

**Негосударственное частное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Национальный открытый институт г. Санкт-Петербург»**

Швец А.И.

Физика Земли

Учебное пособие

Рекомендовано Саморегулируемой организацией
НП «Изыскатели Санкт-Петербурга и Северо-Запада»
для студентов, обучающихся по направлениям
120100.62 «Геодезия и дистанционное зондирование»
и 120700.62 «Землеустройство и кадастры»
и слушателей курсов повышения квалификации

Санкт-Петербург
2015

УДК 528.2

ББК 26.11

ШЗ5

ШВЕЦ, АНАТОЛИЙ ИВАНОВИЧ

В учебном пособии в соответствии с программой курса «Физика Земли» изложены общие сведения о строении Солнечной системы, приведены основные характеристики её планет, рассмотрены основные вопросы внешнего и внутреннего строения Земли, её динамической фигуры, орбитального и осевого движения Земли, а также физические поля Земли и гипотезы изостазии и тектоники плит.

Рассмотрены строение и характеристики основных слоёв атмосферы Земли, рефракция электромагнитных волн при прохождении ими атмосферных слоёв, влияние атмосферной рефракции на точность астрономических, геодезических и радиотехнических измерений.

Учебное пособие предназначено для студентов, обучающихся по направлениям 120100.62 «Геодезия и дистанционное зондирование» и 120700.62 «Землеустройство и кадастры». В пособии изложены теоретические вопросы дисциплины.

УДК 528.2

ББК 26.11

ISBN 978-5-906759-20-7

© Швец А.И. 2015

©НОИР 2015

© ИКЦ 2015

Предисловие

*И вся Вселенная и все дела Земли—
Обманный сон, мираж и краткое мгновенье
Омар Хайям*

Настоящее учебное пособие соответствует учебной программе курса «Физика Земли». Оно может быть полезным для всех, интересующихся строением Земли, её физическими полями и атмосферой и учётом физических процессов, происходящих на поверхности Земли, в её недрах и в атмосфере, а также при решении задач астрономии, геодезии и геодинамики.

В пособии систематизированы современные знания по рассматриваемым в нём вопросам.

Пособие состоит из двух разделов. В первом разделе дана общая характеристика планет Солнечной системы, рассмотрены внешнее и внутреннее строение Земли и кратко её единственного естественного спутника Луны, даны основные понятия динамической фигуры Земли, рассмотрены основные движения Земли и их возмущения, а также её основные физические поля и их характеристики. Изложены основные гипотезы изостазии и основные положения тектоники плит, рассмотрены также источники освещённости Земли.

Во втором разделе, посвящённом атмосфере Земли, рассмотрены строение атмосферы, её химический состав, приведены параметры её основных слоёв. Рассмотрены вопросы рефракции электромагнитных волн (астрономическая и земная рефракция, миражи) и влияния рефракции на точность угловых и линейных (радиотехнических) измерений.

Выражаю искреннюю благодарность и признательность доктору технических наук, профессору Е.П. Тарелкину и кандидату технических наук, доценту В.Ф. Алексееву за просмотр рукописи и высказанные при этом полезные замечания и рекомендации.

А.И. Швец

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	5
1. СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ЗЕМЛИ	14
1.1 КОСМОС И СОЛНЕЧНАЯ СИСТЕМА. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ	14
1.2 ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ	16
1.3 ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ФОРМА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ	22
1.4 ВНЕШНИЙ ОБЛИК ЗЕМЛИ	34
1.5 ОСНОВНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМЛИ	47
<i>1.5.1 Орбитальное движение Земли</i>	48
<i>1.5.2 Движения оси вращения Земли</i>	54
<i>1.5.3 Вращение Земли вокруг своей оси</i>	64
1.6 ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗЕМЛИ	76
1.7 МОДЕЛЬ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ	81
1.8 ИЗОСТАЗИЯ	88
1.9 ГЕОТЕКТОНИКА	93
1.10 ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ	104
<i>1.10.1 Гравитационное поле</i>	104
<i>1.10.2 Магнитное поле</i>	119
<i>1.10.3 Электрическое поле</i>	127
<i>1.10.4 Тепловое поле</i>	130
1.11 ОСВЕЩЁННОСТЬ ЗЕМЛИ	136
1.12 ЛУНА – ЕСТЕСТВЕННЫЙ СПУТНИК ЗЕМЛИ	145
2. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ. ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ НА ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ	153
2.1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ	153
2.2 АТМОСФЕРА ЗЕМЛИ. СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ	155
2.3 РЕФРАКЦИЯ	166
<i>2.3.1 Астрономическая рефракция</i>	167
<i>2.3.2 Земная рефракция</i>	171
<i>2.3.3 Рефракция и миражи</i>	176
<i>2.3.4 Боковая рефракция и её влияние на результаты угловых измерений</i>	181
<i>2.3.5 Влияние боковой рефракции на азимутальные определения</i>	187
<i>2.3.6 Влияние рефракции на результаты электронной дальнометрии</i>	190
<i>2.3.7 Влияние вертикальной рефракции на точность тригонометрического нивелирования</i>	196
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА	206
ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА	206
ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА	206
РУКОВОДЯЩИЕ ДОКУМЕНТЫ И СПРАВОЧНАЯ ЛИТЕРАТУРА	207

Введение

Планета Земля является объектом исследования многих наук: геофизики, геодезии, географии и других. Названия всех этих наук берут начало от древнегреческого слова «Геа» - Земля.

Раздел физики, изучающий состояние вещества и строение нашей планеты, носит название геофизики. Геофизика, как обобщающая наука, изучающая Землю и околоземное пространство с помощью естественных и искусственных полей, занимает среди точных и естественных наук (астрономии, геодезии, физики, математики, географии, геологии, химии) уникальное стыковое положение. Она использует достижения этих наук или родственных им научно-прикладных дисциплин, ставя перед ними немало проблем теоретического и прикладного плана.

Физика Земли, как комплекс наук о Земле, её внутреннем строении, физических свойствах и физических процессах, происходящих в её «твёрдых оболочках», а также гидросфере и атмосфере, в зависимости от характера изучаемого физического поля и предмета исследования включает разделы: земной магнетизм, гравиметрию, сейсмологию, геотермику, гидрофизику, физику атмосферы, разведочную и промышленную геофизику.

Некоторые исследователи под физикой Земли понимают физику «твёрдой» Земли, которая изучает лишь Землю, как планету и её оболочки: каменную - литосферу, мощностью порядка 100 км, астеносферу, простирающуюся до глубин 400 км, мантию до глубин 2900 км, ядро внешнее до глубин 5100 км и ядро внутреннее до центра Земли. Под физической фигурой твёрдой оболочки Земли понимают тело, образованное поверхностью рельефа суши и дна океанов, морей и крупных озёр.

Предметом исследований прикладной геофизики являются глубинные структуры земной коры на суше и океанах (платформенные, геосинклинальные, рифтовые области, океанические впадины и др.), кристаллический фундамент, осадочный чехол, верхняя часть земной коры. Целью прикладной геофизики является восстановление строения, состава, истории развития этих объектов земной коры на основе косвенной информации о физических полях.

В настоящее время совершенно ясно, что твёрдая, водная и воздушная оболочки Земли и Космос должны рассматриваться как единая динамическая система, непрерывно изменяющаяся во времени. Наиболее стабильная часть этой системы – твёрдая оболочка Земли – тоже заметно меняет свою форму.

Земная поверхность не остаётся неподвижной. Одни её участки испытывают поднятия, другие медленно опускаются. Оценивать эти движения стало возможным всего лишь несколько веков назад, когда начали использовать для этих целей точные инструментальные методы геодезии.

Исходным материалом для изучения динамики Земли служат данные о фигуре (физической, гравитационной и динамической), внутреннем строении, литосфере, гидросфере и атмосфере Земли, солнечно-земные и лунно-земные связи, геофизические поля Земли, осевое вращение и годовое движение Земли.

К естественным физическим полям Земли относят следующие: гравитационное, магнитное, электрическое, электромагнитное, термическое, сейсмическое (поле упругих колебаний, возникающих во время землетрясений), поле ядерных излучений.

Каждое физическое поле характеризуется своими параметрами. Так, гравитационное поле определяется ускорением свободного падения или силы тяжести и его градиентами и др.; геомагнитное поле – полным вектором напряжённости и различными его элементами; электромагнитное – вектором магнитной и электрической составляющими; упругое – скоростями распространения различных упругих волн; термическое – температурами; ядерно-физическое – интенсивностью естественного и искусственно вызванных гамма- и нейтронных излучений.

Принципиальная возможность изучения Земли на основе различных физических полей определяется тем, что распределение параметров полей в воздушной оболочке, на поверхности акваторий или материков, в скважинах зависит не только от происхождения естественных или способа создания искусственных полей, но и от литолого-петрографических и геометрических неоднородностей земной коры, создающих аномальные поля.

Поведение физических полей Земли определяется физическими свойствами горных пород (плотностью, намагниченностью, теплопроводностью, упругостью и др.), которые зависят от их минералогического состава, давления и температуры. Роль двух последних факторов неодинакова. Давление на одних и тех же глубинах практически остаётся постоянным, а температура значительно изменяется в зависимости от величины теплогенерации и теплового потока. В некоторых районах колебания температур могут оказывать определяющее влияние на поведение физических параметров и, следовательно, на характер физических полей.

Аномалии определяются, прежде всего, изменением физических свойств горных пород по площади и глубине. Так, гравитационное поле зависит от изменения плотности пород, магнитное поле – от магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, электрическое и электромагнитное поля – от удельного электрического сопротивления пород, диэлектрической проницаемости, электрохимической активности и поляризуемости и т.д.

Французский философ, математик и физик Р. Декарт (1596-1650) и немецкий философ, математик и физик Г. Лейбниц (1646-1716) впервые рассмотрели Землю как развивающееся космическое тело, которое первоначально было в расплавленном состоянии, а затем охлаждалось, покрываясь твёрдой корой. Расплавленная Земля была окутана парами, которые затем сгустились и создали Мировой океан, его воды частично ушли в подземные пустоты, создав сушу. Возникновение гор на Земле некоторые учёные связывали с землетрясениями, либо с вулканической деятельностью. М.В. Ломоносов (1711-1765) также объяснял образование гор «подземным жаром». Он предположил, что значение силы тяжести на земной поверхности определяется внутренним строением планеты, и одним из первых предпринял попытку измерить вариации ускорения силы тяжести.

В этот период была развита теория маятника, на основе которой стали производиться достаточно точные определения силы тяжести, разработаны приборы для измерения скорости ветра, количества осадков, влажности воздуха. Немецкий естествоиспытатель А. Гумбольдт (1769-1859) установил, что напряжённость земного магнетизма меняется с широтой,

уменьшаясь от полюса к экватору, он одним из первых наблюдал магнитную бурю и обобщил накопившиеся к первой четверти 19в. данные о строении Земли. Для изучения прохождения в Земле сейсмических волн в 1851г. было осуществлено первое искусственное землетрясение (наблюдалось распространение колебаний на поверхности ртути в сосуде, вызванных взрывом пороха). В 1855г. английский астроном Дж. Эри (1801-1892) высказал предположение о равновесном состоянии земной коры (изостази), подтвердившееся в 20в. при изучении глубинного строения гор. Было установлено, что более высокие горы имеют более глубокие корни.

В 1897 г. немецкий учёный Э. Вихерт, основываясь на результатах изучения состава метеоритов и распределении плотности в недрах планеты, выделил в Земле металлическое ядро Земли и каменную оболочку. В этот период установлена возможность определения относительного возраста пород по сохранившимся в них остаткам флоры и фауны, что позволило позднее построить геохронологическую шкалу, осуществить палеорекострукции положения материков и океанов в разные геологические эпохи, изучать историю геологического развития Земли. С конца 19 века геодезические методы стали использоваться для изучения движений земной коры и её внутреннего строения.

Начало 20в. было отмечено крупными успехами в исследовании полярных областей Земли. В 1909г. американский полярный исследователь адмирал Р. Пири (1856-1920) достиг Северного полюса, а в 1911г. норвежский полярный исследователь Р. Амундсен (1872-1928) – Южного. Норвежские, бельгийские, французские и русские путешественники обследовали приполярные области, составили их описания и карты. Позднее было начато планомерное изучение этих областей с помощью антарктических научных станций и дрейфующих обсерваторий «Северный полюс».

В это же время появилась гипотеза, которой в дальнейшем было суждено сыграть ключевую роль в науках о Земле. Американский инженер Ф. Тейлор (1856-1915) в 1910г. и немецкий геофизик А. Вегенер (1880-1930) в 1912г. высказали идею о горизонтальных перемещениях материков на большие расстояния (дрейф материков). Этой идеи предшествовало открытие в океанах глобальной системы срединно-океанических

хребтов, опоясывающих весь земной шар и местами выходящих на сушу. Выяснилось также, что земная кора под океанами принципиально отличается от континентальной коры, а мощность осадков на дне увеличивается от гребней хребтов к их периферии. Были составлены карты аномалий магнитного поля океанского ложа, которые имеют удивительную, симметричную относительно осей хребтов структуру. Все эти и другие результаты послужили основанием для возврата к идеям дрейфа континентов, но уже в новой форме – тектоники плит, которая остаётся ведущей теорией в науках о Земле.

В первой половине 20 в. были получены фундаментальные данные о глубинном строении Земли. В 1909г. сербский сейсмолог А. Мохоровичич (1857-1936) выделил планетарную границу раздела, являющуюся подошвой земной коры. В 1916г. русский сейсмолог Б. Голицын зафиксировал границу верхней мантии, а в 1926г. американский сейсмолог Б. Гутенберг (1889-1960) установил в ней наличие сейсмического волновода – зоны верхней мантии Земли пониженной твёрдости, прочности и вязкости - астеносферы. Он же определил положение и глубину границы между мантией Земли и ядром. В 1935г. американский сейсмолог Ч. Рихтер ввёл понятие магнитуды землетрясения, а в 1941-45гг. вместе с Б. Гутенбергом разработал шкалу Рихтера. Позднее на основе сейсмологических и гравиметрических данных была разработана модель внутреннего строения Земли, которая остаётся практически неизменной до наших дней.

Огромную роль в жизни человека играет атмосфера Земли. Прежде всего, мы дышим воздухом, без него жизнь на Земле была бы невозможной. Атмосфера «согревает» Землю, поглощая тепло, излучаемое Землёй в мировое пространство, и частично возвращая его в виде встречного излучения атмосферы. Атмосфера выполняет ряд защитных функций. Она защищает нас от губительного действия ультрафиолетовых лучей Солнца и от «небесных камней» - метеоров, подавляющая масса которых сгорает в атмосфере. Ионизированные слои, имеющиеся в атмосфере, обеспечивают радиосвязь и отражают назад в мировое пространство приходящие из него радиоволны длиннее 30м днём и 200-300м ночью, освобождая от них наш эфир. Атмосфера ещё и освещает Землю ночью и в отсутствие Луны она наш главный светильник.

Открыть источник освещения земной поверхности ночью удалось в 1919г. американскому астроному В. Слайферу (1875-1969). Он доказал, что каждую ночь весь небосвод излучает непрерывный свет, подобный свету полярных сияний.

Открытие ночного свечения атмосферы явилось подлинной сенсацией в науке. Ночное свечение атмосферы представляет собой свечение разреженных газов (люминесценцию), составляющих воздух на высотах от 80 до 300км. По физической природе оно аналогично свечению разреженных газов в газовых рекламных трубках. Спектр свечения атмосферы является довольно сложным. Он состоит из большого числа линий и полос в видимой, инфракрасной и ультрафиолетовой областях спектра, а также слабого непрерывного участка спектра, называемого континуумом, в области длин волн 0,595-0,630мкм.

Много интересных сведений о характере изменения свечения ночной атмосферы над большими территориями земной поверхности получено с помощью фотометрических измерений с пилотируемых космических кораблей, ракет и спутников. На основе измерений со спутников строятся, аналогично синоптическим картам, карты ночного свечения атмосферы. С помощью таких карт исследуется состояние ионосферы над большими областями земной поверхности.

Значительный объём новой информации, особенно о строении атмосферы, был получен в результате исследований глобальных геофизических процессов во время максимальной солнечной активности, проводившихся в рамках Международного геофизического года (1957-58) учёными 67 стран.

Плотность воздуха и его давление очень быстро уменьшаются по мере поднятия над земной поверхностью. Среднее давление воздуха в стандартной атмосфере у поверхности Земли на уровне моря равно 1013гПа, на высоте около 5км оно уменьшается вдвое, а на высоте 100км давление измеряется уже десятитысячными долями гектопаскаля. Число молекул в единице объёма воздуха на высоте 100км меньше, чем у поверхности Земли, примерно в 3 млн. раз. Состав воздуха, который мы имеем у поверхности Земли, сохраняется неизменным только до высот порядка 80-100км. В более высоких слоях под влиянием коротковолнового солнечного излучения

происходит расщепление, или, как говорят, диссоциация молекул газов на атомы.

Плотность воздуха изменяется и со временем. Эти изменения характеризуются следующими основными эффектами:

- Суточный эффект. В зависимости от времени суток плотность воздуха на данной высоте различна. Максимум плотности наблюдается примерно через 2 часа после полудня, а минимум – между полночью и рассветом. Этот эффект обусловлен влиянием температуры в зависимости от высоты Солнца над горизонтом. Днём массы воздуха поднимаются вверх и поверхности постоянной плотности образуют горб, направленный к Солнцу. При $h=500\text{км}$ этот горб имеет высоту около 100км , так что дневные значения плотности на высоте 600км примерно равны ночным значениям на высоте 500км . Для высоты 650км максимальные значения плотности могут в 10 раз превосходить минимальные значения. Разность между дневными и ночными значениями плотности для $h=200\text{км}$ мала, но и она может составлять 40% средней плотности на данной высоте;

- Колебания плотности с периодом 27 суток. Этот эффект, период которого равен периоду вращения Солнца вокруг своей оси по отношению к Земле, связан с количеством и активностью солнечных пятен на видимой стороне Солнца. Амплитуда колебаний плотности с таким периодом на высоте 200км может составлять 20%, а на высоте 600км – 70% от средней плотности;

- Шестимесячные колебания. Этот эффект связывают с наклоном оси вращения Солнца к плоскости эклиптики. Максимумы этих колебаний бывают в апреле и октябре, а минимумы – в январе и июне. На высоте 350км амплитуда 6-месячных колебаний достигает 40% от средней плотности;

- Одиннадцатилетний цикл. Этот эффект связан с 11-летним циклом солнечной активности и вызывает самые большие вариации плотности. Между максимумами и минимумами солнечной активности плотность воздуха убывает на высоте 300км примерно в 3 раза, а на высоте 600км в 2 раз;

- Иррегулярные изменения плотности. Спорадические изменения плотности воздуха связаны также с деятельностью Солнца. Эти изменения трудно предсказать, могут длиться

несколько суток или несколько часов и достигать достаточно больших значений.

Таким образом, атмосфера имеет весьма сложную структуру, а построение достаточно полной аналитической модели атмосферы является делом чрезвычайно сложным.

Плотность воздуха – одна из величин, определяющих тормозящее действие атмосферы на движение искусственных спутников Земли. Если спутник движется в атмосфере, то вследствие её тормозящего действия уменьшается высота полёта, и, в конце концов, спутник прекращает своё существование. Влияние этой возмущающей силы качественно отличается от действия гравитационных сил. Сопротивление атмосферы вызывает вековые возмещения в элементах орбиты.

Атмосфера оказывает своё влияние на распространение электромагнитных волн. Рефракция электромагнитных волн как светового, так и радиодиапазонов искажает результаты астрономических, геодезических и радиотехнических измерений. Влияние атмосферы учитывают при угловых и линейных измерениях, в том числе выполняемых доплеровскими и лазерными установками до ИСЗ и Луны. Значения дальностей, измеренных этими установками, исправляются поправками за рефракцию радиолуча в ионосфере, тропосфере и за релятивистский эффект.

Одной из фундаментальных задач астрономогеодезии является определение системы отсчета (планетарная геоцентрическая геодезическая система координат и планетарная геоцентрическая гравитационная модель Земли) на эпоху и соответствующих ей фундаментальных геодезических параметров (геоцентрическая гравитационная постоянная, экваториальный радиус, второй зональный гармонический коэффициент потенциала и угловая скорость вращения Земли).

Аномальное распределение масс на поверхности и внутри Земли, а также их постоянное перемещение определяют нестационарность Земли. Из-за временных изменений фигуры Земли и её гравитационного поля, перемещений центра инерции и оси вращения Земли в её теле система отсчёта и соответствующие ей фундаментальные параметры становятся референсными относительно системы отсчёта новой эпохи.

Определение изменений системы отсчёта и точная редукция астрономо-геодезических и геофизических измерений в единую

систему отсчёта – одна из актуальнейших задач геодезии. Эта задача наиболее точно может быть решена современными методами геодезии с учётом внутреннего строения и динамики Земли.

1. Строение и динамика Земли

1.1 Космос и Солнечная система. Общие сведения

С запуском в СССР 4 октября 1957 года первого искусственного спутника Земли человечество вступило в космическую эпоху. «Космос» по-гречески – украшение, порядок. Философы Древней Греции, начиная с Пифагора (6 век до н.э.), понимали под словом «космос» Вселенную, рассматриваемую как упорядоченную гармоничную систему, в которой все движения строго подчиняются извечным законам природы.

В древнегреческой философии космос противопоставлялся хаосу – беспорядку, слепому случаю. Для древних греков понятия порядка и красоты были тесно связаны. Античная космология была, прежде всего, красивой: небесные тела считались вделанными, как драгоценные камни, в хрустальные сферы, издававшие при своём вращении прекрасные музыкальные звуки. Законы природы, по их мнению, должны были удовлетворять, прежде всего, эстетическим требованиям. Такая точка зрения долго держалась в философии и науке. Недаром даже Коперник (1473-1543), создатель гелиоцентрической системы мира, считал, что орбиты планет должны быть круговыми лишь потому, что круг красивее эллипса.

В дальнейшем космосом стали называть всю Вселенную, включая не только мир небесных светил, но и Землю. В настоящее время под космосом понимают Вселенную, рассматриваемую как нечто единое, подчиняющееся общим законам. Отсюда происходит название космологии – науки о законах строения и развития Вселенной как целого.

Слово «космос» имеет ещё одно значение, связанное с осуществлением давнишней мечты человечества о космических полётах. В современном понимании космос (точнее космическое пространство) есть всё, что находится за пределами Земли и её атмосферы. Ближайшая и наиболее доступная исследованию область космического пространства – околоземное пространство.

Основными структурными единицами во Вселенной являются грандиозные звёздные системы – галактики. Одной из

таких систем является наша Галактика – звёздная система, к которой принадлежит Солнце. Она содержит 100-200млрд. звёзд.

Расстояния до звёзд и других далёких объектов Вселенной настолько велики, что для их измерения применяют специальную единицу длины, своеобразный «космический метр», называемый световым годом.

Световой год – это расстояние, которое свет проходит за год со скоростью 300 000км/с. Он составляет около 10 тысяч млрд. км, т.е. 10^{12} км. Свет от Солнца доходит до Земли за 8,5мин. Свет от ближайшей к нам звезды Альфа Центавра – за 4,3 световых года. Подавляющее большинство звёзд находятся от Земли и друг от друга на значительно больших расстояниях.

Солнце – рядовая звезда Вселенной. Скорость движения Солнца вокруг центра нашей Галактики составляет около 300км/сек. Его уникальность для земного наблюдателя состоит в том, что это ближайшая к нам звезда, единственная пока звезда, поверхность которой возможно подвергнуть детальному изучению. Солнце представляет собой плазменный шар радиусом, равным $6,96 \cdot 10^{10}$ см, что в 109 раз больше экваториального радиуса Земли, массой, равной $1,99 \cdot 10^{33}$ г., что в 333 000 раз больше массы Земли. В Солнце сосредоточено 99,866% массы солнечной системы. Средняя плотность солнечного вещества равна $1,41\text{г/см}^3$, что составляет 0,256 средней плотности Земли. Ускорение свободного падения на уровне видимой поверхности Солнца $g=2,74 \cdot 10^4\text{см/с}^2$, т.е. в 28 раз больше, чем на поверхности Земли. Светимость Солнца $\approx 3,86 \cdot 10^{33}$ эрг/сек. Основным источником энергии Солнца являются термоядерные реакции. В центральной области Солнца температура достигает 14 млн. градусов.

Солнечная система состоит из планет с их спутниками, астероидов (малых планет), комет, мелких метеорных тел, космической пыли, межпланетного газа. Происхождение, эволюция, законы движения всех этих тел неразрывно связаны с центральным телом системы – Солнцем. Солнечная система занимает обширную область пространства, простирающуюся на расстояние, превышающее в $2 \cdot 10^5$ раз расстояние от Солнца до Земли.

Для тел Солнечной системы характерны два признака. Во-первых, полная механическая энергия таких тел,

складывающаяся из положительной кинетической и отрицательной потенциальной энергий, должна быть отрицательной. При этом условии тело за счёт своей кинетической энергии не может преодолеть сил солнечного притяжения и безвозвратно покинуть Солнечную систему. Во-вторых, тело, принадлежащее Солнечной системе, должно постоянно находиться в области преобладающего притяжения Солнца. В противном случае воздействие со стороны других звёзд может увеличить его полную механическую энергию до положительного значения, и тело покинет Солнечную систему.

1.2 Характеристики планет Солнечной системы

Прежде всего, определим понятие «планета». В последние годы под словом планета понимают тело, движущееся вокруг Солнца. К ним относятся и многие космические аппараты, сделанные руками человека и запущенные вокруг Солнца.

Крупные космические камни, движущиеся по замкнутым траекториям вокруг Солнца, называют малыми планетами или астероидами. Большая часть их находится между орбитами Марса и Юпитера. Диаметры крупных астероидов достигают нескольких сотен километров (Церера – 768км, Паллада – 489км, Юнона – 193км, Веста – 385км), мелких – нескольких километров.

Кометы – это тела Солнечной системы, движущиеся вокруг Солнца по сильно вытянутым эллиптическим орбитам. Они состоят из небольшого ядра (несколько километров в диаметре) и очень длинного хвоста, простирающегося на тысячи и миллионы километров. За длинный хвост кометы и получили своё название (в переводе с греческого языка комета означает «длинноволосый»).

В классическом понимании планета – это космическое шарообразное тело с массой 10^{17} - 10^{26} тонн. Тела меньшей массы остаются твёрдыми и сохраняют свою форму как угодно долго. Тела с массой больше 10^{17} кг обладают свойством пластичности и с течением времени принимают форму с наименьшей площадью поверхности, то есть шаровидную. Если масса планеты будет больше 10^{26} тонн, то начнётся термоядерная реакция и планета превратится в маленькую звезду.

Таблица 1

Характеристика	Меркурий	Венера	Земля	Марс	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Большая полуось орбиты в астрономических единицах длины	0,387	0,723	1,000	1,524	5,203	9,539	19,18	30,06	39,75
Сидерический период обращения в тропических годах	0,241	0,615	1,000	1,881	11,862	29,458	84,015	164,79	250,6
Эксцентриситет орбиты	0,2066	0,0067	0,0167	0,0934	0,0484	0,0557	0,0471	0,0087	0,253
Наклонение плоскости орбиты к эклиптике	7° 00,2'	3°23,6'	-	1°51,0'	1°18,5'	2°29,5'	0°46,3'	1°46,8'	17°08,7'
Экваториальный радиус, линейный: - в километрах - в радиусах Земли	2430 0,38	6052 0,97	6378 1,00	3395 0,53	70850 11,20	60100 9,41	24600 3,75	23500 3,50	2200 0,34
Масса (без спутников), в массах Земли	0,056	0,815	1,000	0,108	317,82	95,11	14,52	17,23	0,11
Плотность, $г/см^3$	5,59	5,22	5,52	3,97	1,30	0,71	1,47	2,27	10,4
Ускорение силы тяжести на экваторе, $см/с^2$	372	869	978	372	2301	944	967	1500	800
Параболическая скорость, $км/сек$	4,3	10,3	11,2	5,0	57,5	37	22	25	10
Сидерический экваториальный период вращения, d -сутки, h -часы, m -минуты	59 ^d	243 ^d	23 ^h 56 ^m 04,1 ^s	24 ^h 37 ^m 22,6 ^s	9 ^h 50,5 ^m	10 ^h 14 ^m	10 ^h 49 ^m	15 ^h 40 ^m	6,4 ^d
Число спутников	-	-	1	2	14	10	5	2	?
Интенсивность излучения Солнца (на Земле=1)	6,7	1,9	1,0	0,43	0,037	0,011	0,0027	0,0011	0,00064
Наличие атмосферы	Следы	Очень плотная	Плотная	Очень редкая	Очень плотная	Очень плотная	Очень плотная	Очень плотная	?

Все планеты Солнечной системы (Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун) по своим размерам делятся на две группы. Четыре ближайшие к Солнцу сравнительно маленькие планеты образуют так называемую группу Земли; следующие четыре гигантских планет составляют группу Юпитера. Особое место занимает карликовая планета Плутон, который после обнаружения в 1930 году считался девятой планетой, (его положение рассчитал американский астроном П. Ловелл (1855-1916) ещё в 1914 году). Но в 2006 году с принятием формального определения планеты статус Плутона изменился. Плутон по некоторым своим свойствам не

принадлежит ни к одной из указанных групп. Существует много гипотез, пытающихся объяснить необычные свойства Плутона (оторвавшийся спутник Нептуна, пришелец из межзвёздного пространства и т. п.), но пока ещё он остаётся для нас загадкой.

Сравнительные размеры Солнца и планет приведены на рис.1.1.

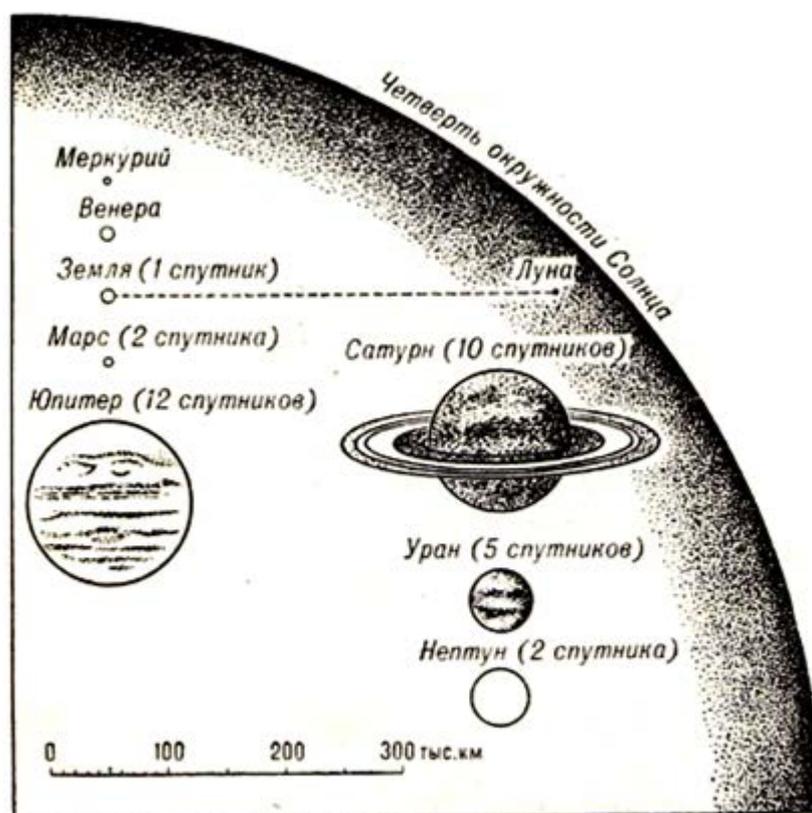


Рис.1.1. Сравнительные размеры Солнца и планет

Строение Солнечной системы обладает рядом закономерностей, указывающих на совместное образование всех планет в едином процессе. Эти закономерности следующие:

- движение всех планет в одном направлении по почти круговым орбитам, лежащим почти в одной плоскости;
- вращение Солнца в том же направлении вокруг оси, почти перпендикулярной центральной плоскости планетной системы;
- вращение в том же направлении большинства планет, за исключением Венеры, которая медленно вращается в обратном направлении, и Урана, который вращается как бы лёжа на боку;
- обращение в том же направлении большинства спутников планет;
- закономерное возрастание расстояний планет от Солнца;

- деление планет на две группы, отличающиеся по массе, химическому составу и количеству спутников.

В 1755 г. немецкий философ И. Кант (1724-1804) в своём труде «Всеобщая естественная история и теория неба» пытался объяснить единообразный характер движения планет формированием их из рассеянного вещества, простиравшегося до границ современной планетной системы и вращавшегося вокруг Солнца. Свойства, приписывавшиеся Кантом частицам этой среды, показывают, что он имел в виду пылевое облако.

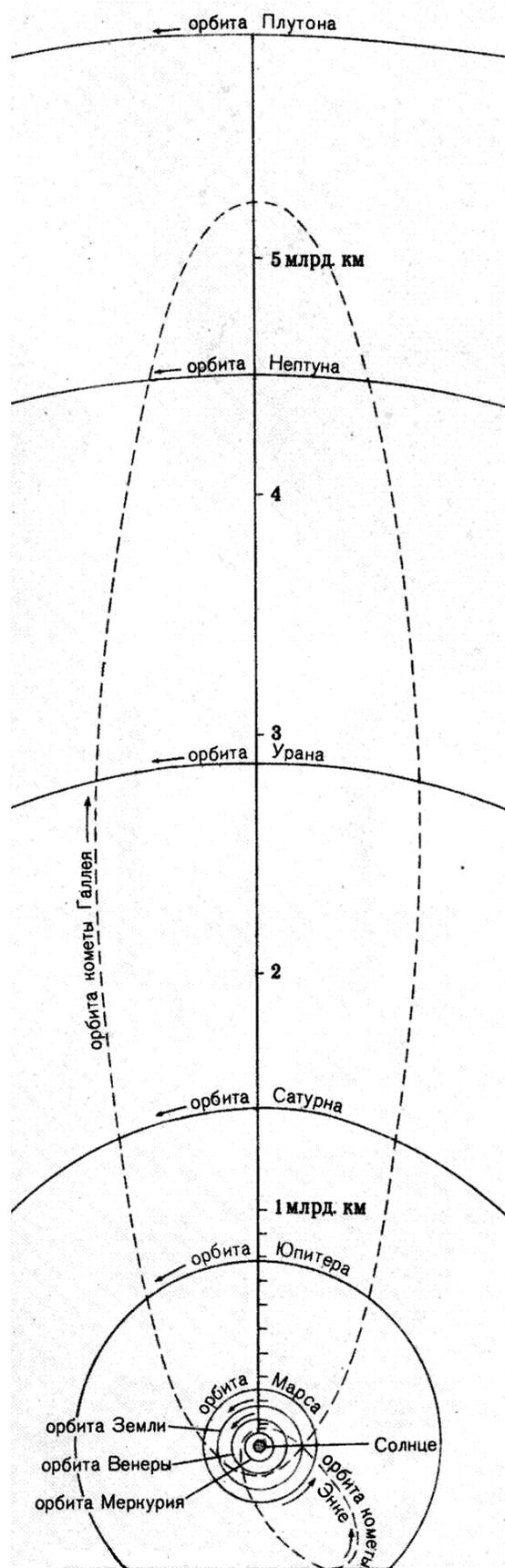


Рис.1.2. Планеты Солнечной системы

В 1796 г. французский астроном, математик и физик П. Лаплас (1749-1827) выдвинул космогоническую гипотезу об

образовании Солнца и всей Солнечной системы из сжимающейся газовой туманности. Согласно Лапласу, часть газового вещества отделилась от центрального сгустка под действием центробежной силы (в результате ускорения вращения в ходе сжатия) и послужила материалом для образования планет. И Кант, и Лаплас предполагали образование планет из рассеянного вещества и потому часто говорят о единой гипотезе Канта-Лапласа. Гипотеза Лапласа долгое время владела умами учёных, но трудности, с которыми она встретилась, в частности с объяснением медленности современного вращения Солнца, заставила астрономов обратиться к другим гипотезам.

В 20-30 гг. 20 в. широкой известностью пользовалась космогоническая гипотеза английского астронома Д. Джинса (1877-1946), считавшего, что планеты образовались из вещества, вырванного из Солнца притяжением пролетевшей поблизости звезды. Однако в конце 30-х гг. выяснилось, что гипотеза Джинса не способна объяснить огромные размеры планетной системы. Чтобы вырвать вещество из Солнца, звезда должна была пролететь очень близко от него, а в таком случае это вещество и возникшие из него планеты должны были бы кружиться в непосредственном соседстве с Солнцем. Кроме того, вырванное вещество было бы столь горячим, что рассеялось бы в пространстве, а не собралось в планеты. После крушения гипотезы Джинса планетная космогония вернулась к классическим идеям Канта и Лапласа об образовании планет из рассеянного вещества.

В 1943 г. российский учёный О.Ю. Шмидт (1891-1956) выдвинул идею об аккумуляции планет из холодных твёрдых тел. Первоначально Шмидт предполагал, что эти тела были захвачены Солнцем из межзвёздной среды. Но потом было выяснено, что различия в массе и химическом составе между группой близких к Солнцу планет и более далёких планет-гигантов указывают на образование их в окрестностях Солнца из двух частей единого газово-пылевого облака: более близкой к Солнцу части, прогретой его лучами, и более далёкой холодной части. В отличие от прежних представлений об образовании планет из раскалённых газовых сгустков, Шмидт утверждал, что Земля вначале была сравнительно холодной.

В 50-х гг. произошёл поворот от «горячих» гипотез планетной космогонии к «холодным». В настоящее время

является общепризнанным, что планетная система образовалась из огромного газово-пылевого облака, некогда окружавшего Солнце. Земля и родственные ей планеты аккумуляровались из твёрдых тел и частиц, а в аккумуляции планет-гигантов (по крайней мере, Юпитера и Сатурна, содержащих много водорода) участвовал, наряду с твёрдыми телами, также и газ. Аккумуляция Земли длилась 10^7 - 10^8 лет, а аккумуляция далёких от Солнца Урана и Нептуна, вероятно, длилась ещё больше.

Самой быстрой планетой Солнечной системы является Меркурий. Он обращается вокруг Солнца со средней скоростью 172248 км/ч, что в два раза больше скорости вращения Земли. Такая скорость и тот факт, что Меркурий расположен ближе к Солнцу, чем Земля, означает, что один год на Меркурии (время его полного оборота вокруг Солнца) составляет всего 87,99 дней, или примерно 3 месяца.

