, может обеспечить работу только одного судна. Для обеспечения работы неограниченного числа судов применяют фазовые разностно-дальномерные системы. В них Вщ выставляется на берегу в фиксированной точке, а на судне устанавливается дополнительно приемник излучений Вщ. Выхода приемников подаются на фазометр, измеряющий разность запаздывающих фаз,

$$\Delta\varphi = \omega \frac{r_1 - r_2 - d}{v} = 2\pi \frac{\Delta r}{\lambda} - 2\pi \frac{d}{\lambda}. \qquad \text{(VI.38)}$$

Здесь второй член является постоянной величиной, и его можно считать начальной фазой. Отсюда

$$\Delta r = \Delta\varphi v/\omega + d = \lambda\, \Delta\varphi/2\pi + d. \qquad \text{(VI.39)}$$

Бортовое устройство фазовой разностно-дальномерной системы, состоящее из приемников и фазоиндикатора, называется *фазовым зондом*.

Нетрудно заметить, что описанная система неработоспособна, так как на каждой станции приемник запирается мощным излучением своего передатчика, работающего на той же частоте, поэтому излучения станций необходимо разделять. Возможны

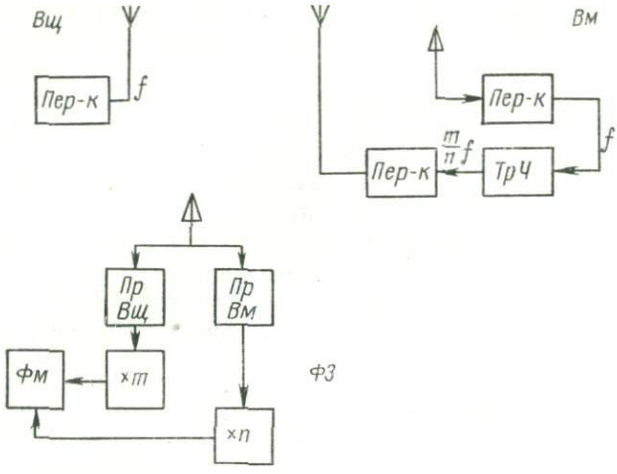


Рис. 54. Структура фазовой РНС с частотным разделением излучений (показано одно плечо системы)

частотное (ЧРИ) и временное (ВРИ) разделение излучений. *Исторически первыми появились системы* с ЧРИ (рис. 54). В них передатчик Вщ и Пер-к непрерывно излучают колебания, которые на Вм принимаются приемником Пр и преобразуются по частоте в m/n раз (m и n — целые числа) в трансформаторе частоты ТрЧ, принимая значение $\frac{m}{n}f$, после чего излучаются передатчиком Пер-к. Если в системе несколько Вм, то коэффициент преобразования m/n на разных Вм разный. На фазовом зонде излучения станций принимаются каждое своим приемником Пр. Для измерения $\Delta\varphi$ принятые излучения необходимо привести к одной частоте, для чего частота колебаний от Вщ умножается в m раз, а частота колебаний от Вм — в n раз (в умножителях xm и xn; в результате получаются и подаются на фазометр Фм два колебания с одной частотой mf, называемой частотой сравнения (на ней производится фазовое сравнение). Этот термин применяется и в других системах для обозначения частоты, к которой относится измеренный фазовый сдвиг (иногда называемой также масштабной частотой).

В системах с ВРИ передатчики системы излучают строго поочередно, для чего все станции снабжены коммутаторами к-р со схемами синхронизации СНХР (рис. 55), а на всех Вм и фазовых зондах введены высокостабильные опорные генераторы ОГ для запоминания текущих фаз сигналов Вщ. В первом такте работы излучает Вщ, передатчики Пер-к всех Вм заперты, коммутаторы станций и зонда соединяют выходы приемников Пр с ОГ, где в это время производится автоподстройка частоты и

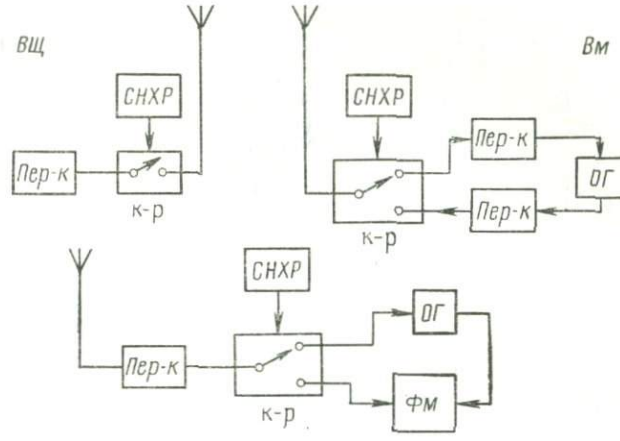


Рис. 55. Структура фазовой РНС с временным разделением излучений (изображено одно плечо системы)

фазы под принимаемые излучения Вщ («запоминание» текущей фазы принимаемого излучения Вщ).

Во втором такте работы системы Вщ запирается и не излучает, на Вм коммутатор включает передатчик, который излучает в течение такта посылку колебаний с «запомненной» частотой и начальной фазой сигнала от Вщ. На фазовом зонде коммутатор соединяет выход приемника с фазометром Фм (на другой вход которого подается сигнал от ОГ), производящим измерение $\Delta\varphi$. При наличии других Вм они аналогичным образом поочередно излучают «запомненные» колебания; на фазовом зонде коммутатор подключает выход приемника к соответствующим фазометрам. Затем весь цикл повторяется с начала и т. д.

Преимущества систем с ВРИ по сравнению с системами с ЧРИ — использование одной частоты, что снижает вероятность проникновения помех и уменьшает аппаратурные ошибки. Недостатки таких систем в сложности аппаратуры и высоких требованиях к качеству изготовления отдельных узлов, особенно опорных генераторов.

Гетеродинный (некогерентный) принцип удобно рассмотреть на примере радиодальномера Мандельштама—Папалекси (рис. 56). На судне и на берегу устанавливаются передатчики Пер-к, излучающие колебания с очень малоразличающимися частотами $f_1 = f$ (на судне) и $f_2 = f + \Delta f$ (на берегу). Установленный на судне приемник ПБ принимает эти излучения и выделяет их биения с частотой Δf. Если текущие фазы излучений передатчиков будут $\varphi_1 = \omega_1 t + \psi_1$ и $\varphi_2 = \omega_2 t + \psi_2 (\omega + \Delta\omega) t + \psi_2$, ($\psi_1$ и ψ_2 — начальные фазы), то текущая фаза первой гармоники биений $\Phi_б$ на судне, равная разности фаз принимаемых

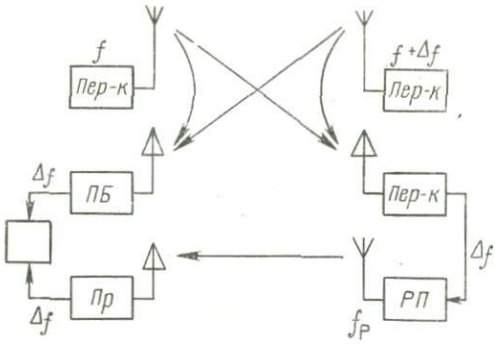


Рис. 56. Принцип гетеродинного радиодальномера Мандельштама—Папалекси

колебаний с учетом задержки τ при распространении радиоволн от берегового передатчика к судну, будет

$$\Phi_б = \varphi_2' - \varphi_1 = \omega_2 (t - \tau) + \psi_2 - (\omega_1 t + \psi_1) = \Delta\omega t + \psi_2 - \psi_1 - \omega_2 \frac{r}{v}. \quad \text{(VI.40)}$$

Для создания опорного сигнала на берегу выставляется такой же приемник, выделяющий биения с текущей фазой

$$\Phi_б' = \varphi_2 - \varphi_1 = \omega_2 t + \psi_2 - \omega_1 (t - \tau) - \psi_1 = \Delta\omega t + \psi_2 - \psi_1 + \omega_1 \frac{r}{v}. \quad \text{(VI.41)}$$

Этими биениями моделируется излучение вспомогательного передатчика РП, называемого ретрансляционным, работающего на произвольной частоте $f_р$. Для приема этих сигналов на судне устанавливается второй приемник Пр, на выходе которого выделяется моделирующий сигнал с текущей фазой

$$\Phi_{оп} = \Delta\omega (t - \tau) + \varphi_2 - \varphi_1 + \omega_1 \frac{r}{v}. \quad \text{(VI.42)}$$

Выходы приемников подаются на фазометр, измеряющий разность фаз

$$\Delta\varphi = \Phi_{оп} - \Phi_б = 2\omega_1 \frac{r}{v} = 2\pi \frac{r}{\lambda}. \quad \text{(VI.43)}$$

Как и в когерентных системах, описанный принцип в чистом виде неосуществим и используется практически в разностно-дальномерных системах (рис. 57). Здесь уже нет Вщ и Вм. Станции состоят из базисных передатчиков П1 и П2, работающих независимо от излучающих незатухающие колебания с частотами f и $f+\Delta f$. Эти излучения принимаются базисным приемником ПрБ фазового зонда, выделяющим биения, которые пропускаются через фильтр Ф, выделяющий первую гармонику биений, и поступают далее на фазометр Фм.

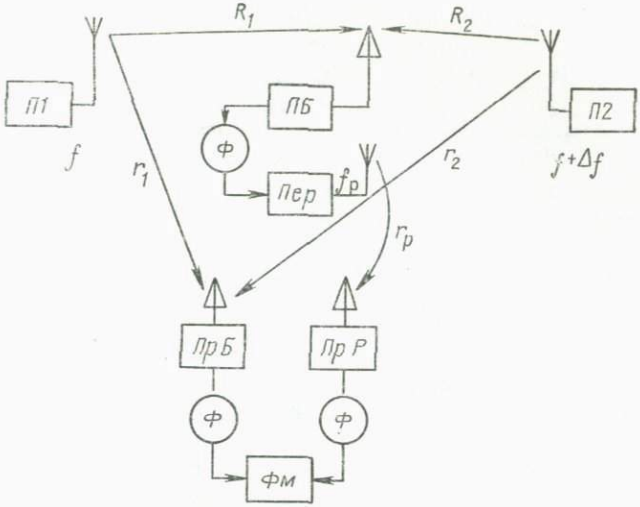


Рис. 57. Способы ретрансляции опорного сигнала в гетеродинных фазовых РГС (изображено одно плечо системы)

Отдельная ретрансляционная станция, удаленная от базисных передатчиков на расстояния соответственно R_1 и R_2 и состоящая из приемника биений ПБ, фильтра первой гармоники биений Ф и ретрансляционного передатчика Пер, излучает модулированные опорным сигналом колебания с несущей частотой $f_р$. Ее излучение принимается на судне ретрансляционным приемником ПрР фазового зонда, с выхода которого демодулированный опорный сигнал через фильтр первой гармоники подается на второй вход фазометра Фм.

Измеряемую разность фаз нетрудно найти:

$$\Delta\varphi = \omega \frac{r_1 - r_2}{v} + \Delta\omega \frac{r_р - r_2}{v} - \omega \frac{R_1 - R_2}{v} + \Delta\omega \frac{R_2}{v} \qquad \text{(VI.44)}$$

(r_1, r_2, $r_р$ — расстояния от судна до первой, второй и ретрансляционной станций системы). Здесь последние два члена — постоянные и их можно объединить в один φ_0. Первый член выражает чистую разность расстояний — гиперболу, а второй — поправочный и обусловлен появлением дополнительной станции — ретранслятора. При достаточно малых Δf и $|r_р - r_2|$ вторым членом можно пренебречь.

Помимо описанных гетеродинных систем с ретрансляцией опорной фазы, есть системы с когерентными биениями. В них на каждой из базисных станций устанавливается по два передатчика — на одной с несущими частотами f' и f'', на второй — с частотами $f' - \Delta f''$ и $f'' + \Delta f''$. Колебания одного из передатчиков второй станции подстраиваются так, чтобы $\Delta f' = \Delta f'' = \Delta f$, для

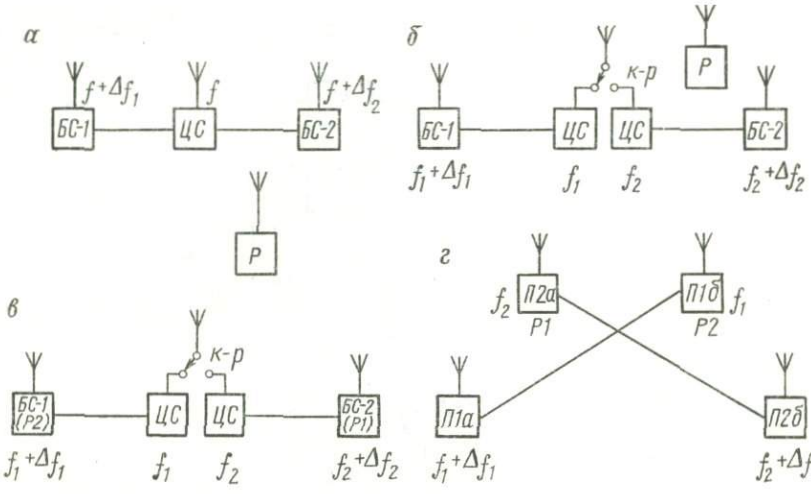


Рис. 58. Структура одного плеча гетеродинной фазовой РГС

чего вблизи второй станции устанавливаются приемники излучений этих передатчиков, биения с выходов которых подаются на схему фазовой автоподстройки частоты $\Delta f''$. На фазовом зонде приемники этих излучений выделяют биения, которые после прохождения через фильтры подаются на фазометр. Измеряемая разность фаз

$$\Delta\varphi = 2\pi (f' + f'') \frac{r_2 - r_1}{v} = 2\pi (f' + f'') \frac{\Delta r}{v}. \qquad \text{(VI.45)}$$

В гетеродинных системах с ретрансляцией опорной фазы для получения одной линии положения (ЛП) нужны, таким образом, три станции — две базисные и одна ретрансляционная. Для получения второй ЛП необходимо выставление второй тройки станций. С целью экономии применяются различные модификации расстановок, показанные на рис. 58. В первой (рис. 58, *а*) одна из базисных станций делается общей для обоих плеч и называется тогда центральной (ЦС), а две другие — боковыми (БС). Все станции излучают непрерывно колебания с частотами f (ЦС), $f+\Delta f_1$ (БС-1), $f+\Delta f_2$ (БС-2). Ретранслятор Р — общий. Разделение плеч — по частотам биений низкочастотными фильтрами на выходе приемников.

Во второй модификации (рис. 58, *б*) ЦС состоит из двух поочередно (3—8 раз в секунду) подключаемых к антенне передатчиков с разными несущими частотами f_1 и f_2, а БС излучают незатухающие колебания с частотами $f_1+\Delta f_1$ и $f_2+\Delta f_2$ соответственно. Ретранслятор также общий. Здесь разделение плеч производится уже как по несущим частотам, так и по частотам биений.

В третьей модификации (рис. 58, *в*), аналогичной предыдущей, ретранслятор исключен — ретрансляция опорных сигналов производится боковыми станциями, для чего они снабжены модуляторами и приемниками с фильтрами.

В четвертой модификации (рис. 58, *г*) базисные станции работают парами (общей ЦС нет) на частотах f_1 и $f_1+\Delta f_1$ (первая пара передатчиков П1а—П1б) и f_2 и $f_2+\Delta f_2$ (вторая пара передатчиков П2а—П2б), а ретрансляция опорного сигнала для каждой пары производится через одну из станций другой пары. Преимущества гетеродинных систем, особенно систем с ретрансляцией опорной фазы — максимальная простота оборудования в сочетании с высокой аппаратурной точностью.

Следует упомянуть еще о перспективных фазовых радиодальномерах с бортовым эталоном фазы: бортовой передатчик излучает ультрастабильные колебания с частотой f, которые принимаются на судне и сравниваются по фазе с колебаниями той же частоты f от местного (бортового) ультрастабильного генератора. Для получения необходимой точности стабильность генераторов (берегового и судового) должна быть не хуже 10^{-13}. Появление таких систем стало возможным в последние годы в связи с созданием квантовых (атомных) стандартов частоты.

Рассмотрим некоторые свойства фазового отсчета. Разность фаз, как и текущая фаза, является угловой величиной и измеряется в угловых величинах — градусах или радианах. Однако в практических приложениях и расчетах наиболее распространена единица, равная одному полному углу и называемая фазовым циклом (ф. ц.),

$$1 \text{ ф. ц.} = 360^\circ = 2\pi \text{ радиан}, \tag{VI.46}$$

а также ее производная — сотая доля фазового цикла (0,01 ф. ц.), которую мы будем называть сантициклом (сф. ц.):

$$1 \text{ сф. ц.} = 0.01 \text{ ф. ц} = 3^\circ,6 = 0{,}02\pi \text{ рад}. \tag{VI.47}$$

Если $r(\Delta r)$ превышает λ, то, как видно из (VI.36), (VI.38), (VI.43), (VI.44), подлежащая измерению разность фаз $\Delta\varphi$ содержит целое число N полных углов (фазовых циклов) и дробную часть $n < 1$:

$$\Delta\varphi_{\text{ф. ц.}} = N + n. \tag{VI.48}$$

Эту величину будем называть полным фазовым отсчетом. Однако однозначное измерение разности фаз возможно только в пределах одного периода, т. е. в результате измерения можно узнать только n. Целая часть отсчета N оказывается неизвестной. Таким образом, возникает неоднозначность (многозначность) фазового отсчета: измеренной разности фаз может соответствовать до $N = r/\lambda$ полных отсчетов, или до N изолиний, называемых в фазовых системах изофазами.

Участок поверхности между смежными изофазами, на которых показания фазометра равны нулю, называется фазовой дорожкой.

Приращение расстояния (в дальномерных системах), или разности расстояний (в разностно-дальномерных системах), соответствующее изменению $\Delta\varphi$ на 1 ф. ц., называется линейным эквивалентом фазового цикла (ЛЭФЦ). Из (VI.37) и (VI.39) видно, что ЛЭФЦ есть не что иное, как длина волны сравнения λ. Обратную ему величину $K = 1/\lambda$ иногда называют коэффициентом зонда. Ширина фазовой дорожки в системах с бортовым эталоном фазы равна λ, в остальных дальномерных системах и на линии базы в разностнодальномерных системах — $\lambda/2$. Число фазовых дорожек в дальномерных системах неограничено, в разностнодальномерных оно равно $2d/\lambda$.

Устранение многозначности отсчета, т. е. нахождение целой части N фазового отсчета, или, другими словами, опознавание фазовых дорожек, на которых находится судно, может быть произведено четырьмя способами: 1) перемещением объекта (метод исходной привязки); 2) перемещением станции; 3) плавной и 4) ступенчатой вариациями частоты.

На море получили распространение первый (самый простой и наиболее распространенный) и четвертый (главным образом — в РНС) способы. В первом способе выбирают точку исходной привязки, которую отмечают буем, вехой и т. д., производят ее независимую геодезическую привязку и вычисляют для нее полный фазовый отсчет $\Delta\varphi_0 = N_0 + n_0$. Бортовой фазометр снабжается счетчиком (реверсивным) полных оборотов указателя фазометра; перед началом работ судно подходит вплотную к точке исходной привязки, и на фазометре со счетчиком выставляется $\Delta\varphi_0$ полный отсчет, после чего судно движется по заданному маршруту. Фазометры при этом непрерывно измеряют (отслеживают) $\Delta\varphi$, а счетчики считают приращения целых циклов. Любой сбой или перерыв в работе системы или фазового зонда вызывает потерю счета целых циклов, т. е. потерю места. В таких случаях приходится снова заходить на точку исходной привязки.

Этого недостатка лишен способ ступенчатой вариации частоты, в котором станции системы, кроме колебаний с рабочей частотой f_0, называемой частотой точной ступени, излучают дополнительные колебания, частоты которых f_i образуют с f_0 (или между собой) разностные частоты, называемые частотами грубых ступеней $F_{i\text{гр}}$. Значения $F_{i\text{гр}}$ в m раз меньше f_0, что соответствует расширению дорожек в m раз. Величина m называется коэффициентом сопряжения дорожек (сеток). При достаточно большом m (достаточно малой $F_{i\text{гр}}$) ошибка определения места судна другими средствами будет меньше ширины грубой дорожки и фазовый отсчет

$\Delta\Phi_{гр}$ в грубой ступени даст однозначное, хотя и недостаточно точное место судна. Умножив $\Delta\Phi_{гр}$ на m и уточнив дробную часть полученного произведения по $\Delta\varphi$ точной ступени, получим требуемый полный фазовый отсчет без исходной привязки. Часто приходится делать несколько ступеней устранения многозначности, чтобы избежать потери дорожек, так что

$$m = m_1 m_2 m_3 \ldots m_n. \qquad \text{(VI.49)}$$

Главное преимущество фазовых РГС и РНС — их высокая точность. Измерение времени распространения может быть произведено с точностью до 0,01—0,03 периода (против 1—10 периодов в импульсных РНС и РГС). Современный уровень техники позволяет реализовать достаточно просто аппаратурную точность до 0,001 ф. ц. Общепризнано, однако, что точность измерения $\Delta\varphi$ лучше 0,01 ф. ц. не нужна, так как она не реализуется из-за влияния шумов и неучитываемых нестабильностей условий распространения радиоволн, поэтому величина 0,01 ф. ц. является предельной погрешностью измерения $\Delta\varphi$ в РНС и РГС, что соответствует линейной ошибке определения места 0,02—0,2λ.

Основные недостатки фазовых РНС и РГС — многозначность отсчета, для устранения которой приходится затрачивать значительные усилия, и влияние отраженных от ионосферы волн. Точные измерения в фазовых системах возможны лишь тогда, когда отношение η напряженностей полей пространственной $E_{пр}$ и поверхностной $E_{пов}$ волн будет меньше $1/(10—30) : \eta = E_{пр}/E_{пов} < (0{,}1 \div 0{,}03)$. При $\eta \geqslant 1$ преобладают пространственные волны, и фазовый отсчет становится чрезвычайно неустойчивым — им нельзя пользоваться.

Влияние пространственных волн существенно ограничивает дальность действия фазовых систем, так как оно начинает сказываться, когда поле поверхностной волны имеет еще достаточную для производства измерений напряженность. В связи с этим увеличение мощности передатчика не устраняет влияния ионосферных отражений, поскольку η остается неизменным ($E_{пов}$ и $E_{пр}$ возрастают одинаково).

Перейдем к рассмотрению конкретных фазовых РГС и РНС. К классу подвижных фазовых РГС относятся системы, работающие в диапазоне 1,6—3 МГц. Они обеспечивают точность определения места 2—40 м и имеют дальность действия над морем, определяемую влиянием пространственных волн до 300—500 км днем и до 150—200 км ночью.

Высокая точность привязки, ее непрерывность, простота получения и снятия отсчета в любой момент времени позволяют осуществлять, наряду с регистрацией в условных координатах точного места выполнения наблюдений вождение судна по заданным профилям, вывод судна в заданную точку и другие операции активного управления судном в процессе работ. Для этого

к фазоиндикатору может присоединяться путепрокладчик — прибор типа графопостроителя, на бумажную ленту которого в условной графической форме наносятся предвычисленные линии профилей, заданные точки и т. п. Бумага и указатель перемещаются в определенной функциональной зависимости от измеряемых фазометром разностей фаз.

В фазоиндикатор входит графический регистратор (на бумажную ленту) приращений разностей фаз, что обеспечивает требуемую документализацию радиогеодезических определений.

Благодаря своим характеристикам системы класса подвижных фазовых РГС очень широко применяются и остаются перспективными на ближайшие 15—20 лет для плановой привязки морских геодезических работ в прибрежных и шельфовых зонах.

В настоящее время применяется гетеродинная система с ретрансляцией опорной фазы «Поиск» (СССР), разработанная в 1957—1959 гг. во ВНИИГеофизике под руководством А. М. Лозинской [136] для обеспечения морских и аэрогеофизических съемок. Она является средством привязки морских геофизических съемок в СССР. Рабочие частоты — в диапазоне 1,6—3 МГц. Мощности передатчиков береговых станций — от 30 до 120 Вт, питание — от сети переменного тока 127/220 В через выпрямители и от бензоагрегатов.

Состав бортового оборудования: стойка приемников, регистратор Р-3 [136] для графической регистрации приращений $\Delta\varphi$ (в первых выпусках), фазоиндикатор МФИ-3 или МФИ-3М (в последних выпусках), радиогеодезический путепрокладчик РГП.

Питание бортового оборудования — от сети постоянного тока 27 В, потребляемая мощность 200—500 Вт. Аппаратурные ошибки измерения $\Delta\varphi$ — порядка 0,05—0,15 ф. ц. и обусловлены главным образом технологическими недоработками аппаратуры.

В связи с перспективностью ОРГ «Поиск» продолжается ее техническое совершенствование, направленное на повышение точности, надежности и простоты эксплуатации аппаратуры и на полную автоматизацию всех процессов управления аппаратурой, сбора, преобразования и обработки радиогеодезической информации.

Гетеродинная система с ретрансляцией опорной фазы «Лорак» (США) служит для привязки морских сейсмических профилей. Рабочие частоты — в диапазоне 1,7—1,9 МГц. Мощности передатчиков — от 50—100 Вт до 5 кВт (в стационарных вариантах), питание — от сети переменного тока 110/220 В и бензоагрегатов. Предусмотрена одна ступень устранения многозначности с коэффициентом сопряжения 100 и более; поскольку при этом не обеспечивается надежное опознавание точных дорожек, эта ступень фактически служит для более грубого определения места, а точная — для высокоточного измерения приращений координат.

В некоторых выпусках систем предусмотрено дистанционное включение станций.

Состав бортового оборудования: стойка приемников, фазоиндикатор с двумя фазометрами, состоящими из стрелочных фазоуказателей и 3—4-разрядных счетчиков целых циклов, самописец — графический регистратор приращений, путепрокладчик, курсоуказатель, дающий направление на точку, заданную гиперболическими координатами, и расстояние до нее.

«Торан» (Франция) — гетеродинная система (РГС) с ретрансляцией опорной фазы используется для обеспечения воздушных и морских геофизических съемок. Диапазон используемых частот 1,7—1,9 МГц. Мощности передатчиков от 30 до 200 Вт, питание — от сети переменного тока и бензоагрегатов.

В системе предусмотрены: контактные часы для программного включения и выключения станций, автоматическое включение бензоагрегатов для подзарядки аккумуляторов, одна ступень устранения многозначности с коэффициентом сопряжения более 100 (т. е. ступень грубого определения места).

Состав бортового оборудования: двух- или трехканальный фазоиндикатор с 4-разрядными счетчиками целых циклов, путепрокладчик. Гарантируемая аппаратурная точность измерения $\Delta\varphi$ — лучше 0,01 ф. ц. Разработан вариант этой системы с бортовым эталоном фазы.

Известная гетеродинная система РАНА (Франция) с когерентными биениями в настоящее время находит ограниченное применение.

Бóльшая часть модификаций гетеродинной системы с ретрансляцией опорной фазы «Рэйдист» (США) — радиолаги, различающиеся разным использованием гармоник излучений. Диапазон рабочих частот 1,7—1,9, 5—6 МГц и выше. Выполнена как очень компактная высокотранспортабельная система, мощности передатчиков, как правило, не более 10 Вт. Гарантируемая аппаратурная точность измерения НГП — не хуже 0,01 ф. ц.

Когерентная система с ВРИ, «Хай-Фикс» (Англия) разработана в 1957—1960 гг. фирмой «Декка» для привязки морских исследований различного рода в прибрежных зонах. Рабочий диапазон 1,7—1,9 МГц. Мощность передатчиков — 200 Вт, в малогабаритных высокотранспортабельных вариантах — порядка 10—40 Вт. Питание — от аккумуляторов, заряжаемых периодически от сети переменного тока через выпрямитель, или от бензоагрегатов. Предусмотрена одна ступень устранения многозначности с коэффициентом сопряжения порядка 100—200 (т. е. также для грубого определения места). При установке Вщ на судне система работает как радиолаг. Состав бортового оборудования: двухканальный фазоиндикатор с 3-разрядными счетчиками целых циклов, путепрокладчик, самописец — графический регистратор приращений $\Delta\varphi$, телетайп для автоматической цифропечати и пунширования отсчетов.

Фазовые РНС средней дальности действия делаются стационарными и выставляются в районах интенсивного судоходства или рыболовства. Они работают в диапазоне частот 70—130 кГц, что обеспечивает дальность действия над морем до 925—1300 км днем и до 275 км ночью и позволяет получать место судна с погрешностью от 30 до 300 м (в ночное время — до 1,8 км).

В настоящее время применяется когерентная система с ЧРИ «Декка-Навигатор» (Англия), разработанная фирмой «Декка» для обеспечения мореплавания в районах с интенсивным судоходством. Одна цепочка этой РНС состоит из 3 станций Вм, расположенных примерно симметрично вокруг Вщ на расстоянии от нее 110—225 км (возможны расстановки без третьей Вм).

Для пользования системой «Декка-Навигатор» издаются морские карты с нанесенными на них сетками изолиний, причем изолиниям каждой пары Вм—Вщ присвоен определенный цвет — красный, зеленый или фиолетовый.

Частоты излучений Вм относятся к частоте излучения Вщ: 9/6 для зеленой пары, 8/6 — для красной и 5/6 — для фиолетовой. Эти частоты принято выражать через базисную частоту F, величиной около 14 кГц, так что частоты излучений станций следующие: Вщ ($6F$) — от 84 до 86 кГц, зеленой Вм ($9F$) — от 126 до 129 кГц, красной Вм ($8F$) — от 112 до 115 кГц, фиолетовой Вм ($5F$) — от 70 до 72 кГц. Соответственно частоты сравнения имеют величины 252—258 кГц ($18F$), 336—345 кГц ($24F$) и 420—432 кГц ($30F$). Цепочки РНС «Декка» различаются базисными частотами, которые разбиты на 11 групп — от нулевой до 10-й. Каждая группа содержит 6 частот, которые обозначаются буквами A, B, C, D, E, F. Номер группы и буквенный символ частоты образуют обозначение цепочки, например, 2B, 8A, 4E и т. д.

В РНС «Декка-Навигатор» предусмотрено устранение многозначности методом ступенчатой вариации частоты в пределах грубой дорожки, соответствующей базисной частоте F и называемой зоной (ее ширина на базе составляет примерно 21 км). Индикатор РНС содержит 4 декометра (фазометра) — красный, зеленый и фиолетовый для соответствующих сеток и четвертый — для устранения многозначности по всем каналам поочередно.

Во избежание ошибок при нанесении отсчетов на карту фазовые дорожки нумеруются в пределах зоны следующим образом: красные — от 1 до 24, зеленые — от 31 до 48, фиолетовые — от 51 до 80. В комплект бортового оборудования входят также путепрокладчик, для которого издаются специальные карты.

Фирма «Декка» в настоящее время для моря выпускает *приемоиндикаторы марки М-21, выполненные целиком на транзисторах* и интегральных микросхемах. Цепочками РНС «Декка» охвачены Балтийское и Северное моря, побережье Норвегии. Они выставлены в бассейне Средиземного моря, по побережью Японии, Канады, США, Австралии, Индии.

В СССР разработана когерентная система с ВРИ—РНС РСВТ-1. Рабочая частота — вблизи номинала (100 кГц). Имеется одна ступень устранения многозначности с коэффициентом сопряжения порядка 8. Цепочки РСВТ-1 различаются несущими частотами. Одной из особенностей системы является построение сеток изолиний не на несущей, а на так называемой приведенной частоте — частоте грубой ступени, которая не изменяется при смене рабочих частот, так как при этом одновременно соответственно изменяется коэффициент сопряжения K:

$$f_0/K = f_{доп} - f_0 = F_{пр} = \text{const}. \qquad \text{(VI.50)}$$

Цепочка РСВТ-1 состоит из 3 станций — одной Вщ и двух Вм. Для этой системы выпускаются приемоиндикаторы ПИРС.

В комплект бортовой аппаратуры может входить самописец СПУ-2. Путепрокладчик не предусмотрен. Карты для РНС РСВТ-1 — морские карты с нанесенными на них гиперболическими изолиниями, пронумерованными в тысячных долях дорожек, соответствующих приведенной частоте; началом (нулем) счета дорожек является продолжение базисной линии со стороны Вм.

