

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«СИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГЕОСИСТЕМ И ТЕХНОЛОГИЙ»
(СГУГиТ)

Н. С. Косарев

ОСНОВЫ МОРСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

Утверждено редакционно-издательским советом университета
в качестве учебного пособия для обучающихся по направлению подготовки
21.03.03 Геодезия и дистанционное зондирование (уровень бакалавриата)

Новосибирск
СГУГиТ
2018

УДК 55
К893

Рецензенты: кандидат технических наук, заведующий лабораторией геодезического обеспечения геолого-геофизических работ, АО «СНИИГГиМС» *С. О. Шевчук*

кандидат технических наук, доцент, СГУПС *В. М. Жидов*

Косарев, Н. С.

К893 Основы морской геодезии [Текст] : учеб. пособие / Н. С. Косарев. – Новосибирск : СГУГиТ, 2018. – 124 с.
ISBN 978-5-907052-02-4

Учебное пособие подготовлено кандидатом технических наук, доцентом Н. С. Косаревым на кафедре космической и физической геодезии Сибирского государственного университета геосистем и технологий.

Пособие посвящено следующим вопросам: общие сведения о морской геодезии, элементы океанологии, методы решения фундаментальных и прикладных задач на акватории Мирового океана, состав комплекса работ по съемке рельефа дна в различных акваториях.

Учебное пособие по дисциплине «Основы морской геодезии» предназначено для обучающихся по направлению подготовки 21.03.03 Геодезия и дистанционное зондирование (уровень бакалавриата), также может быть использовано для обучающихся по направлению подготовки 21.04.03 Геодезия и дистанционное зондирование (уровень магистратуры) и по специальности 21.05.01 Прикладная геодезия (уровень специалитета).

Рекомендовано к изданию кафедрой космической и физической геодезии и Ученым советом Института геодезии и менеджмента СГУГиТ.

Ответственные редакторы:

доктор технических наук, доцент, СГУГиТ *К. М. Антонович*

кандидат технических наук, доцент, СГУГиТ *И. Г. Ганагина*

Печатается по решению редакционно-издательского совета СГУГиТ

УДК 55

ISBN 978-5-907052-02-4

© СГУГиТ, 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
1. Общие сведения о морской геодезии	7
1.1. Предмет и задачи морской геодезии. История зарождения морской геодезии	7
1.2. Особенности выполнения и требования к точности геодези- ческих работ в морских и речных условиях	15
2. Общие сведения из океанологии	19
2.1. Общие сведения о гидросфере Земли	19
2.2. Динамика водных масс	23
2.3. Химические и физические свойства морской воды	25
2.4. Оптические свойства морской воды	33
2.5. Акустические свойства морской воды	38
3. Фигура и внешнее гравитационное поле Земли на акватории Мирового океана	43
3.1. Способы определения фигуры и внешнего гравитационного поля Земли на акватории Мирового океана	43
3.2. Определение фигуры Земли по гравиметрическим данным	43
3.3. Методы получения измеренных значений силы тяжести на акватории Мирового океана	47
3.4. Определение фигуры Земли по альтиметрическим данным	53
3.5. Глобальная модель геоида в нулевом приближении	58
4. Методы определения координат надводных объектов	61
4.1. Оптический метод определения координат надводных объ- ектов	61
4.2. Радионавигационный метод определения координат над- водных объектов	68

4.3. Применение ГНСС-технологий для определения координат надводных объектов.....	77
4.4. Инерциальный метод определения координат надводных объектов	91
4.5. Комплексированный метод определения координат надводных объектов	96
5. Методы определения координат подводных объектов	98
5.1. Гидроакустические методы определения координат подводных объектов	98
5.2. Классификация эхолотов	99
5.3. Однолучевые эхолоты	99
5.4. Многолучевые эхолоты.....	106
5.5. Гидролокаторы бокового обзора.....	107
6. Состав комплекса работ по съемке рельефа дна в различных акваториях.....	109
Контрольные вопросы	113
Заключение.....	115
Библиографический список	116

ВВЕДЕНИЕ

Морская геодезия (МГ) – это отрасль геодезии, занимающаяся решением фундаментальных и прикладных задач в Мировом океане, а также в пределах внутренних водоемов. Главной научной задачей МГ является определение фигуры и внешнего гравитационного поля на акватории Мирового океана. Прикладные задачи связаны с практическими работами на море, требующими геодезического обеспечения: например, разведка и эксплуатация природных ресурсов, строительство гидротехнических сооружений и прочее. Важнейшей задачей такого обеспечения является геодезическая привязка и создание топографических карт рельефа дна [52].

Для решения фундаментальных и прикладных задач МГ применяются различные методы и технические средства, которые позволяют на современном уровне развития науки и техники решать перечисленные выше задачи. Определение фигуры и внешнего гравитационного поля на акватории Мирового океана достигается за счет применения методов космической геодезии (космические гравиметрические миссии GRACE, GOCE, CHAMP, спутниковая альтиметрия) и морской гравиметрии (морская набортная гравиметрия, аэрогравиметрия). Решение прикладных задач основывается на комплексных решениях, которые включают в себя методы определения координат надводных и подводных объектов.

Учебное пособие включает в себя введение, 6 разделов, контрольные вопросы, заключение и библиографический список.

В первом разделе приведены общие сведения о морской геодезии, сформулированы предмет и основные задачи данной отрасли науки, кратко представлена история зарождения морской геодезии, показана связь МГ с другими науками, занимающимися изучением Мирового океана, особенно с гидрографией.

Во втором разделе уделено внимание элементам океанологии, даны общие сведения о гидросфере Земли, рассмотрена динамика Мирового океана и причины, ее вызывающие. В подразделе 2.3 рассмотрены хими-

ко-физические свойства морской воды: соленость, температура, гидростатическое давление и плотность. Эти параметры оказывают существенное влияние на скорость распространения акустических волн в данной среде. Кратко представлены оптические и акустические свойства морской воды.

В третьем разделе рассматриваются вопросы, касающиеся решения фундаментальной задачи морской геодезии – определения фигуры и внешнего гравитационного поля на акватории Мирового океана.

В четвертом разделе уделено внимание методам определения координат надводных объектов. Рассмотрены 5 основных методов определения координат: оптический, радионавигационный, ГНСС-технологии, инерциальный и комплексированный. Показано, что при решении геодезических задач на море целесообразнее всего использовать именно комплексированный метод определения координат, который объединяет в себе два метода: ГНСС-технологии и инерциальный.

В пятом разделе приведены основы гидроакустических методов определения координат подводных объектов, кратко рассмотрены однолучевые и многолучевые эхолоты, а также гидролокаторы бокового обзора.

В шестом разделе показан состав комплекса работ по съемке рельефа дна в различных акваториях.

Для написания учебного пособия использована отечественная и зарубежная литература, которая представлена в библиографическом списке.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МОРСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

1.1. Предмет и задачи морской геодезии. История зарождения морской геодезии

Морская геодезия – это отрасль геодезии, занимающаяся решением фундаментальных и прикладных задач в Мировом океане, а также в пределах внутренних водоемов [52].

К фундаментальным задачам морской геодезии следует отнести задачи, связанные:

- с изучением физической поверхности и ее внешнего гравитационного поля в пределах Мирового океана, а также их вариации во времени и пространстве;
- созданием и развитием морских геодезических сетей, необходимых для проведения топографических съемок, демаркации государственных границ, прокладки безопасных маршрутов и т. д.;
- топографической съемкой океанов и морей, в особенности шельфовой зоны.

К прикладным задачам морской геодезии относят:

- геодезическое обеспечение поисково-разведочных работ, связанных с занимающихся изучением и оценкой месторождений полезных ископаемых;
- геодезическое обеспечение строительства гидротехнических сооружений, прокладку подводных коммуникаций (газопроводов, нефтепроводов, трансатлантических кабелей) и др.

Из определения морской геодезии следует, что предметом ее изучения является Мировой океан, поэтому морская геодезия взаимодействует с целым комплексом дисциплин, занимающихся изучением Мирового океана.

На рис. 1.1 показана связь дисциплины «Морская геодезия» с дисциплинами, занимающимися изучением Мирового океана.

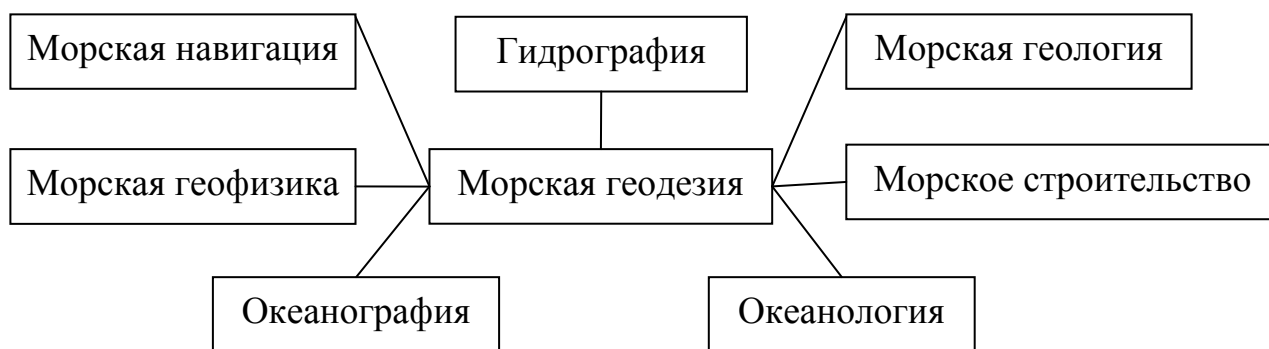


Рис. 1.1. Связь морской геодезии с дисциплинами, занимающимися изучением Мирового океана

Кроме этого, морская геодезия для решения фундаментальных и прикладных геодезических задач использует знания таких наук, как:

- физическая геодезия;
- высшая геодезия;
- космическая геодезия;
- гравиметрия;
- геодинамика;
- дистанционное зондирование Земли и другие науки.

Морская геодезия как самостоятельная отрасль знаний появилась в 50-е гг. XX в. [14]. Появление этой науки было связано с необходимостью выполнения комплексных работ в акватории морей и океанов, особенно в шельфовой зоне. До этого времени морская геодезия отождествлялась с гидрографией – наукой, занимающейся измерением и описанием подводного рельефа и морских берегов в интересах обеспечения мореплавания и другой морской деятельности.

В свою очередь гидрография тесно связана с историей мореплавания и зародилась она во времена великих географических открытий (XV–XVII в.). Основной задачей гидрографии в тот период было проложение маршрутов (навигация).

Эпоха великих географических открытий характеризуется высокими научно-техническими достижениями. В этот период создаются астрономические таблицы звезд, навигационные карты крупных портов и приле-

гающих к ним территорий (портоланы), совершенствуются инструменты, необходимые для определения места судна, но при этом планомерных гидрографических работ все же не ведется. На рис. 1.2 показана созданная карта портолан Черного моря.



Рис. 1.2. Карта портолан Черного моря
(Режим доступа: <http://pukaru.ru/ua/view/16917142>)

Планомерные гидрографические работы начались только с появлением национальных гидрографических служб. В России такая служба была создана Петром I в 1718 г., в то время как во Франции – только в 1720 г., а в Англии – в 1737 г. [34].

Большую роль в созданной национальной гидрографической службе России сыграл гидрограф Алексей Иванович Нагаев. Им на основе собранных материалов в 1750 г. был издан атлас Балтийского моря, а в 1760 г. – карта Каспийского моря. На рис. 1.3 показан фрагмент карты Балтийского моря, созданной А. И. Нагаевым.

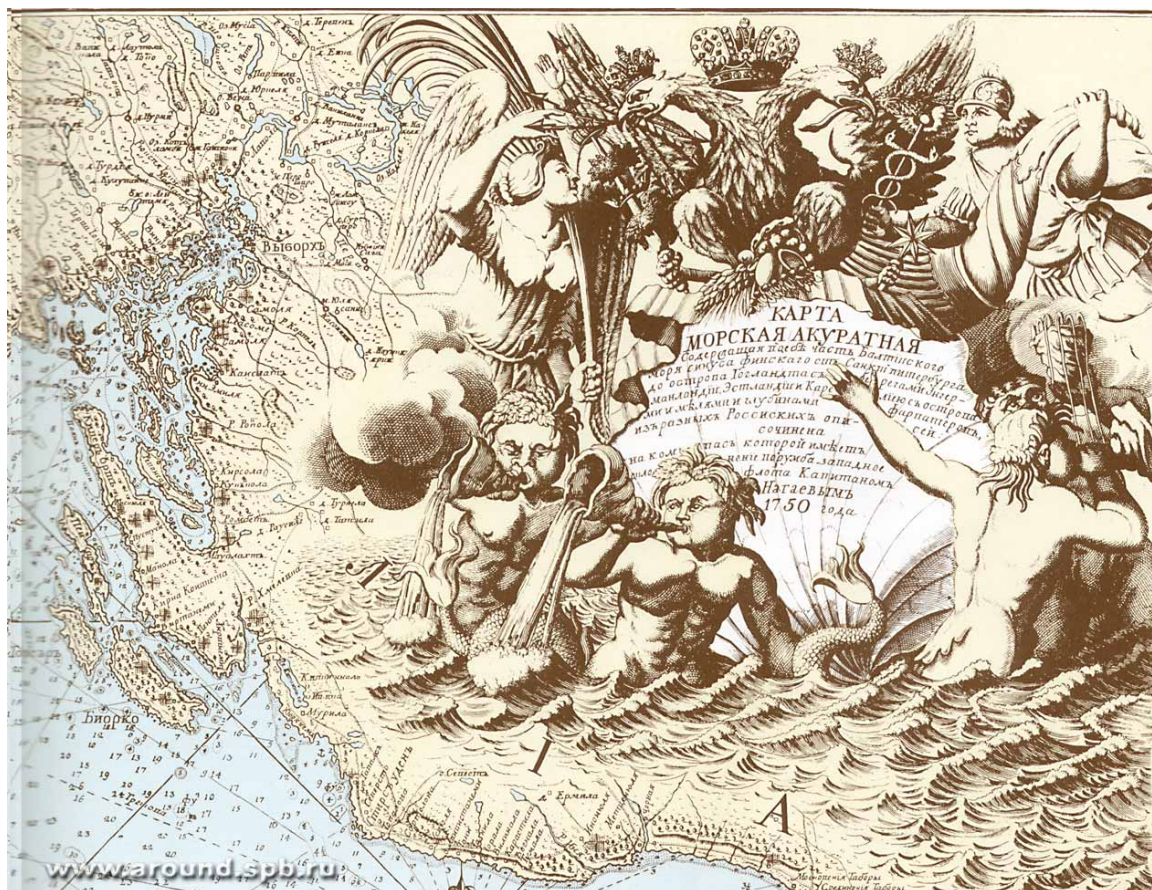


Рис. 1.3. Фрагмент карты Балтийского моря
(Режим доступа: <http://www.aroundspb.ru/maps/gulf/bs1750.php>)

В начале XIX в. русские моряки совершили ряд кругосветных путешествий, принесших новые знания в дело изучения морей и океанов. Особое место среди русских экспедиций начала XIX в. занимает второе кругосветное плавание Коцебу Отто Евстафьевича на шлюпе «Предприятие» (1823–1826). В состав экспедиции был включен российский физик Эмилий Христианович Ленц, который совместно с ректором Дерптского университета Е. И. Парротом создал уникальные приборы для глубоководных океанографических наблюдений – лебедку-глубомер и батометр. Измерения, выполненные с помощью этих приборов, положили начало точных наблюдений в гидрографии (океанский промер).

13 октября 1827 г. в Российской империи по указу Николая I создаются Управление генерал-гидрографа и Морской ученый комитет [2]. Эта дата считается официальной датой создания Гидрографической службы

России. Возглавил Управление генерал-гидрографа Г. А. Сарычев – отечественный ученый-гидрограф¹. В качестве помощника и директора гидрографического депо был назначен видный ученый-геодезист генерал-майор Шуберт Федор Федорович, одновременно исполнявший обязанности директора Военно-топографического депо и Корпуса военных топографов [64].

С этого момента в России планомерно ведутся работы по навигационно-гидрографическому обеспечению, издаются более точные навигационные карты, впервые на карты наносятся изобаты – линии равных глубин [81].

В 1837 г. Управление генерал-гидрографа упраздняется и на его базе создается Гидрографический департамент. Первым директором созданного департамента назначается Александр Григорьевич Виллимов. Гидрографический департамент просуществовал до 1885 г., в котором он был преобразован в Главное гидрографическое управление.

Наибольший вклад в развитие Гидрографического департамента внес Михаил Францевич Рейнеке, который руководил этим департаментом



Сарычев
Гавриил Андреевич
(1763–1831)

¹ В 1804 г. Г. А. Сарычевым была написана книга «Правила принадлежащая к морской геодезии, служащая наставлением, как описывать моря, берега, острова, заливы, гавани и реки, плавая на больших парусных и малых судах, также и идучи с мерою по берегу, с показанием, как сочинять морския карты, и на оных располагать описанныя места», где им впервые упоминается название «Морская геодезия», а в 1825 г. вышло другое его произведение «Геодезические и гидрографические правила снимать находящиеся на земной поверхности местоположения, измерять глубины морен, заливов и рек и все оное означать на морских картах» [2], в котором упоминается термин «морская геодезия».

с 1855 по 1859 г. За время своей работы он провел ряд усовершенствований в области морской картографии [64]:

- а) положил начало корректурной коллекции навигационных карт;
- б) наметил широкий план составления и издания лоций;
- в) улучшил содержание астрономических ежегодников;
- г) организовал сбор сведений об иностранных маяках;
- д) начал (с 1856 г.) ежегодное типографское издание своих отчетов.

М. Ф. Рейнеке предложил увеличить штат гидрографической службы для проведения комплексных работ на отечественных акваториях, но его предложение не было поддержано царским правительством из-за отсутствия должного финансирования.

В 1885 г. Гидрографический департамент был преобразован в Главное гидрографическое управление (ГГУ), которое просуществовало вплоть до Октябрьской революции 1917 года. Первым начальником созданного управления был назначен Роман Иванович Баженов. При его руководстве в ГГУ в 1886 г. создана метеорологическая часть [64].

Среди кругосветных экспедиций этого времени, проводившихся Главным гидрографическим управлением, следует указать экспедицию на корвете «Витязь» (с 1886 по 1889 г.) под руководством будущего русского адмирала Степана Осиповича Макарова. За время кругосветной экспедиции экипажем был собран колоссальный объем научных материалов, включавших в себя:

- а) измерение температуры и удельного веса морской воды;
- б) промеры глубин механическим лотом;
- в) исследование морских течений.

Экспедиция на корвете «Витязь» продолжила исследования рельефа дна океанов, начатые в 1872 г. Королевским научным обществом (КНО) Великобритании.

Для первой в мире океанографической экспедиции Военно-морской флот Великобритании предоставил КНО военный корвет «Челленджер», который был специально переоборудован в научную лабораторию. Экспедиция работала в Атлантическом и Тихом океане в течение 4 лет. Всего было пройдено около 70 тысяч морских миль с регистрацией различных измерений, в том числе и батиметрические данные (рис. 1.4).

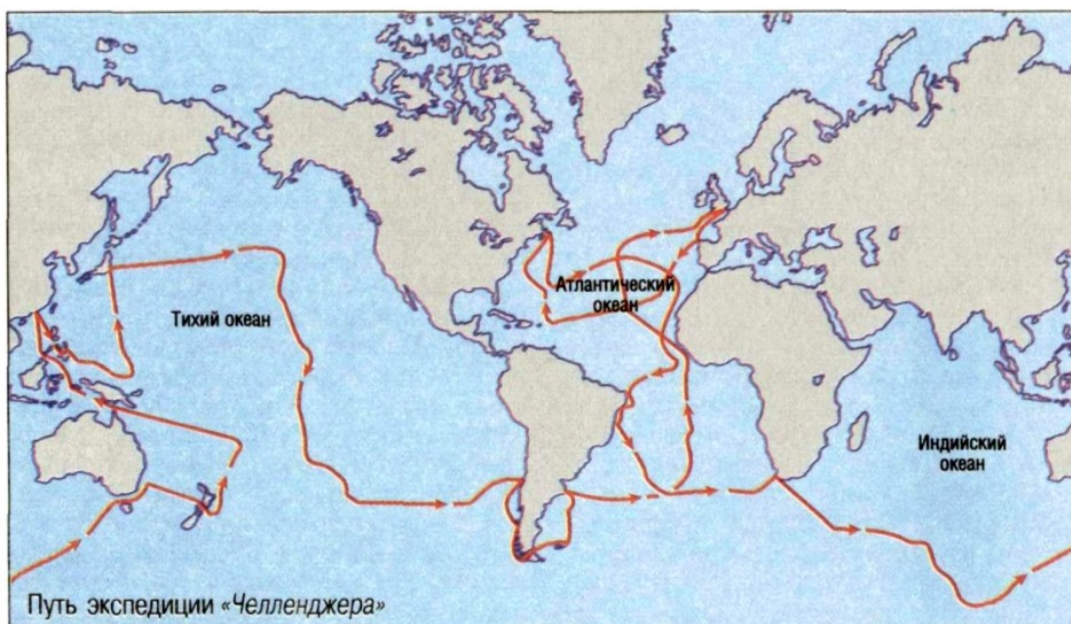


Рис. 1.4. Путь, пройденный экспедицией «Челленджер»
(Режим доступа: <http://dic.academic.ru/dic.nsf/ntes/3175>)

В целом на начало XX в. гидрографическая изученность морей была весьма слабой. Имелось порядка 18 400 измерений глубин, выполненных обычным лотом [75]. На рис. 1.5 показан пример ручного лота.



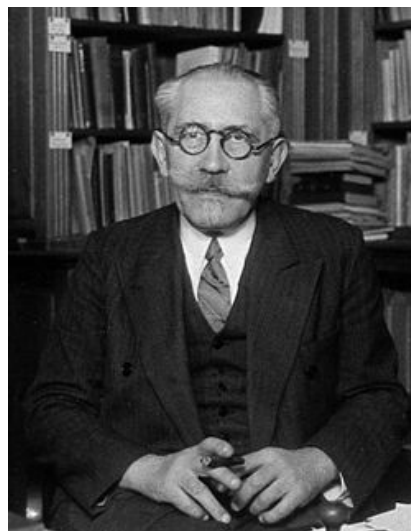
Рис. 1.5. Ручной лот²
(Режим доступа: <http://poznayka.org/s62734t1.html>)

² Ручной лот представляет собой свинцовую или чугунную гирю и лотлинь – это веревка, к которой привязывается лот.

Ситуация с изучением акваторий Мирового океана изменилась благодаря изобретению эхолота в 1919 г. Заслуга изобретения данного гидроакустического прибора принадлежит немецкому инженеру А. Вэму [65]. Однако в работе [75] отмечается, что официальной датой создания однолучевого эхолота принято считать 1922 г. В 1918 г. русским инженером К. В. Шиловским и французским физиком П. Ланжевенем был создан гидролокатор.



Шиловский Константин Васильевич
(1880–1958)



Ланжевен Поль
(1872–1946)

В СССР между двумя мировыми войнами активно велись гидрографические работы на отечественных морях. К началу Великой Отечественной войны (ВОВ) коллекция морских карт составляла 1 000 номеров [34]. ВОВ (1941–1945) надолго «затормозила» крупные разработки в области создания гидроакустической аппаратуры для применения ее в гражданских целях. Лишь к концу 50-х гг. XX в. объем гидрографических исследований в СССР вышел на довоенный уровень. Таким образом, в этот период наметились явные сдвиги в области гидрографических исследований, с одной стороны. С другой же стороны, конец 50-х гг. XX в. можно считать расцветом новых и перспективных наук в области исследований акваторий Мирового океана, в частности, научного направления «Морская геодезия».

1.2. Особенности выполнения и требования к точности геодезических работ в морских и речных условиях

При выполнении морских геодезических работ необходимо учитывать особенности их проведения, так как большинство измерений проводится в движении. Поэтому основной и главной особенностью подобных работ является то обстоятельство, что они выполняются в четырехмерном пространстве измерений (x , y , z и t), так как нуль отсчета (уровень моря, реки, озера) не остается постоянным. Кроме того, меняется объект съемки (морское дно) и его основные характеристики: форма и размер [54]. Другой важной особенностью является тот факт, что объект исследования (морское дно) находится под толщей воды, из-за этого применять визуальные методы обследования, те которые применяются в геодезии для определения отметок земной поверхности, не представляется возможным [8].

Третья особенность морских геодезических работ определяется физическими свойствами водной среды. Из всего диапазона электромагнитных волн в морской воде распространяются до глубин 30–60 м лишь волны оптического диапазона в сине-зеленом спектре (с длиной волны около 0,5 мкм).

В то же время водная среда является идеальной средой для распространения упругих (акустических) волн, поэтому большинство приборов, предназначенных для производства геодезических измерений в морских условиях, основываются на использовании акустических волн и принципах гидроакустики. При использовании гидроакустической аппаратуры необходимо определять состояние среды (соленость, температуру, гидростатическое давление), так как неучет этих параметров приводит к существенным искажениям результатов измерений.

Существуют и другие факторы, которые необходимо учитывать при выполнении морских геодезических работ. К ним можно отнести [14]:

- различное положение точек относимости (точек, принимаемых за центры излучения и регистрирования акустических волн);
- отсутствие фиксированных, стабильных точек, к которым можно было бы приводить результаты многократных измерений;

– сложность вычисления редуционных поправок, так как зачастую аппаратура, которая выполняет гидроакустические измерения, и аппаратура, предназначенная для определения координат места судна, размещаются в разных точках судна.

Требования точности морских геодезических работ складываются из двух основных факторов: особенности условий их проведения и используемая при этом геодезическая и гидроакустическая аппаратура.

Кроме того, во многих случаях требования к абсолютной точности существенно ниже требований к относительной точности.

В работах [37, 95] приведены требуемые погрешности определения координат при выполнении геодезических работ на море, которые существовали в конце 80-х гг. XX в. (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Требования к погрешности определения координат

Задачи и объекты	Погрешность, м	
	абсолютная	относительная
Геодезические пункты	10	1
Гравиметрические опорные пункты	10	10
Определение высоты геоида	0,5	0,1
Средний уровень моря	–	0,1
Акустические маяки	10	10
Геофизические и гидродинамические съемки	50	100
Детальные геофизические съемки	50–100	15–25
Бурение	10	1–5
Прокладка трубопроводов и кабелей	10	1–10
Горнодобывающие работы	–	2–10
Установление границ	10	–

В отчете Международного гидрографического сообщества за 1986 г. приводятся следующие требования к погрешности определения координат при выполнении геодезических работ на море (табл. 1.2) [83].

Требования к погрешности определения координат

Задачи или объекты	Относительная погрешность
3D-сейсморазведка	10 см
Обеспечение ракетно-огневых целей	10 м
Захоронения радиоактивных отходов	10 м
Геодинамические задачи	1–10 см

На сегодняшний момент основные требования к точности, предъявляемые для выполнения работ, зачастую не соответствуют возможностям современной геодезической и гидроакустической аппаратуры. Большинство инструкций по геодезическому обеспечению комплекса работ в морских условиях написано еще в конце 90-х гг. XX в., до появления современных методов космической геодезии: спутниковой альтиметрии, градиентометрии, ГНСС-технологий.

Так, в настоящее время методы ГНСС-позиционирования позволяют определять пространственные координаты с погрешностью до 10 см в режиме реального времени [91]. Комплексные решения на базе различных систем спутниковой альтиметрии позволяют достичь погрешности определения аномалий силы тяжести (АСТ) не хуже 5 мГал в условиях моря с пространственным разрешением до 20 км [57].

Современная гидроакустическая аппаратура (многолучевые эхолоты, гидролокаторы бокового обзора), применяемая для картографирования рельефа дна, обладает высоким разрешением по глубине, например, многолучевой эхолот Kongsberg EM2040, работающий на частотах 200, 300 и 400 кГц, имеет разрешение по глубине 0,2 см [17].

Все это говорит о необходимости пересмотра нормативно-технической документации, на базе которой выполняются морские геодезические работы, в частности, съемка шельфа и внутренних водоемов. На сегодняшний момент действующей инструкцией в России по выполнению комплексных геодезических работ на шельфе остается Инструкция 1985 г. [31]. Поэтому при выполнении морских геодезических работ зачастую исполь-

зуют более современные инструкции, в которых даны технические требования и предложены методические решения для выполнения инженерных изысканий на различных акваториях, такие, как СП 47.13330.2012. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения [72], СП 11–114–2004. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений [71], РД 31.74.04–2002. Технология промерных работ при производстве дноуглубительных работ и при контроле глубин для безопасности плавания судов в морских портах и на подходах к ним [61] и другие.

В СП 11–114–2004 [71] даны следующие предельные погрешности определения координат объекта на акватории в плане и по глубине:

- предельная погрешность определения плановых координат объекта на акватории не должна превышать 1,5 мм в масштабе плана;
- средние погрешности определения высотных отметок дна, включающие погрешности измерений и приведения глубин в Балтийскую систему высот, не должны превышать: 0,2 м – на глубине до 5 м; 0,3 м – на глубине от 5 до 30 м; 1 % от глубины – на глубинах более 30 м.

Кроме инструкций по выполнению инженерных изысканий на различных акваториях используются также Международный стандарт съемки рельефа морского дна [90], в котором приводятся современные требования точности определения плановой привязки и глубин в интересах безопасности надводного мореплавания, и Правила гидрографической службы № 4. Съемка рельефа дна судоходных морских и речных акваторий [58].

В Радионавигационном плане Российской Федерации приводятся требования к точности навигационного обеспечения речных и морских потребителей [60].

2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ОКЕАНОЛОГИИ

2.1. Общие сведения о гидросфере Земли

Части поверхности земного шара, занятые водой и сушей, неодинаковы. Из 510 млн. км² площади земного шара на сушу приходится лишь 29 %, что составляет 149 млн. км², остальное – 361 млн. км² занято водой (71 %).

При этом распределение воды в Северном и Южном полушарии также неодинаково. В Южном полушарии водой занято 81 % поверхности, в то время как в Северном полушарии лишь 61 %. моря и океаны сообщаются между собой и образуют водное пространство – Мировой океан. По физико-географическим характеристикам в Мировом океане выделяют непосредственно отдельные океаны, моря, заливы, бухты, проливы.

Мировой океан включает в себя 4 океана: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый. Основные физические характеристики Мирового океана приведены в табл. 2.1.

В каждом океане выделяют моря, которые классифицируются по степени обособленности:

- средиземные моря;
- полузамкнутые моря;
- окраинные моря;
- межостровные моря.

Более мелкими подразделениями океана являются проливы, заливы, лагуны, фиорды и бухты. На севере Российской Федерации глубоко вдающиеся в сушу заливы, куда обычно впадают реки, называют *губами*.

Рельеф дна Мирового океана состоит из четырех основных морфоструктурных форм: подводные (континентальные) окраины материков, переходная зона, ложе океана и срединные океанические хребты [59], которые показаны на рис. 2.1.

Таблица 2.1

Основные физические характеристики Мирового океана [67, 68]

Океан	Площадь с морями, тыс. км ²	Часть Мирового океана, %	Глубина, м		Где измерена максимальная глубина
			средняя	макси- мальная	
<i>Тихий</i>	179 679*	50	4 282	11 034	<i>Марианская впадина</i>
Берингово море	2 304		1 598	4 773	
Охотское море	1 590		859	3 657	
<i>Атлантический</i>	93 363*	25	3 925	9 219	<i>Впадина Пуэрто-Рико</i>
Балтийское море	386		86	459	
Черное море	423		1 271	2 245	
<i>Индийский</i>	74 917*	21	3 963	7 450	<i>Яванская впадина</i>
<i>Северный Ледовитый</i>	13 100*	4	2 179	5 220	<i>Котловина Фрама</i>
Баренцево море	1 405		229	600	
Белое море	90		89	330	
Карское море	883		118	620	
Мировой океан	361 059	100	3 795	11 034	Марианская впадина

* – площади океанов, приведены совместно с площадями морей.