Земля обращается вокруг Солнца по очень слабо вытянутому эллипсу со скоростью 29,5 км/сек. Большая полуось земной орбиты, принятая за астрономическую единицу длины, равна $149\,597\,870 \pm 1,6$ км. Таково среднее расстояние от Земли до Солнца (в перигелии оно на 5 000 000 км меньше, чем в афелии). Сила притяжения Солнца, удерживающая Землю на орбите, составляет $\sim 3,6 \cdot 10^{21}$ кг. Она могла бы разорвать трос диаметром в 3 000 км.

Астрономия (от латинского слова «Astrum»), рассматривает Землю глобально и целостно как одну из планет во Вселенной.

1.3 Происхождение, форма и размеры Земли

В начале XXI века наука всё ещё не обладает стройной бесспорной теорией, которая объясняла бы происхождение и развитие Земли. Более того, до середины прошлого столетия, не было реальных предпосылок для создания такой теории (вместо неё в двадцатом веке появился ряд гипотез, не имевших достаточного фактического основания и противоречащих друг другу). Во второй половине двадцатого века геологическая наука сделала большой шаг вперёд. Тем не менее, единой всеобъемлющей теории до сих пор не создано.

Возраст Земли и других тел Солнечной системы наиболее надёжно оценивается по количеству изотопов свинца, образовавшихся в исследуемых породах в результате

радиоактивного распада урана ^{238}U и тория ^{232}Th . Скорость радиоактивного распада не может быть изменена никакими физическими воздействиями, поэтому количество накопившихся изотопов свинца характеризует время, прошедшее с момента изоляции образца до момента исследования.

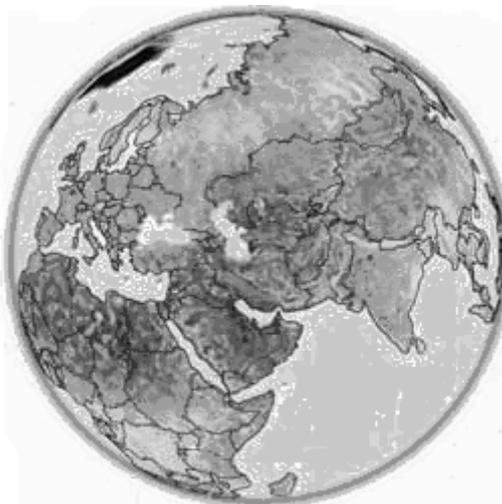


Рис.1.3. Планета Земля

Планеты Солнечной системы, по современным представлениям, возникли из вещества в конденсированной фазе (пылинок или метеоров). Планеты, следовательно, моложе некоторых метеоритов. В связи с этим возраст Солнечной системы оценивается обычно в 4,7 млрд. лет, а возраст древнейших пород земной коры – 4,5 млрд. лет.

Первую оценку возраста Земли сделал один из создателей учения о радиоактивности, получивший за научные заслуги титул лорда Нельсона, английский физик Э. Резерфорд (1871-1937) в 1905г. Он получил число 500 миллионов лет, что намного меньше современного представления о возрасте Земли.

Много сведений о прошлом Земли дают метеориты. Содержащиеся в каменных метеоритах уран и торий при распаде образуют изотопы радиогенного свинца (свинца, образованного в результате распада). Из отношения радиогенного свинца к первичному установлен возраст метеоритов, а, следовательно, и Земли, равный 4,6 млрд. лет. Наиболее крупным космическим телом, упавшим на Землю за последнее тысячелетие, является Тунгусский метеорит, точнее, ядро небольшой кометы. Его масса могла достигать миллиарда тонн.

Это произошло 30 июня 1908г. В Центральной Сибири, в бассейне реки Подкаменной Тунгуски. Многочисленные жители селений в среднем течении Ангары, пассажиры Транссибирской железной дороги наблюдали, как в 7 часов утра по небу прокатился ослепительно яркий шар размером с Солнце и затем раздался взрыв. Взрыв сопровождался оглушительным ударом, световой вспышкой и землетрясением, которое зарегистрировали многие сейсмические станции мира.

Важным фактором в понимании места нашей планеты в Солнечной системе является её химический состав. Различные тела Солнечной системы образованы, в основном, тремя группами химических элементов. Первую группу составляют водород и гелий. Эти элементы составляют около 90% массы Солнца. Кроме того, из этих же элементов преимущественно состоят планеты-гиганты Юпитер и Сатурн. Приблизительно 1,5% общей массы планет составляют углерод, азот и кислород. Они образуют вторую группу элементов. Третью группу химических элементов (около 0,25%) составляют магний, железо и кремний.

Как указывалось выше, по строению и химическому составу планеты Солнечной системы делятся на планеты земной группы (Меркурий, Венера, Земля, Марс), планеты-гиганты (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун) и Плутон, который по многим признакам стоит в этом ряду планет несколько обособленно. Планеты земной группы иногда называют внутренними, остальные – внешними. Все планеты имеют фигуры, близкие к шару. Планету Земля часто считают двойной, так как её естественный спутник Луна по своим размерам и строению немногим отличается от других планет земной группы.

Земля и Луна обращаются вокруг общего центра тяжести (барицентра) системы «Земля-Луна». Земля описывает орбиту, которая является зеркальным отображением орбиты Луны, но её размеры в 81 раз меньше лунной орбиты. Барицентр располагается внутри Земли, причём не в какой-то одной фиксированной точке, а движется с месячным периодом, оказываясь то в Южном, то в Северном полушарии.

Деление планет на две группы можно объяснить различием температурных условий на разных расстояниях от Солнца. Ближе к Солнцу, там, где его лучи прогревали тела и частицы, последние состояли только из нелетучих каменных частиц. На

более далёких расстояниях в условиях низких температур тела и частицы содержали не только каменные вещества, но также и льды летучих веществ (воды и разнообразных сложных молекул, состоящих в основном из водорода, углерода, кислорода и азота). Так возникло зональное различие в составе и обилии твёрдого вещества, обусловленное способностью химических элементов объединяться в различные химические соединения и способностью этих соединений конденсироваться в твёрдые частички при тех или иных температурах. После объединения промежуточных тел в планеты эти зональные различия превратились в различия в массе и составе других групп планет. Важную роль в возникновении этих различий сыграло также то обстоятельство, что планеты-гиганты смогли вобрать в себя не только твёрдые тела, но и те наиболее летучие газы – водород и гелий, которые даже в холодной, далёкой от Солнца зоне протопланетного облака не могли конденсироваться.

Гравитационной энергии, выделившейся при образовании Земли, хватило бы для расплавления нашей планеты, если бы вся эта энергия пошла на разогрев Земли. Однако при постепенном росте Земли из холодных тел теплота выделялась при их ударах о поверхность и в основном излучалась в пространство. Поэтому недра Земли к концу её образования были нагреты, вероятно, лишь до 1000-1500°K, т.е. имели температуру, меньшую температуры плавления горных пород. В дальнейшем недра Земли разогрелись в результате накопления теплоты, выделяющейся при распаде радиоактивных элементов, которые присутствуют в небольших количествах во всех горных породах.

Разогрев недр Земли привёл к тому, что на глубинах в сотни километров произошло частичное расплавление вещества. Более легкоплавкие вещества являются, как правило, и более лёгкими, поэтому они всплывали (выдавливались) на поверхность, постепенно слагая наружный слой земного шара – земную кору. Земная кора отличается и по составу и по плотности от подстилающего её вещества мантии Земли. Плотность коры составляет 2,7-2,8г/см³, а плотность верхней мантии – 3,3-3,5г/см³.

Процесс химического расслоения земных недр происходит и сейчас. Лёгкие расплавы в виде магмы поднимаются из мантии в кору. Они частично застревают и застывают внутри земной

коры, а частично прорывают кору и в виде лавы изливаются наружу при извержении вулканов.

С разогреванием Земли тесно связано происхождение атмосферы и гидросферы. Нагревание является лучшим способом изгнать из твёрдого тела содержащиеся в нём газы. Поэтому разогревание Земли сопровождалось выделением газов и водяных паров, содержащихся в небольшом количестве в земных каменных веществах. Прорвавшись на поверхность, водяные пары конденсировались в воды морей и океанов, а газы образовали атмосферу, состав которой первоначально существенно отличался от современного. Нынешний слой земной атмосферы обусловлен существованием на поверхности Земли растительной и животной жизни.

Биосфера Земли простирается до высоты примерно 10 000м. Бактерии и споры, лишённые хлорофилла, а также птицы, были замечены на высоте 8000м. Отдельные виды пауков были обнаружены на Эвересте на высоте 7000м. Океан также входит в биосферу. Под материками жизнь проникает до глубины 1-2км. Некоторые виды зелёных растений встречаются на высоте свыше 6000м на Эвересте, морские водоросли растут до глубины 300м ниже уровня моря. Более того, эти границы определяются главным образом наличием питательных веществ в органическом материале растительного происхождения. Согласно Вернадскому, биосфера – это область, где вода может существовать в жидком состоянии и возможны различные фазовые переходы (состояния: жидкое – твёрдое, твёрдое – газообразное, газообразное – жидкое), где лучистая энергия (за исключением коротковолнового излучения, губительного для жизни) поглощается не вполне прозрачным материалом. Последнее очень важно, поскольку зелёные растения играют роль посредника в процессе преобразования лучистой энергии Солнца в химическую энергию различных молекул.

Земля среди больших планет Солнечной системы занимает пятое место по размерам и массе и третье (это было установлено Коперником только в 16 веке) – по расстоянию от Солнца. Среди планет земной группы она является самой крупной. Масса Земли составляет 1/447 массы больших планет и 1/332958 массы Солнца. Естественный спутник Земли Луна имеет массу, равную 1/81,3022 массы Земли. Отношение массы Луны к массе Земли наибольшее среди всех планет и их спутников в Солнечной

системе, именно поэтому динамическую систему Земля-Луна и рассматривают как двойную планету.

С глубокой древности человечество интересовало форма и размеры Земли. Наиболее древние картографические изображения Земли созданы в Египте и Вавилонии в 3-1 тысячелетии до н. э. В 7 веке до н. э. в Месопотамии карты изготавливались на глиняных табличках. Чисто умозрительные представления об окружающем мире содержатся в источниках, оставленных народами Древнего Востока. Однако в этот период представления о Земле в основном определялись мифами и легендами.

В 6-1 вв. до н.э. наибольших успехов в изучении Земли достигли учёные Древней Греции, стремившиеся дать представление о Земле в целом. Первую попытку создать карту всей Земли осуществил греческий философ Анаксимандр из Милета (около 610-547 гг. до н.э.), по мнению которого Земля представляет собой цилиндр, окружённый небесной сферой. Вокруг морского бассейна располагается суша, в свою очередь опоясанная водным кольцом. Одной из первых географических работ было «Землеописание» Гекатея из Милета (около 546-480 гг. до н.э.), которое сопровождалось географической картой. На карте кроме Европы и Азии были показаны известные древним грекам Средиземное, Чёрное, Азовское, Каспийское и Красное моря. Греческий мореплаватель Пифей из Массалии (4 в. до н.э.) достиг берегов Северной и Западной Европы, открыв Британские и Ирландские острова. В своём сочинении «Periplus» он дал понятие грекам об этих странах. Ему же принадлежит верное наблюдение о связи приливов и отливов в океане с движениями Луны.

На смену представлениям о плоской Земле пришло признание шарообразности Земли, доказательствами которого являются:

- всегда кругообразный вид горизонта в океане и на открытых равнинах;
- округлая форма края земной тени на диске Луны во время лунных затмений;
- понижение горизонта - постепенное появление и исчезновение судов при их приближении и удалении от берега;
- изменение высоты Полярной звезды при перемене широты места наблюдения;

- разное время восхода и захода Солнца и звёзд на разных меридианах;
- удаление горизонта при подъёме вверх.

Идея шарообразности Земли возникла ещё у древних греков и индийцев, но потом оставалась в забвении более тысячи лет до времён Колумба (1451-1506) и кругосветных путешествий 16 века. Мысль о шарообразности Земли высказал ещё выдающийся древнегреческий математик, астроном и философ Пифагор (около 571-497 гг. до н.э.). В учении пифагорейцев утверждалось, что шар является наиболее совершенной геометрической фигурой и Земля имеет шарообразную форму. Они также утверждали, что шарообразная Земля вращается около некоторого центра, вызывая видимое суточное движение звёзд, и обращается вокруг Солнца в течение года. По существу пифагорейская школа учёных выдвинула идею гелиоцентрической системы мира, научно обоснованную Коперником только через две тысячи лет.

В индийском сказании «Сборник правил поведения», относящемся к 20-15 вв. до н.э., имеется указание на суточное вращение Земли. В нём написано, что нет восхода и заката Солнца и Луны, а существует только перемещение наблюдателя вместе с Землёй от ночи ко дню и снова до ночи.

Великий математик и философ древности Аристотель (384-322гг. до н.э.) в своём сочинении «О небе» указывал, что Земля не только шарообразна по форме, но и имеет конечные размеры и не особенно велика по сравнению с другими небесными телами. Доказательства Аристотеля сводились к следующему: при лунных затмениях Земля всегда отбрасывает на Луну круглую тень, а Полярная звезда в северных районах располагается выше над горизонтом, чем в южных. Оценив разницу в кажущемся положении Полярной звезды в Греции и в Египте, Аристотель вычислил длину экватора, которая, однако, оказалась примерно вдвое больше реальной. Несколько позднее Архимед (287-212 гг. до н.э.) доказывал, что поверхность воды в океанах в спокойном состоянии является шаровой поверхностью. Он же ввёл понятие сфероида как фигуры, близкой по форме к шару.

Размеры земного шара были впервые оценены около 240г. до н.э. египетским астрономом Эратосфеном (287-196 гг. до н.э.) на основе простого опыта – по разности высоты Солнца в

городах Сиена и Александрия, лежащих на одной полуденной линии, и расстоянию между ними. Измерения выполнялись во время летнего солнцестояния. Радиус Земли по Эратосфену равен 6311 км. Геометрические принципы, которыми пользовался Эратосфен, легли в основу градусных измерений Земли. Можно сказать, что учёные в древности не только правильно представляли форму Земли, но и довольно точно знали её размеры.

Во 2 в. до н.э. древнегреческими учёными были введены понятия географической широты и долготы, разработаны первые картографические проекции, на которых показывалась сетка параллелей и меридианов, предложены методы определения взаимного положения точек на земной поверхности.

В первые десятилетия 1 века утвердилась идея о шарообразности Земли. Уровень знаний об окружающем мире этого периода характеризует выдающийся труд римского писателя и учёного Плиния Старшего (23-79) «Естественная история» (*Historia naturalis*) в 37 книгах, содержащая сведения по географии, ботанике, минералогии, а также истории и искусству. Заметим, что счёт лет «от рождения Христова» или «от нашей эры» условно введен римским монахом Дионисием Малым в 525 г. н.э. Дионисий объявил, что Христос родился 532 года назад и назвал 1284 г. «от основания Рима» 532 годом «от рождения Христова». Поэтому следующие годы стали нумеровать как 533, 534 и т.д. Постепенно этот счёт годов вошёл во всеобщее употребление и продолжается до сих пор. В астрономии за начало счёта принимается не начало первого года нашей эры, а начало первого года до нашей эры, которое обозначается нулём. От нуля вперёд идёт счёт положительных, а назад отрицательных годов.

Великие географические открытия окончательно прояснили вопрос о шарообразности Земли, прямым доказательством которой послужило кругосветное путешествие Ф. Магеллана (1480-1521) в начале 16 века. Плавание Х. Колумба, Васко да Гамы (1469-1524), А. Веспуччи (1451-1512) и других мореплавателей в Мировом океане, путешествия русских землепроходцев в Северной Азии позволили установить контуры материков, а также описать большую часть земной поверхности, животный и растительный мир Земли.

Открытие великим И. Ньютоном (1643-1727) во второй половине 17 века закона всемирного тяготения привело к возникновению идеи о том, что Земля представляет собой не идеальный шар, а сплюснутый у полюсов сфероид. Ньютон, исходя из открытого им закона, так излагал новое учение о фигуре Земли (или вообще вращающейся вокруг оси планетарной массы) в поле сил всемирного тяготения: «если бы у планеты было устранено суточное вращение, то вследствие одинакового отовсюду тяготения частей её она должна бы принять форму шара; вследствие же вращения части близ экватора стремятся удалиться от оси; следовательно, если бы вещество было жидким, то оно своим подъёмом увеличило бы диаметр по экватору и своим опусканием уменьшило бы ось у полюсов».

Исходя из предположений о внутреннем строении Земли и основываясь на законе всемирного тяготения, И. Ньютон и нидерландский учёный Х. Гюйгенс (1629-1695) дали теоретическую оценку сжатия земного сфероида и получили столь разные результаты, что возникли сомнения в справедливости гипотезы о земном сфероиде. Чтобы рассеять их, Парижская Академия наук в первой половине 18 века направила экспедиции в приполярные области Земли – в Перу и Лапландию, где были выполнены градусные измерения, подтвердившие правильность гипотезы о сфероидичности Земли и закона всемирного тяготения.

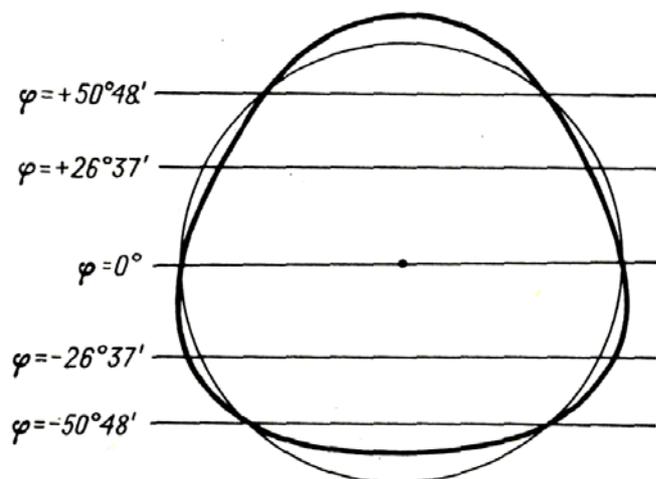


Рис.1.4. Грушевидность Земли

Прошли века со времени публикации в 1687г. величайшего в истории науки труда «Математические начала натуральной

философии» Ньютона. Королевское Общество так оценило этот труд: «... можно с уверенностью утверждать, что так много ценных физических истин, которые здесь им открыты и положили конец спорам, никогда ещё не были плодом Способностей и Трудолюбия одного Человека».

По форме Земля представляет сплюснутый сфероид (неправильная сфера, несколько сжатая с полюсов). Расстояние от Южного до Северного полюса равно 12 713,505км, в то время как диаметр Земли на экваторе равен 12 756,274км, что на 42,769км больше. Если быть ещё точнее, то Земля имеет грушевидную форму, что доказало открытие третьего члена $J_3 = -2,538 \cdot 10^{-6}$ в разложении потенциала. Южное полушарие более сплюснуто, чем северное. Разность сжатий двух полушарий обуславливает разность северного полярного и южного полярного радиусов. Приближённая оценка этой величины может быть выполнена по формуле $\Delta a = 2aJ_3$. При $a = 6378137$ м северный полярный радиус на 32м длиннее южного (рис.1.4).

Экватор Земли также имеет небольшую эллиптичность: разность его осей по данным табл.2 составляет 138,7м. Максимальная длина окружности Земли по экватору равна 40 075,02км, по меридиану - 40 007,86км.

Вопрос о трёхосности нашей планеты впервые был поставлен почётным академиком Российской Академии наук военным геодезистом Ф.Ф. Шубертом (1789-1865). В 1859г. им были опубликованы первые размеры трёхосного земного эллипсоида: большая и малая оси экватора – 6 378 556м и 6 377 837м, полярная ось Земли – 6 356 719м, сжатия земного экватора наибольшего (+41°04' от Гринвича) и наименьшего меридианов соответственно 1:8870, 1:292 и 1:302. Идея Шуберта о трёхосности Земли имела большое научное значение для дальнейшей разработки вопроса, как о математической фигуре Земли, так и о методах её изучения.

Большая ось трёхосного эллипсоида является одной из главных осей инерции, относительно которой экваториальный момент инерции Земли A_0 имеет наименьшее значение. Относительно малой экваториальной оси этого эллипсоида Земля обладает наибольшим экваториальным моментом инерции B_0 . Очевидно, что

полярная ось земного эллипсоида совпадает с осью вращения Земли, относительно которой Земля обладает наибольшим моментом инерции C_0 .

Вычисленные по данным внешнего гравитационного поля Земли модели GEM-10C параметры трёхосного эллипсоида имеют следующие значения: полярный радиус – 6 356 749,4м; минимальный экваториальный радиус – 6 378112,4м, максимальный экваториальный радиус – 6 378 161,6м, средний экваториальный радиус – 6 378 137,09м. Долгота меридиана большой оси экватора трёхосного эллипсоида для современной эпохи равна 14,9°з.д.

Площадь поверхности Земли равна 510 065 600км², масса – 597 332 758 800·10¹⁶г, средняя плотность – 5,515г/см³, объём Земли равен 108 320 884 5000км³. Гидросфера Земли занимает 70,98% поверхности (362 033 000км²), средняя глубина гидросферы равна 3 554м. Вес всей воды составляет примерно 1,32·10¹⁸ тонн или 0,022% от общего веса Земли. Объём океанов планеты оценивается в 1 349,9 млн. км³, а объём пресной воды – 35 млн. км³.

По исследованиям военного геодезиста профессора М.М. Машимова имеет место перманентное уменьшение объёма, массы и моментов инерции Земли, обусловленное гравитационной дифференциацией вещества (уплотнение мантии и ядра за счёт всплытия лёгкого материала в верхние оболочки Земли) и диссипацией вещества. Числовые значения годовых изменений параметров Земли, вычисленные путём обработки наблюдательного материала за последние 25-30 лет, представлены в табл. 2.

Основные параметры Земли и их годовые изменения отражают свойства планетарного геоида, представляющего главную отсчётную поверхность, и горизонтальные неоднородности в астеносфере. Физические процессы, протекающие неодновременно и с разной интенсивностью, формируют аномалии высот и пространственно-временные их изменения. Там, где эти процессы проходят интенсивно, геоид заметно изменяется. Геоид и его изменения во времени, проявляющие аномальное строение верхней мантии и физические процессы, протекающие в ней с

различной интенсивностью, представляют один из главных предметов современной геодезии.

Таблица 2

Параметры Земли	Годовые изменения
Экваториальный радиус, $a=6\ 378\ 137\text{м}$	- 0,01м
Полярное сжатие, $\alpha=1: 298,257$	- $1,0 \cdot 10^{-9}$
Экваториальное сжатие, $\alpha_e=1: 91\ 972,6$	$3,6 \cdot 10^{-9}$
Положение центра масс dx_0 dy_0 dz_0	0,015м - 0,018м - 0,009м
Долгота большой полуоси экватора, $\lambda_0=-14^\circ 54'$	-0,3'
Масса, $M=597\ 332\ 758\ 800 \cdot 10^{16}\text{Г}$	- $15 \cdot 10^{16}\text{Г}$
Объём, $V=108\ 320\ 884\ 5000\text{км}^3$	- $26,3\text{км}^3$
Центральные моменты инерции $A_0=8011\ 408,707 \cdot 10^{34}\text{Г} \cdot \text{м}^2$ $B_0=8012\ 817,529 \cdot 10^{34}\text{Г} \cdot \text{м}^2$ $C_0=8037\ 792,756 \cdot 10^{34}\text{Г} \cdot \text{м}^2$	- $1,1178 \cdot 10^{34}\text{Г} \cdot \text{м}^2$ - $1,0449 \cdot 10^{34}\text{Г} \cdot \text{м}^2$ - $1,0935 \cdot 10^{34}\text{Г} \cdot \text{м}^2$
Потенциал силы тяжести, $W_0=626\ 36805,936\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-2}$	$0,077\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-2}$
Коэффициенты гармоник потенциала $J_2=1082\ 627 \cdot 10^{-9}$ $J_{22}=-1,571 \cdot 10^{-9}$ $K_{22}=903 \cdot 10^{-9}$	- $0,9 \cdot 10^{-9}$ - $0,6 \cdot 10^{-9}$ $0,7 \cdot 10^{-9}$
Сила тяжести на экваторе, $\gamma_e=978\ 031,811\text{мГал}$	0,004мГал

Стандартной фигурой, с которой сравнивается планетарный геоид, является общеземной эллипсоид. Большая полуось его соответствует среднему значению экваториального радиуса геоида, а полярное сжатие принимается равным среднему значению полярного сжатия геоида.

1.4 Внешний облик Земли

Материки и океаны (рис.1.5) являются основными элементами рельефа земного шара. Разделение земного шара на океаническое и материковое с двумя типами земной коры академик В. Вернадский (1863-1945) назвал самым фундаментальным свойством земного шара и дал ему термин «дисимметрия» (асимметрия).

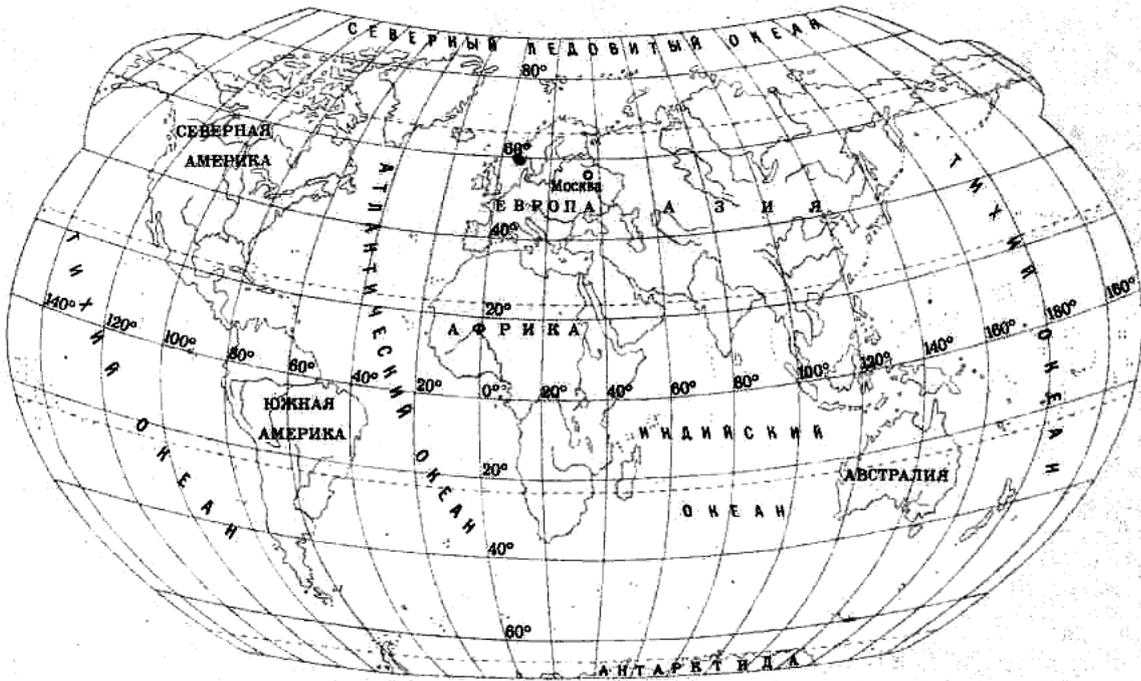


Рис.1.5. Материки и океаны

Материк, или континент, это крупный массив суши (в отличие от меньшего по размерам массива – острова), окружённый водой. Выделяют семь частей света (Европу, Азию, Африку, Северную Америку, Южную Америку, Австралию и Антарктиду) и шесть материков: Евразию, Африку, Северную Америку, Южную Америку, Австралию и Антарктиду.

Некоторые крупные острова по размерам близки к материкам и иногда называются «материковыми островами». Среди них наиболее известны Гренландия, Новая Гвинея, Калимантан и Мадагаскар. Материки окружены мелководными зонами океанов – шельфами, с глубинами, обычно не превышающими 150м.



Рис.1.6. Европа (средняя высота над уровнем океана 350 м)



Рис.1.7. Азия (средняя высота над уровнем океана 950 м)

Название частей света и материков имеют разное происхождение. Древние греки называли все земли к западу от Босфора Европой, а к востоку от него – Азией. Римляне разделяли свои восточные (азиатские) провинции на Азию и Малую Азию (Анатолию). Название Африка, также имеющее античное происхождение, относилось лишь к северо-западной части материка и не включало Египет, Ливию и Эфиопию.



Рис.1.8. Африка (средняя высота над уровнем океана 750 м)

Древние географы предполагали, что на юге должен быть крупный материк (Terra Australis – южная земля), который

уравновешивал бы обширные массивы суши на севере. Этот материк был открыт только в 17 столетии и первоначально носил название Новая Голландия, которое позже было изменено на Австралию. К 18 веку относятся первые догадки о существовании Антарктиды (что означает «антипод Арктики»), но открытие и исследование этого материка относится лишь к 19-20вв.

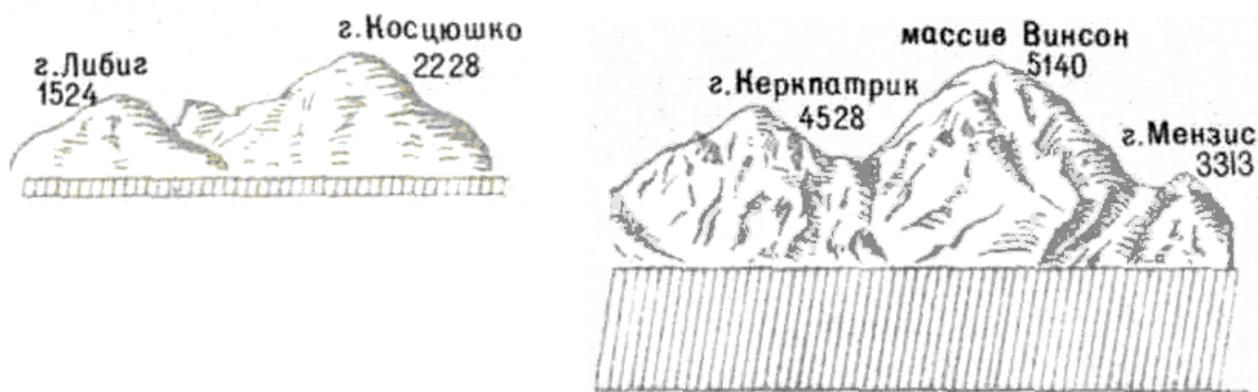


Рис.1.9. Австралия (слева, средняя высота над уровнем океана 350 м), Антарктида (справа, средняя высота над уровнем океана 2040 м)

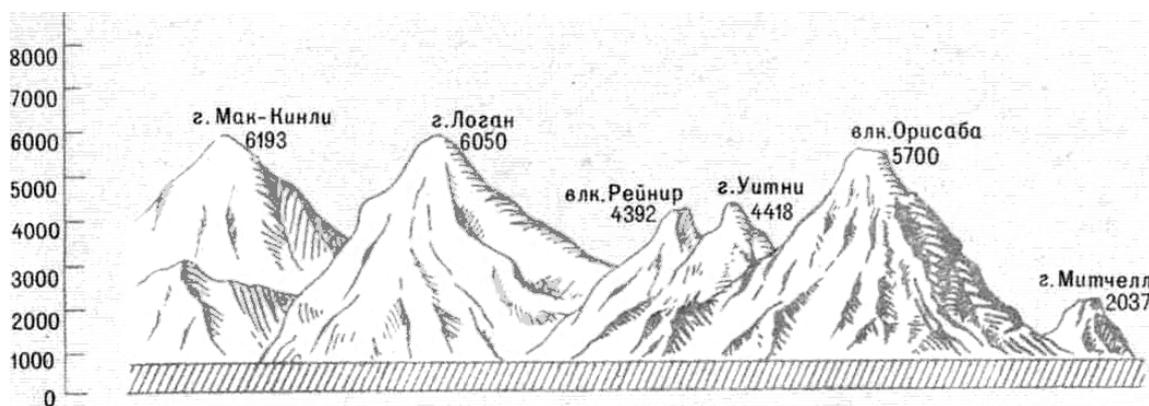


Рис.1.10. Северная Америка (средняя высота над уровнем океана 720 м)



Рис.1.11. Южная Америка (средняя высота над уровнем океана 580 м)

В противоположность Австралии, существование Америки никем не предсказывалось, и когда она была открыта, её принимали за часть Китая или Индии. Термин «Америка» на карте впервые появился в 1507г. в честь географа и исследователя Америго Веспуччи, который открыл этот материк. Сам термин «материк» в его современном значении появился в Англии в 17 веке.

Образование материков и океанов обусловлено тектоническими, космическими и планетарными процессами. Очевидно, материки и океаны наметились ещё в догеологическую стадию развития Земли, но механизм их образования, особенно океанов, до конца не выяснен. Особенности материков и океанов определяются, прежде всего, различиями строения внешней оболочки Земли, которая состоит из сравнительно лёгких горных пород.

У самой поверхности залегает «чехол» осадочных пород: глин, песков, песчаников, известняков. Под ними находятся породы гранитов, а ещё глубже – породы, близкие по свойствам к базальту. Все три слоя вместе составляют земную кору. Различают два типа земной коры: материковую мощностью в 30-80км и океаническую мощностью не более 5-10км. Геологические границы материков шире, чем их современные физико-географические очертания, так как шельфы и часть материкового склона имеют континентальное строение земной коры. В табл. 3 и 4 приведены размеры материков и океанов.

Таблица 3

Материки	Площадь, млн. км ²	Высота, м	
		Наибольшая	Наименьшая
Евразия	54,00	8848	-392
Африка	30,13	5958	-150
Северная Америка	24,23	6193	-85
Южная Америка	17,76	6960	-40
Австралия и Океания	8,97	5029	-12
Антарктида	13,98	5140	0

Наибольший размах рельефа земной поверхности составляет 19,9км. Средняя высота материков равна 840м. На суше преобладают высоты менее 1000м (75% площади). Горы занимают свыше 1/3 поверхности суши, пустыни покрывают около 20% поверхности суши, саванны и редколесья – около 20%, леса – около 30%.

Наибольшие глубины приурочены к глубоководным желобам Тихого океана. Самая глубокая точка, так называемая «пучина Челленджера», находится в пределах Марианского желоба на юго-западе Тихого океана.

Таблица 4

Океаны	Площадь , млн. км ²	Глубина, м		
		Преобладающая	Наибольшая	Средняя
Тихий	179,68	3500-6000	11033	3950
Атлантический	92,54	3400-5300	8742	3750
Индийский	74,90	2000-4500	7729	3870
Северный Ледовитый	13,92	1000-4000	5527	1330
Мировой	361,04	3000-6000	11022	3720

Наибольшие глубины океанов следующие:

- Северный Ледовитый океан – 5527м в Гренландском море;
- Атлантический океан – 8742м у берегов Пуэрто-Рико;

- Индийский океан – 7729м к западу от Яванского (Зондского) архипелага;
- Тихий океан – 11033м у Марианских островов, 10882м у Новой Зеландии, 10497м у Филиппинских островов.

Самая характерная черта образа Земли – планетарная асимметрия материков и океанов. На Южном полюсе расположен самый высокий континент – Антарктида, тогда как на Северном полюсе простирается Северный Ледовитый океан. При этом площадь Антарктиды почти равна площади Северного Ледовитого океана. Впадине Тихого океана отвечает материковый рельеф Африки. Южным океанам, омывающим берега Антарктиды, асимметрию создают материки Северного полушария, опоясывающие Арктику.

Меридиональную асимметрию Земли порождает Тихий океан, водами которого покрыто 35% поверхности Земли в Северном и Южном полушариях. По имеющейся статистике распределения суши и океана в 95 случаях из 100 поверхности суши соответствует диаметрально противоположенный океан. В целом материковому Северному полушарию противопоставлено океаническое Южное, океаническому Западному – материковое Восточное. Рельеф Земли асимметричен как по отношению к плоскости экватора, так и к плоскости меридиана 75° западной долготы.



Рис.1.12. Разлом Сан-Андреас

В строении поверхности Земли огромную роль играют глубинные разломы, рассекающие всю земную кору и нередко уходящие в верхнюю мантию. От более мелких разломов, которые наблюдаются близ поверхности Земли, в пределах осадочных пород оболочки, их отличает не только огромная глубина, но и длительность развития. Некоторые глубинные разломы существуют сотни миллионов лет.

Такие разломы разделяют земную кору на отдельные глыбы, образуя как бы мозаику из блоков различной величины. Обычно эти блоки хорошо выражены в рельефе. Нередко вдоль глубинных разломов вытянуты цепочки вулканов или по ним в земную кору внедряются глубинные магматические породы. Глубинный разлом, проходящий с северо-запада на юго-восток через складчатые сооружения Северного Тянь-Шаня, имеет глубину не менее 100 км. Разлом Сан-Андреас в Калифорнии, США, (рис.1.12) – один из самых протяжённых и наиболее активных геологических образований такого рода. Его возраст оценивается в 20 миллионов лет. Он уходит вглубь Земли на 15 километров и протянулся вдоль западного побережья Северной Америки почти на 1000 км.

Облик Земли в главных чертах определяет Мировой океан. В целом рельеф нашей планеты определяется рельефом дна Мирового океана, который характеризуется глобальной системой океанических хребтов, разломами, глубоководными желобами, котловинами.

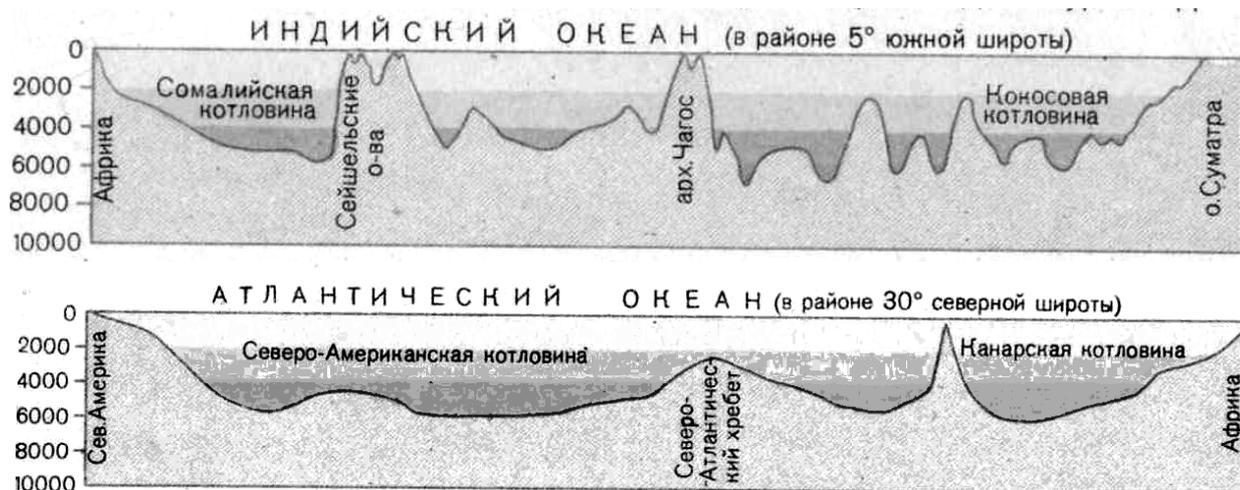


Рис.1.13. Профили дна Атлантического и Индийского океанов

Срединные океанические хребты представляют собой единую цепь линейных поднятий общей протяжённостью 60 тыс.