Системы РНС глобального действия, выполняемые только как стационарные, работают в СДВ-диапазоне 10—20 кГц и имеют дальность действия до 8—10 тыс. км. Точность определения места с их помощью почти целиком зависит от точности прогнозирования условий распространения СДВ и составляет от 1—2 до 5,5—9,3 км. К этим системам относится РНС «Омега», разработанная в США и принятая в качестве Международной системы радионавигации, открытой для пользования всеми странами. Это система с ВРИ. Основная рабочая частота — 10,2 кГц, дополнительные частоты для устранения многозначности — 13,6 и 11,333 кГц ($\kappa=3$).

В завершенном виде система состоит из 8 станций, обозначаемых латинскими буквами от A до H, расположенных по земному шару следующим образом: A — в пос. Алдра (Норвегия), B — в Либерии, C — на о. Хаику (Гавайи), D — в штате Северная Дакота (США), E — на о. Реюньон, F — в Аргентине, G — в Австралии, H — на о. Цусима (Япония).

Станции системы излучают поочередно посылки с длительностью 0,9 с (A), 1 с (B), 1,1 с (C), 1,2 с (D), 1,1 с (E), 0,9 с (F), 1,2 с (G), 1,0 с (H) с защитными промежутками между ними 0,2 с. Один цикл излучений занимает точно 10 с, и начало их привязано к нулю часов всемирного атомного времени.

Мощности излучения станций — 10 кВт. Частоты их излучений стабилизируются атомными стандартами, что допускает работу в режиме радиолага с бортовым эталоном частоты.

Импульсно-фазовые РНС (ИФРНС). Стремление объединить преимущества импульсных (устранение влияния отраженных и пространственных волн) и фазовых (высокая точность) систем

привело к созданию этих систем. В них излучение радиоволн производится короткими импульсами, что позволяет выделить прямую (поверхностную) волну, пришедшую по кратчайшему пути, и отсечь пространственную, а для измерения НГП используется фаза несущих колебаний (т. е. высокочастотного заполнения импульса). Этим достигается высокая точность определения места, присущая фазовым системам, не зависящая от времени суток и на гораздо больших, по сравнению с фазовыми системами, расстояниях. Однако этот ценный положительный эффект реализуется за счет значительного усложнения аппаратуры. Существующие ИФРНС можно условно отнести к когерентным системам с ВРИ, так как все станции работают на одной частоте, но раздельно во времени.

В настоящее время применяется несколько видов таких систем.

Подвижная импульсно-фазовая РГС (СССР) выпуска 1970 г. *имеет рабочий диапазон* 1,6—2,2 МГц, *три ступени устранения* многозначности методом ступенчатой вариации частоты и дополнительно — по огибающей импульсов. Техническими условиями задана дальность действия системы до 200 км в любое время суток, допустимая длина базы — не более 70—90 км. Точность определения места — от 5 до 40 м. Ввиду большой сложности аппаратуры и ограниченной дальности действия эта РГС пока не нашла применения для привязки морских геолого-геофизических съемок.

Стационарная РНС «Лоран-С» (США) имеет рабочую частоту — 100 кГц, ширину спектра частот (полоса частот) 90—110 кГц, мощность передатчиков в импульсе — от 250—400 кВт до 4 МВт. Дальность действия системы над морем по поверхностной волне — свыше 2000 км, длины баз — до 1000—1500 км. Достижимая аппаратурная точность измерения НГП порядка 0,1 мкс обеспечивает определение места с погрешностью от 50 до 500 м. Одна цепочка может состоять из 3, 4 или 5 станций, обозначаемых M (Вщ), X (1-я Вм), Y (2-я Вм), Z (3-я Вм), W (4-я Вм). Станции излучают пакеты из 8 импульсов с интервалами между импульсами и длительностью каждого импульса 1 мкс; Вщ излучает, кроме того, 9-й импульс, отстоящий от остальных на 2 мкс, для ее визуального опознавания (на экране ЭЛТ).

Как и в РНС «Лоран-А», цепочки в этой системе различаются рекуррентными частотами следования пакетов, номиналы которых образуют условное обозначение цепочки. Внутри каждого пакета импульсы закодированы по фазе: фаза высокочастотного заполнения в некоторых импульсах пакета отличается на 180° от фазы заполнения остальных импульсов; кроме того, фаза четных импульсов изменяется на 180° через каждый рекуррентный период следования пакетов. Все это сделано для обеспечения автоматического опознавания станций и уменьшения

влияния ионосферных отражений. Цепочками РНС «Лоран-С» в настоящее время охвачены северная часть Атлантического океана, Средиземное море, северная часть Тихого океана.

Система «Лоран-С» принята в США основной РНС для обеспечения плавания в ближайших морях. Стационарная ИФРНС РНС РСДН-3 (СССР) сходна по параметрам с РНС «Лоран-С».

В заключение отметим, что импульсно-фазовые РНС типа РСДН-3 и «Лоран-С» имеют несомненные преимущества перед чисто фазовыми РНС типа «Декка» и РСВТ-1, так как при сравнимой точности определения места первые охватывают во много раз бóльшие районы. Благодаря этому оказывается возможным обеспечить точной навигацией районы и пути менее интенсивного судоходства, в которых выставление систем типа «Декка» и РСВТ-1 экономически невыгодно.

Автономные устройства и методы

Для них опорные (фиксированные) пункты не нужны. Необходимо только знать точные координаты начальной (исходной) точки маршрута и форму поверхности, по которой перемещается судно. Непрерывно измеряя элементы движения судна (скорость и направление), непрерывным интегрированием по времени можно построить весь путь судна и найти его положение в любой момент времени, поэтому эти методы и устройства можно также назвать интеграционными.

Счисление. Для его осуществления на судне нужны компас (указатель направления) и лаг (указатель скорости), который может быть ручным или автоматическим. Ведение непрерывной прокладки при нахождении судна в море в судовождении обязательно во всех случаях. При автоматическом счислении автопрокладчик (называемый также одографом) соединен с датчиками компаса и лага и непрерывно ведет прокладку.

Ошибки счисления определяются в первую очередь ошибками датчиков — компаса и лага (как и в других автономных системах). Лаг измеряет скорость и пройденный путь только относительно воды; учет течения и дрейфа производится введением в курс и скорость поправок, как правило, эмпирических, подчас не соответствующих фактической ситуации. Ошибка определения места по счислению составляет от 9,3 до 55 км за сутки.

Инерциальные навигационные системы (ИНС). Принцип их действия очень прост: на судне устанавливаются очень точные и чувствительные измерители ускорений — акселерометры. Первый интеграл по времени от этих ускорений даст приобретенные судном составляющие скорости по широте и долготе, а второй интеграл — соответственно составляющие пути, так что непрерывными измерениями ускорений и интегрированием можно

получить место судна на данный момент времени относительно исходной точки маршрута.

Однако, несмотря на простоту принципа, практическое осуществление его оказывается очень сложным и трудным: акселерометры необходимо устанавливать на гироплатформе, чтобы измерять именно горизонтальные составляющие ускорений. Сами акселерометры должны сочетать высокую точность и чувствительность с широким линейным диапазоном измерения. По этим причинам ИНС — очень сложные и дорогие приборы. Они дают ошибку определения места до 18,5—55,5 км за сутки.

Допплеровские гидроакустические лаги (допплеровские лаги, абсолютные лаги, допплеровские сонары). Они являются измерителями скорости судна относительно грунта (дна). В них используется возникающий при движении судна допплеровский сдвиг частоты отраженных от морского дна акустических сигналов. Для этого под днищем судна укрепляется система вибраторов, излучающих узконаправленные пучки акустических волн как вдоль, так и поперек направления движения судна. Пучки ориентированы наклонно вниз под углом α, равным 45°, так что акустические колебания отражаются от неровностей морского дна и возвращаются к судну, где принимаются другой системой вибраторов. При движении судна вперед со скоростью v допплеровский сдвиг принимаемых волн

$$\Delta\nu = \frac{v \cos \alpha}{c} \nu, \qquad \text{(VI.51)}$$

где c — скорость звука в воде. Аналогично, если судно имеет снос со скоростью $v_т$ поперек движения, он будет выявлен поперечным лучом как допплеровский сдвиг частоты

$$\Delta\nu_т = \frac{v_т \cos \alpha}{c} \nu. \qquad \text{(VI.52)}$$

Таким образом, измерение $\Delta\nu$ и $\Delta\nu_т$ дает продольную и поперечную составляющие скорости судна относительно дна. Первый интеграл по времени от этих скоростей даст истинный путь судна. Непрерывно измеряя и интегрируя эти скорости, можно найти место судна относительно исходной точки. Точность измерения скорости судна допплеровскими лагами составляет до 0,1% скорости, или до 0,01 узла; точность определения места — порядка 0,1—1,0% пройденного расстояния.

Различные типы акустических лагов различаются количеством и расположением вибраторов, что дает те или иные преимущества при обработке допплеровских измерений, а также рабочей частотой f, которая может иметь значение от 3 до 500 кГц. На более низких частотах достигается увеличение глубины моря,

при которой получается отражение от дна. В этом случае, однако, очень быстро возрастают габариты и масса излучателя (до нескольких тонн).

Спутниковые навигационные системы (СНС)

Эти системы, несомненно, наиболее перспективное средство геодезической привязки, так как именно с их помощью достигается возможность определения с высокой точностью места судна в любой точке земного шара. Они могут быть построены на спутниках как низколетящих, так и высоколетящих. Преимуществом СНС на низколетящих спутниках является меньшая мощность спутниковых радиопередающих устройств и более простая аппаратура. Однако они позволяют определять место судна только с достаточно большой дискретностью. Непрерывность определения места может быть обеспечена СНС на высоколетящих спутниках, но при этом существенно возрастают требования к аппаратуре.

В настоящее время находятся в эксплуатации описанные ниже спутниковые навигационные системы.

Система «Транзит» (США) [196] состоит из пяти спутников на полярных круговых орбитах высотой около 1000 км. Каждый спутник излучает непрерывно незатухающие колебания с частотами 150 и 400 МГц очень высокой стабильности, посылками длительностью 2 мин. Необходимая информация о параметрах орбиты спутника (эфимериды) передается в течение первой минуты фазовой манипуляцией несущей частоты 150 МГц. Эта информация принимается корабельным приемником и расшифровывается, так что точное положение спутника на начало и конец каждого 2-минутного периода излучений становится известным на судне. Для извлечения навигационной информации используется допплеровский сдвиг частот излучений, отчего системы этого типа на низколетящих спутниках называются допплеровскими.

Для получения навигационно-геодезической информации используются дифференциальный и интегральный методы обработки допплеровского сдвига.

В дифференциальном методе допплеровский сдвиг измеряется последовательно для разных моментов положения спутника на орбите, что дает компоненту скорости спутника по направлению спутник—судно. Найдя из эфемерид скорость спутника вдоль орбиты, по этой компоненте скорости можно найти угол между направлением орбиты спутника и направлением на судно из данной точки орбиты, т. е. найти изоповерхность (конус), пересечение которой с поверхностью Земли даст первую изолинию. Измерение допплеровского сдвига в следующей точке положения спутника дает вторую линию положения и т. д. Таким образом, здесь за один пролет спутника можно найти место судна и даже

избыточные измерения для оценки точности. Недостаток дифференциального метода — малая точность, так как измерение допплеровского сдвига в данной точке по необходимости будет очень кратковременным и точность этого измерения будет низка.

В интегральном методе производится интегрирование допплеровского сдвига за 2-минутный интервал времени, что дает фазовый набег несущего колебания за время прохождения спутником соответствующего участка орбиты (нетрудно видеть, что это есть метод устранения многозначности перемещения станции). Этот фазовый набег позволяет найти разность расстояний до точек, в которых находился спутник в начале и конце каждого 2-минутного интервала излучений. По ней рассчитывается изоповерхность в виде гиперболоида вращения, пересечение которой с земной поверхностью дает соответствующую изолинию. Измеряя фазовые набеги для последующих положений, можно получить несколько ЛП, определяющих место судна и оценку точности.

В СНС «Транзит» применяется исключительно интегральный метод, так как он дает наилучшую точность и определение места судна за один пролет спутника. Параметры орбиты спутника постоянно контролируются станциями слежения, с которых один раз в сутки в блоки памяти на спутниках вводятся новые уточненные эфемериды для передачи на корабельные приемники. В СНС «Транзит» гарантируется точность получения места не хуже 185, однако фактическими наблюдениями доказано, что она лучше 100 м в любой точке земного шара.

Приемоиндикатор СНС «Транзит» состоит из собственно приемника, измеряющего фазовые набеги и декодирующего информацию об эфемеридах орбиты наблюдаемого спутника, и вычислительного устройства, в качестве которого обычно применяются серийные малогабаритные универсальные ЭВМ. Время получения места равно примерно времени пролета спутника в радиовидимости судна, т. е. 15—20 мин. Промежутки времени между определениями (дискретность определений) при 5 спутниках на орбитах — от 40—60 мин на экваторе до 14—20 мин в полярных областях.

Большое влияние на точность измерений и определений оказывает рефракция радиолуча в атмосфере и ионосфере. Для ее учета и компенсации необходимы измерения на двух достаточно разнесенных частотах; именно с этой целью и введено излучение на второй частоте — 400 МГц. Существуют более простые одночастотные приемники, в которых измерения проводятся только на частоте 150 МГц; они дают место с ошибкой порядка 200—500 м. Поскольку все измерения проводятся в движении, в ЭВМ вводятся (обычно вручную) курс и скорость судна; кроме того, для получения точного и правильного результата необходимо ввести счислимые широту и долготу судна (можно

с ошибкой до 370 км), дату (условную) и высоту антенны над поверхностью сфероида, равную сумме высот геоида над сфероидом (снимается со специальной карты) и антенны над поверхностью моря.

В связи с тем, что СНС «Транзит» дает место с очень большой дискретностью, для получения точного места между спутниковыми определениями необходимо ввести какой-нибудь автоматический интерполятор. В качестве такого интерполятора (а также — экстраполятора) применяются автономные устройства местоопределения — автоматические счислители, инерциальные навигационные системы или допплеровские лаги, связанные с ЭВМ СНС. Комплекс из СНС и интерполятора — экстраполятора называется интегральной навигационной системой.

ГЛАВА VII

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА МОРСКОЙ ГЕОФИЗИКИ

Морские геофизические исследования можно рассматривать как сложный информационный процесс, включающий сбор, обработку, передачу, хранение информации и принятие решений (выдачу результатов) как в области изучения геологического строения разведываемого объекта — шельфа или других зон Мирового океана, так и в области оптимизации самого процесса исследований. Следовательно, для их автоматизации могут быть использованы принципы создания математического обеспечения, методы и технические средства, разработанные для автоматизации информационных процессов.

При рассмотрении производства морских геофизических работ (МГР) с этих позиций удалось составить информационно-логическую модель, провести ее формализацию, математическое моделирование на ЭВМ и выбрать оптимальные требования к построению автоматизированной системы сбора, обработки, передачи, хранения информации и оперативного управления морскими геофизическими исследованиями.

Оптимальная автоматизированная система для морских геофизических работ представляется иерархической, состоящей из четырех уровней (снизу вверх):

1) автономные морские геофизические станции — автоматические системы измерения, сбора, передачи, хранения информации;

2) судовые автоматизированные системы измерения, сбора, хранения, централизованного контроля и оперативной обработки данных;

3) береговые региональные информационно-вычислительные центры (РИВЦ);

4) головной информационно-управляющий вычислительный центр.

На современном исследовательском геофизическом судне число датчиков информации достигает 60—120, обеспечивая плотность суммарного информационного потока порядка 10^6 *бит/с. С целью сбора и оперативной обработки такого мощ*ного информационного потока в 1968—1973 гг. в СССР и за рубежом были разработаны судовые системы, использующие современные геофизические и радионавигационные измерительные приборы (датчики), средства вычислительной техники, матема-

тические методы обработки информации. К таким системам относятся «Геопроцессор-12—45» (Франция), «Команд», «Коба», «Футура» (США), «Град» и вычислительный комплекс на базе ЭВМ «Минск-32» (СССР). В составе технических средств указанных систем используются как средние, так и малые ЭВМ, получившие в последнее время наибольшее распространение. Так, в системах «Команд» используются мини-ЭВМ «Рейтион-704», в системах «Коба» — ЭВМ «Нова-800», в системе «Футура» — мини-ЭВМ РДР 11/15.

Указанные ЭВМ обладают высоким быстродействием (цикл обращения к МОЗУ от 0,8 до 2 мкс), значительным объемом оперативной памяти (до 32 К-слов), ОЗУ на дисках с объемом памяти до 2 млн. слов, спецпроцессорами, ДМА, системой прерывания. Для этих систем создана специальная геофизическая периферия, включая устройства ввода—вывода данных, связи геофизика-оператора с ЭВМ, а также специализированная система геофизического математического обеспечения. В разработанной в 1970—1973 гг. в СССР судовой системе используются накопитель данных «Град» и обрабатывающий комплекс на базе ЭВМ «Минск-32» [65, 137].

ПРИНЦИПЫ АВТОМАТИЗАЦИИ И МЕТОДОЛОГИЯ ПОСТРОЕНИЯ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ

Морские геофизические работы — производственный процесс, сочетающий взаимосвязанную совокупность технических средств и людей, деятельность которых направлена на достижение единой цели — изучение геологического строения и поиска месторождений полезных ископаемых под дном морей и океанов. Этот процесс характеризуется сложностью (большое количество элементов и различные взаимосвязи между ними), многообразием (разные направления геофизической деятельности), наличием достаточно автономных подпроцессов, иерархической соподчиненностью, развитой информационной сетью, наличием саморегулирования на основе автономного управления. Таким образом, производственному процессу МГР присущи все признаки большой системы и к нему могут быть применены методы анализа и синтеза больших систем, т. е. методы системотехники [11, 16].

В самом общем виде МГР и управление ими как информационный процесс могут быть представлены в виде схемы, отображающей его основные этапы.

Первый этап — сбор и подготовка информации о состоянии объекта, которым управляют (который исследуют). Наши сведения об объекте могут быть представлены количественными значениями ряда переменных, т. е. показателей, характеризующих систему (или объект). Такими объектами являются в самом общем виде дно океана и собственно морские гелого-геофизические работы, проводимые с целью изучения глубинного

строения и разведки месторождений полезных ископаемых под дном морей и океанов.

Разработка форм представления количественных значений. выбор определенных переменных, характеризующих систему в целом и отдельных ее составляющих — самостоятельные исследования. Рациональный выбор переменных, характеризующих систему, и представление количественных данных в форме, наиболее приемлемой для обработки, оптимизируют кодирование информации и ее передачу, позволяют применять на следующем этапе математические методы и ЭВМ.

Второй этап — переработка информации для получения необходимых решений. При этом надо знать поставленную цель (критерий оценки или критерий эффективности). Такими целями управления производством могут быть локальные показатели: достижение максимальной геологической эффективности, наибольших загрузки и использования оборудования (например, показатель загрузки экспедиционных судов), наименьшей длительности цикла изготовления продукции (длительность морского периода или производительность), максимального использования ресурсов (комплексирование геолого-геофизических методов с борта одного судна), а также сокращение производственных потерь (материальных, простоев судов, оборудования), выявление площадей, перспективных на нефть и газ, золото и другие полезные ископаемые.

Выбор критериев оценки — исключительно ответственный этап анализа систем и заключается в указании величины (системы величин), по численному значению которой можно судить об успешности решения задачи. Выбор критериев цели всегда труден. Трудности усугубляются тем обстоятельством, что цели действий на одном уровне могут быть только средством для реализации другого более высокого уровня. Например, проведение морских работ является средством для получения первичной информации о строении объекта исследования, которая перерабатывается на более высоком уровне в информационном управляющем вычислительном центре (ВЦ), что позволяет получить исходные данные для суждения о геологическом строении объекта. Для удовлетворительного действия методов анализа систем важно, чтобы критерии, принимаемые на каждом уровне руководства, были увязаны в единую логическую систему.

Сравнение альтернатив и принятие решения — последняя операция анализа, на которой сравниваются средства решения поставленной задачи по выбранному критерию. Кроме количественной оценки различных факторов и альтернатив, могут быть проведены и логические суждения, указывающие удовлетворительные рекомендации для принятия решения. В настоящее время в анализе еще значительное место занимает интуиция и субъективные суждения исследователей.

Третий этап управления как информационного процесса — выдача и доведение до исполнительной части системы управляющих предписаний (командной информации) на основе полученных решений. Реализация команд производится людьми (трудовые действия). Важно подчеркнуть, что эти действия не относятся к управлению. Исполнение — трудовой процесс или автоматические действия, выполняемые машинами. Итак, рассмотрение процесса управления как информационного процесса на уровне системы определенного ранга позволяет четко отделить управление от исполнения.

Морские геофизические работы — процесс информационный, включающий сбор, переработку информации о геологическом строении изучаемого объекта (акватории) с целью обеспечения принятия решения о вероятности обнаружения в заданной акватории (в заданном объекте) месторождений полезных ископаемых, выдачу и доведение до исполнителей управляющих предписаний (командной информации, рекомендаций) на основе полученных решений. Вместе с тем управление морскими геофизическими работами, как управление любой большой системой, также включает сбор, переработку информации о состоянии объекта управления (о процессе выполнения МГР), принятие и выдачу командной информации с целью приведения объекта управления в желаемое состояние в соответствии с критерием цели (эффективности).

Как в первом, так и во втором случае мы имеем дело с информационными процессами, т. е. само производство работ и управление ими являются процессами информационными. Следовательно, в основе автоматизации как собственно МГР, так и управления ими должны быть заложены единые принципиальные положения, разработанные в автоматизации информационных процессов. Этот важный вывод позволяет использовать современные принципы и достижения кибернетики в области автоматизации управления, автоматизации производства и управления, рассматривая производство морских геофизических работ как большую систему.

ПРОИЗВОДСТВО МОРСКИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ КАК КИБЕРНЕТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Понятие производства как системы может рассматриваться в экономическом, физическом и кибернетическом (информационном) аспектах. В то время как физический (производственно-технический) аспект — реальное представление системы, т. е. материальное (вещественное) ее представление, экономический и кибернетический аспекты являются абстракцией. Сочетание физического, экономического и кибернетического аспектов дает представление о реальной системе производства. Важно привести все три стороны производства во взаимное соответствие.

Учитывая задачи автоматизации процесса МГР, остановимся на физическом и кибернетическом аспектах.

Производство морских геофизических работ, рассматриваемое как физическая система, служит объектом изучения в основном технических, физико-математических и геологических дисциплин.

Кратко остановимся на некоторых особенностях производства МГР, влияющих на управление.

1. Прежде всего производство морских геофизических работ не является материальным в полном смысле этого слова, так как в результате получаем не конкретное изделие, а информацию (отчет, статья), содержащую данные об изучаемом объекте (о геологическом строении земной коры, осадочной толщи под дном морей и океанов).

Материальным носителем такой информации могут быть:

а) магнитные ленты (магнитные карты) с записью характеристик геофизических полей;

б) перфоленты, перфокарты с данными о геофизических полях, результатах геологического изучения образцов или геологического картирования и экономическими данными;

в) буквенные и цифровые массивы, тексты, содержащие геофизическую, геологическую, экономическую информацию (отчеты, статьи и т. п.);

г) графики (чертежи, схемы, карты, рисунки, фотографии и т. п.), относящиеся ко всем видам информации о геофизических полях, геологическом строении и вещественном составе изучаемого объекта, о координатах работ, технико-экономических показателях и т. п.

2. Аппаратура и оборудование, используемые при производстве МГР (включая обработку полученных данных), выступают двояко: как объект производства и как основное средство технологии.

3. Содержание системы составляют многообразные процессы производства МГР: сейсморазведка, гравиразведка, магниторазведка, электроразведка, радиометрия, батиметрия, радиогеодезия, навигация, гидрография. Расчленение МГР на отдельные частичные процессы, которые, в свою очередь, делятся на операции и переходы, зависит от характера этих работ (цели, масштаба съемки, детальности изучения), от применяемых методики и техники исследований.

4. «Продукцию» МГР (отчеты различных видов работ) отличает многообразие и сложность деталей изучаемого объекта, получаемых на выходе (физические свойства и их распределение в пространстве, стратиграфические, петрографические и минералогические характеристики, геоморфология, тектоника и т. д.). Многообразие деталей изучаемого объекта и дискретность конечных данных производства накладывают отпечаток на структуру и функционирование как управляемой, так и управляющей подсистем.

5. Многоэлементность характеристик изучаемого объекта на выходе системы определяет и наличие многих процессов, каждый из которых представляет собой полный цикл изучения какого-либо элемента строения (характеристики) объекта изучения (например, сейсморазведка изучает распределение в пространстве акустических границ объекта, т. е. контактов пород с разными упругими свойствами, такими как скорость распространения деформаций, плотность, пористость и т. п.). Наличие многих процессов, составляющих производство МГР, обусловливает разнообразие материальных потоков (носителей информации), скрещивающихся или параллельных.

6. Дифференциация процессов, составляющих производство МГР, и дискретность получаемых данных требуют последующего комплексного анализа (осмысливания, сборки) множества разнородных данных, а также организационного синтеза большого комплекса самостоятельных процессов, нуждающихся в сложных координировании и управлении.

7. Следует различать материально-техническую и организационную структуры производства, понимая под первой определенные материальные элементы производственной системы (транспорт, аппаратуру, оборудование, методику, технику работ) и сопоставление между ними, под второй — обусловленное первой структурой разделение труда между людьми, их группирование в производстве, определяющую последовательность и очередность работ, сочетания производственных процессов во времени.

Таким образом, материально-техническая структура в основном определяет организационную структуру, т. е. характер кооперации людей в производстве, их конкретные трудовые связи, разделение и сочетание процессов труда. С помощью системы машин (аппаратуры, оборудования) и обслуживающих их людей осуществляется производственный процесс МГР. Протекание этого процесса во времени отражает заданный режим работы, т. е. нагрузку машин и людей и управляющие воздействия, идущие от управляющей системы. Организационная структура наиболее изменчива, подвижна и является объектом управления в производстве МГР.

Кибернетическая система рассматривает исключительно информационные связи между ее элементами, причем единство системы обеспечивается на основе информации и управления.

1. Первой отличительной чертой МГР как кибернетической системы является наличие информационной сети, каналы которой содержат упорядоченную последовательность сигналов, образующих поток информации. Результаты предварительных расчетов объема потоков информации каждого из процессов, составляющих производство МГР, приведены в табл. 14.

2. В информационной сети имеется головной координирующий центр и несколько центров, связанных между собой определенным порядком соподчиненности или иерархии. Вследствие

Таблица 14

Характеристики информационных потоков морских геофизических работ

Вид работ (процесс производства)	Число источников информации *	Пиковое значение, бит/с	Среднее значение		
			за сутки, бит/с	бит/сут	бит/год
Сейсморазведка	10	$4{,}1\times10^6$	$4{,}1\times10^5$	$3{,}0\times10^{10}$	$7{,}2\times10^{12}$
Магниторазведка	10	$3{,}4\times10^2$	$3{,}4\times10^2$	$2{,}4\times10^8$	$5{,}8\times10^{10}$
Электроразведка	5	$5{,}0\times10^3$	$1{,}5\times10^3$	$2{,}0\times10^7$	$2{,}44\times10^9$
Гравиразведка	10	$1{,}3\times10^3$	$1{,}3\times10^2$	$9{,}0\times10^6$	$2{,}4\times10^9$
Радиометрия	10	$1{,}3\times10^3$	$1{,}3\times10^2$	$9{,}0\times10^6$	$2{,}4\times10^9$
Радиогеодезия и гидрография	20	56	9,4	$8{,}4\times10^6$	$2{,}2\times10^{10}$
Решение бухгалтерских и плановых задач	300 (партии темы)	—	—	$2{,}43\times10^6$	$7{,}3\times10^8$
Обслуживание отраслевой информационно-поисковой системы (ИПС)	10^5 запросов 10^5 документов	—	—	$1{,}4\times10^6$	$5{,}1\times10^8$
Решение задач по управлению отраслью и планированию	10^4 задач	—	—	10^6	10^9

* Число геофизических датчиков (сейсмостанций, гравиметров, магнитометров, электроразведочных станций и зондов), работающих круглосуточно.

их деятельности в системе возникает замкнутое автономное управление — вторая важнейшая черта кибернетической системы.

3. Информация, притекающая в систему МОРГЕО и содержащаяся в МГР, необходима для целей управления, которое поддерживает параметры МГР в заданных границах. Такое свойство называется саморегулированием — это третий признак кибернетической системы.

4. Для получения и обмена информацией с внешней средой и внутри себя система МГР имеет информационные входы и выходы. Это четвертый признак кибернетической системы.

5. Наконец, производство МГР отличается очень большой сложностью — пятый признак кибернетической системы.

В самом общем виде производство МГР как кибернетическая система состоит из управляемой и управляющей подсистем, соединенных между собой каналами передачи информации и образующих вместе единое целое.

ИНФОРМАЦИОННО-ЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПРОЦЕССА МОРСКИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ

В сложном производственном комплексе морских геофизических работ непрерывно происходят коренные изменения на основе научно-исследовательских и проектно-конструкторских разрабо-

ток (например, переход сейсморазведки на невзрывные источники возбуждения и цифровые методы обработки данных на ЭВМ). Это обстоятельство вызывает разделение функциональной системы МГР, вообще, и управляемой подсистемы, в частности, на подсистемы более низшего ранга: научно-исследовательскую, собственного производства (основного производства), материально-технической подготовки (материально-технического снабжения), организационно-трудовой подготовки, обслуживания, хранения, сбора и передачи готовой продукции (информации) — ИПС, бухгалтерского учета и отчетности.

Подсистема научно-исследовательская (НИР) решает задачи разработки совершенных способов производства МГР: методики и техники работ, теории методов геолого-геофизического изучения земной коры и осадочной толщи, усовершенствования аппаратуры и методов сбора, переработки, хранения морской геолого-геофизической информации и оптимизации управления производством МГР.

Подсистема НИР состоит из высококвалифицированных кадров ученых-исследователей, разработчиков, инженеров-конструкторов, технологов, радиоинженеров, техников, снабженных соответствующими техническими средствами (измерительной аппаратурой, информацией о состоянии решаемой проблемы, материалами, средствами, станками, машинами, вычислительной техникой, судами).

Подсистема собственного производства МГР или основного производства решает задачи изучения строения осадочной толщи и земной коры под дном морей и океанов с целью поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Подсистема состоит из производственного персонала (инженеров, техников, рабочих, командного и рядового состава морядов, служащих) и материально-вещественного аппарата производства — орудий и средств производства (аппаратура, техника, оборудование, транспорт, материалы, энергетические ресурсы и т. п.).

Подсистема сбора, передачи, хранения готовой информации (ИПС) включает хранилища, оборудование, аппаратуру для приема передачи и долговременного хранения готовой информации МГР и обслуживающий персонал.

Подсистема материально-технической подготовки решает задачи приобретения и доставки, выдачи и хранения орудий труда (аппаратуры, оборудования, инструмента), материалов. Кроме того, она включает обеспечение нормальных условий размещения и эксплуатации аппаратуры и оборудования на берегу (т. е. обеспечение рабочей площадью, приспособленной для производства МГР на берегу). Подсистема материальной подготовки состоит из снабженческо-складского аппарата (снабженцев, кладовщиков, грузчиков), строительных (строительно-ремонтных) бригад и технических средств (складов,

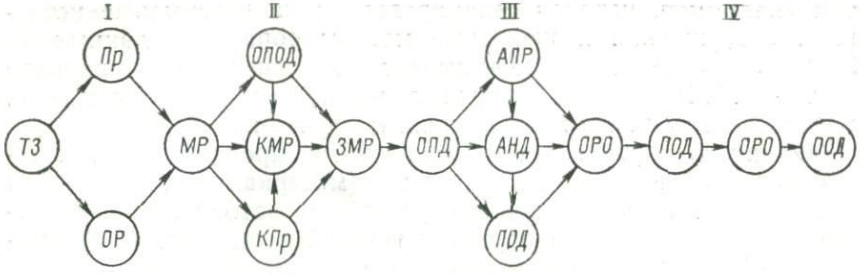


Рис. 59. Сетевая схема проведения морских геофизических работ.

ТЗ — техническое задание на выполнение МГР;
Пр — проектирование;
ОР — организационные работы;
МР — морские работы;
ОПОД — оперативная предварительная обработка данных;
КМР — корректировка морских работ;
КПр — корректировка проекта (планового задания);
ЗМР — завершение морских работ (включая ликвидационный период);
ОПД — обработка полученных данных;
АПР — анализ предыдущих работ;
АНД — анализ новых данных;
ПОД — повторная обработка данных;
ОРО — осмысливание результатов обработки;
ООД — оформление отчетной документации

разгрузочных площадок, транспорта, подъемно-кранового оборудования, строительных машин и т. п.).