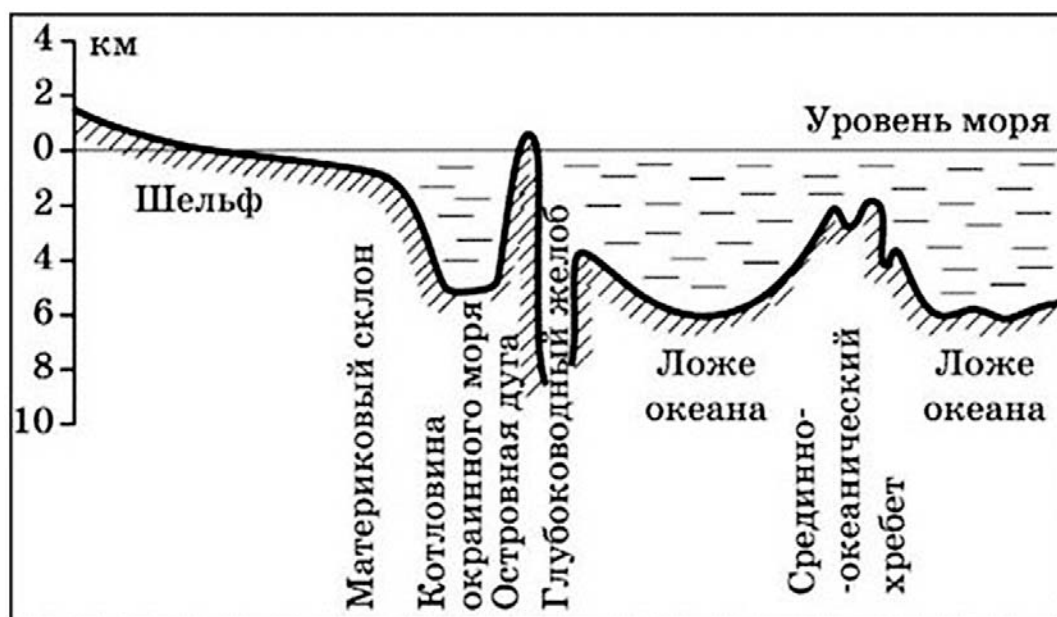


Рис. 2.1. Основные формы рельефа дна Мирового океана

Подводная окраина состоит из шельфа, материкового склона и материкового подножия. Площадь подводной окраины составляет $82 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ [43].

Шельф – это выровненная часть подводной окраины материков, характеризующаяся общим с ними геологическим строением, которая занимает около $29 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, что составляет около 8 % всей площади Мирового океана. Наибольшая площадь шельфа относится к Северному Ледовитому океану. На рис. 2.2 приведена карта рельефа дна, относящаяся к Северному Ледовитому океану.

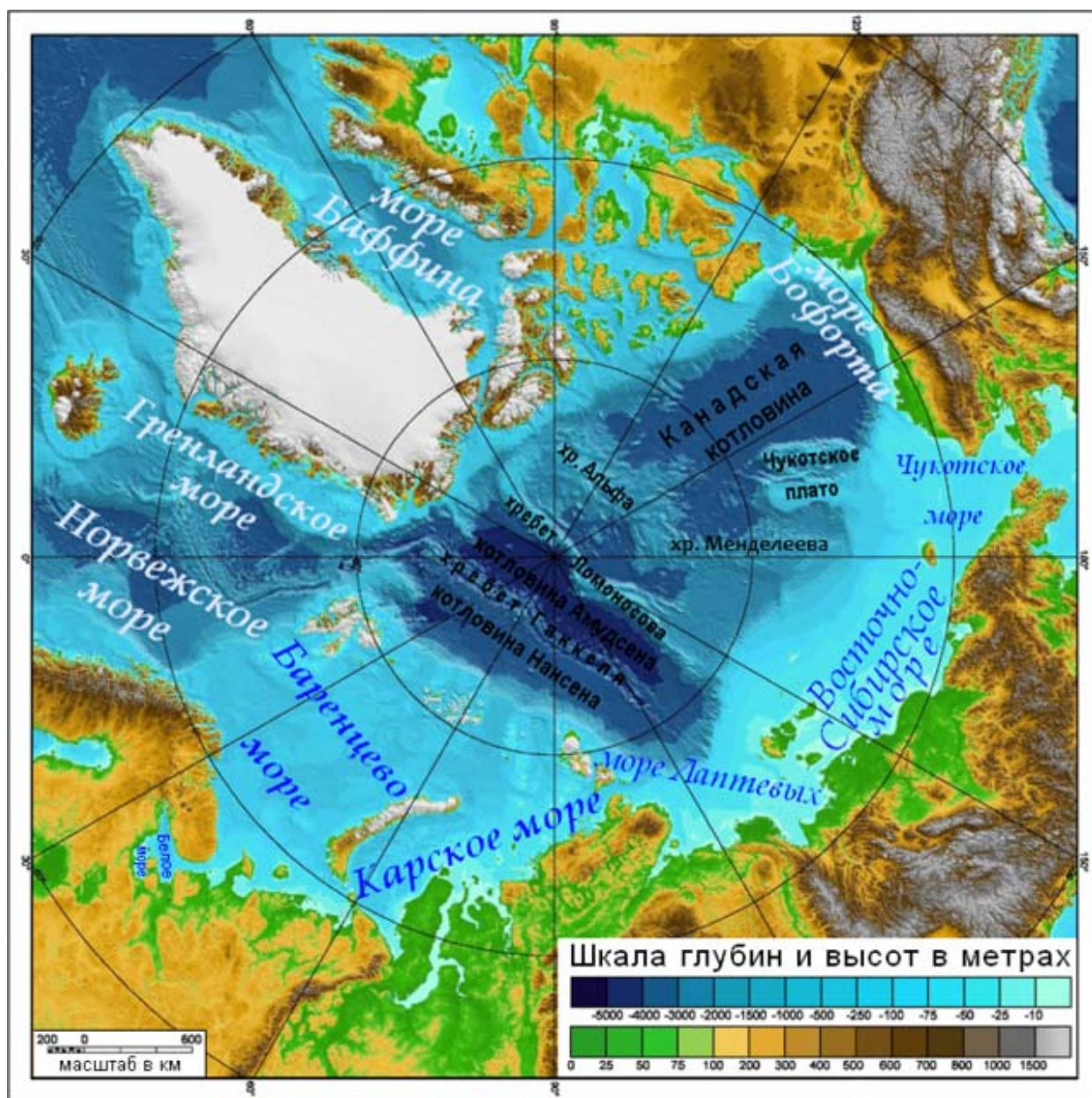


Рис. 2.2. Рельеф дна Северного Ледовитого океана
(Режим доступа: https://ru.wikipedia.org/wiki/Континентальный_шельф_России)

Шельф обычно делят на две зоны: внутренний шельф и внешний. Внешний шельф сформирован в результате абразионно-аккумулятивной деятельности. Ширина зоны колеблется от десятков метров до сотен километров. Внутренняя зона сформирована в основном абразией³. Граница между зонами обычно проводится по перегибу дна – бровке отмели [56].

Глубина шельфа обычно 100–200 м (редко – до 1,5–2 тыс. м, как, например, Южно-Курильская котловина в Охотском море). Уклон поверхности шельфа в среднем равен 7', иногда достигая локального понижения до 25'. Ширина шельфа колеблется от несколько десятков до тысяч километров и более. Средняя ширина равна 70 км.

В рельефе шельфа представлены формы субаэрального⁴ происхождения, а также подводные морфоскульптуры⁵, возникшие в результате эвстатических колебаний⁶ уровня Мирового океана.

Материковый склон – часть океанического дна, характеризующаяся относительно крутым уклоном поверхности. Диапазон изменения уклона поверхности находится в пределах от 1° до 45°. Ширина материкового склона невелика и изменяется в пределах от 15 до 30 км.

Материковое подножие – наклонная равнина, прилегающая к материковому склону, максимальный уклон которой составляет 2,5°. Ширина материкового подножия составляет несколько сотен километров.

*Переходная зона, или геосинклинальная область*⁷, представляет собой промежуточную зону между подводной окраиной и ложем Мирового

³ Абразия (лат. abrasio – соскабливание, сбивание) – процесс механического разрушения волнами и течениями коренных пород.

⁴ Субаэральное происхождение – происхождение пород при ограниченном участии воды.

⁵ Морфоскульптуры подводные – мелкие формы подводного рельефа, осложняющие поверхность крупных морфоструктурных форм, создаваемые экзогенными рельефообразующими процессами – коралловые рифы, устричные банки, конусы выноса и другие образования.

⁶ Эвстатические колебания уровня моря – это повсеместно прослеживаемые медленные изменения уровня Мирового океана и связанных с ним морей.

⁷ Геосинклинальная область – линейные области высокой подвижности земной коры с сильной магматической активностью.

океана. Площадь переходной зоны – $23,5 \cdot 10^6$ км², что составляет 9,1 % всей площади Мирового океана [43].

Ложе Мирового океана располагается на глубинах от 2 400 до 6 000 м и представляет собой поверхность холмистого типа с огромными океаническими котловинами и различного типа поднятиями. Площадь ложа Мирового океана – $200 \cdot 10^6$ км², что составляет 57,4 % всей площади Мирового океана [43].

Срединно-океанические хребты – это гигантские ветви горных образований, имеющие протяженность около 60 тыс. км. Ширина океанических хребтов изменяется в пределах от 600 до 2 000 км, а высота превышает 3 000 м.

Более подробно строение гидросферы рассмотрено в учебном пособии [39].

2.2. Динамика водных масс

Под влиянием гидрометеорологических, астрономических, геологических и других факторов поверхность Мирового океана постоянно испытывает возмущения, которые проявляются в виде колебания ее уровня. Эти возмущения обладают разными периодами и амплитудами, что создает значительные трудности в определении положения уровенной поверхности.

Благодаря спутниковым альтиметрическим измерениям было установлено отклонение морской топографической поверхности от поверхности геоида. Величина этого отклонения составила в среднем около ± 1 м [33]. На рис. 2.3 показано отклонение морской топографической поверхности, полученной по данным DTU10, относительно геоида EGM2008 (в сантиметрах).

В гидрологии рассматривается несколько характерных колебаний уровня поверхности водоемов: многолетние, вековые, долгопериодические, годовые, месячные, минимальные, максимальные, средние, а также периодические и непериодические.

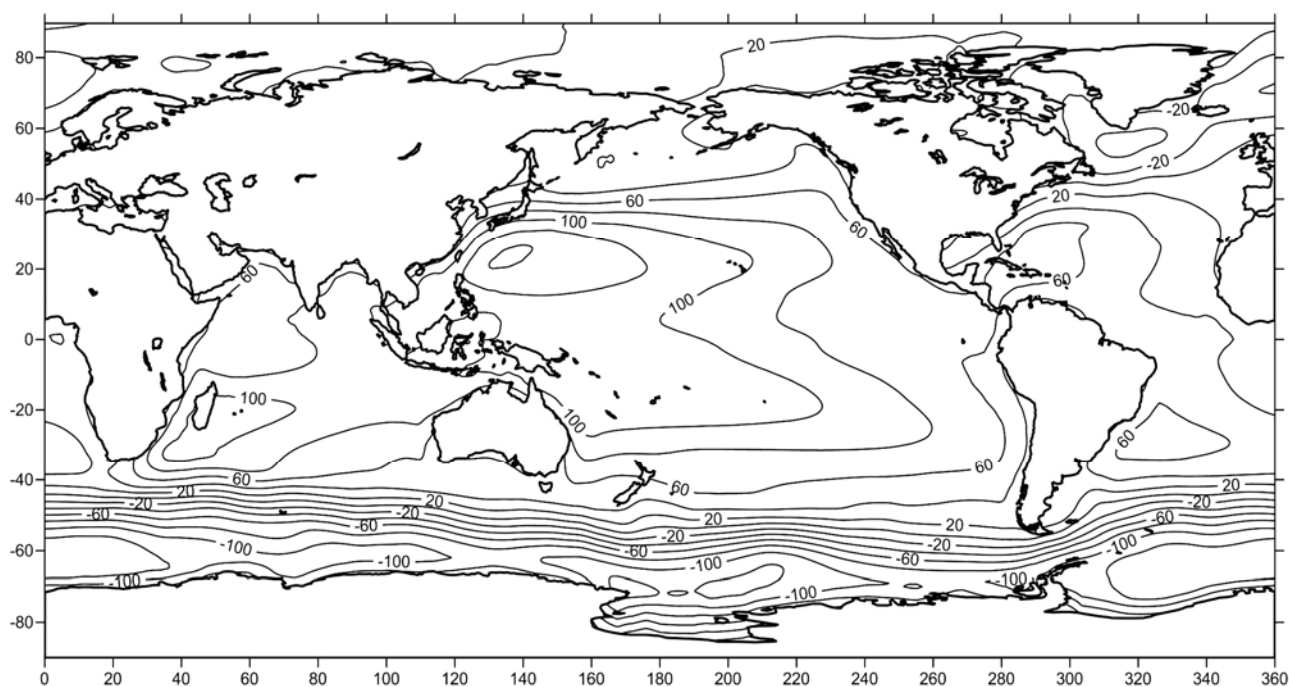


Рис. 2.3. Картограмма отклонения морской топографической поверхности относительно геоида EGM2008

Вековые колебания проявляются в виде медленного и длительного изменения уровня океана. Изменение уровня моря может быть вызвано двумя причинами. Если уровень океана повышается или понижается в связи с увеличением или уменьшением воды в нем, то эти изменения называют гидрократическими. Колебания уровня океана, вызванные изменением объема океана в связи с тектоническими процессами, происходящими внутри Земли, и колебаниями земной коры называют геократическими.

Периодические колебания уровня Мирового океана связаны с гравитационным воздействием на Землю Луны и Солнца. Периодические колебания проявляются в виде приливов и отливов.

Непериодические колебания уровня моря вызываются синоптическими процессами в атмосфере: изменением атмосферного давления, направления и силы ветра. Изменение атмосферного давления приводит к изменению объема и плотности воды. Изменение направления и силы ветра приводит к сгонно-нагонным колебаниям уровня.

Для решения практических и научных задач обычно вычисляют следующие характеристики уровней [10]:

– *средний суточный уровень* определяется как среднее арифметическое из ежечасных или срочных (по водомерной рейке) значений уровня за сутки;

– *средний месячный уровень* определяется как среднее арифметическое значение за месяц среднесуточных уровней;

– *средний годовой уровень* определяется как среднее арифметическое значение за год среднемесячных уровней;

– *средний многолетний уровень* определяется как среднее арифметическое из средних годовых уровней за определенный период времени.

Нуль глубин – условная поверхность, от которой даются отметки глубин на морских навигационных картах. На морях, где средняя величина прилива менее 50 см, за нуль глубин принимается средний многолетний уровень моря. На морях с приливами в качестве нуля глубин принимался наинизший теоретический уровень – расчетный приливный уровень, наименьший из возможных по астрономическим условиям.

Единый нуль постов моря – единая условная поверхность, от которой производится отсчет уровня моря на всех уровенных постах данного моря или ряда морей.

За единый нуль постов моря на морях бывшего СССР, имеющих связь с океанами, принят горизонт, лежащий на 5 м ниже нуля Кронштадтского футштока (–5,000 м), на морях: Каспийском – (–28,000 м), Аральском – (+51,494 м) [10].

2.3. Химические и физические свойства морской воды

Мировой океан на 96,5 % состоит из воды, а остальные 3,5 % приходятся на растворенные в воде соли (хлориды, карбонаты, сульфаты и др.). Два атома молекулы водорода (H^+) соединены с атомом молекулы кислорода (O^{2-}) таким образом, что двухвалентный кислород объединяется с двумя атомами валентного водорода под углом 105° , как показано на рис. 2.4.

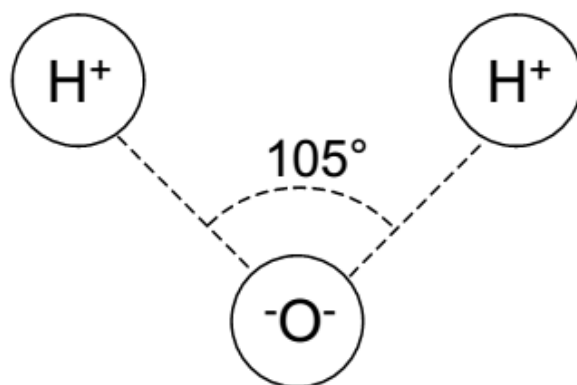


Рис. 2.4. Молекула воды

Следствием этого асимметрического распределения электрических зарядов является сильный дипольный момент, который обуславливает ряд особых свойств воды:

- чистая вода имеет самую высокую диэлектрическую константу ϵ из всех жидкостей;

- наличие большой ассоциативной силы, которая приводит к образованию молекулярных групп. Этот процесс называется полимеризацией. Например, при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, средний размер молекулярной группы составляет 6 молекул воды. Эти полимеры определяют в значительной степени физические свойства воды, такие, как сильное поверхностное натяжение и вязкость, а также высокую температуру плавления и кипения.

Вода обладает очень большой теплоемкостью, из-за чего океаны способны хранить большее количество теплоты, постепенно отдавая его при охлаждении. И, наконец, одним из самых известных свойств воды является увеличение объема при охлаждении. Чистая вода имеет самую высокую плотность при температуре $4\text{ }^{\circ}\text{C}$. При температуре $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ объем воды увеличивается примерно на 9 %. Как результат, лед плавает на поверхности воды.

Морская вода, в отличие от пресной, обладает характерными для нее физико-химическими свойствами: *соленость, температура, гидростатическое давление, плотность* и др. Это связано с наличием в ее структуре растворенных солей, газов, а также взвешенных частиц органического и неорганического происхождения.

Соленость определяется общим количеством твердых веществ в граммах на 1 кг морской воды при условии, что все галогены заменены эквивалентным количеством хлора, все карбонаты превращены в окислы и органические вещества сожжены [67, 68].

В открытом океане соленость варьируется от 3,4 до 3,8 ‰, т. е. составляет 34–38 ‰. Для окруженных суши морей, соленость может существенно отличаться. Для примера: соленость в Балтийском море может быть минимальной: 0,5–1 ‰. В засушливых регионах, где испарение превышает количество осадков, соленость может быть выше, например, в Красном море 43–45 ‰. Несмотря на большие колебания солености, соотношение его составляющих является постоянным в пределах нескольких процентов. Основные составляющие морской воды с соленостью 35 ‰ показаны в табл. 2.2 [88].

Таблица 2.2

Состав морской воды с соленостью 35 промилле

Катионы	г/кг	Анионы	г/кг
Натрий	10,752	Хлор	19,345
Калий	0,390	Бром	0,066
Магний	1,295	Фтор	0,001
Кальций	0,416	Сульфат	2,701
Стронций	0,013	Бикарбонат	0,145
—	—	Борная кислота	0,027

Для оценки меры солености объединенный комитет IAP0, UNESCO, ICES и SCOR предложил использовать следующую эмпирическую формулу [75]:

$$S = 1,806\,55 \cdot Cl, \text{ ‰}, \quad (2.1)$$

где S – соленость морской воды;

Cl – уровень содержания хлора (хлорность)⁸.

⁸ Хлорность – содержание Cl, Br и I в 1 кг воды в пересчете на эквивалентное содержание хлора [13].

В открытых частях на поверхности океана соленость зависит, в основном, от соотношения количества осадков с величиной испарения. Величина колебания солености при этом может достигать 0,2 ‰. В полярных областях изменение солености происходит из-за таяния и образования ледников. Величина колебания солености при этом может достигать 0,7 ‰. Кроме того, на изменение солености влияет перемешивание вод океанов и морей. На рис. 2.5 приведена карта солености вод Мирового океана (в промилле).

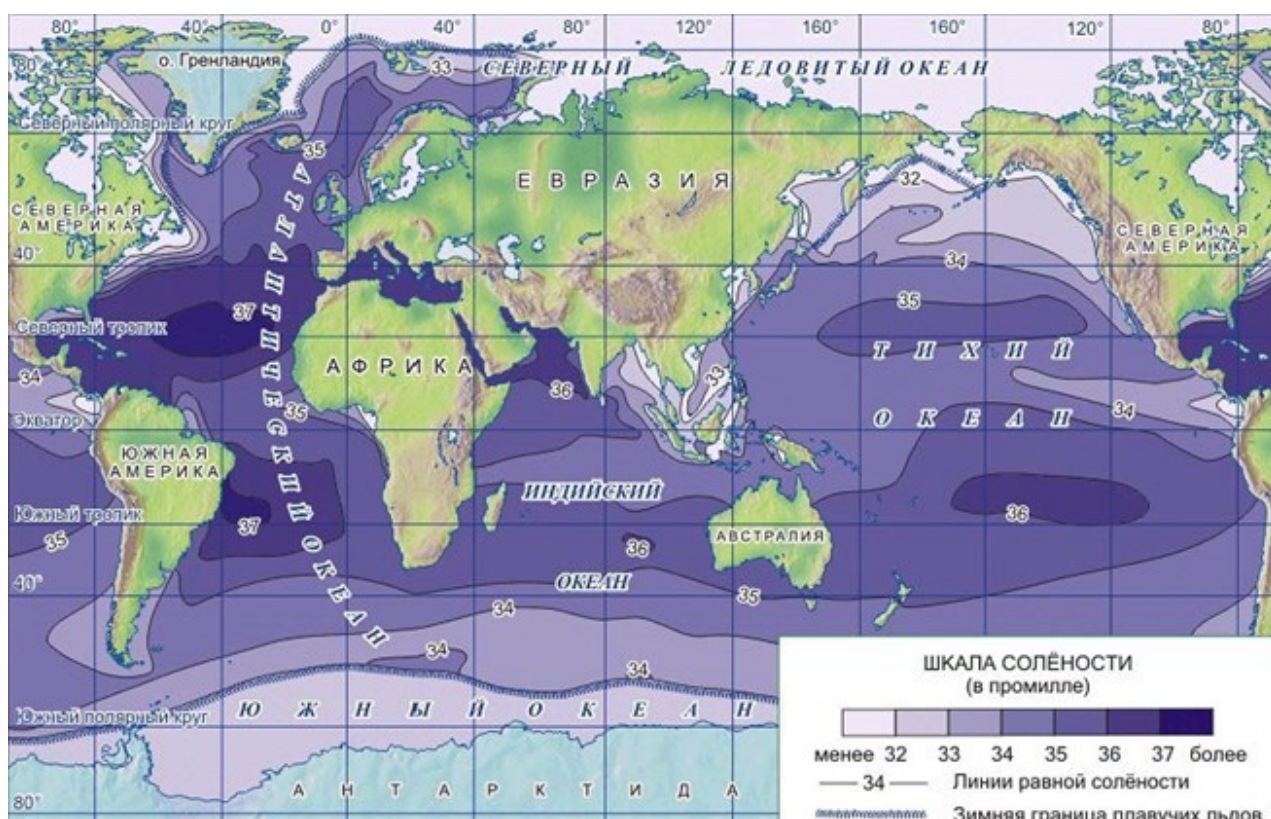


Рис. 2.5. Карта солености вод Мирового океана
(Режим доступа: <http://megabook.ru/media>)

С глубиной соленость меняется следующим образом. В основном, до глубины 1 500 м происходят колебания солености, ниже этого горизонта значение солености практически не меняется. В приполярных областях при таянии ледников соленость с глубиной повышается, при образовании льда происходит обратный процесс. В умеренных широтах соленость слабо меняется в зависимости от глубины, в отличие от субтропиков, где со-

леность быстро убывает до глубины 1 000–1 500 м. Изменение солёности в тропической зоне не совпадает ни с одним из описанных изменений. В тропической области солёность сначала увеличивается до глубины 100 м, затем уменьшается до глубины 500 м, после чего незначительно увеличивается до глубины 1 500 м [67, 68]. На рис. 2.6 приведено распределение солёности с глубиной на различных широтах.

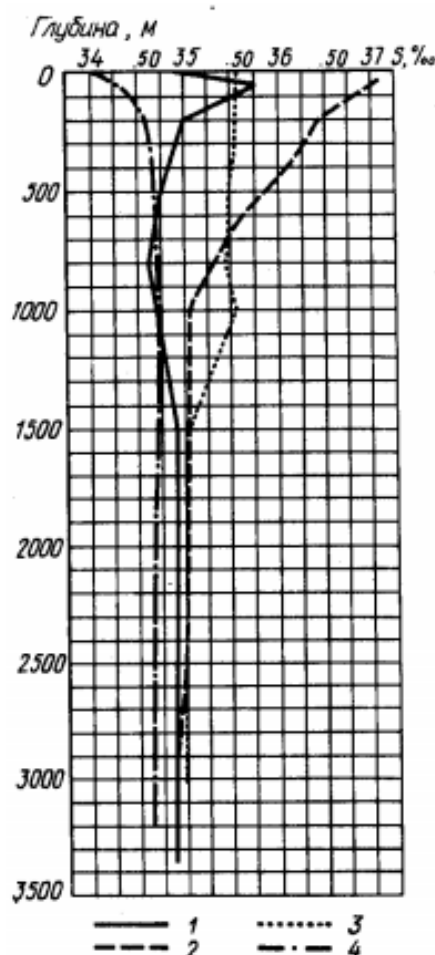


Рис. 2.6. Распределение солёности с глубиной [67, 68]:

1 – 7° с.ш.; 2 – 25° с.ш.; 3 – 46° с.ш.; 4 – 61° с.ш.

Важнейшей характеристикой морской воды, кроме солёности, является ее *температура*. Нагревание поверхности океана происходит за счет солнечной радиации. Кроме нагревания происходит и охлаждение вследствие испарения, конвективного теплообмена между океаном и атмосферой и из-за ряда других факторов.

В среднем характер изменения температуры воды по широтам для Тихого, Атлантического и Индийского океана одинаков: максимальная температура наблюдается на экваторе и медленно убывает к полюсам. Средняя температура Мирового океана составляет $17,4^{\circ}\text{C}$.

В целом с глубиной температура Мирового океана меняется следующим образом. До глубины 1 500 м происходит ее сильное изменение в среднем до $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$, затем до глубины 4 000 м она охлаждается до $1\text{--}1,5^{\circ}\text{C}$ и далее до дна практически не изменяется. На рис. 2.7 показано распределение температуры в зависимости от глубины.

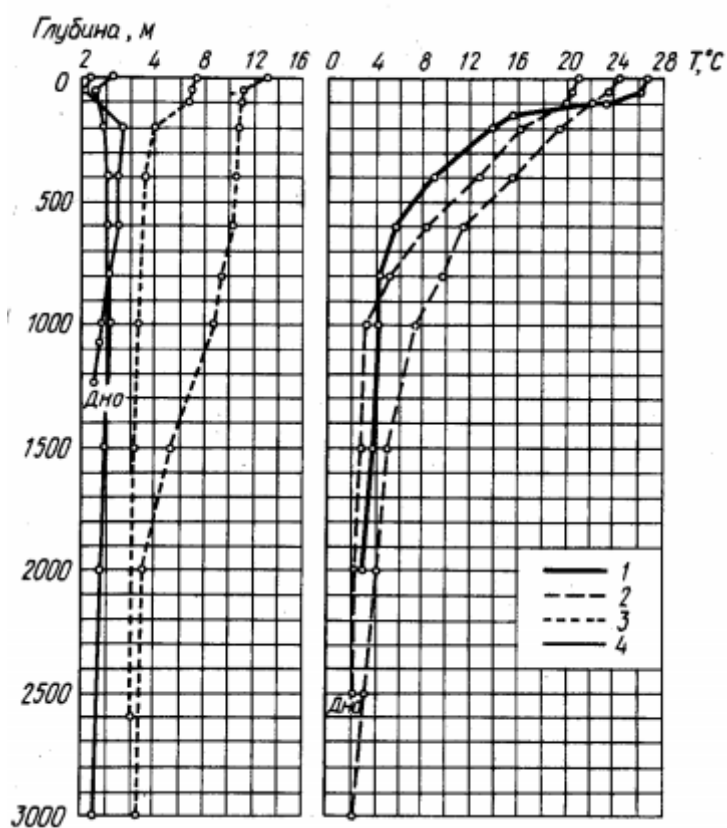


Рис. 2.7. Распределение температуры в зависимости от глубины [67, 68]:

- 1 – экваториальный тип (3° с.ш.); 2 – субтропический тип (25° с.ш. – 25° ю.ш.);
3 – умеренный тип (48° с.ш. – 48° ю.ш.); 4 – полярный тип (78° с.ш. – 61° ю.ш.)

Плотность ρ морской воды зависит от солёности S , температуры T и давления p . Небольшие отличия в плотности приводят к значительным различиям уровней моря и течений.

На практике плотность не может быть измерена напрямую как масса, деленная на объем. Вместо этого ее получают из измерения солёности, температуры, гидростатического давления. Так как плотность не изменяется очень сильно, то ее величину (σ) определяют, как [88]

$$\sigma = (p - 1) \cdot 10^3. \quad (2.2)$$

На уровне моря ($p = 0$) и для температуры 0°C плотность (σ_0) задается эмпирическим соотношением

$$\sigma_0 = -0,0093 + 0,8149 \cdot S - 0,000482 \cdot S^2 + 0,0000068 \cdot S^3, \quad (2.3)$$

где солёность (S) выражена в промилле, а σ_0 – в 10^3 кг/м^3 .

Чистая вода имеет максимальную плотность при 4°C . Температура максимальной плотности уменьшается с увеличением солёности по следующему закону:

$$T_{\rho_{\max}} = 3,95 - 0,266 \cdot \sigma_0, \quad (2.4)$$

где температура выражена в градусах.

Таким образом, при солёности выше 18 ‰ температура максимальной плотности ниже температуры замерзания чистой воды. Из-за содержания соли температура замерзания морской воды ниже, чем в чистой воде. Эта температура T_g (в градусах Цельсия) в виде функции солёности определяется соотношением

$$T_g = -0,0086 - 0,064633 \cdot \sigma_0 - 0,0001055 \cdot \sigma_0^2. \quad (2.5)$$

На рис. 2.8 показан график изменения температуры наибольшей плотности и температуры замерзания морской воды.

Как видно из рис. 2.8, температура максимальной плотности и температура замерзания одинаковы при солёности 24,7 ‰ и температуре $1,33^\circ\text{C}$.

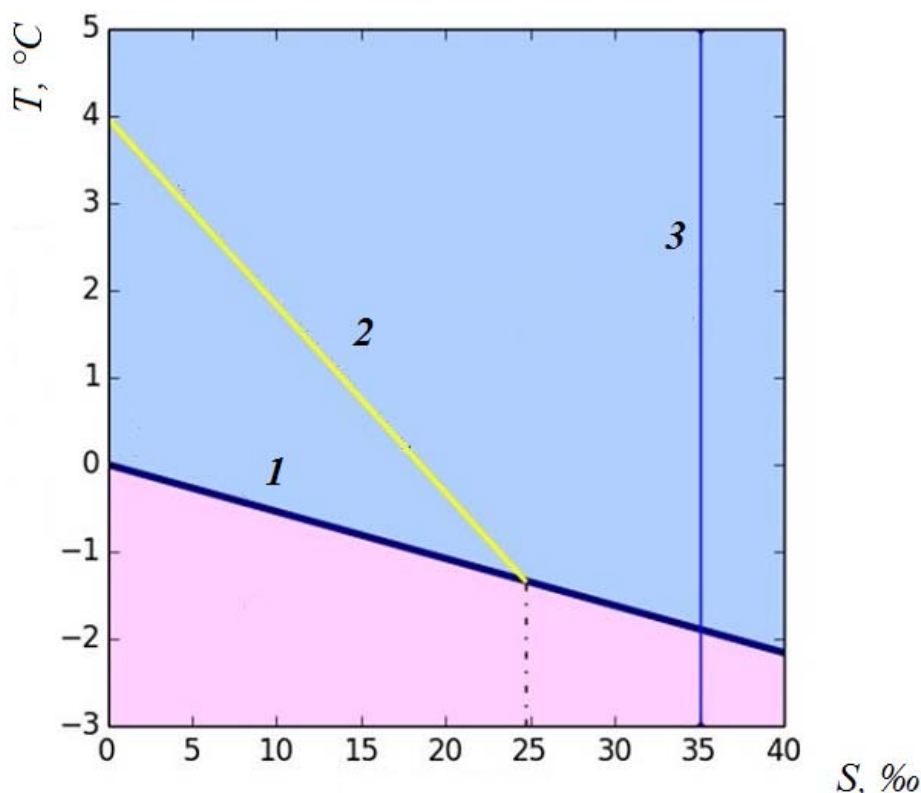


Рис 2.8. Графики изменения:

1 – температура замерзания морской воды; 2 – температура наибольшей плотности; 3 – линия средней солёности морской воды

Таким образом, если солёность морской воды меньше, чем 24,7 ‰, температура максимальной плотности, с охлаждением воды, достигает температуры замерзания. При температуре выше точки замерзания, вода от поверхности до дна достигает максимальной плотности. Если солёность больше, чем 24,7 ‰, вертикальная конвекция сохраняется с охлаждением, пока вся толща воды не достигнет точки замерзания. Все это приводит к тому, что для охлаждения воды высокой солёности необходима большая глубина и значительно более низкие температуры, чем в случае с низкой солёностью.

Давление. Нормальное атмосферное давление на уровне моря составляет 1,013 бар⁹. С увеличением глубины давление быстро растёт в связи с повышением плотности. Давление воды в океане увеличивается на каждые десять метров глубины примерно на 1 бар [9].

⁹ 1 бар = 10⁵ Па.

2.4. Оптические свойства морской воды

Основные понятия оптики океана

Интенсивность света (I_C) – модуль среднего по времени значения плотности потока энергии, который прямо пропорционален квадрату напряженности (E_C) светового потока:

$$I_C \sim E_C^2. \quad (2.6)$$

Единица измерения интенсивности света – 1 кандела¹⁰ (кд).