км и покрывают 15,3% площади дна Мирового океана. Это наиболее значительные горные образования не только океанического дна, но и планеты в целом. Их относительная высота на некоторых участках достигает 3-4км, ширина – 1000-2000км. Планетарная система срединно-океанических хребтов развита в Тихом и Атлантическом океанах и буферном Северном Ледовитом океане. Дно океана стареет по мере удаления от срединно-океанического хребта, «расползаясь» от его центральной зоны со скоростью несколько сантиметров в год.

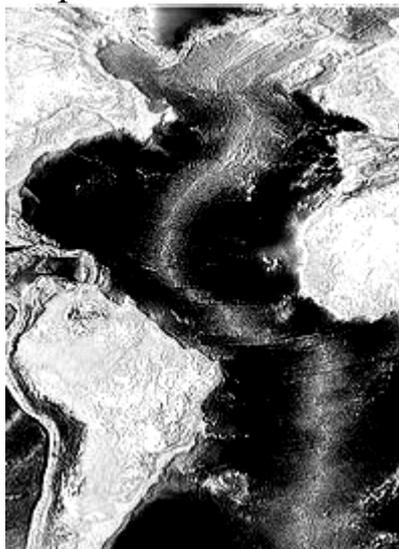


Рис.1.14. Срединно-Атлантический хребет

Действием этого процесса можно объяснить сходство очертаний континентальных окраин, если предполагать, что между частями расколовшегося континента образуется новый океанический хребет, а океаническое дно, наращиваемое симметрично с обеих сторон, формирует новый океан. Атлантический океан, посреди которого лежит Срединно-Атлантический хребет, вероятно, возник именно таким образом. Срединно-Атлантический хребет – крупнейшая горная система на дне океана длиной свыше 18 тысяч километров (рис.1.14).

Около 2% всей воды на Земле находится в замёрзшем состоянии (в основном в виде льда). Общая масса льда в современную эпоху равна примерно $28,4 \cdot 10^{18}$ кг, причём 90% приходится на ледниковый щит Антарктиды, 9% - на ледник Гренландии и менее 1% составляет масса льда всех остальных горных ледников. Площади ледниковых щитов составляют: в Антарктиде $13,9 \cdot 10^{12} \text{ м}^2$, в Гренландии $1,8 \cdot 10^{12} \text{ м}^2$, горных ледников – $0,5 \cdot 10^{12} \text{ м}^2$.

В последнюю ледниковую эпоху в Канаде существовал огромный Лаврентьевский ледниковый щит шириной около 4000 км и мощностью 3000-4000 м. Отступление ледника, начавшееся 13 тыс. лет назад, продолжалось 8 тыс. лет. Амплитуда послеледникового поднятия составила около 300 м.

Оледенение Фенноскандии началось 60-70 тыс. лет назад. Ледник имел самую большую мощность - около 3000 м в центральной части. На юге ледник доходил до Валдайской возвышенности. Затем началось постепенное отступление ледника от периферии к центру. Последние крупные массы ледника исчезли 9 тыс. лет назад. По мере отступления ледника и после его исчезновения произошло изостатическое поднятие Фенноскандии, достигшее в центральной части 300 м за 10 тыс. лет.

Масса ледников значительно меняется со временем. Например, 12 тысяч лет назад растаял громадный ледниковый щит, покрывавший в четвертичном периоде почти всю Русскую равнину и значительные пространства Западной Европы и Северной Америки. Во время малого климатического оптимума, который имел место около тысячи лет назад, у ледникового щита Гренландии была существенно меньшая масса, чем в настоящее время.

Масса ледникового щита Гренландии оценивается в 2,5 млн. км³. Если весь лёд Гренландии растает, то это приведёт к повышению уровня Мирового океана примерно на 7 метров и огромная масса пресной воды, поступившая в северную часть Атлантического океана, может остановить «конвейер Брокера» - глобальный круговорот океанических течений, ответственный за перенос тепла к северо-западным берегам Европы (рис.1.15).

Важнейшая часть «конвейера Брокера» (по имени американского учёного У. Брокера, описавшего данное явление в конце 80-х годов 20 века) – мощнейший поток воды, движущийся по Атлантическому океану с юга на север на глубине около 800 м. На широте Исландии этот поток поднимается к поверхности и очень сильно охлаждается, а отдаваемое им тепло определяет необычную мягкость зим на севере Европы. Охлаждённая вода вследствие повышенной плотности опускается вниз почти до самого дна, где начинает свой обратный путь на юг.

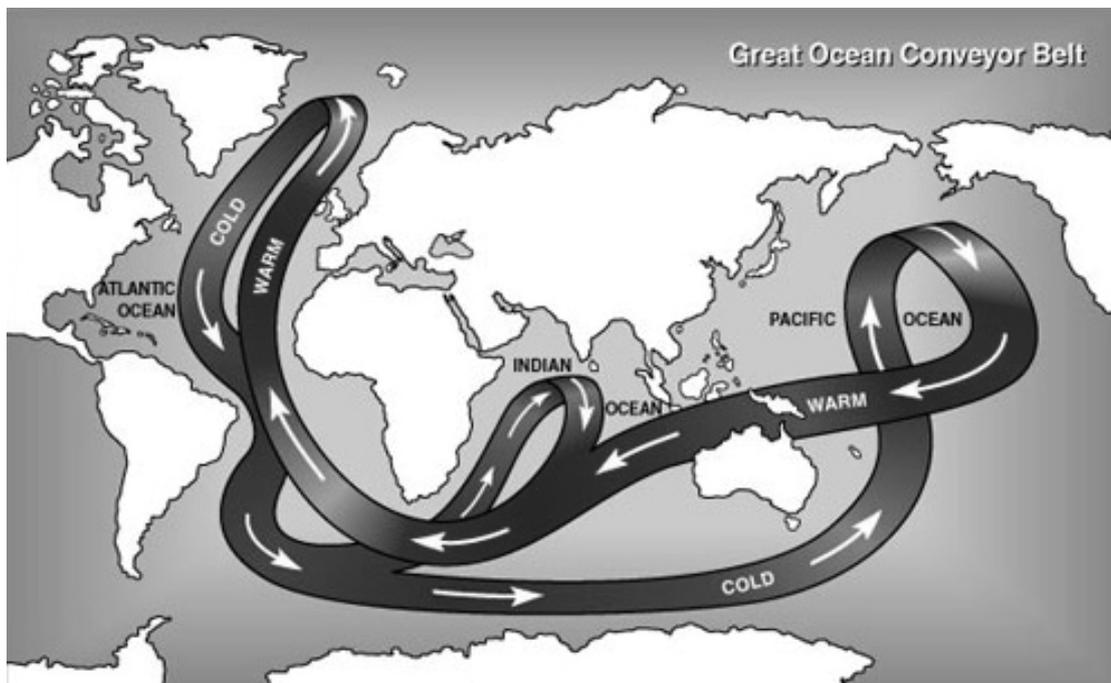


Рис.1.15. Глобальный круговорот океанических течений (COLD – холодная вода, WARM – тёплая вода)

На обратном пути это течение, теперь уже холодное, пересекает экватор, обогнув Африку, поворачивает на восток, даёт ответвление на север в Индийском океане, где поднимается к поверхности, а затем, обогнув с юга Австралию и Новую Зеландию, направляется на север Тихого океана, где также поднимается к поверхности.

В случае интенсивного таяния ледников Гренландии поступившая в море пресная вода разбавит ту массу солёной воды, что двигалась с юга, и эта вода, став менее плотной, перестанет «тонуть». Конвейер Брокера остановится, а в Европе начнётся сильнейшее похолодание на много лет. Когда Гренландия перестанет таять, конвейер возобновит свою работу. В истории Земли такое уже случалось не раз. По современным оценкам таяние гренландских ледников повышает уровень океана на 0,5мм в год.

Если в результате природных сдвигов Мировой океан начнёт внезапно жить по совершенно иным законам, то Европа, Азия и Северная Америка лишатся привычного тепла, а в Южном полушарии станет жарче. По оценкам некоторых учёных Земля уже пережила нечто подобное 8200 лет назад. Человечеству известно, в частности, Малое оледенение. Оно продолжалось примерно с 1300 по 1850 год. Из-за

ухудшившихся погодных условий европейцам пришлось покинуть Гренландию, увяла цивилизация викингов.

Ледники, покрывающие площадь более 16 млн. км² (площадь подземного оледенения в два раза больше), оказывают влияние на динамику фигуры Земли. Распределение влаги между Мировым океаном и ледниковыми щитами в результате их таяния неизбежно сопровождалось изменением момента инерции Земли и должно было приводить к какой-то неравномерности вращения Земли и движению полюсов.

Если повторным нивелированием измерить скорость поднятия, а затем оценить толщину слоя льда, покрывавшего территорию, и амплитуду уже происшедшего поднятия (по гравиметрическим измерениям и определениям аномалий силы тяжести), датировать момент исчезновения ледникового покрова по отношению к времени измерений, то можно вычислить коэффициент вязкости пород, слагающих верхнюю мантию Земли. Это – одна из важных физических характеристик Земли, которую до сих пор никакими другими геофизическими измерениями невозможно определить.

В истории Земли большую роль играли и играют землетрясения. Постоянно накапливающиеся в толще Земли упругие напряжения, превысив предел прочности пород, разрушают их с образованием протяжённого разрыва. Потенциальная энергия переходит в кинетическую, которая в форме упругих волн распространяется во все стороны от очага землетрясения, достигает земной поверхности и вызывает подземные толчки и колебания почвы.

В течение года происходит около 100 тыс. землетрясений, из которых 100 – разрушительные и около 1000 землетрясений сопровождаются повреждениями сооружений. В целом, за год, по всему земному шару землетрясения освобождают энергию, равную приблизительно $0,5 \cdot 10^{26}$ эрг.

Интенсивность землетрясения определяется по 12-балльной шкале, построенной на основе инструментальных наблюдений со специальными вертикальными маятниками. Ежегодно на Земле происходит 10-15 десятибалльных, 100-150 восьмибалльных и 300-500 семибалльных землетрясений.

Разрушительные землетрясения сопровождаются горизонтальными и вертикальными движениями земной коры. Чилийское землетрясение 1907 г. сопровождалось поднятием

почвы на 1 м чилийского побережья протяжённостью 300 км. В эпицентральной зоне Ашхабадского землетрясения 1948 г. горизонтальные смещения достигли 2 м. После землетрясения в Армении в декабре 1988 г. выявлены смещения по Арагац-Спитакскому разлому в 1-1,2 м и относительные поднятия Нижне-Памбакского грабена до 0,3 м.

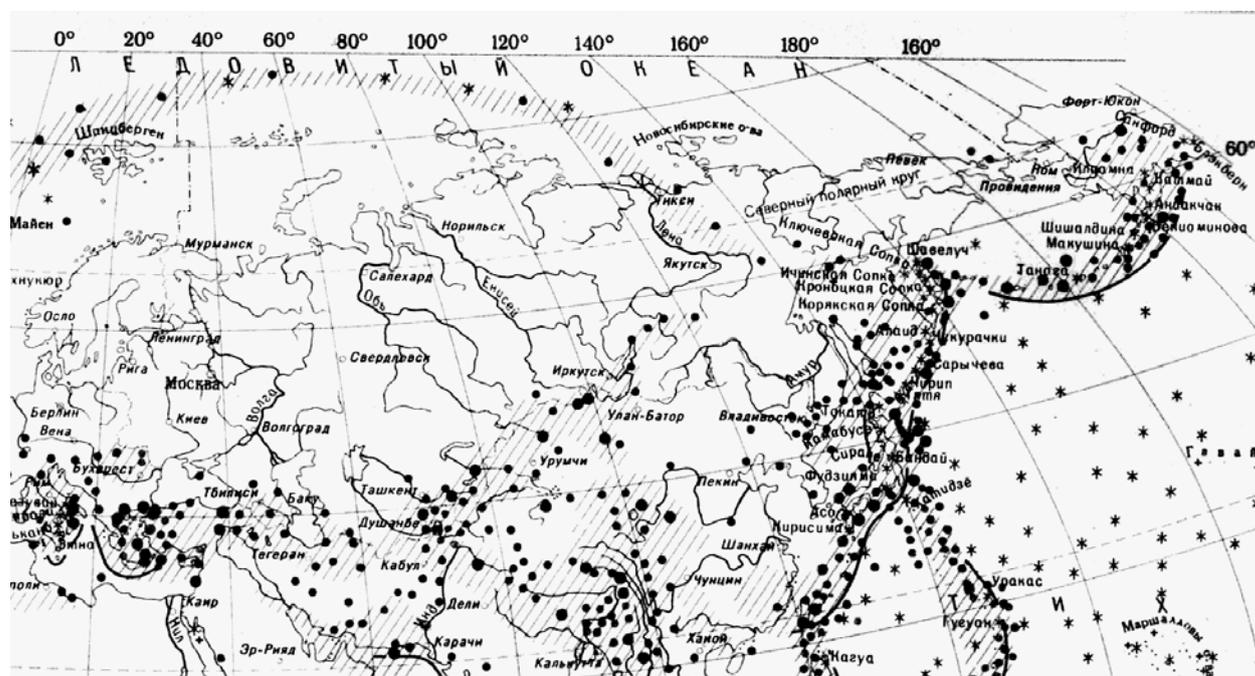


Рис.1.16. Фрагмент карты вулканов и землетрясений (• эпицентры вулканов, * эпицентры землетрясений)

Сильные землетрясения возбуждают собственные колебания Земли. Любое упругое тело после удара подобно колоколу совершает колебания. В 1911 г. Ляв вычислил период собственных колебаний стального шара размером с Землю. Оказалось, что он равен одному часу. Первые собственные колебания Земли с периодом 57 минут были обнаружены в 1952 г. после землетрясения на Камчатке. Зарегистрированы колебания Земли с периодом 54 минуты после Чилийского землетрясения в 1960 г.

Земля, имея конечные размеры, обладает дискретными частотами собственных колебаний, хотя число их бесконечно. Их амплитуды и фазы зависят от начальных условий, которые нам не известны, но спектр частот определяется размерами, внутренним строением и упругими свойствами Земли. Собственные колебания представляют существенный интерес

для геофизики и используются для проверки реальности различных моделей Земли.

Как правило, в районах высокой сейсмической активности располагаются вулканы, поэтому опасность землетрясений дополняется опасностью извержения вулканов.

Для изучения сейсмической активности успешно используются геодезические методы: измерения силы тяжести с одновременным повторным определением высот пунктов нивелированием. В СССР изменения силы тяжести тектонического происхождения в течение длительного времени изучали на геодинамических полигонах.

Геодинамические полигоны были созданы в Евразии и Северной Америке после Аляскинского землетрясения (1964 г.). С 70-х годов 20 века практически во всём мире осуществляются программы комплексных исследований на геодинамических полигонах с целью прогноза землетрясений. Впоследствии круг решаемых задач был расширен за счёт включения в программу работ изучения деформаций земной поверхности, обусловленных процессами вулканизма, а также техногенными процессами. На Ашхабадском гравиметрическом профиле (12 км, 7 пунктов), созданном в 1971 г., в местах пересечения им тектонического разлома наблюдались изменения силы тяжести со скоростью $100 \text{ нм} \cdot \text{с}^{-2} / \text{год}$. Они имели циклический характер, были коррелированы с землетрясениями и указывали на увеличение подземных масс.

В СССР было создано около 50 прогностических геодинамических полигонов в основных сейсмоактивных районах. По результатам работ, выполненных на полигонах, получены ценные данные о закономерностях и свойствах деформационных процессов в конкретных областях; определены реакции разломных зон на землетрясения, происходящие вблизи них; выделены участки, где интенсивность реакции выше; изучены деформации в эпицентрах некоторых сильных землетрясений и извержений вулканов. Например, на Камчатке, где находится 141 вулканов, из которых 28 считаются действующими, активная вулканическая деятельность сочетается с высокой сейсмичностью. Повторными измерениями на геодинамических полигонах зафиксированы деформации, предваряющие и сопровождающие извержения вулканов.

Геодезические наблюдения движений и деформаций наряду с наблюдениями изменений силы тяжести и сейсмичности вулканических разломов дают объективную информацию для прогноза вулканической деятельности. Обобщая наблюдения на разных вулканах мира, можно обнаружить общие закономерности хода вулканических деформаций: растяжения и поднятия перед извержением и сжатия и опускания во время извержения и в последующий период. Накопленная информация, возможно, позволит в будущем прогнозировать вулканические катастрофы.

Наряду с традиционными геодезическими измерениями при геодинимических исследованиях успешно используются спутниковые системы «НАВСТАР» и «ГЛОНАСС», лазерная локация Луны и радиоинтерферометрия со сверхдлинной базой. Повторные измерения GPS-системами с диапазоном расстояний от десятков до тысяч километров с точностью $1 \cdot 10^{-7}$, лазерные измерения до ИСЗ и Луны, длиннобазисная радиоинтерферометрия являются ценными методами для определения глобальных движений плит и крупномасштабных деформаций внутри них.

Планетарные асимметрии суши и океана, рельефа Земли, гидросфера и атмосфера, находящиеся в постоянном движении, обуславливают сложную динамику фигуры нашей планеты под влиянием деформационных сил из-за собственного вращения Земли и переменных потенциальных полей в космической системе Солнце-Земля-Луна.

1.5 Основные движения Земли

Движение Земли - перемещение Земли относительно некоторой выбранной системы координат. Земля совершает четыре вида движения:

- движение вместе с Солнечной системой вокруг центра Галактики;
- движение вокруг Солнца по эллиптической орбите, близкой к круговой;
- вращение вокруг собственной оси;
- обращение вокруг общего с Луной центра масс.

Рассмотрим два основных вида движения Земли:

- обращение вокруг Солнца;
- вращение вокруг собственной оси.

Оба эти вида движения Земли в высшей степени сложны. Орбитальное движение постоянно возмущается притяжением других тел солнечной системы. Вращение Земли вокруг собственной оси возмущается притяжением Солнца, Луны и планет, несовпадением мгновенной оси вращения Земли с главной полярной осью её инерции, большими неоднородностями плотностей и перемещениями масс в теле Земли, движением масс на поверхности и в её атмосфере.

Орбитальное движение Земли не зависит от её вращения около неподвижной точки, за которую принимают её центр масс, хотя его положение непостоянно из-за перемещения масс Земли. В абсолютно твёрдой Земле центр масс представляет собой точку, не имеющую движения, а все остальные точки вращаются вокруг мгновенной оси, проходящей через центр масс. Вращательное движение зависит от положения Земли относительно Солнца, Луны и планет.

1.5.1 Орбитальное движение Земли

Во 2 веке выдающийся александрийский астроном, географ и оптик Клавдий Птолемей (90-160) в своём главном труде «Альмагест» высказал предположение о центральном положении Земли во Вселенной (геоцентрическая система мира). Последовавшее за Птолемеем время не было благоприятным для дальнейшего развития знаний о строении мира.

В 9-11 вв. значительные исследования были выполнены арабскими учёными. Философ, астроном и геодезист Бируни (Абу Рейхан аль Бируни, 973-1048) из Туркестана первым на Среднем Востоке предположил, что Земля движется вокруг Солнца.

И только в начале 16 века Коперник доказал, что видимое суточное движение всех небесных светил объясняется вращением самой Земли вокруг своей оси, а кажущееся годовое движение Солнца и очень сложные орбиты планет – круговыми движениями последних и самой Земли вокруг неподвижного Солнца. Неизменная плоскость, в которой движется Земля вокруг Солнца, получила название эклиптики (от греческого – затмение).

Хотя основные положения Коперника, что сама Земля вращается вокруг оси и движется вокруг Солнца, были чисто умозрительными и не могли быть доказаны в то время никакими фактами, тем не менее и той простоты всего мировоззрения, которая следовала из них, уже было достаточно, чтобы убеждение в их истинности стало постепенно укрепляться.

Датский астроном Тихо Браге (1546-1601) на основании собственных наблюдений светил и звёзд отверг систему Коперника и предложил свою собственную, по которой все планеты также двигались вокруг Солнца, но оно вместе со всеми планетами движется вокруг неподвижной Земли. Продолжить обрабатывать свой богатейший наблюдательный материал он завещал молодому немецкому математику Кеплеру (1571-1630).

Приступая к своим исследованиям движения планет на основе наблюдений Тихо Браге, Кеплер допускал, что все они, в том числе и Земля, движутся относительно неподвижного Солнца по некоторым плоским замкнутым кривым.

В 1609 г. Кеплер опубликовал свои первые два закона:

1. Орбита всякой планеты есть эллипс, в одном из фокусов которого находится Солнце.

2. Площадь эллиптического сектора, описываемого радиусом вектором планеты, возрастает пропорционально времени.

Проникнутый идеей полной гармонии в природе, он пытался подметить сходство средних расстояний разных планет от Солнца сначала с гармоничными отношениями основных музыкальных тонов, потом – с радиусами сфер, описанных около пяти правильных многоугольников, и в них вписанных. Но из всего этого ничего не выходило. Сравнивая же полуоси орбит планет с продолжительностью полных оборотов планет, Кеплер открыл третий закон движения планет, опубликованный в 1619 г.:

3. Квадраты продолжительностей оборотов планет пропорциональны кубам их средних расстояний от Солнца.

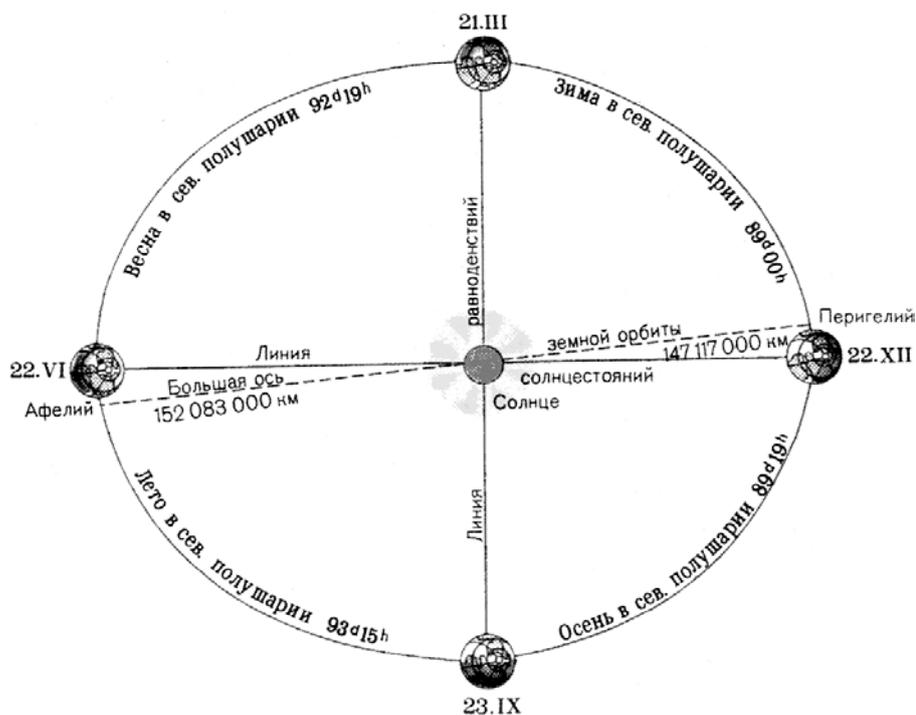


Рис.1.17. Движение Земли вокруг Солнца

Все три закона Кеплера оказываются точными и для комет, принадлежащих к Солнечной системе и движущихся по очень растянутым эллиптическим орбитам.

Но наука не могла довольствоваться эмпирическими законами, открытыми Кеплером. Надо было объяснить эти законы, найти причину, почему планеты движутся именно так, а не иначе. И это сделал великий Ньютон, доказавший, что сила, обуславливающая движение каждой планеты вокруг Солнца по законам Кеплера, прямо пропорциональна массам обоих этих тел и обратно пропорциональна квадрату расстояния между ними.

Земля обращается вокруг Солнца (рис.1.17) по эллиптической орбите со средней скоростью 29,765 км/с. Вместе с Солнцем Земля участвует в движении вокруг центра Галактики со средней скоростью 300 км/с, совершая один оборот за 200-230 млн. лет. Этот период называется галактическим годом.

Орбитальная скорость Земли колеблется от 29,27 км/с в афелии на расстоянии 152,1 млн. км от Солнца до 30,27 км/с в перигелии на расстоянии 147,1 млн. км от Солнца. Период полного обращения Земли вокруг центрального светила (относительно звезд) составляет 365 суток 6 часов 9 минут 10 секунд (365,25636 средних солнечных суток). Этот период называют звёздным или сидерическим годом. Период обращения, исчисляемый в солнечных сутках (365,2422

солнечных суток), называется тропическим годом. Тропический год содержит 366,2422 звёздных суток. Длина тропического года в 365, 2422 средних солнечных суток будет оставаться такой же примерно до 2700 года.

Звёздные сутки составляют $365,2422/366,2422=0,997270$ средних солнечных суток. Эта величина – постоянное соотношение звёздного и солнечного времени. Если бы эклиптика совпадала с небесным экватором, то день и ночь всегда были бы равны по времени. Но так как Солнце только дважды в году пересекает небесный экватор, то только в эти двое суток день равен ночи. К тому же между этими двумя точками Солнце движется по эклиптике неравномерно. От точки весеннего равноденствия (21 марта) до точки осеннего равноденствия (23 сентября) Солнце проходит за 186 суток, а от точки осеннего равноденствия до точки весеннего равноденствия за 179 суток.

У египтян гражданский год содержал в себе ровно 365 дней и подразделялся на 12 месяцев по 30 дней. Остальные 5 дней просто прибавлялись в конце года. Следовательно, каждый год у них начинался на $\frac{1}{4}$ суток раньше предшествующего и мог снова совпадать с тропическим через 1460 лет.

Римляне подразделяли гражданский год на 12 месяцев: *martius, aprilis, maius, junius, quintilis, sextilis, september, october, november, a december, januarius, februarius*. Не зная истинной продолжительности тропического года, они начали очень часто и вполне произвольно изменять число дней в месяцах, чтобы согласовать свой год с солнечным. Это привело их счисление времени или календарь (от слова «календы», которыми назывались первые дни каждого месяца) к такому беспорядку, что Юлий Цезарь (100-44 гг. до н.э.) решил произвести в ней коренную реформу.

Призванный с этой целью из Александрии астроном Созиген, взяв в основание летоисчисления продолжительность тропического года в 365,25 дней, установил считать в трёх следующих один за другим простых годах по 365 дней, а в четвёртом високосном (от слова «*bissexthus*» - два раза шесть) – 366 дней. Это летоисчисление с теми же названиями месяцев, за исключением пятого и шестого, которые были переименованы в июль и август, и с тем же числом дней в них, какое есть в

настоящее время, было принято в 325 году н.э. на Никейском вселенном соборе и христианской церковью.

Разница в 0,0078 суток между истинной продолжительностью тропического года (365,2422) и Юлианского гражданского (362,25) постепенно накапливалась и через 128 лет составляла целые сутки. Вследствие этого весеннее равноденствие, которое приходилось на 21 марта в эпоху Никейского собора, в 16 столетии стало приходиться на 10 дней раньше, т.е. на 11 марта.

Это оказалось неудобным для церковного летоисчисления. По правилам христианской церкви праздник Пасхи должен наступать в первое воскресенье после первого весеннего полнолуния, т.е. первого полнолуния после дня весеннего равноденствия. В 1582 году папа Григорий XIII (1502-1585) исправил это, а чтобы весеннее равноденствие и в будущем приходилось всегда около 21 марта, постановил считать те круглые в сотнях годы, которые не делятся без остатка на 400 (1700, 1800, 1900, 2100 и т.д.) – простыми, делящиеся на 400 (1600, 2000 и т.д.) – високосными.

Григорианское летоисчисление принято называть новым стилем. Средняя продолжительность Григорианского гражданского года равна 365,2425 средним солнечным суткам и отличается от продолжительности тропического года на малую величину. Это летоисчисление было принято как обязательное сначала католическими, а затем и всеми европейскими государствами, за исключением России, Греции, Сербии и Болгарии, жившими некоторое время по старому стилю, т.е. Юлианскому летоисчислению, которое успело отстать на 13 дней. В 1918г. Россия перешла на Григорианское летоисчисление и 1 февраля стали считать 14 февраля 1918г. Это различие в 13 суток будет сохраняться до 28 февраля 2100г. по новому стилю. После этой даты оно станет равным 14 суткам.

По своей точности Григорианский календарь отвечает самым строгим требованиям современности. Ошибка в одни сутки накапливается в нём примерно лишь за 3300 лет.

Заметим, что ещё с древних времён сохранился семидневный период или неделя, который исходит из обычая называть дни по именам Солнца, Луны, Марса, Меркурия, Юпитера, Венеры и Сатурна. Разные годы и месяцы начинаются с разных дней. Это объясняется тем, что простой год содержит

52 недели плюс 1 день, а високосный – 52 недели плюс 2 дня. Но так как целое число дней содержится в 4-х Юлианских годах, то только через 28 лет все числа месяцев повторятся в прежние дни недели. Этот 28-летний период называется циклом или кругом Солнца.

Исторические исследования календарей древних славян 2-4 веков н.э. подтверждают, что учёные Киевской Руси достаточно полно знали закономерности движения Солнца, Земли и Луны, точно определяли длину солнечного и лунного года, их взаимосвязь, знали древнейшую семидневную неделю и високосные годы.

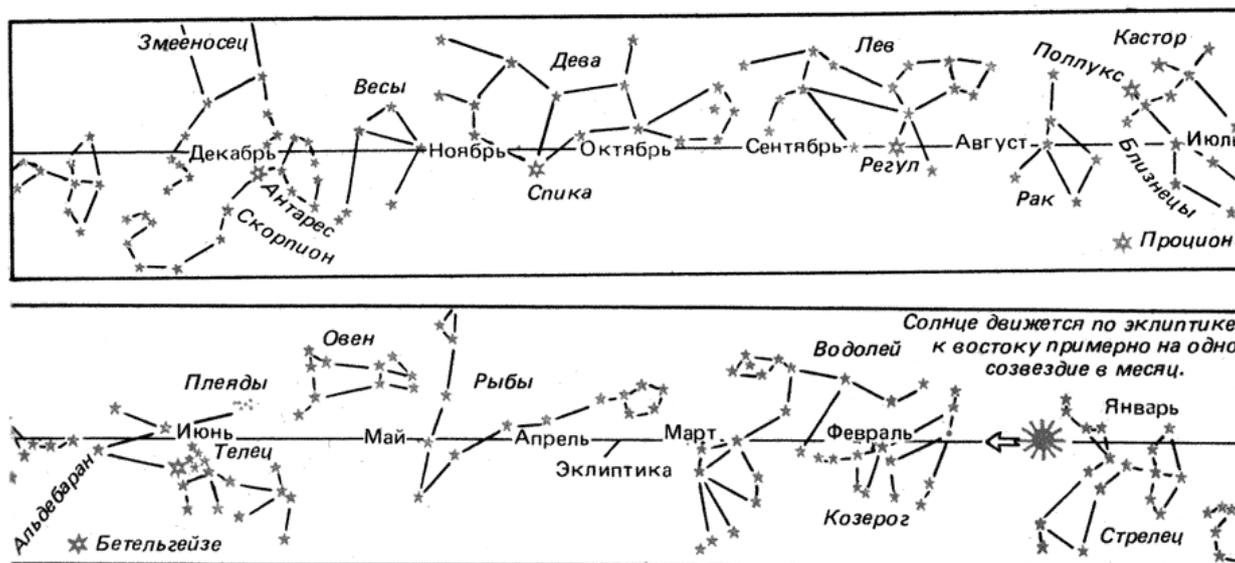


Рис.1.18. Годичное движение Солнца по 12 созвездиям Зодиака (движение Солнца показано стрелкой)

Орбита Земли близка к круговой. Её эксцентриситет $e = 0,017$. В перигелии Земля бывает 2-5 января, в афелии 1-5 июля. Действительное годовое обращение Земли вокруг Солнца относительно неподвижного небосвода приводит к тому, что наблюдатель на Земле видит Солнце на фоне разных созвездий. Пояс на небесной сфере, вдоль которого осуществляется видимое годовое движение Солнца, называется поясом Зодиака, а линия видимого годового пути Солнца называется эклиптикой. Эклиптика лежит в плоскости, проходящей через центр Земли. «Зодиак» по-гречески означает «звериный круг». В него входят 12 зодиакальных созвездий. В древние времена все зодиакальные созвездия имели названия животных: Овен, Телец, Близнецы, Рак, Лев, Дева, Весы, Скорпион, Стрелец, Козерог, Водолей, Рыбы (рис.1.18).

1.5.2 Движения оси вращения Земли

Идея о вращении Земли вокруг своей оси впервые была высказана знаменитым древнегреческим философом Гераклитом Эфесским (конец 6 - начало 5 века до н.э.) около 500гг. до н.э.

Вращение земного шара вокруг собственной оси доказывается многими явлениями, в частности:

- поворотом плоскости качания маятника Фуко, впервые продемонстрированным французским физиком Фуко в 1851 году;
- сжатием Земли у полюсов;
- сменой дня и ночи.

Смена дня и ночи объясняется вращением Земли, а смена времён года – тремя одновременно действующими обстоятельствами:

- обращением Земли вокруг Солнца;
- наклоном оси вращения Земли к плоскости орбиты;
- сохранением направления оси в пространстве.

В 1851 г. французский физик Ж. Фуко (1819-1868) наглядно продемонстрировал суточное вращение Земли. Закрепив маятник длиной 67м и отклонив его от вертикали до округлой шкалы, он затем отпустил его (рис.1.19). Под действием силы тяжести маятник начал качаться, причём качание маятника происходило всё время в одной и той же плоскости по отношению к звёздам. Однако наблюдателям казалось, что маятник перемещается по окружной шкале в направлении, противоположном вращению Земли. Через сутки стрелка маятника заняла исходное положение.



Рис.1.19. Маятник Фуко в Парижском Пантеоне

Земля вращается вокруг собственной оси и совершает один полный оборот за 24 часа 3 минуты 56,5554 секунды относительно Солнца (средние солнечные сутки) или за 23 часа 56 минут 4,09 секунды относительно звезд (звёздные сутки). Заметим, что всякое движение, совершающееся в ту же сторону, куда перемещается Солнце, принято называть прямым, а совершающееся в противоположном направлении – обратным. Вращение Земли вокруг своей оси есть прямое движение, а кажущееся суточное движение всех светил – обратное.

Ось вращения Земли наклонена к плоскости орбиты на $66,5^\circ$. В масштабе тысячелетий этот угол периодически изменяется. В настоящее время он уменьшается на $0,47''$ в год. При движении Земли вокруг Солнца её ось вращения остаётся параллельной самой себе. Угол между земной осью и перпендикуляром к плоскости орбиты сейчас составляет $23^\circ 26,5'$.

Наклон оси вращения к плоскости орбиты приводит к периодическому (сезонному) изменению количества солнечного тепла, получаемого различными участками земной поверхности при движении планеты по гелиоцентрической орбите.

Положение оси вращения Земли не остаётся неизменным ни в пространстве, ни в самом её теле. В 123 г. до н.э. древнегреческий учёный, один из основоположников астрономии Гиппарх (около 180-125 гг. до н.э.) открыл явление предварения равноденствий, или прецессию (от латинского *praecessio* – предварение). В 1755 г. английский астроном Джеймс Брайдлей (1693-1762) открыл явление нутации оси вращения Земли. Сомнения в постоянстве скорости суточного вращения Земли возникли после открытия английским астрономом и геофизиком Э. Галлеем (1656-1742) в 1695г. векового ускорения движения Луны. Мысль о вековом замедлении вращения Земли под действием приливного трения была впервые высказана И. Кантом в 1755г.

Во второй половине прошлого столетия появились свидетельства нерегулярных флуктуаций скорости вращения Земли и движения географических полюсов. С тех пор за неравномерностью движения Земли и движением полюсов ведутся регулярные наблюдения.

В совокупном возмущающем действии Солнца и Луны на положение земной оси в пространстве выделяют лунно-солнечную прецессию и лунно-солнечную нутацию.

Вековое перемещение земной оси с коэффициентом $50,3''$, совершающееся пропорционально числу лет в сторону обратного движения, называется лунно-солнечной прецессией, периодические же колебания земной оси по долготе и по широте называются лунно-солнечной нутацией по долготе и широте.

На рис.1.20 – S положение Солнца, центр масс Земли расположен в точке O, точки A и B находятся на экваторе Земли. Из рисунка видно, что $SA < SO < SB$. Значит, модуль силы притяжения Солнцем точки A, равный $|\mathbf{F}_A|$, будет больше, чем модуль силы притяжения точки B, равный $|\mathbf{F}_B|$, $|\mathbf{F}_A| > |\mathbf{F}_B|$. Из векторных равенств $\mathbf{F}_1 = \mathbf{F}_A - \mathbf{F}_O$ и $\mathbf{F}_2 = \mathbf{F}_B - \mathbf{F}_O$ получим $\mathbf{F}_1 > \mathbf{F}_2$. Пара сил $\mathbf{F}_1, \mathbf{F}_2$, следовательно, стремится повернуть плоскость экватора AB по часовой стрелке и совместить её с плоскостью OS. Из-за вращения Земли вектор углового момента \mathbf{H} медленно обращается (прецессирует) относительно оси $\Pi_N \Pi_S$ с угловой скоростью ω_{pr} . Скорость прецессии определяется разностью полярного и экваториального моментов инерции Земли, моментом пары сил $\mathbf{F}_1, \mathbf{F}_2$, а направление прецессионного движения противоположно направлению вращения Земли. Величина момента пары сил $\mathbf{F}_1, \mathbf{F}_2$ определяется расположением Земли относительно Солнца, Луны, планет и зависит от наклона орбиты Луны к эклиптике, эксцентриситетов лунной и земной орбит, среднего движения Земли и Луны по орбитам и т.д.