Подсистема организационно-трудовой подготовки, бухгалтерского учета и отчетности осуществляет набор и обучение кадров, нормирование и организацию труда, расстановку кадров, а также решает вопросы оплаты труда, материального и морального стимулирования, учет и контроль материальных ценностей. В подсистему входят работники отдела кадров, отдела труда и заработной платы, бухгалтерии, а также соответствующее оборудование (картотеки, справочники, каталоги, малые вычислительные машины и т. п.).

Подсистема обслуживания включает ремонтные мастерские и службы: энергетическое хозяйство, флот, опытное производство (механические мастерские, цеха по изготовлению пьезокос и т. д.). К обслуживанию можно условно отнести также службу техники безопасности и охраны труда.

Учитывая, что в данной работе рассматриваются в основном вопросы, связанные с автоматизацией собственно геофизических морских работ, остановимся на их информационно-логическом описании.

Информационное описание системы (процесса) проводится с целью представления в наглядном виде этапов выполнения работ и их информационного содержания. Построение информационно-логических моделей исследуемых систем (процессов) позволяет выделить информационные блоки, составляющие систему, характер и объем входной и выходной информации, число входов и выходов в каждом информационном блоке системы, степень автоматизации этапов выполнения информационного процесса [16, 163].

Производство МГР как информационной системы делится на четыре основных этапа: I — проектирование; II — морские работы; III — обработка полученных данных; IV — оформление результатов работ (составление отчета). Такая поэтапность МГР является общепринятой. Однако, как это будет показано ниже, для достижения оптимизации управления необходимо перекрытие этапов, особенно второго и третьего. На рис. 59 показана сетевая схема производства МГР. Кружки на схеме означают события или окончания операций, линия указывает на связь и взаимодействие работ или операций. Из рис. 59 видно, что процесс МГР носит ветвящийся характер. Используя теорию графов можно сказать, что процесс имеет форму дерева или графа в координатах времени. Каждый кружок (подэтап) на рис. 59 разбивается на серию операций, каждая из которых имеет определенную значимость и положение во времени [99].

Проектирование

Созданию любого серьезного проекта должны предшествовать организация и планирование. Когда существует только замысел, то операции, необходимые для его осуществления, могут формулироваться неопределенно. Необходимым этапом, предшествующим проектированию, является выработка основных технических требований по проведению МГР, определяющих их назначение. Этот этап устраняет первоначальную неопределенность и создает информационный образ, содержащий задачи предварительного проектирования.

Выработка технического задания (ТЗ) и его корректировка — основной итог проектных работ. Требования ТЗ определяют цель МГР, их детальность, точность, район и сроки проведения, ориентировочную стоимость. Правила относительных оценок определяют условия и ограничения при проведении МГР (например, «не считаясь с затратами в минимальные сроки» или «оптимально по критерию эффективность — стоимость» и т. п.).

Основной этап проектных работ —синтез. На этом этапе ТЗ сравнивается с перечнем возможных вариантов проведения МГР и с перечнем технических и научных средств по каждому варианту. Используя программу поиска, получаем 0, 1, 2, ... предложений вариантов проведения МГР, их организацию, методику, оценку ресурсов по каждому из вариантов. При синтезе большей части новых проектов МГР применяются уже известные результаты и правила проектирования. Иногда, особенно при проектировании системы, предназначаемой для выполнения принципиально новой операции, точную информацию можно получить не сразу, В подобных случаях синтез производится только на основании предложений или догадок, а не фактических данных. В настоящее время имеется сравнительно небольшой

математический аппарат, который можно использовать при синтезе [11, 16].

Непосредственно за синтезом следует анализ. Он заключается в изучении и оценке каждого варианта проведения МГР, полученного на стадии синтеза с целью определения его теоретической реализуемости и эффективности. Тщательный и критический анализ нередко может обнаружить в предложенном синтезе непредвиденные слабые места или даже невыполнимые условия. Анализ включает изучение затрат на сырье, рабочую силу и другие ресурсы, необходимые для осуществления проекта. Результаты анализа представляют собой расчетные данные по предложенным вариантам, из которых можно заключить, что ни одного варианта, только один или более чем один вариант проведения МГР могут соответствовать требованиям ТЗ.

Выбор наилучшего варианта, если требования ТЗ удовлетворяют более чем одно предложение, производится на основе данных анализа и правил принятия решений путем сравнения вариантов проведения МГР с точки зрения требований ТЗ. Выбор не составляет труда, если он сводится (или может быть сведен) к одной величине, например к затратам или ожидаемой прибыли. Выбор усложняется, когда сравниваются две или несколько величин (затраты и технические характеристики). Нередко он определяется чьим-либо суждением или интуицией, подкрепляемой математическими средствами, такими как линейное программирование.

При сравнении вариантов предложений и ТЗ может оказаться, что ни один из предложенных вариантов полностью не удовлетворяет поставленным требованиям. Тогда неизбежным становится проведение синтеза и анализа новых вариантов. Часто в результате возникает новое, лучшее предложение, включающее особенности уже рассмотренных проектов.

Морские работы

Основным этапом проведения МГР являются морские работы, которые включают следующие основные операции: сбор, хранение, оперативную обработку данных с целью корректировки параметров, технологического процесса выполнения МГР, корректировку морских работ и проекта.

В настоящее время МГР представляют собой в достаточной степени автоматизированную систему сбора данных со значительно меньшей степенью автоматизации оперативной обработки и с отсутствием автоматизации операций принятия решения и проектирования работ. Возможно перекрытие морских работ и обработки полученных данных, причем чем в большей степени осуществляется такое перекрытие, тем больше вероятность повышения эффективности собственно морских работ за счет их корректировки с целью оптимизации.

Обработка полученных данных

Этот этап разбивается на несколько подэтапов. Следует отметить, что переработка первичной информации морских геолого-геофизических работ — один из главнейших этапов МГР в целом, а по объемам этой информации составляет порядка 98% всей перерабатываемой информации, необходимой для обеспечения функционирования системы МГР.

Обработка первичных данных начинается с их подготовки для ввода в ЭВМ, передачи в лаборатории для анализа. Операции подготовки могут быть разнообразными: от заполнения перфоленты до простой передачи данных в обрабатывающий центр, если они получены в форматах, принятых для обработки на ЭВМ вычислительного центра.

Ввод данных в ЭВМ осуществляется либо со стандартных носителей информации (перфокарты, перфоленты, магнитные ленты) по стандартным программам ввода, либо по специальным каналам, в которых используются преобразователи (кодирующие устройства), позволяющие вводить в ЭВМ данные на нестандартных для машины носителях (например, преобразователи аналог — код оцифровки аналоговых магнитных записей, сканирующие фотосчитывающие устройства для оцифровки графической информации). В последнем случае используются специальные программы ввода данных, позволяющие перевести данные с нестандартных носителей на стандартные носители ЭВМ и в формате, наиболее пригодном для хранения и последующей обработки.

Первичная обработка данных может производиться как самостоятельно, так и совмещаться с их вводом. Первичная обработка включает выполнение операций, необходимых для последующей обработки: редакция, масштабирование, линеаризация, введение инструментальных поправок, исключение грубых ошибок, введение поправок, обусловленных влиянием внешней среды в период наблюдений (сбора данных). Первичная обработка, как правило, описывается достаточно простыми алгоритмами, но требует выполнения огромного количества однотипных машинных операций. При выполнении первичной обработки имеется возможность уплотнить информационный поток за счет исключения данных ошибочных наблюдений (шумов).

Вторичная обработка данных — наиболее трудоемкий процесс. Основная цель вторичной обработки — улучшение соотношения сигнал/шум и как результат — дальнейшее уплотнение информационного потока за счет исключения бесполезной (в данном рассмотрении) информации. При вторичной обработке первичных данных используются детерминистические и статистические методы: функциональный анализ, корреляционный анализ, регрессионный анализ, статистические методы обнаружения сигналов на фоне помех, теория временных рядов, линейное программирование, теория оптимальных систем, теория

информации, лабораторные методы подготовки данных для анализа. При наличии ЭВМ на борту судов первичная и вторичная обработка данных может производиться параллельно с выполнением морских работ [67, 102, 194, 204].

Переработка геофизических и геологических данных заключается в выявлении основных параметров и характеристик изучаемого объекта. На выходе она дает качественно и количественно новую информацию о строении объекта: характеристики геофизических полей по площади и глубине, характеристики вещественного состава и физических свойств горных пород и распределение их по площади, геометрию возмущающих тел, характеристику вещественного состава геологических горизонтов и их распределение в пространстве по возрасту.

Переработка геофизической информации связана с решением обратных кинематических и динамических задач, т. е. используется весь арсенал интерпретации геофизических данных: теория временных рядов, редукция данных, пересчет полей в верхнее и нижнее полупространства, расчеты формы возмущающих тел, функциональный анализ, решение уравнений математической физики, статистический анализ, аналитические методы, теория вероятностей, статистическое моделирование, вариационные методы.

На выходе блока переработки информации получают разрезы, карты, схемы распределения возмущающих границ, их физических характеристик, предварительные геологические карты по данным геологических работ, графики физических характеристик пород, карты аномалий, оценку точности результатов. Собственно на этапе переработки заканчивается интерпретация данных геофизических методов.

Геолого-геофизическая интерпретация (или синтез) — наиболее сложный и пока еще недостаточно хорошо формализованный процесс. В процессе интерпретации обобщается вся полученная информация о строении изучаемого объекта и на основании имеющихся данных вырабатываются (выбираются) наиболее вероятные его модели.

Так как геолого-геофизические данные об изучаемом объекте являются статистическими, то и моделирование носит в основном статистический характер. При решении поставленной задачи используются методы статистического моделирования, корреляционная теория статистически оптимальных систем, функциональный анализ, сетевое моделирование, стохастическое сетевое моделирование, динамическое программирование, методы направленного поиска, эвристические методы, теория игр, теория оптимальных автоматических систем.

Следует отметить, что в настоящее время большая часть геолого-геофизической интерпретации выполняется высококвалифицированными специалистами, однако и они, несмотря на свой огромный опыт и широкий кругозор, не в состоянии перерабо-

тать и разносторонне осмыслить (во множестве вариантов) огромную информацию МГР, что приводит к появлению на выходе моделей, далеких от статистически оптимальных в строгом смысле этого понятия. Необходимо создать формализованную теорию и методику геолого-геофизической интерпретации, способную помочь высококвалифицированному специалисту сделать выбор окончательной (на данном этапе изученности) модели.

Геолого-геофизическая интерпретация завершается представлением наиболее вероятных вариантов строения изучаемого объекта (геологических схем и карт, структурных и тектонических карт, моделей строения сред) и оценкой точности (границ достоверности, уровня значимости) предложенных вариантов. Если полученные точности не удовлетворяют условиям задания (проекту), то проводится повторная переработка данных либо повторная (улучшенная) обработка (первичная и вторичная) и затем переработка до тех пор, пока не будет достигнуто приемлемое решение. Это совсем не означает, что должен быть принят один вариант. На каждом этапе изученности возможно получение нескольких вариантов, и чем выше изученность, чем больше первичных фактических данных, тем выше степень вероятности каждого из них и тем меньше число вариантов равновероятных.

Выбор наиболее приемлемого (вероятного) варианта не может быть сделан без сбора и всестороннего анализа всех накопленных данных, в том числе материалов предыдущих работ. Этап сбора данных предыдущих работ является составной частью как проектирования МГР, так и переработки полученной информации. Сбор данных об объекте проводится в соответствии с поставленной задачей (ТЗ) и согласно правилам поиска. Могут использоваться разнообразные сведения — от библиографии до специальных описаний схем, карт, разрезов и т. п. Правила поиска и хранения информации подробно изложены в работе [1].

Математической основой поиска является статистическая теория обнаружения или методы направленного поиска [1, 163]. Наиболее вероятный вариант (или анализ) выбирают путем сопоставления фактических данных с теоретическими моделями, причем теоретическая модель меняется до тех пор, пока не будет удовлетворен с требуемой точностью (определяемой точностью получения параметров на основании переработки поисковых данных) критерий совпадения.

Математическая основа выбора наилучшего варианта — правила принятия решений — сравнение альтернатив. Выбор наилучшего варианта (вариантов) сопровождается оценкой достоверности выбора (оценкой уровня значимости). Собственно выбором наивероятнейшего варианта строения изучаемого объекта завершается переработка данных морских работ.

На основании изложенных выше принципов системного подхода можно проанализировать процесс оформления результатов,

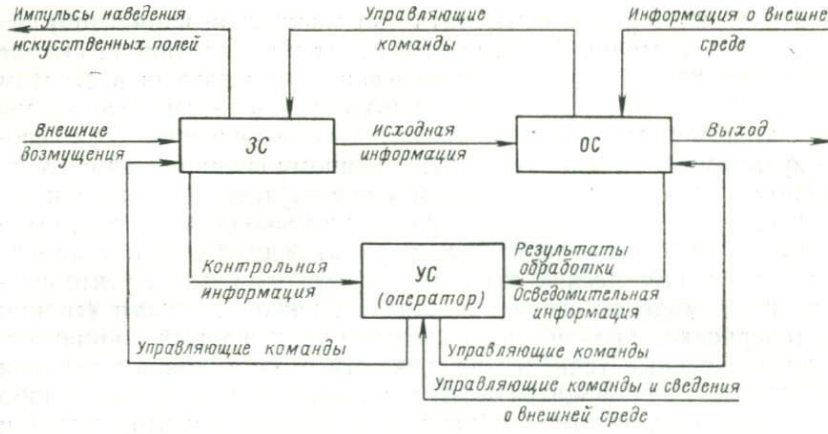


Рис. 60. Информационно-логическая модель морских геофизических работ.

ЗС — задающая подсистема, реализующая функции сбора и оперативной обработки первичных данных;
ОС — обрабатывающая подсистема, реализующая операции первичной, вторичной обработки и переработки данных;
УС — подсистема управляющая, реализующая операции геолого-геофизической интерпретации, принятия решений о строении изучаемого объекта и оптимизации МГР

производство каждого из основных методов морских геофизических работ, построив соответствующие информационно-логические модели как для МГР в целом (рис. 60), так и для каждого метода в отдельности. Характерно, что архитектура информационно-логических моделей этих подсистем и соответствующих им графов целей является единой. Это важное свойство позволяет сформулировать единые требования к геофизической автоматизированной системе, обеспечивает возможность проведения единой технической политики, единой системной методологии ее реализации.

Системный подход к изучению процесса геофизических исследований позволил сформулировать единые требования ко всем подсистемам и реализовать автоматизированную систему для морской геофизики в виде трех основных подсистем: 1) автономная автоматическая система сбора данных [1, 209]; 2) судовая автоматизированная система сбора и оперативной обработки данных, реализующая функции ЗС [194]; 3) береговая автоматизированная система сбора, обработки, хранения данных, реализующая функции ОС [65, 137].

СУДОВАЯ АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА СБОРА ДАННЫХ «ГРАД»

Автоматизированная система «Град» реализует целевые функции ЗС. «Град» позволяет синхронизировать работу датчиков информации по сейсморазведке, электроразведке, гравиразведке,

магниторазведке, гидрографии, радиогеодезии и навигации, осуществляет их опрос, уплотнение и эффективное кодирование информации на их выходе, формирование, индикацию цифровых массивов для УС и их запись в принятых форматах на стандартные носители ЭВМ «Минск-32» и ЕС. Предусмотрена возможность непосредственного ввода сформированных цифровых массивов в ЭВМ ОС через устройство связи.

Система «Град» включает (рис. 61) 64 канала для датчиков геофизической и вспомогательной информации, сканирующее устройство, осуществляющее опрос датчиков в заданной последовательности и с заданной частотой, преобразователи информации (аналого-цифровые и цифро-аналоговые поразрядного взвешивания и интегрирующего типа, преобразователи кодов, преобразователи частоты в код); центральное устройство управления и синхронизации с устройствами визуального контроля и ручного ввода данных и управления, устройства регистрации (накопители на магнитной ленте, перфораторы).

Для отдельных геофизических методов в системе «Град» предусмотрены следующие характеристики.

Сейсморазведка. Число каналов 24—48 при подключении мультиплексного выхода цифровых сейсмических станций типа ССЦ-2, ССЦ-3; предусмотрен режим внешнего (от отметки момента взрыва) и внутреннего автоматического управления регистрацией данных. Период опроса за время измерения по каждому каналу — 4 мс в 48-канальном режиме, 2 мс в 24-канальном режиме, 1 мс в 12-канальном режиме, 83 мкс в одноканальном режиме. Автоматическая установка задержки начала записи в диапазоне 0—100 с и длительности записи в диапазоне 0—20 с.

Электроразведка. Число каналов регистрации — 4. Тип каналов — аналоговые. Диапазон изменения входного сигнала $\pm$(1 мВ$\div$1 В); точность регистрации — 0,1%. Допускается 4 режима измерений; в режиме 1 используется 4 канала, в режимах 2, 3, 4 — 1 канал. Период опроса за время измерения в режиме 2 и 3 — переменный с коэффициентами пересчета 1, 2, 4, 8, 16 (имеется ввиду суммирование значений в удлиненных интервалах между моментами регистрации). Переключение коэффициента пересчета осуществляется автоматически, на момент регистрации текущего времени допускается потеря информации. Дискретность регистрации текущего времени — 10 с при точности $\pm$1 мс.

Магниторазведка (каналы протонных магнитометров и градиентометров). Число каналов — 5, до 610 разрядов, момент начала измерения синхронизируется из системы «Град». Периоды регистрации 5, 10, 30 с.

Гравиразведка. Градиентометры: число каналов — 3, момент начала измерения синхронизируется из системы «Град», периоды следования синхроимпульсов — 5, 10, 30 с. Пружинные гравиметры: тип канала — аналоговый, число каналов — 4

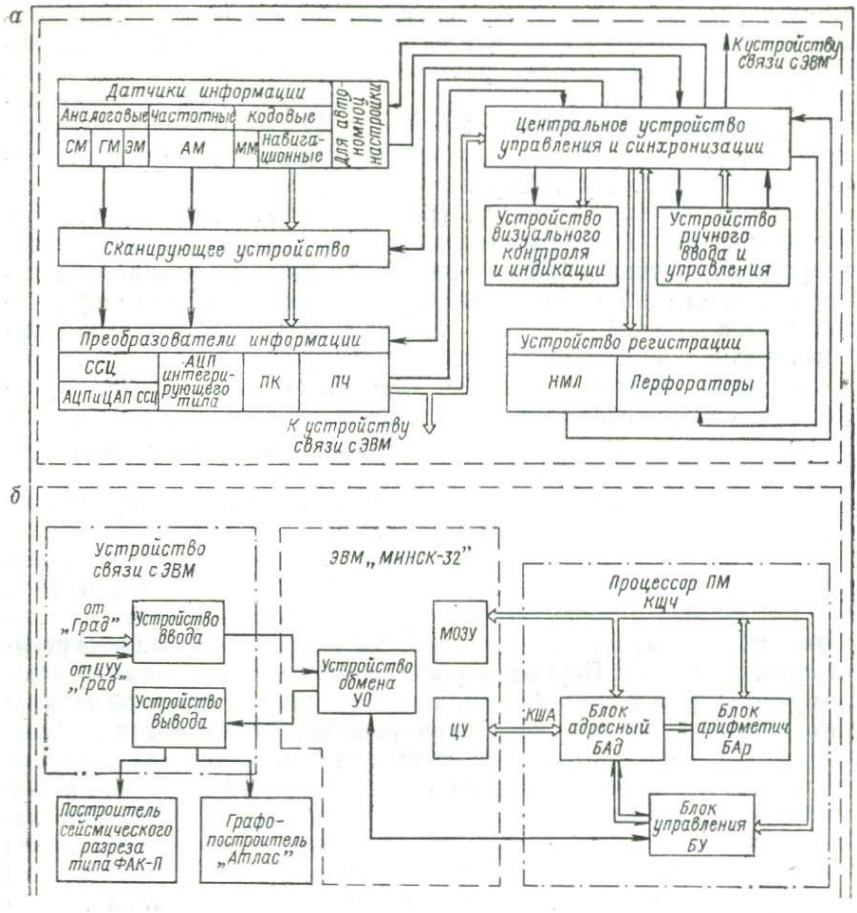


Рис. 61. Блок-схема судовой автоматизированной системы сбора данных для морской геофизической разведки.

а — система «Град»;
б — вычислительный комплекс на базе ЭВМ «Минск-32».
СМ — сейсмические;
ГМ — гравиметрические;
ЭМ — электрометрические;
АМ — акселерометры;
ММ — магнитометрические;
АЦП — аналого-цифровой преобразователь;
ЦАП — цифро-аналоговый преобразователь;
ПК — преобразователь кодов;
ПЧ — преобразователь частот;
НМЛ — накопитель на магнитной ленте;
МОЗУ — магнитное оперативное запоминающее устройство;
ЦУ — центральное управление;
ПМ — преобразование массивов;
КШЧ — кодовые шины числа;
КША — кодовые шины адреса

(возможно одновременное использование всех каналов), диапазон измерения сигнала по каждому каналу 0,001—1 В, точность преобразования сигнала — 0,1% от максимального значения, периоды регистрации — 0,5; 1; 5; 10; 30 с, 1 мин, 5 мин. Струнные гравиметры: точность регистрации — 10^{-6} с, период регистрации 0,5 с при условии усреднения измеряемой частоты за время

измерения, форма сигнала — примерно гармоническая. Струнные акселерометры: тип канала — частотный, число каналов — 6 (2 группы по 3 канала), диапазон измерения частоты 900—1100 Гц, период регистрации — 0,5 с, каждые 5 с допускается двукратное измерение и регистрация с периодом 1 с.

Радиогеодезия, гидрография, навигация. Число каналов регистрации — 10. Код по каналам курса, скорости, глубины, координат и положения глубоководных датчиков — двоично-десятичный. Число разрядов регистрируемых величин: 2 канала — 4_{10}, 1 канал — 5_{10}, 9 каналов — 6_{10}, 1 канал — 8_{10}. Состав регистрирующего кода времени — месяц, число, минуты и секунды; период регистрации по каждому каналу — 10 с. В момент занесения контрольных координат запоминаются текущие координаты. Длительность хранения кода в буферной памяти датчиков задается из накопителя, момент смены кодов — из системы «Град». Период следования внешних синхронных импульсов — 10 с.

Всего в системе предусмотрено восемь режимов работы, в которых регистрируются данные различных методов: режим 1 — сейсморазведки, магниторазведки, гравиразведки, гидрографии, навигации и радиогеодезии; режим 2 — сейсморазведки и радиогеодезии; режим 3 — электроразведки, гравиразведки и радиогеодезии; режим 4 — электроразведки и радиогеодезии; режим 5 — магниторазведки, гравиразведки и радиогеодезии; режим 6 — магниторазведки и радиогеодезии; режим 7 — гравиразведки и радиогеодезии; режим 8 — радиогеодезии.

Общие и эксплуатационные требования системы «Град» предусматривают следующее.

1. Ручной ввод: значений условных нулевых отсчетов гравиметров по всем аналоговым каналам в диапазоне $0 \div 10^4$, контрольных координат в диапазоне $0—10^6$, задержки момента начала регистрации сейсмических данных в диапазоне 20 мс — 100 с с дискретностью 10 мс, длительности регистрации сейсмических данных в диапазоне $1 \div 20$ с с дискретностью 1 с, текущего времени — дата, часы, минуты, секунды.

2. Взаимное влияние аналоговых каналов — менее 0,5%.

3. Амплитудная неидентичность в аналоговых каналах — менее 1 дБ.

4. Нестабильность внутренних кварцевых часов — 10^{-6} с.

5. Ручной тестовый контроль всех блоков системы.

6. Контроль питания с возможностью коррекции.

7. Систему счисления и формат кода записи на магнитный накопитель (НМЛ) данных сейсморазведки и на перфоратор — данных от медленных датчиков в формате ЭВМ «Минск-32» или ЭВМ серии ЕС. Обеспечивается цифровая индикация курса, скорости, координат и времени, показаний всех геофизических датчиков, предусмотрена возможность выключения неиспользующихся входов.

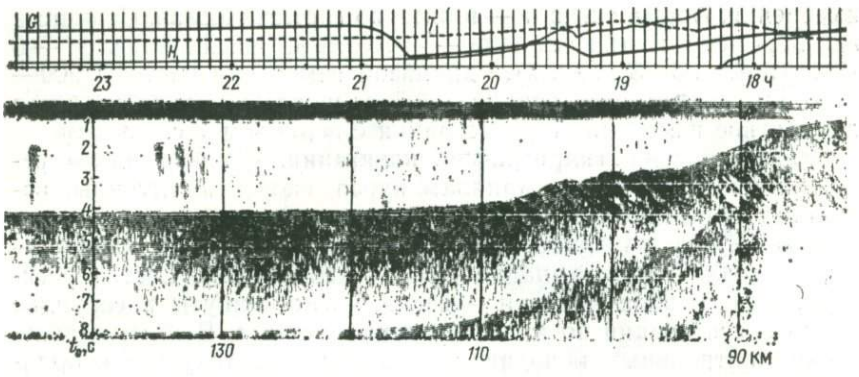


Рис. 62. Сводный геофизический экспресс-разрез на выходе автоматизированной системы сбора данных «Град».

G — сила тяжести в диапазоне 0—150 мгал;
T — измеренная напряженность магнитного поля в диапазоне 0—1000 гамм;
H — глубина моря в диапазоне 0—1500 м;
t_0 — сейсмический разрез по методу центрального луча с улучшенным соотношением сигнал/шум

8. Температурный диапазон — от 5 до 40°С.

9. Питание — от бортовой сети переменного тока 220 или 380 В ± (10—15) %, при частоте 50 ± 1 Гц, влажности до 65%.

Габариты системы «Град» 1100×600×600 мм, масса — не более 1000 кг, среднее время безотказной работы — не менее 100 ч; количество сбоев: при регистрации на перфоратор на 10^5 отперфорированных строк — не более 1; при регистрации на НМЛ на 10^7 двоичных знаков — не более 1.

Одновременно с регистрацией первичных данных в цифровом виде в формате и на носителях, принятых в ЭВМ, система «Град» позволяет синхронно получать на выходе сводный геофизический экспресс-разрез, представляющий собой изображение на едином носителе измеряемых параметров геофизических полей: глубину моря — H, напряженность магнитного поля — T, силу тяжести G, сейсмический разрез метода отраженных волн, отметки времени и пройденного расстояния (рис. 62).

Получение сводного геофизического экспресс-разреза на выходе «Град» в реальном масштабе времени позволяет оператору, во-первых, осуществлять централизованный контроль качества измерений и регистрации первичных данных, во-вторых, получать необходимую экспресс-информацию о геологическом строении изучаемого объекта, которая служит основой для принятия оператором решений по оптимизации процесса морских геофизических исследований в целом, в-третьих, служит основой для выбора процедур (графа) обработки первичных данных на ЭВМ.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС НА БАЗЕ ЭВМ «МИНСК-32» ДЛЯ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ МОРСКИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вычислительный комплекс предназначен для массовой обработки данных, зарегистрированных в формате ЭВМ (на магнитной ленте, перфоленте, перфокартах) и в формате стандартных аналоговых и цифровых многоканальных станций с магнитной записью; реализует функции объектовой системы (ОС).

Состав комплекса: 1) серийная электронная вычислительная машина «Минск-32»; 2) процессор преобразования массивов (ППМ); 3) устройство связи ЭВМ с геофизической аппаратурой (УС); 4) периферийные устройства ввода—вывода геофизической информации; 5) система специализированного математического обеспечения обработки данных морских геофизических исследований.

Ниже приведена краткая техническая характеристика составных частей вычислительного комплекса.

Процессор преобразования массивов

Форма представления чисел — прямой двоичный код с фиксированной запятой.

Разрядность исходных чисел и результатов — 16 двоичных разрядов, включая знаковый.

Время умножения двух комплексных чисел — 14 мкс.

Время сложения двух действительных чисел — 1,4 мкс.

Время умножения двух действительных чисел — 2,6 мкс.

Время включения на выполнение алгоритма — 40 мкс.

Среднее быстродействие при работе по алгоритму (40% умножений и 60% сложений) — не менее 350 000 операций/с.

Время выполнения основных алгоритмов для одной пары операндов:

быстрое преобразование Фурье — 35 мкс;
обратное быстрое преобразование Фурье — 35 мкс;
свертка во временной области — 5 мкс;
расчет спектра мощности — 15 мкс;
умножение комплексных чисел — 25 мкс;
сканирование (поиск экстремальных значений) — 5 мкс;
сдвиг — 5 мкс.

Для эффективного использования системы ППМ—ЭВМ разработано математическое обеспечение, включающее программы:

свертка — корреляция во временной области, быстрое преобразование Фурье двух действительных рядов;
формирование таблицы значений, сдвиг влево (вправо);
быстрое преобразование Фурье комплексных чисел, нормализация, авторетрокорреляция действительных рядов;
быстрое преобразование Фурье одного действительного ряда, взаимная корреляция двух действительных рядов;
поиск экстремального значения ряда, свертка в частотной области.

Большую часть алгоритмов процессор выполняет в темпе обмена информацией с оперативной памятью. Процессор преобразования массивов выполнен на стандартной элементной базе в стандартном конструктивном исполнении ЭВМ «Минск-32».

Устройство связи

Устройство связи служит для осуществления командного и информационного взаимодействия геофизической аппаратуры с ЭВМ. Функционально устройство связи состоит из устройств ввода и вывода. Устройство ввода обеспечивает прием информации, считываемой с датчиков, преобразование ее в формат записи ЭВМ и передачу в оперативную память.

Устройство вывода обеспечивает прием информации из ЭВМ, преобразование ее в форму, пригодную для приема регистрации, и передачу на регистраторы.

Скорость ввода — $25 \cdot 10^3$ символ/с.
Скорость вывода на сейсмостанцию — $12{,}5 \cdot 10^3$ символ/с.
Режим ввода — непрерывный.
Разрядность чисел — 14 двоичных разрядов.
Режим вывода — непрерывный и старт-стопный.
Обмен информацией — 7-разрядные символы.
Разрядность чисел — 7 двоичных разрядов.
Датчики информации — аналоговые и цифровые сейсмические станции, система «Град» и др.
Регистрация информации — аналоговые и цифровые сейсмостанции, графопостроители рулонного и планшетного типов, фотоблоки ПСЗ, «Луч», электронно-лучевой плоттер.

Устройство связи выполнено на элементной базе и в стандартном конструктивном исполнении ЭВМ «Минск-32». Аппаратурное согласование, математическое обеспечение и конструктивное исполнение обеспечивают органическое включение его в комплект внешних устройств ЭВМ.

Система специального математического обеспечения (ССМО)

В состав ССМО входит библиотека программ, реализующих процедуры ввода информации, программ итоговой и контрольной визуализации, редакции первичных данных, процедур собственно обработки и различных вспомогательных операций [177].

Сейсморазведка

1. Ввод сейсмической информации:

а) с полевых магнитных лент аналоговой сейсмической записи в цифровом виде на магнитную ленту ЭВМ «Минск-32» в формате обработки при числе одновременно вводимых сейсмических трасс не более 24 и при шагах дискретизации по времени 0,002 и 0,004 с, что обусловливает длину трасс соответственно 4 и 8 с;

б) с полевых магнитных лент цифровой записи ССЦ-2 и системы «Град» на магнитную ленту «Минск-32» в формате обработки при тех же временных параметрах.

2. Визуализация информации, записанной на магнитной ленте ЭВМ «Минск-32»:

а) способами переменной ширины и плотности на электрохимическую бумагу рулонного графопостроителя ФАК-П и электронно-лучевого построителя;

б) способом переменной амплитуды в виде аналоговой записи на магнитную ленту регистраторов сейсмостанции с последующим воспроизведением на фотоблоках;

в) способом переменной амплитуды на планшетный двухкоординатный графопостроитель «Атлас».

3. Регулирование сейсмической записи:

а) по частоте, посредством применения полосовой, режекторной, низко- и высокочастотной фильтрации во временной области;

б) по амплитуде, путем автоматической регулировки усиления сейсмической записи во времени.

4. Обработка данных:

а) деверберация и деконволюция посредством применения обратной фильтрации во временной области оператором ошибки прогноза, стандартным, щелевым, самонастраивающимся, трехточечным оператором и деконволюция данных морской сейсморазведки путем обратной фильтрации оператором, рассчитанным по известному импульсу источника возбуждения колебаний (входной сигнал);

б) ввод кинематических поправок и суммирование сейсмических записей от общих глубинных точек (ОГТ). Построение сейсмических разрезов и карт в масштабах времени и глубины.