Световой поток – это физическая величина, определяемая количеством световой энергии (по зрительным ощущениям), попадающей на поверхность за единицу времени [23, 24]. Световой поток Φ связан с интенсивностью света I_C следующим образом:

$$\Phi = \int I_C \cdot d\Omega, \quad (2.7)$$

где Ω – телесный угол.

Телесным углом в волновой оптике называется угол, образованный конической поверхностью и численно равный отношению площади S_{Π} , вырезаемой этим конусом на поверхности сферы радиусом r , к квадрату радиуса этой сферы:

$$\Omega = \frac{S_{\Pi}}{r^2}. \quad (2.8)$$

Единица измерения светового потока – 1 люмен (1 лм), равный произведению 1 канделы на 1стерадиан¹¹. Свет в 683 люмена равен 1 Ватту.

¹⁰ Кандела (от лат. *candela* – «свеча») – это сила света, испускаемого с поверхности площадью $1/600\,000\text{ м}^2$ полного излучателя в перпендикулярном направлении при температуре излучателя, равной температуре затвердевания платины при давлении $101\,325\text{ Па}$ [74].

¹¹ Стерadian – единица измерения телесных углов.

Освещенность (E_O) – это физическая величина, определяемая как отношение светового потока к площади освещаемой поверхности:

$$E_O = \frac{d\Phi}{dS_{\Pi}} . \quad (2.9)$$

Единица измерения освещенности – 1 люкс (1 лк = 1 лм / 1 м²).

Освещенность поверхности зависит от высоты Солнца над горизонтом и характера облачности, меняется в широких пределах от 0 в горизонте до 140 000 лк в зените. На рис. 2.9 показана относительная освещенность поверхности моря в зависимости от высоты спутника.

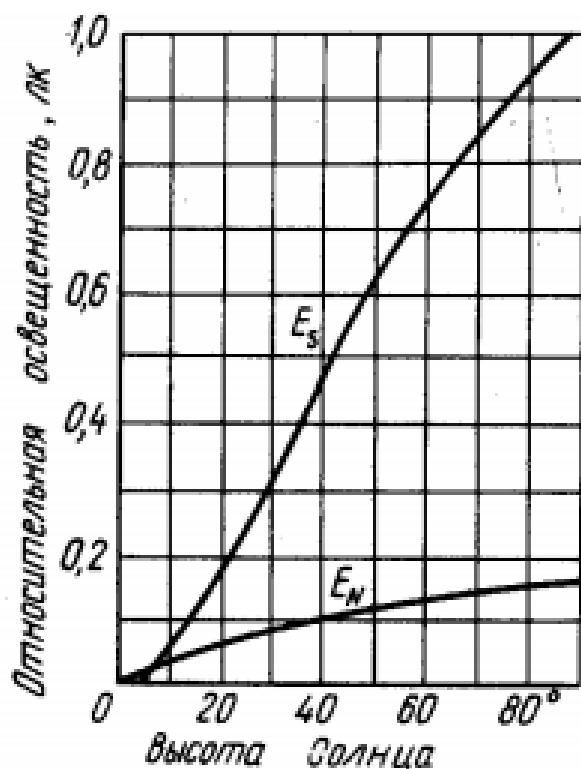


Рис. 2.9. Относительная освещенность поверхности моря в зависимости от высоты Солнца прямым солнечным светом E_s и диффузным светом небесного свода E_n [67, 68]

Светимость поверхности B определяется яркостью – как отношение интенсивности светового потока dI_C , падающего перпендикулярно на элемент поверхности dS_{Π} :

$$B = \frac{dI_C}{dS_{\Pi}}. \quad (2.10)$$

Единица измерения светимости 1 нит (1 нит = 1 кд / 1 м²) [9].

Ослабление света. Световой поток, проникающий в воду и проходящий сквозь толщу воды, ослабевает за счет поглощения (перехода световой энергии в другие формы энергии) [62].

Потеря энергии световым лучом с длиной волны λ вследствие поглощения при прохождении толщи воды z определяется формулой Н. Ерлова [9, 28]:

$$I_z = I_0 \cdot e^{-\chi_{\lambda} \cdot z}, \quad (2.11)$$

где I_z – энергия светового луча на глубине z ;

I_0 – энергия светового луча, входящего в морскую среду;

λ – длина волны светового излучения;

χ_{λ} – коэффициент поглощения света в морской среде.

Из формулы (2.11) можно сделать следующий вывод: экспоненциальная зависимость указывает на быстрое ослабление энергии с глубиной, а знак «минус» – на потерю энергии.

В табл. 2.3 приведены показатели поглощения чистой морской воды, взятые из работы [42].

Таблица 2.3

Показатели поглощения чистой морской воды

Длина волны, λ (нм)	400	450	500	550	600	650	690
Показатель поглощения, χ_{λ} (м ⁻¹)	0,006 6	0,009 2	0,020 4	0,056 5	0,222 4	0,340	0,516

Таким образом, морская вода не является идеальной средой, в которой одинаково поглощаются световые лучи различного диапазона солнечного спектра, т. е. в морской воде присутствует избирательное поглощение.

Кроме поглощения световые лучи в толще воды испытывают рассеяние, в результате чего энергия света с глубиной ослабляется. Рассеяние света связано с прохождением света через неоднородную среду.

Ослабление светового потока за счет рассеяния при прохождении толщи воды определяется формулой

$$I_z = I_0 \cdot e^{-k_\lambda \cdot z}, \quad (2.12)$$

где k_λ – коэффициент рассеяния света в морской среде.

В формуле (2.12) коэффициент рассеяния рассчитывается как

$$k_\lambda = \frac{a}{\lambda^4}, \quad (2.13)$$

где a – модуль рассеяния для дистиллированной воды ($a = 1,56 \cdot 10^{-4}$).

В табл. 2.4 приведены показатели рассеяния чистой морской воды, взятые из работы [42].

Таблица 2.4

Показатели рассеяния чистой морской воды

Длина волны, λ (нм)	400	450	500	550	600	650	670
Показатель рассеяния, k_λ (м ⁻¹)	0,007 6	0,004 5	0,002 9	0,001 9	0,001 4	0,001 0	0,000 8

Таким образом, световой поток, проходя через толщу морской воды, практически рассеивается в зеленой, и особенно – в синей части спектра.

В морской среде (да и в природе в целом) происходит суммарное влияние этих двух физических явлений – поглощения и рассеяния:

$$I_z = I_0 \cdot e^{-(k_\lambda + \chi_\lambda) \cdot z}. \quad (2.14)$$

Сумма двух коэффициентов поглощения и рассеяния называется показателем ослабления света $c_{o.c.}$:

$$c_{o.c.} = k_\lambda + \chi_\lambda. \quad (2.15)$$

При этом вклад поглощения и рассеяния в общее ослабление света различен в разных участках спектра [23, 24].

В чистой океанической воде ослабление света минимальное и определяется преимущественно поглощением света. С увеличением замутненности воды, обычно наблюдаемой при подходе к берегу, значение рассеяния в суммарном ослаблении возрастает вследствие наличия в воде крупных взвешенных частиц [9].

Прозрачность. Прозрачностью морской воды называют показатель, характеризующий способность воды пропускать лучи света. В общем случае, прозрачность морской воды Θ определяется формулой

$$\Theta = e^{-c_{0,c}} \quad (2.16)$$

Наряду с прозрачностью также используется термин «относительная прозрачность». Относительная прозрачность определяется как глубина, на которой прекращается видимость белого диска диаметром 30 см (диск Секки). В табл. 2.5 приведена относительная прозрачность для некоторых частей Мирового океана.

Таблица 2.5

Относительная прозрачность для некоторых частей Мирового океана

Часть Мирового океана	Относительная видимость (м)	Примечание
Горло Белого моря	~ 6	
Средняя часть Белого моря	~ 8	
Балтийское море	~ 7–10	После свежей погоды
Балтийское море	~ 11–13	После тихой погоды
Южная часть Каспийского моря	9–11	
Черное море	28	
Средиземное море	20–60	
Саргассово море	66,5	
Тихий океан	до 45	В полосе юго-восточного пассата
Тихий океан	до 59	В полосе северо-восточного пассата
Индийский океан	40–50	В полосе юго-восточного пассата

Явление исчезновения видимости диска при его погружении объясняется уменьшением величины контраста K яркости диска и слоя воды на глубине z_w .

2.5. Акустические свойства морской воды

Акустические волны и их физические свойства. Морская вода является сплошной средой, обладающей объемной упругостью, которая может быть приведена в колебательное движение возбуждающей силой. Процесс передачи упругих колебаний от одной локальной части среды к другой называется *акустической* или *звуковой волной*. На рис. 2.10 схематично показана продольная акустическая волна.

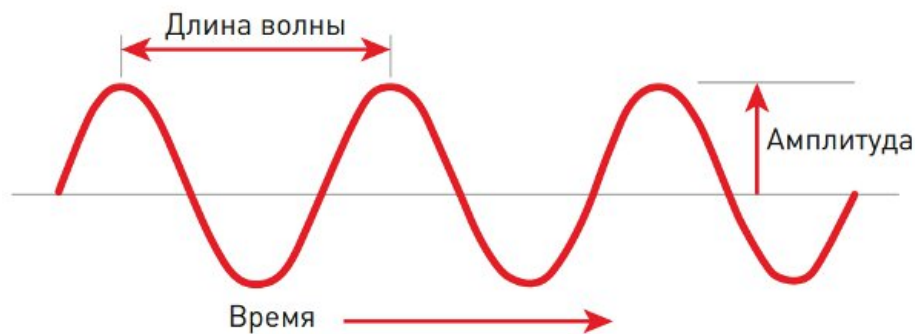


Рис. 2.10. Вид и параметры акустической волны
(Режим доступа: <http://wiki.integral.ru/index.php>)

Основными характеристиками акустической волны являются: длина волны λ_3 , амплитуда волны A_3 , период волны T_3 , частота колебаний волны f_3 .

Расстояние между двумя сжатиями, или разрежениями, или двумя ближайшими точками с одинаковой фазой колебаний равняется длине волны λ_3 , которая определяется формулой

$$\lambda_3 = c_3 \cdot f_3, \quad (2.17)$$

где c_3 – скорость звуковой волны в воде.

Размах колебаний звуковой волны называется амплитудой. Амплитуда связана напрямую с акустической звуковой энергией W_3 , переносимой волной. Отношение энергии звуковой волны к единице времени называется акустической мощностью P_3 или потоком звуковой энергии [74]:

$$P_3 = \frac{W_3}{t}, \text{ Вт.} \quad (2.18)$$

Интенсивностью звука J_3 называется величина, равная отношению мощности акустической энергии к ее площади:

$$J_3 = \frac{P_3}{S_{\Pi}}, \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2}. \quad (2.19)$$

Плотность звуковой энергии ω_3 определяется как количество звуковой энергии, приходящейся на единицу объема упругой среды V [74]:

$$\omega_3 = \frac{W_3}{V}, \frac{\text{Дж}}{\text{м}^3}. \quad (2.20)$$

Скорость звука в морской воде. Скорость звука является основной гидроакустической характеристикой. Среднее ее значение в Мировом океане составляет 1 500 м/с, а диапазон изменений лежит в пределах от 1 420 м/с на поверхности океана до 1 580 м/с на глубине 7 км [8].

Скорость распространения звука c_3 в морской воде зависит от множества факторов: гидростатическое давление p , температура t , соленость S , глубина Z , характер грунта, состояние поверхности моря.

Наибольшее влияние на распространение звука в морской среде оказывает температура. Повышение температуры воды на 1 °С приводит к увеличению скорости звука на 2–4 м/с. Изменение солености на 1 ‰ приводит к увеличению скорости звука на 1 м/с. Повышение гидростатического давления на 1 атмосферу приводит к увеличению скорости на 0,165 м/с [8, 80].

Теоретическое значение скорости звука может быть оценено по формуле [44]

$$c_3 = \sqrt{\frac{\alpha \cdot \gamma}{k}}, \quad (2.21)$$

где α – удельный объем;

γ – отношение теплоемкости воды при постоянном давлении p к теплоемкости воды при постоянном объеме V примерно равно единице;

k – истинный коэффициент сжимаемости морской воды.

По теоретической формуле составлены таблицы скорости звука, в которых в зависимости от солености и температуры определяется значение скорости звука. При этом формула (2.21) позволяет рассчитывать значения скорости звука, отличающиеся от измеренных в среднем на ± 4 м/с [23, 24].

Для более точного измерения скорости звука используют эмпирические формулы, которые имеют общий вид:

$$c_3 = c_0 + \Delta c(t) + \Delta c(S) + \Delta c(p) + \Delta c(t, S, p), \quad (2.22)$$

где c_0 – некоторое опорное значение скорости звука;

$\Delta c(t)$ – поправка за температуру t (°C);

$\Delta c(S)$ – поправка за соленость S (‰);

$\Delta c(p)$ – поправка за изменение гидростатического давления p ;

$\Delta c(t, S, p)$ – суммарная поправка.

В основном используются формулы Дель-Гроссо, Вилсона, Чена – Миллера [75].

Формула Дель-Гроссо имеет вид [44]:

$$\begin{aligned} c_0 &= 1448,6; \quad \Delta c(t) = 4,618 \cdot t - 0,0523 \cdot t^2 + 0,00023 \cdot t^3; \\ \Delta c(S) &= 1,25 \cdot (S - 35); \quad \Delta c(p) = 0,0175 \cdot p; \\ \Delta c(t, S) &= -0,011 \cdot (S - 35) \cdot t + 0,0027 \cdot 10^{-5} \cdot (S - 35) \cdot t^4 - \\ &\quad - 2 \cdot 10^{-7} \cdot (S - 35) \cdot (1 + 0,577 \cdot t - 0,0072 \cdot t^2). \end{aligned} \quad (2.23)$$

Погрешность расчета по формуле (2.23) не превышает 0,5–0,8 м/с в зависимости от солености морской среды.

Наибольшее практическое применение получила формула Вильсона [98]. По этой формуле составлены мореходные таблицы, используемые в судовождении.

Для расчета скорости звука по модели Чена – Миллера используется следующая формула [84]:

$$c_3 = c + a \cdot S + b \cdot S^{1,5} + d \cdot S^2. \quad (2.24)$$

Коэффициенты, представленные в формуле (2.24), можно найти в работе [84].

Технические средства для измерения скорости звука в морской воде. Для измерения скорости звука в морской воде могут использоваться следующие технические средства: измеритель скорости звука, гидрологический зонд, батитермограф, термистор и другие [75].

Измеритель скорости звука – прибор, в основу которого положен принцип двойного пробега акустического сигнала между приемоизлучателем и рефлектором. На рис. 2.11 и 2.12 показаны измерители скорости звука двух зарубежных фирм.



Рис. 2.11. Измеритель скорости звука
фирмы Knudsen Engineering Limited
(Канада)



Рис. 2.12. Измеритель скорости
звука фирмы Sonartronic
(Дания)

Гидрологический зонд – прибор, позволяющий регистрировать соленость, температуру, давление на разных горизонтах морской воды, используя датчики электропроводности, температуры и давления. На основании полученных данных гидрологическим зондом по эмпирическим формулам рассчитывается скорость звука. На рис. 2.13 и 2.14 показаны гидрологические зонды российского и немецкого производства.



Рис. 2.13. Гидрологический мини-зонд фирмы НПО «Тайфун» (Россия)



Рис. 2.14. Гидрологический зонд фирмы Sea & Sun Marine Tech (Германия)

Батитермограф – прибор, позволяющий регистрировать температуру на разных горизонтах морской воды по мере погружения датчика. Прибор используется на глубинах до 200 м.

3. ФИГУРА И ВНЕШНЕЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ НА АКВАТОРИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

3.1. Способы определения фигуры и внешнего гравитационного поля Земли на акватории Мирового океана

Фундаментальной задачей морской геодезии является определение фигуры и ее внешнего гравитационного поля Земли на акватории Мирового океана. Решение этой трудоемкой задачи осуществляется двумя принципиально разными способами.

Первый способ основан на получении аномалий силы тяжести либо из непосредственных измерений, выполненных с морских и воздушных судов соответствующими приборами, либо косвенным путем из вычисления по данным наблюдений искусственных спутников Земли (ИСЗ).

Второй способ определения фигуры Земли на акватории Мирового океана основывается на применении альтиметрических измерений с ИСЗ, по результатам которых определяют превышения геоида над эллипсоидом относимости.

3.2. Определение фигуры Земли по гравиметрическим данным

В основе определения поверхности геоида по гравиметрическим данным лежит решение дифференциального уравнения (третья краевая задача теории потенциала), которое связывает аномалии силы тяжести Δg с возмущающим потенциалом T [48, 79]:

$$\Delta g = -g_M + \gamma_N = -\left(\frac{2T}{\rho}\right)_M - \left(\frac{\partial T}{\partial \rho}\right)_M, \quad (3.1)$$

где Δg – аномалии силы тяжести в свободном воздухе;

g_M – измеренное значение силы тяжести в точке M ;
 γ_N – значение нормальной силы тяжести в точке N ;
 ρ_M – радиус-вектор точки M (рис. 3.1).

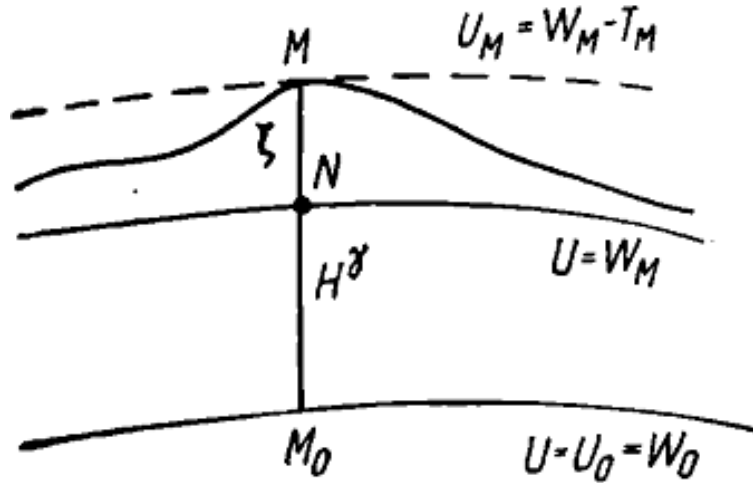


Рис. 3.1. Схематичное представление уровенных поверхностей

Для получения измеренных значений силы тяжести на поверхности морей и океанов выполняют морскую гравиметрическую съемку, которая в зависимости от места размещения гравиметра может быть подразделена на набортную, подводную и донную [76]. В подразд. 3.3 кратко приводятся основные методы получения измеренных значений силы тяжести на акватории Мирового океана.

Решение основного дифференциального уравнения (3.1) позволяет получить возмущающий потенциал, который связан с аномалией высоты N_0 – разностью между поверхностью геоида и сфероида¹² (рис. 3.2):

$$N_0 = \frac{T}{\gamma}. \quad (3.2)$$

¹² Сфероид – это геометрическое тело, близкое по форме к сфере или шару [50]. Сфероид характеризует идеальную Землю, состоящую из слоев, однородных по плотности [21]. В геодезии сфероид отождествляют с понятием земного эллипсоида.

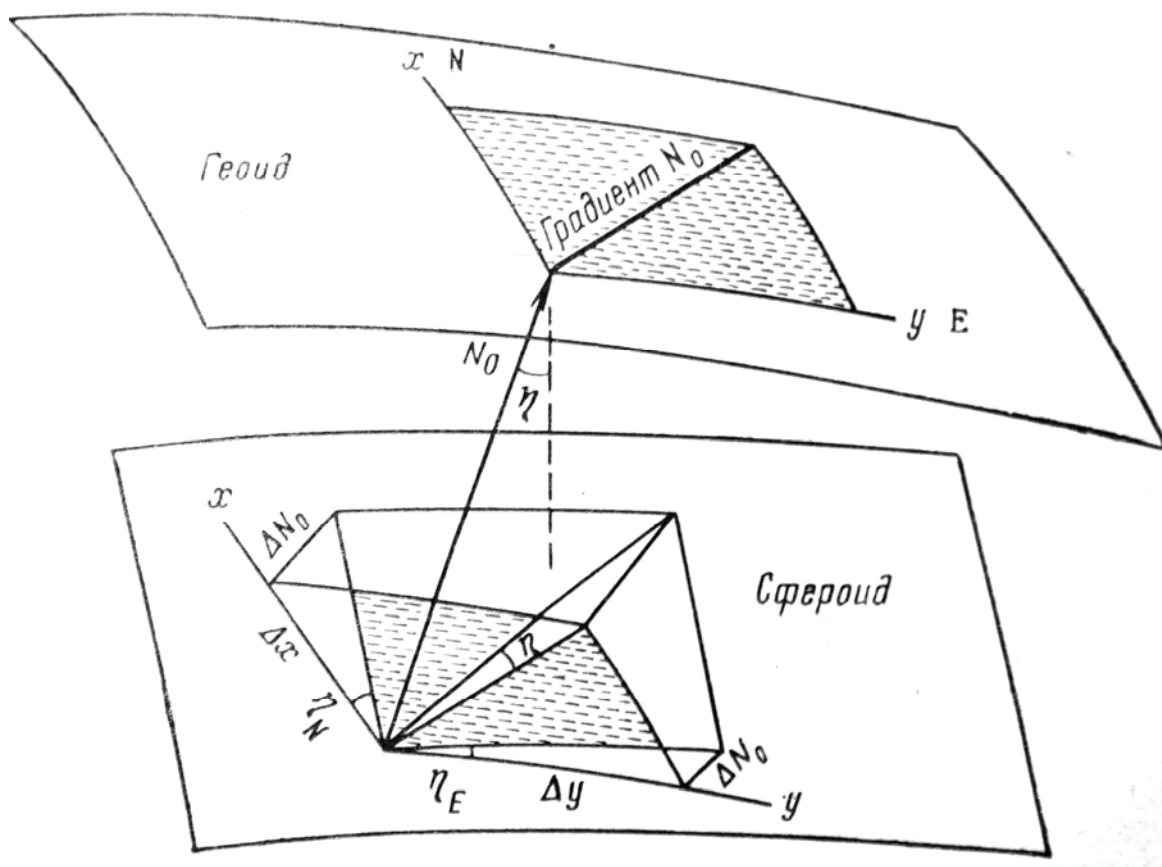


Рис. 3.2. Элемент поверхности геоида с высотой N_0 над соответствующим сфероидом [21]:

η – уклонение отвеса; η_N и η_E – северная и восточная составляющие уклонения отвеса η

Формула (3.2) в теории фигуры Земли носит название формулы Брунса¹³.

Если решить дифференциальное уравнение (3.1), предполагая, что Земля имеет форму сферы, то возмущающий потенциал T для этого случая будет определяться следующей формулой:

$$T = \frac{1}{4\pi R} \int \Delta g \cdot S(\psi) d\sigma, \quad (3.3)$$

¹³ Брунс Генрих Эрнст (1848 г. – 23.09.1919 г.) – немецкий астроном, геодезист и математик, член Берлинской Академии Наук. В 1878 г. высказал мысль о том, что основная задача научной геодезии заключается в определении силовой функции Земли, а не в измерении и изображении ее поверхности (Режим доступа: <http://istgeodez.com/bruns-genrih-ernst/>).

где интеграл берется по всей поверхности Земли, принимаемой за сферу радиусом R ;

$S(\psi)$ – функция Стокса¹⁴;

ψ – дуга большого круга от текущей точки K до данной точки M , в которой определяется возмущающий потенциал (рис. 3.3).

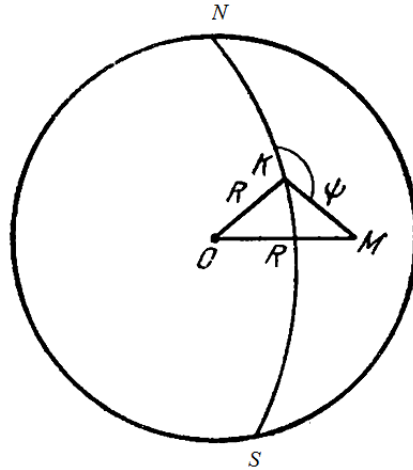


Рис. 3.3. Схема определения возмущающего потенциала Земли [73]

Функция Стокса в формуле (3.3) имеет вид:

$$S(\psi) = \operatorname{cosec}\left(\frac{\psi}{2}\right) - 6 \cdot \sin\left(\frac{\psi}{2}\right) + 1 - 5 \cdot \cos(\psi) - \\ - 3 \cdot \cos(\psi) \cdot \ln\left[\sin\left(\frac{\psi}{2}\right) + \sin^2\left(\frac{\psi}{2}\right)\right]. \quad (3.4)$$

Подставив значение возмущающего потенциала из (3.3) в формулу Брунса (3.2), получим формулу для вычисления аномалии высоты N_0 :

$$N_0 = \frac{1}{4\pi \cdot \gamma \cdot R} \int \Delta g \cdot S(\psi) d\sigma. \quad (3.5)$$

¹⁴ Стокс, Джордж Габриель (13.08.1819 – 1.02.1903) – английский математик, механик и физик-теоретик ирландского происхождения, член Лондонского королевского общества (1851 г.), его секретарь (1854–1885 гг.) и президент (1885–1890 гг.).

Формула (3.5) в теории фигуры Земли называется формулой Стокса. Для вычисления аномалии высоты по формуле Стокса применяется метод численного интегрирования.

3.3. Методы получения измеренных значений силы тяжести на акватории Мирового океана

Донная гравиметрия. Для измерения силы тяжести в мелководных морях и океаническом шельфе используются специальные донные гравиметры, которые помещаются в герметичные контейнеры и опускаются на дно лебедками с движущегося корабля. С помощью карданова подвеса или гиropлатформ контейнер приводится в вертикальное положение. Показания гравиметра поступают на корабль в виде электрических импульсов. На основе этих показаний производится вычисление измеренного значения силы тяжести [76]. Погрешность измерения гравитационного поля Земли донными гравиметрами типа ГМТД-2, разработанного в АО «ВНИИГеофизика», составляет 0,05–0,10 мГал [20].

Морская набортная гравиметрия. Особенность измерения силы тяжести на море обусловлена тем, что гравиметрический прибор размещается на борту судна, которое при волновой качке имеет шесть степеней свободы движения. Это приводит к необходимости учета случайных линейных перемещений и наклонов в пространстве в процессе измерений [29].

Основное уравнение гравиинерциальных измерений имеет вид:

$$\mathbf{W} = \mathbf{R} - \mathbf{F}(\mathbf{R}), \quad (3.6)$$

где $\mathbf{W}$ – вектор кажущихся ускорений;

$\mathbf{R}$ – геоцентрический радиус-вектор объекта;

$\mathbf{F}$ – вектор напряженности гравитационного поля Земли.

Представленное уравнение выражает принцип эквивалентности гравитационной и инертной масс. При выполнении измерений в движении гравитационные и инерционные ускорения невозможно отделить друг от друга физическими методами, но при этом существует единственная возможность, которая позволит выделить гравитационные ускорения, – частотная фильтрация, так как частотные характеристики гравитационных и инерционных ускорений не совпадают.

В основу определения силы тяжести на подвижном основании положен принцип частотной фильтрации с синхронными вычислениями инерционных ускорений по траекторным измерениям неинерциальными приборами [29]. Кроме того, на практике реализуется относительный метод измерений силы тяжести.

Измерения на подвижном основании выполняются специальными морскими гравиметрами. Конструктивно такая аппаратура представляет собой схему, использующую сильно демпфированный гравиметр (вертикальный акселерометр) и гировертикаль. В представленной схеме первый элемент позволяет измерять деформации упругого элемента при действии суммы ускорений на пробную массу с одной степенью свободы относительно корпуса, а второй непрерывно совмещает линию перемещения пробной массы с направлением силы тяжести.

На сегодняшний день в России создана серия морских гравиметров, производством которых занимается АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор». Наиболее передовым морским гравиметром, выпущенным АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», является гравиметр «Чекан-АМ» (рис. 3.4).

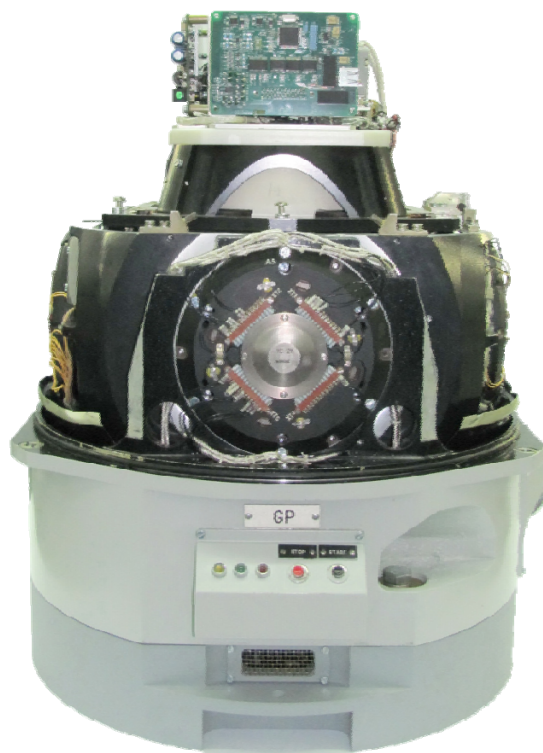


Рис. 3.4. Морской гравиметр «Чекан-АМ»

В табл. 3.1 приведены технические характеристики морского гравиметра «Чекан-АМ».

Таблица 3.1

Технические характеристики морского гравиметра «Чекан-АМ»

Предельная погрешность измерений (статистическая точность)	1 мГал ¹⁵
Время готовности	15 мин
Энергопотребление	Не более 700 Вт
Масса	72 кг

В состав гравиметрического комплекса кроме морского гравиметра входят также специализированные программные комплексы, которые обеспечивают первичную обработку измерений в режиме реального времени.

Аэрогравиметрия. При выполнении аэрогравиметрических съемок на гравиметр действуют те же возмущающие факторы, что и при выполнении морских измерений. Существенным недостатком аэрогравиметрических измерений является повышенный шум инерционных ускорений, возникающих при вертикальных перемещениях самолета. Учет вертикальных перемещений – самая сложная задача аэрогравиметрии, которая осуществляется путем измерений вариаций высоты полета самолета неинерциальными средствами. В настоящее время в качестве неинерциальных средств учета вертикальных перемещений используется дифференциальный метод ГНСС-технологий.

Погрешность измерения гравитационного поля Земли аэрогравиметрическими комплексами составляет 1 мГал и менее. По результатам таких измерений может быть построена карта масштаба 1 : 200 000 [29].

*Космические гравиметрические миссии CHAMP, GRACE и GOCE*¹⁶. Ряд технологических достижений в области космической геодезии в 70-е гг.

¹⁵ 1 Гал – единица измерений в гравиметрии, системе СИ 1 Гал = 10⁻² м/с.

¹⁶ Раздел написан на основе работы [32].

XX в. позволил реализовать определение гравитационного поля Земли (ГПЗ) спутниковыми методами с высоким пространственным разрешением.

На базе полученных технологических достижений были созданы две концепции определения ГПЗ [85]:

1) наблюдения «спутник – спутник», когда производятся измерения расстояний и скорости изменения расстояний между двумя спутниками. Концепция «спутник – спутник» была заложена в два космических проекта: CHAMP и GRACE [86];

2) спутниковая градиентометрия, когда производятся измерения разности ускорений силы тяжести внутри спутника.

Спутниковая градиентометрия является наиболее эффективным средством космической геодезии для изучения гравитационного поля Земли. В качестве измеряемых величин в спутниковой градиентометрии выступают вторые производные геопотенциала, которые могут быть определены с помощью комбинации акселерометров, криогенных градиентометров, градиентометров ротационного типа.

Спутниковая градиентометрическая аппаратура, размещенная на спутнике, измеряет одну или несколько компонент тензора вторых производных потенциала силы притяжения $V(x, y, z)$:

$$V(x, y, z) = \begin{pmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{pmatrix}. \quad (3.7)$$

Определение гравитационного ускорения $\vec{F}$ в точке P выполняется путем интегрирования тензора вторых производных потенциала силы притяжения $V(x, y, z)$ вдоль пути PP_0 :

$$\text{grad } V = \vec{F} = \vec{F}_0 + \int_{t_0}^t V \vec{r} dt, \quad (3.8)$$

где $\vec{F}_0$ – ускорение в начальной точке P_0 в момент t_0 .

Для вычисления производной $\dot{r} = \frac{dr}{dt}$ необходимо знать путь $r = r(t)$.

Для определения высокоточных значений составляющих ГПЗ, измеренных по градиентометрическим измерениям, необходимо также высокоточное определение орбиты спутника. В работе [38] предложены итерационные методы для одновременного определения орбит спутников, их координат и компонентов гравитационного тензора, формула (3.7).