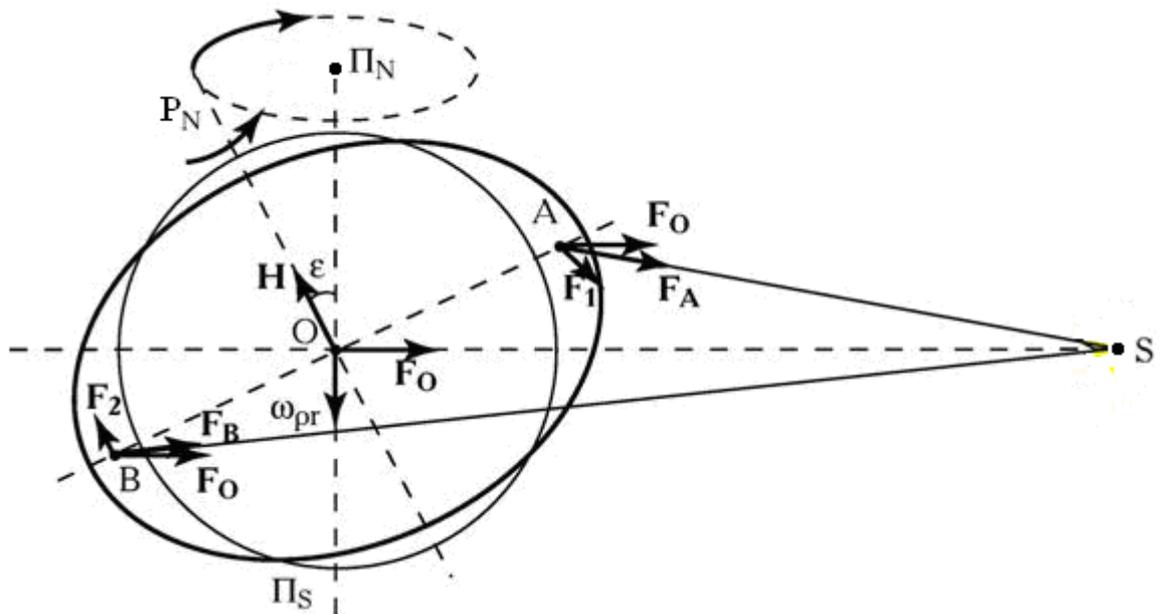


Рис.1.20. Прецессия оси вращения Земли

В действительности мгновенная угловая скорость прецессии складывается из двух частей: первая обусловлена моментом сил притяжения Солнца, вторая – Луны. В результате этого суммарного эффекта мгновенная ось вращения Земли описывает в пространстве в обратном направлении круговой конус с раствором $23^{\circ}27'$ вокруг полюса эклиптики (рис.1.20). Период прецессии составляет 25 800 лет.

Динамическое объяснение явлению прецессии дал И. Ньютон в своих «Математических принципах натуральной философии» (1687). Он оценил составляющую прецессии, обусловленную лунно-солнечным притяжением эллипсоидальной Земли, равной $68''$ в год, приняв полярное сжатие Земли, равным $1/230$. Как позднее заметил П. Лаплас, для полярного сжатия $1/300$ формулы И. Ньютона дают величину прецессии $53,6''$, что в пределах точности расчётов совпадает с её действительной величиной. Строгую теорию прецессии создал французский астроном Ж.Л. Деламбр (1749-1822).

Предварение равноденствий приводит к тому, что небесный экватор поворачивается в направлении суточного движения светил, а точки равноденствий перемещаются навстречу видимому годовому движению Солнца по эклиптике, делая более ранними (предваряя) моменты равноденствий. По этой причине тропический год почти на 20 минут короче звёздного.

Кроме медленного прецессионного движения ось вращения Земли испытывает и периодические нутационные (от

лат. nutatio - колебание) движения, основные гармоники которых имеют периоды 13,7 суток, 27,6 суток, 6 месяцев, 1 год, 18,6 лет. В результате нутационного движения ось вращения описывает сложные петли в пространстве (рис.1.21). Гармоника с периодом 18,6 лет имеет максимальную амплитуду $\approx 9''$. Остальные нутационные гармоники имеют меньшие амплитуды.

Движение с периодом 18,6 лет происходит по эллипсу. Большая ось эллипса перпендикулярна направлению прецессионного движения и равна $18,4''$, а малая ось параллельна ему и равна $13,7''$ (рис.1.23).

Нутационное движение земной оси с периодом 18,6 лет, который точно совпадает с периодом движения лунных узлов, открыл в 1748г. Дж. Брайлей. Динамическая теория нутации была разработана в 1749г. Ж. Делаಂಬром.

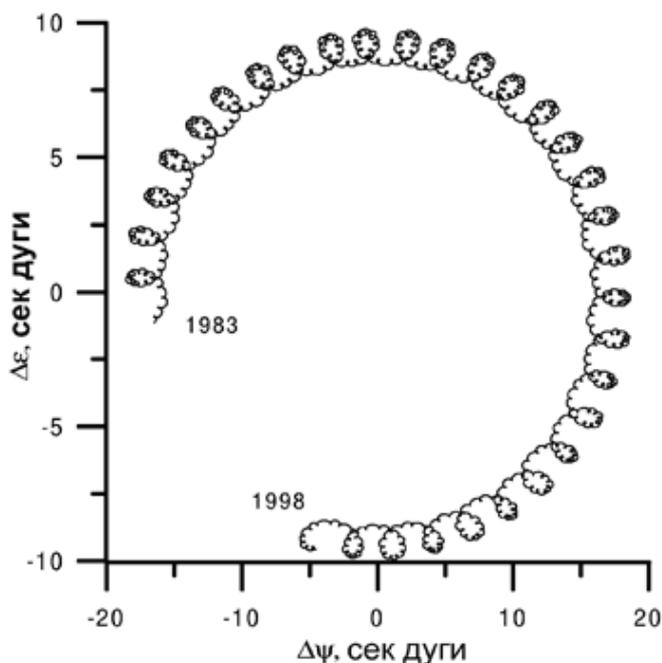


Рис.1.21. Нутация оси вращения Земли (без учёта прецессионного движения) с 1983 по 1998 гг.

На рис.1.21 нутационное движение разложено на две компоненты: $\Delta\psi$ - нутацию в долготе и $\Delta\varepsilon$ - нутацию в наклоне. Главная нутационная гармоника, имеющая период 18,6 лет, определяется поворотом плоскости лунной орбиты. Меньшие петли вызваны эллиптичностью орбит Земли и Луны, наклоном орбиты Луны к эклиптике и рядом других причин.

Теория нутации, принятая Международным астрономическим союзом (МАС) в 2000 году, включает почти 1 500 гармоник с периодами от 2 суток до 18,6 лет. Теория МАС

2000 должна применяться при астрономических вычислениях всеми пользователями, начиная с 1 января 2003г. Любой человек при определении координат на поверхности Земли с помощью навигационных систем (GPS, ГЛОНАСС, а в будущем GALILEO) использует принятую теорию нутации, часто не зная этого.

С другой стороны, кроме решения прикладных задач астрометрии, геодезии и навигации, теория нутации позволяет заглянуть в глубины Земли и дать ответ на фундаментальные вопросы: оценить сжатие границы ядро-мантия, значение вязкости жидкого ядра, скорость вращения твёрдого ядра, величину магнитного поля в ядре, вязкость мантии.

Нутация в настоящее время исследуется с помощью радиоинтерферометров со сверхдлинной базой (РСДБ) по наблюдениям внегалактических радиоисточников (рис.1.22).

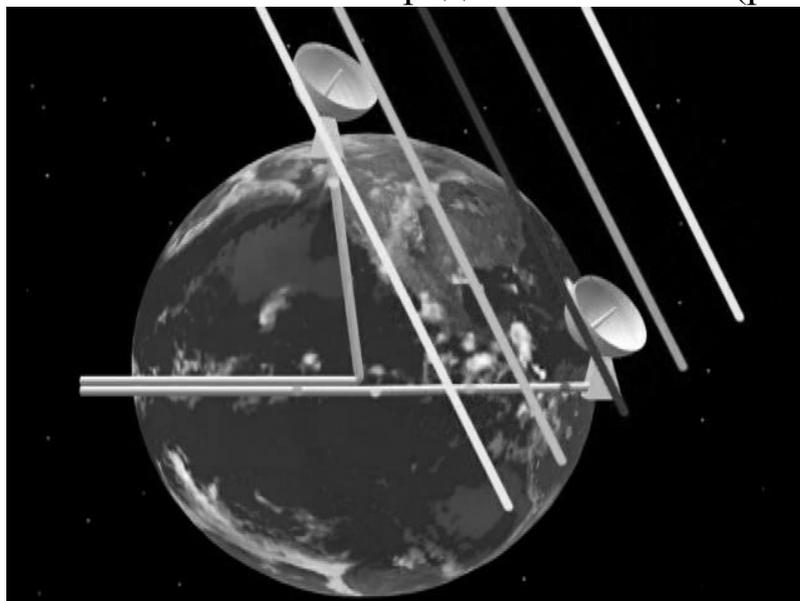


Рис.1.22. Метод РСДБ

Принцип использования РСДБ основан на том, что сигналы от квазаров на антенны радиотелескопов, находящихся друг от друга на большом расстоянии, поступают не одновременно, а с некоторым временным запаздыванием, обусловленным разностью расстояний от базисных пунктов до квазара. Со временем эта разность будет изменяться из-за изменения угла между базой и направлением на квазар, вызванного суточным вращением Земли.

Как известно, координаты небесных тел отсчитываются от северного полюса Мира (точка пересечения оси вращения Земли

с небесной сферой). Прецессия и нутация приводят к смещению координатной сетки на небесной сфере.

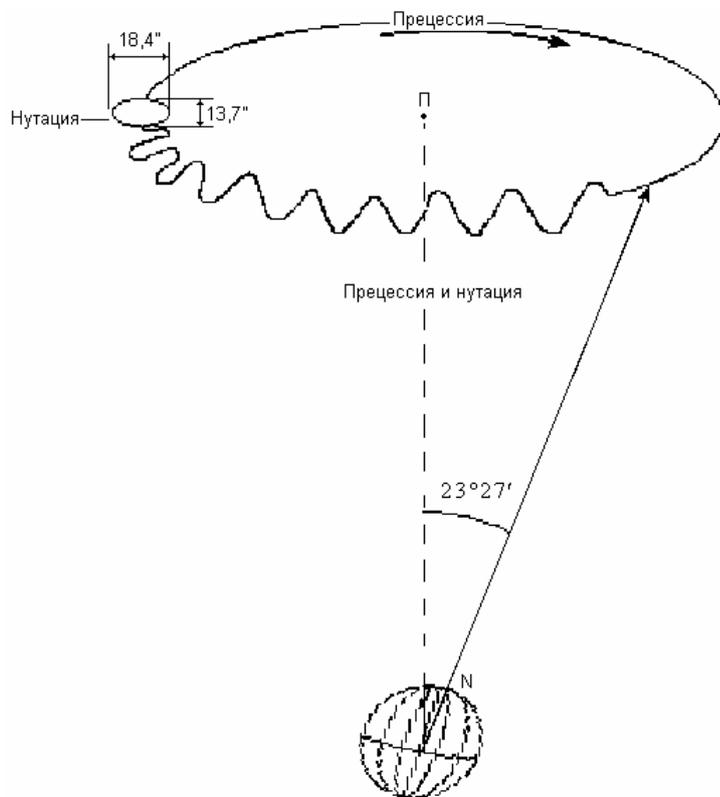


Рис.1.23. Прецессия и нутация оси вращения Земли

Вследствие прецессии и нутации северный полюс Мира описывает на небесной сфере кривую, близкую к окружности, с угловым радиусом, равным $23^{\circ} 27'$ (рис.1.23, 1.24).

Прецессия и нутация зависят от сжатия, внутреннего строения Земли, от наклона оси её вращения к плоскости орбиты, от расположения Луны, Солнца, планет и многих других причин. Следовательно, чтобы создать теорию прецессии-нутации необходимо знать точные эфемериды Солнца, Луны и планет, а также знать внутреннее строение Земли.

Изменяется не только угловая скорость Земли. Мгновенные полюсы Земли (точки пересечения мгновенной осью вращения Земли земной поверхности) движутся. Они перемещаются по земной поверхности вокруг фиксированной точки (Международного условного начала - МУН) в направлении вращения Земли (с запада на восток). Траектория движения полюса имеет вид спирали (рис.1.25), которая периодически закручивается и раскручивается.

За 1996-2000гг. максимальное удаление мгновенного полюса от МУН отмечалось в мае-июле 1996г. Затем траектория полюса стала закручиваться, и это продолжалось до 2000г. , когда полюс подошёл на минимальное расстояние к центру спирали. Сейчас полюс всё дальше удаляется от своего среднего положения. Самое большое удаление мгновенного полюса от МУН не превышает 15м.

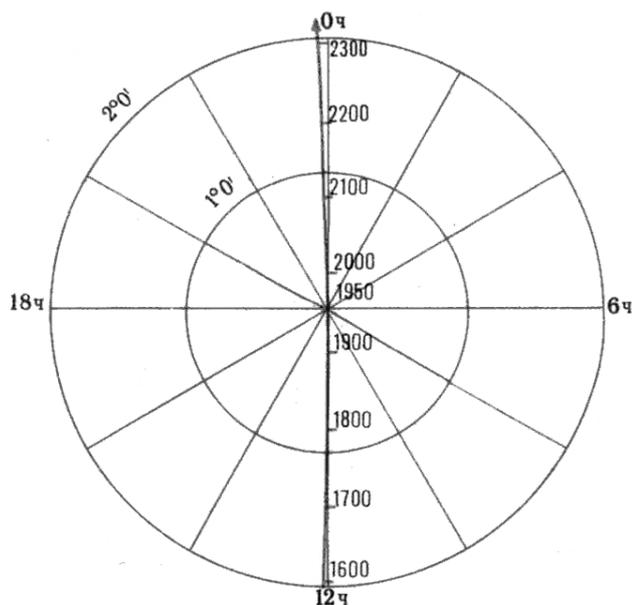


Рис.1.24. Направление движения северного полюса Мира с 1600 по 2300гг.

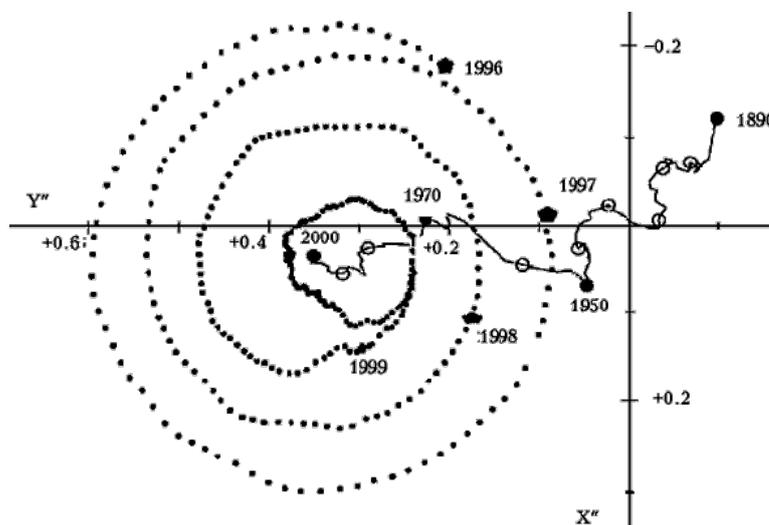


Рис.1.25. Траектория движения мгновенного Северного полюса за 1996-2000гг. (сплошная кривая – траектория движения полюса МУН за 1890-2000гг.)

Координаты мгновенного полюса (рис.1.25) определяются в декартовой системе координат с началом в МУН

(Международное условное начало), ось x которой направлена к Гринвичу, а перпендикулярная ей ось y – к востоку. Смещение в 0,1 секунды дуги соответствует 3 метрам.

Л. Эйлер (1707-1783) показал, что ось вращения Земли в общем случае должна перемещаться относительно самой Земли с периодом 305 суток. При этом он допускал, что Земля – абсолютно твёрдое тело, т.е. расстояния между любыми её точечными массами остаются постоянными и вся она заполнена массами. Абсолютно твёрдое тело не деформируется под влиянием внутренних и внешних сил и служит идеальной механической моделью, тем ближе подходящей к Земле, чем меньше она деформируется.

Реальная Земля не является абсолютно твёрдым телом. Она деформируется под действием внешних и внутренних сил. На поверхности Земли, в её теле и в воздушной оболочке происходят перемещения масс, которые не удаётся предсказать и точно оценить их влияние на вращение Земли.

Истинные характеристики движения полюса установил в 1891 г. американский астроном-любитель С. Чандлер:

- свободное круговое движение с периодом около 430 суток и амплитудой $\sim 0,15''$. Оно названо чандлеровским движением полюса. По современным данным период Чандлера составляет около 437 звёздных суток;

- вынужденное эллиптическое движение с периодом в год. Оси эллипса примерно равны $0,10''$ и $0,08''$. Большая ось ориентирована по меридиану $27^\circ 39''$ з. д.

Чандлеровское движение полюсов – это движение, которое возникает, если ось вращения Земли каким-либо образом отклонить от оси её наибольшего момента инерции. Период свободного движения зависит от динамического сжатия и упругих свойств Земли.

Вынужденное движение полюсов вызвано периодическим действием на Землю атмосферы и гидросферы. Его период зависит от периода возбуждающей силы. Анализ координат полюса за последние 110 лет показывает, что вынужденное движение происходит по

эллипсу с запада на восток. Величины больших полуосей эллипса колебались в пределах от 3,4м до 2,7м, малых полуосей – от 2,5м до 1,8м, эксцентриситетов – от 0,15 до 0,46, а долготы большой полуоси имели значения от 205° до 145° в.д.

Чандлеровское движение по тем же данным имеет почти круговую траекторию и характеризуется ещё большей изменчивостью своих параметров. Радиус свободного движения имеет амплитудную модуляцию с периодом около 40 лет. Максимальные значения радиуса (9м) наблюдались около 1915 и 1955гг., а глубокий минимум (2м) – около 1930г. Чандлеровское движение изучалось и по данным координат полюса. Так, по этим данным за 1846-1993 гг. величина периода Чандлера равна 434,2 средних солнечных суток.

На рис. 1.25 видно, что центр спирали находится в стороне от начала координат – Международного условного начала. Причина тому – так называемое вековое движение полюсов. Если из координат полюса отфильтровать годовую и чандлеровскую составляющие, то останутся координаты МУН (среднего полюса). Оказывается, что средний полюс тоже смещается (рис.1.25). За 1890-2000гг. средний полюс смещался со скоростью 10см/год по сложной зигзагообразной кривой с преобладающим направлением в сторону Северной Америки (меридиан 290° в.д.).

Движение оси внутри Земли было обнаружено экспериментально только в 1884г. берлинским астрономом Ф. Кюстнером, а в начале 20 века была установлена неравномерность вращения Земли.

В 1988г. была создана единая Международная служба вращения Земли (МСВЗ), Центральное бюро которой расположено в Париже. МСВЗ использует постоянные наблюдения за вращением Земли (продолжительность суток и движение полюсов) с многочисленных станций и обсерваторий, применяющих традиционные астрономические методы, метод РСДБ (радиоинтерферометрия со сверхдлинной базой), лазерную локацию спутников и Луны, доплеровские наблюдения ИСЗ. Она ведает единой системой координат и определяет

положение Земли в пространстве для решения геодезических, астрономических и геофизических прикладных задач, а также следит за соотношением всемирного времени (мерой которого является вращение Земли) и атомного, измеряемого атомными часами.

В начале 80-х годов центр по сбору данных широтных наблюдений в нашей стране был перенесен из Полтавы в Институт метрологии времени и пространства (ИМВП) при ВНИИФТРИ. Так была создана национальная Государственная служба РФ по определению параметров вращения Земли. Задача этой службы – срочное определение координат полюса и всемирного времени. Суточная амплитуда оси вращения Земли относительно фиксированной точки составляет 0,05м и такой величиной при современных точностях геодезии нельзя пренебрегать.

1.5.3 Вращение Земли вокруг своей оси

Вращение Земли – одно из движений Земли, которое отражает множество астрономических и геофизических явлений, происходящих на поверхности Земли, в её недрах, в атмосфере и океанах, а также в ближнем Космосе.

Вращением Земли объясняется смена дня и ночи, видимое суточное движение небесных тел, поворот плоскости качаний груза, подвешенного на нити, отклонение падающих тел к востоку и др. Вследствие вращения Земли на тела, движущиеся по её поверхности, действует Кориолиса сила, влияние которой проявляется в подмывании правых берегов рек в Северном полушарии и левых – в Южном полушарии Земли и в некоторых особенностях циркуляции атмосферы. Центробежной силой, порождаемой вращением Земли, частично объясняются различия в ускорении силы тяжести на экваторе и полюсах Земли.

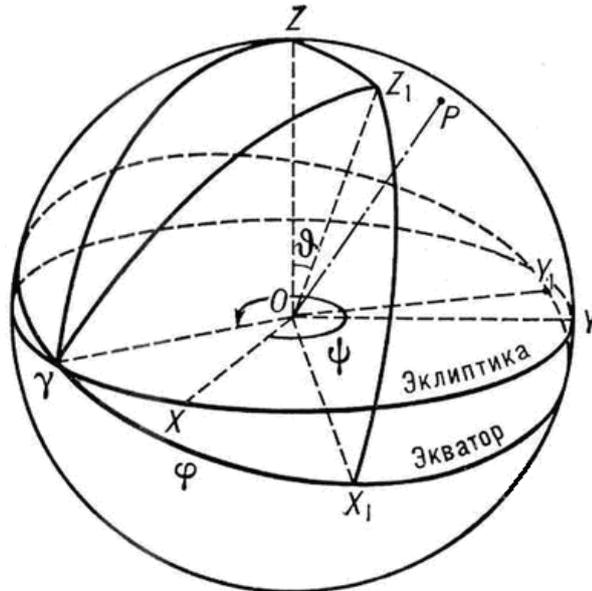


Рис.1.26. Системы координат, применяемые для изучения вращения Земли

Для исследования закономерностей вращения Земли вводят две системы координат с общим началом в центре масс Земли (рис.1.26). Земная система $X_1Y_1Z_1$ участвует в суточном вращении Земли и остаётся неподвижной относительно точек земной поверхности. Звёздная система координат XYZ не связана с суточным вращением Земли. Хотя её начало перемещается в мировом пространстве с некоторым ускорением, участвуя в годовом движении Земли вокруг Солнца в Галактике, но это движение относительно далёких звёзд можно считать равномерным и прямолинейным. Поэтому движение Земли в этой системе (как и любого небесного объекта) можно изучать по законам механики для инерциальной системы отсчёта. Плоскость XOY совмещена с плоскостью эклиптики, а ось X направлена в точку весеннего равноденствия γ начальной эпохи. В качестве осей земной системы координат удобно принимать главные оси инерции Земли, возможен и другой выбор осей. Положение земной системы относительно звёздной принято определять тремя эйлеровыми углами ψ , ν , φ .

Основные сведения о вращения Земли доставляют наблюдения суточного движения небесных тел. Вращение Земли происходит с запада на восток, т.е. против часовой стрелки, если смотреть с Северного полюса Земли.

Средний наклон экватора к эклиптике начальной эпохи (угол ν) почти постоянен (в 1900г. он был равен $23^\circ 27' 08,26''$ и в

течение 20 века увеличился менее чем на 0,1"). Линия пересечения экватора Земли и эклиптики начальной эпохи (линия узлов) медленно движется по эклиптике с востока на запад, перемещаясь на $1^\circ 13' 57,08''$ в столетие, вследствие чего угол ψ изменяется на 360° за 25 800 лет (прецессия). Мгновенная ось вращения ОР всегда почти совпадает с наименьшей осью инерции Земли. Угол между этими осями по наблюдениям, выполненным с конца 19 века, не превосходит $0,4''$.

Промежуток времени, в течение которого Земля делает один оборот вокруг своей оси относительно какой-нибудь точки на небе, называется сутками. Точками, определяющими продолжительность суток, могут быть:

- точка весеннего равноденствия;
- центр видимого диска Солнца, смещённый годичной абберацией («истинное Солнце»);
- «среднее Солнце» - фиктивная точка, положение которой на небе может быть вычислено теоретически для любого момента времени.

Определяемые этими точками три различных промежутка времени называются соответственно звёздными, истинными солнечными и средними солнечными сутками.

Скорость вращения Земли характеризуется относительной величиной

$$v = \frac{\delta\omega}{\Omega} = \frac{\omega - \Omega}{\Omega} \approx -\frac{P_3 - T}{T} = -\frac{\delta P}{T},$$

где P_3 – длительность земных суток, T – длительность стандартных суток (атомных), которая равна 86400с;

$\omega = \frac{2\pi}{P_3}$, $\Omega = \frac{2\pi}{86400}$ рад/сек - угловые скорости, соответствующие

земным и стандартным суткам.

Поскольку величина ω изменяется только в девятом – восьмом знаке, то значения v имеют порядок 10^{-9} - 10^{-8} .

Один полный оборот вокруг своей оси Земля совершает относительно звёзд за меньший промежуток времени, чем относительно Солнца, так как Солнце движется по эклиптике в том же направлении, в каком вращается Земля.

Звёздные сутки определяются периодом вращения Земли вокруг своей оси по отношению к любой звезде, но так как звёзды имеют собственное и к тому же весьма сложное

движение, то условились начало звёздных суток отсчитывать от момента верхней кульминации точки весеннего равноденствия, а за протяжённость звёздных суток принимают промежуток времени между двумя последовательными верхними кульминациями точки весеннего равноденствия, находящейся на одном и том же меридиане.

Вследствие явлений прецессии и нутации взаимное расположение небесного экватора и эклиптики непрерывно изменяется, а это значит, что соответствующим образом изменяется местоположение на эклиптике точки весеннего равноденствия. Установлено, что звёздные сутки на 0,0084сек короче действительного периода суточного вращения Земли и что Солнце, двигаясь по эклиптике, попадает в точку весеннего равноденствия раньше, чем оно попадает на то же самое место относительно звёзд.

Земля в свою очередь обращается вокруг Солнца не по кругу, а по эллипсу, поэтому движение Солнца кажется нам с Земли неравномерным. Зимой истинные солнечные сутки больше, чем летом, Например, в конце декабря они равны 24 часа 04 минут 27 секунд, а в середине сентября – 24ч 03мин. 36сек. За среднюю единицу солнечных суток принято считать 24ч 03мин. 56,5554сек звёздного времени.

Угловая скорость Земли относительно Солнца из-за эллиптичности земной орбиты зависит от времени года. Медленнее всего Земля движется по орбите, находясь в перигелии – самой удалённой от Солнца точке своей орбиты. В результате длительность истинных солнечных суток в течение года неодинакова – эллиптичность орбиты изменяет длительность истинных солнечных суток по закону, который можно описать синусоидой с амплитудой 7,6 мин. и периодом в 1 год.

Вторая причина неравномерности суток – наклонение земной оси к эклиптике, приводящее к видимому движению Солнца вверх и вниз от экватора в течение года. Прямое восхождение Солнца вблизи равноденствий (рис.1.17) изменяется медленнее (так как Солнце движется под углом к экватору), чем во время солнцестояний, когда оно движется параллельно экватору. В результате к продолжительности истинных солнечных суток добавляется синусоидальный член с амплитудой 9,8 мин. и периодом в полгода. Есть и другие

периодические эффекты, изменяющие длительность истинных солнечных суток и зависящие от времени, но они невелики.

В результате совместного действия этих эффектов самые короткие истинные солнечные сутки наблюдаются 26-27 марта и 12-13 сентября, а самые длинные – 18-19 июня и 20-21 декабря.

Чтобы устранить эту переменность, используют средние солнечные сутки, привязанные к так называемому среднему Солнцу – условной точке, движущейся равномерно по небесному экватору, а не по эклиптике, как реальное Солнце, и совпадающей с центром Солнца в момент весеннего равноденствия. Период обращения среднего Солнца по небесной сфере равен тропическому году.

Средние солнечные сутки не подвержены периодическим изменениям, как истинные солнечные сутки, но их длительность монотонно изменяется в связи с изменением периода осевого вращения Земли и (в меньшей степени) с изменением длительности тропического года, увеличиваясь примерно на 0,0017 секунды в столетие. Так, длительность средних солнечных суток в начале 2000 года была равна 86400,002 секунды СИ (секунда СИ определяется с использованием внутриатомного периодического процесса).

Звёздные сутки составляют $365,2422/366,2422=0,997270$ средних солнечных суток. Эта величина – постоянное соотношение звёздного и солнечного времени.

Среднее солнечное время и звёздное время связаны между собой следующими соотношениями:

24 ч. ср. солнечного времени = 24 ч. 03 мин. 56,555 сек.
звёздного времени

1 ч. = 1 ч. 00 мин. 09,856 сек.

1 мин. = 1 мин. 00,164 сек.

1 сек. = 1,003 сек.

24 ч. звёздного времени = 23 ч. 56 мин. 04,091 сек. ср.
солнечного времени

1 ч. = 59 мин. 50,170 сек.

1 мин. = 59,836 сек.

1 сек. = 0,997 сек.

Для приближённых расчётов можно считать, что звёздные сутки короче средних (или, наоборот, средние длиннее звёздных) приблизительно на 4 минуты, а один звёздный час короче среднего (или средний длиннее звёздного) на 10 секунд.

Время в любом измерении – звёздное, истинное солнечное или среднее солнечное – на различных меридианах разное. Но все точки, лежащие на одном и том же меридиане, в один и тот же момент времени имеют одинаковое время, которое называется местным временем. При перемещении по одной и той же параллели на запад или на восток время в исходной точке не будет соответствовать местному времени всех других географических точек, расположенных на данной параллели.

Чтобы в какой-то степени устранить этот недостаток, канадец С. Флешинг предложил ввести поясное время, т.е. систему счёта времени, основанную на разделении поверхности Земли на 24 часовых пояса, каждый из которых отстоит от соседнего пояса на 15° по долготе. Флешинг нанёс на карту мира 24 основных меридианов. Примерно на $7,5^\circ$ к востоку и западу от них условно были нанесены границы часового времени данного пояса. Время одного и того же часового пояса в каждый момент для всех его пунктов считалось одинаковым.

До Флешинга во многих странах мира издавались карты с различными начальными меридианами. Так, например, в России счёт долгот вёлся от меридиана, проходящего через Пулковскую обсерваторию, во Франции – через Парижскую, в Германии – через Берлинскую, в Турции – через Стамбульскую. Чтобы ввести поясное время, надо было унифицировать единый начальный меридиан.

Поясное время впервые было введено в США в 1883г., а в 1884г. в Вашингтоне на Международной конференции, в работе которой принимала участие и Россия, было принято согласованное решение о поясном времени. Участники конференции условились считать начальным или нулевым меридианом меридиан Гринвичской обсерватории, а местное среднее солнечное время Гринвичского меридиана назвали всемирным или мировым временем. На конференции была установлена и так называемая «линия перемены даты».

В нашей стране поясное время было введено в 1919г. Приняв за основу международную систему часовых поясов и существовавшие тогда административные границы, на карту РСФСР были нанесены часовые пояса от II до XII включительно. Местное время часовых поясов, расположенных на востоке от Гринвичского меридиана, из пояса к поясу увеличивается на час, а на запад от Гринвича – соответственно на час уменьшается.

. При счёте времени календарными сутками важно установить, на каком меридиане начинается новая дата (число месяца). По международному соглашению линия перемены даты проходит в большей своей части по меридиану, отстоящему от гринвичского на 180° , отступая от него: к западу – у острова Врангеля и Алеутских островов, к востоку – у побережья Азии, островов Фиджи, Самоа, Тонгатабу, Кермандек и Чатам.

К западу от линии перемены даты число месяца всегда на единицу больше, чем к востоку от неё. Поэтому после пересечения этой линии с запада на восток необходимо уменьшить число месяца на единицу, а после пересечения её с востока на запад – увеличить на единицу. Такое изменение даты обычно производится в ближайшую полночь после пересечения линии перемены дат. Совершенно очевидно, что новый календарный месяц и новый год начинаются на линии перемены дат.

Таким образом, нулевой меридиан и меридиан 180° в.д., по которому в основном проходит линия перемены даты, делят земной шар на западное и восточное полушария.

Всю историю человечества суточное вращение Земли всегда служило идеальным эталоном времени, который регулировал деятельность людей и был символом равномерности и точности.

Древнейшим инструментом для определения времени до нашей эры служил гномон, по-гречески указатель, вертикальный столб на выровненной площадке, тень которого, менявшая своё направление при перемещении Солнца, показывала на нанесённой на земле около столба шкале то или иное время дня. Солнечные часы известны с 7 века до н.э. Первоначально они были распространены в Египте и странах Ближнего Востока, откуда перешли в Грецию и Рим, а ещё позже проникли в страны Западной и Восточной Европы. Вопросами гномоники – искусству делать солнечные часы и умению пользоваться ими – занимались астрономы и математики древнего мира, средневековья и нового времени. В 18 веке и в начале 19 гномоника излагалась в учебниках математики.

И только после 1955 г., когда требования физиков и астрономов к точности времени очень сильно возросли, стало невозможным удовлетворяться суточным вращением Земли как эталоном времени, уже неравномерным при требуемой точности. Время, определяемое по вращению Земли, неравномерно

вследствие движений полюса и перераспределения момента количества движения между различными частями Земли (гидросферой, мантией, жидким ядром). Принятый для отсчёта времени меридиан определяется точкой МУН и точкой на экваторе, соответствующей нулевой долготе. Этот меридиан очень близок к гринвичскому.

Земля вращается неравномерно, что вызывает изменение продолжительности суток. Скорость вращения Земли наиболее просто можно охарактеризовать отклонением длительности земных суток от эталонных (86 400 с). Чем короче земные сутки, тем быстрее вращается Земля.

Выделяют три составляющие в величине изменения скорости вращения Земли: вековое замедление, периодические сезонные колебания и нерегулярные скачкообразные изменения.

Вековое замедление скорости вращения Земли обусловлено действием приливных сил притяжения Луны и Солнца. Приливообразующая сила растягивает Землю вдоль прямой, соединяющей её центр с центром возмущающего тела – Луны или Солнца. При этом сила сжатия Земли увеличивается, если равнодействующая совпадает с плоскостью экватора, и уменьшается, когда она отклоняется к тропикам. Момент инерции сжатой Земли больше, чем недеформированной шарообразной планеты, а поскольку момент импульса Земли (т.е. произведение её момента инерции на угловую скорость) должен оставаться постоянным, то скорость вращения сжатой Земли меньше, чем недеформированной. Ввиду того, что склонения Луны и Солнца, расстояния от Земли до Луны и Солнца постоянно меняются, приливообразующая сила колеблется во времени. Соответствующим образом меняется сжатие Земли, что, в конечном счёте, вызывает приливные колебания скорости вращения Земли. Наиболее значительными из них являются колебания с полумесячным и месячным периодами.

Замедление скорости вращения Земли обнаруживается при астрономических наблюдениях и палеонтологических исследованиях. Наблюдения античных солнечных затмений позволили сделать вывод, что длительность суток каждые 100 000 лет увеличивается на 2 с. Палеонтологические наблюдения за кораллами показали, что кораллы тёплых морей растут, образуя пояс, толщина которого зависит от количества света, полученного за день. Таким образом, можно определить

годовые изменения их строения и подсчитать число суток в году. В современную эпоху находят 365 поясов на кораллах. По палеонтологическим наблюдениям (табл.5) длительность суток возрастает линейно со временем на 1,9с за 100 000 лет.

Таблица 5

Период	Время, млн. лет	Продолжительность года, сут.	Продолжительность суток, ч
Настоящее время	0	365,25	24
Меловой	72	370,33	23,67
Пермский	270	384,10	22,82
Каменноугольный	298	387,50	22,62
Девонский	380	398,75	21,98
Силурийский	440	407,10	21,53

По наблюдениям за последние 250 лет сутки увеличивались на 0,0014 с. в столетие. По некоторым данным кроме приливного замедления имеет место увеличение скорости вращения на 0,001с в столетие, которое вызвано изменением момента инерции Земли вследствие медленного перемещения материи внутри Земли и на её поверхности. Собственное ускорение уменьшает продолжительность суток. Следовательно, если бы его не было, то сутки увеличивались бы на 0,0024 с. за столетие.

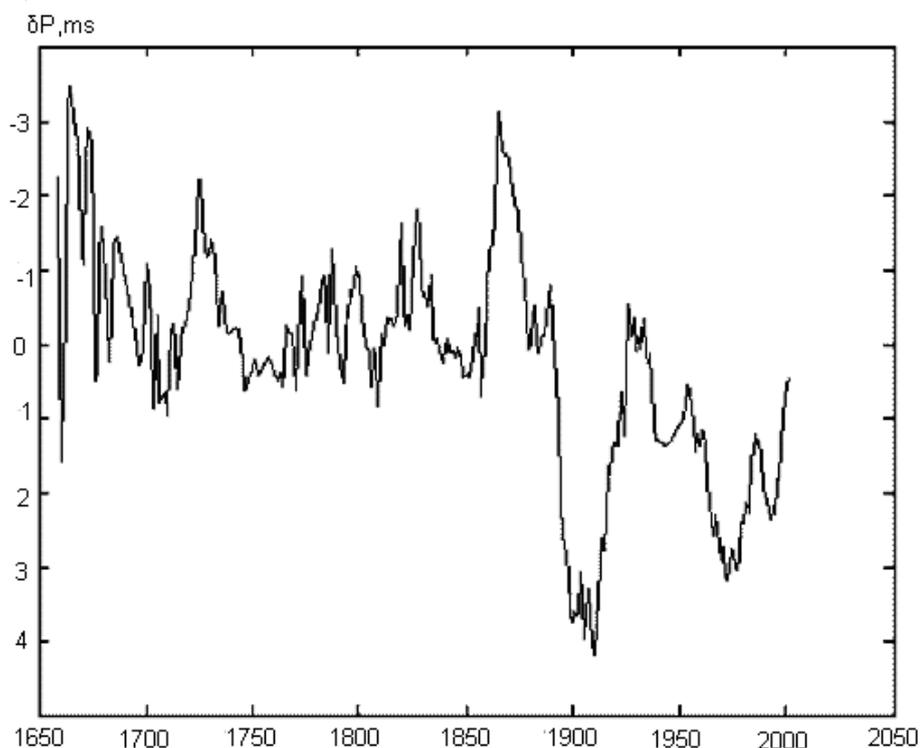


Рис.1.27. Отклонение длительности суток от эталонных за 350 лет

До создания атомных часов вращение Земли контролировалось путём сравнения наблюденных и вычисленных координат Луны, Солнца и планет. Таким путём удалось получить представление об изменении скорости вращения Земли в течение трёх последних столетий – с конца 17в., когда стали вестись первые инструментальные наблюдения за движением Луны, Солнца и планет. Анализ этих данных показывает (рис.1.27), что с начала 17 в. до середины 19 в. скорость вращения Земли менялась мало. Со второй же половины 19 в. по настоящее время наблюдались значительные нерегулярные флуктуации скорости с характерными временами порядка 60-70 лет.