Обработка осуществляется программно с возможностью оперативного изменения параметров.

5. Вспомогательные операции:

а) расчет суммограмм разрастаний по сейсмограммам ОГТ при суммировании по способу ОГТ с набором различных графиков скоростей, в том числе постоянных (для получения скоростей при оптимальном суммировании); определение скоростных характеристик разреза;

б) расчет таблиц кинематических поправок по заданной зависимости скорости распространения отраженных волн во времени (для использования этих таблиц при обработке данных по способу ОГТ);

в) расчет авто- и ретрокорреляции сейсмических записей (для выбора параметров обратного фильтра деверберации и количественной оценки эффективности обработки);

г) расчет спектров мощности сейсмической записи (для выбора параметров фильтра при частотной регулировке записи);

д) расчет среднего значения исходного сигнала (для задания оператора обратного фильтра деконволюции);

е) сортировка сейсмических трасс (для формирования сейсмограмм ОГТ);

ж) ОУ;

з) суммирование сейсмических записей в скользящем «окне» (для уменьшения энергии случайного шума) [67, 69, 103, 137].

Гравиразведка

1. Ввод первичных данных в ЭВМ с перфоленты «Град» либо непосредственно с выхода «Град» через УС.

2. Визуализация — аналогично сейсморазведке и в цифровом виде — на широкую печать в виде каталога.

3. Отбраковка, редакция первичных данных, введение инструментальных поправок, расчет измеренных значений и аномалий силы тяжести в редукциях Фая и Буге (двухмерный и трехмерный варианты).

4. Осреднение гравитационных полей по площади, вычисление третьих вертикальных производных, вычисление вертикального градиента и остаточных аномалий, вычисление вариаций аномального поля, пересчет в верхнее и нижнее полупространства.

5. Решение прямых задач гравиразведки для тела произвольной формы, для произвольного количества тел (двухмерный вариант), для случая нескольких границ раздела плотности, для вертикального и наклонного уступов.

6. Решение обратных задач гравиразведки — поиск параметров гравитирующего объекта минимизацией квадратического отклонения между наблюденной и теоретической гравитационными кривыми [42, 75, 77, 81, 129, 137].

Магниторазведка

1. Ввод первичных данных в ЭВМ и вывод результатов обработки аналогично гравиразведке.

2. Редакция данных, сглаживание, введение инструментальных поправок, поправок за вариации и нормальное поле, расчет аномалий напряженности магнитного поля по линии профиля. Осреднение магнитных полей по площади и вычисление остаточных аномалий, пересчет магнитных полей в верхнее и нижнее полупространства.

3. Решение прямых задач магниторазведки для двухмерной ограниченной по глубине призмы и произвольного количества *призм, ограниченных по глубине.*

4. Решение обратных задач магниторазведки минимизацией квадратического отклонения теоретических и наблюденных кривых аномалий, расчет глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел [82, 83, 119, 120, 137, 142, 185].

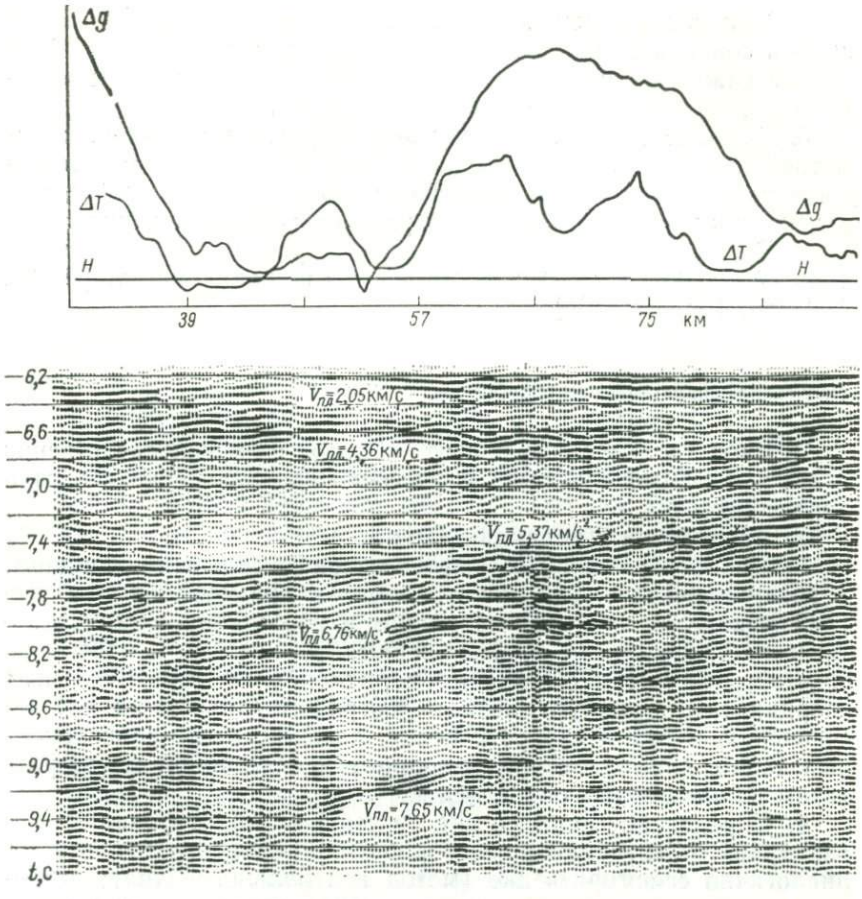


Рис. 63. Сводный геофизический разрез — результат обработки первичных данных на вычислительном комплексе на базе ЭВМ «Минск-32».

Δg — аномалия силы тяжести в редукции Фая;
ΔT — аномалия напряженности магнитного поля;
H — глубина моря;
t — разрез МОГТ;
$v_{пл}$ — пластовая скорость распространения волн в слоях

Электроразведка

1. Ввод первичных данных в ЭВМ с перфолент «Град» либо непосредственно с системы «Град» через УС. Вывод аналогичен принятому в сейсморазведке.

2. Отбраковка, редакция данных, сглаживание, введение инструментальных поправок.

3. Обработка зондирований становлением магнитного поля в ближней зоне, магнитотеллурических зондирований (МТЗ).

4. Решение прямых задач электроразведки: расчета кажущегося сопротивления для произвольного числа слоев при МТЗ, расчет кажущегося удельного сопротивления горизонтально-однородной многослойной среды.

5. Решение обратной задачи электроразведки — поиск параметров горизонтально-однородного многослойного разреза минимизацией квадратичного отклонения между наблюденной и теоретической кривыми кажущегося удельного сопротивления.

6. Вывод результатов (разрезов, карт) на графопостроители «Атлас-2», ФАК-П, каталогов — на широкую печать [19, 33, 102, 121, 137, 152, 184].

Навигация, радиогеодезия, гидрография

1. Ввод данных с перфолент «Град» или непосредственно с «Град» в ЭВМ через УС аналогично гравиразведке и магниторазведке.

2. Распаковка и редакция данных.

3. Обработка данных: перевод прямоугольных координат в гиперболические, гиперболических — в прямоугольные и географические, вычисления координат и расстояний между пунктами наблюдений на прямолинейных и круговых профилях, широты, долготы и сближения меридианов по прямоугольным координатам, прямоугольных и географических координат по счислению курса и скорости судна, решение астро-навигационных задач, прямоугольных координат и расстояний по результатам дальномерных определений.

4. Определение рельефа дна по данным эхолотирования (батиметрия). Статистическая обработка первичных данных — аналогично сейсморазведке (метод центрального луча); отбраковка и сглаживание первичных данных, введение инструментальных поправок и поправок за скорость распространения звука в воде.

5. Вывод результатов в виде каталогов, разрезов, схем, карт на графопостроители ФАК-П, «Атлас-2» и широкую печать [124, 136, 196].

Разработанная система сбора и обработки данных для морских геофизических исследований позволила резко повысить их технологичность, уровень автоматизации и информативность. Испытание системы в рейсе научно-исследовательского судна «Академик Вернадский» в марте—августе 1973 г. и последующие опытные и производственные работы подтвердили ее высокую эффективность при изучении геологического строения дна океанов.

На рис. 63 приведен пример обработки на ЭВМ «Минск-32» результатов геофизических измерений, выполненных системой «Град».

ГЛАВА VIII

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МОРСКИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геофизические исследования — не самоцель, а опосредственное, выраженное через физические свойства реальной среды изучение строения недр Земли. Конечная цель морских геофизических исследований — достоверная геологическая интерпретация, на основе которой для изучаемого участка дна акватории могут быть сделаны правильные выводы о глубинном строении, некоторых аспектах истории геологического развития, перспективах на определенные виды полезных ископаемых и даны конкретные рекомендации о направлении дальнейших геологоразведочных работ. Именно поэтому стадия геологического истолкования полученных результатов определяет в конечном итоге меру успеха или неудачи геофизических работ.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ В УСЛОВИЯХ МОРЯ

К настоящему времени по акваториальной части Земли накоплен огромный фактический материал, полученный различными геофизическими методами.

Более или менее уверенная геологическая интерпретация морских геофизических исследований по большим площадям может быть осуществлена только при правильном комплексном истолковании различных геофизических полей. Естественно, что фундаментом такого истолкования являются те основные положения геологической интерпретации геофизических данных, которые были разработаны и внедрены в практику А. Д. Архангельским, В. В. Федынским, Э. Э. Фотиади, А. А. Борисовым, Ю. Н. Годиным и многими другими учеными. Методические основы интерпретации с геологических позиций прекрасно изложены в книге А. А. Борисова [12] и ряде других публикаций, поэтому остановимся только на тех особенностях, которые присущи данной проблеме в условиях морей и океанов.

Геологическое истолкование полевой (в том числе морской) геофизики — распространение, экстраполяция определенных геологических сведений, известных в отдельных пунктах (скважинах,

обнажениях), на обширные окружающие пространства, для которых эти данные отсутствуют, но которые изучены геофизическими методами. Положительные качества геофизических наблюдений — это, во-первых, как правило, широкое площадное распространение, в то время как уверенные геологические данные известны лишь для некоторых, сравнительно небольших участков крупного региона, и, во-вторых, обычно бóльшая глубинность их по сравнению с обычными геологическими методами.

Общее выражение геологической интерпретации может быть записано в виде:

$$S_i = f(k_i, \varphi_i),$$

где S_i — сведения о тождественном с реальным геологическом объекте, восстановленные по геофизическим данным (глубина залегания объекта, его состав, фазовое состояние и т. д.); k_i — физические свойства реальной геологической среды (плотность, скорость распространения упругих волн, магнитные и электрические свойства и т. д.); φ_i — наблюдаемые геофизические параметры (аномалии силы тяжести, аномалии магнитного поля, времена регистрации сейсмических волн от возбуждения до приема и т. д.).

В общем виде обратная геофизическая задача является исключительно сложной и в настоящее время еще далека от решения. Однако воссоздание геологического объекта по данным комплекса геофизических (в общем-то косвенных) методов была и остается одной из наиболее заманчивых идей перспективного развития теории интерпретации. По мере накапливания сведений о взаимоотношениях между геофизическими и геологическими характеристиками среды общая формула приобретает все более конкретный вид, а разработка математического аппарата и применение быстродействующих ЭВМ позволяет решать все более сложные задачи.

Из непосредственных геофизических наблюдений обычно с достаточно высокой точностью объективно определяется φ_i. Параметры k_i с некоторой точностью выявляются либо из материалов самих геофизических исследований (например, скорости распространения упругих волн по данным ОГТ или МПВ), либо путем интерполяции (экстраполяции) соответствующих сведений из изученных районов, либо способами подбора (расчета) модели, удовлетворяющей геофизическим полям (плотность, магнитные свойства по данным гравиметрии, магнитометрии). Еще более сложная задача — установление характера конкретных связей между геологическими свойствами и физическими параметрами, а также выявление конкретного вида функциональной зависимости, приведенной выше.

К настоящему времени разработано достаточно много способов интерпретации материалов отдельных методов, изучаю-

щих естественные и искусственные физические поля. Однако наибольший интерес представляет комплексный подход, при котором с помощью соответствующего математического аппарата и ЭВМ учитываются данные всех методов. Такой путь является принципиально правильным на всех стадиях изучения глубинного строения Земли.

Таким образом, самая большая трудность для уверенной геологической интерпретации — общая неоднозначность решения обратной геофизической задачи. Последнее обусловлено тем обстоятельством, что идентичные или сходные аномальные эффекты могут быть порождены различными геологическими причинами. В связи с этим комплексное рассмотрение всех данных в каждом конкретном случае позволяет получить наибольшее объективное представление о геологическом объекте.

Точность определения глубины залегания аномалиеобразующих тел и границ, а также их геологических свойств существенно повышается при наличии достаточно большого количества опорных пунктов, в которых можно непосредственно сопоставить геологические и геофизические данные. Особую ценность представляют увязки по замкнутым контурам (полигонам), когда имеется возможность проверить правильность сделанных выводов в узловых опорных пунктах.

Значительную трудность при геологической интерпретации представляет также то обстоятельство, что геофизические границы, отражая разделы достаточно резкого изменения физических свойств, далеко не всегда соответствуют границам стратиграфических единиц разреза, а чаще всего совпадают с резкими границами литолого-петрографических комплексов. Так, если по данным сейсморазведки или электроразведки опорный горизонт приурочен к контакту карбонатного комплекса с глинистой толщей, то в случае фациальной изменчивости по площади он может иметь различную стратиграфическую приуроченность.

Особые трудности возникают при геологической интерпретации глубинных границ раздела, залегающих глубже внешней поверхности консолидированной части земной коры (фундамента). В области больших глубин на формирование геофизических аномалий существенное влияние могут оказывать не только геологические явления в обычном смысле слова, но также термодинамические факторы изменения вещества Земли.

В наибольшей степени общие затруднения геологической интерпретации геофизических данных проявляются в морской геофизике, объектом применения которой является акваториальная часть Земли. В этих случаях исследуемые районы удалены на сотни, а иногда и тысячи километров от геологически хорошо изученных объектов, которые являются опорными для геологической расшифровки геофизических аномалий.

Большая часть дна морей и океанов покрыта рыхлыми молодыми осадками, выходы коренных пород встречаются здесь достаточно редко на подводных возвышенностях и крутых склонах (эскарпах). В этом отношении большую часть морей и океанов можно сравнить с крупными площадями суши, перекрытыми чехлом практически недеформированных антропогеновых образований (типа Западно-Сибирской низменности, пустынь Средней Азии и т. д.). Сведения о литолого-петрографическом и минералогическом составе пород вертикального разреза Земли, их физико-химических свойствах и фазовых особенностях, изменениях этих характеристик по площади имеются обычно для весьма ограниченного количества опорных пунктов или отсутствуют вообще. Кроме того, некоторые участки Мирового океана (например, срединные хребты) имеют весьма специфическую геолого-геофизическую характеристику, поэтому их трудно сопоставлять с известными данными по суше.

Невозможность проверки геофизических данных геологическими наблюдениями, с одной стороны, вносит дополнительный элемент неуверенности в истолкование аномалий и, с другой стороны, повышает требования к методике геологической интерпретации этих данных, к поискам дополнительной геологической информации в самих геофизических материалах.

Ниже изложены основные положения, на которых базируется применяемая в настоящее время методика геологической интерпретации данных морской геофизики.

1. Полное использование имеющихся геологических и геофизических сведений по близлежащей суше. Геофизические и (особенно) геологические данные по скважинам и обнажениям прилежащей к исследуемой акватории суши обычно являются теми узловыми пунктами, на которые приходится опираться при истолковании материалов морской геофизики. Именно из этих данных создается представление о стратиграфо-литологическом разрезе значительных участков моря, об основных литолого-петрографических границах, с которыми могут быть связаны разделы физических свойств, о соотношении этих разделов со стратиграфическими границами.

Изучая геологическое строение окружающих пространств суши и интерполируя имеющиеся сведения между берегами, можно составить более или менее обоснованные рабочие тектонические гипотезы, которые затем изменяются и уточняются в процессе обработки результатов морских геофизических работ. В связи с этим совершенно очевидна необходимость прямой увязки материалов морской геофизики с данными прилежащей суши, особенно со скважинами.

2. Полное использование всех имеющихся данных океанологических методов по исследуемой акватории. На акваториях морей и океанов обычно проводится комплекс обычных океанографических исследований по выяснению жизни его обитателей,

состава и других свойств водных масс, распределению течений и т. д. Отличительной их чертой является то, что объект изучения находится не ниже дна моря, в лучшем случае в слое рыхлых, большей частью современных осадков мощностью в первые десятки метров.

Для интерпретации данных морской геофизики непосредственный интерес представляют сведения о рельефе дна (абсолютном и относительном), характере и литологическом составе донных отложений, об акустических свойствах грунтов на отдельных участках моря. Некоторое значение имеют также материалы о колебаниях береговой линии в связи с новейшими и современными движениями земной коры. Приложение всех этих сведений к интерпретации геофизических наблюдений может идти по нескольким путям.

Во-первых, из них получают важные исходные материалы для введения различных поправок в данные геофизических наблюдений (гравиразведки, сейсморазведки, электроразведки). Кроме того, знание состава и физических свойств грунтов иногда существенно помогает обрабатывать геофизические материалы. Например, знание коэффициента отражения донных осадков и мощности рыхлого слоя существенно помогает в расшифровке причин возникновения резонансной записи при работах МОВ. Затухания записей при сейсморазведочных исследованиях иногда бывают связаны не с глубинными геолого-геофизическими факторами, а с составом и мощностью илов. Следовательно, геофизические работы обязательно нужно проводить в комплексе с теми видами океанографических работ, данные которых необходимы для последующей обработки материалов.

Во-вторых, знание рельефа дна и распределения грунтов часто помогает расшифровать современную тектоническую структуру дна моря, особенно в тех его частях, где проявляются интенсивные новейшие движения, связанные с формированием структур (например, в глубоководной котловине Южного Каспия, в Средиземном море). Сопоставление современных и новейших тектонических движений с движениями более древних этапов позволяет выяснить многие важные вопросы геологической истории и перестройки структурных планов на акваториях морей.

Особо важное значение для интерпретации данных морской геофизики имеют материалы глубокого бурения на акваториях. В связи с широким развитием нефтегазопоисковых работ на большей части шельфов пробурены разведочные скважины, а выполнение программ «Джойдес» и ИПОД с помощью известного судна «Гломар Челленджер» позволило изучить верхнюю часть разреза в океанических впадинах. Значительный интерес представляют также материалы драгирования, при котором часто определяется состав коренных пород морского и океанического ложа.

3. Наиболее полное извлечение сведений из каждого геофизического метода. В условиях моря повышаются требования к обработке данных каждого геофизического метода с целью извлечения всех возможных геологических сведений, скрытых в первичных материалах. Особенно это относится к сейморазведке методом отраженных волн и электроразведке. Обработка материалов других методов мало отличается от наземных исследований.

Опыт показал, что при определенном подходе к обработке материалов МОВ из них можно извлечь гораздо больше геологических сведений [21, 22, 92], чем при обычно применяемой стандартной методике. Как уже отмечалось, условия проведения сейморазведки на море значительно отличаются от наземных. Водная среда создает практически идеальные условия для возбуждения упругих колебаний и, кроме того, обеспечивает идентичность условий возбуждения и приема. Искажающее влияние рельефа и зоны малых скоростей, которые значительно осложняют запись на суше, здесь обычно отсутствуют.

Таким образом, в условиях моря объективно создаются возможности значительно шире и полней использовать сейсмическую запись для геологической интерпретации с учетом не только результатов изучения геометрии разреза, но и качественных характеристик записей МОВ. Накопленный опыт показал, что на сейсмических записях, кроме обычной корреляции регулярных волн, могут быть выделены и прокоррелированы (при неизменной характеристике аппаратуры) такие данные, как продолжительность записи (регулярной и нерегулярной), общая интенсивность (видимый энергетический уровень) записи, относительная интенсивность отражающих границ, число отражений на единицу мощности разреза (слоистость разреза), изменение видимых периодов записи, протяженность отражающих границ и т. д.

Построение карт, отражающих изменение этих качественных характеристик сейсмической записи по площади, и рассмотрение их совместно с результатами построения геометрических форм разреза позволяет получить такие геологические сведения, как сравнительное изменение разрезов по площади, характер слоистости изучаемой толщи, и по материалам только метода отраженных волн трассировать дизъюнктивные нарушения, производить приближенную стратификацию разреза по крупным комплексам отложений и более дробным их подразделениям и т. д.

В результате тщательного анализа сейсмических разрезов удается выделить в разрезе основные пачки и толщи, имеющие различную сейсмическую выраженность. После увязки этих подразделений с известными геологическими разрезами их можно выделять под названием сейсмо-литологических или сейсмостратиграфических пачек и толщ, которые в совокупности дают представление о сейсмо-геологическом разрезе.

Характер сейсмической выраженности одной и той же стратиграфо-литологической толщи часто не остается постоянным по площади, что может быть связано с фациальными изменениями, которые влияют на акустические свойства разреза. При изучении изменения сейсмической выраженности одной и той же толщи на больших расстояниях иногда появляется возможность установить характер ее фациальной изменчивости в тех районах, где скважины отсутствуют. В связи с этим представляется целесообразным ввести понятие о сейсмофации. Под сейсмофацией понимается сейсмогеологическая толща или пачка, характеризующаяся комплексом сейсмических признаков: общее количество отражающих горизонтов и площадок, их протяженность, количество на единицу мощности разреза, характер сейсмической выраженности, наличие или отсутствие опорных горизонтов и преломляющих границ, значение пластовых и граничных скоростей и т. д.

Все эти признаки определяют облик толщи, а комплексный учет их вариаций в совокупности с другими данными позволяет в ряде случаев связывать изменения сейсмофаций с изменениями литофаций. Следовательно, если составлять схемы сейсмофаций по акватории моря в совокупности с картами литофаций по окружающей суше, то открывается возможность передачи геологической информации о литологии разреза на значительные площади моря, что вместе с анализом мощностей дает немаловажный материал для воссоздания истории геологического развития дна акватории.

Такой подход к геологической интерпретации сейсмических материалов был сформулирован нами еще в 1960—1964 гг. Сходные идеи с применением понятия «сейсмофация» в зарубежной литературе появились только в последние годы [202].

В принципе такой же подход можно применить и к интерпретации данных электроразведки. На рис. 64 приведен пример построения схематической карты мощностей и предполагаемого литологического состава миоценовых отложений в районе Прикарабогазья. Этот комплекс отложений на кривых НДОЗ типа КН, КНА проявляется в виде горизонта повышенного сопротивления. Изменение сопротивления миоценовых отложений по площади, установленные в результате количественной интерпретации НДОЗ в море, связано, судя по данным бурения на берегу, с изменениями их литологии. В результате сравнения значений сопротивления отложений миоцена на берегу и в море дан прогноз их состава на акватории.

Изложенные выше положения еще находятся в стадии разработки и усовершенствования. Однако несомненно, что такой подход к интерпретации геофизических материалов является перспективным. Он позволит извлечь из этих данных много дополнительных геологических сведений.

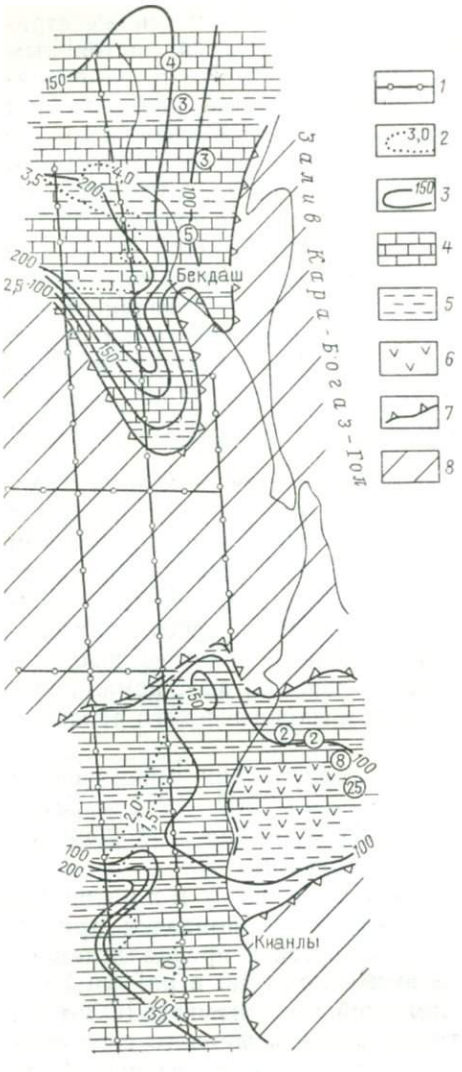


Рис. 64. Схематическая карта мощностей и предполагаемого литологического состава миоценовых отложений в районе Прикарабогазья.

1 — профили и центры НДОЗ;
2 — изолинии удельного электрического сопротивления ρ (в Ом · м);
3 — изопахиты (в м);
4 — карбонатные породы;
5 — преимущественно глины;
6 — гипсоносные отложения;
7 — граница выклинивания миоцена;
8 — область отсутствия миоцена (размыва). Цифры в кружочках — значения ρ на суше (в Ом · м)

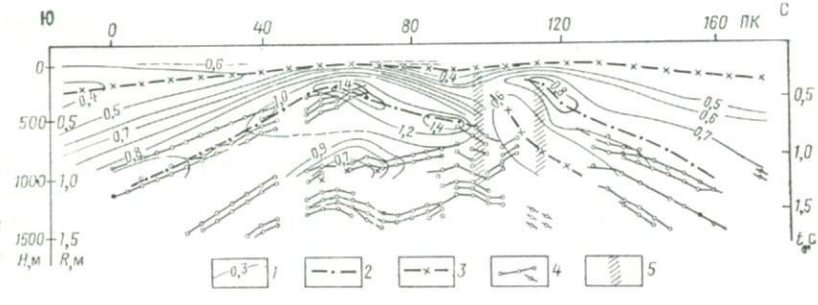


Рис. 65. Совмещенный разрез поля КС и волнового поля.

1 — изолинии КС (в Ом · м);
2 — оси максимумов КС;
3 — оси минимумов КС;
4 — коррелирующиеся интенсивные отражения;
5 — зона нарушений

4. Комплексное изучение материалов всех геофизических методов и их взаимная увязка по площади и вертикали. Отсутствие или скудность прямых геологических данных в условиях моря делает необходимым исходить при геологических выводах из комплексного рассмотрения данных различных методов, которые, взаимно дополняя друг друга, дают возможность делать обоснованные заключения. Увязывать результаты по вертикали удобнее всего по линиям одних и тех же профильных разрезов. Сводные карты, отражающие поведение многих геофизических полей и границ разделов, несомненно, также ценны, однако из-за большой нагрузки, как правило, плохо читаются.

Применение современных автоматизированных систем позволяет сравнительно легко сопоставить на едином графике данные сейсморазведки МОВ, гравиразведки и магниторазведки. При сравнении сейсмических и электроразведочных данных обычно сопоставляют лишь конечные, геометрические результаты обоих методов в виде сейсмического и геоэлектрического разрезов. Однако при этом невозможно анализировать важные для расшифровки глубинного строения элементы сейсмического волнового поля и поля кажущегося сопротивления (КС). Для большей объективности целесообразно сопоставить на одном графике первичные данные обоих методов. Сложность этой операции заключается в разной размерности вертикальных масштабов, так как по данным МОВ на вертикальной оси откладывается время регистрации отраженных волн t_0, а на разрезах КС — расстояние между центрами питающего и приемного диполей R.

Для решения указанной задачи была предложена особая методика, по которой, рассчитав закономерности $t_0=t_0(H)$ и $R=R(H)$ для рассматриваемого района, разрезы t_0 и КС перестраивают в одном масштабе глубин H. Эта методика была применена для уточнения строения сводовой части Челекено-Ждановского поднятия (юго-восточная часть Каспия), которая характеризуется широким развитием разрывных нарушений и воронок проседания грязевых вулканов в отложениях плиоцена (рис. 65). Профиль пересекает Причелекенский купол (ПК 100—111), морское продолжение Челекенской складки (ПК 52—68) и разделяющий их прогиб. В широкой полосе между пикетами 68—124 наблюдается ухудшение сейсмической записи, вплоть до полного исчезновения осей синфазности, поэтому положение сводов уточнялось по точкам перегиба осей максимумов и минимумов на разрезе КС.

Нарушение, приуроченное к южному крылу Причелекенского поднятия, четко проявляется на разрезе КС в виде резкого искажения хода изолиний и скачкообразного изменения положения осей максимумов и минимумов. На разрезе t_0 ему соответствует локальное (времена 0,5—1,0 с) искажение осей синфазности. Так

как в изученном разрезе опорных отражающих границ не отмечается, то по одним данным МОВ нарушение вряд ли могло быть выделено.

Разрывное нарушение на северном крыле складки на разрезе КС видно менее четко. Его наличие подтверждается широкой зоной отсутствия осей синфазности. Заключенный между указанными нарушениями блок по разрезу КС является приподнятым.

При тектоническом районировании дна акваторий следует исходить из комплексного районирования геофизических полей с их примерной или более—менее точной геологической расшифровкой. В условиях моря в наибольшей степени проявляется необходимость применять тектоно-геофизический принцип районирования. В основе этого принципа лежит выделение крупных участков, имеющих свою собственную, сильно отличающуюся от других районов комплексную геофизическую характеристику, по показаниям всех или большей части геофизических методов. Тектоническому районированию акватории моря должно предшествовать вдумчивое составление карты комплексного районирования полей (тектоно-геофизическая схема), на которой должны найти отражение как количественные, так и качественные характеристики и параметры всех геофизических полей, полезные для последующих геологических выводов.

Второй этап составления тектонической схемы — выяснение геологической природы каждой выделенной тектоно-геофизической зоны, определение возможных аномалиеобразующих факторов для каждого геофизического поля в их взаимной связи. На тектонической схеме можно уверенно выделять те элементы, для которых геологическая природа тектоно-геофизических зон может быть расшифрована достаточно надежно. В случае, если геологическая природа этих зон не вполне ясна, приходится воздерживаться от категорического определения ее тектонического смысла, выделяя лишь предположительно или даже в таком виде, как на тектоно-геофизической схеме. При этом часто приходится обращаться к методу аналогий, сопоставляя комплексную геофизическую характеристику неясного элемента с аналогичным сочетанием полей на каком-нибудь другом участке, для которого геологический смысл уже выяснен.

В соответствии с изложенными выше общими методическими установками процесс комплексной интерпретации данных морской геофизики условно можно разделить на три стадии:

1) детальный анализ данных каждого метода в отдельности, выяснение возможностей этого метода для решения геологических задач в рассматриваемом регионе, установление возможной геологической природы аномалиеобразующих тел и границ раздела, рассмотрение основных выводов, вытекающих из данных только одного метода;

2) комплексное рассмотрение данных всех геофизических методов, установление взаимосвязи аномальных зон между собой, выделение комплексных геофизических зон по всем или большей части методов, сопоставление этих зон с прилежащими районами, нахождение одинаковых или близких по характеристике участков в соседней области, где геологическая природа каждой из таких зон достаточно надежно установлена;

3) комплексное геологическое обобщение на основе синтеза данных всех геофизических методов с учетом всех других геологических сведений.

ГЛОБАЛЬНАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Общепризнано, что без широких морских геофизических исследований невозможно познать основные закономерности глубинного строения, истории и механизма развития нашей планеты. В связи с возросшим интересом к вопросам строения Земли под океанами и морями последние 10—20 лет характеризуются лавинообразным накоплением геофизической информации о физических полях и глубинной структуре дна Мирового океана. В результате резко возрос уровень изученности всей этой громадной поверхности, составляющей 361 млн. км^2.

Эволюция глобальных идей

Обширная геолого-геофизическая информация по глубинному строению океанов и морей сделала узкими рамки устоявшихся, ставших классическими представлений о геологическом строении и развитии Земли, основанных главным образом на материалах изучения континентов. Только сейчас геологи начинают по-настоящему осознавать тот, казалось бы, элементарный факт, что материки являются всего лишь крупными островами в Мировом океане и что единая глобальная геология как наука может быть создана только на основе диалектического понимания единства и противоположностей материков, океанов и морей. Неудивительно, что именно принципиально новые данные по акваториальной части Земли послужили мощным толчком для дальнейшего развития геологических концепций.