17 марта 2009 г. с российского космодрома Плесецк запущен спутник GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer). На его борту был установлен высокоточный градиентометр. Точность измерений обеспечивается шестью чувствительными акселерометрами, способными отслеживать отклонение в силе притяжения в одну десятитриллионную от нормального уровня. На рис. 3.5 показан принцип спутниковой градиентометрии с трехосным градиентометром.

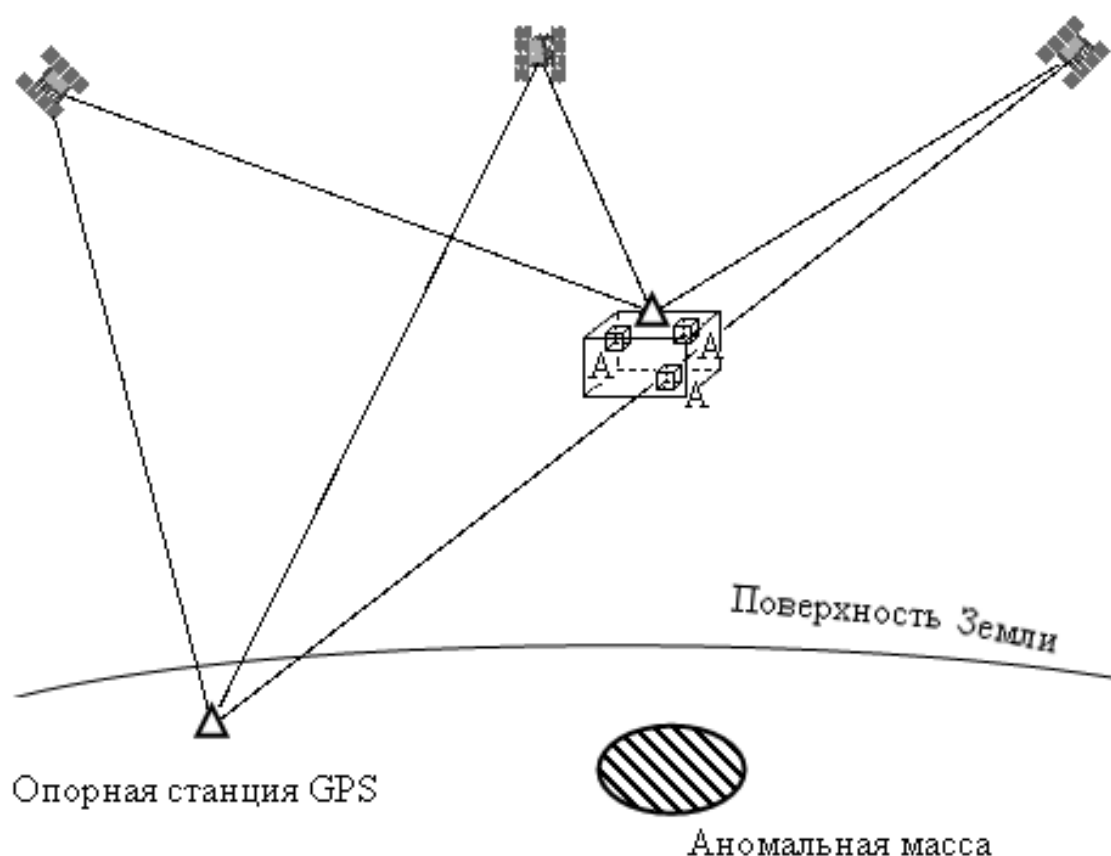


Рис. 3.5. Спутниковая градиентометрия с трехосным градиентометром

Орбита спутника GOCE – низкая квазикруговая околоземная гелио-синхронная орбита на границе света и тени. Наклонение орбиты спутника составляло $96,7^\circ$, а высота орбиты – от 255 до 285,4 км [87].

Целевая аппаратура:

- градиометр, 3 пары трехосевых емкостных датчиков перегрузки с сервоуправлением (в каждой паре датчики разнесены на $\sim 0,5$ м);
- 12-канальный двухчастотный GPS-приемник геодезического качества;
- уголкового лазерный отражатель, обеспечивающий слежение за космическими аппаратами (КА) с помощью наземных лазеров.

На основе космических гравиметрических миссий был создан ряд глобальных моделей гравитационного поля Земли, которые доступны в виде нормированных коэффициентов сферических гармоник $\bar{C}_{nm}$ и $\bar{S}_{nm}$ в стандартном формате, который был принят Европейским космическим агентством в качестве официального формата данных проекта GOCE.

Информация по каждой модели ГПЗ представлена в открытом доступе на сайте Немецкого научно-исследовательского центра наук о Земле, город Потсдам (ICGEM) [89].

С использованием нормированных коэффициентов геопотенциала могут быть вычислены аномалии силы тяжести (Δg) и аномалии высот геоида (ζ):

$$\Delta g = \gamma \sum_{n=2}^N (n-1) \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi); \quad (3.9)$$

$$\zeta = \frac{fM}{r\gamma} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a_e}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \right], \quad (3.10)$$

где $\Delta \bar{C}_{nm} = \bar{C}_{nm} - \bar{C}_{nm}^0$;

γ – нормальное значение силы тяжести;

$\bar{C}_{nm}^0$ – нормированные гармоники нормального потенциала;

$\bar{P}_{nm}$ – нормированные присоединенные функции Лежандра.

3.4. Определение фигуры Земли по альтиметрическим данным

Метод спутниковой альтиметрии является одним из динамично развивающихся дистанционных методов изучения поверхности Земли. Развитие метода проходило в три основных этапа. На первых двух этапах проводилось тестирование и апробирование метода [46, 94, 96]. Третий этап характеризуется глобальным применением спутниковой альтиметрии для решения целого комплекса фундаментальных и практических задач, возникающих в различных науках о Земле [36, 40, 93].

Спутниковая альтиметрия относится к активным методам исследования подстилающей поверхности. Концепция метода достаточно проста. На спутник устанавливается радар (альтиметр), который выполняет зондирование подстилающей поверхности в микроволновом диапазоне (обычно в Ku-диапазоне) электромагнитного сигнала, совпадающем с окнами прозрачности в атмосфере.

Высота спутника (h) над земной поверхностью в первом приближении вычисляется по наблюдаемому времени прохождения зондирующего импульса в двух направлениях:

$$h = c \cdot \Delta t, \quad (3.11)$$

где c – скорость света;

Δt – задержка времени приема отраженного сигнала.

На рис. 3.6 показана принципиальная схема работы альтиметра [36, 40, 93].

Зондирующий импульс альтиметра имеет сферичную форму, поэтому его отражение от зеркальной поверхности происходит с сегмента, имеющего форму круга. Диаметр сегмента не превышает 48,1 км [36].

Благодаря отражающим свойствам воды метод спутниковой альтиметрии активно используется для исследования уровенной поверхности океанов.

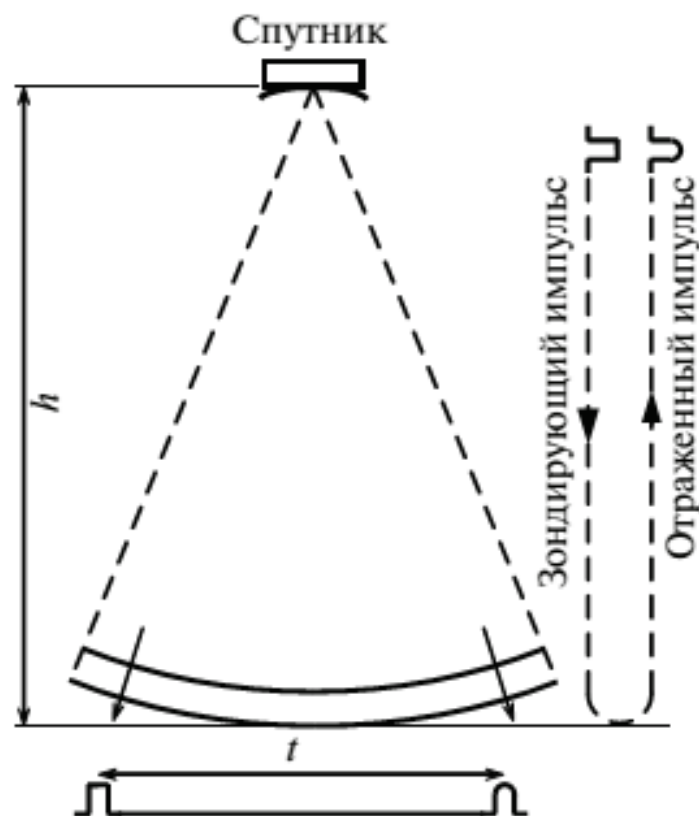


Рис. 3.6. Принципиальная схема работы альтиметра [36]

В настоящее время для исследования уровенной поверхности океанов, проведения постоянного мониторинга водной поверхности Мирового океана, окраинных и внутренних морей, а также для изучения полярных льдов и поверхности Земли используются комплекс спутников дистанционного зондирования Земли: ERS-1/2, TOPEX/Poseidon, GFO-1, Jason-1/2, Envisat, ICESat и CryoSat-1/2 и другие [41]. В табл. 3.2 приведены технические характеристики некоторых спутниковых систем ERS-1/2, TOPEX/Poseidon, GFO-1, Jason-1/2, Envisat, которые применяются для проведения постоянного мониторинга водной поверхности Мирового океана [33].

Определение уровенной поверхности на основе альтиметрических измерений основано на следующей формуле:

$$\zeta = H - h - \delta h_g - (\delta h_T + \delta h_A + \delta h_B + \delta h_H), \quad (3.12)$$

где ζ – высота геоида над отсчетным эллипсоидом;

H – геодезическая высота спутника над отсчетным эллипсоидом;

h – измеренная альтиметром высота ИСЗ над морем, определенная по формуле (3.11);

δh_g – отклонение морской топографической поверхности от геоида;

δh_T – приливная поправка;

δh_A – влияние атмосферной рефракции;

δh_B – изменение морской топографической поверхности (МТП), обусловленное атмосферным давлением;

δh_H – влияние инструментальной погрешности.

Таблица 3.2

Технические характеристики спутниковых систем

Системы спутниковой альтиметрии	Сроки эксплуатации, гг.		Характеристики			
	начало	окончание	высота (км)	наклонение орбиты (°)	частоты альтиметра (ГГц)	погрешность определения радиуса- вектора (м)
ERS-1	1991	1999	785	98,5	13,5	0,1–0,2
TOPEX/ POSEIDON	1992	–	1 300	66	13,5;5,3	0,03
ERS-2	1995	2004	780	98,5	13,5	0,1–0,2
GFO	1998	2004	780	108	13,5	0,05
JASON-1	2000	–	1 300	66	13,5;5,3	
ENVISAT	2002	–	785	98,5	13,5;5,3	
JASON-2	2008	–	1 300	66		

На рис. 3.7 показана принципиальная схема работы спутниковой альтиметрии.

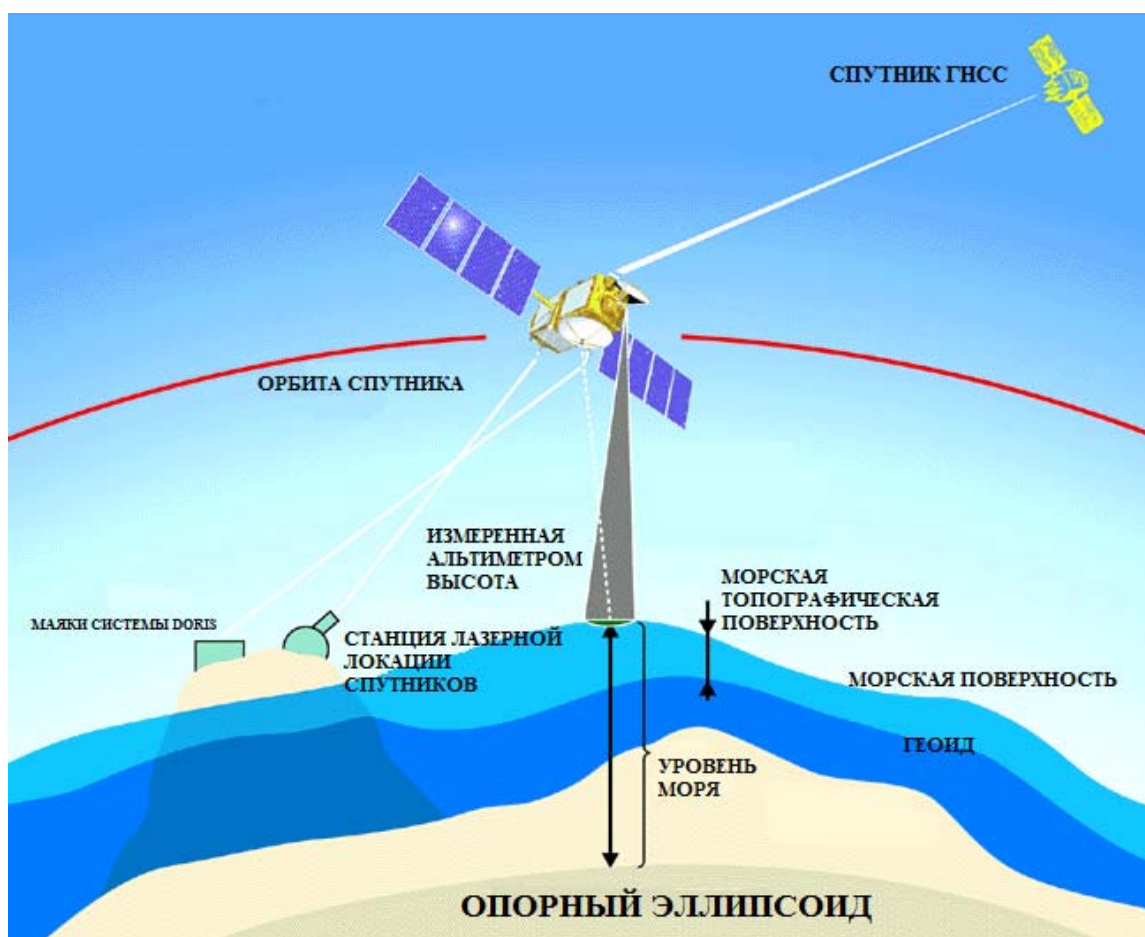


Рис. 3.7. Спутниковая альтиметрия

Погрешность определения высот геоида складывается из следующих ошибок:

- определения орбитального положения спутника, в первую очередь по радиусу-вектору;
- учета влияния внешней среды на прохождение сигнала;
- учета отклонения МТП от геоида в моменты измерений.

В настоящее время суммарная ошибка, обусловленная неточным знанием положения спутника на орбите, составляет несколько сантиметров. Это стало возможным благодаря комплексному применению современных методов космической геодезии для ее уточнения: лазерной локации спутников, системы траекторного слежения DORIS, спутниковых систем ГЛОНАСС и GPS, а также появлению новых глобальных моделей геопотенциала, например модели JGM3 [16, 97].

Ошибка, обусловленная влиянием внешней среды распространения на прохождение электромагнитного сигнала, складывается из двух составляющих: тропосферной и ионосферной поправок. Учет тропосферной рефракции осуществляется за счет использования данных цифровой модели погоды ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) и показаний глобально распределенных на поверхности Земли радиометров паров воды. Ионосферная задержка вычисляется по двухчастотным данным альтиметра [16].

В табл. 3.3, взятой из работы [26], приведены основные составляющие ошибок, обусловленных неточным знанием положения спутника на орбите и влиянием внешней среды распространения на прохождение электромагнитного сигнала.

Таблица 3.3

Основные ошибки спутниковой альтиметрии

Основные типы ошибок	Спутниковые системы	
	Seasat	Topex/Poseidon
Флуктуационная ошибка, см	10	2,5
Ионосферная ошибка, см	5	1
Тропосферная ошибка, см:		
- сухая составляющая	3	0,7
- влажная составляющая	3	1,3
Динамические ошибки, связанные с гравитационными аномалиями на трассе ИСЗ, см	36	10
Ошибки координат станций слежения за орбитой, см	15	5
Ошибки временных отсчетов, см	15	5
Суммарная ошибка, см	45	12

Наибольшие сложности возникают при учете отклонений морской топографической поверхности от геоида, так как в эту ошибку входит не один параметр, а сразу несколько: приливные явления, учет ветровых нагонов, линз, баростатические и синоптические колебания уровня моря и др. Для их учета, в основном, используются различные математические модели.

3.5. Глобальная модель геоида в нулевом приближении

Для определения гравитационного поля и фигуры Земли в настоящее время используют комбинированные данные: наземные наблюдения, альтиметрию, результаты космических гравиметрических миссий. Мировым научным сообществом создаются ультравысокостепенные глобальные модели ГПЗ, совершенствуются методы обработки и интерпретации данных геопотенциала.

Одним из таких методов обработки данных геопотенциала является одномерное сферическое преобразование Фурье (1D FFT), на основе которого авторами статьи [55] была создана глобальная модель геоида в нулевом приближении (рис. 3.8).

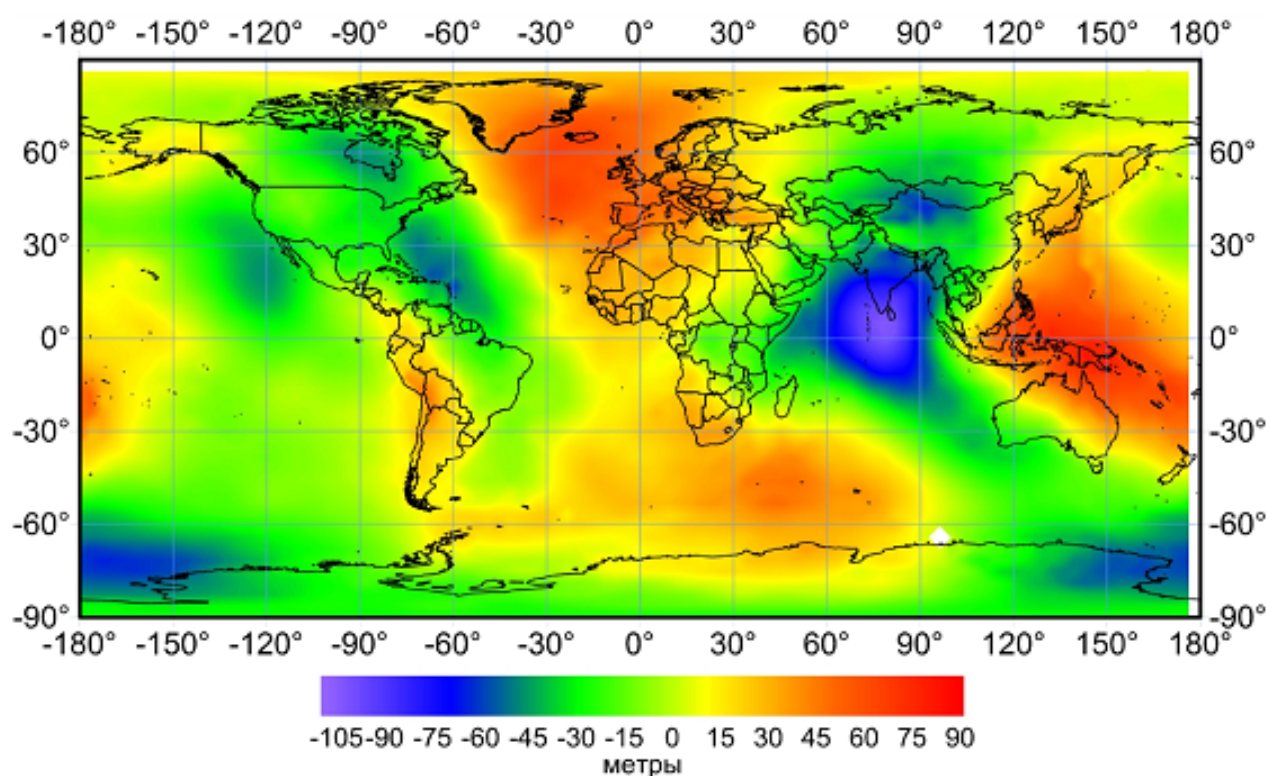


Рис. 3.8. Глобальная модель геоида в нулевом приближении

Созданная глобальная модель геоида в нулевом приближении была протестирована на четырех областях Мирового океана. Первая область

расположена в Атлантическом океане и имеет две зоны исследования – северную «N» и южную «S», вторая область – в Тихом океане и также содержит северную и южную зоны, третья область – в центральной части Индийского океана, четвертая область – в Северном Ледовитом океане, в районе меридиана 180° (рис. 3.9).

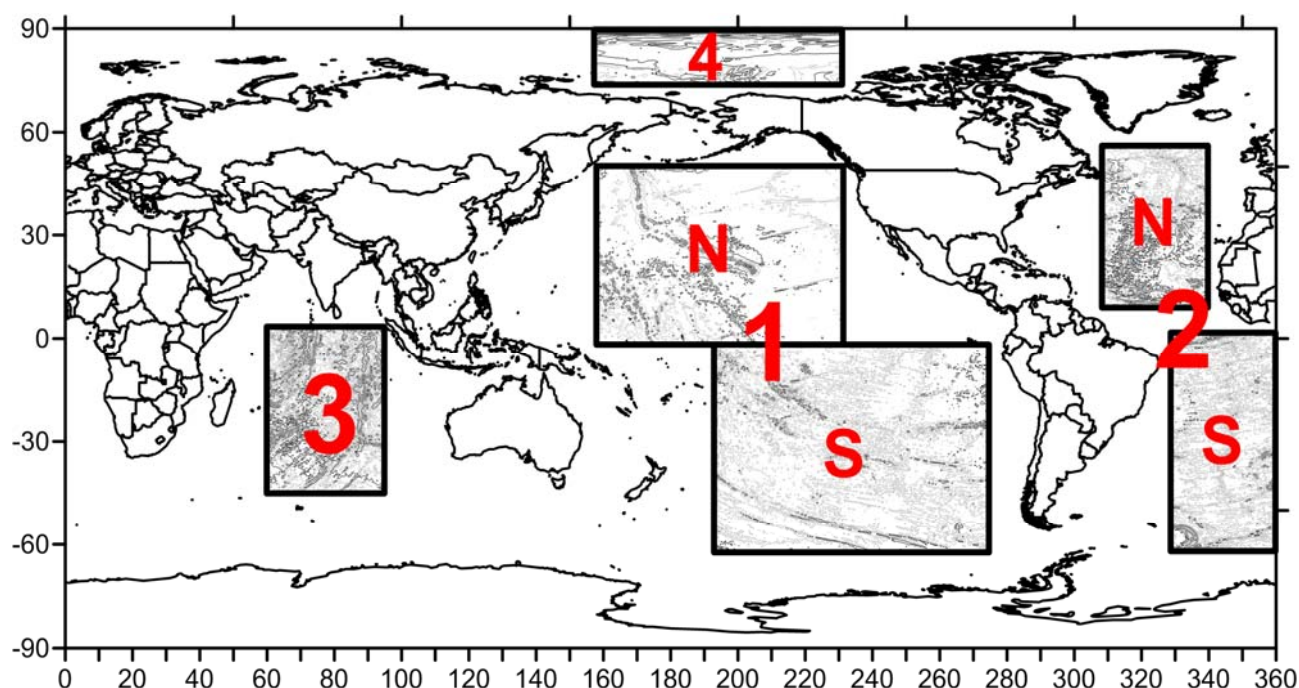


Рис. 3.9. Области сравнения

В качестве эталонной поверхности для сравнения выступала модель геоида, полученная с помощью модели геопотенциала EGM2008. Далее производилось сравнение высот геоида, вычисленных на основе одномерного сферического преобразования Фурье (1D FFT) и модели геопотенциала EGM2008, в каждой точке дискретной сетки (шаг сетки 5' – по широте и долготе).

В табл. 3.4 приведены статистические параметры полученных разностей вычисленных высот геоида для областей сравнения.

Таблица 3.4

Разности высот геоида (в метрах)

Параметры	Атлантический океан		Северный Ледовитый океан	Индийский океан	Тихий океан	
	зона «N»	зона «S»			зона «N»	зона «S»
Минимальная разность	–1,355	–2,297	–1,104	–0,807	–2,198	–1,320
Максимальная разность	0,793	1,248	1,596	0,375	0,775	0,496
Средняя разность	0,186	0,056	0,077	0,015	–0,122	–0,051
Дисперсия	0,016	0,025	0,098	0,021	0,013	0,006
Стандартное отклонение	0,128	0,159	0,314	0,144	0,114	0,078
Асимметрия	–0,101	–0,519	0,501	–0,773	–0,843	–1,482
Эксцесс	3,493	58,598	1,879	0,430	14,533	7,418

По результатам сравнения можно сделать следующий вывод. Созданная глобальная модель геоида в нулевом приближении имеет дециметровый уровень точности и может быть использована для решения целого комплекса фундаментальных и практических задач, возникающих в науках о Земле.

4. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ НАДВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

4.1. Оптический метод определения координат надводных объектов

Оптический метод заключается в получении координат надводных объектов с использованием оптико-механической (теодолиты) или оптико-электронной (электронные тахеометры) аппаратуры. В основу данного метода положено определение координат различными инструментальными засечками, в основном, прямыми и обратными угловыми засечками не менее чем с двух теодолитных постов. Применение того или иного вида засечек устанавливается для каждого отдельного случая, исходя из следующих условий:

- подробность промера;
- скорость течения;
- удаленность участка промеров от берега;
- масштаб оформления плана и др.

Определение места на галсах с помощью оптического метода производится не реже чем через 3–4 см в масштабе плана [70].

Прямая угловая засечка применяется для определения координат места судна не менее чем с двух теодолитных постов для съемки береговой черты, определения удаленных ориентиров, гидрографического траления и для других целей (рис. 4.1).

В зависимости от выбранной поверхности относимости (плоскость, сфера или сфероид) расстояние от точки A или B до точки P будет прямой, дугой большого круга или геодезической линией.

Определение координат места судна (x_P, y_P) на плоскости основывается на решении прямой геодезической задачи:

$$\left. \begin{aligned} x_P &= x_A + D_{AP} \cdot \cos T_{AP} \\ y_P &= y_A + D_{AP} \cdot \sin T_{AP} \end{aligned} \right\} \text{ или } \left. \begin{aligned} x_P &= x_B + D_{BP} \cdot \cos T_{BP} \\ y_P &= y_B + D_{BP} \cdot \sin T_{BP} \end{aligned} \right\}, \quad (4.1)$$

где x_A, y_A и x_B, y_B – известные координаты двух теодолитных постов;
 D_{AP} и D_{BP} – расстояния от точек A и B до точки P соответственно;
 T_{AP} и T_{BP} – дирекционные углы.

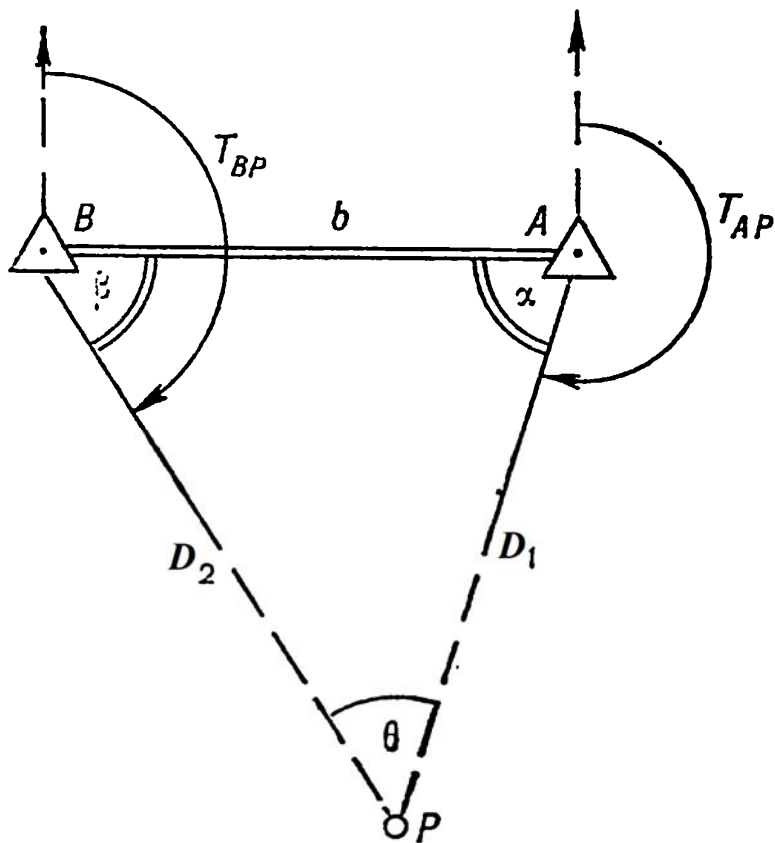


Рис. 4.1. Прямая угловая засечка [34]

Дирекционные углы T_{AP} и T_{BP} вычисляются по формулам

$$\begin{aligned} T_{AP} &= T_{AB} - \alpha = \operatorname{arctg} \left(\frac{y_B - y_A}{x_B - x_A} \right) - \alpha; \\ T_{BP} &= T_{AB} + \beta = \operatorname{arctg} \left(\frac{y_B - y_A}{x_B - x_A} \right) + \beta, \end{aligned} \quad (4.2)$$

где α и β – измеренные углы.

Расстояния D_{AP} и D_{BP} , полученные по формуле (4.1), находятся по теореме синусов из треугольника ABP :

$$\begin{aligned} D_{BP} &= D_{AB} \cdot \frac{\sin \alpha}{\sin(\alpha + \beta)} = \left(\sqrt{(y_B - y_A)^2 + (x_B - x_A)^2} \right) \cdot \frac{\sin \alpha}{\sin(\alpha + \beta)}; \\ D_{AP} &= D_{AB} \cdot \frac{\sin \beta}{\sin(\alpha + \beta)} = \left(\sqrt{(y_B - y_A)^2 + (x_B - x_A)^2} \right) \cdot \frac{\sin \beta}{\sin(\alpha + \beta)}. \end{aligned} \quad (4.3)$$

Для оценки точности определения координат точки P с помощью прямой угловой засечки введем параллелограмм ошибок $NOPQ$ (рис. 4.2).

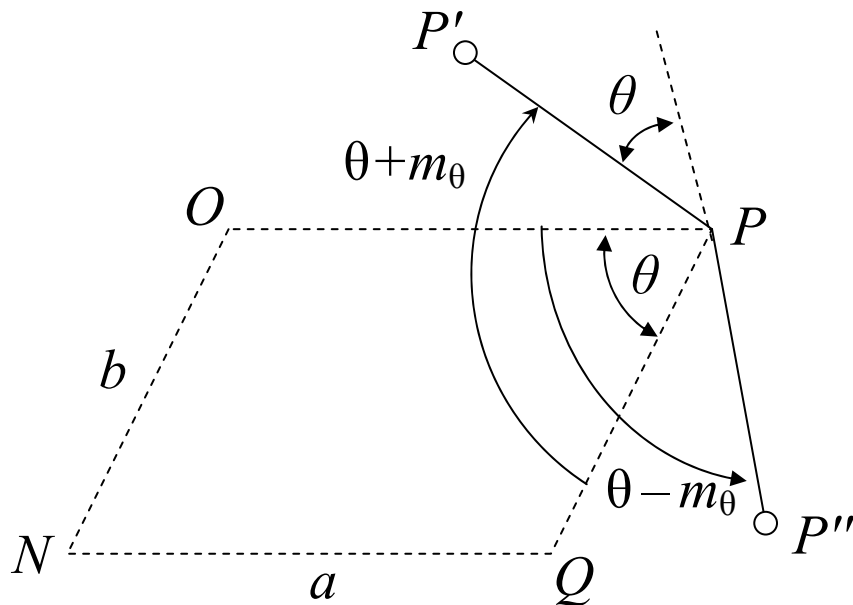


Рис. 4.2. Параллелограмм ошибок

На рис. 4.2: θ – измеренный горизонтальный угол; m_θ – ошибка измерения горизонтального угла; a и b – стороны параллелограмма. Из двух прямоугольных треугольников OPP' и QPP'' определим стороны параллелограмма a и b . Сторона a будет равна $a = \frac{PP'}{\sin \theta}$, а сторона b – это $b = \frac{PP''}{\sin \theta}$. Обозначив сторону PP' треугольника OPP' как v_1 – модуль век-

тора ошибок V_1 , а сторону PP'' как v_2 – модуль вектора ошибок V_2 , получим, что сторона параллелограмма a будет $a = \frac{v_1}{\sin \theta}$, а сторона параллелограмма b – это $b = \frac{v_2}{\sin \theta}$.