Наиболее быстро Земля вращалась около 1870 г., когда длительность земных суток была на 0,003 с. короче эталонных. Наиболее медленно - около 1903г., когда земные сутки были длиннее эталонных на 0,004 с. С 1903 по 1934 гг. происходило ускорение вращения Земли, с конца 30-х годов до 1972 г. наблюдалось замедление, а с 1973 г. по настоящее время Земля ускоряет своё вращение.

Периодические годовые и полугодовые колебания скорости вращения Земли объясняются периодическими изменениями момента инерции Земли из-за сезонной динамики атмосферы и планетарного распределения атмосферных осадков. По современным данным продолжительность суток в течение года меняется на $\pm 0,001$ секунды. При этом самые короткие сутки приходятся на июль-август, а самые длинные – на март.

Периодические изменения скорости вращения Земли имеют периоды 14 и 28 суток (лунные) и 6 месяцев и 1 год (солнечные). Минимальная скорость вращения Земли (ускорение равно нулю) соответствует 14 февраля, средняя скорость (ускорение максимально) – 28 мая, максимальная скорость (ускорение равно нулю) – 9 августа, средняя скорость (замедление минимально) – 6 ноября.

Наблюдаются и случайные изменения скорости вращения Земли, которые происходят через неравномерные промежутки времени, почти кратные одиннадцати годам. Абсолютная величина относительного изменения угловой скорости достигала в 1898 г. $3,9 \cdot 10^{-8}$, а в 1920 г. – $4,5 \cdot 10^{-8}$. Характер и природа случайных

колебаний скорости вращения Земли мало изучены. Одна из гипотез объясняет нерегулярные флуктуации угловой скорости вращения Земли перекристаллизацией некоторых пород внутри Земли, изменяющей её момент инерции.

До открытия неравномерности вращения Земли производная единица меры времени – секунда – определялась как $1/86400$ доля средних солнечных суток. Непостоянство средних солнечных суток вследствие неравномерного вращения Земли заставило отказаться от такого определения секунды.

В октябре 1959г. Международное Бюро мер и весов постановили дать следующее определение фундаментальной единице времени секунде:

«Секунда есть $1/31556925,9747$ доля тропического года для 1900г., январь 0, в 12 часов эфемеридного времени».

Так определяемая секунда получила название «эфемеридной». Число $31556925,9747=86400 \times 365,2421988$ есть число секунд в тропическом году, продолжительность которого для 1900 года, январь 0, в 12 часов эфемеридного времени (равномерного ньютонианского времени) равнялась $365,2421988$ средних солнечных суток.

Иными словами, эфемеридная секунда есть промежуток времени, равный $1/86400$ доле средней продолжительности средних солнечных суток, которую они имели в 1900 году, в январе 0, в 12 часов эфемеридного времени. Таким образом, новое определение секунды было связано и с движением Земли вокруг Солнца, тогда как старое определение основывалось только на её вращении вокруг своей оси.

В наши дни время – физическая величина, которую можно измерить с наивысшей точностью. Единица времени – секунда «атомного» времени (секунда СИ) - приравнена продолжительности 9192631770 периодов излучения, соответствующего переходу между двумя сверхтонкими уровнями основного состояния атома цезия-133, была введена в 1967 году решением XII Генеральной конференции мер и весов, а в 1970 году «атомное» время было принято за фундаментальное реперное время. Относительная точность цезиевого эталона частоты составляет 10^{-10} - 10^{-11} в течение нескольких лет. Эталон

атомного времени не имеет ни суточных, ни вековых колебаний, не стареет и обладает достаточной определённой, точностью и воспроизводимостью.

С введением атомного времени существенно улучшилась точность определения неравномерности вращения Земли. С этого момента появилась возможность регистрировать все колебания скорости вращения Земли с периодом более одного месяца. На рис.1.28 показан ход среднемесячных величин отклонений за период 1955-2000 гг.

С 1956 по 1961 г. вращение Земли ускорялось, с 1962 по 1972 г. – замедлялось, а с 1973 г. по 2010 год – снова ускорялось. Ускорение вращения 1958-1961 гг. и замедление 1989-1994 гг. являются кратковременными флуктуациями. Сезонные колебания приводят к тому, что скорость вращения Земли бывает наименьшей в апреле и ноябре, а наибольшей – в январе и июле. Январский максимум значительно меньше июльского. Разность между минимальной величиной отклонения длительности земных суток от эталонных в июле и максимальной в апреле или ноябре составляет 0,001с.

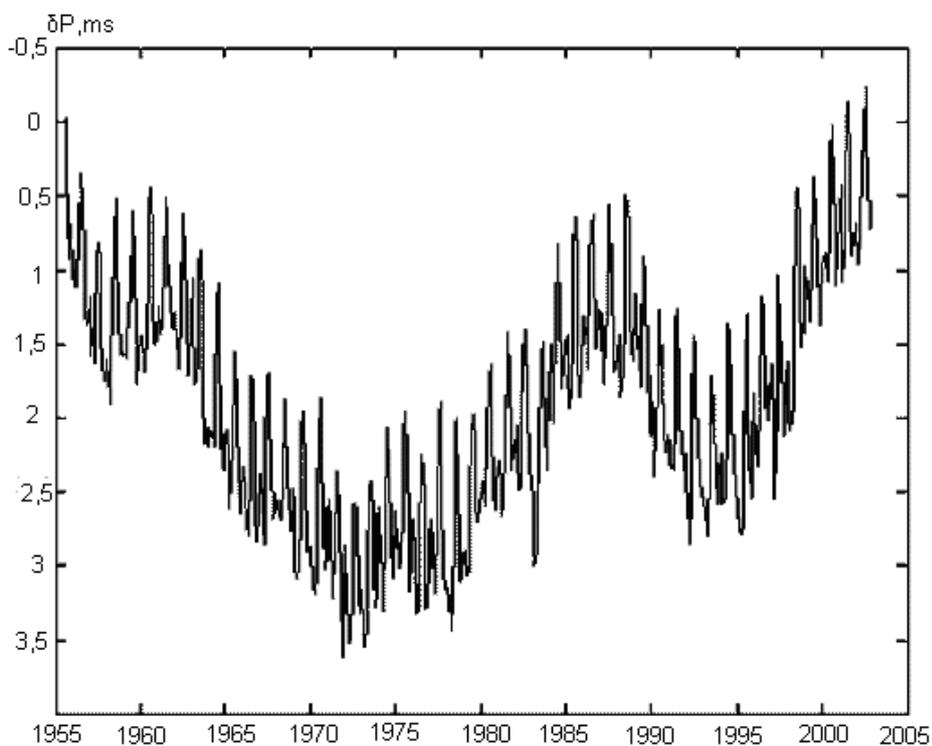


Рис.1.28. Среднемесячные отклонения длительности земных суток от эталонных за 45 лет

Изучение неравномерности вращения Земли, нутаций земной оси и движения полюсов имеет большое научное и практическое значение. Знание этих параметров необходимо для определения координат небесных и земных объектов. Они способствуют расширению наших знаний в различных областях наук о Земле.

В 80-е годы 20 века на смену астрономическим методам определения параметров вращения Земли пришли новые методы геодезии. Доплеровские наблюдения ИСЗ, лазерная локация Луны и ИСЗ, система глобального позиционирования GPS, радиоинтерферометрия являются эффективными средствами для изучения неравномерности вращения Земли и движения полюсов. Наиболее подходящими для радиоинтерферометрии являются квазары – мощные источники радиоизлучения чрезвычайно малого углового размера (менее 0,02"), которые являются, по-видимому, наиболее удалёнными объектами Вселенной, практически неподвижными на небе. Квазарная радиоинтерферометрия представляет эффективнейшее и независимое от оптических измерений средство для изучения вращательного движения Земли.

1.6 Динамические характеристики Земли

Динамические параметры Земли – важнейшие её характеристики – определяются тензором инерции Земли, определённым на эпоху установления системы координат и закона распределения масс в теле Земли.

Матрица вторых моментов инерции

$$I = \begin{bmatrix} A & -F & -E \\ -F & B & -D \\ -E & -D & C \end{bmatrix} \quad (1.1)$$

называется тензором инерции второго ранга.

Моментом инерции тела относительно оси называется величина, являющаяся мерой инертности тела во вращательном движении вокруг этой оси, равная сумме произведений масс всех частей тела на квадраты их расстояний от той же оси. Моменты инерции твёрдого тела относительно некоторой оси зависят только от формы тела и от распределения масс относительно этой оси.

В системе координат, ось w которой совмещена с мгновенной осью вращения тела, ось u направлена в точку пересечения плоскостей экватора и меридиана с долготой λ_0 , ось v дополняет правую систему координат (рис.1.29), моменты инерции второго порядка относительно этих осей вычисляются по формулам:

$$J_u = \int_M (v^2 + w^2) dm, \quad J_v = \int_M (u^2 + w^2) dm, \quad J_w = \int_M (u^2 + v^2) dm, \quad (1.2)$$

где u, v, w – координаты элементарной частицы тела dm .

Центробежные моменты инерции тела по отношению к осям Ou, Ov, Ow определяются по формулам:

$$J_{uv} = \int_M uv dm, \quad J_{uw} = \int_M uw dm, \quad J_{vw} = \int_M vw dm. \quad (1.3)$$

Момент инерции для тела конечной массы имеет величину конечную и отличную от нуля.

Уравнение

$$J_u u^2 + J_v v^2 + J_w w^2 - 2J_{uv} uv - 2J_{uw} uw - 2J_{vw} vw = 1 \quad (1.4)$$

есть уравнение эллипсоида конечных размеров в точке O . Следовательно, тензор инерции второго ранга (1.1) однозначно определяет трёхосный эллипсоид. Геометрический образ тензора инерции второго ранга называется эллипсоидом инерции твёрдого тела.

В частном случае тензор инерции второго ранга, составляющими которого являются вторые моменты инерции Земли в геоцентрической системе отсчёта, есть тензор инерции Земли, и он же определяет эллипсоид инерции Земли.

Центральным эллипсоидом инерции твёрдого тела называется эллипсоид инерции, соответствующий центру инерции этого тела.

Любой эллипсоид имеет главные оси. Главные оси центрального эллипсоида инерции тела называются главными центральными осями инерции, а моменты инерции тела относительно этих осей – главными центральными моментами инерции.

Если квадраты полуосей эллипсоида $a^2 = J_u^{-1}, b^2 = J_v^{-1}, c^2 = J_w^{-1}$, то его уравнение в главных осях будет

$$J_u u^2 + J_v v^2 + J_w w^2 = 1. \quad (1.5)$$

Сравнивая его с уравнением (1.4), замечаем, что центробежные моменты относительно главных осей равны нулю.

В геодезических задачах главные оси проходят через центр инерции Земли и называются главными центральными осями инерции Земли. Моменты инерции относительно этих осей называются главными центральными моментами инерции и обозначаются A_0, B_0, C_0 .

Тензор инерции в главных осях есть диагональная матрица, составленная из главных моментов инерции

$$I_0 = \{A_0 \ B_0 \ C_0\}. \quad (1.6)$$

Главный тензор инерции (1.6) не зависит от принятой системы координат и является фундаментальным параметром планетарного тела. Он зависит только от распределения масс внутри тела. Определение фундаментальных параметров планетарного тела является особой задачей геодезии.

За динамическую фигуру Земли принимают центральный эллипсоид инерции Земли, оси которого совмещены с главными центральными осями, а его центр совпадает с центром инерции. Поиск главных центральных моментов инерции сводится к решению векового уравнения

$$\lambda^3 - (A + B + C)\lambda^2 + (AB + AC + BC - F^2 - E^2 - D^2)\lambda - (ABC - 2DEF - AD^2 - BE^2 - CF^2) = 0, \quad (1.7)$$

корнями которого и являются главные центральные моменты инерции A_0, B_0, C_0 . Полуоси трёхосного эллипсоида инерции равны

$$a_0 = \frac{1}{\sqrt{A_0}}, \quad b_0 = \frac{1}{\sqrt{B_0}}, \quad c_0 = \frac{1}{\sqrt{C_0}}. \quad (1.8)$$

Полярное и экваториальное сжатие динамической фигуры определяется соответственно

$$\lambda_p = 1 - \frac{2c_0}{a_0 + b_0}, \quad \lambda_e = 1 - \frac{b_0}{a_0}. \quad (1.9)$$

Динамическое сжатие

$$H = \left(C - \frac{A+B}{2} \right) : C. \quad (1.10)$$

Большая полуось a_0 динамической фигуры совпадает с осью, относительно которой главный момент инерции A_0 минимален, малая ось c_0 совпадает с полярной осью, относительно которой главный момент инерции C_0 максимален.

Для Земли

$$A = C \left(1 - H + \frac{2HJ_{22}}{J_2} \right), \quad B = C \left(1 - H - \frac{2HJ_{22}}{J_2} \right), \quad C = \frac{a_e^2 MJ_2}{H},$$

$$D = -a_e^2 MK_{21}, \quad E = -a_e^2 MJ_{21}, \quad F = -2a_e^2 MK_{22},$$

(1.11)

где a_e, M - экваториальный радиус и масса Земли, $J_2, J_{21}, J_{22}, K_{21}, K_{22}$ - гравитационные постоянные Земли.

Углы Эйлера ψ - угол прецессии, φ - угол чистого вращения, θ - угол нутации (рис.1.29), ориентирующие главные оси u, v, w динамической фигуры относительно геоцентрической системы Охуз, вычисляются по формулам:

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{J_{21}(J_2 + 2J_{22})}{(J_2 - 2J_{22})K_{21}}, \quad \operatorname{tg} 2\lambda = -\frac{K_{22}}{J_{22}}, \quad \psi = \lambda - \varphi. \quad (1.12)$$

Следовательно, если известны моменты инерции планетарного тела относительно принятой системы координат, то можно определить его динамическую фигуру в образе трёхосного эллипсоида инерции и ориентацию её главных осей. По вариациям главных моментов инерции и изменению ориентировки осей эллипсоида инерции во времени можно судить о планетарных изменениях фигуры и перемещениях масс внутри планетарного тела.

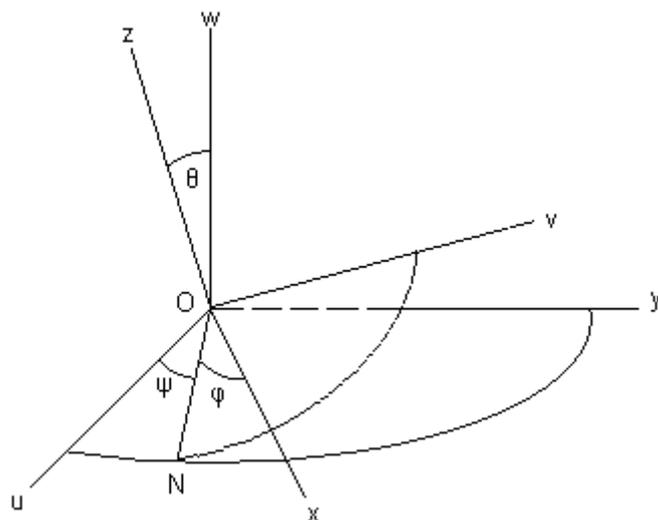


Рис.1.29. Ориентирование систем координат углами Эйлера

Периодические планетарные изменения динамической фигуры Земли обусловлены деформациями от сил притяжения в системе Солнце-Земля-Луна. Эти изменения с необходимой точностью могут быть предвычислены и учтены в геодезических и астрономических расчётах.

Реальная Земля не является абсолютно твёрдым телом. Центр её масс не занимает постоянного положения из-за перемещения масс в теле и на поверхности Земли. Перемещение масс в теле Земли должно приводить к изменению тензора инерции и, следовательно, к изменению значений главных центральных моментов A_0, B_0, C_0 инерции Земли (табл.2) и ориентации её главных центральных осей инерции в теле Земли.

Для планетарной геодезии важна оценка взаимного положения инерциальных, средних и мгновенных полюсов Земли. Инерциальный полюс – это точка пересечения главной центральной оси инерции, относительно которой Земля обладает максимальным главным центральным моментом инерции, с телом Земли. В теории фигуры Земли, а также при установлении параметров уровенного эллипсоида, наилучшим образом аппроксимирующего планетарный геоид, необходимо ось вращения уровенного эллипсоида совмещать с главной центральной осью инерции Земли, а его центр – с центром инерции Земли.

Динамическая и гравитационная модели Земли отличаются друг от друга. Динамическое сжатие H не равно гравитационному сжатию α . Эти различия в полном спектре необходимо учитывать при изучении вращения Земли вокруг своей мгновенной оси. Близость инерциальных и средних полюсов облегчает изучение движения полюсов Земли. В этом случае это движение будет отождествлено с движением мгновенного полюса относительно полюса инерции Земли.

Если оси земной системы координат совпадают с главными центральными осями инерции Земли, то должно соблюдаться условие $J_{21} = K_{21} = K_{22} = 0$. Во всех моделях Земли эти коэффициенты незональных гармоник первого и второго порядков отличаются от нуля. Следовательно, оси земной системы координат не совпадают с главными центральными осями инерции, а средний полюс не совпадает с полюсом инерции.

Однако коэффициенты J_{21}, K_{21} настолько малы, что центробежные моменты D и E каждый по модулю в 10^8 раз меньше, чем главные моменты. Это признак близости среднего и инерциального полюсов и малости угла θ . Из-за малости этого угла долготу главной центральной оси инерции, относительно которой Земля обладает наименьшим главным моментом инерции, можно вычислять как сумму двух эйлеровых углов по формуле (1.12).

В 1928г. английский астроном и геофизик Джеффрис впервые указал на возможное влияние земных приливов на изменение скорости вращения Земли. Приливы приводят к возникновению трения и уменьшению со временем угловой скорости вращения Земли. Вариации скорости происходят почти исключительно из-за изменений наибольшего момента инерции Земли.

Основные параметры динамической фигуры Земли достаточно надёжно определяются по моделям её внешнего гравитационного поля. Определение фундаментальных параметров Земли – главного тензора инерции (1.6) и эйлеровых углов главных осей динамической фигуры Земли (1.12) – необходимо на эпоху, на которую определены вторые гармонические коэффициенты геогравитационного потенциала. При этом они должны быть согласованы с масштабом, в смысле $a_e^2 M$, принятым в смежных науках о Земле и космическом пространстве. Только в этом случае эти параметры можно использовать в общем комплексе с другими постоянными Земли, других планет и тел космического пространства и изучать их изменения во времени.

1.7 Модель внутреннего строения Земли

Индивидуальное лицо планеты во многом определяется внутренними факторами, возникающими в её глубинных недрах. В современном представлении Земля – это сложный многослойный объект. Каждый из слоёв имеет достаточно сложную структуру, которая изучается различными геофизическими методами.

Для исследования глубин планеты используются сверхглубокие скважины, такие как Лесото в Южной Африке,

российская глубочайшая скважина в мире (12 262м) на Кольском полуострове, Сааблинская (8 324м) на территории Азербайджана, Оберпфальц (9 000м) в Баварии. Но основная информация о внутреннем строении Земли получена в результате исследований сейсмических волн, возникающих при землетрясениях и мощных взрывах.

Каждый час в различных точках Земли регистрируется около 10 колебаний земной поверхности. Смещения земной поверхности регистрируются сейсмографами, установленными по всему земному шару.

Внутреннее строение Земли и всех планет земной группы описывается трёхслойной моделью: ядро, мантия, кора. Для тех небесных тел, которые изучены лучше других (Земля, Луна) эта схема немного усложняется. Различают внутреннее и внешнее ядро, нижнюю и верхнюю мантию (рис.1.30).

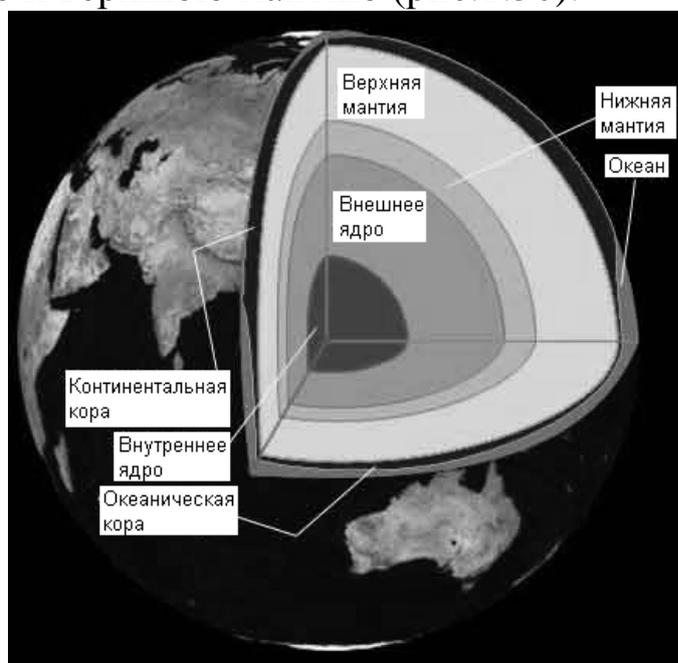


Рис.1.30. Модель внутреннего строения Земли

Земная кора представляет собой верхнюю твёрдую оболочку Земли и имеет сложный рельеф. В рельефе суши различают горные системы, плоскогорья и равнины, а также подчинённые им формы. Земная кора – это продукт дифференциации вещества мантии, то есть разделения этого вещества по плотности. Более легкоплавкое и менее плотное вещество, в соответствии с законом Архимеда, всплывало сквозь толщу мантии иногда по межмолекулярным промежуткам, а иногда по трещинам, образовавшимся между отдельными блоками.

Толщина земной коры (внешней оболочки) изменяется от нескольких километров (в океанических областях) до нескольких десятков километров (в горных районах материков). На долю сферы земной коры приходится всего 0,5% общей массы планеты. В качестве среднего показателя для всей планеты толщина земной коры принята равной 33км, а среднее значение плотности составляет $2,67\text{г/см}^3$. Такая толщина может показаться значительной, но по сравнению со средним радиусом Земли земная кора напоминает скорее скорлупу яйца.

В составе вещества земной коры выявлено 89 из 105 элементов периодической системы Менделеева. Химические элементы земной коры образуют природные химические соединения – минералы, а те, в свою очередь, путём химического или чаще механического соединения – горные породы.

Основной состав коры - это окислы кремния, алюминия, железа и щелочных металлов. В составе континентальной коры, содержащей под осадочным слоем верхний (гранитный) и нижний (базальтовый) слои, встречаются наиболее древние породы Земли, возраст которых оценивается более чем в 3 млрд. лет. Океаническая кора под осадочным слоем содержит в основном один слой, близкий по составу к базальтовым. Возраст осадочного чехла не превышает 100-150 млн. лет.

Образование земной коры продолжается и в настоящее время. Так, океаническая кора формируется в рифтовых и разломных зонах срединно-океанических хребтов, а континентальная – в зонах перехода от океана к континенту. Островные дуги по периферии океанов – это фрагменты сформировавшейся континентальной земной коры. Не следует думать, что вся континентальная кора находится ниже уровня Мирового океана. Так, вся шельфовая зона и верхняя часть континентального склона – это материк, прослеживающийся под уровнем моря.

В теории геологической эволюции Земли появились новые идеи о роли подземной гидросферы в образовании и динамике земной коры. Появилась гипотеза о существовании дренажной оболочки в земной коре (С.М. Григорьев, 1971г.). По этой гипотезе водный раствор, всё глубже проникая в недра Земли, поступает в слой, температура которого превышает температурный предел существования его в жидком состоянии, и превращается в пар. Пар, поднимаясь, постепенно охлаждается и

в верхних слоях земной коры конденсируется в воду. Вода тут же образует растворы и начинает просачиваться вниз, чтобы в недрах земной коры превратиться в пар и снова начать восходящее движение. Две границы, на которых вода претерпевает превращения, заключают внутри себя дренажную оболочку нашей планеты. Вода в дренажной оболочке присутствует всюду и перемещается не только по вертикали, но и по горизонтали. При этом подземная гидросфера совершает огромную работу. Вниз она несёт хорошо растворимые в воде вещества, вверх – летучие вещества. Планетарный кругооборот подземной гидросферы должен проявиться в долгопериодических и вековых изменениях поля силы тяжести Земли.

От нижележащей мантии земную кору отделяет слой Мохо (поверхность Мохоровичича), названный так в честь сербского сейсмолога Мохоровичича, открывшего его в 1909г. на глубине около 35км. В этом слое скорость распространения сейсмических волн скачкообразно увеличивается. Эту границу стали считать границей земной коры или границей Мохо. В океане она расположена ближе к поверхности Земли на глубине 10-15км, в горных районах она уходит вглубь до 50-80км.

Слой мантии простирается от основания земной коры на глубину 2900км. Мантия разделена на два участка: верхняя мантия от основания земной коры до 1000км и нижняя мантия от этой глубины до границы ядра.

На долю мантии приходится около 67% общей массы планеты. Твёрдый слой верхней мантии, распространяющийся до различных глубин под океанами и континентами, совместно с земной корой называют литосферой – самой жёсткой оболочкой Земли. Она отличается своей способностью выдерживать большие поверхностные нагрузки без прогибания.

Под ней находится слой, менее вязкий и более пластичный по отношению к выше и ниже лежащим слоям, который называют астеносферой («астенос» по-гречески мягкий). Температура астеносферы близка к точке плавления, поэтому астеносфера не такая прочная и со временем деформируется под воздействием прилагаемых сил. В астеносферном слое располагаются первичные очаги вулканизма и проявляются процессы, приводящие к тектоническим движениям в земной коре. Поэтому для мониторинга и прогноза вулканических и

сейсмических проявлений важно знать глубину астеносферы и её соотношение с вышележащей литосферой.

Следующий слой называется мезосферой. Мезосфера более прочная, чем астеносфера, но более вязкая, чем литосфера. Мезосфера простирается до ядра и таким образом включает большую часть мантии. Считается, что вещество мантии находится в непрерывном движении и что в относительно глубоких слоях мантии с ростом температуры и давления происходит переход вещества в более плотные модификации.

В нижней мантии на глубине 2900км отмечается резкий скачок плотности, что указывает на смену вещественного состава пород. Это внешняя граница ядра Земли.

В 1906г. было доказано, что Земля имеет центральное ядро, а в 1914г. удалось определить глубину его залегания (2885км). Центральная геосфера Земли, её ядро, занимает около 17% объёма Земли и составляет 34% её массы. Его разделяют на две отдельные области: жидкую (внешнее ядро) и твёрдую (внутреннее ядро). Переход между ними лежит на глубине 5156км. Существование твёрдого внутреннего ядра Земли обнаружила в 1936г. датский сейсмолог Инге Леманн, указав, что оно расположено на глубине около 5000м.

По современным данным, внешнее ядро представляет собой вращающиеся потоки расплавленного железа и никеля, хорошо проводящие электричество. Именно с ним связывают происхождение земного магнитного поля, считая, что электрические токи, текущие в жидком ядре, создают глобальное магнитное поле. Слой мантии, находящийся в соприкосновении с внешним ядром, испытывает его влияние, поскольку температура в ядре выше, чем в мантии. Температура внешнего ядра меняется от 10 000°К до 1700°К на границе с мантией.

Таблица 6

Геосфера	Глубина, км	Состояние
Кора	10-70	Твёрдое
Мантия верхняя	1000	Полужидкое
Мантия нижняя	1000-2900	Твёрдое
Ядро внешнее	2900-5270	Жидкое
Ядро внутреннее	5270-6370	Твёрдое

Внутреннее ядро (иногда его называют субядром) радиусом 1 200км не связано с мантией. Полагают, что его твёрдое состояние, несмотря на высокую температуру, обеспечивается гигантским давлением в центре Земли. Расчёты показывают, что в земном ядре давление может достигать 3 млн. атмосфер. При таком давлении многие вещества как бы металлизуются.

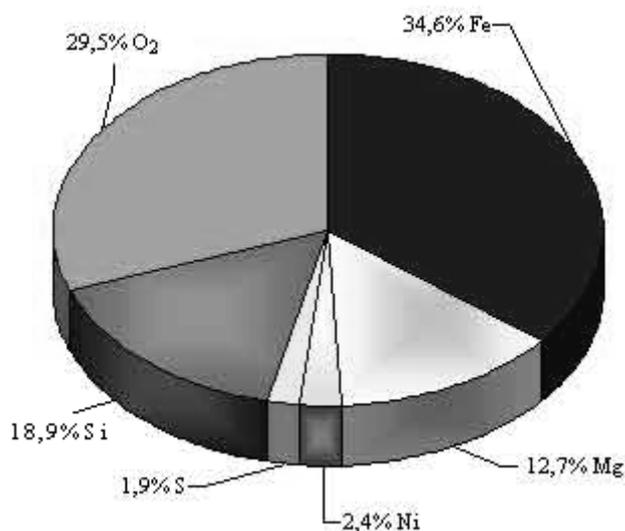


Рис. 1.31. Химический состав Земли

Существует даже гипотеза, что ядро Земли состоит из металлического водорода. Температура ядра достигает 10 000°К на границе внешнего и внутреннего ядра (больше, чем температура внешних слоёв Солнца) и повышается в центре почти до 49 000°К, а его плотность примерно в два раза меньше, чем средняя плотность Земли и составляет 3 г/см³. В табл.6 приведены основные характеристики геосферы.

Химический состав Земли похож на состав других планет земной группы (рис.1.31). На нашей планете преобладают в целом такие элементы как (в порядке убывания): железо, кислород, кремний, магний, никель, сера. Содержание лёгких элементов невелико.

По геологическим и геохимическим данным до глубины 16км подсчитан усреднённый химический состав пород земной коры.

Эти данные постоянно уточняются и на сегодня выглядят следующим образом: кислород – 47%, кремний – 27,5%, алюминий – 8,6%, железо – 5%, кальций, натрий, магний и калий – 10,5%, на все остальные элементы приходится около 1,5%, в том числе, на титан 0,6%, углерод 0,1%, медь 0,01%, свинец

0,0016%, золото 0,0000005%. Очевидно, что первые восемь элементов составляют почти 99% земной коры и только 1% приходится на остальные (более сотни) элементов таблицы Д.И. Менделеева (1834-1907).

В числе многих элементов, входящих в состав Земли, имеются и радиоактивные. Их распад, а также гравитационная дифференциация вещества (перемещение более плотных веществ в центральные, а менее плотных в периферические области планеты) приводят к выделению тепла. Максимальная температура на поверхности приближается к 60°C (в тропических пустынях Африки и Северной Америки), а минимальная составляет около -90°C (в центральных районах Антарктиды).

Температурный режим в пределах земной коры своеобразен. На некоторую глубину в недра проникает тепловая энергия Солнца. Суточные колебания температуры наблюдаются на глубинах от нескольких сантиметров до 1-2 метров. Годовые колебания в умеренных широтах достигают глубины 20-30 м. На этих глубинах залегает слой пород с постоянной температурой – изотермический горизонт. Его температура равна средней годовой температуре воздуха в данном регионе. В полярных и экваториальных широтах, где амплитуда колебания годовых температур мала, изотермический слой залегает близко к земной поверхности.

Ниже изотермического горизонта температура повышается, что обусловлено внутренним теплом Земли. В среднем увеличение температуры на 1°C происходит при заглублении в земную кору на 33 м. Эта величина называется геотермической ступенью. В разных регионах Земли она различна, Полагают, что в зонах вулканизма она составляет 5 м, а в спокойных платформенных областях возрастает до 100 м.

Модель внутреннего строения Земли имеет не только геофизическое значение. Она используется в геодезии для строгого решения редуцированных задач, построения уровенных поверхностей силы притяжения и тяжести, для представления массы планетарного тела точечными массами. Земля неоднородна, симметрия масс нарушается большими аномалиями плотностей в коре и астеносфере

Земли. Для изучения неоднородностей масс в теле Земли можно использовать теорию моментов инерции, рассмотренную выше.

1.8 Изостазия

Теория строения земной коры, известная под названием теории изостазии, была создана в середине 19 века для интерпретации результатов астрономо-геодезических измерений, выполненных в Индии английским геодезистом Эверестом.

На пунктах триангуляции, расположенных вблизи Гималайских гор и в середине Индийского субконтинента, по результатам выполненных астрономо-геодезических измерений были определены отклонения отвеса в плоскости меридиана. Аналогичные значения были вычислены с учётом влияния притяжения Гималайского хребта и высочайшего плато Тибета с севера. Большое расхождение результатов на пункте, расположенном у подножия Гималайского хребта, указывало на то, что высочайшие Гималайские горы притягивают слабее, чем следовало ожидать. Английские астрономы Пратт и Эри независимо друг от друга почти одновременно выдвинули свои гипотезы о строении земной коры, дающие геофизическую интерпретацию этого явления.

Гипотеза изостатического равновесия основана на допущении, что любой избыток массы над геоидом компенсируется недостатком её под поверхностью геоида. Как у плывущего айсберга, под горными хребтами имеются глубокие корни с плотностью, меньшей, чем плотность субстрата, в который они погружены.

Первая мысль о существовании компенсации горных массивов, как считают, была высказана знаменитым итальянцем Леонардо да Винчи (1452-1519). В 1749г. французский учёный Буге (1698-1758), изучая отклонения отвеса в Перу, вызванное в этих местах Андами, высказал мнение, что внутри гор должны существовать «пустоты», иначе притяжение гор было бы значительно более сильным, чем наблюдается в действительности. Термин «компенсация» впервые был использован в 1750г. миланским астрономом Босковичем.

По гипотезе Пратта ниже уровня моря под горами и равнинами имеется недостаток вещества, по количеству равный

массе, находящейся над уровнем моря. Под дном океанов и морей имеется избыток вещества, примерно равный дефекту масс океанов по сравнению с горной породой.

Таким образом, количество вещества, заключённого в любом вертикальном столбе от дневной поверхности Земли до некоторого уровня под Землёй, примерно одно и то же во всех частях Земли. По Пратту нижняя поверхность земной коры имеет всюду одну и ту же глубину под уровнем моря. Эту поверхность называют поверхностью изостазии (рис.1.32).

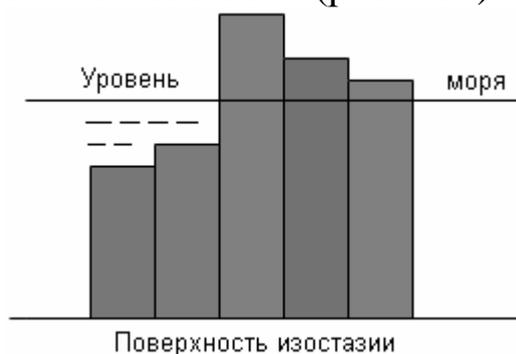


Рис.1.32. Изостазия по гипотезе Пратта

Под земной корой находится магма. Для гидростатического равновесия необходимо, чтобы давление земной коры на поверхности изостазии было одинаковым. Условие

$$\delta(T + H) = const, \quad (1.13)$$

где δ – плотность земной коры, T – глубина поверхности изостазии, H – высота над уровнем моря, является основным уравнением теории изостазии Пратта.

Сущность своей гипотезы сам Пратт излагал так: «Различие в поднятии земной поверхности, проявляющееся в горах, равнинах и дне океанов, произошло от неравномерного сжатия массы при её затвердевании из жидкого или полужидкого состояния; вследствие чего ниже уровня моря под горами и равнинами имеется недостаток вещества, по количеству приблизительно равный массе, находящейся над уровнем моря; под дном океанов имеется избыток вещества, приблизительно равный недостатку океана по сравнению с горной породой. Таким образом, количество вещества в любом вертикальном столбе, проведенном от поверхности до некоторого уровня под корой, как в настоящее время, так и в прошлом приблизительно одно и то же во всех частях Земли».

Плотность земной коры убывает обратно пропорционально её толщине. Ясно, что чем выше горный массив, тем толще земная кора и меньше плотность. Наибольшую плотность имеет земная кора под глубокими океанами. Очевидно, чем больше глубина океана, тем тоньше кора и она будет иметь наибольшую плотность.

Теория Пратта была принята американскими геодезистами Дж. Хейфордом (1868-1925) и Боуи в методах вычисления триангуляции и гравиметрических измерений, применяемых Береговой и геодезической службой США. При этом полагалось, что изостатическая компенсация единообразная, то есть плотность под горами всегда меньше, чем под равнинами, и что слой компенсации расположен точно под горой и простирается вплоть до глубины компенсации, где наступает равновесие. Геофизическая интерпретация астрономо-геодезических и гравиметрических измерений по теории Пратта показала, что глубина компенсации составляет 102-120 км.

Гипотеза Эри о коре, плавающей на вязком, более плотном субстрате, и погружённой в него подобно айсбергу (рис.1.33), представляется более естественной, чем гипотеза Пратта. Наблюдения за поднятием Фенноскандии – один из главных аргументов в пользу схемы Эри.