Первой реакцией на поток новой геолого-геофизической информации по океанам и морям было создание в 60-х годах теории новой глобальной тектоники или тектоники литосферных плит (Г. Хесс, Р. Диц, Ф. Вайн, Д. Мэтьюз, Б. Хизен, К. Ле Пишон, В. Е. Хаин, В. В. Федынский, С. А. Ушаков, О. С. Сорохтин и др.). Выявление огромной, протяженностью около 80 000 км системы срединно-океанических горных цепей и сопряженного с ними рифта, высокая сейсмическая активность и

тепловой поток в данной зоне, несомненное поступление через эту глобальную трещину глубинного вещества в верхнюю часть земной коры, наличие примерно параллельных хребту закономерных полосчатых магнитных аномалий, резко отличающаяся от континентов геофизическая модель земной коры океанов, прогрессивно увеличивающийся возраст коры по мере удаления от срединных хребтов к континентам — эти основные факты привели многих геологов и геофизиков к выводу, что ведущим процессом геологического развития является новообразование земной коры в зоне срединно-океанического гребня вследствие восходящих конвекционных течений в мантии с постепенно-стадийным расширением океанического дна и соответствующим движением континентов.

На границе с материками океаническая кора вследствие нисходящего конвекционного потока уходит под континенты и разрушается. Вся литосфера состоит из определенного количества находящихся в движении крупных плит, которые скользят по поверхности полупластичного астеносферного слоя. Гипотеза тектоники литосферных плит возрождает на новом уровне идеи А. Вегенера о миграции континентов и своей новизной привлекает к себе внимание все большего количества ученых и практиков. В последние годы предпринимаются многочисленные попытки рассмотреть с позиций новой глобальной тектоники такие проблемы, как региональная геология и история развития горно-складчатых областей на континентах, закономерности размещения металлогенических поясов и нефтегазоносных провинций и т. д. [36, 108, 151, 167].

Однако идеи тектоники литосферных плит при кажущейся простоте и логичности встречают многочисленные возражения (В. В. Белоусов, А. В. Пейве, А. А. Мейергофф, Г. А. Мейергофф, П. С. Уиссон, Б. А. Петрушевский, Ю. М. Шейнманн, Г. Д. Афанасьев, И. А. Резанов и др.), количество и серьезность которых увеличивается по мере накопления и осмысливания новых данных. Одни и те же материалы в изложении противников новой глобальной тектоники имеют другую физическую и геологическую интерпретацию. Гипотеза литосферных плит не может объяснить многих важных явлений строения и развития Земли, в частности специфические особенности таких важных геологических структур, как впадины внутренних и окраинных морей (Средиземное, Черное, Баренцово и Северное моря, Южный Каспий и др.). Для происхождения океанических впадин предложено несколько гипотез океанизации первично-континентальной коры преимущественно платформенного типа [5, 86, 140]. В связи с этим категорические утверждения, что гипотеза литосферных плит в настоящее время действительно является глобальной схемой геологического процесса, по-видимому, преждевременны, хотя они дают существенный толчок в развитии общей теории геологии.

Настоящая глобальная концепция может быть создана на основе синтеза суммы всех еще неполных данных по океанам, морям и материкам, а не односторонней информации по какой-то, пусть даже существенной, части Земли. Однако для создания действительно единой глобальной теории геологии еще необходимо провести большой объем геолого-геофизических исследований, направленных на решение узких мест в наших знаниях о недрах планеты, в том числе на морях и океанах. Не следует недооценивать значение уже имеющихся фактов. Однако опасно также переоценивать одни стороны знаний в ущерб другим. Немаловажным является учет новейших данных космологии о физических полях околоземного пространства, строении ближайших планет Солнечной системы и более далеких космических тел.

Приведенные материалы показывают, насколько велико значение морских геофизических данных и их правильной геологической интерпретации для создания глобальной концепции геологии. Многие (если не основные) положения тектоники литосферных плит основаны на материалах морских геофизических исследований.

Земная кора

Обычно считается, что современной подошвой земной коры является резкая сейсмическая граница Мохоровичича (раздел М), ниже которой располагаются породы, относящиеся к верхней мантии Земли; скорость распространения колебаний в них 8,0—8,2 км/с. Многочисленными геофизическими исследованиями установлено, что земная кора океанов существенно отличается от коры континентов и граница между ними проходит на глубинах моря между 2000 и 3500 м [44, 45]. Соотношения между различными типами земной коры показаны на рис. 66, заимствованном из работы В. Е. Хаина [174]. Генерализованные разрезы литосферы под континентами и океанами по Р. Дицу [49] приведены на рис. 67.

Разрез земной коры под океаническими впадинами довольно простой. Толщу воды (средняя мощность 4,5—4,9 км, плотность — 1,03 г/см^3, скорость распространения сейсмических волн — 1,5 км/с) подстилает маломощный слой неконсолидированных осадков (слой I) мощностью 0,1—0,7 км со средней плотностью 1,5 г/см^3 и скоростью распространения сейсмических волн 2,0—2,5 км/с. Ниже расположен слой II (мощность 2—4 км, плотность 2,4—2,55 г/см^3, скорость распространения сейсмических волн — от 4 до 6 км/с), состоящий из вулканических и плотных литифицированных осадочных пород. Слой III (океанический), являющийся, по образному выражению Т. Гэскелла, «универсальным элементом океанической структуры коры», во всех океанах в стороне от рифтовых зон имеет удивительно выдер-

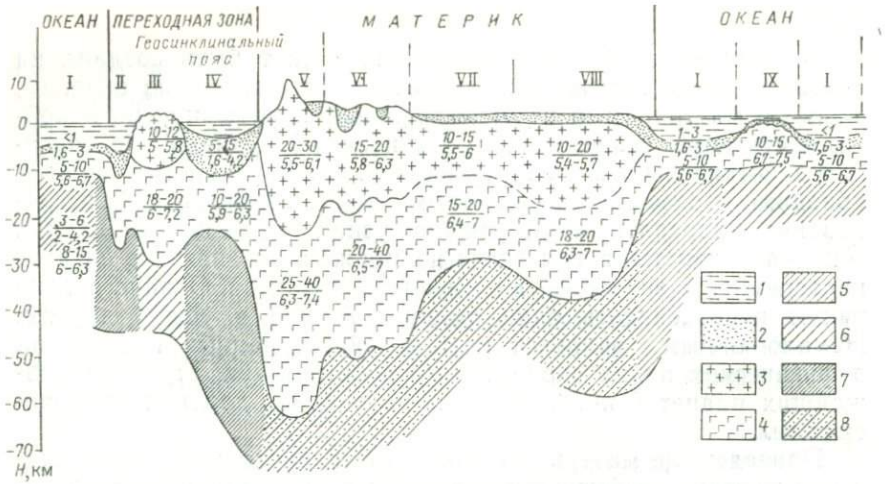
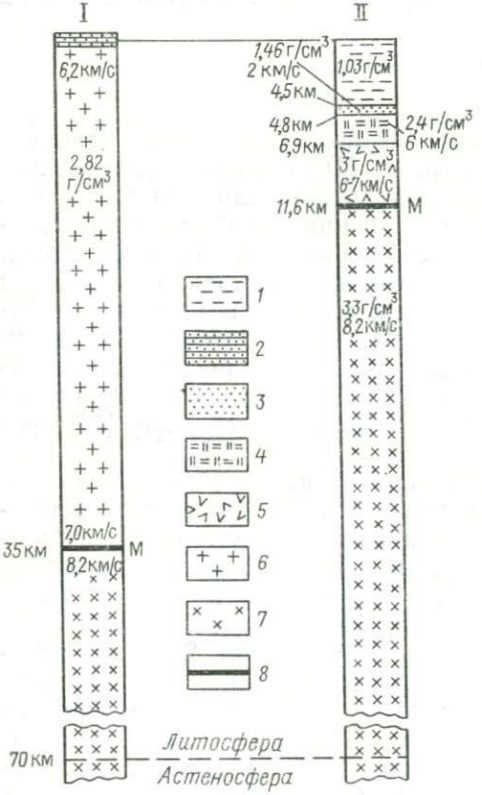


Рис. 66. Основные типы строения земной коры и ее главные структурные элементы (по В. Е. Хаину).



1 — вода;
2 — осадочный слой;
3 — «гранитный» слой;
4 — «базальтовый слой»;
5, 6, 7, 8 — верхняя мантия перидотитового состава нормальной плотности, разуплотненная, повышенной плотности, эклогитового (?) состава. Цифры на рисунке: в числителе — средние мощности (в км), в знаменателе — скорости распространения сейсмических волн (в км/с).

I — океаническая платформа;
II — глубоководный желоб;
III — островная дуга;
IV — окраинное море;
V — окраинные горные цепи;
VI — внутриматериковый постплатформенный подвижный пояс;
VII — молодая платформа;
VIII — древняя платформа;
IX — внутриокеанический подвижный пояс

←

I — континентальная литосфера;
II — океаническая литосфера.
1 — вода;
2 — осадочный комплекс континента;
3 — неконсолидированные осадки океана;
4 — литифицированные осадки океана и вулканиты;
5 — габбро (или серпентиниты);
6 — гранитный комплекс фундамента;
7 — эклогиты (или перидотиты) верхней мантии;
8 — граница М. Цифры на рисунке — плотность (в г/см³), скорость распространения продольных волн (в км/с), глубины (в км)

Рис. 67. Генерализованные разрезы литосферы под континентами и океаническими бассейнами (по Р. Дицу).

жанную мощность (4,7—5,0 км), характеризуется плотностью 2,9—3,0 г/см³ и скоростью распространения сейсмических волн 6,7±0,3 км/с. Вопросы образования, возраста и состава слоя III имеют основное значение для выяснения происхождения океанов.

Океанический слой состоит из серпентинитов, возникших за счет глобальной гидратации исходных мантийных пород — лерцолитов и перидотитов [151, 167]. Р. Диц [49] и ряд других исследователей считают, что раздел М соответствует фазовому переходу от эклогитов к габбро, и, таким образом, слой III является верхней частью мантии — экзомантией, образующей сплошную покрышку над неизменной мантией. Существует мнение [104, 140 и др.], что как слой II, так и слой III океанической коры во многих участках океана могут быть сложены кислыми породами, вплоть до гранитов.

Земная кора и геофизическая характеристика срединно-океанических хребтов существенно отличаются от приведенной выше модели. Граница М характеризуется аномальными значениями скоростей распространения продольных сейсмических волн, равными 7,3—7,5 км/с. Гравитационные аномалии Буге образуют над хребтами относительный минимум по сравнению с прилегающими абиссалями, примерно пропорциональный амплитуде рельефа. Магнитные аномалии характеризуются полосчатым («зебровым» по Р. М. Деменицкой) чередованием максимумов и минимумов, которые, по широко распространенному мнению [17, 205], объясняются инверсиями магнитного поля Земли и воздействием инверсирующего поля на намагниченность океанической коры, вновь образованной в зоне рифта.

Тепловой поток в пределах срединных хребтов повышен, эти зоны отличаются высокой сейсмичностью. Приведенные данные свидетельствуют о сравнительно молодом возрасте срединно-океанических хребтов и неустойчивости в их пределах тектонического режима.

Опираясь на обширный материал геофизических (главным образом магнитометрических) исследований с учетом данных глубоководного бурения, В. В. Федынский и др. [171] составили глобальную схему возраста коры Мирового океана. На рис. 68 согласно «новой глобальной тектонике» наиболее молодая (олигоцен-четвертичная) кора соответствует зонам срединно-океанических хребтов, которая окаймляется последовательно все более древними образованиями. Наиболее «старая» кора (триасового и пермского возраста) отмечается по периферии Атлантики и в северо-западной части Тихого океана. В то же время известны многочисленные факты [98] находок при драгировании дна различных магматических, метаморфических и осадочных пород палеозойского и даже докембрийского возраста, которые противоречат определениям по палеомагнитным данным.

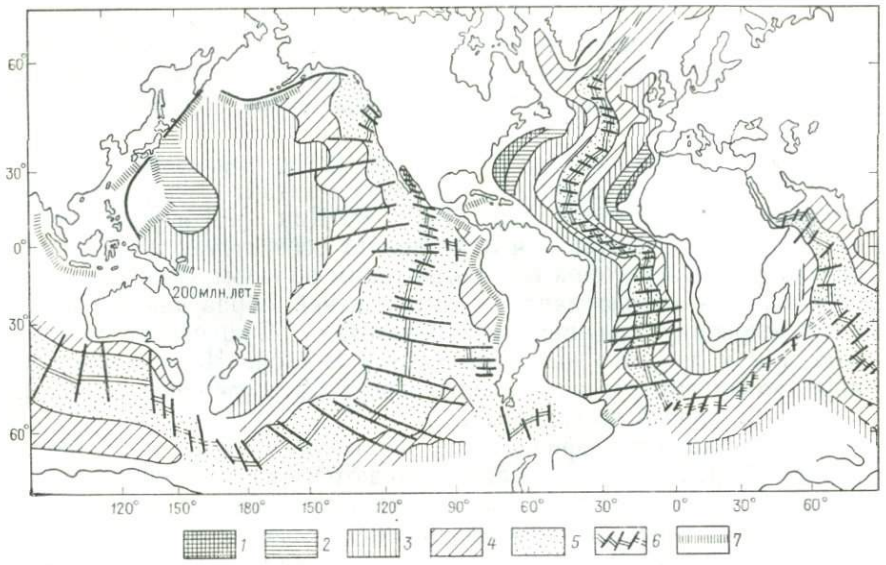


Рис. 68. Схема возраста земной коры Мирового океана [171].

1 — пермь;
2 — ранний триас — поздняя юра;
3 — мел;
4 — палеоцен—эоцен;
5 — олигоцен—четвертичный;
6 — рифтовая долина и трансформаторный разлом;
7 — островные дуги

Таким образом, для установления основных процессов формирования и возраста земной коры Мирового океана требуется проведение дополнительных комплексных геолого-геофизических исследований. Можно впасть в серьезную принципиальную ошибку, если безоговорочно принять в качестве основы для всеобъемлющей концепции лишь одну часть фактов. В частности, не исключено, что земная кора океанов неоднородна и значительные (если не большие) участки его дна имеют древний возраст, однако переработаны молодыми процессами. Даже на суше известны обширные поля мощных трапповых излияний, перекрывающих более древнюю структуру.

Своеобразная земная кора развита в областях, переходных от континентов к океанам, в окраинных и внутренних морях, которые мы обобщенно будем называть предокеанической областью или предокеаном. На шельфе, как правило, кора общего типа мало отличается от коры прилегающего континента, т. е. выделяются осадочный, «гранитный» и «базальтовый» слои с некоторым (иногда существенным) увеличением мощности осадочной толщи. На материковом склоне, особенно в глубоководных впадинах [54] происходит изменение общей геолого-геофизической характеристики земной коры. Общая ее мощность (до раздела М) колеблется от 11—12 до 25—30 км, причем важнейшей особенностью предокеанической области яв-

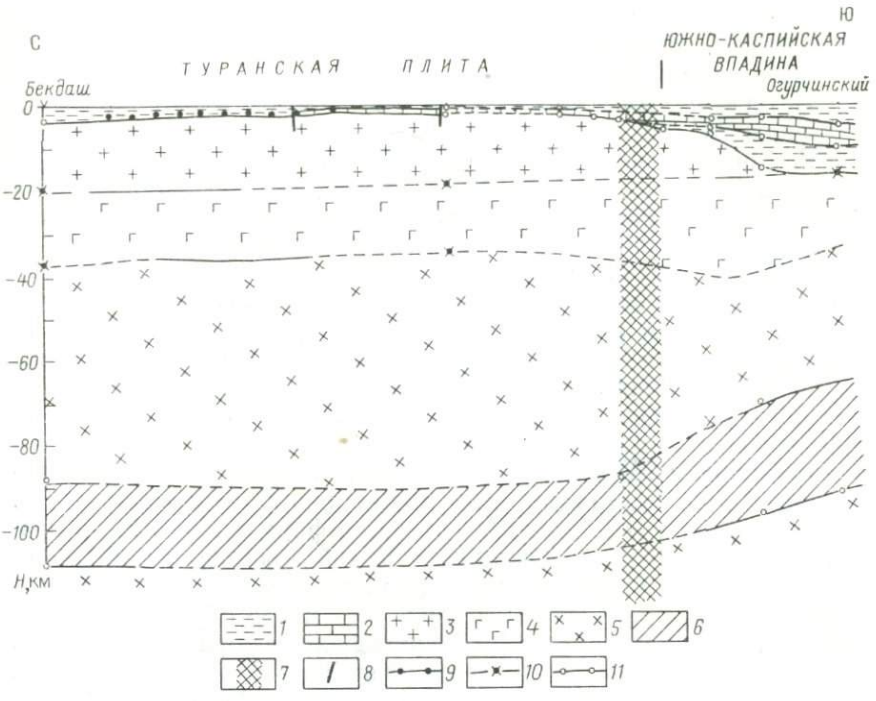


Рис. 69. Глубинный разрез по линии пос. Бекдаш — о. Огурчинский (по В. Г. Дубровскому, Н. В. Кондрашевой).

1 — низкоомные осадочные отложения;
2 — высокоомные осадочные отложения;
3 — «гранитный» слой;
4 — «базальтовый» слой;
5 — верхняя мантия;
6 — промежуточный проводящий слой;
7 — зона глубинного разлома на границе эпигерцинской платформы и Южно-Каспийской мегавпадины;
8 — нарушения в фундаменте и осадочной толще;
9 — границы по НДОЗ;
10 — границы по ГСЗ;
11 — границы по МТЗ

ляется резкое увеличение мощности осадочного слоя, достигающего от $^1/_2$ до $^2/_3$ всей мощности коры. Мощность консолидированной кристаллической части коры (фундамент) здесь резко сокращена (5—15 км). Широко распространено мнение, что во впадинах развит «базальтовый» фундамент, характеризующийся скоростями распространения сейсмических волн 6,8—7,2 км/с.

Однако новые данные сейсмических исследований в Средиземном и Черном морях [111, 202 и др.] показывают, что верхняя часть фундамента во впадинах может быть сложена породами со скоростями распространения волн около 6,0 км/с. Материалы магнитометрических работ также свидетельствуют о генетической связи кристаллического основания впадин с прилегающей сушей [95]. Высокие гравитационные аномалии в редукции Буге обусловлены сокращением общей мощности коры, подъемом границы М по сравнению с окружающими областями. Это,

в свою очередь, может быть связано с процессами типа зонной плавки [27], которые играют большую роль в механизме формирования впадин внутренних морей [140].

Интересные данные получены в результате исследований по профилю МТЗ в Среднем и Южном Каспии (Е. М. Ласовик, Н. В. Кондрашева, В. Г. Дубровский и др.) [50]. На составленном разрезе (рис. 69) отчетливо видна принципиальная разница строения Туранской плиты с маломощным осадочным чехлом и Южно-Каспийской впадины, где мощность осадочной толщи достигает 17—20 км. В осадочном выполнении впадины выделяются верхняя и нижняя относительно низкоомные толщи, разделенные мощным слоем повышенного сопротивления. Верхняя толща относится к палеоген-неогену, средний слой соответствует мезозою, а нижняя толща, возможно, сложена палеозойскими (?) образованиями. Эти данные позволяют сделать вывод о древнем заложении Южно-Каспийской впадины.

По данным МТЗ в верхней мантии выделяется хорошо проводящий промежуточный слой мощностью 20—30 км, который залегает на глубине около 90 км в платформенной части и воздымается до 60 км в Южно-Каспийской впадине. Таким образом, разогретая часть мантии под впадиной залегает ближе к поверхности, чем на Туранской плите, что могло обусловить явления типа зонной плавки [27], приведшие к образованию этой громадной впадины. В то же время на Балтийском море глубина залегания проводящего слоя в мантии более 200 км (Ю. М. Полонский), а в Северном Ледовитом океане — около 400 км (И. Л. Трофимов).

Анализ обширного материала показал [157], что впадины со специфической характеристикой коры развиваются на участках платформ (Баренцовоморская, Североморская, Северокаспийская, Адриатическая, Восточно-Средиземноморская и др.) или срединных массивов (Южно-Каспийская, Черноморская, Западно-Средиземноморская и др.).

Ввиду своеобразных геологогеофизического строения и геологического развития указанные элементы выделены в особую геотектоническую категорию под названием пелагогенных впадин.

Глубинные разломы

Вертикальная расслоенность земной коры под дном морей и океанов сочетается со значительными горизонтальными неоднородностями, которые могут быть приурочены как к коре в целом, так и к отдельным ее компонентам. Достаточно надежно устанавливаются по комплексу геофизических данных системы глубинных разломов, разделяющих акватории на крупные блоки и играющих важную роль в формировании структуры коры и раз-

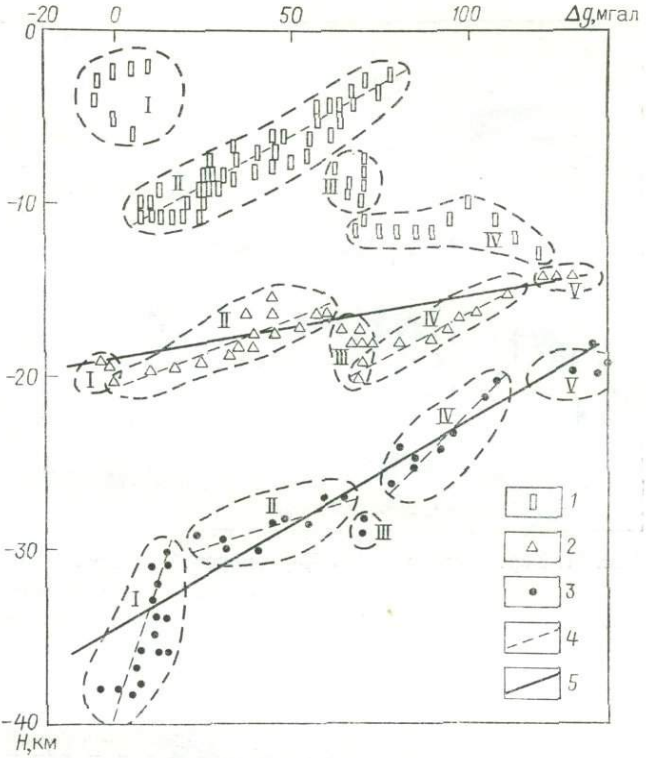


Рис. 70. Сопоставление аномалий силы тяжести в редукции Буге (в условных единицах) с рельефом основных границ земной коры (западная часть Черного моря) [155].

I — область Каркинитского минимума силы тяжести;
II — область шельфа;
III — аномальная зона на континентальном склоне;
IV — область материкового склона;
V — глубоководная часть впадины;
1 — поверхность «гранитного» слоя;
2 — поверхность Конрада;
3 — поверхность Мохоровичича;
4 — частные зависимости $\Delta g(H)$;
5 — генеральные зависимости $\Delta g(H)$

витии этих блоков. Большое внимание в последнее время уделяется глобальной системе рифтовых трещин и трансформных разломов океанического дна. Не меньшее значение имеют зоны Заварицкого—Бениоффа в предокеанической области.

В большинстве случаев выявление глубинных разломов производится по комплексу геофизических данных. Для каждого крупного блока характерно определенное сочетание сейсмических, гравиметрических, магнитометрических и других геофизических характеристик, отражающих строение земной коры. В зоне глубинного разлома эта корреляция резко нарушается, и соседний блок уже отличается совершенно иным сочетанием геофизических параметров (рис. 70).

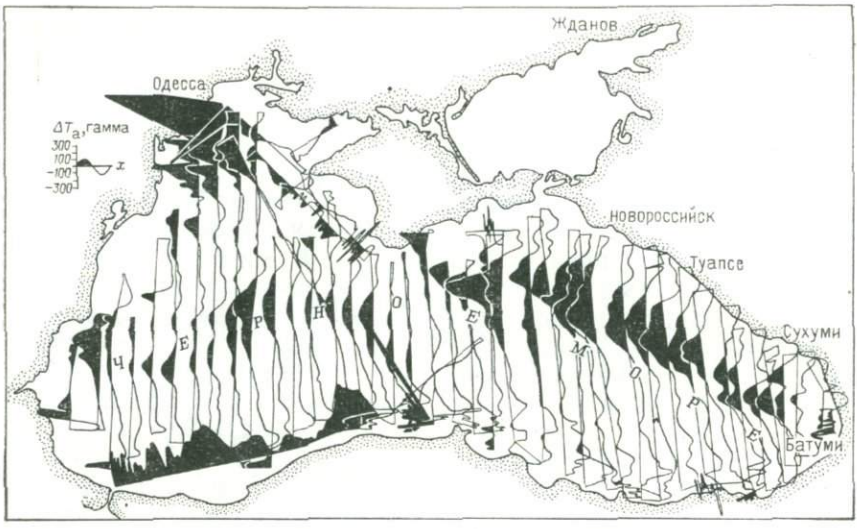


Рис. 71. Карта графиков ΔT_a Черноморской впадины [95]

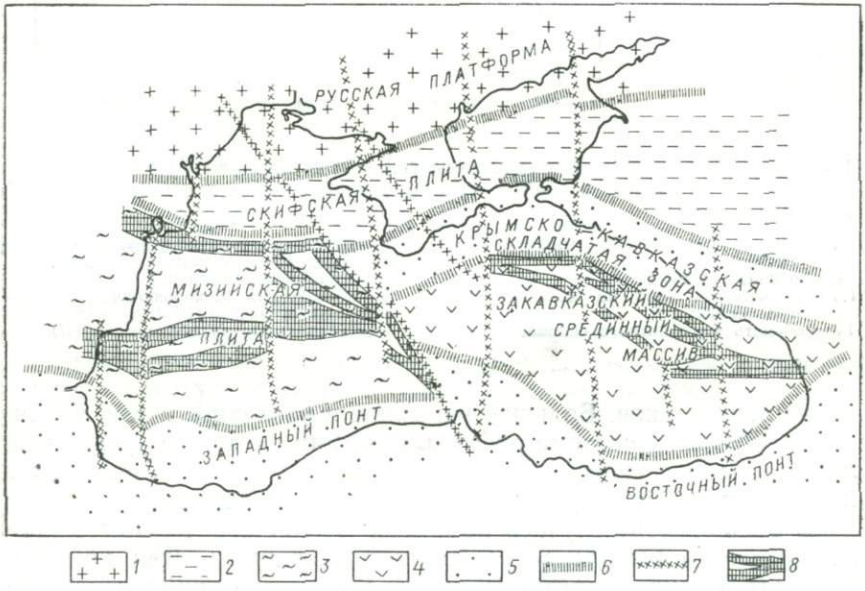


Рис. 72. Тектоническая схема Черноморской впадины.

1 — древние платформы;
2, 3, 4 — эпипалеозойские и эпибайкальские плиты, срединные массивы соответственно;
5 — структуры альпийской складчатой области;
6 — глубинные разломы, согласные с общим простиранием структур Альпийско-Гималайского пояса;
7 — глубинные разломы, поперечные по отношению к структурам Альпийско-Гималайского пояса;
8 — предполагаемые структуры типа офиолитовых поясов

С зонами разломов часто связаны региональные гравитационные ступени, цепочки магнитных аномалий или участки резкой смены простираний аномалий естественных полей Земли, а также зоны потери корреляции сейсмических границ, развитие своеобразных типов волн и т. д. Глубинные разломы в наибольшей степени проявляются обычно в кристаллическом комплексе земной коры, их корни уходят в верхнюю мантию Земли. Осадочная толща в этих зонах отличается повышенной раздробленностью, однако иногда встречаются погребенные линеаменты.

В пределах каждого крупного морского бассейна обычно удается выделить близкую к ортогональной систему, состоящую из продольных и поперечных (по отношению к основному направлению дислокаций) разломов, сочетание которых позволяет наметить основные структуры региона. При этом продольные разломы, с которыми тесно связано формирование структурного плана верхнего этажа земной коры, выявляются достаточно уверенно. Поперечные дислокации обычно замаскированы верхним этажом и проявляются в виде характерных ундуляций гравитационного и магнитного полей, связанных с нижней частью земной коры. Так, в пределах южных морей СССР удалось выделить систему поперечных (антикавказских) разломов допалеозойского заложения [91]. На Черном море Геленджикским отделением ВНИИМОРГЕО в 1967—1969 гг. была выполнена общая гидромагнитная съемка [95, 96] по 45 профилям общей протяженностью 35 000 км с магнитометрами МПМ-3, МПМ-4. Особенности морфологии аномального магнитного поля ΔT_a Черного моря и прилегающей суши позволили наметить в его пределах сеть глубинных разломов (рис. 71), имеющих принципиальное значение для районирования впадины. К ним относятся: 1) шовная зона между Русской и Скифской платформами; 2) граница между погруженными под воды геосинклинальными сооружениями Анатолии, Крыма и Кавказа с глубоководной впадиной (Крымско-Добруджинский, Преданатолийский разломы); 3) пересекающие впадину Трансчерноморский, Кальмиус-Ордусский, Корсакско-Синопский и другие разломы (рис. 72).

Исследования последних лет подтвердили мысль В. В. Федынского о том, что источники многих интенсивных гравитационных аномалий во впадинах морей связаны не с земной корой, а с мантией. Этот вывод, сделанный В. В. Федынским в отношении Южного Каспия, оказался универсальным. Выявляется все больше и больше районов с уплотненной или разуплотненной мантией, с которыми связаны соответствующие аномалии. Так, крупный относительный минимум Δg Буге над Срединно-Атлантическим хребтом объясняется развитием здесь линзы аномальной мантии с пониженной плотностью — от $-0{,}20 \div$ до 0,25 г/см³. Напротив, в Ионической впадине Средиземного моря крупный максимум Буге невозможно объяснить только строением земной коры (рис. 73).

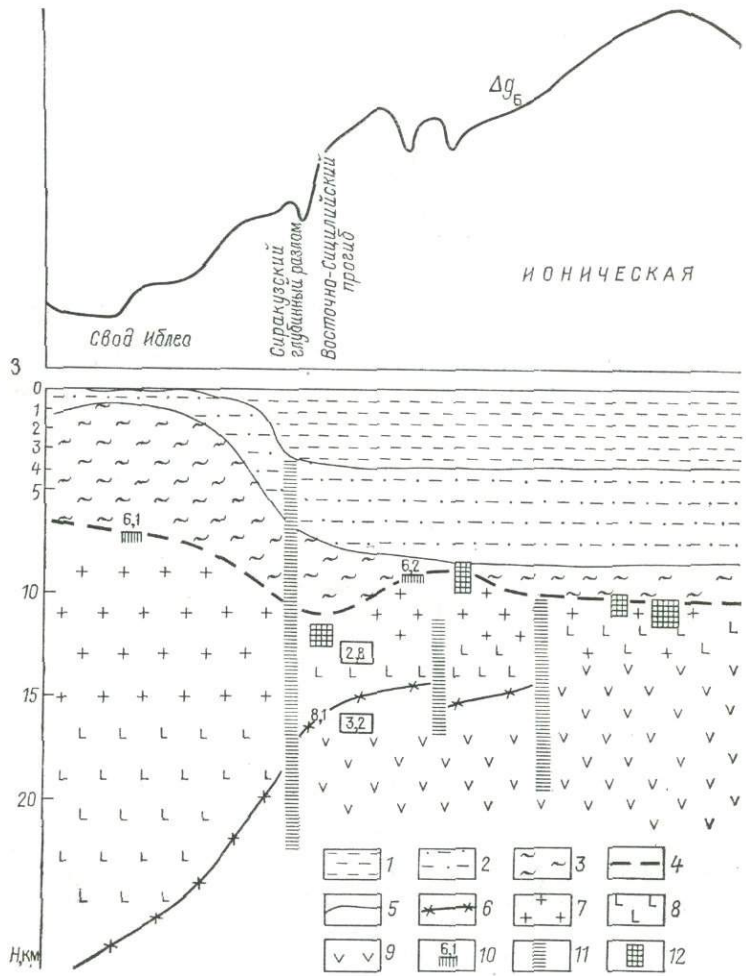
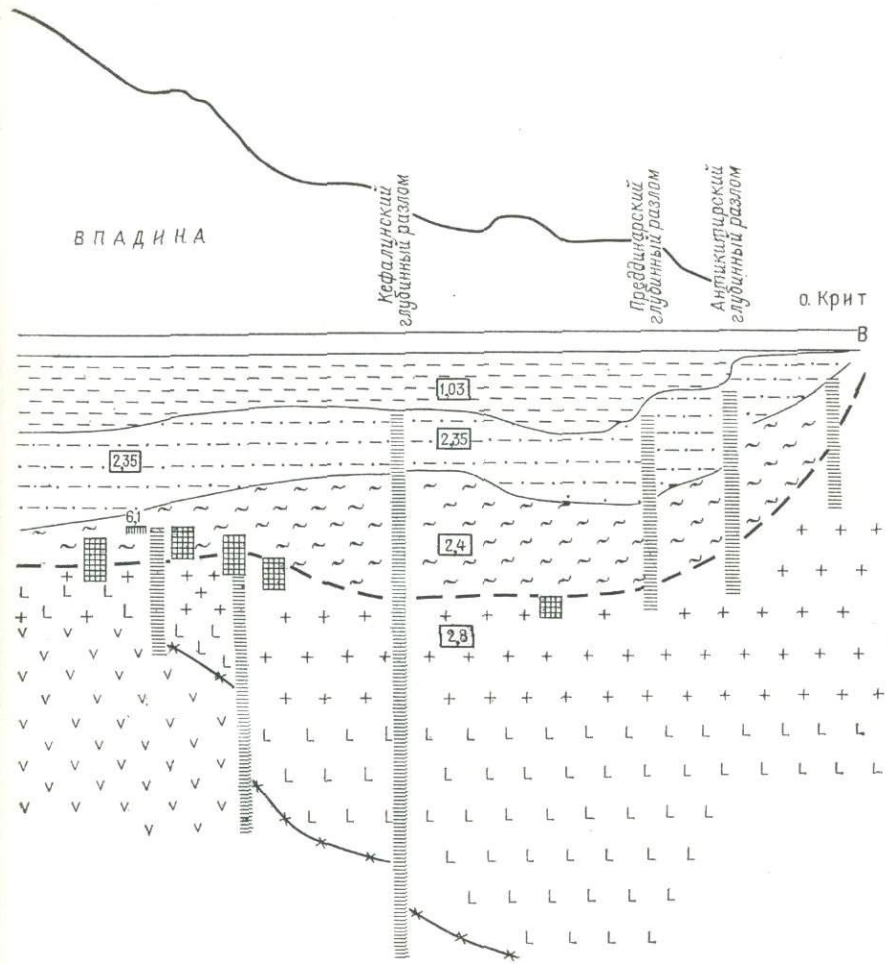


Рис. 73. Схематический геолого-геофизический разрез через Ионическую впадину.