Таким образом, средняя квадратическая ошибка точки P может быть найдена по следующей формуле [25]:

$$M_P^2 = a^2 + b^2 = \left(\frac{v_1}{\sin \theta} \right)^2 + \left(\frac{v_2}{\sin \theta} \right)^2 = \frac{v_1^2 + v_2^2}{\sin^2 \theta}. \quad (4.4)$$

Модуль вектора ошибок v_1 равен $\frac{D_1 \cdot m_\alpha}{\rho}$, а модуль вектора ошибок v_2 соответственно равен $\frac{D_2 \cdot m_\beta}{\rho}$, тогда формула (4.4) примет вид:

$$M_P^2 = \frac{D_1^2 \cdot m_\alpha^2 + D_2^2 \cdot m_\beta^2}{\sin^2 \theta \cdot \rho^2}. \quad (4.5)$$

Так как $m_\alpha \approx m_\beta$, то

$$M_P^2 = \frac{m_\alpha^2}{\rho^2} \cdot \frac{D_1^2 + D_2^2}{\sin^2 \theta}. \quad (4.6)$$

Формула (4.6) – формула оценки точности прямой угловой засечки.

Для повышения надежности и точности определения места судна с помощью прямой угловой засечки нередко практикуется применение третьего направления.

Обратная угловая засечка применяется при выполнении промера на крупных реках с труднодоступными залесенными берегами, а также на озерах, водохранилищах и прибрежных частях моря. Суть обратной угловой засечки заключается в определении координат точки P путем одновременных измерений двух горизонтальных углов между ориентирами, координаты которых известны. Обычно для измерения углов в обратной угловой засечке применяются два секстанта.

На рис. 4.3 приведена обратная угловая засечка.

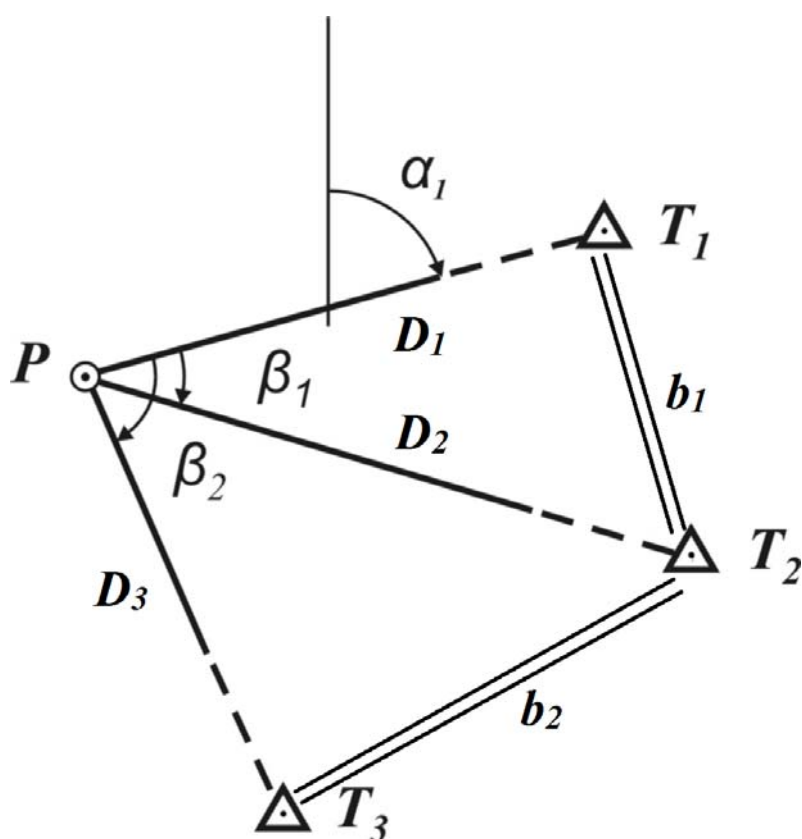


Рис. 4.3. Обратная угловая засечка

Определение координат места судна (x_P, y_P) с помощью обратной угловой засечки может быть вычислено разными способами.

Способ с применением формулы Деламбра. Обозначим дирекционный угол первого направления α_1 (см. рис. 4.3). Используя обратную геодезическую задачу, вычислим координаты точки P от трех исходных пунктов [66]:

$$\left. \begin{aligned} y_1 - y_P &= (x_1 - x_P) \cdot \operatorname{tg} \alpha_1, \\ y_2 - y_P &= (x_2 - x_P) \cdot \operatorname{tg}(\alpha_1 + \beta_1), \\ y_3 - y_P &= (x_3 - x_P) \cdot \operatorname{tg}(\alpha_1 + \beta_2). \end{aligned} \right\} \quad (4.7)$$

В системе уравнений (4.7) три неизвестных координаты места судна (x_P, y_P) и дирекционный угол α_1 .

Используя формулу тангенсов суммы двух аргументов, преобразуем два выражения $\operatorname{tg}(\alpha_1 + \beta_1)$ и $\operatorname{tg}(\alpha_1 + \beta_2)$:

$$\operatorname{tg}(\alpha_1 + \beta_1) = \frac{\operatorname{tg} \alpha_1 + \operatorname{tg} \beta_1}{1 - \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{tg} \beta_1} \quad \text{и} \quad \operatorname{tg}(\alpha_1 + \beta_2) = \frac{\operatorname{tg} \alpha_1 + \operatorname{tg} \beta_2}{1 - \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{tg} \beta_2}. \quad (4.8)$$

Умножив числитель и знаменатель правой части в формуле (4.8) на $\operatorname{ctg} \beta_1$ и $\operatorname{ctg} \beta_2$, соответственно получим:

$$\operatorname{tg}(\alpha_1 + \beta_1) = \frac{\operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + 1}{\operatorname{ctg} \beta_1 - \operatorname{tg} \alpha_1} \quad \text{и} \quad \operatorname{tg}(\alpha_1 + \beta_2) = \frac{\operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 + 1}{\operatorname{ctg} \beta_2 - \operatorname{tg} \alpha_1}. \quad (4.9)$$

Подставим правую часть выражения (4.9) в формулу (4.7) и преобразуем полученное равенство:

$$\left. \begin{aligned} y_P &= (x_1 - x_P) \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 - y_1, \\ y_2 \cdot (\operatorname{ctg} \beta_1 - \operatorname{tg} \alpha_1) - y_P \cdot (\operatorname{ctg} \beta_1 - \operatorname{tg} \alpha_1) &= (x_2 - x_P) \cdot (\operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + 1), \\ y_3 \cdot (\operatorname{ctg} \beta_2 - \operatorname{tg} \alpha_1) - y_P \cdot (\operatorname{ctg} \beta_2 - \operatorname{tg} \alpha_1) &= (x_3 - x_P) \cdot (\operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 + 1). \end{aligned} \right\} \quad (4.10)$$

Раскроем скобки во втором и третьем уравнении в формуле (4.10):

$$\begin{aligned} y_2 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 - y_2 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 - y_P \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + y_P \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 &= \\ = x_2 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + x_2 - x_P \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 - x_P; \end{aligned} \quad (4.11)$$

$$\begin{aligned} y_3 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 - y_3 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 - y_P \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 + y_P \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 &= \\ = x_3 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 + x_3 - x_P \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 - x_P. \end{aligned} \quad (4.12)$$

Из уравнения (4.12) вычтем уравнение (4.11), получим:

$$\begin{aligned} &[y_3 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 - y_3 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 - y_P \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 + y_P \cdot \operatorname{tg} \alpha_1] - \\ &- [y_2 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 - y_2 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 - y_P \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + y_P \cdot \operatorname{tg} \alpha_1] = \\ &= [x_3 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 + x_3 - x_P \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 - x_P] - \\ &- [x_2 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + x_2 - x_P \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 - x_P]. \end{aligned} \quad (4.13)$$

Из первого уравнения системы (4.7) выразим y_P :

$$y_P = (x_1 - x_P) \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 - y_1. \quad (4.14)$$

Подставим уравнение (4.14) в (4.13), получим:

$$\begin{aligned} & y_3 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 - y_2 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 - y_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 + x_1 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 + \\ & + y_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 - x_1 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + y_2 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 + y_3 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 = \\ & = x_3 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 - x_2 \cdot \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + x_3 - x_2. \end{aligned} \quad (4.15)$$

Приведя подобные члены, получим уравнение с одним неизвестным $\operatorname{tg} \alpha_1$:

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{(y_2 - y_1) \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + (y_1 - y_3) \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 + (x_3 - x_2)}{(x_2 - x_1) \cdot \operatorname{ctg} \beta_1 + (x_1 - x_3) \cdot \operatorname{ctg} \beta_2 - (y_3 - y_2)}. \quad (4.16)$$

Уравнение (4.16) носит имя формулы Делаμβера. Существуют и другие формулы определения координат места судна с помощью обратной угловой засечки.

Для оценки точности определения координат места судна с помощью обратной угловой засечки используется следующая формула:

$$M_P = \frac{m''_{\beta}}{\rho'' \cdot (\beta_1 + \beta_2 + \gamma)} \cdot \sqrt{\left(\frac{D_1 \cdot D_2}{b_1}\right)^2 + \left(\frac{D_2 \cdot D_3}{b_2}\right)^2}. \quad (4.17)$$

Так как формулы для определения координат места судна с помощью обратной угловой засечки достаточно громоздкие, то они в основном используются для определения координат отдельных пунктов. Для определения координат точек на промерном галсе применяются гониометрические сетки¹⁷, полученные на их основе.

¹⁷ Гониометрическая сетка – совокупность изогон, проведенных относительно двух пар навигационных ориентиров. Используется при определении места корабля по горизонтальным углам [51].

Прямая линейная засечка. Способ прямой засечки применяется при промерах глубин в прибрежных зонах морей, а также в измененном виде для промеров на реках.

Линейная засечка основывается на выполнении минимум двух линейных измерений (D_1 и D_2), выполняемых с двух пунктов A и B , координаты, которых известны (см. рис. 4.1). Определение координат места судна (x_P, y_P) с помощью линейной засечки основывается на решении прямой геодезической задачи (см. формулу (4.1)), а точность линейной засечки определяется формулой

$$M_P^2 = \frac{m_{D_1}^2 + m_{D_2}^2}{\sin^2 \theta}, \quad (4.18)$$

где m_{D_1} и m_{D_2} – средние квадратические ошибки определения измеренных расстояний d_1 и d_2 ;
 θ – угол засечки.

4.2. Радионавигационный метод определения координат надводных объектов

Общие сведения о радионавигационных системах, применяемых в морской геодезии. Радионавигационный метод определения координат надводных объектов базируется на измерении некоторых параметров радиосигнала, к которым можно отнести время его прихода, фазу или разность фаз, доплеровский сдвиг частоты, амплитуду сигнала и др. [3, 7]. Эти параметры в радионавигации называются радионавигационными параметрами (РНП), они характеризуют относительное местоположение объекта. Для определения координат объекта в принятой системе отчета полученные параметры преобразуются путем решения навигационных уравнений.

В зависимости от того, какой РНП измеряется, различают следующие методы определения местоположения [1]:

– *позиционные* (угломерные, дальномерные, разностно-дальномерные, комбинированные) методы, которые позволяют однозначно определить

местоположение объекта без привлечения данных о его траектории в предшествующие моменты времени;

– методы *счисления пути* посредством интегрирования скорости, определенной доплеровским, корреляционным или воздушным измерителями, или ускорения, определяемого инерциальным измерителем;

– *обзорно-сравнительные методы* местоопределения;

– *корреляционно-экстремальные методы*.

В настоящем учебном пособии будет уделено внимание позиционным методам определения местоположения, в которых координаты объекта вычисляются относительно опорных станций с известными координатами.

Каждому РНП в позиционном методе соответствует поверхность положения (на земной поверхности – линия положения), а местоположение объекта определяется путем пересечения трех поверхностей положения или двух линий положения (для земной поверхности).

Рассмотрим более подробно позиционные методы определения местоположения.

В угломерных методах определения местоположения линии положения (ЛП) представляют собой прямые линии, проходящие через точки A и B , с фиксированными измеренными углами α_1 и α_2 , в дальномерных методах ЛП – окружности в точках A и B с радиусами, равными расстояниям D_1 и D_2 . Линии положения в разностно-дальномерной системе представляют собой гиперболы, соответствующие фиксированным расстояниям ΔD_1 и ΔD_2 , с фокусами в точках A и B . В комбинированных методах (угломерно-дальномерных) одна ЛП представляет собой прямую, соответствующую углу α , другая – окружность радиуса D . На рис. 4.4 приведены линии положения при различных методах определения местоположения.

В основу радионавигационных методов определения местоположения положено измерение расстояния импульсным, фазовым или частотным способами [3]. Расстояние D может быть вычислено, как

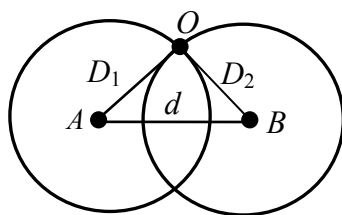
$$D = c \cdot \tau = \lambda \cdot f \cdot \tau, \quad (4.19)$$

где λ – длина волны излучаемого навигационным спутником сигнала;

f – частота излучения;

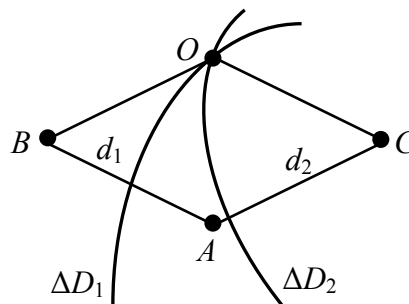
τ – время прохождения сигнала.

$$D_1 = \text{const}, D_2 = \text{const}$$



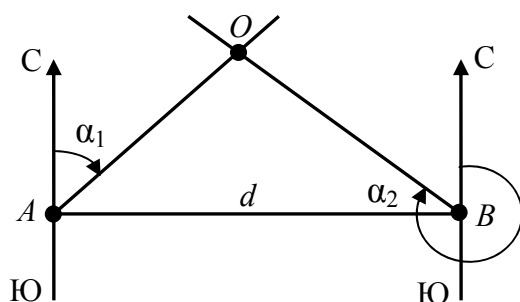
a)

$$\Delta D_1 = \text{const}, \Delta D_2 = \text{const}$$



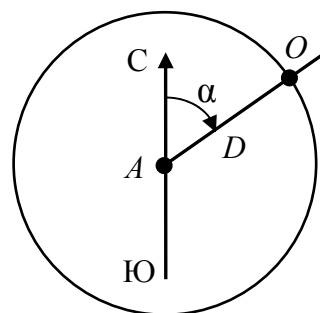
б)

$$\alpha_1 = \text{const}, \alpha_2 = \text{const}$$



в)

$$\alpha = \text{const}, D = \text{const}$$



г)

Рис. 4.4. Линии положения при различных методах определения местоположения [3]:

a) дальномерный; б) разностно-дальномерный; в) угломерный;
г) угломерно-дальномерный

В радионавигационных системах наибольшее применение находит фазовый способ измерения расстояния как наиболее точный из всех способов. Измерение расстояния D фазовым способом сводится к измерению фазового запаздывания $\Phi = \tau \cdot \omega$ и преобразованию его в расстояние по следующей формуле:

$$D = c \cdot \tau = \frac{c}{\omega} \cdot \Phi = \lambda \cdot \frac{\Phi}{2\pi} = \lambda \cdot \frac{(2\pi N + \varphi)}{2\pi}, \quad (4.20)$$

где N – фазовая многозначность (неоднозначность);
 φ – показания фазометра.

Точность фазового способа измерения расстояния напрямую зависит от устранения фазовой многозначности N , которая возникает из-за невозможности подсчета фазометром целого числа длин волн λ , укладывающихся в измеряемое расстояние.

Для измерения фазового сдвига необходимо иметь два когерентных¹⁸ колебания. По способу обеспечения когерентности колебания выделяют беззапросные и запросные методы измерения дальности.

Подробно структурные схемы, реализующие запросные и беззапросные методы измерения дальности в радионавигационных системах (РНС), представлены в работе [3].

Обработка измерений, выполненных радионавигационными системами. Обработка измерений, выполненных РНС, может вестись в пространственной координатной системе отчета (XYZ), на поверхности земного эллипсоида, а также на поверхности любой проекции этого эллипсоида.

В практике морских работ для определения местоположения наиболее часто используется дальномерная и разностно-дальномерная засечки [14]. Способы решения линейной засечки приводятся в классических учебниках по геодезии, например, в [66]. Один из способов дан в подразд. 4.1 настоящего учебного пособия. Здесь же уделим внимание решению разностно-дальномерной засечки.

Исходными данными для решения разностно-дальномерной засечки являются координаты станций $x_1, y_1, x_2, y_2, x_3, y_3$ (координаты даны в проекции Гаусса – Крюгера).

Тогда координаты точки O (см. рис. 4.5) могут быть найдены из системы нелинейных уравнений вида

$$\left. \begin{aligned} \Delta D_1 = (D_3 - D_1) &= \sqrt{(x_O - x_3)^2 + (y_O - y_3)^2} - \sqrt{(x_O - x_1)^2 + (y_O - y_1)^2}; \\ \Delta D_2 = (D_3 - D_2) &= \sqrt{(x_O - x_3)^2 + (y_O - y_3)^2} - \sqrt{(x_O - x_2)^2 + (y_O - y_2)^2}. \end{aligned} \right\} \quad (4.21)$$

¹⁸ Когерентные колебания – два гармонических колебания, разность фаз между которыми с течением времени не меняется [77].

Разложив правые части выражений (4.21) в ряд Тейлора и ограничиваясь членами первого порядка, получим:

$$\left. \begin{aligned} \Delta D_1 &= F_1(x_0, y_0) + \left(\frac{\partial F_1}{\partial x} \right)_0 \cdot \Delta x + \left(\frac{\partial F_1}{\partial y} \right)_0 \cdot \Delta y; \\ \Delta D_2 &= F_2(x_0, y_0) + \left(\frac{\partial F_2}{\partial x} \right)_0 \cdot \Delta x + \left(\frac{\partial F_2}{\partial y} \right)_0 \cdot \Delta y. \end{aligned} \right\} \quad (4.22)$$

Введем обозначения:

$$\left. \begin{aligned} a_1 &= \left(\frac{\partial F_1}{\partial x} \right)_0 = \frac{x_0 - x_3}{D_{03}} - \frac{x_0 - x_1}{D_{01}}, \quad b_1 = \left(\frac{\partial F_1}{\partial y} \right)_0 = \frac{y_0 - y_3}{D_{03}} - \frac{y_0 - y_1}{D_{01}}; \\ a_2 &= \left(\frac{\partial F_2}{\partial x} \right)_0 = \frac{x_0 - x_3}{D_{03}} - \frac{x_0 - x_2}{D_{02}}, \quad b_1 = \left(\frac{\partial F_2}{\partial y} \right)_0 = \frac{y_0 - y_3}{D_{03}} - \frac{y_0 - y_2}{D_{02}}, \end{aligned} \right\} \quad (4.23)$$

где $D_{01} = \sqrt{(x_0 - x_1)^2 + (y_0 - y_1)^2}$;

$D_{02} = \sqrt{(x_0 - x_2)^2 + (y_0 - y_2)^2}$;

$D_{03} = \sqrt{(x_0 - x_3)^2 + (y_0 - y_3)^2}$;

x_0, y_0 – приближенные координаты определяемого пункта O .

Тогда уравнение (4.22) запишется в виде

$$\left. \begin{aligned} a_1 \cdot \Delta x + b_1 \cdot \Delta y + \delta r_1 &= 0; \\ a_2 \cdot \Delta x + b_2 \cdot \Delta y + \delta r_2 &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (4.23)$$

где $\delta r_1 = (D_{03} - D_{01}) - (D_3 - D_1)$; $\delta r_2 = (D_{03} - D_{02}) - (D_3 - D_2)$.

Решая систему (4.23) относительно Δx и Δy , найдем:

$$\Delta x = \frac{b_2 \cdot \delta r_1 - b_1 \cdot \delta r_2}{a_1 \cdot b_2 - a_2 \cdot b_1}; \quad \Delta y = \frac{-a_2 \cdot \delta r_1 + a_1 \cdot \delta r_2}{a_1 \cdot b_2 - a_2 \cdot b_1}. \quad (4.24)$$

Тогда искомые координаты точки O будут определяться, как $x_o = x_0 + \Delta x$, $y_o = y_0 + \Delta y$.

Формулы для вычисления координат точки O , представленные выше, работают только при расстояниях между определяемым пунктом и стан-

циями не более 500 км, при расстояниях более 500 км обработка измерений обычно производится на поверхности эллипсоида вращения в системе географических координат [14].

Точность определения местоположения объектов в РНС зависит от следующих факторов:

- взаимное расположение опорных пунктов;
- метод определения местоположения объекта;
- метод измерения РНП;
- аппаратные ошибки;
- влияние среды распространения радиоволн.

Первые два фактора учитываются так называемым геометрическим фактором Γ , под которым понимают отношение средних квадратических ошибок определения места объекта σ_M и измерения РНП $\sigma_{РНП}$

$$\Gamma = \frac{\sigma_M}{\sigma_{РНП}}. \quad (4.25)$$

В зависимости от метода определения местоположения значение геометрического фактора определяется по одному из следующих соотношений.

Для дальномерного метода геометрический фактор определяется, как

$$\Gamma = \frac{\sqrt{2}}{\sin \alpha_M}. \quad (4.26)$$

Для разностно-дальномерного метода –

$$\Gamma = \frac{\sqrt{\frac{1}{\sin^2\left(\frac{\beta_1}{2}\right)} + \frac{1}{\sin^2\left(\frac{\beta_2}{2}\right)}}}{2 \cdot \sin \alpha_M}. \quad (4.27)$$

Для угломерного метода –

$$\Gamma = \frac{\sqrt{D_1^2 + D_2^2}}{2 \cdot \sin \alpha_M}. \quad (4.28)$$

Формулы (4.26–4.28) соответствуют случаю равноточных и некоррелированных значений РНП, в которых α_M – угол, под которым пересекаются две ЛП. Угол α_M вычисляется по формуле

$$\alpha_M = \frac{\beta_1 + \beta_2}{2}. \quad (4.29)$$

Рассмотрим влияние метода измерения РНП на точность определения местоположения. Как отмечалось выше, самым точным способом измерения РНП является фазовый способ.

При фазовом способе средняя квадратическая ошибка измерения РНП определяется, как

$$\sigma_D = c \cdot \sigma_\tau = \frac{c \cdot \sigma_\varphi}{\omega_{\text{ср}}} = \frac{\lambda_{\text{ср}} \cdot \sigma_\varphi}{2 \cdot \pi}, \quad (4.30)$$

где σ_φ – СКО измерения фазового запаздывания.

Потенциальная точность измерения фазового запаздывания характеризуется следующей СКО:

$$\sigma_\varphi = \frac{1}{q} = \frac{1}{\sqrt{\frac{2E}{N_0}}}, \quad (4.31)$$

где q – отношение сигнал/шум на выходе согласованного фильтра.

Влияние среды распространения радиоволн на точность измерения РНП проявляется в том, что фазовая скорость $\vartheta_\phi = \frac{c}{n}$ распространяется в среде, отличной от вакуума, и поэтому необходимо учитывать показатель преломления среды n , который зависит от длины волны.

В радиодиапазоне показатель преломления определяется формулой Фрума – Эссена [73]:

$$(n-1) \cdot 10^6 = 103,49 \cdot \frac{p}{T} - 17,23 \cdot \frac{\ell_{\text{пара}}}{T} + 495\,820 \cdot \frac{\ell_{\text{пара}}}{T^2}, \quad (4.32)$$

где p – атмосферное давление, выраженное в мм. рт. ст.;

$\ell_{\text{пара}}$ – количество водяных паров, выраженное в мм. рт. ст.;

T – абсолютная температура, в кельвинах.

К аппаратным ошибкам аппаратуры потребителей и опорных станций могут быть отнесены:

- нестабильность частоты опорных генераторов;
- неоптимальность алгоритмов измерений РНП и др.

Более подробно об аппаратных ошибках аппаратуры потребителей и опорных станций в радионавигационных системах (РНС) можно найти в учебном пособии [3].

Краткая характеристика существующих РНС, применяемых в морской геодезии. В соответствии с российским радионавигационным планом [60] для решения задач морской геодезии применяются следующие РНС наземного базирования: Марс-75, РМ типа КРМ и АЛМАЗ, МДПС, Спрут, Поиск, БРАС-3, РС-10, ГРАС (ГРАС-2), Крабик-Б, Крабик-БМ. В табл. 4.1 приведены технические характеристики некоторых РНС.

Таблица 4.1

Технические характеристики радионавигационных систем

Состояние	Наименование системы	Общая характеристика	Количество станций	Диапазон рабочих частот, МГц	Дальность действия (км)	Точность определения места (м)
Существующие	БРАС-3	Импульсно-фазовая РД	3	1,6–2,2	200	12–60
	РС-10	Импульсно-фазовая РД	3–6	3,6–12	250	3,6–12
	ГРАС (ГРАС-2)	Фазовая Д	1	4 200 (ГРАС) 4 000 (ГРАС-2)	60	0,5–1,5
	Поиск	Фазовая РД	3–4	1–2,4	150	20–35
	Крабик-Б	Фазовая Д	1	320–332	100	1,0
	Крабик-БМ	Фазовая РД, Д, К	3–6	420–432*	150	0,5–3,0
Разрабатываемые	Спрут	РД	3–4	1,6–2,2	600	15–20

Примечания: Д – дальномерный метод определения местоположения; РД – разностно-дальномерный метод определения местоположения; К – комбинированный метод определения местоположения (суммарно-разностно-дальномерный); * – данные взяты из статей [4, 5].

Далее рассмотрим радионавигационную систему Крабик-БМ, так как она используется специалистами Гидрографических служб Северного, Тихоокеанского, Балтийского, Черноморского флотов и Каспийской флотилии ВМФ России для решения задач геодезического обеспечения в реальном масштабе времени при выполнении морских гидрографических исследований, инженерно-технических работ на шельфах морей и прилегающих к суше акваториях.

Крабик-БМ представляет собой морскую фазовую радионавигационную систему диапазона 420–432 МГц, которая предназначена для высокоточной геодезической привязки подвижных и стационарных надводных объектов. РНС работает в трех режимах: дальномерном, разностно-дальномерном и комбинированном. В состав комплекса входят от 3 до 6 станций, которые, в зависимости от режима работы, могут обслуживать от 8 бортовых станций до неограниченного количества пользователей. На рис. 4.5 показан комплекс РНС Крабик.



Рис. 4.5. Комплекс РНС Крабик (Режим доступа: ктрз.рф/crabic.html)

Каждая станция транслирует когерентный сигнал на основной частоте $f_0 = 421$ МГц и пяти дополнительных частотах: $f_1 = 421,01$ МГц, $f_2 = 421,1$ МГц, $f_3 = 422$ МГц, $f_4 = 426$ МГц, $f_5 = 431$ МГц.

Значения фазовых сдвигов (ФС) измеряются ортогональным фазометром с ограниченными сигналами, который производит обработку фазовых сдвигов принимаемых сигналов по отношению к их копиям, сформированным синтезатором частоты принимающей станции.

В результате полученные значения ФС оказываются пропорциональными измеряемым значениям радионавигационных параметров.

Точные фазовые измерения в бортовых станциях производятся на основной масштабной частоте $F_5 = f_5 - f_0 = 10$ МГц, а четыре других используются для различения фазовой неоднозначности. Основные технические характеристики РНС Крабик-БМ приведены в табл. 4.1.

4.3. Применение ГНСС-технологий для определения координат надводных объектов

Структура глобальных навигационных спутниковых систем. Каждая глобальная спутниковая система содержит три основных структурных элемента (рис. 4.6):

- 1) подсистема космических аппаратов (или космический сегмент), которая включает в себя систему спутников, передающих радиочастотные сигналы определенной структуры;
- 2) подсистема контроля и управления (контрольный сегмент), которая представляет собой систему наземных станций, занимающихся поддержанием системного времени, прогнозированием эфемерид и поправок часов спутников, обновлением навигационных сообщений;
- 3) подсистема аппаратуры потребителей (пользовательский сегмент), куда входят спутниковые приемники, оборудование и вычислительная техника, которая производит определение положений, скоростей и времени.

Все спутники системы транслируют сигналы, позволяющие потребителю проводить измерения в реальном времени. Сигналы любого спутника обслуживают неограниченное количество пользователей. Определение пространственных координат спутниковыми навигационными системами основано на одновременно измеренных расстояниях до нескольких спутников, координаты которых известны в принятой координатной системе отсчета.

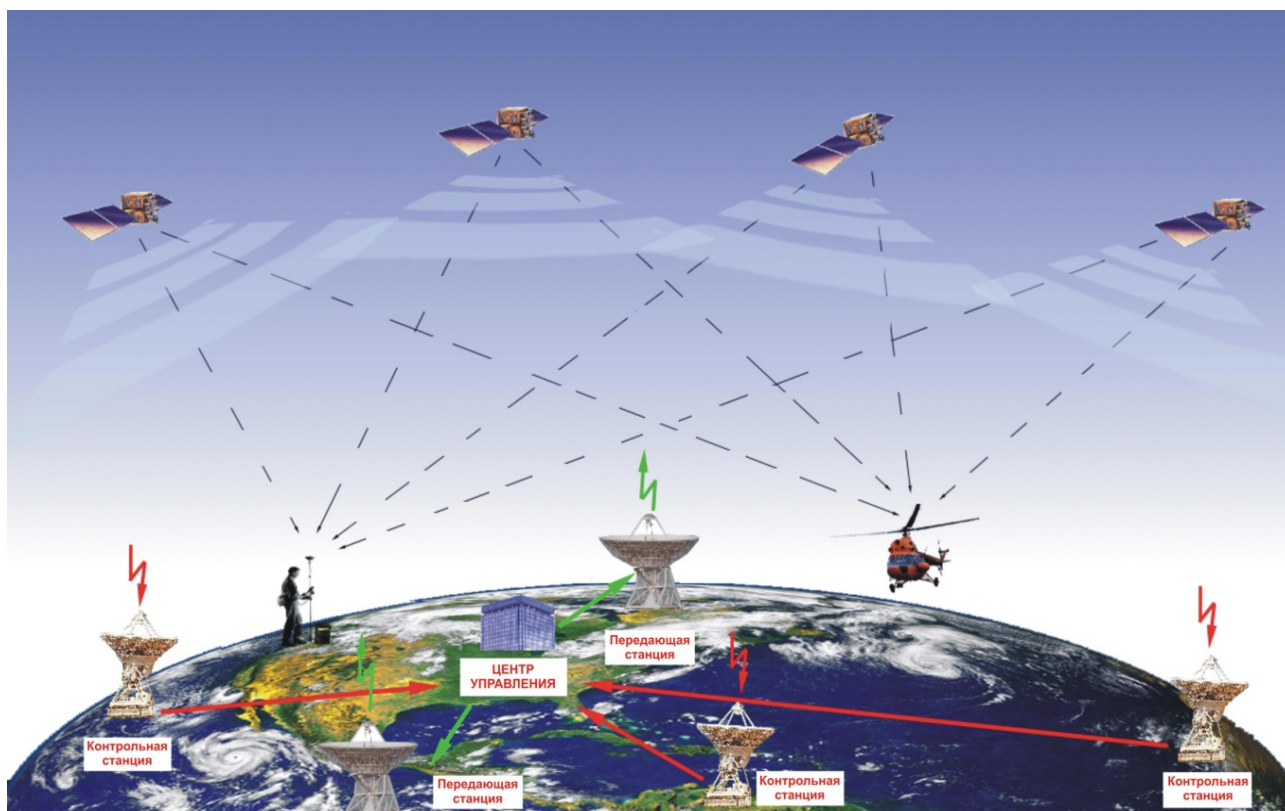


Рис. 4.6. Структура глобальных навигационных спутниковых систем

На сегодняшний момент функционируют две полностью работоспособные системы глобального позиционирования – американская система GPS и российская система ГЛОНАСС, европейская система GALILEO находится на стадии развертывания (на 20 августа 2017 г. количество спутников на орбите составляет 15), Китай планирует к 2020 г. вывести на орбиту все спутники системы Beidou.

Ниже приведены общие сведения о двух навигационных системах глобального позиционирования ГЛОНАСС и GPS.

Глобальная навигационная спутниковая система ГЛОНАСС. Штатная орбитальная группировка системы ГЛОНАСС состоит из 24 спутников, расположенных на трех круговых орбитах. Наклонение орбит составляет $64,8^\circ$ (рис. 4.7).

Период обращения каждого спутника ГЛОНАСС составляет 11 часов 15 минут 44 секунды. Высота спутников над земной поверхностью

равна 19 100 км. Каждый космический аппарат навигационной системы ГЛОНАСС транслирует не менее двух радиосигналов, содержащих две компоненты: узкополосную и широкополосную.