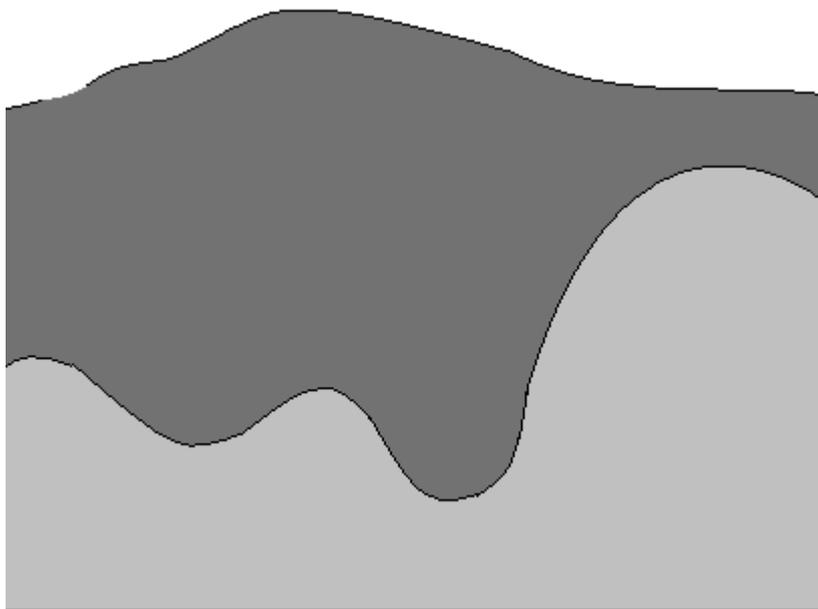


Рис.1.33. Изостазия по гипотезе Эри

В гипотезе Эри предполагается, что земная кора имеет всюду одинаковую плотность, меньшую плотности магмы. Отдельные глыбы земной коры плавают на магме, погружаясь в

неё тем глубже, чем выше соответствующая глыба выдаётся вверх. По закону Архимеда погружённая часть глыбы вытесняет массу магмы, равную массе всей глыбы.

В 1855 г. Эри так излагал сущность своей гипотезы: «Я полагаю, что горы и плоскогорья не имеют иной опоры, кроме как возникающей от выпячивания нижней части лёгкой земной коры в более плотную лаву; горизонтальное протяжение этого выступа грубо соответствует горизонтальному протяжению плоскогорья, а глубина нижнего выступа такова, что увеличенная этим сила плавучести приблизительно равняется избытку веса от выпячивания вверх плоскогорья. Я представляю себе, что состояние земной коры, лежащей на лаве, можно в точности сравнить с плотом из брёвен, плавающим на воде; если мы замечаем бревно, верхняя сторона которого плавает значительно выше верхней поверхности других брёвен, то можем быть уверены в том, что нижняя сторона его сидит глубже в воде, чем нижняя поверхность остальных».

По гипотезе Эри высокие горы имеют более глубокие корни. В возвышенных местах земная кора толще. Простираясь глубже, она выталкивает магму, а так как плотность коры меньше плотности магмы, то внешние массы компенсируются дефектом плотности масс в глубине. Низменные платформы как, например, Западно-Сибирская платформа с высотой порядка 130 м над уровнем моря, имеют неглубокие корни в магме, а глубина компенсации масс меньше, чем в высокогорных районах. Приближённая формула для вычисления толщины корня t в зависимости от высоты рельефа h имеет вид:

$$t = 4,45h. \quad (1.14)$$

Таким образом, гора высотой 1 км будет иметь корень, глубиной 4,45 км. Для океанов будут иметь место «антикорни». Толщина антикорня t' определяется глубиной слоя океана p по формуле

$$t' = 2,73p. \quad (1.15)$$

Океану глубиной 1 км соответствует антикорень, или уменьшение толщины коры на 2,73 км. Присутствие воды делает антикорни более сглаженными, чем корни гор. Восьмикилометровой впадине у берегов Японии должен соответствовать антикорень в 22 км, что может привести к исчезновению коры и обнажению поверхности Моховичича.

Рассмотренные гипотезы изостазии близки между собой. В гипотезе Пратта земная кора имеет всюду одинаковую глубину, но разную плотность в зависимости от высоты. В гипотезе Эри наоборот, земная кора имеет всюду одинаковую плотность, но разную глубину. Обе гипотезы предполагают, что если в какой-нибудь точке изменилась плотность земной коры из-за дифференциации вещества, то соответствующий участок должен подняться или опуститься для восстановления утраченного равновесия.

Геофизические исследования показывают, что земная кора всегда и во всех своих частях стремится к равновесию, постоянно нарушаемому различными тектоническими процессами, накоплениями осадков, изменениями ледового режима в областях оледенения и другими процессами развития Земли. Отдельные области земной коры, в которых произошло такое нарушение, начинают подниматься или, наоборот, погружаться с тем, чтобы восстановить нарушенное равновесие. Избыток масс над поверхностью компенсируется их недостатком на глубине. Следует понимать, что, как правило, компенсация не может быть строго локальной.

Размеры компенсирующей массы играют существенную роль, и чем более протяжённая масса, тем лучше осуществляется компенсация.

Голландский учёный Венинг-Мейнес модифицировал гипотезу Эри, рассматривая массу рельефа как нагрузку на сплошной коре, которая ведёт себя подобно упругой пластине, достаточно твёрдой, чтобы противостоять напряжениям сдвига.

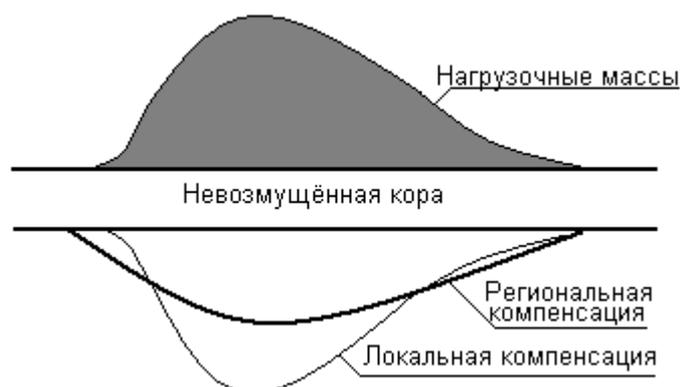


Рис.1.34. Региональная модель изостазии Венинг - Мейнеса

По Венинг-Мейнесу в равновесии находятся глыбы значительного поперечного сечения, достигающего в диаметре

сотни и тысячи километров. Отдельные детали рельефа не компенсируются, а уравниваются лишь целые области сообразно с их нагрузкой, определяемой их средней высотой. В модели региональной компенсации Венинг–Мейнеса нагрузка топографических масс уравнивается региональными изгибами упругой коры (рис.1.34).

Примером отсутствия изостатического равновесия на значительной территории может служить Фенно-Скандинавский щит. Дефект плотности масс в верхней части земной коры Скандинавского полуострова делает её слишком лёгкой и её давление на магму не уравнивает направленное вверх давление магмы. В результате наблюдается медленное поднятие всего полуострова со скоростью порядка 1м в 100 лет. Вероятнее всего это является следствием имевшего здесь место оледенения. После становления льдов давление земной коры на магму уменьшилось, и в результате наблюдается теперь поднятие суши, которое будет продолжаться до тех пор, пока вновь не будет достигнуто изостатическое равновесие. Эффекты восстановления изостатического равновесия исследуются с использованием нивелирования, наблюдений уровня моря и измерений силы тяжести.

Примером обратного движения является Антарктида, где мощный пресс материкового льда обуславливает деформацию геоида в масштабе всего континента на 25-30м ниже уровня эллипсоида.

Гипотезы изостазии используются для приведения силы тяжести на геоид с учётом влияния компенсирующих масс.

1.9 Геотектоника

Тектоника, геотектоника, (от греческого *tektonikos* – относящийся к строительству) – отрасль геологии, изучающая развитие структуры земной коры и её изменения под влиянием тектонических движений и деформаций, связанных с развитием Земли в целом. Начало развития тектоники относится к 16-17вв. В 20 веке

она сформировалась как самостоятельная отрасль геологии.

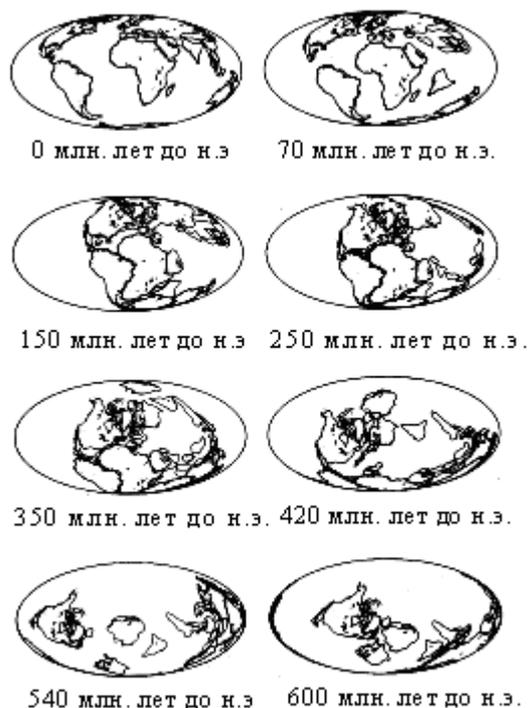


Рис. 1.35. Расположение континентов в определённые периоды геологического времени

Ещё в 17 веке удивительное совпадение очертаний береговых линий западного побережья Африки и восточного побережья Южной Америки наводило некоторых учёных на мысль о том, что континенты «гуляют» по планете. Но только три века спустя, в 1912 году, немецкий метеоролог Альфред Лотар Вегенер подробно изложил свою гипотезу континентального дрейфа, согласно которой относительное положение континентов менялось на протяжении истории Земли.

В своей работе «Возникновение материков и океанов» Вегенер пришёл к выводу, что Гренландия удаляется от Европы со скоростью несколько десятков метров за год. Он рассчитал, что расстояние между Европой и Америкой увеличивается примерно на один метр за год. Одновременно он выдвинул множество аргументов в пользу того, что в далёком прошлом континенты были собраны вместе. Помимо сходства береговых линий им были обнаружены соответствие геологических структур, непрерывность реликтовых горных хребтов и тождественность ископаемых остатков на разных континентах.

Для доказательства своей гипотезы Вегенер привлёк ряд долготных определений конца 19 века и нашёл, что изменение

долготы острова Сабин (Гренландия) действительно наблюдаются и находятся в согласии с его теорией.

Выводы Вегенера вызвали оживлённую дискуссию среди астрономов и послужили толчком для проведения целого ряда долготных работ. Наиболее крупными из них были международные долготные определения в 1926 и 1933 гг. Эти определения имели своей целью проверку гипотезы Вегенера и создание единой долготной сети, охватывающей весь земной шар.

На основании этих работ (изменений разности долгот) получалось, что Америка не удаляется от Европы, как это полагал Вегенер, а сближается с Европой на 0,6 м за год. К полученным в 1926-1933 гг. изменениям долгот, конечно, следует относиться с известной осторожностью, так как наблюдения того времени из-за неучтённых систематических ошибок были не всегда надёжными.

Профессор Вегенер активно отстаивал идею о существовании в прошлом (250 млн. лет до н.э.) единого суперконтинента Пангея (рис.1.35), его расколе и последующем дрейфе образовавшихся континентов в разные стороны.

Но эта необычная теория не была воспринята всерьёз, потому что с точки зрения того времени казалось совершенно непостижимым, чтобы гигантские континенты могли самостоятельно перемещаться по планете. К тому же сам Вегенер не смог предоставить подходящий «механизм», способный двигать континенты.

Мысль о подвижности материков высказывалась и до Вегенера. Немецкий теолог Теодор Лилиенталь ещё в 1756 году писал, что «подобие очертаний противоположных берегов многих континентов и их совпадение столь удивительны, что, будь они расположены рядом, они бы целиком вписались друг в друга, как это можно видеть на примере южных частей Африки и Америки». В 1858 году вышла в свет книга Антонио Спидера с приложенной к ней картой, на которой Атлантический океан отсутствует, а обрамляющие его континенты совмещены друг с другом. Однако первым человеком, предложившим стройную теорию «движения континентов», согласно которой все они в далёком прошлом составляли единый материк Пангею, был именно Альфред Вегенер.

На протяжении почти пятидесяти лет, ожесточённый спор о причинах и сути процессов, происходящих в глубинах Земли и на её поверхности, вели «фиксисты» и «мобилисты». Фиксисты отвергают всякую возможность больших горизонтальных перемещений континентов и считают, что относительные смещения отдельных частей земной поверхности происходят за счёт только вертикальных движений. Мобилисты утверждают, что континенты на Земле находятся в непрерывном движении, «плавая» по её поверхности.

Ещё в 1757 г. на публичном собрании Российской Академии наук М.В. Ломоносов произнёс «Слово о рождении металлов от трясения земли», в котором изложил свои взгляды, намного предвосхитившие научные открытия последующих столетий. В частности, он первым выдвинул важную для геологии идею о медленных вертикальных колебаниях земной коры.

Механизм дрейфа континентов по-разному трактуют две гипотезы: одна – венгерского геофизика Л. Эдьеда, основанная на идее быстрого расширения Земли; другая – голландского геофизика Ф. Венинг-Мейнеса, базирующаяся на теории конвекционных течений подкоркового вещества, вызываемых радиоактивным разогревом тела Земли.

Противников у Вегенера оказалось намного больше, чем сторонников. Критика мобилизма становилась всё более острой и в середине 20 века теория дрейфа континентов была отвергнута большинством исследователей Земли.

Концепция континентального дрейфа стала завоёвывать признание исследователей Земли лишь в начале 70-х годов прошлого века. До этого изучение твёрдой Земли велось в основном на континентах, где ярко проявляются вертикальные движения земной коры.

Примеров современных вертикальных движений достаточно много. В Италии, в маленьком городке Поццуоли, расположенном на берегу Неаполитанского залива, находятся развалины часовни, построенной 2000 лет назад, которую называют «храмом Сераписа». После возведения храма окружающая его площадь вместе с ним начала медленно опускаться и в 13 веке все строения погрузились под уровень моря. В таком виде они находились около трёх столетий, после чего начался их подъём и к 1800 г. практически все развалины

вместе с фундаментом были осушены. В дальнейшем вновь началось опускание и в 1954 г. уровень воды составлял уже 2,5 м над полом храма.

Установлено, что Малый Кавказ поднимается сейчас со скоростью от 8 до 13,5 мм/год; складчатое сооружение Восточных Карпат – со скоростью около 1,7 мм/год; в Балтийской рифтовой зоне скорость современных вертикальных движений колеблется от 10 до 20 мм/год. Во многих районах происходят современные опускания. Так, например, Черноморское побережье Кавказа погружается со скоростью до 12 мм/год; берег западнее Одессы – до 4,3 м/год.

Исследования дна океанов возродили идеи Вегенера. Океанское дно в течение многих веков оставалось недоступным для изучения и служило неисчерпаемым источником всевозможных легенд и мифов. Важным для изучения рельефа океана стало изобретение прецизионного эхолота, с помощью которого стало возможным непрерывно измерять и регистрировать глубину дна по линии движения судна. Одним из поразительных результатов интенсивного исследования дна океанов стали новые данные о топографии океанского дна.

Исследования океанического дна привели к открытию глобальной системы подводных гор, так называемых срединно-океанических хребтов. Одновременно была выдвинута важная гипотеза, что в области осей океанических хребтов постоянно происходит формирование новых участков океанического дна, расходящихся в стороны от хребта. Действием этого процесса объясняется сходство очертаний континентальных окраин. Можно было предположить, что между частями расколовшегося континента образуется новый океанический хребет, а океаническое дно, наращиваемое симметрично в обе стороны от него, формирует новый океан. Сегодня топографию океанского дна изучают с помощью спутников, с высокой точностью измеряющих высоту морской поверхности.

Установлено, что площадь океанского дна увеличивается. С другой стороны, нет данных о расширении Земли, а, следовательно, что-то в глобальной коре должно разрушаться. Именно это и происходит на окраинах большей части Тихого океана. Здесь литосферные плиты сближаются, и одна из сталкивающихся плит погружается под другую, уходя глубоко внутрь Земли. Такие участки отмечаются активными вулканами,

которые протянулись вдоль берегов Тихого океана, образуя так называемое «огненное кольцо».

Непосредственное бурение морского дна и определение возраста поднятых пород подтвердили результаты палеонтологических исследований. Эти факты легли в основу теории новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит, которая произвела настоящую революцию в науках о Земле и принесла новое представление о внешних оболочках планеты.

Тектоника плит, новая глобальная тектоника, является современным вариантом мобилизма. Основные положения тектоники плит сформулированы в 1967-1968 гг. группой американских геофизиков в развитие более ранних идей американских учёных о расширении ложа океанов (1961), предвосхищённых английскими учёными А.Холмсом (1931) и О.Фишером в конце 19 века, а также в гипотезе А. Вегенера о дрейфе материков (1912).

Теория тектоники плит, обобщающая множество геологических и геофизических данных, включает теорию дрейфа континентов и теорию расширения дна океана.

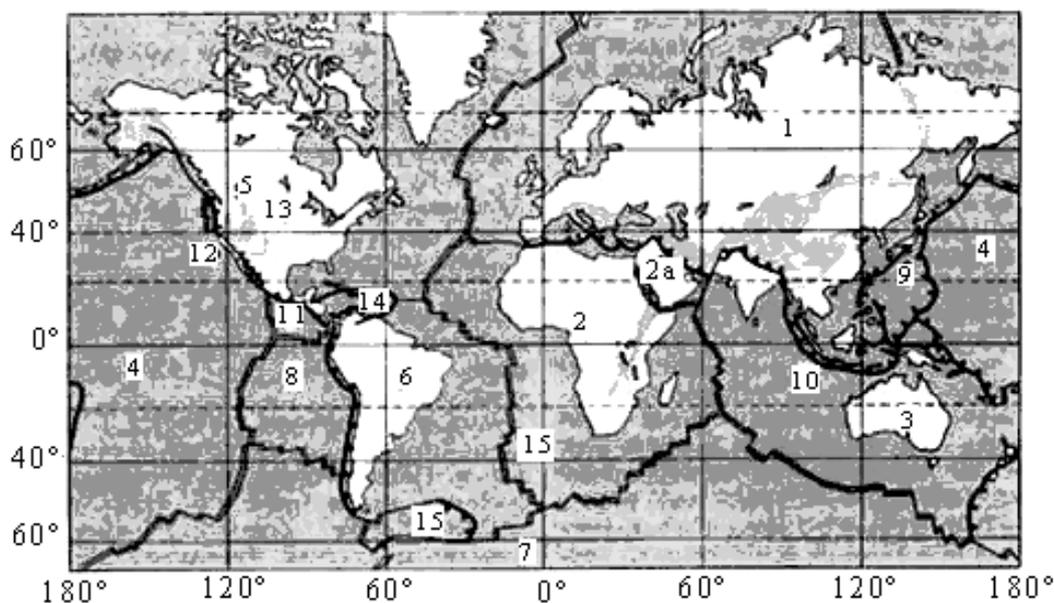


Рис.1.36. Литосферные плиты Земли

1-Евразийская; 2-Африканская; 2а-Аравийская; 3-Индо-Австралийская; 4-Тихоокеанская; 5-Северо-Американская; 6-Южно-Американская; 7-Антарктическая; 8-Наска; 9-Филиппинская; 10-Яванский желоб; 11-Кокос; 12-разлом Сан-Андреас; 13-провинция Бассейнов и Хребтов; 14-Карибская; 15- Скоша

Теория тектоники плит сводится к следующему. Литосфера подстилается менее вязкой астеносферой. Литосфера разделена на ограниченное число больших и малых плит, границы которых проводятся по сгущению очагов землетрясений. К числу крупных плит относятся: Тихоокеанская, Евроазиатская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Индо-Австралийская, Антарктическая (рис.1.36).

Литосферные плиты, движущиеся по астеносфере, обладают жёсткостью и монолитностью и испытывают взаимные горизонтальные перемещения трёх типов:

- расхождение (дивергенцию) в осевых зонах срединно-океанических хребтов;
- схождение (конвергенцию) по периферии океанов, в глубоких желобах, где океанские плиты пододвигаются под континентальные или островодужные;
- скольжение вдоль так называемых трансформных разломов.

Расширение ложа океанов в связи с расхождением плит вдоль осей срединных хребтов и рождение новой океанической коры компенсируется её поглощением в зонах подвига океанической коры в глубоководных желобах, благодаря чему объём Земли остаётся постоянным. Причиной перемещения литосферных плит является тепловая конвекция в мантии Земли.

Эти положения в последующие два десятилетия прошли экспериментальную проверку в ходе начатого в 1968 г. глубоководного бурения с американского научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер», подтвердившего образование океанов в процессе спрединга (расширении ложа океанов в связи с расхождением плит вдоль осей срединных хребтов). Возраст океанского дна – менее 200 млн. лет, средняя скорость расширения дна оценивается в 1-20 см/год.

Реальность спрединга была установлена также в результате исследований рифтовых долин срединных хребтов, дна Красного моря и Аденского залива со спускаемых подводных аппаратов, также установивших существование пересекающих срединные хребты трансформных разломов, направленных перпендикулярно к рифтовым долинам. Обычно смещения по этим разломам не превышают нескольких десятков километров, но в некоторых районах они значительны. Так, например, в

районе действующего трансформного разлома Сан-Андреас в Калифорнии смещение составляет 500 км. На дне Тихого океана смещения осей рифтовых долин вдоль некоторых разломов превышают 1000 км. В рифтовых долинах происходят слабые моретрясения, приводящие к разрывам литосфер.

Мощность литосферных плит под океанами меняется от 7-10 км до 80-90 км. Мощность континентальной литосферы, видимо, изменяется под молодыми платформами от 150-200 км, под древними щитами – до 250-400 км. Плиты перемещаются относительно друг друга по поверхности более тёплой астеносферы, обладающей низкой вязкостью.

Подвижные пояса или границы плит подразделяют на три типа. Первый тип – границы наращивания, вдоль которых происходит симметричное образование новой океанской литосферы – это гребни срединных океанских хребтов. Второй тип – границы поглощения, вдоль которых происходит асимметричное погружение края одной литосферной плиты под край другой или происходит их столкновение. Этот тип границ проявляется глубоководными желобами и сопряжёнными с ними островными дугами или активными континентальными окраинами. При столкновении двух континентальных плит образуются горные цепи (система Альпы – Гималаи). Каждый из двух типов границ может резко прерываться трансформными разломами, которые являются границами плит третьего типа. Движение на границе плит третьего типа является чисто сдвиговым.

Современные тектонические процессы на границах литосферных плит являются предметом широкого мониторинга. Надёжную оценку взаимного движения плит дают повторные геодезические измерения в зонах разломов на границах плит. Один из методов таких исследований заключается в повторных измерениях силы тяжести. Повторные измерения силы тяжести выполняются в регионах с большой вероятностью землетрясений на границах столкновения плит и трансформных разломах. В Японии таким примером являются полуостров Кии (медленное опускание и землетрясения через каждые 100-150 лет, сочетавшиеся с резкими поднятиями) и озеро Бива (низкая сейсмическая активность). С 1971 г. в этих районах осуществляется мониторинг повторными измерениями силы тяжести.

Сети для гравиметрического мониторинга созданы также в зонах столкновения тектонических плит для наблюдений орогенных процессов (орогенез – горообразование). Так, например, для исследований в Индии и Китае, приуроченных к Гималайской зоне субдукции (столкновение Индийской и Евразийской литосферных плит, зоны активных разломов и высокой сейсмической активности) создана прецизионная гравиметрическая сеть на площади 500×500 км, включающая 46 пунктов. Гравиметрическая сеть из 60 пунктов (600×100 км) создана в Венесуэльских Андах, где разлом Боконо отмечает границу Карибской и Южно-Американской плит.

С 1979 по 1992г. выполнялись исследования движения литосферных плит в глобальной радиоинтерферометрической сети, созданной методом радиоинтерферометрии со сверхдлинной базой. Этот международный геодинимический проект осуществлялся под эгидой НАСА. Наблюдения на 88 обсерваториях этой сети показали, что деформации литосферных плит носят местный характер и отражают воздействие деформационных сил эндогенной и экзогенной природы в районах расположения обсерваторий. Абсолютные и относительные движения обсерваторий не могут быть интерпретированы как результат дрейфа континентов.

Вместе с тем, выяснилась большая, чем предусматривалась исходной теорией, сложность процессов взаимных перемещений плит, существование внутриплитных деформаций, не объясняемых этой теорией, расслоенности плит по вертикали с дифференциальными смещениями слоёв и т.д. Не получило объяснения в теории плит периодическое изменение интенсивности тектонических движений и деформаций, устойчивой глобальной сети глубинных разломов и некоторые другие явления.

Вот мнение одного из крупнейших специалистов в области геодинимики Заслуженного деятеля науки Российской Федерации военного геодезиста профессора М.М. Машимова: «Теория Вегенера из области фантастики, домыслов и околонучных споров перешла в геодезическую практику. Её апологеты, полагая реальным дрейф материков и океанических плит, строят модели и с помощью их вычисляют поправки к координатам обсерваторий, участвующих в определении эфемерид созвездий спутников КНС НАВСТАР. Заблуждения

возможны в академических околонучных дискуссиях, но не в рамках геодезии, данные которой есть истина для всех наук и не могут быть ими опровергнуты. В действительности имеют место деформации земной коры на границах сочленения плит и движения островов в Мировом океане. Временные изменения пространственных положений обсерваторий, определяемые лазерными измерениями ИСЗ Лагеос и радиоинтерферометрическими наблюдениями квазаров, проявляют локальные деформации земной коры в районах расположения обсерваторий, а не дрейф материков».

В последние годы в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта под руководством члена-корреспондента Российской академии наук В. Трубицына была разработана трёхмерная сферическая геодинамическая модель современной Земли, которая, по мнению автора, претендует на роль наиболее полного описания геодинамики нашей планеты.

Как известно, теория тектоники плит рассматривает Землю как тепловую машину, где конвективная мантия играет роль котла, а литосферные плиты, на которые разбито океаническое дно, - шатунов. Магма, прорываясь сквозь срединно-океанические хребты, раздвигает их и заставляет двигаться континенты.

Однако такая теория не может объяснить, например, почему тепловой поток из мантии оказывается над континентами в три раза меньше, чем над океанами. До сих пор такое несоответствие многие учёные-геофизики пытались объяснить проявлением хаотических процессов, считая, что континенты – лёгкие включения, которые как бы заморожены в океаническую литосферу, пассивно с нею дрейфуют и не оказывают влияния на глобальные процессы.

Хотя эта модель Земли является в настоящее время основой изучения и интерпретации региональных процессов на период до 100млн. лет, она не объясняет более длительную историю Земли, рассматривая современные глобальные структуры Земли как непредсказуемый результат хаотической мантийной конвекции.

В. Трубицын предложил новую концепцию: континенты играют роль регуляторов в тепловой машине. Выглядит это примерно так.

На земной поверхности температура много ниже температуры плавления вещества мантии, поэтому континенты

можно сравнить с ледоколами, плавающими в изменяющемся ледяном поле. «Лёд», временно примерзающий с боков к континентам, соответствует океанической литосфере на пассивных окраинах континентов, а «лёд», надолго примерзающий снизу, соответствует континентальной литосфере. Но в отличие ото льда (более лёгкого, чем вода), тяжёлая океаническая литосфера на активных окраинах континентов не остаётся на поверхности, а погружается под континенты. Благодаря теплоэкранированию тепловой поток, выходящий из мантии через континенты, в три раза меньше, чем через океаны. Поэтому плавающие континенты принципиально изменяют всю эволюцию мантийных течений.

Соединение и распад континентов по теории Трубицына происходит следующим образом. Континент, плавающий на поверхности вязкой жидкости с постоянным подогревом, «садится» на нисходящий холодный поток, как в речном водовороте. Вскоре под ним образуется горячий восходящий поток, потому что континент играет роль регулятора, задерживающего тепло из мантии. Восходящий поток поднимет континент и начнёт двигать его в сторону другого нисходящего потока. Каждый из шести материков имеет свой нисходящий поток и движется в сторону более мощного потока. В результате все континенты двигаются друг к другу и образуют суперконтинент. С течением времени под ним образуется новый горячий поток, который приводит к его разрыву.

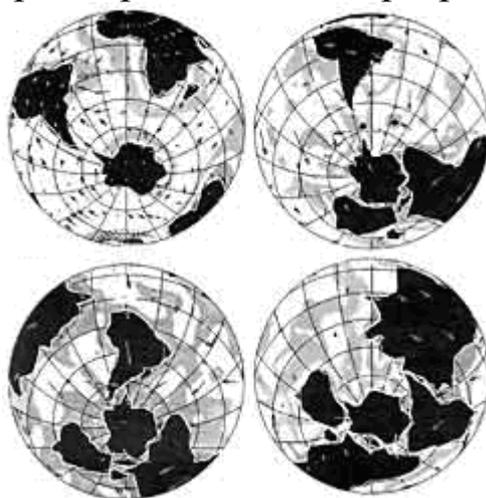


Рис.1.37. Движение континентов (по теории В. Трубицына)

Такой цикл может продолжаться около 800 млн. лет. При этом континенты играют важную роль, распределяя тепловые

потоки, заставляя литосферу постоянно двигаться. Так, через 800 млн. лет материка, вероятно, опять соберутся вместе и образуют новый суперконтинент в районе Южного полюса (рис.1.37).

Несмотря на своё экспериментальное подтверждение и успешное применение для расшифровки истории отдельных регионов и планеты в целом теория тектоники плит перестала удовлетворять исследователей Земли. В последние годы всё более отчётливым стало понимание того, что тектоника плит не может рассматриваться как полноценная, достаточно всеобъемлющая теория развития нашей планеты, поскольку является ограниченной, как в пространстве, так и во времени.

Некоторые учёные считают, что мобилизм и фиксизм вместе образуют ту платформу, на которой будет создана новая фундаментальная теория, убедительно отвечающая на все возникающие вопросы. Тем не менее, на сегодняшний день, геодинамика опирается на положения теории тектоники литосферных плит.

1.10 Основные физические поля Земли

1.10.1 Гравитационное поле

Под гравитационным полем Земли понимается поле силы тяжести (ускорения силы тяжести), которая определяется как составляющая двух основных сил: силы притяжения Земли и центробежной силы, вызванной её суточным вращением. Влияние других факторов (притяжения Луны, Солнца и других небесных тел и масс атмосферы) на значение силы тяжести учитывается соответствующими поправками.

Гравитационное поле характеризуется силой тяжести, потенциалом силы тяжести и различными производными от него. Потенциал гравитационного поля – скалярная функция координат, численно равная работе, которую производит поле при переносе точечной единичной массы из какой-либо начальной точки в данную точку. Практически точечными можно считать объекты, размеры которых много меньше расстояния между ними. Эта работа не зависит от пути. Обычно в качестве начальной берут точку, находящуюся на бесконечно большом расстоянии от масс, создающих гравитационное поле. В

международной системе СИ единица ускорения силы тяжести имеет размерность $\text{м}\cdot\text{с}^{-2}$, а потенциала - $\text{м}^2\cdot\text{с}^{-2}$.

За единицу измерения первых производных потенциала, в том числе силы тяжести, в геодезии и геофизике принимаются внесистемные единицы миллигал ($1\text{мГал} = 10^{-5}\text{м}\cdot\text{сек}^{-2}$) и микрогал ($1\text{мкГал} = 10^{-8}\text{м}\cdot\text{с}^{-2}$), соответственно тысячная и миллионная доли единицы Гал ($1\text{Гал} = 1\text{см}\cdot\text{с}^{-2}$). Для вторых производных (гравитационного градиента) используется единица этвеш ($1\text{Е} = 10^{-9}\text{сек}^{-2} = 0,1\text{мГал/км}$), которая также не входит в систему СИ. Часть потенциала силы тяжести, обусловленная только притяжением масс Земли, называется потенциалом земного притяжения, или геопотенциалом.

В средних широтах ускорение силы тяжести примерно равно $981\text{см}\cdot\text{с}^{-2}$, то есть 981 Гал, центробежное ускорение, зависящее от широты, мало по сравнению с последним и на экваторе составляет примерно 3,4 Гал.

Изменение силы тяжести на 1мГал соответствует:

- перемещению над поверхностью Земли на 3м;
- притяжению слоя грунта толщиной 10м (при плотности земной коры $2,67\text{г/см}^3$);
- перемещению на 1,23 км по широте на параллели 45° .

Гравитационное поле Земли принято разделять на две части: нормальное гравитационное поле и остаточное аномальное поле. Основное преимущество такого разделения состоит в том, что аномальное поле гораздо слабее действительного гравитационного поля Земли и поэтому его характеристики легче определить. Термин «аномалии» означает отклонение от некоторой «нормы», т.е. значение, которые можно предсказать, вычислив его по формуле

Нормальное гравитационное поле (гравитационное поле Нормальной Земли) характеризуется четырьмя параметрами: общей массой Земли, формой и размерами эллипсоида, наиболее близко соответствующего геоиду в глобальном масштабе, скоростью вращения Земли. Его определение вытекает из условия, что поверхность эллипсоида есть уровенная поверхность в нормальном гравитационном поле, а поверхность геоида представляет собой уровенную поверхность в действительном гравитационном поле. При этом предполагается,

что центр нормального эллипсоида (или референц-эллипсоида) совпадает с центром масс Земли.

В любой точке разность высот геоида и эллипсоида, называемая ондуляцией геоида ζ (рис.1.39), прямо пропорциональна возмущающему потенциалу. Таким образом, определение аномального гравитационного поля позволяет определить положение поверхности геоида по отношению к эллипсоиду и отсюда – форму Земли. Если известна форма геоида, то известно и направление силы тяжести, которое в каждой точке перпендикулярно к поверхности геоида. Следовательно, можно определить уклонение отвесной линии как угол между направлением силы тяжести и перпендикуляром к поверхности эллипсоида.

Геодезическая практика в значительной мере сосредоточена на измерении силы тяжести. Наиболее распространённым прибором для измерения силы тяжести является гравиметр, используемый для измерений разности силы тяжести между двумя пунктами (относительные измерения). Этот прибор (рис.1.38) работает на принципе компенсации изменений притяжения массы маятника гравиметра упругими силами закрученной кварцевой нити, на которой подвешен маятник. Достоинствами таких гравиметров являются малые размеры и высокая точность измерений (до 0,01 миллигал).

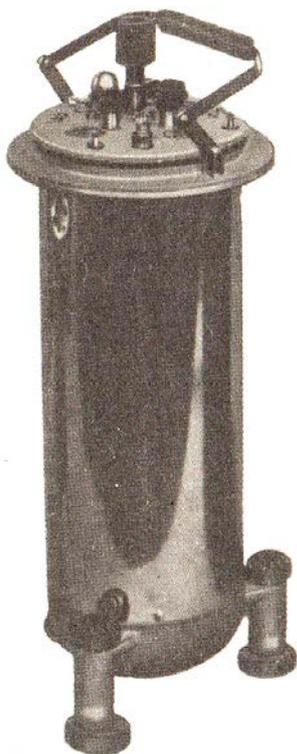


Рис.1.38. Общий вид гравиметра ГНК-К2

Для получения действительного значения силы тяжести в любом пункте относительные измерения в заданном пункте связывают с данными абсолютных измерений силы тяжести в этом пункте с помощью баллистического гравиметра. Точность измерения баллистическим гравиметром достигает 0,01 миллигал. Большинство баллистических гравиметров размещается в стационарных лабораториях, однако существуют и транспортабельные устройства, имеющие приемлемые точности измерения.

В совершенствовании измерений параметров гравитационного поля Земли важная роль принадлежит спутниковой альтиметрии, использующей радиолокационные альтиметры, размещаемые на борту орбитальных спутников.

Идея спутниковой альтиметрии достаточно проста (рис.1.39): расстояние от спутника Q (r , φ – геоцентрические радиус и широта спутникового радиовысотомера) до поверхности океана (точка Q') определяется с помощью электронных устройств, измеряющих время, за которое радиоволны проходят это расстояние и обратный путь до бортового приёмного устройства после отражения от поверхности океана. Скорость распространения сигнала, умноженная на половину полученного временного отрезка, даёт искомое значение высоты h .

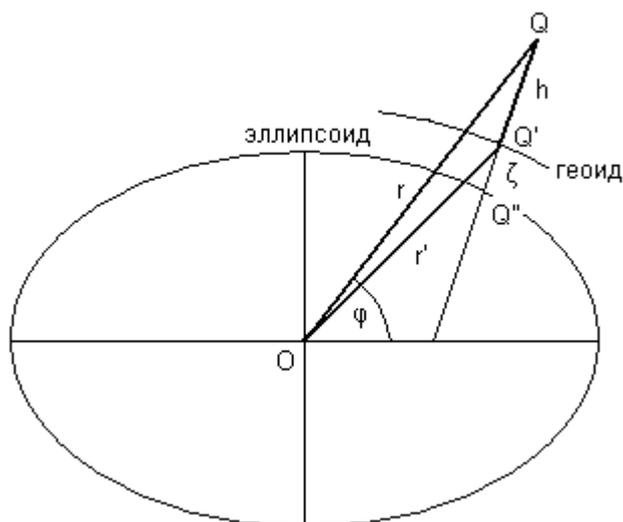


Рис.1.39. Геометрия спутникового нивелирования

Уровень поверхности океана (примерно соответствующий поверхности геоида) относительно центра масс Земли вычисляется как разность между высотой орбиты спутника,

которая постоянно определяется станциями слежения, и значениями высоты полёта спутника над поверхностью океана.

Векторное уравнение спутникового нивелирования имеет вид:

$$\vec{r} = \vec{r}' + \vec{h}. \quad (1.16)$$

Из этого уравнения следует, во-первых, если при известном значении геоцентрического радиус-вектора r измерен вектор h , то можно определить геоцентрический радиус-вектор r' подспутниковой точки геоида; во-вторых, если задан геоид и измерен вектор h , то можно определить геоцентрический радиус-вектор спутникового высотомера.

Если же известны геоцентрические радиус-векторы, то можно предвычислить вектор h и сравнить его с измеренным значением. По совокупности разностей этих высот можно решать различные геодезические и геофизические задачи: эталонирование высотомеров, определение амплитуды волн океана и т.д.

Поверхность океана не совпадает с эквипотенциальной поверхностью гравитационного поля Земли из-за влияния различных астрономических, метеорологических, гидрологических и океанографических факторов. К числу этих факторов относятся приливные силы, изменения атмосферного давления и плотности воды. Последние в свою очередь зависят от температуры, солёности и давления. К ним же относятся изменения в выпадении осадков, притоке воды и её испарении.

Уклонения поверхности Мирового океана от геоида называют топографией морской поверхности. Изучение топографии морской поверхности – одна из главных задач физической океанографии. В геодезии она необходима для редуцирования измерений на единую уровенную поверхность.

Оперативное определение высот поверхности Мирового океана позволяет изучать топографию океана и периодически уточнять параметры внешнего гравитационного поля Земли. Повторные нивелировки дают представительскую статистику изменений геоида во времени и данные для решения координатно-гравитационной проблемы: установления на каждую эпоху геоцентрической системы геодезических координат и определения модели земного тяготения, ей

соответствующей, и адекватной внешнему гравитационному полю Земли.