1 — водный слой;
2 — кайнозойские отложения;
3 — верхнепалеозойские (?) — мезозойские отложения;
4 — граница подошвы осадочной толщи;
5 — отражающий горизонт;
6 — граница Мохоровичича;
7 — породы преимущественно кислого состава;

Региональная геология

Региональное тектоническое районирование дна акваторий проводится по методике, изложенной в предыдущем разделе. Так, на основании анализа комплекса геофизической информации



8 — породы преимущественно основного состава;
9 — ультраосновные породы;
10 — граница раздела земной коры со значениями скоростей (в км/с);
11 — предполагаемые разломы;
12 — магнитоактивные тела. Цифры в квадратах — предполагаемые плотности пород (в г/см³)

(рис. 74) на Каспийском море были выделены [13] платформенная область, охватывающая Северный и Средний Каспий, и глубочайшая пелагогенная Южно-Каспийская впадина, разделенные глубинным разломом. В пределах платформенной области, в свою очередь, были установлены участки, относящиеся

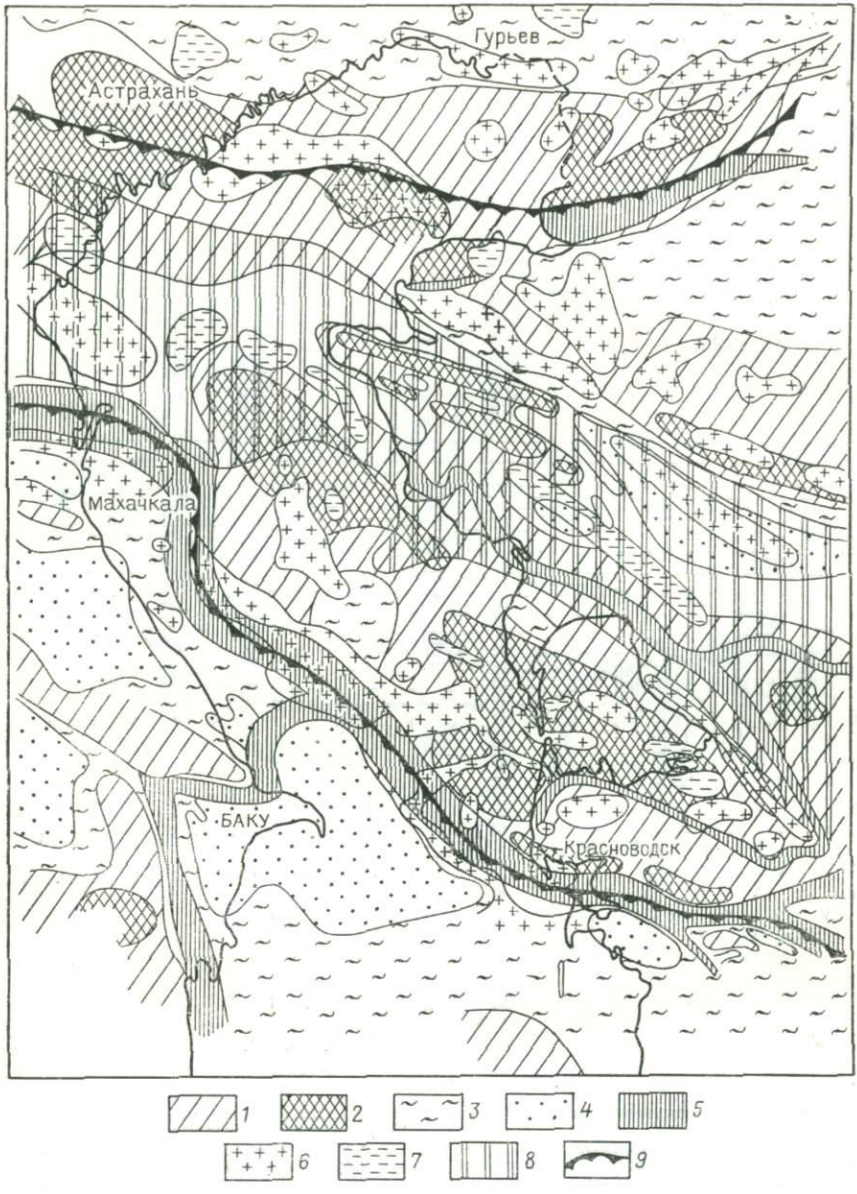


Рис. 74. Схема элементов геофизических полей Каспийского моря [13].

Гравитационные аномалии:
1 — относительно положительные,
2 — то же, наиболее интенсивные,
3 — относительно отрицательные,
4 — то же, наиболее интенсивные;
5 — гравитационные ступени;

магнитные аномалии:
6 — максимумы;
7 — минимумы;
8 — зона региональной полосовой депрессии;
9 — границы между основными разновозрастными тектоническими элементами

к древней Русской платформе и более молодой эпигерцинской плите. Дальнейшая детализация схемы, приведенной на рис. 74, позволило составить гораздо более подробную тектоническую карту Каспия и обосновать общие перспективы его нефтегазоносности [88, 90]. Аналогичная работа выполнена для других морей СССР [157].

ПОИСКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ДЕТАЛЬНАЯ РАЗВЕДКА ЛОКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ

Поисковые работы

На этом этапе при нефтегазопоисковых работах проводятся комплексные геофизические исследования, по результатам которых определяется структура поверхности фундамента, выделяются основные этажи осадочной толщи, выясняется структурный план горизонтов в осадочном комплексе и т. д. Конечная цель поисковой стадии геофизических работ — общая оценка перспективности различных тектонических зон и оконтуривание локальных объектов (структур) для последующих детальных работ.

На поисковом этапе применяется широкий комплекс геофизических методов: детальные гравиметрические и гидромагнитная съемки, структурные методы электроразведки и различные модификации сейсморазведки.

Картирование фундамента при глубине его залегания до 3—4 км и отсутствии мощных экранирующих пластов в осадочной толще производится электроразведкой НДОЗ. Показательны данные, полученные на Прикарабогазском участке Каспия (рис. 75), для которого удалось составить достаточно детальную карту рельефа фундамента, существенно изменившую представление о спокойной куполообразной структуре Прикарабогазского свода.

При глубине залегания фундамента более 4—5 км и мощных экранах обнадеживающие результаты дает метод ЗСМ. Так, на структуре Голицына в северо-западной части Черного моря, где обычные сейсмические исследования осветили структурный план только кайнозойских отложений, на кривых кажущейся проводимости $S_к(t)$ выделено пять геоэлектрических горизонтов, хорошо коррелирующихся по всем 12 отработанным стоянкам ЗСМ. Методом ЗСМ здесь получена геоэлектрическая характеристика разреза в интервале глубин 2—7 км (рис. 76).

Под горизонтом повышенного сопротивления (турон-сеноман), являющегося экраном при работах НДОЗ, залегает толща пониженного сопротивления мощностью до 2 км, которую можно отождествлять с песчано-глинистыми отложениями нижнего

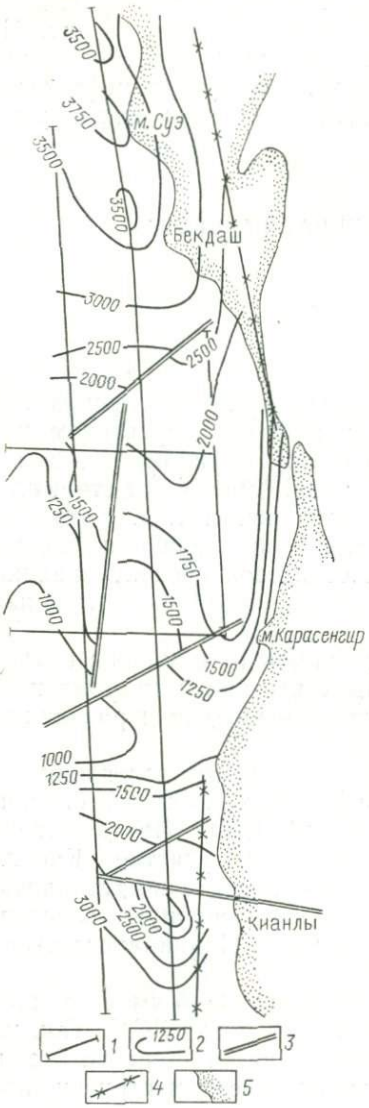


Рис. 75. Структурная схема поверхности фундамента Прикарабогазского участка Каспийского моря.

1 — профили НДОЗ;
2 — изогипсы поверхности фундамента (в м);
3 — дизъюнктивные нарушения в фундаменте;
4 — профили КМПВ;
5 — береговая линия

мела — юры (?). На глубинах более 7 км установлен горизонт высокого сопротивления, который связан либо с переходным (промежуточным) комплексом, либо с фундаментом.

В районах глубокого залегания фундамента значительный эффект при его картировании дают методы ГСЗ в сочетании с массовыми расчетами магнитометрических аномалий. Имеющиеся данные показывают, что верхние кромки магнитоактивных тел во впадинах чаще всего приурочены к поверхности консолидированного фундамента (рис. 77) и поверхность этих кромок соответствует рельефу фундамента. Сочетание опорных данных ГСЗ с массовыми расчетами магнитных аномалий позволило составить схемы рельефа фундамента впадин Черного моря, Южного Каспия, Средиземного, Охотского, Баренцева и других внутренних и окраинных морей.

Для поискового картирования структуры осадочной толщи обычно применяются такие методы, как сейсморазведка МОВ и различные модификации электроразведки. На рис. 78 показано решение задач поискового этапа с помощью серии профилей МОВ для Казахстанского залива Каспийского моря. Работы были выполнены в 1963 г. на научно-исследовательском судне «Академик Гамбурцев» по методике простого симметричного профилирования с «пьезокосой» конструкции ВНИИГеофизики и взрывами тротила массой 5 кг через 400—500 м. В результате был изучен структурный план палеоген-неогеновых и мезозойских

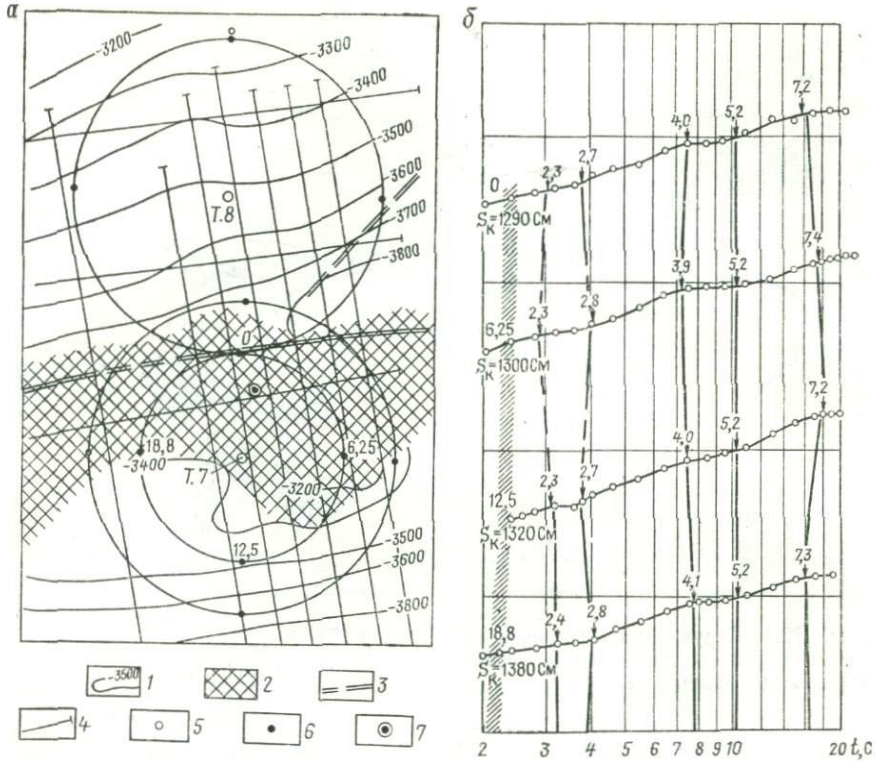


Рис. 76. Результаты ЗСМ в ближней зоне на структуре Голицына в северо-западной части Черного моря.

а — схема расположения ЗСМ;
1 — изогипсы сейсмических горизонтов в нижней части верхнего мела (в м);
2 — зона отсутствия уверенных отражений;
3 — разломы;
4 — сейсмические профили МОВ—ОГТ;
5 — положение центра приемной петли;
6 — положение центра питающих диполей;
7 — скважина; цифры на рисунке *а* — номера стоянок питающего судна; *б* — кривые $S_к(t)$ по точке 7 (т. 7) при радиусе зондирования 4 км; цифры на рисунке *б* — глубина (в км)

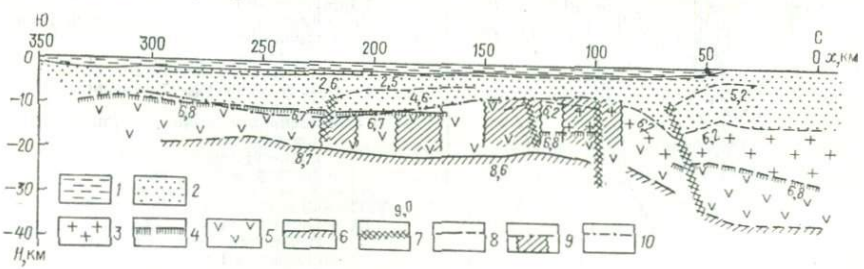


Рис. 77. Сопоставление поверхности верхних кромок магнитных тел с сейсмическими границами (Черное море).

1 — водный слой;
2 — осадочный слой;
3 — «гранитный» слой;
4 — раздел Конрада;
5 — «базальтовый» слой;
6 — раздел Мохоровичича;
7 — основные глубинные разломы, установленные при ГСЗ;
8 — преломляющие границы (цифры — граничная скорость распространения колебаний в км/с);
9 — магнитные тела;
10 — осредненная поверхность верхних кромок магнитных тел

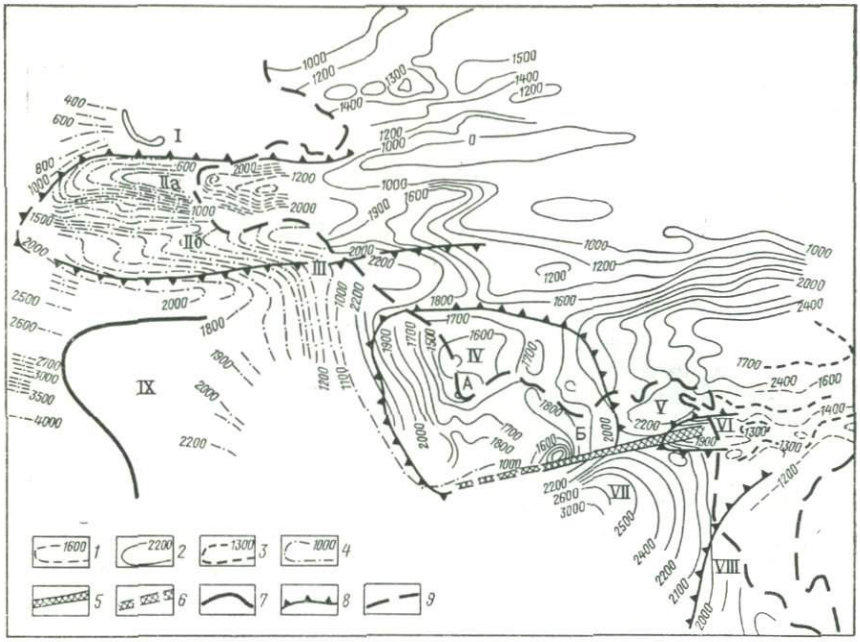


Рис. 78. Структурно-тектоническая карта морского продолжения Мангышлака по данным МОВ [90].

Стратоизогипсы:

1 — преломляющего горизонта в кровле пермо-триаса;
2 — III отражающего горизонта (низы нижнего мела),
3 — преломляющего горизонта в верхней части верхнего мела,
4 — I опорного отражающего горизонта (кровли эоцена);
5 — зоны региональных дизъюнктивных нарушений, установленных по данным сейсморазведки в нижней части осадочной толщи;
6 — то же, предполагаемые;
7 — контуры некоторых гравитационных максимумов;
8 — контуры крупных платформенных поднятий;
9 — линия берега.

I — Южно-Бузачинский прогиб;
IIа — Каратауский (Центрально-Мангышлакский) вал;
IIб — Беке-Башкудукский вал;
III — Сегендыкская депрессия;
IV — Песчаномысско-Ракушечная зона поднятий;
(*А* и *Б* — Песчаномысская и Ракушечная структуры);
V — Джазгурлинская депрессия;
VI — Киндердинский выступ;
VII — Казахская депрессия;
VIII — Склон Карабогазского свода;
IX — Центрально-Каспийский свод (погребенный под платформенным склоном Предкавказского передового прогиба)

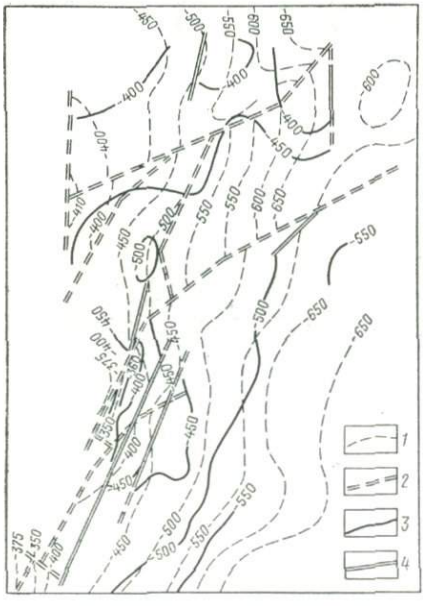


Рис. 79. Сопоставление структурных построений по поверхности карбонатного комплекса на одном из участков шельфа Черного моря.

←

1 — изогипсы отражающего горизонта по данным МОВ (в м);
2 — разрывные нарушения по данным МОВ;
3 — изогипсы поверхности карбонатного комплекса по данным комплексной интерпретации НП и МОВ;
4 — разрывные нарушения по данным комплексной интерпретации НП и МОВ

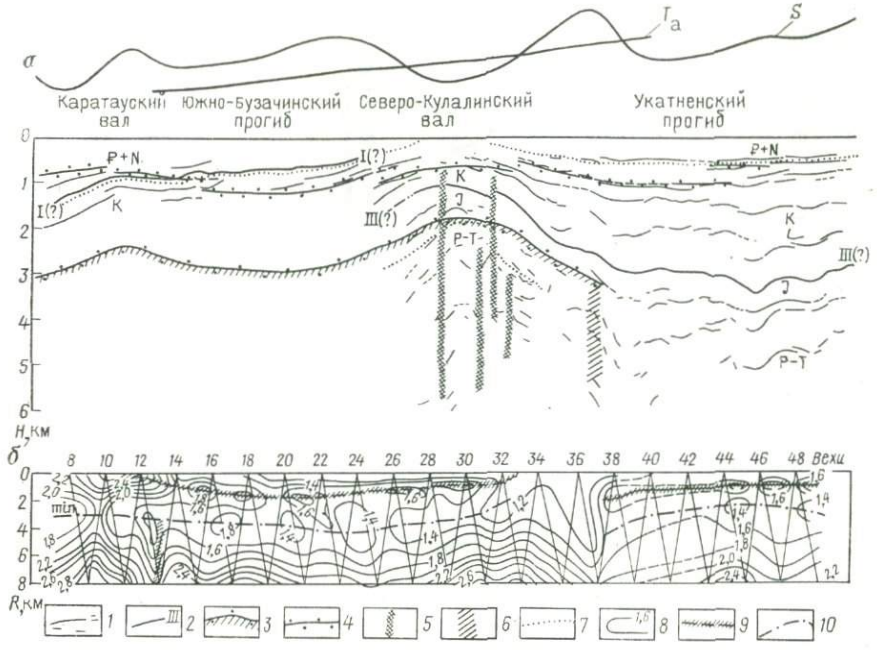


Рис. 80. Геолого-геофизический разрез по опорному профилю (Северный Каспий).

а — геолого-геофизический разрез;
б — разрез КС по данным НДОЗ.
1 — отражающие границы;
2 — опорные отражающие горизонты;
3 — опорный электрический горизонт высокого сопротивления, связанный с доюрским фундаментом;
4 — геоэлектрический горизонт повышенного сопротивления в осадочной толще;
5 — зоны дизъюнктивных нарушений по данным МОВ;
6 — то же, по данным электроразведки;
7 — предполагаемые границы стратиграфических подразделений;
8 — изолинии КС (в Ом · м);
9 — оси максимумов КС;
10 — оси минимумов КС

отложений, выявлены локальные поднятия для последующей детализации [88, 90]. В частности, в результате указанных работ была выявлена крупная структура Ракушечная-море, являющаяся одним из основных объектов глубокого разведочного бурения на Среднем Каспии.

Примером удачного комплексирования МОВ и электроразведки НП в районе с неблагоприятными сейсмогеологическими условиями являются исследования, выполненные на одном из участков шельфа Черного моря (рис. 79). Здесь благодаря совместной интерпретации материалов двух методов уточнились структурные построения по поверхности карбонатного комплекса, имеющего сложное блоковое строение. Комплексное профилирование сейсмическими и электрометрическими методами позволяет достаточно уверенно выделять зоны дизъюнктивных нарушений (рис. 80), которые фиксируются на разрезах КС

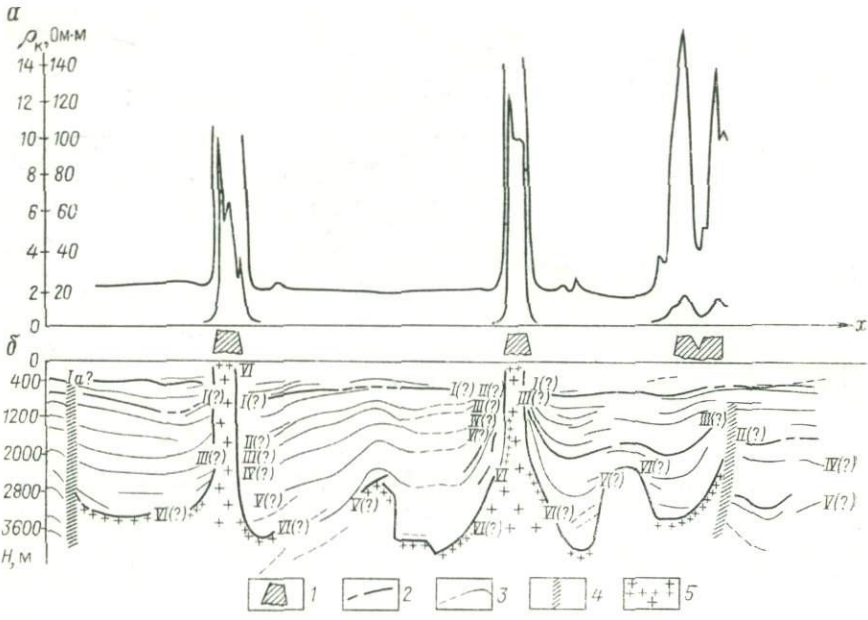


Рис. 81. Сейсмический разрез МОВ (*б*) и графики КС непрерывного профилирования (установка AMNB, AB=1150 м) (*а*), полученные в движении с борта одного судна (Северный Каспий, область солянокупольной тектоники).

1 — соляные купола, выявленные НП;
2 — опорные отражающие горизонты;
3 — отражающие границы;
4 — зоны тектонических нарушений;
5 — галогенный комплекс (нижняя пермь)

аномальными участками в геоэлектрических горизонтах, а также выявлять и картировать соляные купола (рис. 81).

На акватории Азовского моря, этого самого маленького из морей земного шара (площадь около 38 км^2), выполнен полный комплекс геофизических исследований [87, 89]. Комплексное обобщение информации позволило выделить на Азовском море шесть тектоно-геофизических зон, существенно отличающихся комплексной геофизической характеристикой. Сопоставление полученных материалов с результатами исследований на суше дает возможность провести тектоническое районирование, придав каждой геофизической зоне определенный геологический смысл. Структурные построения по площади (рис. 82) и серия профильных разрезов, выполненные по материалам сейсмических и комплексных геофизических работ, позволили отчетливо представить тектонику осадочной толщи, историю геологического развития дна акватории и выявить все значительные локальные структуры, представляющие интерес для дальнейшей разведки.

В результате исследований установлено [89], что воды Азовского моря покрывают гетерогенное тектоническое образование

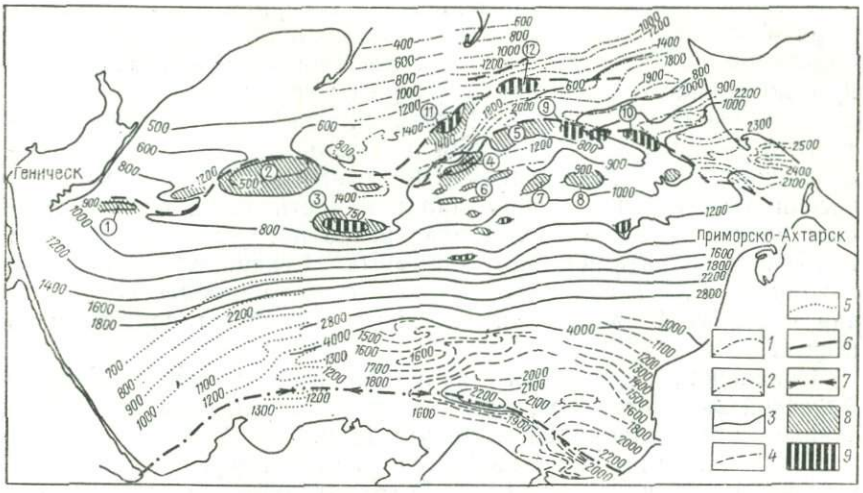


Рис. 82. Структурная схема Азовского моря (по данным Я. П. Маловицкого, 1962 г.).

Стратоизогипсы (в м):
1 — отражающего горизонта IV (нижний мел),
2 — горизонта III (верхний мел),
3 — опорного горизонта II (верхний эоцен),
4 — горизонта I (неоген),
5 — горизонта Ia (неоген);
6 — Главное Азовское нарушение;
7 — осевая линия Индоло-Кубанского прогиба;
8 — структуры, перспективные на газ по эоценовым и майкопским отложениям (по данным ВНИИГАЗ);
9 — структуры, перспективные на газ по нижнемеловым отложениям (по данным ВНИИГАЗ).

Структуры на акватории Азовского моря, перспективные на газ (цифры в кружках):
1 — Краевая,
2 — Обручевская,
3 — Электроразведочная,
4 — Морская-1,
5 — Морская-2,
6 — Безымянная-3;
7 — Безымянная-2,
8 — Безымянная-1,
9 — Небольшая,
10 — Приразломная,
11 — Южно-Бердянская,
12 — Белосарайская

от южной окраины Русской платформы до Керченско-Таманской зоны диапировых складок. Большую часть этой акватории занимает платформа с палеозойским складчатым основанием. Южная окраина Украинского щита характеризуется интенсивными субмеридиональными гравитационными и магнитными аномалиями. Глубина залегания фундамента достигает 1000—1500 м. Расположенная южнее Северо-Азовская зона прогибов представляет собой сложную тектоническую депрессию, выполненную мезозойско-кайнозойским комплексом пород мощностью 2—4 км. Ей соответствует региональная депрессия аномалий силы тяжести, где отмечается глубокое погружение (до 2 км и более) преломляющего горизонта с $v_г = 5{,}6 — 6{,}0$ км/с и опорного электрического горизонта, наблюдается интенсивный минимум кажущихся сопротивлений и, напротив, максимум суммарной продольной проводимости.

По данным МОВ в осадочном разрезе удалось выявить два несогласно залегающих структурных этажа — мелового и

палеоген-неогенового. В последнем вся северная часть Азовского моря характеризуется спокойным моноклинальным залеганием с пологим (10—15 м на 1 км) падением на юг. В меловом этаже и по поверхности фундамента выявлены крупные (с амплитудой до нескольких сотен метров) дизъюнктивные нарушения, с которыми связаны зоны поднятий и локальные структуры (Белосарайская, Южно-Бердянская). Восточный борт Сивашской депрессии отмечается в северо-западной части моря, где, по данным электроразведки, фундамент резко погружается на запад в сторону гравитационного минимума Северных Сивашей до глубин 4—5 км и более. Не исключено, что наиболее погруженная часть этой депрессии сложена породами пермо-триаса и юры.

Сивашская депрессия является продолжением Северо-Азовской зоны прогибов, однако переход к ней связан с интенсивным субмеридиональным нарушением.

Азовский вал четко выделяется по всем геофизическим данным в средней части моря [89]. В гравитационном поле ему соответствует зона повышенных аномалий силы тяжести, которая осложнена отдельными крупными максимумами. Методами электроразведки эта зона выделяется как интенсивный максимум кажущихся сопротивлений с неглубоким залеганием (1,0—2,0 км) опорного горизонта высокого сопротивления. На таких же глубинах здесь фиксируется преломляющий горизонт с $v_г$= =6 км/с. Длительность сейсмической записи МОВ сильно сокращена (до 1,0—1,2 с). Азовский вал ограничен с севера крупным (амплитудой 600—1000 м) дизъюнктивным нарушением (Главное Азовское нарушение), выраженным только по фундаменту и нижней части осадочной толщи. Шарнир вала наиболее приподнят на меридиане косы Обиточная и погружается к западу в сторону Бирючьей косы. От расположенного на краснодарском берегу Бейсугского поднятия он также отделен поперечным понижением. В пределах вала установлен ряд локальных поднятий, которые группируются в две тектонические линии: северную (приразломную) и южную. Здесь выявлено до 10 локальных структур.

Северный борт Индоло-Кубанского прогиба по всем геофизическим данным характеризуется как моноклиналь, которая в западной части осложнена погребенным поднятием, не выраженным в палеоген-неогеновом комплексе. По данным МОВ, третичные отложения здесь моноклинально погружены к югу, тогда как гравиметрические исследования выявили максимум, в зоне которого электроразведкой установлен погребенный выступ фундамента. Это поднятие имеет связь с Ново-Царицынским выступом Степного Крыма и кулисообразно сочленяется с Азовским валом. Глубина залегания фундамента в пределах склона эпигерцинской платформы изменяется от 2,0—2,5 км на севере до 6—7 км на юге.