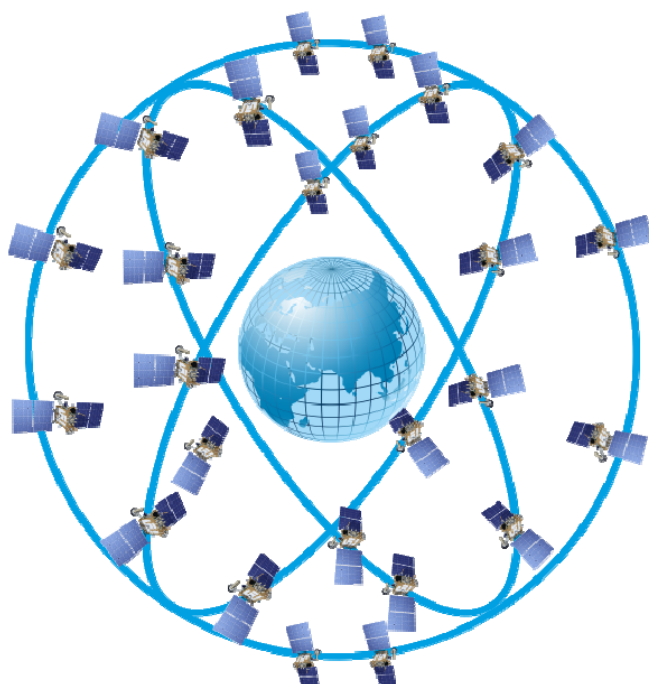


Рис. 4.7. Орбитальная группировка системы ГЛОНАСС
(Режим доступа: <https://www.glonass-iac.ru/guide/gnss/glonass.php>)

В узкополосной компоненте радиосигнала 1 602 МГц (значение центральной частоты ГЛОНАСС) передаются [53]:

- псевдослучайная последовательность (ПСП1) с тактовой частотой $F_1 = 0,511$ МГц и периодом повторения 1 мс (СТ-код¹⁹);
- метки времени (МВ) бортовой шкалы времени;
- двоичные символы цифровой информации, которые структурированы в виде строк, кадров и суперкадров. Кадр содержит 15 строк (30 с), а суперкадр – 5 кадров (2,5 мин). В полном суперкадре передается необходимая навигационная информация для вычисления координат пользователем (навигационное сообщение).

¹⁹ СТ-код – код стандартной точности.

В широкополосной компоненте радиосигнала 1 602 МГц передаются:

- псевдослучайная последовательность (ПСП2) с тактовой частотой $F_2 = 5,11$ МГц и периодом повторения 1 мс (ВТ-код²⁰);
- двоичные символы цифровой информации.

Навигационный радиосигнал 1 246 МГц (значение центральной частоты ГЛОНАСС) транслирует только ПСП. В табл. 4.2 приведены характеристики радионавигационных сигналов системы ГЛОНАСС.

Таблица 4.2

Характеристики радионавигационных сигналов ГЛОНАСС

Диапазон	Несущая частота, МГц	Способ разделения сигналов	Сигнал	Тактовая частота кода, МГц	Вид модуляции
L1	1602.5625 ...1615.5	Частотный	СТ	0,511	BPSK ²¹
			ВТ	5,11	
L2	1246.4375 ...1256.5		СТ	0,511	
			ВТ	5,11	

В зависимости от статуса пользователя система предоставляет две услуги: услуга стандартной точности и услуга высокой точности.

Услуга стандартной точности подразумевает возможность отслеживания пользователями системы только стандартного кода (СТ-кода), но при этом услуга доступна всем пользователям. Услуга высокой точности доступна только военным пользователям и подразумевает возможность отслеживания ими как стандартного, так и высокоточного кода (ВТ-кода).

Управление подсистемой космических аппаратов ГЛОНАСС осуществляется наземным комплексом управления (рис 4.8).

²⁰ ВТ-код – код высокой точности.

²¹ Двоичная фазовая манипуляция (англ. BPSK – binary phase-shift keying) – дискретное изменение фазы несущего колебания через заданные временные интервалы, начальные фазы несущего колебания принимают значения 0 и π .



Рис. 4.8. Наземный комплекс управления системой ГЛОНАСС [6]

В состав наземного комплекса управления входят:

- центр управления системой (ЦУС г. Краснознаменск, Московская обл.);
- центральный синхронизатор (ЦС);
- сеть контрольных станций (КС) для проведения траекторных измерений с целью определения и непрерывного уточнения параметров орбит всех спутников;
- система контроля фаз, обеспечивающая измерение фазового и частотного сдвига сигналов спутников относительно эталона ЦС;
- кванто-оптические станции (КОС) для калибровки каналов радиотехнических измерений;
- аппаратура контроля навигационного поля.

Глобальная навигационная спутниковая система GPS. Штатная орбитальная группировка системы GPS состоит из 24 спутников, расположенных на шести круговых орбитах. Орбиты обозначаются латинскими буквами от *A* до *F*. Наклонение орбит составляет 55° , долготы восходящих узлов различаются на 60° . На рис. 4.9 приведена орбитальная группировка системы GPS.

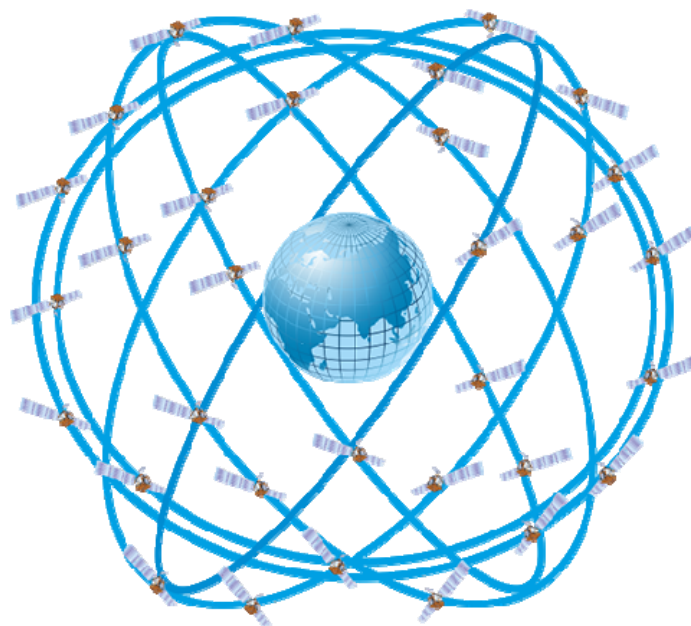


Рис. 4.9. Орбитальная группировка системы GPS
(Режим доступа: <https://www.glonass-iac.ru/guide/gnss/gps.php>)

Период обращения каждого спутника GPS составляет 11 часов 58 минут. Высота спутников над земной поверхностью равна 20 200 км. Каждый космический аппарат излучает навигационные сигналы на нескольких несущих частотах.

Навигационный радиосигнал GPS на несущей частоте L1 – двухкомпонентный: узкополосный и широкополосный. В узкополосной компоненте радиосигнала 1 575 МГц передаются [53]:

- псевдослучайная последовательность (ПСП1) с тактовой частотой $F_1 = 1,023$ МГц и периодом повторения 1 мс (C/A-код);
- двоичные символы цифровой информации.

В широкополосной компоненте радиосигнала 1 575 МГц передаются:

- псевдослучайная последовательность (ПСП2) с тактовой частотой $F_2 = 10,23$ МГц и периодом повторения 7 суток (P-код);
- двоичные символы цифровой информации.

Навигационный радиосигнал GPS на несущей частоте L2 также двухкомпонентный, но, в отличие от радиосигнала на частоте L1, он не передает цифровую информацию.

В соответствии с программой развития системы GPS с 2007 г. планировалось ввести новый гражданский сигнал L5 на частоте 1 176,45 МГц. Впервые в 2009 г. гражданский код на частоте L5 был успешно протестирован военно-воздушными силами США, а в апреле 2014 г. сигнал начал использоваться морскими пользователями. Однако при этом сигнал L5 все еще считается предэксплуатационным [92].

В табл. 4.3 приведены характеристики радионавигационных сигналов системы GPS.

Таблица 4.3

Характеристики радионавигационных сигналов GPS

Диапазон	Несущая частота, МГц	Способ разделения сигналов НС	Сигнал	Тактовая частота кода, МГц	Вид модуляции
L1	1 575,42	Кодовый	C/A	1,023	BPSK
			P	10,23	
L2	1 227,6		P	10,23	
			L2C	1,023	

В зависимости от статуса пользователя система предоставляет две услуги: услугу стандартного позиционирования (SPS) и услугу точного позиционирования (PPS).

Услуга стандартного позиционирования подразумевает возможность отслеживания пользователями системы только грубого кода (C/A-кода), но при этом услуга доступна всем пользователям. Услуга точного позиционирования доступна только военным пользователям и подразумевает возможность отслеживания ими как грубого, так и точного кода (P-кода).

Управление подсистемой космических аппаратов GPS осуществляется наземным комплексом управления (рис 4.10).

Для приема сигналов от космических аппаратов используется аппаратура потребителя, которая может быть классифицирована по различным признакам: устройство, вид измеряемых величин, методика обработки сигналов, назначение, точность и др.

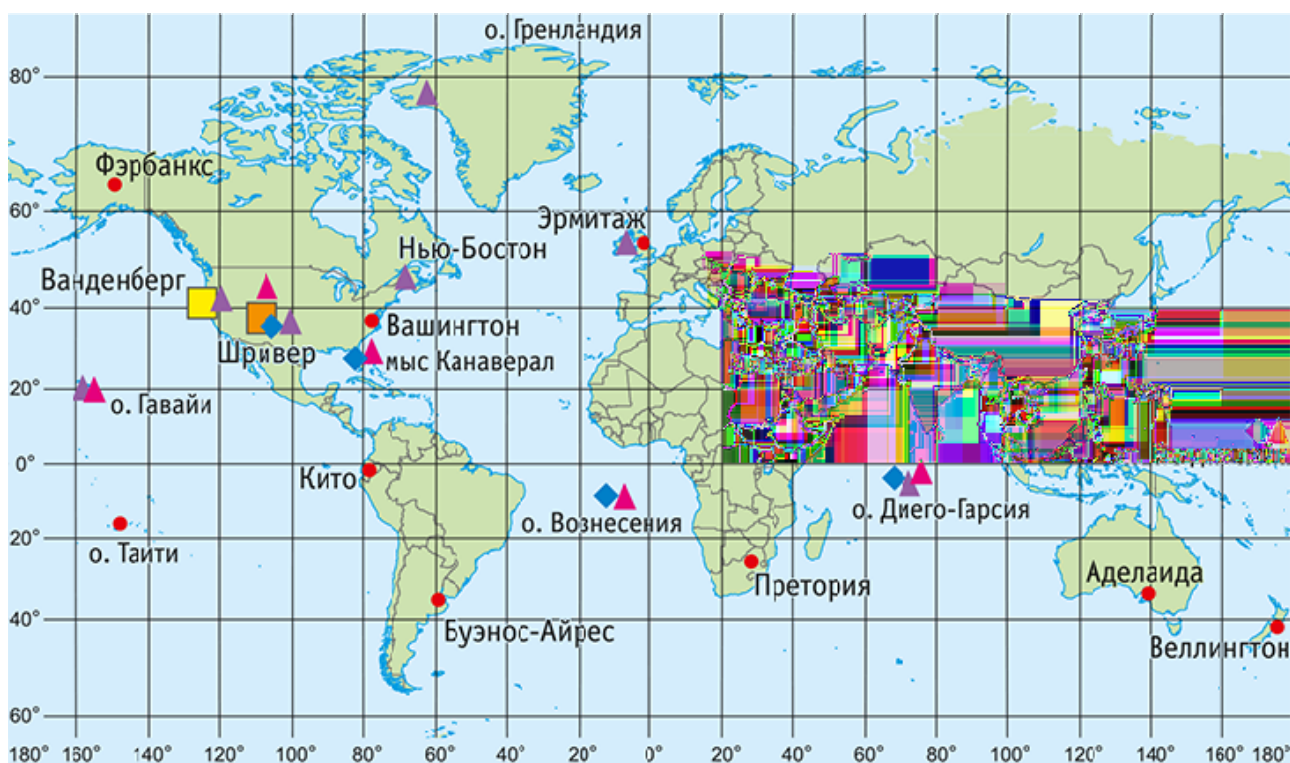


Рис. 4.10. Наземный комплекс управления системой GPS
(Режим доступа: <https://www.glonass-iac.ru/guide/gnss/gps.php>):

- главный центр управления системой GPS на базе ВВС Шривер;
- резервный центр управления системой GPS;
- станции мониторинга Национального агентства геопространственной разведки;
- глобальная сеть закладочно-измерительных станций;
- станции мониторинга GPS ВВС США;
- запросные станции GPS L-диапазона

В морской геодезии используются высокоточные фазовые двухчастотные приемники морского назначения. Эти приемники предназначены для высокоточного определения позиции судна, у них есть возможность выводить на большой цветной экран высокой четкости морские карты, зачастую они интегрированы с инерциальными системами для определения курса, крена и дифферента судна. На рис. 4.11 приведены некоторые ГНСС-приемники морского назначения.



Рис. 4.11. ГНСС-приемники морского назначения:
 а) Trimble SPS461; б) C-Nav3050

Методы определения координат с использованием ГНСС-технологий.
 В ГНСС-технологиях выделяют три основных метода определения координат: абсолютный, дифференциальный и относительный (рис. 4.12).

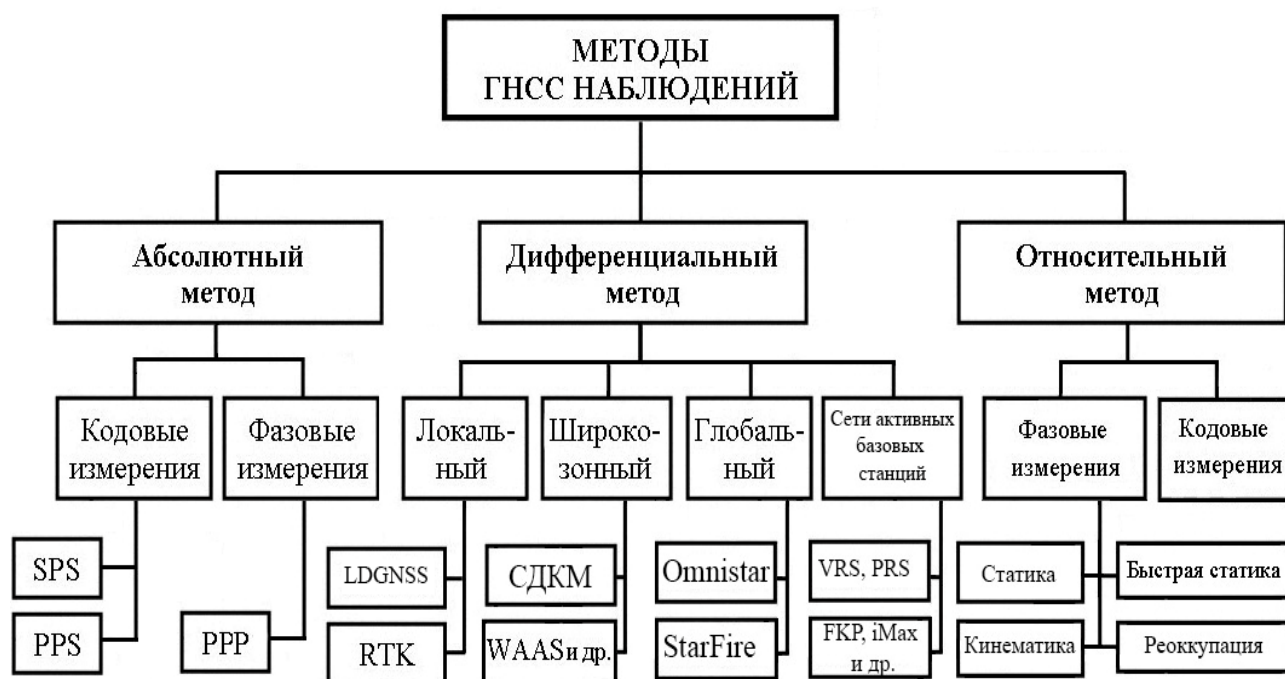


Рис. 4.12. Методы ГНСС-наблюдений [7]

В абсолютном методе координаты пользователя определяются мгновенно одним приемником в принятой системе отсчета. Определение основано на решении пространственной линейной засечки. В качестве опорных пунктов выступают космические аппараты, положение которых известно в принятой системе отсчета. При этом, как упоминалось выше, в абсолютном методе доступно две услуги: стандартной и высокой точности.

В дифференциальном и относительном методе используются наблюдения, выполненные одновременно двумя и более приемниками. Когда измерения производятся двумя приемниками, то один из них называется базовым приемником (контрольно-корректирующая станция), а другой – мобильным. При выполнении геодезических работ в дифференциальном методе координаты базового приемника известны в принятой координатной системе отсчета.

Так как в дифференциальном методе известны и приближенные, и точные координаты базового приемника, то можно сформировать разности между этими координатами (дифференциальные поправки), которые затем по каналам связи передаются на мобильный приемник, тем самым уточняя его местоположение.

В отличие от дифференциального метода, в относительном методе наблюдения обрабатываются совместно в соответствующем программном обеспечении. По результатам обработки определяется вектор, называемый вектором *базовой линии*.

В морской геодезии используется в основном дифференциальный метод определения координат, поэтому в рамках данного учебного пособия рассмотрим его более подробно.

Как упоминалось ранее, в дифференциальном методе используются два и более ГНСС-приемника (рис. 4.13).

За счет того, что приемники работают одновременно, часть существенных ошибок, которые присущи ГНСС-измерениям, могут быть исключены или, по крайней мере, значительно уменьшены. Так, за счет образования вторых разностей полностью исключаются ошибки часов спутника и приемника, значительно уменьшаются ошибки, вызванные влиянием распространения сигнала в атмосфере, и часть других ошибок. Подобное допущение действует лишь на расстоянии 20–30 км (между базовым и мо-

бильным приемником), с увеличением расстояния растут ошибки, прежде всего, атмосферные.

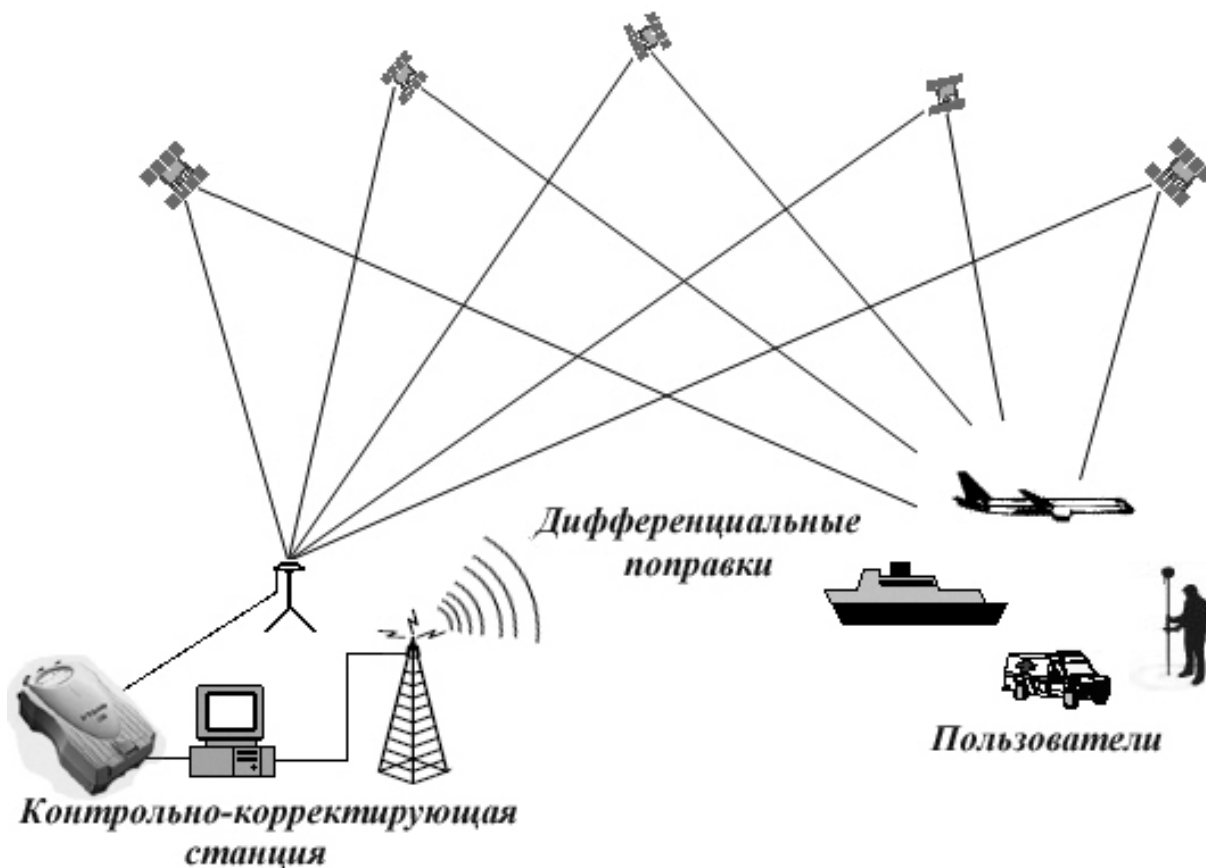


Рис. 4.13. Дифференциальный метод ГНСС [7]

Различают несколько модификаций дифференциального метода, которые в зависимости от территории, охватываемой базовой станцией, бывают локальные, региональные, широкозонные и глобальные. В дифференциальном методе выделяют три способа передачи дифференциальной коррекции: коррекция по координатам, коррекция по навигационному параметру и коррекция по состоянию параметров космического пространства [11].

Локальный дифференциальный метод по кодовым измерениям (LDGNSS). Суть локального дифференциального метода LDGNSS заключается в размещении локальной дифференциальной подсистемы, которая транслирует дифференциальные поправки в пределах от 50 до 200 км от нее.

Наиболее простой способ дифференциальной коррекции – коррекция в пространстве координат. Для реализации данного способа коррекции необходимо, чтобы базовая станция (БС) и мобильная станция (МС) наблюдали одно и то же созвездие спутников, тогда дифференциальные поправки ($\Delta\mathbf{R}$), полученные по наблюдениям на БС, будут иметь вид

$$\Delta\mathbf{R} = \tilde{\mathbf{R}}_{BS} - \mathbf{R}_{BS}, \quad (4.33)$$

где $\tilde{\mathbf{R}}_{BS}$ – эталонные координаты базовой станции;

$\mathbf{R}_{BS}$ – абсолютные координаты базовой станции, полученные по результатам обработки измерений.

После чего полученные дифференциальные поправки вводятся в абсолютные координаты мобильного приемника ($\mathbf{R}_{MS}$), полученные по результатам обработки измерений:

$$\tilde{\mathbf{R}}_{MS} = \mathbf{R}_{MS} + \Delta\mathbf{R}, \quad (4.34)$$

где $\tilde{\mathbf{R}}_{MS}$ – истинные координаты мобильной станции.

Передача дифференциальных поправок осуществляется по радио в формате RTCM. Основной недостаток данного способа передачи дифференциальной коррекции – необходимость отслеживания одного и то же рабочего созвездия спутников. Описание дифференциальной коррекции в пространстве измерений приводится в работе [7].

Локальный дифференциальный метод по фазовым измерениям. Суть данного метода заключается в размещении базовой станции, которая транслирует дифференциальные поправки в пределах от 10 и редко – до 30 км от нее. Локальный дифференциальный метод по фазовым измерениям сложнее, чем аналогичный метод по кодовым измерениям, так как в нем присутствует процедура разрешения фазовых неоднозначностей.

Рассмотрим дифференциальную коррекцию в пространстве фазовых измерений. Фазовые псевдодальности (в линейной мере), измеренные на базовой станции BS в эпоху t_1 , могут быть выражены следующим образом [7]:

$$\Phi_{BS}^i(t_1) = \rho_{BS}^i(t_1) + \Delta\rho_{BS}^i(t_1) + \Delta\rho^i(t_1) + \Delta\rho_{BS}(t_1) + \lambda N_{BS}^i, \quad (4.35)$$

где $\rho_{BS}^i(t_1)$ – геометрическая дальность в эпоху t_1 ;

$\Delta\rho_{BS}^i(t_1)$ – смещение, зависящее от спутника и приемника;

$\Delta\rho^i(t_1)$ – смещение, зависящее только от спутника;

$\Delta\rho_{BS}(t_1)$ – смещение, зависящее только от приемника;

N_{BS}^i – неоднозначность фазы в эпоху t_1 .

Следовательно, поправка в фазовую псевдодальность на базовой станции в эпоху t_1 будет иметь вид

$$\Delta\Phi_{BS}^i(t_1) = \rho_{BS}^i(t_1) - \Phi_{BS}^i(t_1), \quad (4.36)$$

где $\rho_{BS}^i(t_1)$ – геометрическая дальность, вычисленная по известному положению опорной станции и координатам спутника, в эпоху t_1 ;

$\Phi_{BS}^i(t_1)$ – измеренная фазовая псевдодальность в эпоху t_1 .

Тогда исправленная фазовая псевдодальность на мобильной станции будет иметь вид

$$\tilde{\Phi}_{MS}^i(t_1) = \Phi_{MS}^i(t_1) + \Delta\Phi_{BS}^i(t_1) + \lambda N_{BS,MS}^j, \quad (4.37)$$

где $\Phi_{MS}^i(t_1)$ – фазовая псевдодальность (в линейной мере), измеренная на мобильной станции MS, в эпоху t_1 ;

$N_{BS,MS}^i = N_{MS}^i - N_{BS}^i$ – одинарная разность неоднозначностей фаз на базовом и мобильном приемниках.

Позиционирование на мобильной станции MS выполняется по исправленным фазовым псевдодальностям по алгоритмам абсолютного метода.

Дифференциальный метод DGNSS по фазовым измерениям превращается в RTK, если задержка в передаче данных от базовой станции к мобильному приемнику становится нулевой. Передача поправок от базовой станции к мобильному приемнику обычно осуществляется с помощью радио или GSM модемов.

Широкозонный дифференциальный метод (Wide Area DGNSS) подразумевает использование не одной базовой станции, а целую сеть опорных

станций. За счет этого можно добиться согласованной точности на территории, которая охвачена данной сетью, и передавать одинаковые по точности дифференциальные поправки непосредственно потребителю.

Сеть WADGNSS включает (по крайней мере) одну главную станцию управления, которая собирает поправки в дальности от всех станций наблюдений, обрабатывает эти данные, генерирует дифференциальные поправки двух видов: в пространстве измерений и по параметрам состояния космического пространства [7].

Широкозонный дифференциальный метод реализован в подсистемах усиления ГНСС наземного и космического базирования. В системах дифференциальной коррекции наземного базирования (GBAS – ground-based augmentation system) и региональных системах дифференциальной коррекции наземного базирования (GRAS – ground-based regional augmentation system) корректирующая информация передается через наземные радиостанции. Вариантами наземной системы дифференциальной коррекции являются: российская система ЛККС (локальная контрольно-корректирующая станция) и американская система LAAS (Local Area Augmentation System), ведомственные системы дифференциальной коррекции МДПС (морская дифференциальная подсистема), ВМФ МО РФ и АДПС (авиационная дифференциальная подсистема).

В системах дифференциальной коррекции космического базирования (SBAS – space-based augmentation system) корректирующая информация передается через геостационарные спутники. К таким системам относятся:

- WAAS (*Wide Area Augmentation System*) – поддерживается Федеральным управлением гражданской авиации США;
- EGNOS (*European Geostationary Navigation Overlay Service*) – поддерживается Европейским космическим агентством;
- MSAS (*Multi-functional Satellite Augmentation System*) – поддерживается Японским Министерством земли, инфраструктуры, транспорта и туризма;
- StarFire navigation system – поддерживается американской компанией John Deere (коммерческая система);
- Starfix DGPS System и OmniSTAR – поддерживается голландской компанией Fugro N.V. (коммерческая система);

– СДКМ – российская система дифференциальной коррекции и мониторинга и др.

Точность дифференциального метода. В табл. 4.4, взятой из работы [88], приводится точность дифференциального метода при условии, что значение $PDOP \leq 3$.

Таблица 4.4

Точность дифференциального метода

Вид измерений	Точность в плане (в м)	Точность по высоте (в м)
Кодовая псевдодальность, сглаженная по фазе*	1–3	1–3
Кодовая псевдодальность, сглаженная по фазе**	0,5–1	0,5–1
Фазовая псевдодальность без разрешения целочисленной неоднозначности***	$\leq 0,5$	$\leq 0,5$
Фазовая псевдодальность с разрешением целочисленной неоднозначности***	$\leq 0,1$	$\leq 0,1$

* – сглаживание с использованием широкого коррелятора;

** – сглаживание с использованием узкого коррелятора;

*** – расстояние между базовым и мобильным приемниками не превышает 30 км.

4.4. Инерциальный метод определения координат надводных объектов

Инерциальный метод базируется на определении координат и параметров движения судна при помощи специальной автономной системы, в основу которой положены свойства инерции тел²². В состав автономной системы навигации (инерциальная навигационная система – ИНС) входят акселерометры и гироскопы [45].

Датчиками первичной инерциальной информации являются измерители ускорений – *акселерометры*, основанные на законах классической механики Ньютона [69]. Рассмотрим принцип работы осевого акселерометра (рис. 4.14).

²² *Инерция* (l'inertie, die Trägheit, the inertia) – свойство материи, состоящее в стремлении каждой точки материального тела сохранять без изменения величину и направление своей скорости [30].

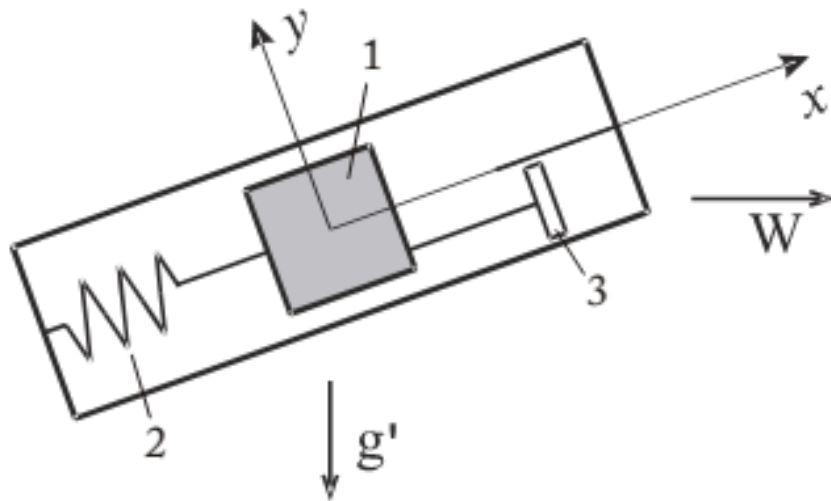


Рис. 4.14 – Осевого акселерометр [47]:

1 – инертная масса; 2 – пружина; 3 – демпфер; $\mathbf{W}$ – ускорение объекта; $\vec{g}'$ – гравитационное ускорение

В основу работы осевого акселерометра положен принцип Даламбера, когда сумма активных сил, сил инерции и сил реакций, возникающих в корпусе прибора, уравнивается, т. е. будет равна нулю

$$\vec{F}_A + \vec{F}_R + \vec{F}_U = 0, \quad (4.38)$$

где $\vec{F}_A$ – сила тяготения, которая действует на инертную массу $\vec{F}_A = m \cdot \vec{g}'$;

$\vec{F}_R$ – сила реакций связей, которая складывается из сил реакций пружины и демпфера;

$\vec{F}_U$ – сила инерции, которая возникает при движении объекта в направлении оси x , называемой осью чувствительности акселерометра.

В результате подстановки всех сил в уравнение (4.38) получим следующее решение:

$$\vec{a} = \vec{W} - \vec{g}'. \quad (4.39)$$

Формула (4.39) носит название основного уравнения инерциальной навигации, в котором $\vec{a}$ – вектор кажущегося ускорения.

Датчиками вторичной инерциальной информации являются *гироскопы* – навигационные приборы, основным элементом которых является бы-

стро вращающийся ротор, закрепленный так, что ось его вращения может поворачиваться. Все гироскопы, используемые в ИНС, делятся на два типа: свободные гироскопы (астатические) и датчики угловой скорости (ДУС). Для астатических гироскопов основным показателем точности является остаточная скорость ухода гироскопа, а для ДУС – погрешности измерения угловой скорости.

В основе определения координат с использованием ИНС лежит метод счисления пути, заключающийся в получении местоположения объекта путем интегрирования во времени измеренных ускорений или скоростей.

Интегрирование ускорений по времени $\mathbf{a} = \ddot{\mathbf{X}}$ приводит к вектору текущей скорости:

$$\mathbf{V}(t) = \int_{t_1}^t \ddot{\mathbf{X}}(t) dt + \mathbf{V}(t_1), \quad (4.40)$$

где индекс 1 указывает на стартовую точку. Повторное интегрирование дает вектор текущего положения судна $\mathbf{X}(t)$ относительно стартовой точки $\mathbf{X}_1 = \mathbf{X}(t_1)$:

$$\mathbf{X}(t) = \int_{t_1}^t \dot{\mathbf{X}}(t) dt + \mathbf{X}(t_1). \quad (4.41)$$

Устройство ИНС на базе акселерометров, реализующее метод счисления пути, можно представить следующей обобщенной схемой (рис. 4.15).