Поскольку около 70% общей площади поверхности Земли приходится на океан, значительная часть ранее не известных данных о гравитационном поле Земли, аппроксимированной в виде геоида, была получена спутниковым нивелированием. Для всей изученной части Мирового океана получены средние значения суммы высот геоида над эллипсоидом и высоты морской поверхности над геоидом по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$ и $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ с ошибкой, не превышающей $\pm 1\text{м}$. Альтиметрия даёт полезную информацию и при изучении рельефа морского дна. Наряду с обнаружением подводных горных хребтов, впадин и зон разломов альтиметрия даёт возможность выявлять подводные горы (к ним приурочены повышения геоида на несколько метров).

В будущем спутниковые наблюдения позволят с высокой точностью определять высоты ИСЗ над континентами. Используя совместно данные спутникового нивелирования над сушей и наземные астрономо-геодезические и гравиметрические измерения, можно будет определять геоид на континентах с ошибками порядка нескольких сантиметров с учётом движений земной коры и литосферных плит.

Вследствие неравномерного распределения масс в теле Земли сила тяжести на её поверхности изменяется по очень сложному закону. Задача о распределении силы тяжести на поверхности Земли была решена в общем виде в 18 веке французским математиком А. Клеро (1713-1765). Он впервые вывел формулу для вычисления силы тяжести на любой широте эллипсоида при известных значениях силы тяжести у полюса и на экваторе. Формула Клеро имеет вид

$$g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi), \quad \beta = \frac{5}{2} q - \alpha = \frac{g_p - g_e}{g_e}, \quad (1.17)$$

где g - значение силы тяжести на широте φ ; g_e, g_p - значения силы тяжести на экваторе и на полюсе соответственно; α - сжатие земного эллипсоида; $q = a\omega^2 / g_e$ - отношение ускорения центробежной силы к силе тяжести на экваторе; a, ω - экваториальный радиус и скорость вращения Земли соответственно; β - постоянная, равная относительному избытку силы тяжести на полюсе по сравнению с экватором.

Гипотезы, на которых Клеро построил свою теорию, заключались в следующем. Земля внутри состоит из эллипсоидальных слоёв малого сжатия, имеющих общий центр и общую ось вращения. Каждый слой однороден, но от слоя к слою плотность меняется по произвольному закону, причём возможны скачкообразные изменения плотности от слоя к слою. Никаких предположений относительно агрегатного состояния каждого слоя, кроме наружного, не делается. Условие гидростатического равновесия должно быть соблюдено только для верхнего слоя. Верхний слой должен быть в жидком состоянии и действующая на него сила должна быть везде направлена по нормали к его внешней поверхности.

Теоретические исследования Клеро подтвердили, что фигура Земли связана с её внутренним строением. Они также показали, что результаты выводов о форме и размерах Земли, выполненных на основании опытных данных, совместно с определениями угловой скорости вращения Земли могут использоваться для изучения её внутреннего строения, а данные о внутреннем строении – для изучения фигуры Земли.

В пространственной геоцентрической системе координат потенциал притяжения для точки, находящейся на поверхности Земли или во внешнем пространстве, обычно представляется в виде разложения в бесконечный ряд по сферическим функциям Лежандра

$$V = \frac{fM}{r} \left[1 - \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a_e}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (J_{nm} \cos m\lambda + K_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \right], \quad (1.18)$$

где r, φ, λ - полярные геоцентрический радиус, широта и долгота точки, для которой вычисляется потенциал притяжения;

$fM = f(M_{\text{земли}} + M_{\text{атмосферы}})$, a_e - геоцентрическая гравитационная постоянная, учитывающая атмосферу Земли, и экваториальный радиус Земли;

J_{nm}, K_{nm} - безразмерные коэффициенты, характеризующие распределение масс в теле Земли;

$P_{nm}(\sin \varphi)$ - сферическая функция Лежандра степени n и порядка m .

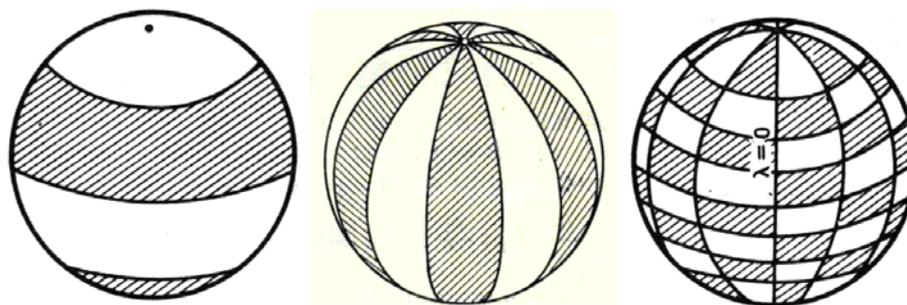


Рис.1.40. Положительные и отрицательные значения зональных, секториальных и тессеральных гармоник

В разложении (1.18) члены нулевого порядка ($m=0$) называются зональными гармониками, так как их значения изменяются только с широтой. Внутри одной зоны, отделённой от других с севера и с юга параллелями, зональные гармоники сохраняют свой знак (рис.1.40).

Гармоники называются секториальными, если их знак может изменяться только с долготой. Это имеет место при $n=m$. В этом случае шар оказывается расчленённым на сектора – полосы, которые соединяют северный и южный полюса. Внутри одного сектора секторальные гармоники сохраняют свой знак.

Гармоники, для которых $0 < m < n$ на поверхности шара образуют мозаичную картину, подобно шахматной доске, и называются тессеральными (от латинского tessera-мозаичный кубик). Секториальные и тессеральные гармоники при вращении планеты создают во внешнем пространстве переменное во времени гравитационное поле, что значительно осложняет теорию движения искусственных и естественных спутников планеты.

Для Земли наибольшим из коэффициентов является $J_2 = 1082,627 \times 10^{-6}$, входящий в систему фундаментальных геодезических и астрономических постоянных. Каждый член ряда в той или иной степени характеризует фигуру Земли, Первый член fM/r есть потенциал притяжения шара со сферическим распределением плотности. Все последующие члены учитывают отличия формы Земли от сферической. Так, J_2 характеризует наличие экваториальной выпуклости Земли, J_3 - асимметрию южного и северного полушарий, вследствие которой Земля имеет грушевидную форму, J_{22} и K_{22} - эллиптичность экватора.

Потенциал притяжения Нормальной Земли как тела вращения, обладающего экваториальной симметрией, описывается выражением

$$V^0 = \frac{fM}{r} \left[1 - \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a_e}{r} \right)^{2n} J_{2n}^0 P_{2n}(\sin \varphi) \right]. \quad (1.19)$$

Нормальную часть поля силы тяжести можно рассчитать по формулам распределения нормальной силы тяжести. В Российской Федерации наиболее часто используется формула немецкого геодезиста и геофизика Ф. Гельмерта (1843-1917), полученная им в 1901г.

$$\gamma = 978030 (1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi) \text{ мГал}. \quad (1.20)$$

Из этой формулы следует, что нормальное значение силы тяжести на Земле увеличивается от $978 \text{ см} \cdot \text{с}^{-2}$ на экваторе до $983 \text{ см} \cdot \text{с}^{-2}$ на полюсах. Однако эти значения, рассчитанные для эллипсоида вращения со сжатием 1:298,2, существенно отличаются от фактически измеряемых на поверхности Земли, что обусловлено изменениями плотности пород, слагающих Землю. Применение формулы (1.20) объясняется тем, что сжатие эллипсоида, который использовал Гельмерт, практически совпадает со сжатием эллипсоида Красовского. Сила тяжести в формуле Гельмерта дана в Потсдамской системе и потому в рассчитанные по этой формуле значения нормальной силы тяжести вводят поправку $14 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$.

В 1971г. Международный Геофизический и Геодезический союз принял следующую формулу для нормальной силы тяжести

$$\gamma = 978031,85 (1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi). \quad (1.21)$$

В качестве Нормальной Земли принят общий земной эллипсоид с параметрами

$$a_e = 6378137 \pm 2 \text{ м},$$

$$\omega = 7292115 \cdot 10^{-11} \text{ с}^{-1},$$

$$J_2 = (1082,63 \pm 0,005) \cdot 10^{-8},$$

$$fM = (398600,5 \pm 0,3) \text{ км}^3 \text{ с}^{-2}.$$

Сжатие этого эллипсоида, определённое по спутниковым данным, равно $\alpha = 1:298,256$.

Существуют и другие формулы, учитывающие небольшое долготное изменение нормальной силы тяжести, а также асимметрию Северного и Южного полушарий. Ведётся

подготовка к переходу к единой новой формуле с учётом уточнённого абсолютного значения силы тяжести.

Гравиметрическая изученность Земли весьма неравномерна. Материки исследованы более полно, чем моря и океаны, Северное полушарие в гравиметрическом отношении изучено лучше, чем Южное. Гравитационные аномалии на Земле, как правило, меньше 100 мГал, их среднеквадратические вариации по Земле составляют около 20 мГал. Следовательно, гравитационное поле Земли достаточно гладкое. В Северном полушарии наибольшая величина средней квадратической аномалии составляет 27 мГал. В Южном полушарии, где значительную часть поверхности Земли занимает океан, гравитационное поле более спокойно. Максимальная аномалия силы тяжести на Земле зафиксирована на Гавайском архипелаге (+600 мГал).

В настоящее время создано достаточно много моделей гравитационного поля Земли разной детальности и точности. Они представляют собой некоторое приближение к реальному полю. Оптимальные модели наилучшим образом соответствуют результатам измерения силы тяжести, а также учитывают ошибки измерений и ошибки интерполяции. В глобальных моделях используют разложение по шаровым функциям, ограничиваясь их степенью. Наиболее детальная из известных моделей модель, получившая шифр EGM-96 (360×360).

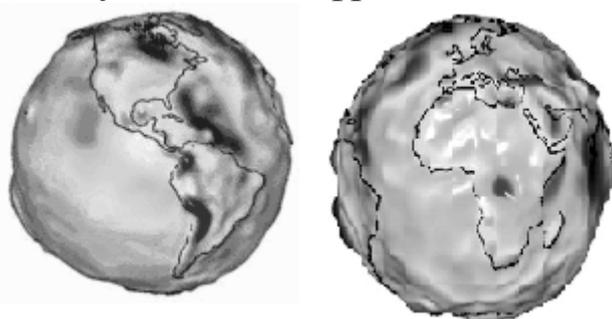


Рис.1.41. Модель гравитационного поля Земли

На рис. 1.41 представлена модель гравитационного поля Земли, построенная по данным о небольших изменениях расстояния между двумя идентичными орбитальными спутниками GRACE (Gravity Recovery and Climate). Более тёмным цветом отмечены участки с повышенной гравитацией. Таковы, например, северная часть Срединно-Атлантического хребта в Атлантическом океане и Гималайские горы.

Глобальные модели гравитационного поля используются для решения задач для больших регионов земной поверхности (определение орбит ИСЗ, создание геофизических и геодинамических моделей). Глобальные модели гравитационного поля позволяют получать высоты геоида с точностью, достаточной для решения многих задач в науках о Земле, океанографии и навигации.

Для описания регионального поля часто используется модель степени и порядка 36 (36×36). Локальное описание гравитационного поля используется при создании геодезических сетей для задач высшей и прикладной геодезии, прикладной геофизики и геодинамики.

Представление потенциала притяжения Земли в виде ряда по сферическим функциям стало классическим. В силу простоты сферических функции оно очень удобно, однако оно обладает одним существенным недостатком, а именно медленной сходимостью. Это обстоятельство заставило искать другую форму представления потенциала.

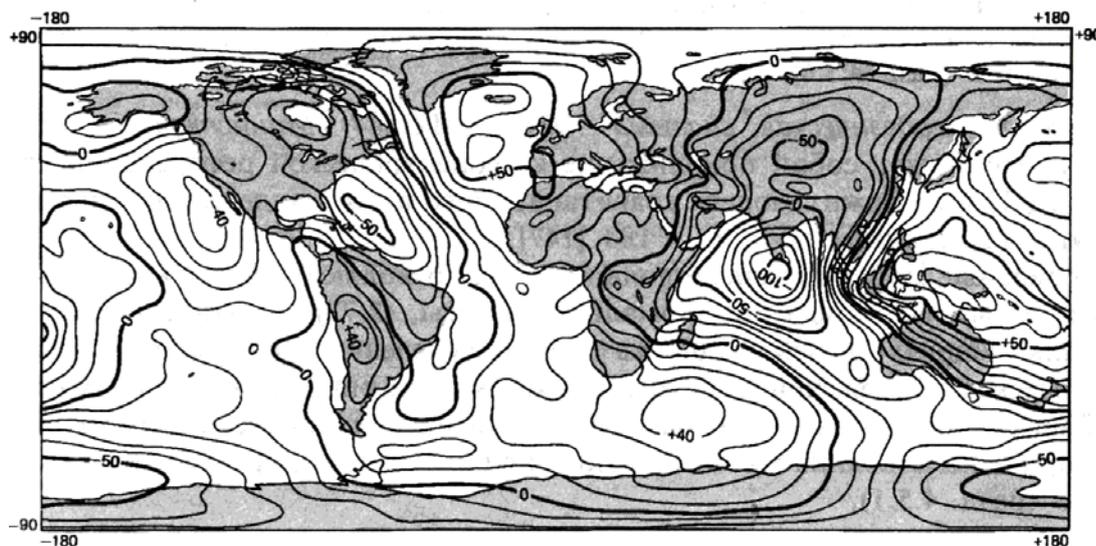


Рис.1.42. Карта высот геоида в системе модели геопотенциала GRIM3-L1 (сечение горизонталей 10 м)

С 1985 г. наряду с моделями в виде гармонических коэффициентов геопотенциала создаются планетарные модели гравитационного поля в виде систем точечных масс. Впервые аномальная часть потенциала Земли была представлена потенциалом притяжения некоторой совокупности точечных масс в 1971 г. Балмино. Им было использовано 126 материальных точек с заданными координатами в теле Земли.

Такие модели дают возможность более оперативно выполнять некоторые геодезические, орбитальные и навигационные расчёты.

Модели ПЗ-90 (до 36-й степени) и ГПЗ-200 (до 200-й степени) обеспечивают определение высот геоида со средней квадратической ошибкой соответственно 2,5 и 1,5м.

Мировые карты высот геоида над общим земным эллипсоидом публикуются после каждого нового вывода модели гравитационного поля. Выяснилось, что наиболее характерные особенности высот стабильны и по расположению, и по амплитудам. Так, на модели, представленной на рис.1.42, чётко выявляются минимумы – 100м вблизи южной оконечности Индостанского полуострова, - 50м вблизи Антарктиды и в Гудзоновом заливе у берегов Америки, а также максимумы + 60м и выше в Северной Атлантике и вблизи Новой Гвинеи.

Вторые производные потенциала силы тяжести применяются при решении геодезических и геологоразведочных задач. Вертикальный градиент силы тяжести, соответствующий нормальной части гравитационного поля Земли, равен в среднем для всей Земли 3086 этвеш и изменяется от полюса к экватору всего на 0,1% своей величины. Намного меньше по абсолютной величине горизонтальные градиенты силы тяжести.

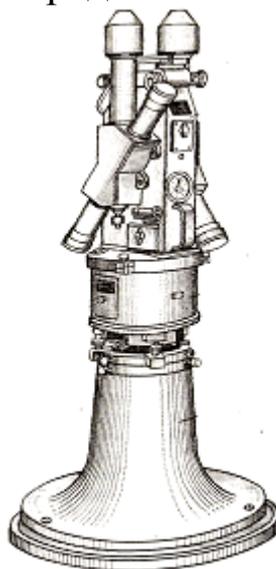


Рис.1.43. Внешний вид вариометра

Аномальная часть вторых производных потенциала даёт информацию о плотностных неоднородностях в верхних частях земной коры. По величине она достигает в равнинных местах десятков, а в горных – сотен этвеш. Вторые производные

потенциала силы тяжести измеряются гравитационными вариографами (рис.1.43).

Представляет интерес изменение силы тяжести внутри Земли. На поверхности Земли среднее значение силы тяжести равно $9,82\text{м}\cdot\text{с}^{-2}$. С глубиной оно возрастает до $10,81\text{м}\cdot\text{с}^{-2}$ на поверхности ядра и затем резко убывает до нуля в центре Земли.

Наибольшие искажения гравитационного поля Земли вызываются потенциалом притяжения Луны и Солнца. Это приводит к возникновению:

- прецессии и нутации оси инерции и оси вращения Земли в пространстве;
- квазисуточной нутации оси вращения по отношению к самой Земле;
- периодических уклонений отвесной линии и вариаций силы тяжести, что является причиной земных приливов.

Лунный прилив геоида оценивается в 53,4 см, а прилив, создаваемый Солнцем, составляет 24,6 см. В общем, поверхность геоида колеблется в пределах 78 см. Максимальное суммарное изменение силы тяжести под действием лунно-солнечных приливов равно 240 мкГал.

Изменения силы тяжести происходят и из-за перемещения центра инерции Земли в её теле. Изучение временных вариаций силы тяжести на гравиметрических пунктах, равномерно размещённых по всему земному шару, позволяет следить за положением центра масс в каждую эпоху.

Сила тяжести, измеряемая на поверхности Земли, содержит информацию о местоположении пункта наблюдений (геодезическое применение), распределении масс в недрах Земли (геофизическое применение) и, в случае повторных измерений, о временных изменениях в теле Земли (геодинамическое применение).

Как известно, основная задача геодезии состоит в определении поверхности Земли. Большинство измеряемых для этой цели величин в общем виде могут быть представлены как нелинейные функции векторов местоположения пункта наблюдений и визирной цели и гравитационного потенциала. Для получения из наблюдений геодезических координат пункта необходимо моделировать гравитационное поле. Системы высот в гравитационном поле Земли также предполагают, что характеристики этого поля известны. При определении

гравитационного поля преобладают непосредственные определения вектора силы тяжести (направления отвесной линии и величины силы тяжести), а также её потенциала. По величинам силы тяжести, измеренным на поверхности Земли или редуцированным на неё, определяют геометрию этой поверхности.

Одна из задач физики Земли состоит в изучении твёрдой Земли (и других небесных тел) физическими методами, а также применении результатов для разработки статических и динамических моделей Земли. Важным источником информации для этого служат измеренные во внешнем пространстве элементы гравитационного поля, которые рассматриваются как функции распределения земных масс. Данные о гравитационном поле дают возможность определить функцию плотности (положение, форма и плотность аномальных масс). Для решения этой задачи используют аномалии силы тяжести. В меньшей степени используются другие параметры аномального поля.

При построении геодинамических моделей одним из наиболее важных условий является их соответствие реальному гравитационному полю. Временные вариации силы тяжести, обнаруженные из повторных измерений, дают важную информацию о глобальных, региональных и локальных перемещениях земных масс.

Глобальные изменения силы тяжести (область проявления более 10^4 км) могут быть вызваны смещениями эксцентричного земного ядра относительно мантии, перемещениями масс в мантии (конвекция в мантии) и литосфере (движение тектонических плит), а также повышением уровня Мирового океана.

Региональные изменения (область проявления 10^2 - 10^4 км) происходят одновременно с послеледниковыми процессами изостатической компенсации, тектоническими процессами (горообразование) и накоплением осадочных пород. Глобальные и региональные изменения носят вековой или очень длительный характер на интервалах 10^3 - 10^8 лет.

Локальные изменения (область проявления 10^0 - 10^2 км) связаны в основном с сейсмотектоническими процессами, а также с явлениями до и после землетрясений, с вулканическими процессами, с движениями в зонах разломов земной коры и грабенов. Землетрясения и вулканическая

активность вызывают резкие мгновенные и короткопериодические изменения силы тяжести. Изменения уровня грунтовых вод и другие гидрологические процессы, как и вариации атмосферного давления, приводят к нерегулярным периодическим изменениям силы тяжести в течение 10^{-2} - 10^0 лет.

Смещения масс и связанные с ними изменения силы тяжести вызываются и человеческой деятельностью (откачка воды, нефти, газа, горные разработки, создание крупных инженерных сооружений). Выемка близповерхностных масс приводит к возникновению внутренних компенсационных процессов, связанных с уплотнением осадочных пород или разрушением горных пород, что в свою очередь вызывает опускание дневной поверхности. При многолетней эксплуатации нефтяных и газовых месторождений опускания дневной поверхности могут составлять порядка дециметра в год. При откачке подземных вод понижающиеся водные горизонты в большинстве случаев образуют конические формы. В районах с уплотняющимися осадочными породами это приводит к необратимым опусканиям дневной поверхности, охватывающим обширные территории (в г. Мехико более 9м). Обычно мониторинг изменений силы тяжести в районах таких опусканий показывает увеличение силы тяжести

Изменения силы тяжести, вызванные внутренними геодинамическими процессами, представляют особый интерес. Изменения, связанные с землетрясениями и вулканизмом, являются предвестниками этих явлений. Измерения, выполненные до и после активной фазы этих явлений, важны для разработки динамических моделей накопления и разрядки напряжений при землетрясениях, а также моделей миграции вещества магмы и вариаций плотности в вулканах.

Изменения силы тяжести тектонического происхождения можно ожидать особенно на границах литосферных плит, они также содержат информацию о перемещениях масс под литосферой. В районах послеледникового поднятия земной коры или её опускания измеренные вариации позволяют судить о реологии (вязкости) верхней мантии.

1.10.2 Магнитное поле

В любой точке на поверхности или внутри Земли, а также в окружающем её пространстве действуют магнитные силы. Наша планета представляет собой гигантский магнит, но напряжённость поля этого магнита относительно невелика – около 0,01А/м (ампер на метр). Для сравнения укажем, что искусственное поле электромагнитов достигает напряжённости 10-20А/м, а с помощью сверхпроводников удаётся достичь напряжённости магнитного поля в 1000-2000А/м.

Основы науки о геомагнетизме были заложены в период между 13 и 16 столетиями. К середине 15в. стало известно, что подвешенный магнит не всегда указывает точно на север. Первые сведения о наклонении направления земного магнитного поля относительно горизонтальной плоскости появились в середине 16в.

В 1600г. был опубликован трактат придворного врача английской королевы Елизаветы I Вильяма Гильберта (1544-1603) «О магните, магнитных телах и о большом магните – Земле». В нём показано, что внешнее магнитное поле Земли по форме силовых линий близко к полю диполя – элементарного бесконечно малого магнита, то есть наша планета представляет собой как бы большую магнитную стрелку. Центр диполя Земли смещён относительно её полюсов, его ось наклонена относительно оси вращения Земли примерно на 11°, поэтому географические и магнитные полюса не совпадают.

Прошло более 400 лет, но загадка геомагнетизма до сих пор не раскрыта и остаётся одной из важнейших нерешённых проблем геофизики. С 17 по 20 век было проведено огромное количество наблюдений за магнитным полем Земли, в результате чего выявлены основные закономерности его поведения. Огромный вклад в решение проблемы внесли такие знаменитые учёные, как французский физик и химик Гей-Люссак (1778-1850), английский физик Максвелл (1831-1879), немецкий математик, геодезист и астроном Гаусс (1777-1855).

Особо значимо создание теории электромагнетизма Максвеллом в 70-х годах 19 века. Из теории Максвелла следует, что магнитное поле порождается электрическим током. Следовательно, необходимо найти внутри планеты токовые

системы подходящей конфигурации и силы, создающие на поверхности Земли магнитное поле.

В середине 20 века профессором Кембриджского университета Г. Джеффрисом было установлено существование огромного жидкого внешнего ядра Земли. Именно жидкое состояние ядра даёт объяснение механизма генерации геомагнитного поля. Получила развитие теория, связывающая возникновение магнитного поля Земли с протеканием электрических токов, возникающих при движении проводящей жидкости в ядре. Альтернативы этой теории пока ещё нет.

Для понимания сути процессов генерации геомагнитного поля Земли обратимся к механизму динамо. Будем считать, что создание магнитного поля во внешнем жидком ядре Земли происходит так же, как в динамо-машине с самовозбуждением, где катушка проводов вращается во внешнем магнитном поле. Тогда за счёт электромагнитной индукции в катушке возникает электрический ток и создаёт своё магнитное поле, а ток в катушке увеличивается.

Конечно, жидкое ядро планеты – это не динамо-машина. Но если в жидком проводнике возникает тепловая конвенция, то появляется некая система течений токопроводящей жидкости, что аналогично движению проводника. Предположим, что в ядре имеются некоторые начальные (затравочные) магнитные поля. Следовательно, когда жидкий проводник при своём относительном движении (а оно связано с тем, что ядро вращается не с той же скоростью, что и кора) пересекает силовые линии этих полей, то в нём возникает электрический ток, создающий магнитное поле, а это, в свою очередь, усиливает электрический ток и так далее. Процесс будет продолжаться вплоть до установления стационарного магнитного поля.

Изложенные идеи источника геомагнитного поля носят название гидромагнитного динамо и были впервые высказаны в 1919г. в Англии физиком Джозефом Лармором (1857-1942). В середине 40-х годов российский физик Я.И. Френкель (1894-1952) предположил, что тепловая конвенция в ядре и есть та причина, которая приводит в действие гидромагнитное динамо ядра Земли. Подсчитано, что зона, в которой действует механизм «магнитное динамо», находится на расстоянии 0,25-0,3 радиуса Земли.

Магнитное поле Земли сыграло выдающуюся роль в эволюции Земли, в происхождении и сохранении жизни на ней. До сих пор оно используется для навигации на Земле и над Землёй, на воде и под водой, а также в околоземном космическом пространстве. Геомагнитное поле оказывает влияние почти на все геофизические, биофизические и экологические процессы на Земле. Солнечные и галактические космические лучи, несмотря на их высокую энергию, отклоняются магнитным полем Земли до того, как попадут в пределы атмосферы.

Исследования магнитного поля Земли используются для изучения физического состояния глубоких недр и процессов, происходящих в высоких слоях атмосферы. Геомагнитное поле играет также важную роль в областях, отстоящих от поверхности Земли на тысячи и более километров. Исследованиями, проведенными с космических аппаратов, установлено, что магнитное поле Земли простирается от неё на расстояние более 50 тыс. км.

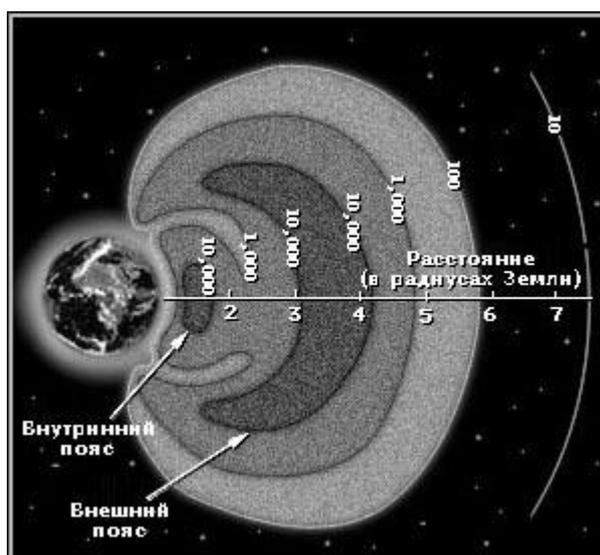


Рис.1.44. Радиационные пояса Земли

Оно захватывает мириады элементарных электрически заряженных частиц, летящих из мирового пространства (в том числе и от Солнца), и не пропускает их к Земле. Задержанные магнитным полем, эти частицы образуют вокруг Земли кольцеобразный радиационный пояс, начинающийся примерно в 450км от земной поверхности и оканчивающийся на расстоянии около 50 тыс. км от неё (рис.1.44). Внутренний пояс лежит над экватором на высоте около 0,8 земных радиусов. Во внешнем

поясе область наибольшей концентрации электронов и протонов находится на высоте от 2 до 3 земных радиусов над экватором, а обширная область, простирающаяся от внутреннего пояса до высоты 10 земных радиусов, содержит протоны и электроны более низкой энергии, которые, по-видимому, принесены в основном солнечным ветром. Пояса были обнаружены первым американским ИСЗ «Эксплорер-1», запущенным 31 января 1958г. Пояса названы по имени Джеймса Ван Алена – физика, руководившего экспериментом.

Поскольку магнитное поле Земли отклоняется от оси вращения планеты, внутренний пояс опускается вниз к поверхности в Южной части Атлантического океана, недалеко от побережья Бразилии.

Радиационный пояс представляет определённую опасность для космонавтов, так как элементарные частицы высоких энергий могут проникать сквозь обшивку космического корабля и поражать организм, вызывая лучевую болезнь. Состояние радиационного пояса постоянно изучается, а трассы межпланетных кораблей обходят области наибольшей концентрации в нём элементарных частиц.

Максимальная напряжённость геомагнитного поля наблюдается на полюсах (0,008-0,009А/м), а минимальная – на экваторе (0,005А/м). С удалением от поверхности Земли напряжённость резко убывает (пропорционально кубу расстояния). При этом между постоянным геомагнитным полем и силовым полем межпланетной среды под действием солнечного ветра образуется нестабильная переходная зона.

Магнитное поле является векторным, поэтому его интенсивность характеризуется не только напряжённостью, но и положением в пространстве. Во внешнем поле вектор магнитного поля направлен по касательной к магнитной силовой линии и в вертикальной плоскости он может быть разложен на горизонтальную и вертикальную составляющие. Линия пересечения этой вертикальной плоскости с поверхностью геоида называется магнитным меридианом, а угол, образуемый им с географическим меридианом, – углом магнитного склонения. Угол отклонения вектора от горизонтальной плоскости называется углом магнитного наклона.

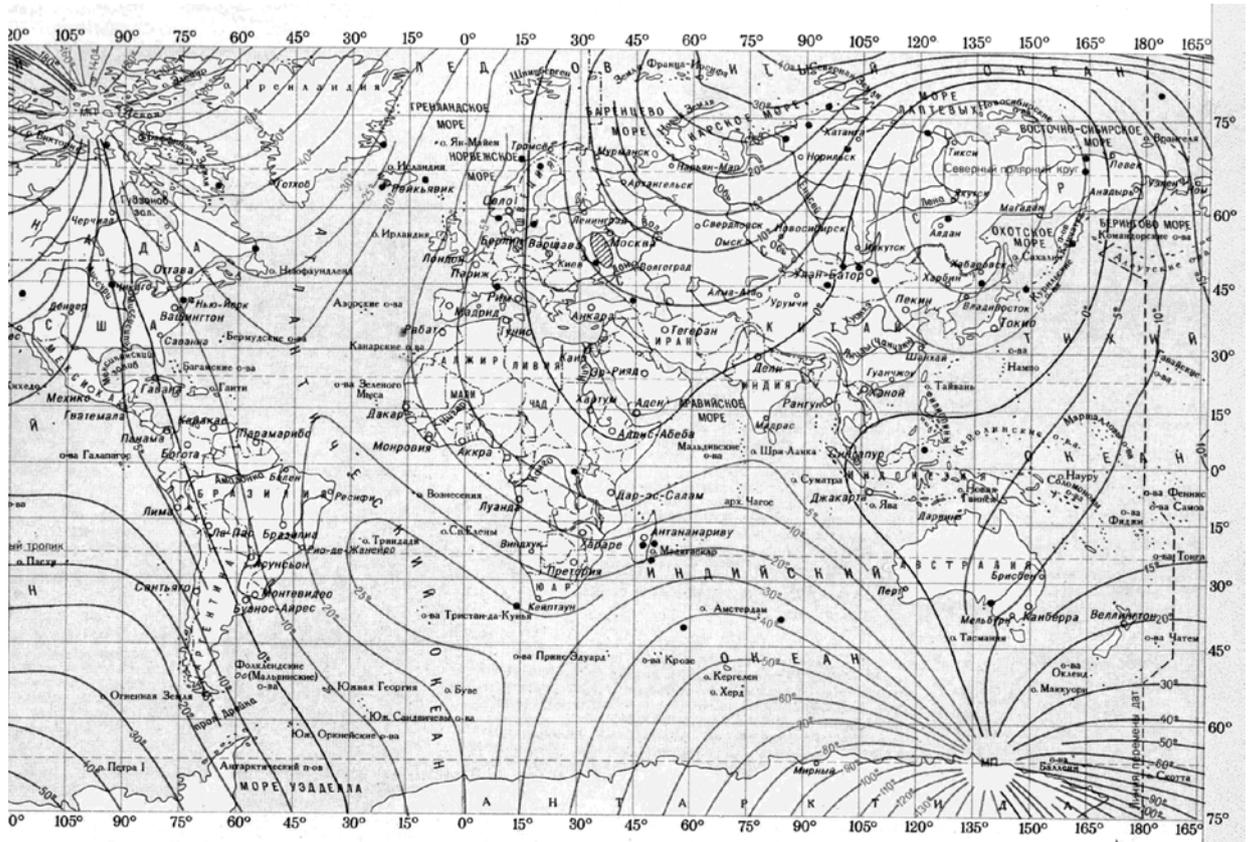


Рис.1.45. Фрагмент карты изогон эпохи 1980 года (точками и штриховкой отмечены аномалии магнитного поля)

Распределение интенсивности геомагнитного поля изображают на картах. Линии равных значений напряжённости поля называются изодинамами, равных углов магнитного склонения – изогонами, а равных углов магнитного наклона – изоклинами. Около географического экватора Земли проходит изодинама минимальной магнитной напряжённости – динамический экватор, в пределах которого вертикальная составляющая вектора магнитного поля равна нулю.

Изоклины изменяются от нуля до 90° . Они имеют тенденцию прослеживаться в широтном направлении подобно параллелям. Нулевая изоклина называется магнитным экватором и проходит в пределах Африки и Азии около 10° с. ш. и в пределах Южной Америки – около 15° ю. ш.

Изогоны (рис.1.45) изменяются от нуля до 180° . Они сходятся в магнитных полюсах Земли. По форме они напоминают географические меридианы, а нулевая изогона называется нулевым магнитным меридианом. Линия нулевого склонения образует петлю в Восточной Сибири и на Дальнем

Востоке, где отмечается также максимум напряжённости поля. Такие отклонения получили название магнитных аномалий.

На основное магнитное поле накладываются как мелкомасштабные аномалии (например, Курская магнитная аномалия, открытая в 1783г.), так и крупномасштабные (мировые) аномалии. Наиболее значительные мировые аномалии расположены над территорией Сибири и над Южной Америкой и Атлантикой. Мировые аномалии оказывают большое влияние на движение заряженных частиц в поясах радиации до высот в несколько тысяч километров от поверхности Земли, мелкомасштабные аномалии почти незаметны уже на высотах порядка сотни километров.

Магнитное поле Земли непостоянно, так как в верхней атмосфере текут электрические токи, создающие дополнительную переменную компоненту поля. Кроме регулярных магнитных вариаций магнитное поле подвергается возмущениям, обусловленным происходящими время от времени солнечными вспышками. Особенно интенсивные магнитные возмущения, распространяющиеся на весь земной шар, называют магнитными бурями. Некоторые магнитные бури начинаются неожиданно и почти по всей Земле, а другие развиваются постепенно. Часто магнитные бури происходят через 1-2 дня после солнечной вспышки из-за прохождения Земли через поток частиц, выброшенных Солнцем. Геомагнитная буря – существенное уменьшение горизонтальной компоненты магнитного поля Земли, продолжающееся обычно несколько часов. Причина – попадание в околоземное пространство электрически заряженных частиц, как правило, выбрасываемых из Солнца при солнечных вспышках. Во время таких бурь наблюдаются полярные сияния, и происходит нарушение радиосвязи.

Отмечается также изменчивость составляющих магнитного поля Земли. По результатам измерения магнитного склонения и магнитного наклона установлено, что за последние 350 лет вариации достигают 30° по склонению и 10° по наклону. Эти плавные изменения геомагнитного поля называются вековыми вариациями. Их изучение в различных районах Земли позволило установить ещё одну форму изменчивости геомагнитного поля – его аномалии плавно перемещаются на запад примерно в широтном направлении. Это свойство геомагнитного поля

называется западным дрейфом. Скорость дрейфа составляет около $0,18^\circ$ в год. При такой скорости наблюдаемое распределение аномалий магнитного поля совершит полный оборот вокруг Земли примерно за 1800 лет.

Вариации магнитного поля Земли во времени были зафиксированы в 1635г. английским профессором астрономии Г. Геллибрандом. В 1701г. астроном Э. Галлей опубликовал первую карту геомагнитного поля. В середине 18в. была установлена связь между полярными сияниями и магнитными вариациями. В 19в. К. Гаусс усовершенствовал приборы для измерения магнитных вариаций и установил их в магнитной обсерватории в Гёттингене, построенной в 1833г. из немагнитных материалов. В 1834г. Гаусс и Вебер приняли участие в программе наблюдений за магнитными явлениями, которую одновременно проводили 50 обсерваторий, входивших в Гёттингенский магнитный союз. Гаусс обобщил магнитные данные и математически доказал гипотезу Гильберта о том, что источник основного магнитного поля находится внутри Земли.

Геомагнитное поле со стороны Солнца всегда поджато к Земле. Область, где геомагнитное поле, хотя и искажённое этим сжатием, сохраняет более или менее постоянное направление силовых линий, называется магнитосферой. Силовые линии на низких и средних широтах, где они не уходят далеко от Земли, лишь несколько сжаты, на высоких широтах они сжаты весьма значительно, а линии, выходящие из областей полярных шапок, вообще «сдуты» назад от Солнца (рис.1.46).

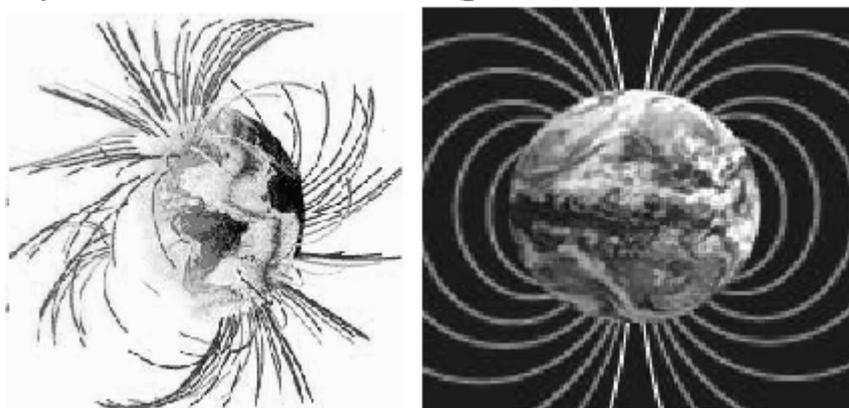


Рис.1.46. Магнитные полюса и магнитные силовые линии

Одно из самых загадочных явлений на Земле – это изменение направления её магнитного поля, которое происходило сотни раз за последние 160 млн. лет. При этом

северный полюс становится южным и наоборот. В последний раз такое изменение происходило около 780 тысяч лет назад и, по мнению учёных, очередное изменение можно ожидать уже в скором будущем.