Осевая зона Индоло-Кубанского прогиба характеризуется региональным гравитационным минимумом. Северная граница связана со ступенчатым опусканием фундамента, которое отмечается по полосе повышенных градиентов силы тяжести. В осевой части прогиба фундамент погружен на большую глубину (8—10 км и более). Неогеновый комплекс имеет синклинальное строение, на фоне которого вблизи осевой линии намечается зона пологих поднятий (приосевая тектоническая зона). Основную часть осадочной толщи составляют палеоген-неогеновые отложения, опорный отражающий горизонт вблизи кровли эоцена залегает на глубине 6—7 км.

Северная окраинная часть Керченско-Таманской зоны диапировых складок заходит в пределы моря неширокой (10 км) полосой. Здесь обнаружены крупные структуры с ядрами протыкания, одна из которых расположена у входа в Керченский пролив.

Результаты проведенных исследований позволили дать приближенную количественную оценку перспектив дна акватории Азовского моря в отношении газонефтеносности [51, 123], выявили около 40 структур, перспективных на нефть и газ. В качестве первоочередных для проведения на них дальнейших газонефтепоисковых работ общепризнаны структуры Азовского вала (Обручевская, Электроразведочная, Морская и др.).

Детальная геофизическая разведка

Детальная разведка локального объекта (структуры) — исключительно важный процесс при поисках полезных ископаемых на море. Она непосредственно предшествует постановке промышленной разведки.

В нефтегазопоисковой геологии, как известно, стоимость бурения морских скважин несоизмеримо выше затрат на геофизические работы, поэтому весьма важно на стадии детальных работ предусмотреть достаточно полный комплекс геофизических исследований, который с учетом геологической информативности отдельных методов в данных конкретных условиях позволил бы подробно осветить все малейшие детали строения объекта, важные для заложения скважины.

Общепризнанным является мнение, что детальная разведка производится современными модификациями сейсморазведки (ОГТ). Однако, как показывает опыт, этого часто бывает недостаточно. Сейсмические данные создают основу структурного каркаса, а для уточнения многих важнейших деталей необходимо широкое применение других методов (электроразведки, детальной магниторазведки, терморазведки).

Сравнительно небольшие дополнительные затраты на комплексные работы, несомненно, компенсируются уменьшением

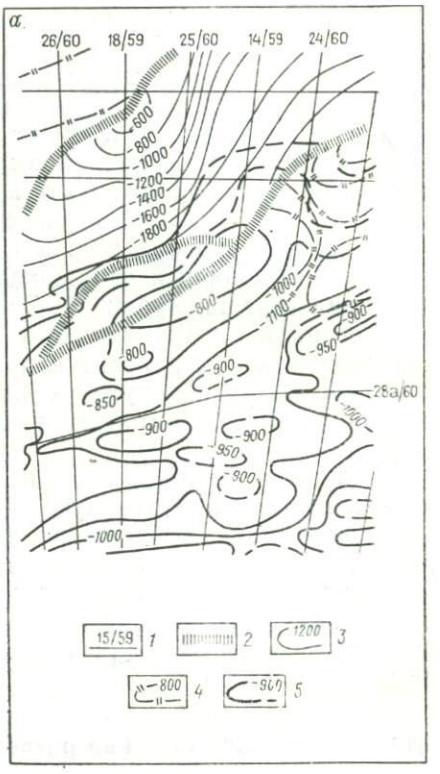
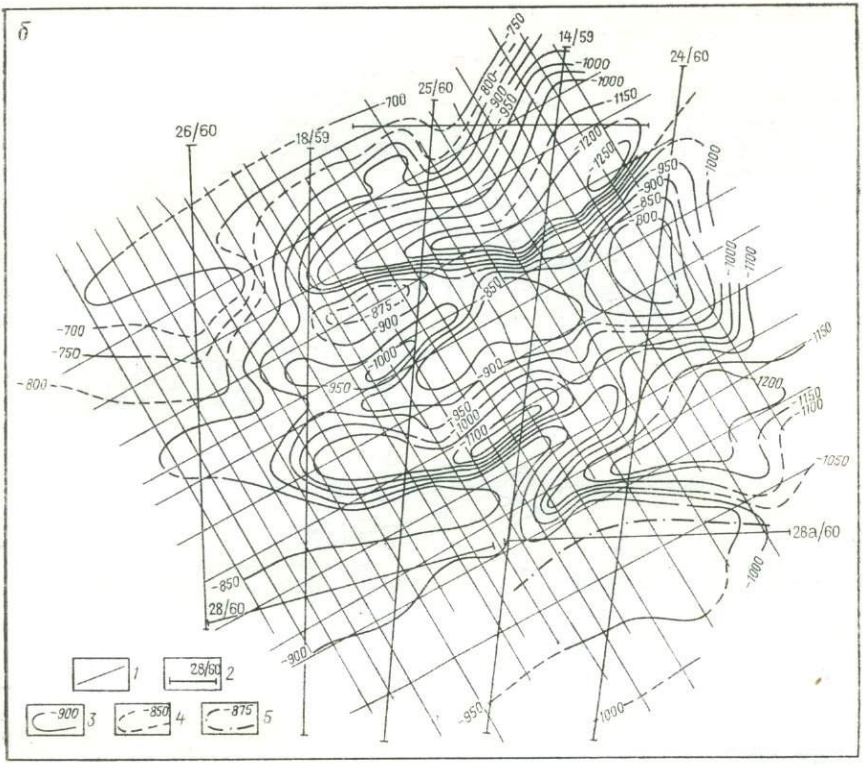


Рис. 83. Схемы структуры Морская (Азовское море).

а — данные рекогносцировочной съемки МОВ до 1961 г.:
1 — профили МОВ, отработанные в 1959—1961 гг.;
2 — разломы;
3 — отражающий горизонт IV (K_1?);
4 — отражающий горизонт III (K_2?);
5 — опорный горизонт II (P_2^3), достоверный и выделенный менее уверенно;
б — данные детальной съемки ОГТ 1974 г.:
1 — сейсмические профили ОГТ 1974 г.;
2 — сейсмические профили МОВ 1959—1961 гг.:
3—5 — изогипсы отражающего горизонта II, выделенные соответственно уверенно, менее уверенно и промежуточные

количества разведочных скважин и, напротив, экономия на геофизических исследованиях оборачивается крупными дополнительными затратами при морском бурении. На современной стадии технико-методической вооруженности морской геофизики необходимо требовать всесторонней подготовки объекта к глубокому бурению. При этом нужно проводить детализационные геофизические работы с новыми задачами даже на площадях, на которых уже проводилось разведочное бурение или которые находятся в эксплуатации.

Детальные работы, в частности, проводились на структуре Морская, расположенной в центральной части Азовского моря. Эта структура была выявлена в процессе рекогносцировочных исследований [87] (рис. 83, *а*). Детальные работы выполнялись по сети профилей 1×2 км методом ОГТ. При этом были подтверждены основные выводы рекогносцировочной съемки и выявлены очень важные для постановки буровых работ дополнительные детали (рис. 83, *б*). Например, сводовая часть Морской структуры оказалась осложненной двумя куполами. Поставленные на площади структуры Морская электроразведочные работы методами ЗСМ позволили уточнить, что глубина залегания



подошвы осадочной толщи на своде составляет примерно 1800 м, а не 1000—1200 м, как предполагалось ранее.

При детальных работах с целью подготовки структур к глубокому бурению с успехом может применяться методика и аппаратура МНП, описанная в гл. II. Первые подобные исследования были проведены в 1971 г. на Огурчинской и Западно-Эрдеклинской структурах, где в 1959—1963 гг. детальные работы МОВ выполнялись по традиционной «взрывной» методике.

Полученные данные с МНП подтвердили реальность ранее выделенных опорных отражающих горизонтов, которые на разрезах выявились автоматически на первичных записях.

Глубинность освещения разреза при работах МНП достигала 5 км и более, что соответствует, а на некоторых участках и превышает глубинность «взрывной» сейсморазведки с зарядами до 10 кг. Однако детальность изучения разрезов, уверенность в правильной корреляции картируемых горизонтов, скорость процесса интерпретации, несомненно, резко возросли при применении методики МНП. Это позволило выявить даже небольшие осложнения амплитудой порядка 20 м, которые

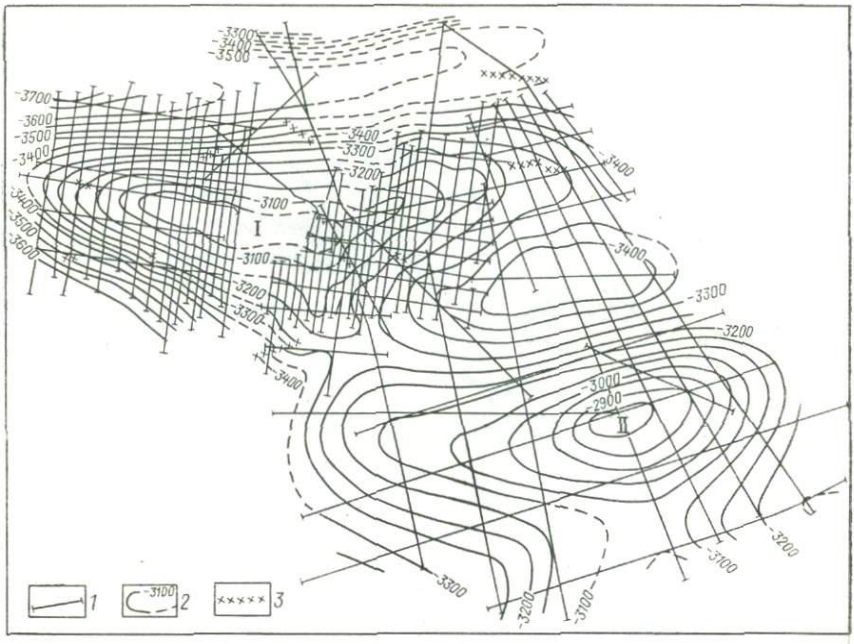


Рис. 84. Структурная схема Огурчинской (*I*) и Западно-Эрдеклинской (*II*) структур (юго-восточная часть Каспия) по опорному отражающему горизонту IV.

Съемка выполнена в 1971 г. с аппаратурой МНП.

1 — сейсмические профили МНП;
2 — изогипсы горизонта IV (в м);
3 — дизъюнктивные нарушения

находятся на пределе разрешающей способности сейсморазведки МОВ.

Для Огурчинской структуры была составлена серия детальных структурных схем по четырем опорным горизонтам. При сопоставлении этих схем было установлено некоторое несоответствие планов в разных уровнях верхнеплиоценово-четвертичных отложений. Основная схема, построенная по горизонту IV (вблизи кровли красноцветной толщи среднего плиоцена) (рис. 84), явилась основой для рекомендаций по глубокому разведочному бурению на нефть и газ.

Повышение точности морских гравиметрических съемок в последние годы позволило поставить более сложную проблему — изучение внутренних малоинтенсивных неоднородностей на сводах сложнопостроенных структур в процессе детальной подготовки их к глубокому бурению. Интересная в этом отношении работа была выполнена Геленджикским отделением ВНИИМОРГЕО (Ю. А. Циплухин) в районе банки Жданова (юго-восточная часть Каспия в пределах Апшероно-Прибалханской зоны неогеновых поднятий). Детальными донно-гравимет-

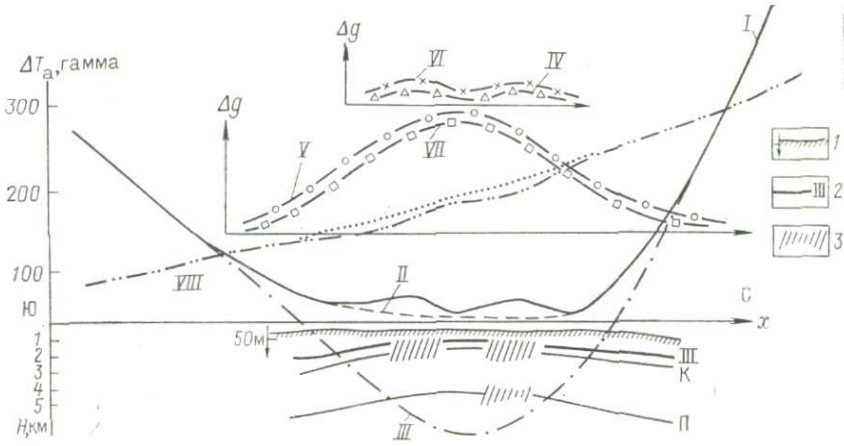


Рис. 85. Геолого-геофизический разрез банки Жданова в южной части Каспия (по Ю. А. Циплухину).

I — наблюденная кривая аномалии силы тяжести;
II — кривая регионального фона — параболическая интерполяция с радиусом осреднения 3 км;
III — кривая регионального фона — параболическая интерполяция с радиусом осреднения 4,5 км;
IV — остаточная аномалия *I*—*II*;
V — остаточная аномалия *I*—*II*—*III*;
VI — расчетный гравитационный эффект зон тектонических нарушений;
VII — расчетный гравитационный эффект Челекено-Ливановского вала;
VIII — кривая ΔT_a.
1 — дно;
2 — отражающие сейсмические горизонты;
3 — зоны тектонических нарушений

рическими работами в центральной части регионального минимума силы тяжести, обусловленного влиянием глубинных факторов, здесь был выявлен значительный локальный максимум. Количественная интерпретация позволила установить, что этот максимум обусловлен гравитационным влиянием («структурным эффектом») Челекено-Ливановского вала (в основном кровли красноцветных отложений), а более мелкие локальные аномалии обычно связаны с зонами тектонических нарушений (рис. 85).

Исключительно важной частью детальных работ являются выделение, трассирование, определение амплитуды и знака дизъюнктивных нарушений, которые часто развиты на сводах структур и изучение которых имеет большое значение для правильного заложения разведочных скважин. Простое выделение широких «слепых зон» на современном этапе уже не может удовлетворить требованиям нефтегазопоисковой геологии. Новый подход к интерпретации даже по стандартным материалам «взрывной» сейсморазведки МОВ уже в конце 50-х — начале 60-х годов позволил выявить дополнительные возможности метода [21, 22, 92, 93]. Например, даже в условиях такой сложнопостроенной зоны, как Челекено-Ливанский вал, удалось выявить и протрассировать сложную систему нарушений (рис. 86).

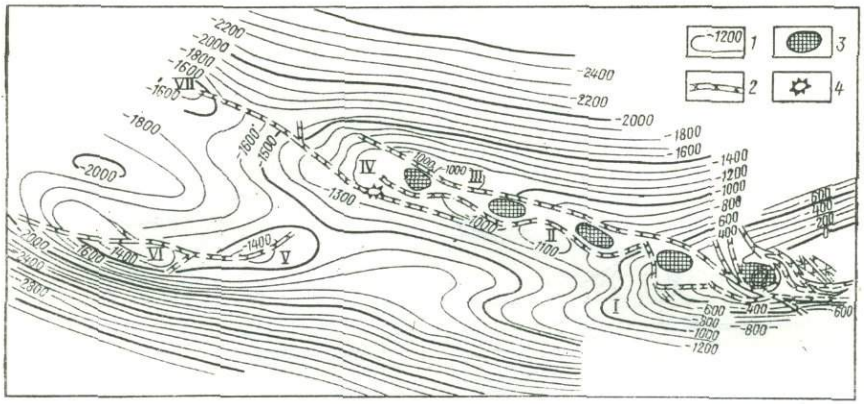


Рис. 86. Структурная схема Челекено-Ливановского вала [93].

1 — изогипсы горизонта К вблизи кровли красноцветной толщи (в м);
2 — зоны крупных дизъюнктивных нарушений;
3 — воронки проседания грязевых вулканов;
4 — геоморфологическая банка Жданова. Локальные структуры (цифры в кружках).

I — Челекен-море;
II — Причелекенская;
III — Восточно-Ждановская;
IV — Западно-Ждановская;
V — Восточная ЛАМ;
VI — Западная ЛАМ;
VII — Восточная переклиналь Губкинского поднятия

Возможности сейсморазведки особенно расширились в конце 60-х — начале 70-х годов в связи с внедрением методики многократного перекрытия.

Наибольшую достоверность структурные построения в сложных зонах приобретают при комплексировании нескольких методов, особенно сейсморазведки и электроразведки (см. рис. 65).

Исключительно важное значение имеют геофизические исследования, результаты которых могут непосредственно указывать на наличие залежей нефти и газа в недрах. Как известно, проблема прямых поисков на суше также еще далека от решения. Достигнутый уровень точности измерения геофизических аномалий, многозначность геологических факторов, обусловливающих эти аномалии, несовершенство методов интерпретации не *позволяют пока однозначно выделять и расшифровывать тот* слабый эффект, который создают залежи на фоне многочисленных помех.

Однако прямые поиски — перспектива заманчивая. Необходимо повысить точность наблюдений, создать специальные методики морских работ, улучшить способы интерпретации с применением ЭВМ и современной математики. Большое значение имеет комплексный подход, привлечение к решению задачи прямых поисков различных методов, основанных на изучении искусственных и естественных полей. В этой связи интерес может представить, в частности, детальное изучение локальных температурных аномалий в придонном грунте, которые могут быть

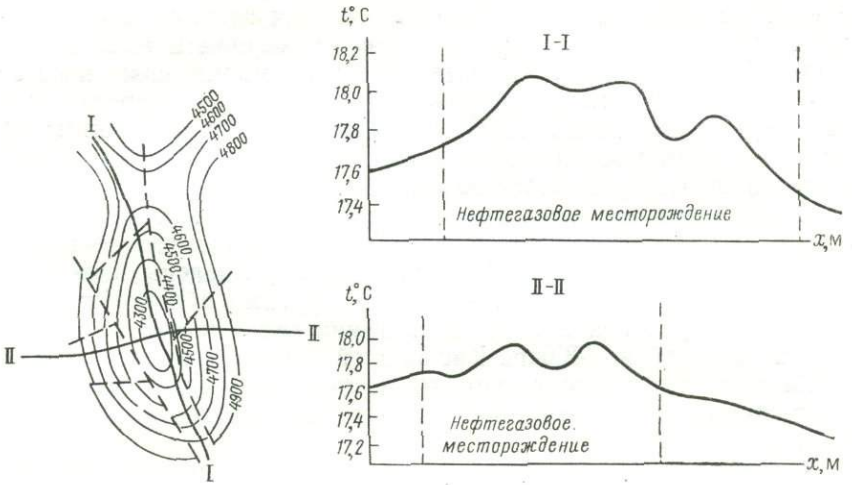


Рис. 87. Структурная схема и геотермические профили над месторождением Бахар на Каспийском море (по В. И. Артеменко)

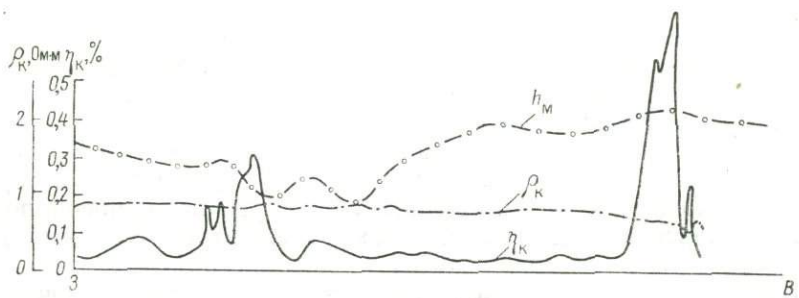


Рис. 88. Графики $\eta_к$, $\rho_к$ и глубин моря $h_м$ по профилю ВП вблизи мыса Железный Рог (северо-восточный шельф Черного моря)

вызваны газовыми и нефтяными залежами и обладать интенсивностью от десятых долей градуса до первых градусов.

Разработанный в Южном отделении Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР (В. И. Артеменко) очень простой высокопроизводительный метод придонной температурной съемки (с точностью единичного измерения не ниже 0,01°) позволил провести опытные исследования в Черном и Каспийском морях. При этом отчетливо выделялись аномалии, связанные со структурными факторами (разломы, складки). Интересно, что над нефтегазовым месторождением Бахар (на Каспийском море) наряду с этим проявлялись аномалии на своде, которые могут быть обусловлены нефтегазовыми залежами (рис. 87).

В условиях мощного проводящего разреза при отсутствии заметных горизонтов повышенного сопротивления геоэлектрические неоднородности также могут быть обусловлены залежами нефти и газа, линзами пресных вод и другими объектами. Благоприятные условия для решения таких задач имеются, например, в ряде районов Южно-Каспийской мегавпадины, на шельфе о. Сахалин, где верхняя часть осадочного разреза сложена песчано-глинистыми отложениями четвертичного и неогенового возраста.

Опытные работы были проведены на акватории юго-восточной части Каспия и показали, что применение электроразведки в комплексе с другими методами для прямых поисков флюидов в общем перспективно. При этом были выявлены геоэлектрические неоднородности, которые по вариантам интерпретации на ряде структур можно связывать с залежами нефти и газа, а в Туркменском заливе — с крупной линзой пресных вод [70]. Однако такая задача является трудной и обычно находится на пределе точности электроразведочных методов.

Весьма перспективны «легкие» виды электроразведки (НП с малыми разносами, ВП) при детальном изучении геоэлектрических неоднородностей дна и геологических образований, залегающих непосредственно под дном. При этом могут решаться следующие задачи: геоэлектрическое картирование дна, определение мощности и свойств маломощных рыхлых наносов, поиски металлических руд и полей высокой концентрации рудных минералов и т. д. Методом дифференциального НП с установкой $A_1M\ A_2$ в районе юго-западной части Каспия были оконтурены выходы на дно моря грязевулканической брекчии, которая образует аномальную кольцевую зону и отличается от окружающих илов большим удельным электрическим сопротивлением.

Методом вызванной поляризации проведены измерения на Анапском шельфе Черного моря. Здесь на участке мыса Железный Рог пласт оолитовой руды и железистого ракушняка мощностью до 10 м уходит под дно Черного моря. Прибрежная часть акватории богата россыпями титановых и магнетитовых

минералов. Измерения выполнялись на среднем ходу судна установкой AMBN с $AB=100$ м, $MN=20$ м, продолжительностью импульсов пропускания тока и регистрации спада ВП по 20 с.

На площади работ за аномальные были приняты значения кажущейся поляризуемости $\eta_к \geqslant 0{,}2\%$, при фоновых величинах — сотые процента. Такой выбор аномальных значений был обусловлен совпадением зоны выхода рудных слоев неогена, выявленной при аэрофотосъемке, с зоной $\eta_к \geqslant 0{,}2\%$ (рис. 88). Аномальные значения $\eta_к$ превышают фоновые в 20 раз и более. Некоторые из выявленных при съемке аномалий $\eta_к$ не совпадают с площадью развития рудных слоев неогена. В керне из картировочных скважин, пробуренных в районе этих аномалий, обнаружены магнетит и другие минералы, приуроченные к тончайшим прослоям алевролитового и песчаного материала в илах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морские геофизические исследования достигли высокой степени технико-методического совершенства. Определились роль и значение комплекса морской геофизики в решении проблем глобальной и региональной геологии, в геологоразведочном процессе поисков месторождений различных полезных ископаемых.

За последнее десятилетие произошло практически полное перевооружение всех основных методов морской геофизики. Высокий уровень автоматизации, комплексирование разных методов на борту одного судна, широкое применение при интерпретации современной вычислительной техники — такие черты определяют морскую геофизику сегодня.

Однако все возрастающие требования к информативности исследований выдвигают ряд новых проблем и задач. Определилось генеральное направление дальнейших работ, которые позволят поднять методику и технику на качественно новую ступень. Это — системный подход к разработке комплекса морской геофизики в целом. Важное значение имеет использование последних достижений физики и других наук для создания новых методов и совершенствования уже существующих (лазерная техника, электроника и т. д.).

Массовое накопление геофизической информации по морям и океанам дало мощный импульс развития общей теории геологии. Идеи «новой глобальной тектоники» овладели умами многих исследователей, стали достоянием молодого поколения геологов и студентов. Заново переписывается геологическая история Земли. Однако опасность заключается в том, что, став «модой», эта еще не окрепшая гипотеза заворожила многих ученых и иногда мешает объективно анализировать факты или, что еще более опасно, заставляет отбрасывать данные, противоречащие ей.

Необходимо накапливать материалы по глубинному строению дна Мирового океана, направляя исследования на ликвидацию «узких мест» в современных знаниях и построениях. К числу таких проблем относится детальное изучение сложной зоны предокеана, в том числе внутренних и окраинных морей. Имеющиеся данные документально не ответили, в частности, на вопрос о характере сочленения «гранитной» и «безгранитной» коры в глубоких впадинах, о возможности прослеживания древних разломов, например из областей докембрийских щитов в эти депрессии, и т. д. Гипотетических построений много, но все они страдают недостаточным обоснованием. А именно, решение упомянутых задач позволит, на наш взгляд, решить кардинальные вопросы тектогенеза. Если например, уверенно доказать, что

древнейший Одесский разлом Украинского щита в погребенном виде в фундаменте протягивается через Черноморскую пелагогенную впадину с «безгранитной» корой, то очевиден вывод о единстве (родстве) фундамента обоих элементов и вторичности процесса образования впадины.

Морские геофизические исследования — необходимый элемент геологоразведочного процесса, особенно при нефтегазопоисковых работах. В настоящее время практически ни одна морская разведочная скважина не бурится без геофизического обоснования. Возросшая информативность разведочной геофизики позволяет решать геологические задачи весьма высокого класса. Однако проблемы увеличения глубинности исследований, уверенного изучения сложнопостроенных сводов структур, поисков зон регионального выклинивания и стратиграфических несогласий по-прежнему остаются актуальными. Исключительно важной является проблема прямых поисков залежей полезных ископаемых с помощью комплекса геофизических методов.

Советская морская геофизика, составляющая неотъемлемую часть геологии и геологической разведки, находится в настоящее время на крутом подъеме. Увеличивается количество специализированных судов, возрастают объемы работ. Однако для решения еще более грандиозных задач, связанных с созданием минерально-сырьевой базы СССР, необходимо форсировать развитие морских исследований, повышать их информативность и производительность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматизация научных исследований. Рига, «Зинатне», 1972. 314 с. с ил.

2. Альперт Я. Л. Распространение радиоволн и ионосфера. М., Изд-во АН СССР, 1960. 480 с. с ил.

3. Баграмянц В. О. Результаты разработки аппаратуры и методики для набортных измерений силы тяжести.— «Прикладная геофизика», вып. 55. М., «Недра», 1969, с. 108—120 с ил.

4. Белобров А. П. Гидрография моря. М., «Транспорт», 1964. 515 с. с ил.

5. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 256 с. с ил.

6. Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом теллурических токов. М., Гостоптехиздат, 1960. 237 с. с ил.

7. Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л. Перспективы глубинных магнитотеллурических зондирований на акваториях.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», № 11, 1969, с. 51—56.

8. Бердичевский М. Н., Чернявский Г. А. Опыты по магнитотеллурическому зондированию на островах Индийского океана.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», № 8, 1970, с. 100—104 с ил.

9. Берзон И. С. Высокочастотная сейсмика. М., Изд-во АН СССР, 1957. 302 с. с ил.

10. Богданов А. И. Теория сейсмических годографов. М., Гостоптехиздат, 1960. 289 с. с ил.

11. Большие системы (теория, методология, моделирование). М., «Наука», 1971. 328 с. с ил.

12. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 303 с. с ил.

13. Борисов А. А., Маловицкий Я. П. Глубинная структура дна Каспийского моря по данным региональных геофизических исследований.— «Труды Совещания по проблемам тектоники». Том «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964, с. 318—335 с ил.

14. Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. М., Изд-во АН СССР, 1957. 502 с. с ил.

15. Буланже Ю. Д. Морской кварцевый гравиметр.— «Вестник АН СССР», 1962, вып. 5, с. 88—89 с ил.

16. Бусленко Н. П. Моделирование сложных систем. М., «Наука», 1968. 356 с. с ил.

17. Вайн Ф., Мэтьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 32—37 с ил.

18. Ваньян Л. Л. О теоретических кривых морского электрического зондирования донной установкой.— «Прикладная геофизика», вып. 15. М., Гостоптехиздат, 1956, с. 83—90.

19. Ваньян Л. Л. Основы электромагнитных зондирований. М., «Недра», 1965. 108 с. с ил.

20. Ваньян Л. Л., Фонарев Г. А. О связи электромагнитных вариаций с рельефом дна океана.— «Геомагнетизм и аэрономия», т. VII, № 2, 1967, с. 380—382 с ил.

21. Вартанов С. П. Дополнительные возможности геологической интерпретации сейсморазведки МОВ в условиях моря (на примере Юго-Восточного Каспия).— «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 42. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 19—28 с ил.

22. Вартанов С. П., Корнев В. А. Трассирование дизъюнктивных нарушений методом отраженных волн на море на примере Челекенской

морской площади.— «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 29. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 14—34 с ил.

23. Васильев Ю. А. Решение кинематической задачи для центральных лучей в случае криволинейных границ раздела.— «Вопросы разведочной геофизики», № 2. Л., «Недра», 1962, с. 88—94 с ил.

24. Веселов К. Е. О статическом способе измерений силы тяжести на море с помощью упругой системы вращательного типа.— «Прикладная геофизика», вып. 15. М., Гостоптехиздат, 1956, с. 91—102 с ил.

25. Веселов К. Е., Пантелеев В. Л. О влиянии возмущающих ускорений при измерении силы тяжести статическим гравиметром на море.— «Прикладная геофизика», вып. 20. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 86—100 с ил.

26. Веселов К. Е., Сагитов М. У. Гравиметрическая разведка. М., «Недра», 1968. 512 с. с ил.

27. Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле.— «Геохимия», 1962, № 3, с. 269—270 с ил.

28. Гагельганц А. А., Коган Л. И. Методика и техника взрывных работ с борта судна-сейсмостанции при морских сейсмических исследованиях МОВ.— «Прикладная геофизика», вып. 43. М., «Недра», 1964, с. 18—28 с ил.

29. Гайдаев П. А., Большаков В. Д. Теория математической обработки геодезических измерений. М., «Недра», 1969. 400 с. с ил.

30. Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. Изд. 2-е. М., Гостоптехиздат, 1959. 377 с. с ил.

31. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1962. 152 с. с ил. Авт.: Г. И. Аксенович, Л. Е. Аронов, А. А. Гагельганц и др.

32. Гольмшток А. Я. Анализ методики морских магнитотеллурических зондирований с разнесенной регистрацией электрического и магнитного полей.— «Морская геология и геофизика», вып. 2. Л., «Недра», 1971, с. 140—145 с ил.

33. Гольмшток А. Я., Сочельников В. В. Методика морских магнитотеллурических зондирований осадочной толщи и поверхности кристаллического фундамента.— «Прикладная геофизика», вып. 62. М., «Недра», 1971, с. 93—105 с ил.

34. Гольмшток А. Я., Сочельников В. В. Оценка величины изменения горизонтальной составляющей магнитного поля магнитотеллурических источников.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1972, № 9, с. 95—99 с ил.

35. Гольцман Ф. М., Киселев В. С. Статистический алгоритм общей глубинной площади многократного профилирования в МОВ.— «Прикладная геофизика», вып. 65. М., «Недра», 1972, с. 7—20 с ил.

36. Городницкий А. М., Литвинов Э. М. Статистический анализ результатов площадных магнитных съемок над подводными горами.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 8. Л., изд. НИИГА, с. 106—108 с ил.

37. Граф А. Гравиметр. Принцип измерения, конструкция, техника измерения. Перев. с нем. М., Геодезиздат, 1961. 75 с. с ил.

38. Грибанов А. М. Пневматический генератор упругих импульсов. Авт. свид. № 243209.— «Открытия, изобретения, промышленные образцы и товарные знаки», № 16, 1969, с. 99.

39. Грибанов А. М., Москаленко Ю. А. Пневматический источник упругих сигналов в морской сейсморазведке.— «Морская геология и геофизика», вып. IV. Рига, «Зинатне»,1974, с. 84—87.

40. Грушинский Н. П. Об аномалиях Буге на океанах.— «Докл. АН СССР», т. 184, № 2, 1969, с. 331—333 с ил.

41. Грушинский Н. П. О редукциях силы тяжести для морских областей и некоторые замечания о связи гравитационных аномалий с толщиной земной коры.— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 5. М., изд. МГУ, 1970, с. 65—73 с ил.

42. Грушинский Н. П. Размещение аппаратуры на корабле.— В кн.: Определение силы тяжести на море. М., «Недра», 1970, с. 74—75.

43. Гурвич И. И. Сейсмическая разведка. М., Гостоптехиздат. 1960. 504 с. с ил.