В представленной схеме: 1 – гиростабилизированная платформа, удерживающая оси чувствительности в заданной системе координат; 2 – блок акселерометров; 3, 6, 8 – сумматоры; 4, 7 – интеграторы; 5 – вычислитель вектора гравитационного ускорения; 9 – обратные связи.

Если в схеме присутствуют обратные связи, то такая система является замкнутой, если нет, то разомкнутой.

В бесплатформенной ИНС (БИНС) вместо гиростабилизированной платформы используется блок гироскопов и акселерометров с вычислителем. На рис. 4.16 показана обобщенная схема БИНС.

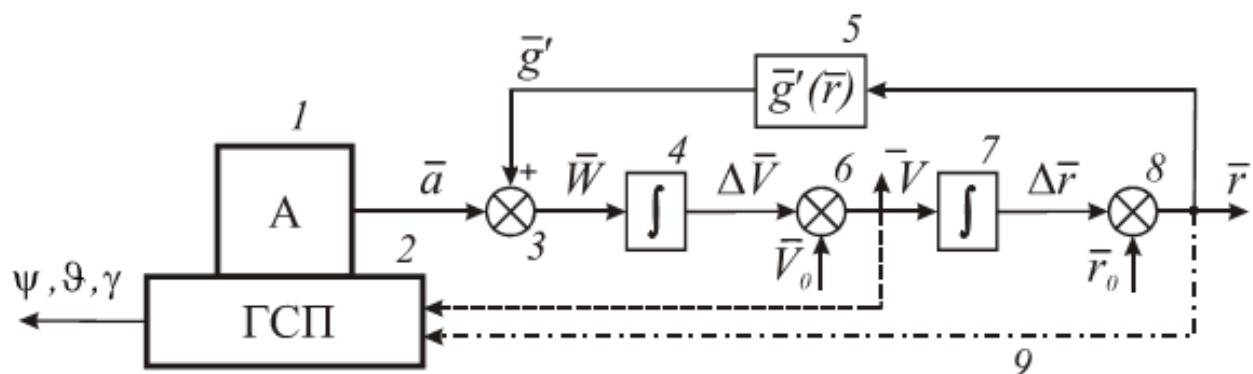


Рис. 4.15. Обобщенная схема платформенной ИНС [47]:

$\bar{a}$ и $\bar{g}'$ – векторы кажущегося и гравитационного ускорения, соответственно; $\bar{W}$ и $\bar{V}$ – векторы абсолютного ускорения и скорости, соответственно; ΔV и Δr – векторы приращения абсолютной скорости и радиуса-вектора местоположения объекта, соответственно; r – радиус-вектор местоположения объекта; ΔV_0 и Δr_0 – начальные значения векторов; ψ, ϑ, γ – углы ориентации объекта

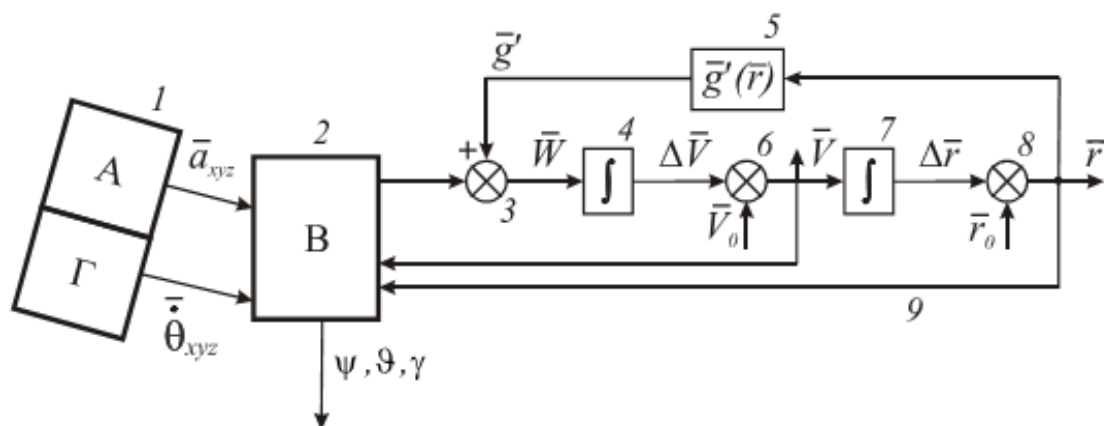


Рис. 4.16. Обобщенная схема платформенной БИНС [47]

В представленной схеме: 1 – блок чувствительных элементов (гироскопов и акселерометров); 2 – вычислитель; 3, 6, 8 – сумматоры; 4, 7 – интеграторы; 5 – вычислитель вектора гравитационного ускорения; 9 – обратные связи.

В БИНС используются различные типы гироскопов. На рис. 4.17 приведены данные о типах гироскопических датчиков, используемых в настоящее время, и их остаточная скорость ухода [45].

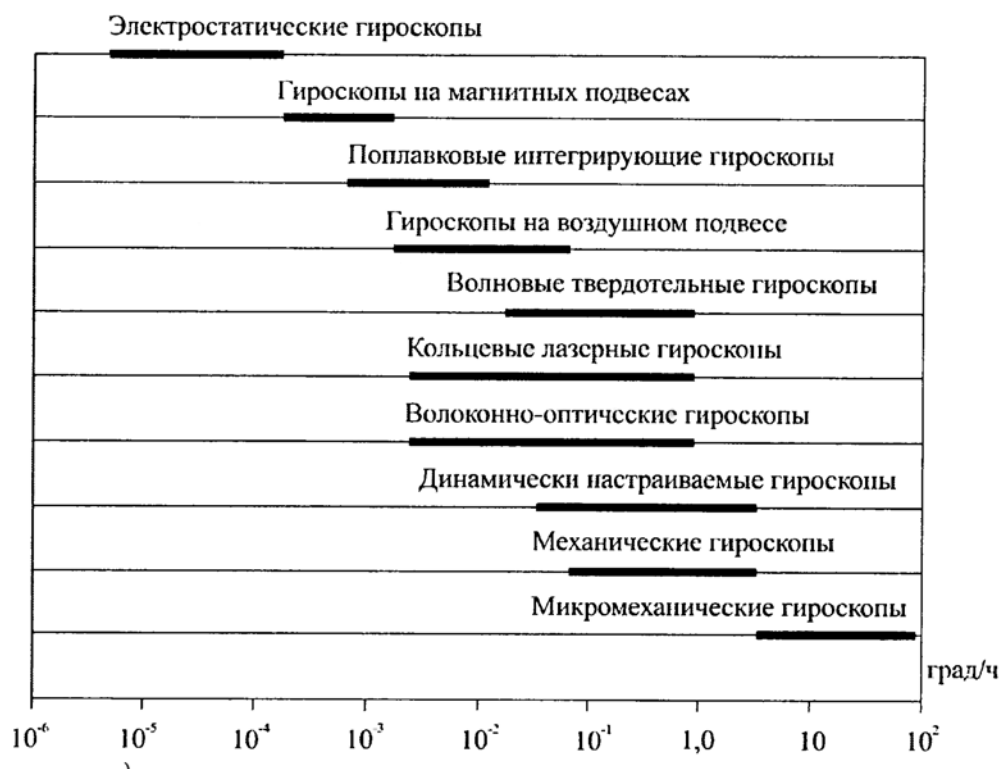


Рис. 4.17. Типы гироскопических датчиков

Инерциальные навигационные системы обладают рядом преимуществ и имеют ряд недостатков, как и всякое техническое средство. В табл. 4.5 приведены основные достоинства и недостатки инерциальных навигационных систем.

Таблица 4.5

Достоинства и недостатки ИНС

Достоинства	Недостатки
Измерение полного набора навигационных параметров	Нарастание ошибок со временем
Полная автономность, т. е. возможность работать в любых погодных условиях	Необходимость ввода начальных условий, начальных значений скорости, начальных координат
Помехозащищенность	Требуется непрерывность работы
Высокая скорость определения и выдачи данных (100 Гц и более)	Необходимость учета формы Земли и параметров гравитационного поля в точке расположения подвижного объекта

4.5. Комплексированный метод определения координат надводных объектов

При выполнении съемочных работ в условиях открытого моря необходимо определять координаты надводных объектов с необходимой точностью. Хотя ГНСС-технологии являются практически самыми точными средствами позиционирования, они нуждаются в дополнительной поддержке для повышения помехозащищенности и обеспечения непрерывности навигационных определений. Такая поддержка осуществляется за счет использования автономных систем.

Наиболее перспективной автономной системой, обеспечивающей измерения полного набора навигационных параметров, является инерциальная навигационная система, которая обладает достаточно высокой точностью, скоростью определения и выдачи данных.

По степени интегрирования ИНС и ГНСС-технологий различают сильносвязанные и слабосвязанные системы [35].

Слабосвязанные системы. В слабосвязанных системах объединение данных ИНС и ГНСС происходит на уровне выходных параметров с использованием фильтра Калмана. Схема слабосвязанной системы объединения данных ИНС и ГНСС представлена на рис. 4.18.

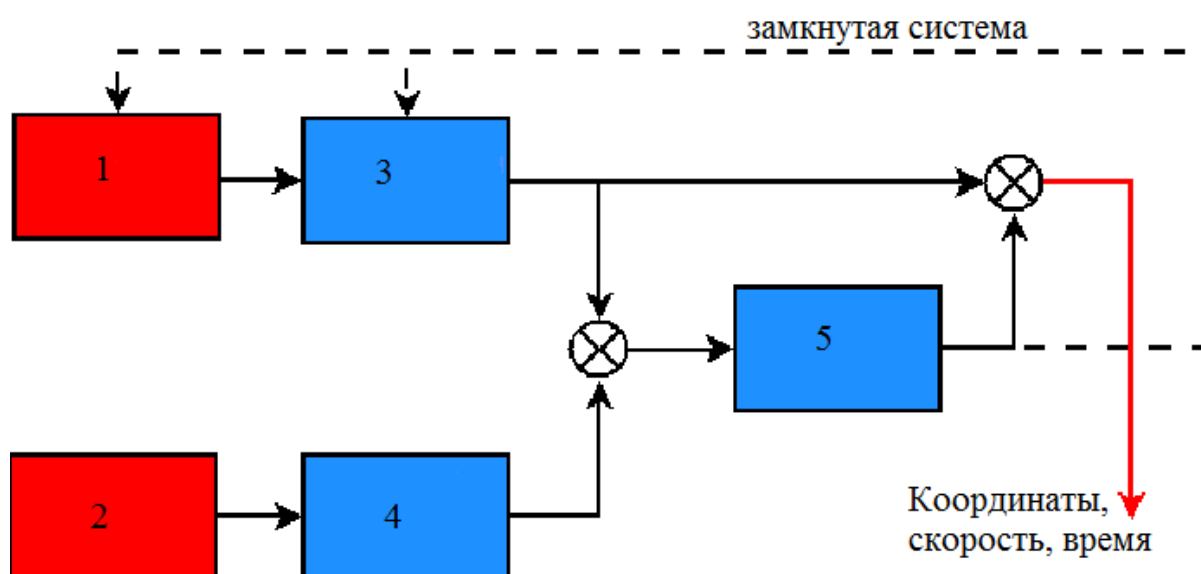


Рис. 4.18. Схема слабосвязанной системы объединения данных ИНС и ГНСС [82]

В представленной схеме: 1 – ИНС; 2 – ГНСС-приемник; 3 – навигационный процессор; 4 – ГНСС-фильтр; 5 – ГНСС/ИНС-фильтр.

В слабосвязанной системе объединения данных ИНС и ГНСС отдельно обрабатываются данные ИНС и ГНСС. По результатам обработки определяются координаты и скорости, которые затем поступают на интегрированный блок обработки сигналов. В интегрированном блоке обработки сигналов происходит анализ данных путем сравнения разностей координат и скоростей, полученных по ГНСС- и ИНС-данным. Если разности превышают заданный уровень шума, то происходит сглаживание данных, в противном случае сглаживание данных не происходит.

Сильносвязанные системы. В сильносвязанных системах объединение данных ИНС и ГНСС происходит на уровне измеряемых параметров с применением метода фильтрации Калмана. Схема сильносвязанной системы объединения данных ИНС и ГНСС представлена на рис. 4.19.

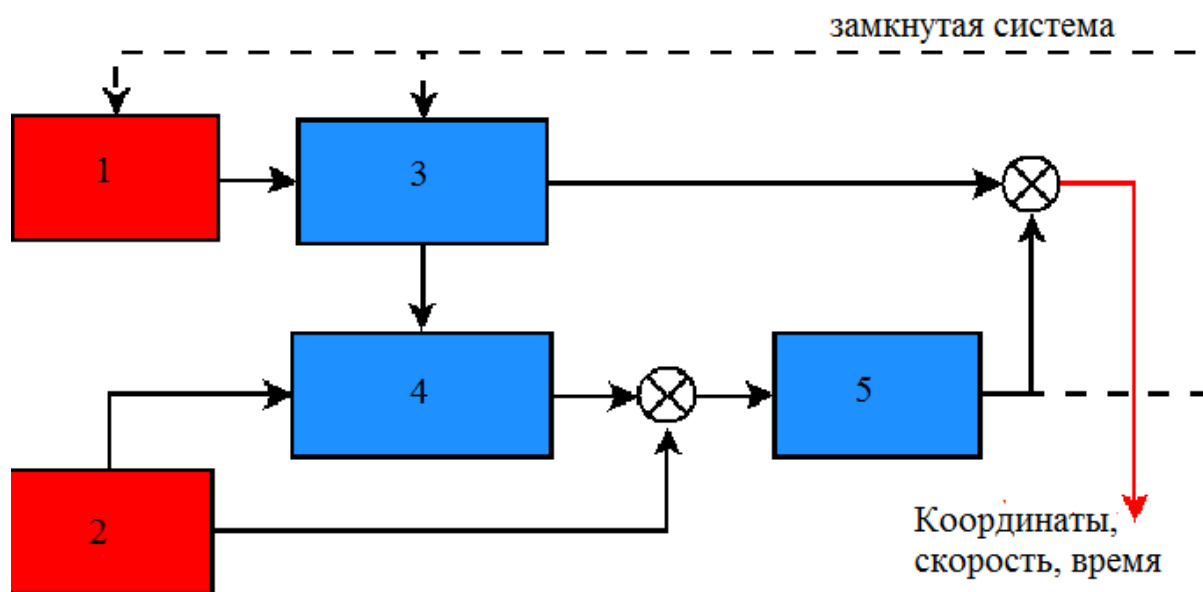


Рис. 4.19. Схема сильносвязанной системы объединения данных ИНС и ГНСС [82]

В представленной схеме: 1 – ИНС; 2 – ГНСС-приемник; 3 – навигационный процессор; 4 – предсказанные измерения; 5 – ГНСС/ИНС-фильтр.

Представленные схемы объединения данных ИНС и ГНСС реализованы в современных программных комплексах, таких, как Inertial Explorer, Applanix POSPac MMS, Geoclean Workstation и Spatial Collect [78].

5. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ ПОДВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

5.1. Гидроакустические методы определения координат подводных объектов

Гидроакустические методы определения координат подводных объектов основаны на измерении временного интервала Δt между моментами излучения звукового импульса и приемом его эхо-сигнала²³, отразившегося от дна, при условии, что излучатель направлен вертикально вниз:

$$Z = \frac{1}{2} \cdot c_0 \cdot \Delta t, \quad (5.1)$$

где c_0 – принятое значение скорости звука в воде (обычно $c_0 = 1\,500$ м/с);
 Z – измеренная глубина.

Формула (5.1) характеризует основной принцип измерения глубин гидроакустической аппаратурой.

Приборы, предназначенные для измерения глубин Z , в которых излучение звукового импульса и прием его эхо-сигнала осуществляются по вертикальному направлению, называются эхолотами. Эхолоты являются самыми распространенными приборами, используемыми для съемки рельефа дна.

Приборы, в которых акустическая волна направлена под углом к вертикали, называются гидролокаторами. К гидролокаторам, в частности, относятся гидролокаторы бокового обзора (ГБО) и многолучевые эхолоты (МЛЭ). ГБО и МЛЭ являются основными средствами площадной съемки рельефа дна [8].

²³ Эхо-сигналы – сигналы, которые возникают в результате отражения (или рассеивания) от подводных объектов.

Точность гидроакустических измерений очень сильно зависит от точности значения скорости распространения звука в водной среде, поэтому в морской геодезии уделяется большое внимание решению этой проблемы.

При исследовании распространения звука в морской воде изучается влияние неоднородности среды, рефракционные искажения, поглощение звука в воде и другие факторы [44].

5.2. Классификация эхолотов

Эхолоты – гидроакустические приборы для измерения глубин. К настоящему времени создано достаточное количество эхолотов, которые различаются как по назначению, так и по конструктивным особенностям.

По назначению эхолоты делятся на промерные, навигационные и специальные. В зависимости от дальности действия указанные эхолоты можно разделить:

- на мелководные эхолоты – для измерения глубин менее 500 м;
- среднеглубинные эхолоты – для измерения глубин менее 5 000 м;
- глубоководные эхолоты – для измерения глубин до 12 000 м;

Для съемки поверхности дна внутренних водоемов созданы эхолоты с малым диапазоном измеряемых глубин.

Кроме того, эхолоты бывают однолучевыми и многолучевыми, аналоговыми и цифровыми, однодиапазонными и многодиапазонными [44].

5.3. Однолучевые эхолоты

Однолучевые эхолоты представляют собой гидроакустические приборы, в основу которых положен основной принцип измерения глубин.

На рис. 5.1 показаны однолучевые эхолоты SyQwest Bathy-500DF и Kongsberg Simrad EA 400.

В состав однолучевого эхолота входит генератор, преобразователь (излучатель), приемник, усилитель и система управления и отображения. Простейшая структурная схема однолучевого эхолота представлена на рис. 5.2.



Эхолот SyQwest Bathy-500DF



Эхолот Kongsberg Simrad EA 400

Рис. 5.1. Однолучевые эхолоты SyQwest Bathy-500DF и Kongsberg Simrad EA 400

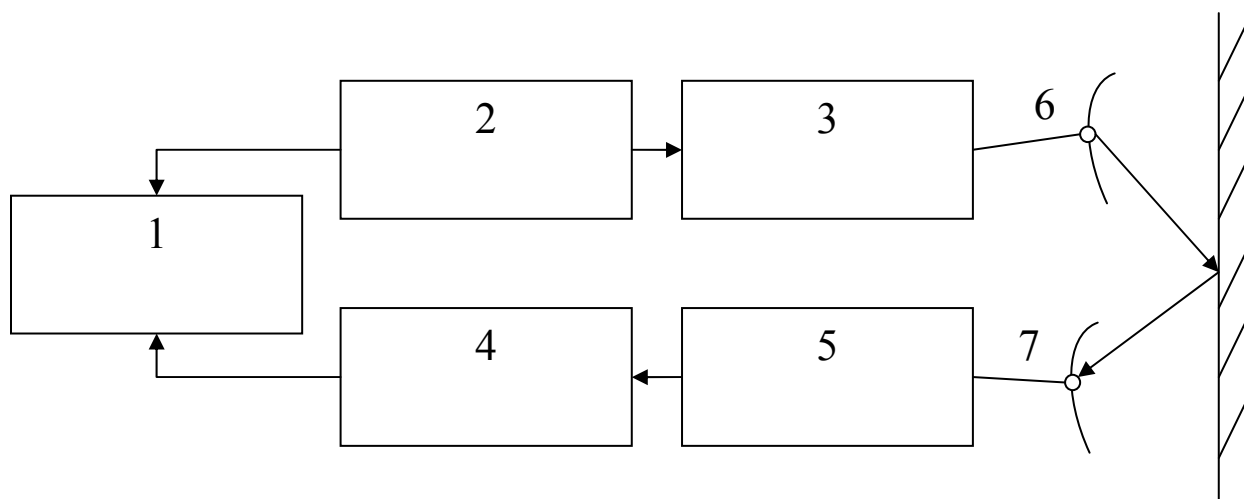


Рис. 5.2. Простейшая структурная схема однолучевого эхолота

На рис. 5.2: 1 – система управления и отображения; 2 – генератор; 3 – преобразователь (излучатель); 4 – усилитель; 5 – приемник; 6 – вибратор излучателя; 7 – вибратор приемника.

Принцип работы однолучевого эхолота. Генератор эхолота вырабатывает высокочастотные импульсы через определенные интервалы времени. Далее высокочастотные импульсы поступают на преобразователь и излучаются в воду (в виде акустических волн). Излучаемые акустические волны распространяются в водной среде со скоростью около 1 500 м/с. Отразившись от дна, они возвращаются к приемнику и через усилитель поступают в систему управления и отображения, которая фиксирует время посылки и приема эхо-сигнала.

Рабочие частоты однолучевого эхолота. В современных эхолотах значение частот варьируется от 10 кГц до 200 кГц и выше. Выбор той или иной используемой частоты определяется с учетом глубины действия прибора, требуемой разрешающей способности и других особенностей. Зачастую эхолоты имеют две частоты: высокую (около 200 кГц) и низкую (20–40 кГц). Благодаря наличию двух частот повышается разрешающая способность измерений, уменьшаются реверберационные²⁴ помехи в низкочастотном тракте, повышается достоверность получения качественных и количественных данных о литологическом строении осадочного донного чехла [18, 44, 75].

Антенны однолучевых эхолотов. Антенна эхолота предназначена для излучения акустического сигнала и его приема. При излучении акустического сигнала происходит преобразование электрической энергии в акустическую энергию, в случае приема – наоборот. Основным элементом антенны является вибратор, который под воздействием переменного электромагнитного поля испытывает механические деформации. Работа вибратора основана на одном из эффектов: магнитострикционном, пьезоэлектрическом и электрострикционном эффектах. Более подробно эти эффекты описаны в работе [75].

Одним из основных параметров антенны в режиме излучения является ширина диаграммы направленности, которая меняется в широких пределах от единиц до нескольких десятков градусов. Эхолот с узкой диаграммой направленности (2–6°) более тщательно детектирует дно,

²⁴ Реверберация – это процесс постепенного уменьшения интенсивности звука при его многократных отражениях.

в отличие от эхолота с широкой диаграммой направленности (ширина достигает 60°). Поэтому в промерных эхолотах используется антенна с узкой диаграммой направленности.

Погрешности глубин, измеренные однолучевым эхолотом. В основу определения глубины однолучевым эхолотом положена регистрация интервала времени Δt между моментом излучения акустической волны и моментом его прихода. Переход от времени Δt к глубине Z осуществляется в соответствии с формулой [8]

$$Z = R + \Delta h + \Delta h_c + \Delta h_\gamma + \Delta h_f(t_i), \quad (5.2)$$

где R – эхо-расстояние, вычисляемое по формуле $R = \frac{1}{2} \cdot c_0 \cdot \Delta t$;

Δh – поправка, обусловленная заглублением вибратора;

Δh_c – поправка, обусловленная неточным знанием скорости звука в воде;

Δh_γ – поправка за наклон дна;

$\Delta h_f(t_i)$ – поправка за колебания уровня моря (рис. 5.3).

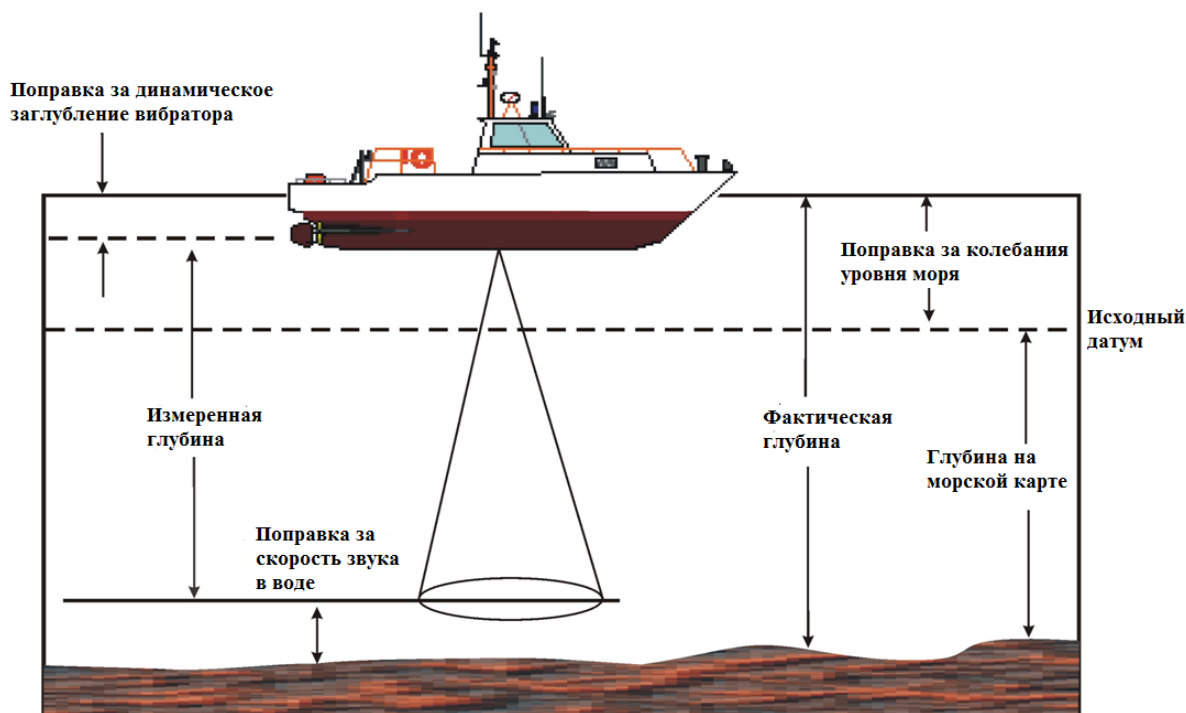


Рис. 5.3. Поправки в измерения, выполненные однолучевым эхолотом

Поправка за заглубление вибратора. Для определения данного вида поправки необходимо выполнить измерение расстояния по вертикали от излучающей поверхности вибратора до динамического уровня воды.

Поправку Δh на углубление врезного преобразователя эхолота от поверхности воды вычисляют по формуле [59]

$$\Delta h = (H - H_B) - h, \quad (5.3)$$

где H – расстояние по вертикали от киля до палубы (или фальшборта²⁵) в районе преобразователя, выбираемое из формуляра судна, м;

H_B – расстояние от действующей ватерлинии до палубы (или фальшборта), измеряемое в дни производства промера, м;

h – превышение излучающей поверхности над килем судна, замеряемое при установке преобразователя или снимаемое со строительного чертежа судна, м.

Поправку Δh при использовании эхолота с забортным устройством вычисляют по формуле

$$\Delta h = H_0 - h_0, \quad (5.4)$$

где H_0 – расстояние по вертикали от верхней плоскости обтекателя до поверхности воды (измеряется наметкой или ручным лотом), м;

h_0 – толщина обтекателя от верхней плоскости до излучающей поверхности преобразователя, м.

Поправка за заглубление вибратора всегда имеет положительный знак.

Поправка, обусловленная неточным знанием скорости звука в воде. Вычисление поправки производится по формуле [58]

$$\Delta h_c = \left(\frac{c_D - c_0}{c_0} \right) \cdot R, \quad (5.5)$$

²⁵ Фальшборт – бортовое ограждение палубы на судне, а также обшивка борта выше верхней палубы.

где c_D – действительная средняя вертикальная скорость звука в воде от горизонта преобразователя до максимальной глубины на профиле, м/с;

c_0 – значение средней вертикальной скорости звука в воде, которая была введена в эхолот при съемке, м/с.

Действительная средняя вертикальная скорость звука в воде может быть определена тремя способами: тарированием или калибровкой эхолота с использованием тарировочного диска, использованием зонда-измерителя профиля скорости звука, использованием таблиц скоростей звука [49]. Тарирование производится только на мелководье при глубине около 20–30 м.

Поправка за наклон дна Δh_γ вводится в измеренные глубины, если это предусмотрено техническим проектом, при съемке на глубинах не более 2 000 м и резко расчлененном рельефе дна [58]. Поправка Δh_γ вычисляется по формулам:

$$\Delta h_\gamma = R \cdot (\sec \alpha - 1), \text{ если } \alpha < \frac{\beta}{2}; \quad (5.6)$$

$$\Delta h_\gamma = R \cdot \left(\cos\left(\frac{\beta}{2}\right) + \sin\left(\frac{\beta}{2}\right) \cdot \operatorname{tg} \alpha - 1 \right), \text{ если } \alpha > \frac{\beta}{2}. \quad (5.7)$$

В формулах (5.6), (5.7) α – угол наклона дна; β – ширина диаграммы направленности антенны.

Поправка за колебания уровня моря вводится для приведения глубин к поверхности, принятой за отсчетную (нуль глубин), поэтому в процессе выполнения съемки непрерывно фиксируется положение мгновенного уровня с помощью специальных устройств, установленных на береговых уложенных постах.

Уложенный пост включает в себя устройство для измерения уровня воды и два репера – основной и рабочий, высоты которых определены нивелированием в Балтийской системе высот [12]. На рис. 5.4 приведено устройство уложенного поста.

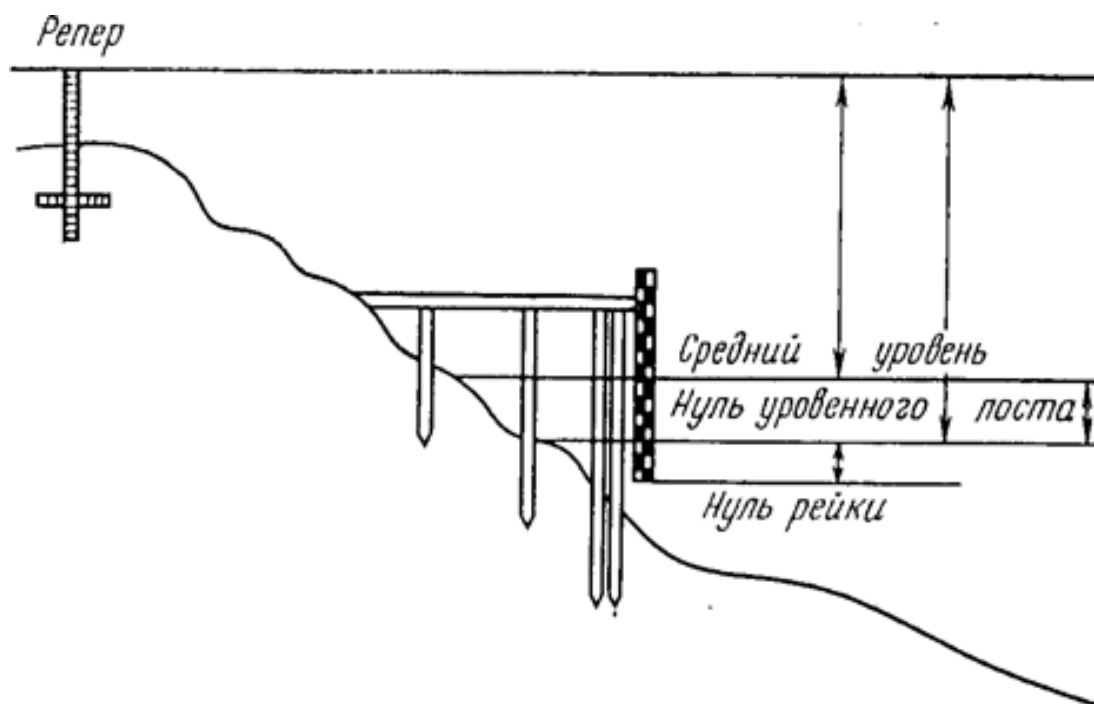


Рис. 5.4. Устройство уровня поста

Уровенные посты могут быть постоянными, дополнительными и временными. Временные посты служат для определения высот мгновенного уровня в процессе съемки.

В настоящее время существует несколько методов учета колебаний уровня моря, которые имеют различный алгоритм производства наблюдений и расчета поправок в измеряемую глубину. Методы учета колебания уровня моря в зависимости от методики производства измерений могут быть классифицированы следующим образом: речечно-свайные, поплавковые, гидростатические, радиолокационные, акустические, спутниковая альтиметрия, кинематика в режиме реального времени (RTK). Описание этих методов приведено в работе [27].

На практике при выполнении гидрографических работ положение нуля глубин часто задается техническим заданием, в котором указывается уровень нуля глубин относительно исходного репера [8].

5.4. Многолучевые эхолоты

Многолучевой эхолот (МЛЭ) – гидроакустический прибор, определяющий глубины в полосе обзора, простирающейся в обе стороны от преобразователя. По мере движения судна поперечный профиль зарегистрированных значений глубин образует полосу обзора, ширина которой прямо пропорциональна глубине (рис. 5.5).

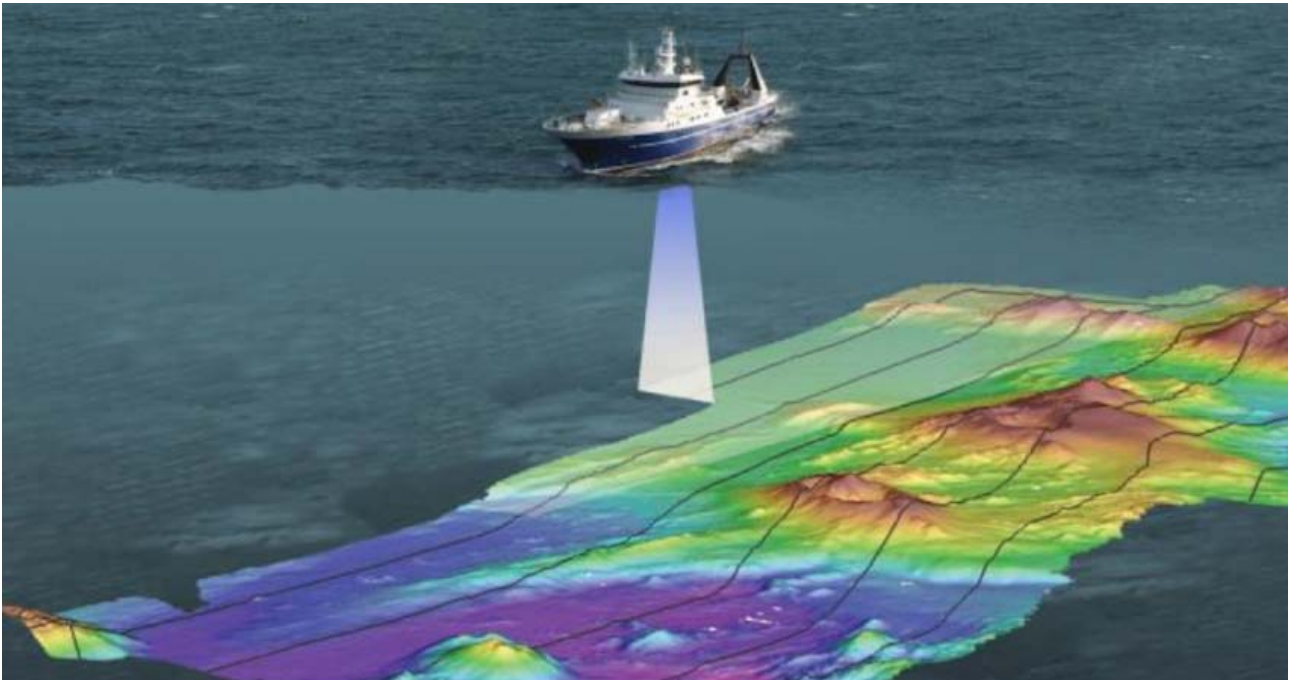


Рис. 5.5. Покрывтие дна многолучевым эхолотом

В отличие от однолучевого эхолота, в качестве измеряемых параметров в многолучевом эхолоте выступают угол наклона акустического луча и эхо-расстояние, которое этому углу соответствует [8, 17]. Измеренные параметры используются для вычисления пространственных координат точек отражения озвученной полосы дна: их глубин и боковых смещений.

В вычисленные глубины и смещения вводится поправка за рефракцию акустических лучей.

Формулы для учета данной поправки приводятся в работе [58]:

$$\Delta Z = -(R - d) \cdot [\operatorname{tg} \theta_0 - \operatorname{tg}(\theta_0 - \omega)] \cdot \operatorname{tg} \theta_0 \cdot \rho_0 - (R - d) \cdot (1 - \operatorname{tg} 2\theta_0) \cdot c_{\text{cp}}; \quad (5.8)$$

$$\Delta y = (R - d) \cdot \{[\operatorname{tg} \theta_0 - \operatorname{tg}(\theta_0 - \omega)] \cdot \rho_0 - 2 \cdot c_{\text{cp}} \cdot \operatorname{tg} \theta_0\}, \quad (5.9)$$

где ΔZ , Δy – поправка в измеренную глубину и боковые смещения, в метрах;

R – измеренная глубина, в метрах;

d – заглубление антенны, в метрах;

θ_0 – угол, образуемый направлением приема отраженного сигнала и нормалью к базе преобразователя эхолота, соответствующий скорости звука на поверхности преобразователя эхолота, в радианах;

ω – конструктивный угол, образуемый перпендикуляром к базе преобразователя эхолота и диаметральной плоскостью судна, в радианах;

c_{cp} – средняя скорость звука в воде.

В формулах (5.8) и (5.9) ρ_0 определяется, как

$$\rho_0 = \frac{\sin \theta_0}{c_0}, \quad (5.10)$$

где c_0 – принятое значение скорости звука в воде.

Так как измерение наклонных дальностей производится с судна, то для учета крена, дифферента и курса в состав МЛЭ должна входить ИНС.

5.5. Гидролокаторы бокового обзора

Гидролокаторы бокового обзора (ГБО) предназначены для обследования дна, поиска затонувших объектов, судов, поиска подводных коммуникаций и других видов работ. В состав гидролокатора входят приемоизлучающие антенны, генераторные и приемоусилительные устройства, а также устройства обработки, отображения и документирования информации. Гидроакустические антенны гидролокатора могут устанавливаться на забортных устройствах или непосредственно в борт судна, а также могут быть буксируемыми (рис. 5.6) [15, 19].

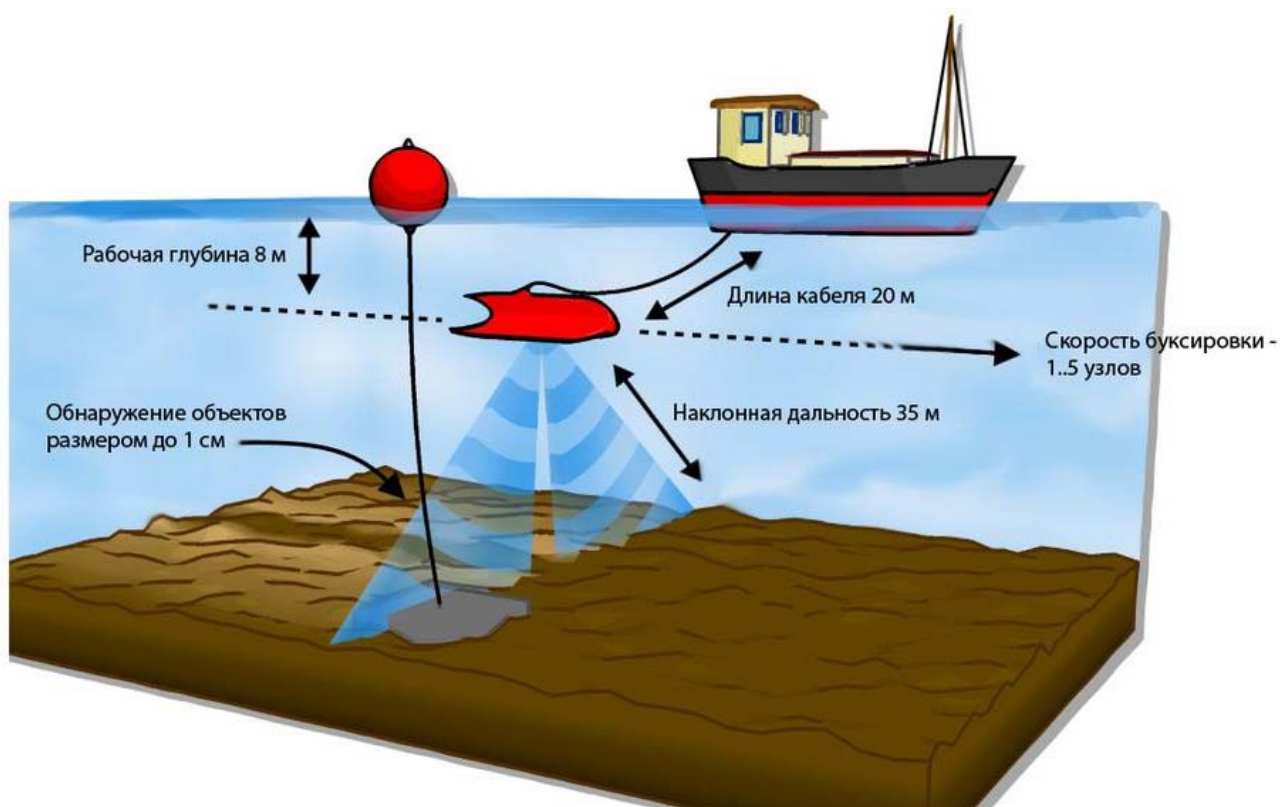


Рис. 5.6. Покрытие дна гидролокатором бокового обзора
(Режим доступа: <https://seacomm.ru>)

ГБО посылает ультразвуковой импульс под углом к поверхности дна, и затем принимает вернувшийся назад отраженный сигнал. Благодаря поперечному сканированию акустическим лучом с частотой до 20 Гц и продольному движению ГБО формируются отдельные строки и составляется изображение дна [22].

6. СОСТАВ КОМПЛЕКСА РАБОТ ПО СЪЕМКЕ РЕЛЬЕФА ДНА В РАЗЛИЧНЫХ АКВАТОРИЯХ

При производстве комплексных работ, направленных на съемку рельефа дна, неизбежно возникают некоторые трудности, связанные с выбором методов определения координат места судна, выбором гидроакустической аппаратуры для выполнения измерения с заданной точностью и пр. Применение того или иного метода, аппаратуры зачастую зависит от множества факторов, среди которых можно выделить следующие:

- район расположения снимаемой поверхности дна;
- удаленность района от береговой линии;
- требования к точности выполняемых работ;
- физико-географические условия района работ и т. п.

Так как одним из основных критериев при выборе средств измерений является географическое расположение района снимаемой поверхности рельефа дна, то выделяют 5 основных съемочных работ, выполняемых в различных акваториях:

- съемка поверхности дна внутренних водоемов;
- прибрежный промер²⁶;
- морской промер;
- океанский промер;
- ледовый промер.

Независимо от вида промера состав комплекса работ по съемке рельефа дна должен включать [58]:

- составление технического проекта съемки;
- создание плановой и высотной основы съемки;
- выполнение съемки по системе рекогносцировочных галсов²⁷;

²⁶ Промер – совокупность действий для измерения глубины.

²⁷ Галс – отрезок маршрута между двумя последовательными маневрами.

- выполнение съемки по запланированной системе галсов;
- производство уровенных наблюдений;
- топографическая съемка береговой линии и объектов местности в заданной полосе;

– обработка материалов съемки, включающая: проверку и оценку рабочих материалов, обработка наблюдений и вычисление координат пунктов геодезических съемочных сетей, обработку уровенных наблюдений, обработку материалов определения места и измерения глубин, составление и редактирование отчетных планшетов, справочных материалов и технического отчета.

Рассмотрим кратко каждый этап, входящий в состав комплекса работ по съемке рельефа дна.

Перед выполнением съемочных работ создается *технический проект*, в котором должны быть детально освещены следующие пункты:

- цели, задачи и организация выполнения съемки;
- физико-географические условия района съемки, определяющие особенности выполнения работ;
- гидрометеорологические условия в районе съемки, определяющие сроки особенности выполнения работ;
- изученность района съемки;
- наличие подробных картографических материалов на район съемки;
- возможный рабочий период проведения съемочных работ исходя из гидрометеорологических условий;
- материально-техническое обеспечение съемки;
- возможные места базирования плавсредств и групп топогеодезического обеспечения съемки;
- содержание и объем работ по рекогносцировке района съемки;
- нарезка планшетов и их масштабы;
- требования к точности и подробности съемки;
- топогеодезическое и высотное обеспечение съемки;
- способы определения места судна;
- требования по технике безопасности при производстве съемки и обеспечивающих ее работах;
- средства связи;

- медицинское обеспечение;
- требования по экологии при базировании и производстве съемки;
- ориентировочные сроки выполнения съемки;
- перечень руководящих документов для выполнения всех видов работ;
- перечень отчетных материалов по результатам съемки.

Перед выполнением съемки по системе рекогносцировочных галсов должна быть создана *планово-высотная основа* (ПВО).

Создание ПВО осуществляется путем развития государственной геодезической сети (ГГС). В состав ГГС входят:

- пункты ФАГС, ВГС и СГС-1;
- пункты триангуляции и полигонометрии 1, 2, 3-го и 4-го классов;
- реперы нивелирной сети I, II, III, IV классов;
- пункты триангуляции 1-го и 2-го разрядов, полигонометрии 1-го и 2-го разрядов;
- реперы технического нивелирования.

Развитие ГГС для создания ПВО осуществляется как классическими (триангуляция, полигонометрия и трилатерация), так и спутниковыми методами, при создании высотной основы используется метод геометрического нивелирования.

Съемка рельефа дна осуществляется методом промера с использованием заранее выбранной гидроакустической аппаратуры по запроектированным направлениям – галсам. Подробность съемки должна быть достаточной для обеспечения принятых требований к достоверности и точности отображения рельефа горизонталями в масштабе снимаемой карты.

Для приведения измерений, выполненных гидроакустической аппаратурой к единому нулю глубин, в районе съемки необходимо обеспечить достаточное количество уровенных постов.

Обработка материалов съемки – наиболее трудоемкий вид работ, который состоит из следующих основных этапов:

- подготовительный, включающий систематизацию и проверку материалов, подлежащих обработке;
- вычисление координат и высот геодезических пунктов и пунктов съемочной сети;

- обработка наблюдений уровня для определения нуля глубин и поправок глубин на высоту уровня;
- обработка материалов определения места судна;
- обработка материалов измерения глубин;
- составление отчетных планшетов;
- составление справочных материалов;
- редактирование отчетных планшетов;
- окончательный анализ полученного на отчетных планшетах изображения рельефа дна и выполнение сличения данных съемки с действующими картами последнего издания;
- составление технического отчета о выполненной съемке.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Укажите основные особенности выполнения геодезических работ в речных и морских акваториях.
2. Приведите основные требования к точности геодезического обоснования при выполнении работ в речных и морских акваториях.
3. Что такое гидросфера?
4. Каков химический состав морской воды?
5. Назовите основные физические свойства морской воды.
6. Какие волны называются акустическими?
7. Какими физическими величинами характеризуется акустическая волна?
8. Какие возникают особенности при распространении акустических волн в воде?
9. В каком диапазоне изменяется скорость звука в морской воде?
10. Какие измерительные устройства применяются для определения скорости звука в морской воде?
11. В чем особенность распространения электромагнитных волн оптического диапазона в морской воде?
12. Назовите методы определения координат надводных объектов.
13. Радионавигационные методы определения координат надводных объектов, их точность.
14. Укажите основные достоинства и недостатки радионавигационных методов определения координат надводных объектов.
15. Спутниковые методы определения координат надводных объектов, их точность.
16. Укажите основные достоинства и недостатки спутниковых методов определения координат надводных объектов.
17. Комплексированные методы определения координат надводных объектов, их точность.

18. Укажите основные достоинства и недостатки комплексированных методов определения координат надводных объектов.
19. Акустические методы определения координат подводных объектов.
20. Какова точность определения координат подводных объектов акустическими методами?
21. Гидрографические эхолоты и гидролокаторы. Принципы работы.
22. Какова точность измерения глубин гидрографическими эхолотами и гидролокаторами?
23. Укажите состав комплекса работ по съемке рельефа дна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время на территории Российской Федерации активно ведутся работы по интенсивному освоению природных и биологических ресурсов, расположенных, прежде всего, в пределах шельфовой зоны. Активное освоение этих ресурсов ставит перед геодезистами актуальные задачи по геодезическому обеспечению всего комплекса работ, выполняемых в пределах Мирового океана.

Решение важных задач морской геодезии, к которым можно отнести определение фигуры и внешнего гравитационного поля на акватории Мирового океана, создание морских геодезических сетей, создание батиметрических карт, требует адекватного подхода и выбора методов и средств, обеспечивающих требуемую точность.

В рамках данного учебного пособия автор попытался дать общее представление о морской геодезии, рассмотрел элементы океанологии, уделил внимание методам решения фундаментальных и прикладных задач на акватории Мирового океана, привел состав комплекса работ по съемке рельефа дна в различных акваториях.

В пособии особое внимание уделено методам определения координат надводных объектов, являющихся основным элементом в технологии геодезического обеспечения гидрографических работ.

Автор надеется, что данное учебное пособие будет полезно и поможет обучающимся лучше освоить дисциплину «Основы морской геодезии».

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Абламейко С. В., Саечников В. А., Спиридонов А. А. Глобальные навигационные спутниковые системы : пособие для студентов фак. радиофизики и компьютерных технологий. – Минск : БГУ, 2011. – 147 с.
2. Алексеев А. М. Гавриил Андреевич Сарычев. – М. : Наука, 1966. – 169 с.
3. Алёшечкин А. М., Бондаренко В. Н., Кокорин В. И. Радионавигационные системы : учеб. пособие. В 2 ч. Ч. 1. Основы теории и принципы построения радионавигационных систем. – Красноярск : ИПЦ КГТУ, 2003. – 79 с.
4. Алёшечкин А. М. Метрологическое обеспечение высокоточной радионавигационной системы УВЧ-диапазона // Датчики и системы. – 2011. – № 3. – С. 45–48.
5. Алёшечкин А. М., Феоктистов Д. С. Использование морской радионавигационной системы «Крабик» для координатного обеспечения наземных объектов // Решетневские чтения. – 2013. – С. 157–159.
6. Антонович К. М. Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии (том 2). – М. : Картгеоцентр; Новосибирск : Наука. – 2006. – 360 с.
7. Антонович К. М. Космическая навигация : учеб. пособие. – Новосибирск : СГУГиТ, 2015. – 232 с.
8. Афонин А. Б., Лутков А. С., Тезиков А. Л. Прибрежный промер. Методы гидрографических измерений : учеб. пособие. – СПб. : Изд-во ГУМРФ им. адмирала С. О. Макарова, 2013. – 84 с.
9. Безруков Ю. Ф. Океанология. Ч. I. Физические явления и процессы в океане. – Симферополь: Таврический национальный университет им. В. И. Вернадского, 2006. – 159 с.
10. Безруков Ю. Ф. Океанология. Ч. II. Динамические явления и процессы в океане. – Симферополь: Таврический национальный университет им. В. И. Вернадского, 2006. – 123 с.

11. Генике А. А., Побединский Г. Г. Глобальные спутниковые системы определения местоположения и их применение в геодезии. – 2-е изд., перераб. и доп. – М. : Картоцентр, 2004. – 355 с.
12. Геодезия / С. П. Глинский [и др.]. – М. : Картгеоцентр – Геодезиздат, 1995. – 483 с.
13. Геологический словарь : в 2 т. – М. : Недра, 1978. – Т. I. – 487 с., Т. II. – 456 с.
14. Глумов В. П. Основы морской геодезии. – М. : Недра, 1983. – 184 с.
15. Гончар А. И., Шлычек Л. И., Голод О. С. Гидролокаторы бокового обзора // Гідроакустичний журнал. – 2004. – № 1. – С. 22–29.
16. Гравиметрия и геодезия / В.В. Бровар [и др.]. – М. : Научный мир, 2010 г. – 561 с.
17. Гринь Г. А. Диагностика подводных переходов. Многолучевые эхолоты [Электронный ресурс]. – Режим доступа : www.ptfsurgut.ru.
18. Гринь Г. А. Диагностика подводных переходов. Однолучевые эхолоты [Электронный ресурс]. – Режим доступа : www.ptfsurgut.ru.
19. Гринь Г. А., Мурзинцев П. П. О применении современных технических средств для высокоточной съемки рельефа дна и подводных объектов [Электронный ресурс]. – Режим доступа : www.ptfsurgut.ru.
20. Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Гравитационная разведка : учебник для геол.-развед. техникумов. – М. : Недра, 1988. – 364 с.
21. Делинджер П. Морская гравиметрия / пер. с англ. – М. : Недра, 1982. – 312 с.
22. Дементьев В. Е. Современная геодезическая техника и ее применения. – М., 2008. – 588 с.
23. Доронин Ю. П. Физика океана. – СПб. : Изд-во РГГМУ, 2000. – 340 с.
24. Доронин Ю. П. Физика океана [Электронный ресурс]. – СПб., 2010. – 328 с. – Режим доступа : http://ocean.rshu.ru/method_book/physics_ocean.pdf.
25. Дьяков Б. Н., Ковязин В. Ф., Соловьев А. Н. Основы геодезии и топографии : учеб. пособие. – 3-е изд., стер. – СПб. : Лань, 2017. – 271 с.

26. Егоров В. В. Космическая радиовысотометрия. Современное состояние, актуальные проблемы и пути их решения // Вопросы электромеханики. – 2011. – Т. 120. – С. 17–26.
27. Елагин А. А., Демидов А. Л. Анализ методов определения колебаний уровня моря при гидрографических работах // Вестник государственного университета морского и речного флота им. адмирала С. О. Макарова. – 2016. – № 2 (36). – С. 78–89.
28. Ерлов Н. Г. Оптика моря / Пер. с англ. В. Б. Кузнецова, Ю. Е. Очаковского. – 2-е изд., испр. и доп. – Л. : Гидрометеиздат, 1980. – 248 с.
29. Железняк Л. К., Конешов В. Н. Изучение гравитационного поля Мирового океана // Вестник Российской академии наук. – 2007. – Т. 77, № 5. – С. 408–419.
30. Инерция. Энциклопедический словарь Брокгауза и Эфрона [Электронный ресурс]. – Режим доступа : http://dic.academic.ru/dic.nsf/brokgauz_efron/45236/Инерция.
31. Инструкция по созданию топографических карт шельфа и внутренних водоемов. ГКИНП-11-152-85. – М. : ЦИИИГАиК, 1985. – 159 с.
32. Исследование современных глобальных моделей гравитационного поля Земли : монография / В. Ф. Канушин [и др.]. – Новосибирск : СГУГиТ, 2015. – 270 с.
33. Канушин В. Ф., Ганагина И. Г. Современные проблемы физической геодезии : учеб. пособие. – 2-е изд., испр. – Новосибирск : СГГА, 2014. – 122 с.
34. Коломийчук Н. Д. Гидрография : учебник для высших военноморских училищ. – Л. : Гл. упр. навигации и океанографии М-ва обороны СССР, 1988. – 366 с.
35. Комплексирование ГНСС-приемников и инерциальных датчиков / Т. И. Карцан [и др.] // Решетневские чтения. – 2015. – С. 232–234.
36. Комплексный спутниковый мониторинг морей России / О. Ю. Лаврова [и др.]. – М. : ИКИ РАН, 2011. – 472 с.
37. Коугия В. А., Сорокин А. И. Геодезические сети на море. – М. : Недра, 1979. – 272 с.
38. Краснорылов И. И., Плахов Ю. В. Основы космической геодезии. – М. : Недра, 1976. – 216 с.

39. Кузьмин В. И., Косарев Н. С., Антонович К. М. Физика Земли. Строение атмосферы и гидросферы Земли : учеб. пособие. – Новосибирск : СГУГиТ, 2017. – 267 с.
40. Лебедев С. А., Костяной А. Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М. : Издательский центр «МОРЕ» Международного института океана, 2005. – 366 с.
41. Лебедев С. А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10, № 3. – С. 33–49.
42. Левин М. И. Малопараметрические модели первичных оптических характеристик морской воды // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2014. – Т. 7, № 3. – С. 3–22.
43. Литвинов Э. М. Введение в морскую геофизику. – СПб. : Недра, 1993. – 182 с.
44. Малков А. Г. Морская геодезия. Методы и средства определения координат надводных и подводных объектов : учеб. пособие. – Новосибирск : СГГА, 1997. – 75 с.
45. Матвеев В. В., Распопов В. Я. Основы построения бесплатформенных инерциальных навигационных систем. – СПб. : ГНЦ РФ ОАО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», 2009. – 280 с.
46. Медведев П. П. Исследование гравитационного поля и фигуры Земли новыми методами космической геодезии // Итоги науки и техники. Сер. Геодезия и аэросъемка. – Т. 17. – М. : ВИНТИ, 1980. – 99 с.
47. Мелешко В. В., Нестеренко О. И. Бесплатформенные инерциальные навигационные системы : учеб. пособие. – Кировоград : ПОЛИМЕД-Сервис, 2011. – 171с.
48. Михайлов А. А. Курс гравиметрии и теории фигуры земли. – Допущено ВКВШ при СНК СССР в качестве учеб. для геодез. вузов. – 2-е изд., перер. и доп. – М. : Редбюро ГУГК при СНК СССР, 1939. – 432 с.
49. Мореходные таблицы (МТ-2000). – СПб. : УНиО МО РФ, 2002. – 570 с.
50. Морозов В. П. Курс сфероидической геодезии. – 2-е изд., перераб. и доп. – М. : Недра, 1979. – 296 с.

51. Морской словарь [Электронный ресурс]. – Режим доступа : [http://dic.academic.ru/dic.nsf/sea/12134/гониометрическая сетка](http://dic.academic.ru/dic.nsf/sea/12134/гониометрическая%20сетка).
52. Морской энциклопедический справочник : в 2 т. / под ред. академика Н. Н. Исанина. – Л. : Судостроение, 1986.
53. Насыров И. А. Введение в современные спутниковые радионавигационные системы. Ч. 1. Общие принципы, современное состояние, перспективы развития : учеб. пособие. – КазанГУ, 2005. – 43 с.
54. Неронов Н. Н. Некоторые аспекты гидрографических работ в XXI веке [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://dspace.nbuv.gov.ua/bitstream/handle/123456789/60940/57-Neronov.pdf?sequence=1>.
55. О результатах создания глобальной модели геоида на основе алгоритма одномерного сферического преобразования Фурье / Е. М. Мазурова [и др.] // Гироскопия и навигация. – 2016. – Т. 24. – № 1 (92). – С. 133–142.
56. Павлов А. Н. Шельф как гидрогеологическая система [Электронный ресурс]. – Режим доступа : http://elib.rshu.ru/files_books/pdf/img-217123459.pdf.
57. Погрешность спутниковых определений силы тяжести на море / Н. В. Дробышев [и др.] // Физика Земли. – 2004. – № 5. – С. 92–96.
58. Правила гидрографической службы № 4. Съёмка рельефа дна судовоходных морских и речных акваторий. – СПб. : УНиО МО РФ, 2014. – 314 с.
59. Приближается время широкого освоения морских и океанских недр Российской Федерации [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://elibrary.ru/download/59075601.pdf>.
60. Радионавигационный план Российской Федерации. – М. : Интернавигация, 2015. – 141 с.
61. РД 31.74.04–2002. Технология промерных работ при производстве дноуглубительных работ и при контроле глубин для безопасности плавання судов в морских портах и на подходах к ним. – М. : Министерство транспорта Российской Федерации, 2002. – 88 с.
62. Рогов А. А. Фотосъёмка под водой. – М. : Наука, 1964. – 103 с.
63. Российские геодезические спутники ГЕОИК [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://www.wdcb.ru/ALTIM/Russian/GEOIK.htm>.

64. Русская гидрография до 1917 года [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://www.imha.ru/1144531015-russkaya-gidrografiya-do-1917-goda.html#.WRhp8PmLTtQ>.
65. Селиверстов Н. И. Введение в геологию океанов и морей [Электронный ресурс]. – Режим доступа : http://www.kscnet.ru/ivs/monograph/seliverstov/geolog_ocean/.
66. Селиханович В. Г. Геодезия : учебник для вузов. Ч. II. – М. : Недра, 1981. – 544 с.
67. Смирнов Г. Н. Океанология : учеб. для втузов. – М. : Высш. шк., 1974. – 342 с.
68. Смирнов Г. Н. Океанология : учеб. для вузов. – 2-е изд., перераб. и доп. – М. : Высш. шк., 1987. – 407 с.
69. Соловьев В. И., Шабалов П. Г. Инерциальные навигационные системы : учеб. пособие. – Самара : Изд-во Самар. гос. аэрокосм. ун-та, 2011. – 72 с.
70. СП 11–114–97. Инженерно-геодезические изыскания для строительства. Ч. III. Инженерно-гидрографические работы при инженерных изысканиях для строительства. – М. : ФГУП «ПНИИИС» Госстроя России, 1998. – 122 с.
71. СП 11–114–2004. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений. – М. : ФГУП «ПНИИИС» Госстроя России, 2004. – 88 с.
72. СП 47.13330.2012. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. Актуализированная редакция. – М. : ФГУП «ПНИИИС» Госстроя России, 2012. – 88 с.
73. Справочник геодезиста. В 2 кн. Кн. 2 / В. Д. Большаков [и др.]. – М. : Недра, 1985. – 440 с.
74. Стоцкий Л. Р. Физические величины и их единицы : справочник. – М. : Просвещение, 1984. – 239 с.
75. Фирсов Ю. Г. Основы гидроакустики и использования гидрографических сонаров : учеб. пособие. – СПб. : Нестор-История, 2010. – 348 с.
76. Хмелевский В. К., Костицын В. И. Основы геофизических методов : учебник для вузов. – Пермь : Перм. ун-т, 2010. – 400 с.

77. Шануров Г. А., Мельников С. Р. Геотроника. Наземные и спутниковые радиоэлектронные методы выполнения геодезических работ : учеб. пособие. – М. : МИИГАиК, 2001. – 136 с.
78. Шануров Г. А., Манилова А. Д. Инерциальные системы навигации и их роль в подвижных геодезических съёмочных комплексах // Геопрофи, 2015. – № 2. – С. 11–14.
79. Шимбирев Б. С. Теория фигуры Земли. – М. : Недра, 1975. – 432 с.
80. Ярошенко А. А. Вычисление скорости звука в морской воде. От Колладона и Штурма до наших дней // Водный транспорт, 2012. – Т. 12, № 3. – С. 8–12.
81. 185 лет Гидрографической службе России [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://federalbook.ru/files/OPK/Soderjanie/OPK-9/III/Shemetov.pdf>.
82. Angrisano, A. GNSS/INS integration methods / A. Angrisano. – Dottorato di ricerca in Scienze Geodetiche e Topografiche XXIII Ciclo. – 2010. – 168 p.
83. Beaton J. Marine geodesy in the Department of Defense (USA). – Режим доступа : journals.lib.unb.ca.
84. Chen C. T., Millero F. J. Speed of sound in seawater high pressure // J. Acoust. Soc. Amer. – 1977. – Vol. 56. – No 4. – P. 1084–1091.
85. Dedicated gravity field missions – principles and aims / R. Rummel [et al.] / J. of Geodynamics. – 2002. – Vol. 33. – P. 3–20.
86. GRACE – Gravity Recovery and Climate Experiment. – Режим доступа : <http://www.csr.utexas.edu/grace/>.
87. GOCE – Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer. – Режим доступа : http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE.
88. Hydrography / C. D. de Jong [et al.]. – 2nd ed. – VSSD, 2006. – 364 p.
89. ICGEM – International Center for Global Gravity Field Models. – Режим доступа : <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>.
90. IHO Standards For Hydrographic Surveys (S-44), Draft 5-th Edition 03 November 2007. – P. 28.
91. Leica SmartLink. – Режим доступа : <http://geosystems.ru/shop/gnss-oborudovanie/SmartLink/leica-smartlink/>.

92. New Civil Signals. – Режим доступа : <http://www.gps.gov/systems/gps/modernization/civilsignals/>.
93. Radar altimetry: Past, present and future // Coastal Altimetry / Eds. S. Vignudelli [et al.], Springer-Verlag: Berlin Heidelberg, 2011. – P. 1–17.
94. Rapp R. H., Basic T. Oceanwide gravity anomalies from GEOS 3, SEASAT and GEOSAT altimeter data // Geophys. Res. Letters. – 1992. – V. 19, No. 19. – P. 1979–1982.
95. Rinner K. Marine geodesy and its future // Física de la Tierra. – 1993. – Núm. 5. – P. 11–60.
96. Shipboard confirmation of SEASAT bathymetric predictions in the south central Pacific // Seamounts, Islands, and Atolls / Eds. B.H. Keating [et al.] Geophys. Monogr. Ser. –1987. – V. 43. – P. 115–122.
97. Seeber G. Satellite Geodesy. – Berlin, New York: Walter de Gruyter, 2003. – 593 p.
98. Wilson W.D. Extrapolation of the Equation for the Speed of Sound in Sea Water // J. Acoust. Soc. Am. – 1962. – Vol. 34. – No 6. – P. 866.

Учебное издание

Косарев Николай Сергеевич

ОСНОВЫ МОРСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

Редактор *Е. Н. Ученова*

Компьютерная верстка *Н. Ю. Леоновой*

Изд. лиц. ЛР № 020461 от 04.03.1997.

Подписано в печать 16.05.2018. Формат 60 × 84 1/16.

Усл. печ. л. 7,21. Тираж 95 экз. Заказ 65.

Гигиеническое заключение

№ 54.НК.05.953.П.000147.12.02. от 10.12.2002.

Редакционно-издательский отдел СГУГиТ
630108, Новосибирск, ул. Плеханова, 10.

Отпечатано в картопечатной лаборатории СГУГиТ
630108, Новосибирск, ул. Плеханова, 8.