44. Деменицкая Р. М. Основные черты строения Земли по геофизическим данным.— «Труды НИИГА», т. 115. Л., 1961. 223 с. с ил.

45. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 280 с. с ил.

46. Денискин И. А. Магнитотеллурическое зондирование в Северном Ледовитом океане.— В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии, № 4. М., «Наука», 1969, с. 215—220 с ил.

47. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., «ИЛ», 1960, с. 159—235 с ил.

48. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М., Изд-во АН СССР, 1962. 512 с. с ил. Авт.: И. С. Берзон, А. М. Епинатьева, Г. И. Парийская, Г. Н. Стародубская.

49. Диц Р. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 26—32 с ил.

50. Дубровский В. Г., Кондрашева Н. В. Основные результаты магнитотеллурических зондирований, выполненных на акватории Туркменского сектора Каспийского моря.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», № 3, 1976, с. 67—75 с ил.

51. Жигалин Б. И. Геолого-гидрогеологические предпосылки направленных поисков крупных газовых месторождений в мезо-кайнозойских отложениях Азовского вала (акватория Азовского моря).— В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, вып. 4. М., изд. ВНИИЭГАЗПРОМ, 1968, с. 3—12 с ил.

52. Зверев С. М. Частотные особенности взрывов при ГСЗ на глубоком море.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», № 3, 1962, с. 359—367 с ил.

53. Зверев С. М. Сейсмические исследования на море. М., изд. МГУ, 1964. 187 с. с ил.

54. Земная кора внутренних морей и континентальных впадин области Западного Тетиса.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXIV сессия. Доклады советских геологов, проблема 8. М., «Наука», 1972, с. 72—81. Авт.: И. А. Гаркаленко, В. П. Гончаров, Я. П. Маловицкий и др.

55. Злотников Л. А., Глумов И. Ф. Расчет точности определения параметров физических полей, обусловленной ошибкой положения.— «Изв. вузов, Геология и разведка», № 1, 1972, с. 117—120.

56. Иванов М. М. Магнитная съемка океанов. М., «Наука», 1966. 183 с. с ил.

57. Ивко И. А., Лившиц М. Х., Козин В. И. Устройство для возбуждения упругих колебаний в воде. Авт. свид. № 402839.— «Открытия, изобретения, промышленные образцы и товарные знаки», 1973, № 42, с. 107 с ил.

58. Игревский В. И., Будников Н. П., Левченко В. А. Основные задачи морских геологоразведочных работ в СССР.— «Советская геология», № 11, 1972, с. 9—24.

59. Интерпретация точечных зондирований становлением (ЗСТ) над горизонтально-слоистыми разрезами. Методическое пособие. Ротапринт. Саратов, изд. ОНТИ НВНИИГГ, 1972. 76 с. с ил.

60. Калинин А. В. Основные положения методики сейсмоакустического профилирования с электроискровым источником давления.— В кн.: Методика геофизических исследований океанов. М., «Наука», 1974, с. 66—76 с ил.

61. Калинин А. В., Калинин В. В. Об использовании электроискрового разряда в воде для возбуждения упругих колебаний в сейсморазведке.— «Прикладная геофизика», вып. 53. М., «Недра», 1968, с. 206—215 с ил.

62. Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна.— «Геотектоника», № 2, 1971, с. 3—10 с ил.

63. Коган Л. И., Зинюк Э. И. Моделирование на ЭВМ процесса образования многократных волн.— «Морская геология и геофизика», вып. IV. Рига, «Зинатне», 1974, с. 3—9.

64. Коган Л. И., Мерклин А. Р. Испытания и эффективность использования виброустойчивых пьезоприемников давления ПДС-21 и ПДС-7.— «Разведочная геофизика», вып. 69. М., «Недра», 1975, с. 53—60 с ил.

65. Коган Л. И. Задачи и перспективы разработки автоматизированной системы сбора, обработки, передачи и хранения морской геофизической информации.— В кн.: Разведочная геофизика. СССР на рубеже 70-х годов. М., «Недра», 1974, с. 534—539 с ил.

66. Козлов Е. А. Регулируемая направленность в методе общей глубинной точки.— «Прикладная геофизика», вып. 61. М., «Недра», 1970, с. 21—35 с ил.

67. Козлов Е. А. Комплекс программ обработки сейсмических данных ОС-1М. М., изд. ВНИИГеофизики, 1972. 115 с. с ил.

68. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., «Недра», 1972. 341 с. с ил.

69. Кондратьев И. К. К теории цифровой обработки фильтрации волновых процессов.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1968, № 4, с. 48—62.

70. Кондрашева Н. В., Кругляков В. В. Линзы пресной воды под дном Каспия в Туркменском шельфе.— «Советская геология», 1968, № 10, с. 125—127 с ил.

71. Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1968. 227 с. с ил.

72. Коул Р. Подводные взрывы. М., «ИЛ», 1950. 494 с. с ил.

73. Краев А. Г. Применение синхронного накопления сейсмических сигналов для повышения сейсмической эффективности взрыва при исследовании методом отраженных волн.— «Труды ЗапСибНИГНИ», вып. 17, 1970, с. 31—41 с ил.

74. Кузиванов В. А. Определение силы тяжести гравиметром на море.— «Изв. АН СССР, Сер. геофиз.», 1958, № 5, с. 648—654.

75. Кузиванов В. А. Определение силы тяжести гравиметром на подвижном основании.— «Труды ИФЗ АН СССР», вып. 8, 1959, с. 68—71.

76. Кузиванов В. А., Коган М. Г., Магницкая Е. И. О совместном влиянии горизонтальных и вертикальных ускорений на показания сильно демпфированного гравиметра.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», № 3, 1966, с. 63—73.

77. Кузиванов В. А., Немцов Л. Д. Теория эффективного фильтра для подавления случайной помехи при морских гравиметрических измерениях.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», № 9, 1973, с. 102—107.

78. Ланге В. Морская гравиметрия. М., «Недра», 1965. 87 с. с ил.

79. Левин А. Н. Приближенное представление годографа отраженной волны для криволинейной границы.— «Прикладная геофизика», вып. 60. М., «Недра», 1970, с. 38—43 с ил.

80. Литинский В. А. Выбор редукции силы тяжести для геологической интерпретации гравиметрических съемок на море.— «Уч. зап. НИИГА, Региональная геология», вып. 12, 1968, с. 228—236 с ил.

81. Литинский В. А. Зависимость силы тяжести от высоты рельефа и вывод универсальной редукции, не зависящей от высоты.— «Геофизические методы разведки в Арктике», вып. 9. Л., изд. НИИГА, 1974, с. 59—67 с ил.

82. Логачев А. А. Магниторазведка. Л., «Недра», 1968. 269 с. с ил.

83. Луговенко В. Н. О разделении геомагнитного поля на аномальную и нормальную составляющие. М., «Наука», 1969. 104 с. с ил.

84. Луговенко В. Н., Пушков А. Н. О разделении наблюденного магнитного поля на переменную и постоянную во времени части.— «Геомагнетизм и аэрономия», т. IX, № 6, 1969, с. 1053—1057 с ил.

85. Лукьянов Н. П., Политов Е. В. О критерии эквивалентности источников возбуждения в сейсморазведке.— «Труды Куйбышевского науч.-исслед. ин-та нефт. пром-сти», вып. 43, 1969, с. 185—191.

86. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с. с ил.

87. Маловицкий Я. П. Результаты сейсморазведки МОВ на Азовском море.— «Новости нефтяной и газовой техники. Сер. геол.», № 8. М., ГосИНТИ, 1962, с. 3—7 с ил.

88. Маловицкий Я. П. Оценка перспектив нефтегазоносности Каспия (на основе анализа его глубинной структуры).— «Геология нефти и газа», 1964, № 6, с. 18—23 с ил.

89. Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря (по данным морских геофизических исследований).— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965, с. 74—88 с ил.

90. Маловицкий Я. П. Перспективы нефтегазоносности акватории Каспийского моря. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1967. 81 с. с ил.

91. Маловицкий Я. П. Об основных субмеридиональных дислокациях юга Европейской части СССР.— «Геотектоника», № 3, 1970, с. 115—121 с ил.

92. Маловицкий Я. П., Вартанов С. П. Новые данные о сейсмостратиграфическом разрезе Юго-Восточного Каспия.— «Новости нефтяной и газовой техники. Сер. геол.», 1961, № 3, с. 28—32 с ил.

93. Маловицкий Я. П., Казаков О. В., Терехов А. А. История геологического развития восточной части Челекено-Ливановской зоны поднятий в плиоцен-четвертичное время.— «Геология нефти и газа», 1968, № 10, с. 56—61.

94. Маловицкий Я. П., Терехов А. А. Новые сведения о структуре мезо-кайнозойских образований в прикавказской части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ).— «Морская геология и геофизика», вып. III. Рига, «Зинатне», 1973, с. 94—111 с ил.

95. Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Геомагнитное поле Черноморской впадины.— «Геофизический сборник», вып. 32. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 28—38 с ил.

96. Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Некоторые черты строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки.— «Морская геология и геофизика», вып. III. Рига, «Зинатне», 1972, с. 12—21 с ил.

97. Мардерфельд Б. Е., Ляпишев А. М., Грицук В. П. Некоторые закономерности в распределении вертикальной составляющей геомагнитных вариаций при береговом эффекте.— «Геология и геофизика», № 1, 1968, с. 117—119 с ил.

98. Мейерхофф А., Мейерхофф Г. Новая глобальная тектоника — основные противоречия.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 377—447.

99. Меликов А. Н. Ориентированные графы и конечные автоматы. М., «Энергия», 1973. 216 с. с ил.

100. Мерклин Л. Р. О характере движения приемного устройства при морских сейсмических исследованиях.— «Разведочная геофизика», вып. 42. М., «Недра», 1970, с. 39—43 с ил.

101. Методика геофизических исследований океанов. М., «Наука», 1974. 260 с. с ил.

102. Методы обработки и интерпретации геологических наблюдений на ЭВМ. М., изд. ВИЭМС, 1971. 100 с. с ил. Авт.: В. А. Болдырева, Н. П. Жигалина, Б. Д. Полетаева и др.

103. Мешбей В. И. Сейсморазведка методом общей глубинной точки. М., «Недра», 1974. 153 с. с ил.

104. Милашин А. П. О соотношениях в структуре океанической коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова Думка», 1971, с. 174—177.

105. Минеральные ресурсы шельфовых зон морей и океанов промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. Под ред. Н. П. Лаверова. М., изд. ВГФ, 1972, с. 5—74.

106. Мистрюков Ю. М. Аналитическое вычисление эффективных скоростей по годографам отраженных волн при помощи специальной линейки.— «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 39. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 16—33 с ил.

107. Мистрюков Ю. М. Основы методики многократного перекрытия в морской сейсморазведке МОВ.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. XII. Л., «Наука», 1974, с. 209—219 с ил.

108. Монин А. С. Краткий очерк истории Земли. Л., «Наука», 1970, с. 3—11.

109. Монин А. С., Яглом А. М. Статическая гидромеханика. Ч. I, II. М., «Наука», 1965. 639 с. с ил., 1967. 720 с. с ил.

110. Морская магнитометрическая аппаратура. М., изд. ВИЭМС, 1974. 58 с. с ил. Авт.: В. В. Новыш, И. И. Беляев, Д. Л. Фигнер и др.

111. Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 9, 1974, с. 23—31 с ил.

112. Назаренко О. В. Методика непрерывных морских электрических зондирований.— «Геология нефти и газа», 1957, № 8, с. 40—45 с ил.

113. Назаренко О. В. Опыт применения дифференциальных установок при морских электроразведочных работах на банке Макарова.— «Геология нефти и газа», 1959, № 10, с. 44—47 с ил.

114. Назаренко О. В., Липилин В. А., Френкель В. С. Об интерпретации результатов дипольных зондирований.— «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 18. М., Гостоптехиздат, 1957, с. 53—60 с ил.

115. Немцов Л. Д., Мараев Л. С. Аппаратурно-методические проблемы морской гравиметрии.— «Морская геология и геофизика», вып. 1. Рига, «Зинатне», 1970, № 1, с. 53—63 с ил.

116. Непрочнов Ю. П. О влиянии условий возбуждения упругих колебаний на результаты морских сейсмических исследований.— «Труды Ин-та океанологии», вып. 55, 1962, с. 91—106.

117. Определение воздействия на рыбу источников колебаний при сейсморазведке.— «Разведочная геофизика», вып. 49. М., «Недра», 1972, с. 38—41 с ил. Авт.: Л. Н. Солодилов, Л. Г. Рудаковский, М. Д. Ефименко и др.

118. Опыт применения метода общей глубинной точки на базе сейсмической воспроизводящей аппаратуры (СВА) типа «Луч».— «Региональная, разведочная и промысловая геофизика», № 16. М., изд. ВИЭМС, 1967. 32 с. с ил. Авт.: В. Б. Левянт, З. И. Жарн, Ю. Б. Зингер, В. А. Помазкин.

119. Осипов Г. В. Определение элементов залегания тонкого намагниченного пласта по аномалиям ΔT.— «Морская геология и геофизика», вып. 2. Л., «Недра», 1971, с. 41—48 с ил.

120. Оценка распределения магнитовозмущающих тел в коре глубоководной котловины Черного моря с помощью трансформации в нижнее полупространство.— «Морская геология и геофизика», вып. 2. Л., «Недра», 1971, с. 103—109 с ил. Авт.: В. Р. Мелихов, Н. Г. Мирлин, Б. Д. Углов и др.

121. Палетки теоретических кривых морского электрического зондирования донной установкой. М., изд. ВНИИГеофизики, 1956. 68 с.

122. Пантелеев В. Л. Влияние нерегулярности качки корабля на точность регистрации ускорений при гравиметрических измерениях.— «Сообщ. Гос. Астрономического ин-та МГУ», № 135. М., изд. МГУ, 1964, с. 19—20 с ил.

123. Перспективы открытия крупных месторождений газа и нефти в акватории Азовского моря.— «Советская геология», № 9, 1971, с. 15—29.

124. Полевой В. А. Математическая обработка результатов радиогеодезических измерений. М., «Недра», 1971. 342 с. с ил.

125. Полонский Ю. М. Разработка морской магнитовариационной станции для исследований методом магнитотеллурических зондирований.— «Морская геология и геофизика», вып. 2. Л., «Недра», 1971, с. 152—156.

126. Полшков М. К. Теория аналоговой и цифровой сейсмической аппаратуры. М., «Недра», 1973. 272 с. с ил.

127. Померанцев Н. М., Рыжков В. М., Скроцкий Г. В. Квантовая магнитометрия.— «Геофизическая аппаратура», вып. 33. Л., «Недра», 1967, с. 13—94.

128. Попов Ю. Н. Опыт регистрации среднепериодных вариаций поля теллурических токов на Азовском море.— «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 43. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 80—87.

129. Попов Е. И. Определение силы тяжести на подвижном основании. М., «Наука», 1967. 218 с. с ил.

130. Приемные устройства и некоторые виды помех в морской сейсморазведке.— «Обзор. Сер. «Морская геология и геофизика». М., изд. ОЦНТИ ВИЭМС, 1973, с. 1—62.

131. Проблемы сейсмической разведки. М., Гостоптехиздат, 1962. 227 с. с ил.

132. Пузырев Н. Н. О влиянии кривизны границы раздела при определении скорости по годографам отраженных волн.— «Прикладная геофизика», вып. 13. М., Гостоптехиздат, 1955, с. 53—62 с ил.

133. Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959. 451 с. с ил.

134. Пузырев Н. Н. Отображение структур на временных разрезах.— В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования отраженных волн, вып. 273. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 106—134 с ил.

135. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потапьев С. В. Точечные сейсмические зондирования.— В кн.: Методика сейсморазведки. М., «Наука», 1965, с. 5—70 с ил.

136. Радиогеодезические работы при геофизических съемках. М., изд. ВНИИГеофизики, 1965. 222 с. с ил. Авт.: А. М. Лозинская, Л. Е. Миндлин, Е. В. Пасхин и др.

137. Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М., «Недра», 1974. 688 с. с ил.

138. Раппопорт М. Б., Рябинкин Л. А., Червонский М. И. Записи переменной плотности и синхронное накопление сигналов на фотослое.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1967, № 4, с. 26 с ил.

139. Раппопорт М. Б., Червонский М. И., Райхер Л. Д. Способ осуществления сейсмических управляемых направленных систем путем накопления на фотослое записей переменной плотности. Авт. свид. № 172508.— «Бюл. изобретений», 1965, № 13. 74 с. с ил.

140. Резанов И. А. Происхождение океанов.— «Изв. вузов, Геология и разведка», 1974, № 10, с. 3—14.

141. Результаты и перспективы использования детонации, газовых смесей и пневматических излучателей для возбуждения упругих колебаний при сейсмических исследованиях.— В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М., «Недра», 1970, с. 166—171 с ил. Авт.: М. И. Балашканд, В. В. Майоров, С. А. Ловля и др.

142. Рефорд М. С. Магнитные аномалии над тонкими пластами.— В кн.: Аэромагнитные методы в геофизике. М., «Мир», 1966, с. 84—89 с ил.

143. Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л., «Недра», 1968. 332 с. с ил.

144. Рудаковский Г. И., Зверев С. М. Пьезокристаллические приемники давления в сейсморазведке.— «Прикладная геофизика», вып. 19. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 3—21 с ил.

145. Рыкунов Л. Н., Седов В. В. Донный сейсмограф.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1967, № 8, с. 83—87 с ил.

146. Сейсмические исследования осадочной толщи методом отраженных волн на море.— В кн.: Методика геофизических исследований океанов. М., «Наука», 1974, с. 27—48 с ил. Авт.: А. А. Гагельганц, А. М. Грибанов, Л. И. Коган и др.

147. Семевский Г. Б. Возможности использования дифференциальных магнитометров с подвижного основания.— «Геофизическая аппаратура», вып. 50. Л., «Недра», 1972, с. 14—19 с ил.

148. Сидоров В. А., Тикшаев В. В. Электроразведка зондирования становления поля в ближней зоне. Саратов, изд. ОНТИ НВНИИГГ, 1969. 58 с. с ил.

149. Скучик Е., Хэддл Г. Шум обтекания. Теория и эксперимент.— В кн.: Подводная акустика. Т. 1. М., «Мир», 1965, с. 313—342 с ил.

150. Слуцковский А. И. Усилители морской сейсмической станции.— «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 27. М., Гостоптехиздат», 1959, с. 106—119 с ил.

151. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974. 165 с. с ил.

152. Сочельников В. В. Об определении удельной проводимости глубоких слоев Земли.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1968, № 7, с. 65—70 с ил.

153. Сочельников В. В. Влияние сферичности Земли при определении удельного сопротивления глубоких слоев с использованием магнитных бурь.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1969, № 6, с. 66—77 с ил.

154. Страхов В. Н. Опыт интерпретации магнитных аномалий КМА методом построения изолиний ΔT в вертикальной плоскости.— «Прикладная геофизика», вып. 27. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 28—36 с ил.

155. Строение западной части Черноморской впадины. Под ред. Я. П. Маловицкого и Ю. П. Непрочнова.— В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Верхняя мантия, № 10. М., «Наука», 1972. 244 с. с ил.

156. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964. 308 с. с ил.

157. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970. 302 с. с ил.

158. Теория и практика сейсмического метода РНП.— «Труды МИНХ и ГП», вып. 39. М., Гостоптехиздат, 1962. 296 с. с ил. Авт.: Л. А. Рябинкин, Ю. В. Напалков, В. В. Знаменский и др.

159. Терехин Е. И. Теоретические основы электрического зондирования с установкой, погруженной в воду.— «Прикладная геофизика», вып. 18. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 78—102.

160. Терехин Е. И. О влиянии слоя воды на результаты морского электрического зондирования.— «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 24. М., Гостоптехиздат, 1968, с. 10—16.

161. Тимошин Ю. В. Основы дифракционного преобразования сейсмических записей. М., «Недра», 1972. 263 с. с ил.

162. Трофимов И. Л., Фонарев Г. А. Градиентные способы глубинных электромагнитных зондирований на океане.— «Геомагнетизм и аэрономия», т. XI, № 4, 1971, с. 742—743.

163. Уилсон А., Уилсон М. Информация, вычислительные машины и проектирование систем. М., «Мир», 1968. 350 с. с ил.

164. Урупов А. К. Изучение скоростей в сейсморазведке. М., «Недра», 1966. 224 с. с ил.

165. Успенский Д. Г. Гравиразведка. Л., «Недра», 1968. 330 с. с ил.

166. Устройство для подрыва заряда взрывчатого вещества при морской сейсморазведке. Авт. свид. № 387312.— «Открытия, изобретения, промышленные образцы и товарные знаки», 1973, № 27, с. 134. Авт.: А. А. Гагельганц, Э. Х. Векилов, Л. И. Коган и др.

167. Ушаков С. А. Строение и развитие Земли.— «Итоги науки и техники. Сер. «Физика Земли», т. 1. М., ВИНИТИ, 1974. 267 с. с ил.

168. Федынский В. В. Разведочная геофизика. Изд. 2-е. М., «Недра», 1967. 672 с. с ил.

169. Федынский В. В. Проблемы минеральных ресурсов дна морей и океанов и задачи морской разведочной геофизики.— «Советская геология», 1969, № 5, с. 3—14.

170. Федынский В. В. Магнитные аномалии гребня Срединно-Атлантического хребта.— «Докл. АН СССР», т. 217, № 6, 1974, с. 1416—1419.

171. *Федынский В. В., Ушаков С. А., Шабалин Н. А.* Возраст дна Мирового океана по геофизическим данным.— «Докл. АН СССР», т. 204, № 6, 1972, с. 1442—1445.

172. Фонарев Г. А. Кривые магнитотеллурического зондирования в районе Северного Ледовитого океана.— В кн.: Магнитотеллурические методы изучения земной коры и верхней мантии, № 4. М., «Наука», 1969, с. 212—214 с ил.

173. Фуллер М. Д. Отражение разломов широтного простирания в магнитных съемках некоторых районов США.— В кн.: Аэромагнитные методы в геофизике. М., «Мир», 1966, с. 185—216 с ил.

174. Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии.— «Советская геология», 1964, № 6, с. 3—22 с ил.

175. Шапировский Н. И., Гаджиев Р. М. Морская геофизическая разведка. Баку, Азгосиздат, 1962. 156 с. с ил.

176. Шнеер В. С. Подводные магнитные измерения на дрейфующей станции.— «Геомагнетизм и аэрономия», т. 6, № 3, 1966, с. 175—177 с ил.

177. Шура-Бура М. Р. Вопросы организации математического обеспечения ЭВМ.— Препринт, № 27. М., изд. Института прикладной математики АН СССР, 1971. 109 с. с ил.

178. Ядерный магнитный резонанс в земном поле. Л., изд. ЛГУ, 1967. 232 с. с ил. Авт.: П. М. Бородин, А. В. Мельников, А. А. Морозов, Ю. С. Чернышев.

179. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Т. 1. Л., изд. ЛГУ, 1964. 445 с. с ил.

180. Baranov V., Kunetz J. H. Film sinthetique aves reflexions multiplies, *theorie et calcul pratique.*— "*Geophys. Prosp.*", *vol. 8, 1960, p. 315—325.*

181. Blake J. R., Swift D. The magnetotelluric coast effect near a dyke or long promontory. Geophys. Inst., Univ. of Alaska, College, Alaska, Final report. UAG R-203, 1967, p. 101.

182. Burns W. R. A statistically optimized deconvolution.— "Geophysics", vol. 33, No. 2, 1958, p. 255—263.

183. Cagniard L. Basic theory of magnetotelluric method of geophysical prospecting.— "Geophysics", vol. 18, No. 3, 1953, p. 305—317.

184. Cox C. S., Filloux J. H., Larsen J. C. Electromagnetic studies of ocean currents and electrical conductivity below the ocean floor. In: The Sea, vol. 4, chap. 17, New-York, Interscience, 1970, p. 637—695.

185. Fabiano E. B., Peddie N. W. Grid values of total magnetic intensity IGRE—1965.— Essa thechnical report G&GS38. Rockville, 1969. 52 p.

186. Filloux J. H. Ocean electric currents, geomagnetic variations and the deep electrical conductivity structure of ocean—continent transition of Central California.— Scripps. Inst. Oceanog. Ref., 1967, p. 67—78.

187. Geophysical activity in 1972.— "Geophysics", vol. 39, No. 1, 1974, p. 95—109.

188. Giles B. F. Pneumatic acoustic energy source.— "Geophys. Prosp.", vol. 16, No. 1, 1968, p. 21—53.

189. Graf A. Das Seegravimeter.— "Instrumenterkunde", Bd. 66, Nr. 8, 1958, St. 151—161.

190. Grant F. S., West G. F. Interpretation theory in applied geophysics. McGrow—Hill Book Comp. New-York, 1965. 584p.

191. Harrison J. S. The measurement of gravity at sea.— "Methods and Technique Geophysics", vol. 1, New-York—London, 1960, p. 211—229.

192. *Harrison J. S. Gravity at sea.*— "*Trans. American Geophysics* Union", vol. 41, No. 2, 1960, p. 271—273.

193. Hood P. Gradient measurements in aeromagnetic surveying.— "Geophysics", vol. XXX, No. 5, 1965, p. 899—902.

194. Integrated offshore geophysics data acguisition System. Prakla—Seismos GMEH., 1973. 17 p.

195. Kramer F. S., Peterson R. A., Walter W. C. Seismic energy Sources.— "First Annual Offshore Technology Conference", No. 11, p. 387—416.

196. Kronberger F. P., Frye D. W. Positioning of marine surveys with an integrated sattellite navigation system.— "Geophysical prospecting", vol. XIX, No. 3, 1971, p. 13.

197. Kuntez G. Principles de quelques methods de filtrage en sismique. Presente a la sesion d'information 27 Fevrier, 1968, p. 29.

198. La Coste L. B. J., Harrison J. S. Some theoretical consideration on the measurement of gravity at sea.— "Geophysics", 1961, No. 2, p. 89—103.

199. La Coste L. B. J. Measurement of gravity at sea and in the air.— "Rev. of Geophys.", vol. 5, No. 4, 1967, p. 477—524

200. Mayne W. H. Common reflection point horisontal data staking techniques.— "Geophysics", vol. 27, No. 6, 1962, p. 927—938.

201. Middleton D., Whittlesey J. R. Seismic models and deterministric operations for marine reverberation.— "Geophysics", vol. 33, No. 4, 1965, p. 557—583.

202. New data on the structure of Eastern Mediterranean Basin from seismic reflection.— "Earth and Planetary Letters", 1973, No. 18, p. 189—204. Aut.: J. Sancho, J. Letouzey, B. Biju—Duval a. o.

203. Raitt R. W. Oceanographic instrumentation.— "Nat. Res. Council. Pub.", vol. 309, 1952, p. 70.

204. Seismic data processing services. Ray Geophysical division, Mandrel industries inc., Houston centr. Texas, 1970, p. 50.

205. Spiess F. N., Mudie I. D. Small scale topography and magnetic features.— In: The Sea, vol. 4, 1971, p. 205—250.

206. Swift D. W., Hessler V. P. A comparison of telluric current and magnetic field observations in the Arctic Ocean.— "J. Geophys. Res.", vol. 69, No. 9, 1964, p. 1883—1893.

207. Swift D. W., Wescott E. M. *The effect of small islands on telluric currents.*— "J. of Geophys. Res.", vol. 19, 1964, p. 4149—4154.

208. Talwani M., Early W. P., Hayes D. E. Continuous analog computation and recording of cross coupling and of leveling errors.— "Geophysics", vol. 71, No. 8, 1966, p. 2079—2090.

209. The Sea. vol. 3, Interscience, A. E. Maxwell (Editor). New-York—London, 1963. 963p.

210. Treitel S., Robinson E. A. Seismic wave propagation in layered media in terms of communication theory.— "Geophysics", vol. 31, No. 1, 1966, p. 17—33.

211. Weaver J. T. Magnetic variations associated with ocean waves and swell.— "J. of Geophys. Res.", vol. 70, No. 8, 1965, p. 1921—1929.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Предисловие. *Я. П. Маловицкий*	3
Глава I **Основы морской геофизики** *Я. П. Маловицкий*	Роль морской геофизики в геологии и геологоразведочном процессе	9
	Краткая характеристика методов морской геофизики	12
	Комплексирование методов	24
Глава II **Сейсморазведка**	Основы морской сейсморазведки. *А. А. Гагельганц, Л. И. Коган, Я. П. Маловицкий, Ю. М. Мистрюков*	36
	Возбуждение упругих волн	48
	Прием упругих волн и приемные устройства.	56
	Шумы приемных устройств.	56
	Аппаратура для регистрации и обработки данных морской сейсморазведки.	68
	Методика и техника работ МОВ, МОГТ	70
	Методика и техника работ КМПВ, ГСЗ	73
	Многоканальное непрерывное профилирование в морской сейсморазведке. *Ю. М. Мистрюков*	75
	Кинематическая теория метода МНП	81
	Способы регистрации и аппаратура МНП	128
	Перспективы развития МНП	132
Глава III **Электроразведка**	Электроразведка с искусственными источниками тока. *Н. В. Кондрашева, А. Я. Гольмшток, Ю. М. Полонский*	137
	Теоретические основы	138
	Аппаратура и оборудование	143
	Методика морских работ, обработка и интерпретация материалов	145
	Морские магнитотеллурические зондирования. *В. В. Сочельников, А. Я. Гольмшток*	155
	Основы теории глубинных МТЗ с учетом сферичности Земли	156
	Теория и методы морских МТЗ	161
	Морская автономная магнитотеллурическая станция	174

Глава IV
Магниторазведка
Б. Д. Углов

Теоретические основы 178
Измерительная аппаратура 183
Методика исследований 194
Обработка и интерпретация материалов 197

Глава V
Гравиразведка
Л. Д. Немцов, В. А. Кузиванов, Я. П. Маловицкий Б. С. Романов

Донная и поплавковая гравиметрия 208
Набортная гравиметрия 217
Особенности обработки и интерпретации материалов морских гравиметрических наблюдений 249

Глава VI
Геодезическое обеспечение морских геофизических исследований

Основные требования к точности. *И. Ф. Глумов* 258
Методы и технические средства геодезического обеспечения морских исследований. *А. М. Агафонников* 269

Глава VII
Автоматизированная система морской геофизики
Л. И. Коган

Принципы автоматизации и методология построения автоматизированной системы 297
Производство морских геофизических работ как кибернетическая система 299
Информационно-логическое описание процесса морских геофизических работ 302
Судовая автоматизированная система сбора данных «Град» 310
Автоматизированный вычислительный комплекс на базе ЭВМ «Минск-32» для обработки данных морских геофизических исследований 315

Глава VIII
Геологическая интерпретация комплексных морских геофизических исследований
Я. П. Маловицкий Н. В. Кондрашова, Б. Д. Углов

Методические основы геологической интерпретации в условиях моря 321
Глобальная и региональная геология 331
Поисковые исследования и детальная разведка локальных объектов 345

Заключение 362
Список литературы 364

ИБ № 109

МОРСКИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ

Редактор издательства В. Н. Никитина

Переплет художника В. Д. Смелякова

Художественный редактор В. В. Шутько

График-иллюстратор Ю. Л. Гаврилов

Технический редактор В. В. Максимова

Корректор В. П. Крымова

Сдано в набор 16/XI 1976 г. Подписано в печать 23/V 1977 г.
Т-10628. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 23,5.
Уч.-изд. л. 24,62. Тираж 1900 экз. Заказ 444/5729-3. Цена 1 р. 64 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

РАЗВЕДОЧНАЯ
ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА.
Справочник. Под ред. В. М. Запорожца.
30 л., 1 р. 94 к.

Справочник является самостоятельным томом серии «Справочник геофизика». В нем содержатся сведения по ядерно-физическим методам геофизической разведки — физико-геологическим основам методов, классификации их, аппаратуре, методике работ и интерпретации материалов. Приведены примеры использования ядерно-физических методов для решения конкретных геологических задач (расчленения разрезов скважин, выделения нефтегазоносных пластов и пластов твердых полезных ископаемых, контроля за разработкой месторождений и техническим состоянием скважин), опробования горных пород и руд, лабораторного анализа образцов и проб.

Справочник предназначен для геофизиков и геологов. Он интересен также специалистам, занимающимся вопросами ядерной физики, и может быть полезен студентам вузов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:

№ 17 — 199178. Ленинград, В. О. Средний проспект, 61

№ 59 — 127412. Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство «Недра»

МОСКВА • «НЕДРА»

2185