Магнитные полюсы весьма быстро перемещаются. В 1900 г. Северный магнитный полюс находился в точке с координатами 69° с.ш. и 97° з.д., в 1950г. - 72° с.ш. и 96° з.д., в 1980 г.- 75° с.ш. и 100° з.д., а в 1985 г. - 77° с.ш. и 102° з.д. Южный магнитный полюс в 1985 г. имел координаты $65,5^{\circ}$ ю.ш. и $139,5^{\circ}$ в.д. Прямая линия, проведенная через магнитные полюсы, не проходит через центр масс Земли. В начале 1990-х геомагнитный экватор был наклонён к географическому экватору на 12° , а ось диполя отстояла от центра масс Земли на 460 км в направлении Тихого океана (18° с.ш. и 148° в.д.). Для изменения полярности магнитного поля требуются сотни лет. Смена полярности повлияет не только на миграцию животных и птиц, но и подвергнет Землю воздействию космической радиации.

Смена полюсов опасна для жизни на Земле. Магнитное поле искривляет поток «солнечного ветра», то есть заряженных частиц, прилетающих из космоса. В результате большинство из них огибает Землю по замкнутым траекториям и не наносит вреда. Резкие колебания поля привели бы к тому, что число высокоэнергетических частиц, проникающих сквозь атмосферу, возросло бы в десятки раз. Согласно одной из гипотез, подобное событие привело к вымиранию динозавров.

Смену магнитных полюсов Земли можно предсказать, утверждают итальянские геофизики. Каждое такое событие, по их мнению, предопределяет следующее. Земное ядро «помнит» историю магнитных переключений, а математическая формула учёта этой «памяти» хорошо известна.

Северный геомагнитный полюс (рис.1.45) в настоящее время находится в арктической части Канады (остров Элlef Рингнес) и дрейфует к северу вдоль эллиптической траектории со средней скоростью более 40 метров в сутки. Согласно имеющимся данным, за время, что прошло с момента

образования нашей планеты, Северный геомагнитный полюс успел побывать на большей части земной поверхности.

1.10.3 Электрическое поле

Электрическое поле Земли – естественное электрическое поле Земли как планеты, которое наблюдается в твёрдом теле Земли, в морях, в атмосфере и магнитосфере. Оно обусловлено сложным комплексом геофизических явлений. Распределение потенциала поля несёт в себе определённую информацию о строении Земли, о процессах, протекающих в нижних слоях атмосферы, в ионосфере, магнитосфере, а также в ближнем межпланетном пространстве и на Солнце.

Электрические токи, текущие в земной коре называют теллурическими (от лат. *telluris* – Земля). Их существование связывают главным образом с вариациями магнитного поля Земли (наводящими токи согласно закону электромагнитной индукции), с электрическим полем атмосферы, а также с электрохимическими и термоэлектрическими процессами в горных породах.

Переменное магнитное поле Земли, источники которого локализованы в ионосфере и магнитосфере, индуцирует электрическое поле в земной коре. Напряжённость электрического поля в приповерхностном слое коры колеблется в зависимости от места и электрического сопротивления пород в пределах от нескольких единиц до нескольких сотен мВ/км, а во время магнитных бурь усиливается до единиц и даже десятков В/км. Взаимосвязанные переменные магнитное и электрическое поля Земли используют для электромагнитного зондирования в разведочной геофизике, а также для глубинного зондирования Земли.

Теллурические токи индукционного происхождения имеют как региональный, так и глобальный характер. Интенсивность и направление их изменяются во времени с периодами от нескольких лет до нескольких минут и секунд. Наибольших значений напряжённость электрического поля теллурических токов достигает на выходах кристаллического фундамента земной коры и во время магнитных бурь.

Существование электрического поля в атмосфере Земли связано в основном с процессами ионизации воздуха и

пространственным разделением возникающих при ионизации положительных и отрицательных электрических зарядов. По современным данным, у ионов и элементарных частиц ионосферы преобладает положительный заряд. Это приводит к накоплению в литосфере отрицательных зарядов, а перемещения заряженных частиц в ионосфере индуцируют электрические токи в твёрдой оболочке Земли. Ионизация воздуха происходит под действием космических лучей ультрафиолетового излучения Солнца, излучения радиоактивных веществ, имеющих на поверхности Земли и в воздухе, электрических разрядов в атмосфере и т.д. Многие атмосферные процессы (конвекция, образование облаков, осадки и др.) приводят к частичному разделению разноимённых зарядов и возникновению атмосферных электрических полей. Относительно атмосферы Земля заряжена отрицательно.

В целом ионосфера образует с поверхностью Земли сферический конденсатор, в котором ионосфера обладает положительными, а литосфера отрицательными статическими электрическими зарядами. Роль изолятора выполняют плотные слои атмосферы. Величина заряда этого конденсатора достаточно велика – напряжённость электрического поля в нижних слоях атмосферы составляет около 100В/м, а в грозовую погоду значительно больше.

Наличие электрического поля атмосферы приводит к возникновению токов, разряжающих электрический «конденсатор» атмосфера-Земля. В обмене зарядами между поверхностью Земли и атмосферой значительную роль играют осадки, которые в среднем приносят положительных зарядов в 1,1-1,4 раза больше, чем отрицательных. Утечка зарядов из атмосферы восполняется также за счёт токов, связанных с молниями и стеканием зарядов с остроконечных предметов.

Электрические поля в ионосфере обусловлены процессами, протекающими как в верхних слоях атмосферы, так и в магнитосфере. Приливные движения воздушных масс, ветры, турбулентность – всё это является источником генерации электрического поля в ионосфере благодаря эффекту гидромагнитного динамо. Величина напряжённости электрического поля в ионосфере зависит от местоположения точки наблюдения, времени суток, общего состояния

магнитосферы и ионосферы, активности Солнца. Она колеблется от нескольких единиц до десятков мВ/м, а в высокоширотной ионосфере достигает ста и более мВ/м. При этом сила тока доходит до сотен тысяч ампер. Из-за высокой электропроводности плазмы ионосферы и магнитосферы вдоль силовых линий магнитного поля Земли электрические поля ионосферы переносятся в магнитосферу, а магнитосферные поля в ионосферу. Одним из непосредственных источников электрического поля в магнитосфере является солнечный ветер.

Солнечный ветер представляет собой постоянное радиальное истечение плазмы солнечной короны в межпланетное пространство. Образование солнечного ветра связано с потоком энергии, поступающим в корону из более глубоких слоёв Солнца. Подобно метле он сметает газы, выделяемые планетами и кометами, мелкие частицы метеоритной пыли и даже космические лучи. Он пополняет верхнюю область радиационных поясов Земли, способствует образованию полярных сияний в атмосфере Земли и магнитных бурь. В периоды магнитных бурь и полярных сияний электрические поля и токи в магнитосфере и ионосфере испытывают значительные изменения.

Электрические поля в морях индуцируются переменным магнитным полем Земли, а также возникают при движении проводящей морской воды (морских волн и течений) в магнитном поле. Плотность электрических токов в морях достигает 6-10 А/м². Токи этих поле могут быть использованы как естественные источники переменного магнитного поля для магнитовариационного зондирования на шельфе и в море.

Электрическое поле над поверхностью Земли (так называемое поле ясной погоды) в среднем имеет напряжённость около 100 В/м и направлено вертикально вниз. Оно испытывает значительные (как периодические, так и нерегулярные) вариации.

Вопрос об электрическом заряде Земли как источнике электрического поля в межпланетном пространстве окончательно не решён. Считается, что Земля как планета электрически нейтральна. Однако эта гипотеза требует своего экспериментального подтверждения.

1.10.4 Тепловое поле

Тепловое поле Земли первым из геофизических полей привлекло внимание человека. Самые бурные проявления термической активности – извержения вулканов – сыграли важную роль в формировании религиозных мифологических представлений о строении мира. Другая форма геотермальной активности – горячие источники – с незапамятных времён использовались человеком. Таким образом, тепловое поле Земли оказалось первым объектом практического использования, по-видимому, опередив даже использование геомагнитного поля, результатом которого стало изобретение компаса китайскими мореплавателями.

Тепловое поле стало раньше всех других полей и предметом научных исследований. Началом его научных исследований можно считать наблюдения за извержением Везувия в 73 году до н.э., которые производил и погиб при этом римский писатель Гай Плиний Секунд, Старший. Он стал первой жертвой научного энтузиазма. Но возможно, начало научных исследований теплового поля было заложено ещё в третьем веке до н.э., когда великий греческий философ Эмпедокл (490-430гг. до н.э.), уединившись, поселился на склоне Этны, в башне, которая впоследствии была названа «Торе дель Философо» (Башня философа). Много веков спустя на этом месте была создана одна из итальянских вулканических обсерваторий. Этот факт характеризует преемственность науки.

Количественные методы в исследования тепловое поля были введены после изобретения в начале 17 века одним из основателей точного естествознания итальянским учёным Г. Галилеем (1564-1642) термометра. Уже первые измерения температуры в шахтах и рудниках показали, что температура на глубоких горизонтах весь год неизменна и что она увеличивается с глубиной. На это своеобразие теплового режима шахт обращали внимание английский физик Р.Бойль (1627-1691) и М.В. Ломоносов. В своём трактате «О вольном движении воздуха, в рудниках примеченном» М.В.Ломоносов писал: «Воздух в рудниках во всякое время целого года сохраняет равное растворение».

Факт роста температуры с глубиной дал основание для разработки научных космогонических гипотез, первой из

которых была атеистическая гипотеза Канта-Лапласа. Согласно этой гипотезе история планеты представлялась как её остывание из первоначально расплавленного состояния. Впоследствии эта гипотеза вошла в противоречие с другими астрономическими и геологическими фактами, в том числе и с геохимическими данными о возрасте Земли, который оказался значительно больше, чем время, необходимое для остывания земного шара.

В 1868г. по инициативе английского физика У.Томсона (1824-1907), получившего за научные заслуги звание лорда Кельвина, измерения температур в скважинах, шахтах и рудниках были систематизированы. По результатам этой работы был сделан вывод, что на каждые 100м температура возрастает на 2,5-3,5°C. Одновременно выяснилась необходимость углублённого изучения теоретических вопросов геотермии – природы внутриземного тепла, термической эволюции Земли, глубинного теплового потока, условий формирования гидротерм.

Источникам теплового поля Земли являются процессы, протекающие в её недрах, и тепловая энергия Солнца (табл.7).

Таблица 7

Источник энергии	F, эрг/год
Солнечная энергия	10^{32}
Геотермическая энергия	10^{28}
Упругая энергия землетрясений	10^{25}
Энергия, теряемая при замедлении вращения Земли	$3 \cdot 10^{26}$
Тепло, выносимое при извержении вулканов	$2,5 \cdot 10^{25}$

Хотя самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но лишь очень малая его часть проникает внутрь планеты. Остальная часть излучается обратно в пространство. Количество получаемого и отражённого Землёй солнечного тепла неодинаково для разных широт. Среднегодовая температура отдельных пунктов в каждом полушарии уменьшается от экватора к полюсам (рис.1.47). Тепловое излучение Солнца оказывает незначительный эффект на недра Земли. Тепловое излучение является одним из источников информации о состоянии поверхности планеты и её атмосферы.

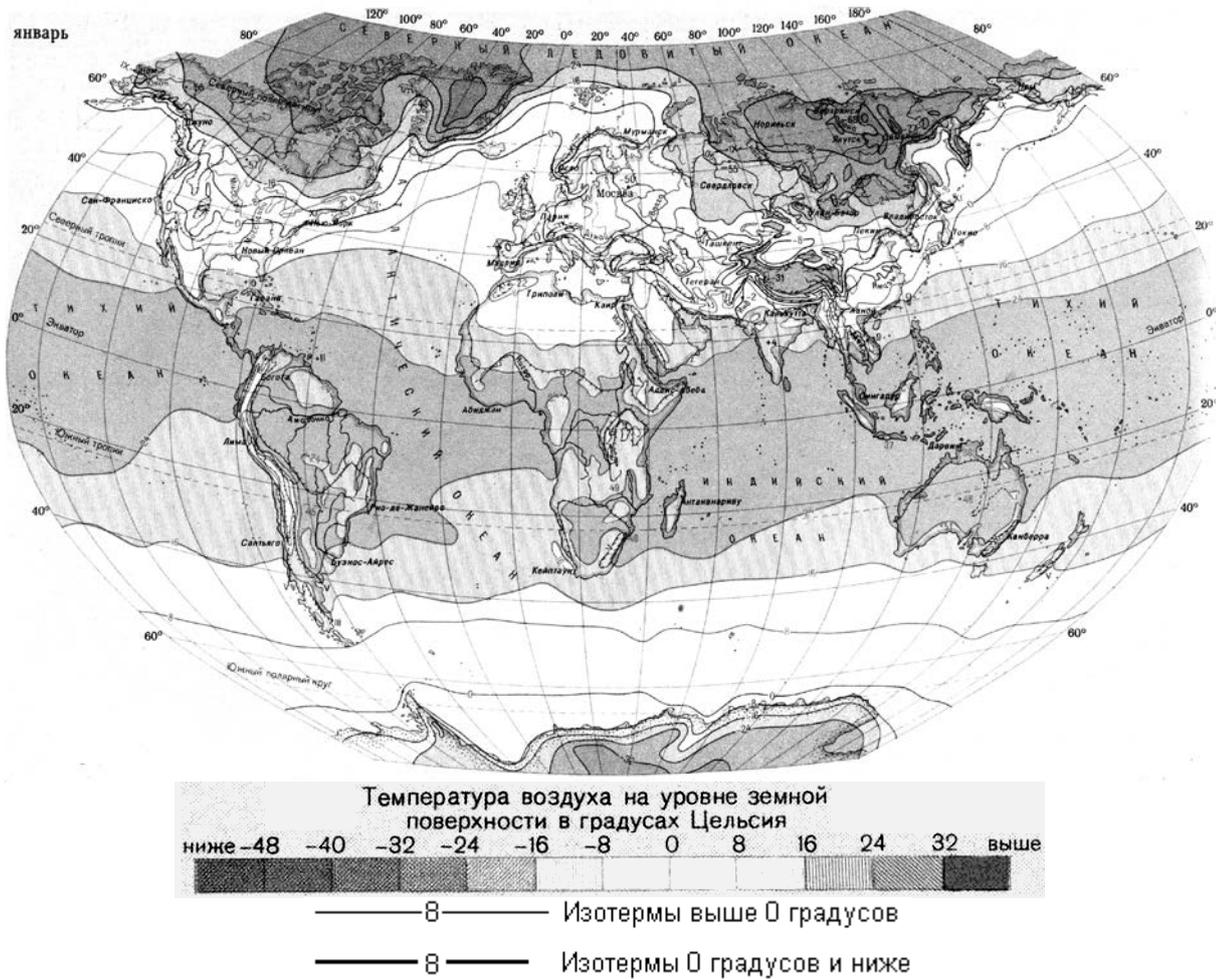


Рис.1.47. Карта изотерм (январь)

К внутренним источникам тепла относят радиогенное тепло, которое создаётся благодаря распаду рассеянных в горных породах изотопов урана, тория, калия и иных радиоактивных элементов, и тепло, обусловленное различными процессами, протекающими в Земле (гравитационной дифференциацией, плавлением, химическими реакциями с выделением или поглощением тепла, деформацией за счёт приливов под действием Луны и Солнца и некоторыми другими). Тепловая энергия перечисленных источников, высвобождающаяся на земной поверхности в единицу времени, значительно выше энергии тектонических, сейсмических, гидротермальных процессов.

Внутреннее тепловое поле отличается высоким постоянством. Оно не оказывает влияния на температуру вблизи земной поверхности или климат, так как энергия, поступающая на земную поверхность от Солнца, в 1000 раз больше, чем поступающая из недр. Вместе с тем среднее тепловое воздействие Солнца не определяет теплового состояния Земли и

способно поддерживать постоянную температуру на поверхности Земли около 0°C . Фактически же благодаря изменению солнечной активности температура приповерхностного слоя воздуха, а с некоторым запаздыванием и температура горных пород, изменяются.

Суточные, сезонные, многолетние и многовековые вариации солнечной активности приводят к соответствующим циклическим изменениям температуры воздуха. Чем больше период цикличности, тем больше глубина их теплового воздействия.

Суточные колебания температуры воздуха проявляются в почвенном слое глубиной 1-1,5 м. Это связано с переносом солнечного теплового потока за счёт молекулярной теплопроводности пород и конвекции (движения жидкости или газа в поле тяжести под влиянием потока теплоты, идущего снизу) воздуха, паров воды, инфильтрирующихся осадков и подземных вод.

Сезонные (годовые) колебания вызывают изменения температур на глубинах 20-40 м. На таких глубинах теплоотдача осуществляется в основном за счёт молекулярной теплопроводности, а также движения подземных вод. На глубинах 20-40 м располагается нейтральный слой (или зона постоянных годовых температур). В нём температура остаётся практически постоянной и в каждом районе она в среднем на $3,7^{\circ}\text{C}$ выше среднегодовой температуры воздуха.

Многовековые климатические изменения сказываются на вариациях температур сравнительно больших глубин. Например, похолодания и потепления в четвертичном периоде влияли на тепловой режим Земли до глубин 3-4 км. Если не учитывать многовековых климатических изменений, то можно считать, что ниже зоны постоянных температур (на глубинах свыше 40 м) влиянием цикличности солнечной активности можно пренебречь, а температурный режим пород определяется глубинным потоком тепла и особенностями термических свойств пород.

Ниже нейтрального слоя температура пород повышается в среднем на 3°C при погружении на каждые 100 м. Это объясняется наличием регионального теплового потока от источников внутреннего тепла Земли, поднимающегося к поверхности. Его величину принято характеризовать плотностью

теплового потока, численно равной количеству теплоты, передаваемой сквозь единицу поверхности тела за единицу времени. По многочисленным данным, средняя величина теплового потока принимается равной 1,4-1,5 мккал/см²·с. Однако исследования, проведенные на континентах и в океанах, показали значительную изменчивость теплового потока в различных структурных зонах.

Наименьшие значения теплового потока отмечены в районах древних кристаллических щитов (Балтийском, Украинском, Канадском) и равны в среднем 0,85 мккал/см²·с. В равнинных платформенных областях тепловой поток находится в пределах 1,0-1,2 мккал/см²·с и только местами на отдельных поднятиях увеличивается до 1,3-1,4 мккал/см²·с.

В пределах значительных пространств ложа Мирового океана величина теплового потока находится в пределах 1,1-1,2 мккал/см²·с, что сопоставимо с данными по платформенным частям континентов. Высокие тепловые потоки связаны с рифтовыми долинами срединно-океанических хребтов.

Плотность теплового потока является самой информативной геотермической характеристикой, так как она характеризует мощность теплового источника и величину теплопотерь с поверхности Земли. Тепловой поток коррелирует с параметрами других геофизических полей, которые также характеризуют источник соответствующих полей. Постоянство средних тепловых потоков суши и океанов при резком изменении мощностей и строения земной коры свидетельствует о различии в тепловом строении мантии. Поэтому аномалии тепловых потоков (отклонения от установленных средних потоков) несут информацию о строении земной коры и верхней мантии.

Установлено, что основной источник тепла на континентах – это энергия радиоактивного распада, что объясняется большей концентрацией радиоактивных элементов в земной коре, чем в мантии. В океанах, где мощность земной коры мала, основными источниками тепла являются процессы, происходящие в мантии на глубинах до 700-1000 км. Радиогенное тепло является основным среди других видов тепловой энергии недр. За время существования Земли оно более чем в 2 раза превысило потери за счёт теплопроводности.

Тепловой поток определяется не только природой и мощностью источников тепла, но и его переносом через горные породы. Тепло передаётся посредством молекулярной теплопроводности горных пород, конвекции и излучения. На больших глубинах (свыше 10км) передача тепла осуществляется в основном за счёт излучения нагретого вещества недр и конвекции, обусловленной движением блоков земной коры, расплавленных лав, гидротерм. На меньших глубинах перенос тепла связан с молекулярной теплопроводностью и конвекцией подземными водами.

Источники локальных тепловых потоков, вызывающих аномалии температур, разнообразны. К ним относят: наличие многолетнемерзлотных пород, то есть мощных (до сотен метров) толщ с отрицательными температурами, присутствие пород и руд с повышенной радиоактивностью, влияние экзотермических (с поглощением тепла) и эндотермических (с выделением тепла) процессов происходящих в нефтегазоносных горизонтах, залежах угля и других руд, проявление современного вулканизма и тектонических движений, циркуляция подземных, в том числе термальных, вод и др. Локальные тепловые потоки, как и региональные, зависят не только от наличия источников, но и от условий переноса тепла за счёт теплопроводности горных пород и конвекции почвенного воздуха и подземных вод.

Геотермическая разведка (терморазведка) объединяет физические методы исследования теплового поля Земли. Её цель – изучение ландшафтов, термического режима земной коры и верхней мантии, выявление геотермических ресурсов, решение поисково-разведочных и инженерно гидрологических задач. При этом регистрируют радиотепловое и инфракрасное излучение земной поверхности, измеряют температуру, её вертикальный градиент или тепловой поток. Распределение этих параметров в плане и по глубине несёт информацию о термических условиях и геологическом строении изучаемого района.

Фундаментальные аспекты изучения теплового поля заключаются в том, что они дают важнейшую количественную информацию для понимания и моделирования геодинамических процессов в геосферах и для оценки энергетики геолого-геофизических проявлений. Не менее важны и прикладные аспекты геотермических исследований. Они связаны, с одной стороны, с оценкой геотермальных ресурсов для их

использования в энергетике, теплоснабжении и т. д., а с другой – с применением геотермического метода поисков и разведки месторождений на континентах и на акваториях.

Тепловой поток, поднимающийся из недр Земли, является важным физическим полем, которое даёт информацию не только о строении, но и о возрасте Земли.

1.11 Освещённость Земли

Одним из необходимых условий существования жизни на Земле является наличие определённого не только теплового, но и светового режима.

Солнечный световой поток, поступающий на внешнюю границу атмосферы, создаёт там освещённость 135 000 лк. В земной атмосфере часть светового потока рассеивается и участвует в создании освещённости Земли рассеянным светом. Земная поверхность получает, таким образом, солнечный свет в виде прямого света солнечных лучей и в виде рассеянного света, поступающего от небосвода, который, в свою очередь, складывается из света, рассеянного самой атмосферой, и света, рассеянного всеми облаками, имеющимися на небе.

Прямой и рассеянный солнечный свет, достигая поверхности Земли, отражаются от неё и поступают назад в атмосферу. Здесь они снова участвуют в рассеянии, и часть их снова возвращается к земной поверхности, увеличивая её освещённость. Роль каждого из источников и величина его вклада в общую освещённость Земли определяются временем суток (положением Солнца на небосводе), облачностью, прозрачностью атмосферы и отражательной способностью (альбедо) подстилающей земной поверхности.

В дневные часы Земля освещается тремя источниками. При ясном или малооблачном небе главным является Солнце. Диапазон изменения освещённости прямым солнечным светом необычайно велик: от нуля в моменты восхода и захода Солнца до нескольких десятков тысяч люкс (и даже до 100 тыс. лк) около полудня. Освещённость рассеянным светом в течение дня изменяется значительно меньше. Она составляет около 500 лк в моменты, близкие к восходу или заходу, и не превышает в среднем 13-15 тыс. лк в околополуденные часы при безоблачном небе.

На освещённость рассеянным светом большое влияние оказывают облака – их количество, форма, расположение на небосводе. Высокие кучевые, слоистые кучевые или просто кучевые облака, покрывающие всё или значительную часть неба, при свободном от них солнечном диске и при больших высотах Солнца могут в два-три раза увеличить освещённость рассеянным светом. В то же время низкие плотные облака слоистых форм (слоисто-дождевые, слоистые и др.) при малых высотах Солнца уменьшают освещённость в несколько раз. Вклад в освещённость отражённого светового потока определяется величиной альbedo подстилающей поверхности. У различных почвенных и растительных покровов альbedo изменчиво. Его величина колеблется от 6-10 до 30-40%.

Наибольшее влияние на увеличение освещённости земной поверхности оказывает снежный покров. Альbedo сухого свежеснеженного снега приближается к 100%. У загрязнённого и влажного снега альbedo снижается почти до 30%. Отражённый от снежного покрова световой поток способствует увеличению освещённости рассеянным светом. Наиболее значительное увеличение освещённости за счёт отражения от снежного покрова происходит при наличии слоистообразных форм облаков при больших высотах Солнца. В этих условиях рассеянный световой поток, пошедший через облако и достигший Земли, многократно отражаясь от поверхности снега и нижней кромки облаков, увеличивает освещённость отражённым светом в два-три раза.

Такие условия имеют место в арктических районах летом. В средних широтах, например в Санкт-Петербурге, облака летом увеличивают освещённость в среднем на 50-60%, а зимой, наоборот, уменьшают её на 20%. Это объясняется тем, что летом в Санкт-Петербурге высоты Солнца большие и преобладают облака кучевых форм, увеличивающие освещённость. Зимой же высоты Солнца малы и чаще всего наблюдаются облака слоистых форм, уменьшающие освещённость.

Освещённость прямыми солнечными лучами и рассеянным светом вместе принято называть суммарной освещённостью.

После захода Солнца земная поверхность освещается рассеянным светом, исходящим от той части небосвода, которая ещё освещена солнечными лучами. По мере погружения Солнца под горизонт освещённость Земли сначала уменьшается быстро,

потом всё медленнее и медленнее, и постепенно наступает полная ночная темнота. Переход от дня к ночи и от ночи ко дню на Земле, благодаря наличию атмосферы и её способности рассеивать свет, происходит не мгновенно с заходом Солнца, а растягивается на некоторый промежуток времени, называемый сумерками.

Одна граница сумерек определённая – она характеризуется моментами восхода или захода Солнца. Вторая граница – время наступления полной ночной темноты – неопределённая. В связи с этим различают несколько видов сумерек в зависимости от глубины погружения Солнца и уровня освещённости на Земле.

Гражданские сумерки начинаются с момента захода Солнца и заканчиваются при глубине погружения Солнца $6-8^\circ$. В гражданской жизни наступает ночь, отсюда и название сумерек. На небе становятся видны самые яркие звёзды.

Сумерки морские, или навигационные, начинаются с конца гражданских сумерек и заканчиваются при глубине погружения Солнца 12° . В конце этих сумерек освещённость уменьшается настолько, что судовые штурманы не могут ориентироваться по неосвещённым предметам на берегу. Можно отчётливо различать только линию горизонта. В это время должны включаться все сигнальные и опознавательные огни на берегу и на воде (маяки, бакены и т.д.)

Астрономические сумерки начинаются с конца навигационных сумерек и заканчиваются при глубине погружения Солнца 18° . К этому времени исчезают следы зари, на небе появляются все звёзды (невооружённым глазом видны звёзды 6-й величины) и можно выполнять любые астрономические наблюдения.

При ясном небе освещённость земной поверхности к моменту захода Солнца составляет около 1000лк, к концу гражданских сумерек она уменьшается до нескольких люкс (1-4), к концу навигационных – до тысячных долей люкса ($\approx 0,006$) и к концу астрономических – до десятитысячных долей люкса. Таким образом, на протяжении сумерек освещённость земной поверхности изменяется в десятки и сотни миллионов раз.

Продолжительность сумерек зависит от времени года (склонения Солнца) и от широты места. Самые длинные сумерки – в дни летнего и зимнего солнцестояний (22 июня и 22 декабря), самые короткие – в

дни весеннего и осеннего равноденствий (21 марта и 23 сентября). С увеличением широты места длительность сумерек увеличивается и на широтах более 60° полуденная глубина погружения Солнца не достигает 18° и вечерние сумерки переходят в утренние. Наступают белые ночи, которыми так знаменит Санкт-Петербург. Освещённость небесного свода даже в полночь близка к вечерней. В полярных областях земного шара на широтах более $66^\circ 33'$, когда наступает полярный день, сумерек не бывает совсем, так как Солнце не опускается под горизонт.

Как же освещается земная поверхность во время сумерек? На рис. 1.48 SS' - поток солнечных лучей. Он освещает Землю и атмосферу. Заход Солнца происходит в точке E касания лучами земной поверхности. Касательная EB является границей света и тени и называется терминатором. Часть атмосферы, лежащая выше терминатора, ещё освещена прямыми солнечными лучами и участвует в рассеянии солнечного света.

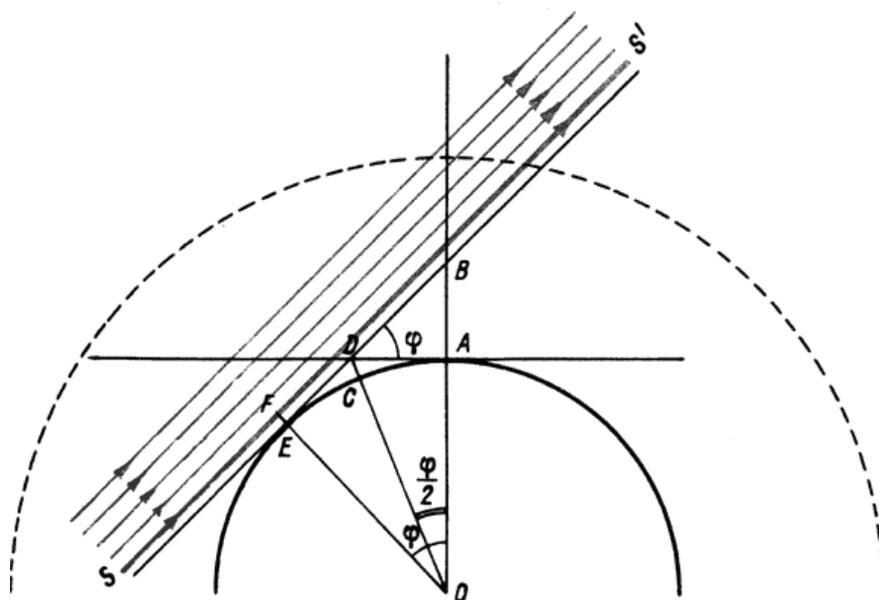


Рис.1.48. Освещённость Земли в сумерки

Она посылает рассеянный свет во все направления, в том числе и к наблюдателю в точку A . Часть атмосферы, расположенная ниже терминатора, оказалась в тени Земли и в рассеянии солнечного света уже не участвует. В точке A , где находится наблюдатель, уже начались сумерки, Солнце погрузилось под горизонт на угол h , численно равный центральному углу φ . Высоту нижней границы атмосферы, ещё освещённой солнечными лучами и посылающей рассеянный свет во время сумерек, можно вычислить по формулам

а) в направлении на зенит $AB = R(\sec \varphi - 1)$, (1.21)

в) в направлении на горизонт $CD = R(\sec \varphi / 2 - 1)$, (1.22)

где $R = 6371$ км – средний радиус Земли.

По мере погружения Солнца под горизонт терминатор поднимается выше и выше, и часть атмосферы, ещё освещённая солнечными лучами, уменьшается, а потому и освещённость в точке A постепенно снижается, переходя в ночную темноту.

В табл.8 приведены численные значения высот в конце разных видов сумерек. Из таблицы следует, что после окончания астрономических сумерек слои атмосферы выше 76км в направлении на горизонт и выше 325 км в направлении на зенит ещё освещаются прямыми солнечными лучами и посылают рассеянный свет к земной поверхности.

Таблица 8

Название сумерек	Высоты в направлении, в км	
	На зенит	На горизонт
Гражданские	51	12,7
Навигационные	140	38
Астрономические	325	76

Наблюдения за изменением яркости неба во время сумерек впервые были использованы известным арабским учёным средневековья Альгазеном (965-1039) для определения высоты самой атмосферы. Резкое убывание яркости неба, по его предположению, должно соответствовать границе атмосферы. Определив этот момент, он установил, что атмосфера простирается до высот 26-31км. Такой результат для того времени следует считать хорошим, так как выше содержится не более 0,1% всей массы атмосферы.

В ночные часы земная поверхность освещается рядом источников. Среди них самым мощным, посылающим больше всего света на Землю, является Луна. В безлунные ночи земная поверхность получает свет, исходящий от ночного неба. Общий свет, поступающий от всех источников в отсутствие Луны, называют свечением ночного неба.

Максимальная освещённость, которую создаёт полная Луна, находящаяся в зените при средней прозрачности атмосферы, составляет около 0,25лк. Обычно освещённость лунным светом, если Луна не в зените, не превышает 0,1 лк, а в первой и последней четвертях составляет только 0,03-0,04 лк. Яркость лунного диска создаётся

В ясные безлунные ночи на небосводе видно скопление звёзд в виде светлой полосы с неровными краями, будто разлитое по тёмному небу молоко. Это Млечный Путь или наша Галактика (в переводе с греческого означает «молочный»). На рис.1.49 Млечный Путь изображён изогнутой полосой, состоящей из огромного количества звёзд. В области Млечного Пути находится подавляющее большинство ярких звёзд.

Для оценки блеска звёзд, видимых невооружённым глазом, древнегреческий учёный Гиппарх (2в. до н.э.) ввёл специальную шкалу звёздных величин. Все звёзды, видимые простым глазом, по степени их яркости были подразделены на шесть разрядов или величин. Звёзды первой величины являются самыми яркими. Яркость звёзд второй величины примерно в 2,5 раза меньше чем звёзд первой величины и т.д. Такая шкала величин была затем распространена и на звёзды, видимые вооружённым глазом, принимая, что яркость звезды ($n+1$) величины должна быть примерно в 2,5 раза меньше яркости звезды n -й величины. Звёзды 13-й, 14-й и т. д. величин составляют Млечный Путь. Современная шкала звёздных величин строится так, чтобы разнице в 5 звёздных величин отвечало изменение освещённости, создаваемое звездой, в 100 раз.

Первая попытка подсчитать общее число звёзд была осуществлена ещё в конце 18 века основоположником звёздной астрономии английским астрономом У. Гершелем (1738-1822). В 50-60 гг. прошлого века работы по подсчётам числа звёзд были завершены со всей возможной тщательностью на современных телескопах голландцем Б.Я. Боком и его учениками в Гарвардском университете (США).

Первые попытки оценить участие всех звёзд в освещении земной поверхности ночью были сделаны ещё в 1901 г. американским астрономом С. Ньюкомбом (1835-1909). По его подсчётам оказалось, что все звёзды, вместе взятые, не могут создать и половины освещённости, наблюдаемой на Земле в безлунную ночь. Подсчётами освещённости занимались и позднее, но почти во всех случаях оказывалось, что света звёзд явно недостаточно. Было высказано предположение о наличии многих неярких звёзд, недоступных наблюдению, но посылающих свой свет на Землю. Однако дальнейшие исследования опровергли это предположение. По мере

совершенствования телескопов уточнялись и представления о количестве звёзд каждой звёздной величины и об их блеске.

Невооружённым глазом высоко в горах можно увидеть звёзды до 6-звёздной величины, на уровне моря – до 5-й, а в современные телескопы – до величины 18,8. На всём небосводе насчитывается звёзд: 5-й величины – 1620, ярче 6-й – 4850 и ярче – 18,8 - около $5 \cdot 10^8$. Это, на первый взгляд, невероятно большое количество – полмиллиарда, как теперь установлено астрофизиками, составляет менее 2% от общего числа звёзд, находящихся в нашей Галактике. Полное количество звёзд в Галактике оценивается в $3 \cdot 10^{10}$. Участие самых ярких звёзд 1-й и 2-й величины в освещении земной поверхности составляет менее 1%.

Если бы вдруг все яркие звёзды погасли, то мы бы даже не заметили, что стало темнее. Звёзд больших звёздных величин много, но они находятся далеко от нас, и с увеличением номера звёздной величины уменьшается их роль в освещении Земли. Из всех звёзд основную освещённость на Земле создают звёзды 10-15-й величины, не видимые глазом.

Средняя поверхностная яркость звёздного неба, которая получилась бы, если все звёзды распределить равномерно по небу, составит $5 \cdot 10^{-14}$ яркости Солнца. Звёзды распределены по небу неравномерно. Большая их часть находится в области Млечного Пути, поэтому яркость неба в Млечном Пути примерно в 9 раз больше, чем у галактического полюса. Роль планет в освещении земной поверхности ничтожно мала.

Если звёзды обеспечивают менее половины наблюдаемой освещённости, то возникает вопрос, какой же источник создаёт остальную освещённость земной поверхности в безлунную ночь? Открытие этого источника принадлежит английскому астроному Слайферу. В 1919 г. на основании своих наблюдений он сделал вывод, что каждую ночь весь небосвод излучает непрерывный свет, подобный свету полярных сияний. Так было открыто ночное свечение атмосферы.

Ночное свечение атмосферы представляет собой свечение разреженных газов (люминесценцию), составляющих воздух на высотах от 80 до 300 км. По физической природе оно аналогично свечению разреженных газов в газосветных рекламных трубках (красный цвет – это свечение неона, зелёный – паров ртути и т.д.). Спектр свечения атмосферы является довольно сложным.

Он состоит из большого числа линий и полос в видимой, инфракрасной и ультрафиолетовой областях спектра, а также слабого непрерывного участка спектра, называемого континуумом, в области длин волн 0,595 - 0,630 мкм. Основные реакции, приводящие к свечению газов, происходят главным образом на высотах 80-100 км. Поэтому этот слой называют химической лабораторией атмосферы.

Солнечные лучи пронизывают всю атмосферу, но свечение возникает только в определённом слое. Объясняется это тем, что яркость свечения будет тем больше, чем больше плотность воздуха и чем больше интенсивность ультрафиолетового излучения Солнца. Оба эти фактора, определяющие свечение воздуха, изменяются очень быстро и как раз в противоположных направлениях.

Плотность воздуха и его давление очень быстро уменьшаются по мере поднятия над земной поверхностью. Среднее давление воздуха в стандартной атмосфере у поверхности Земли на уровне моря равно 1013 гПа, на высоте около 5 км оно уменьшается вдвое, а на высоте 100 км давление измеряется уже десятитысячными долями гектопаскаля. Состав воздуха, какой мы имеем у поверхности Земли, сохраняется неизменным только до высот порядка 80-100 км. Плотность ультрафиолетового потока от Солнца с высотой возрастает. Поэтому на некоторой высоте, в каком-то довольно тонком слое, создаются наиболее благоприятные условия, когда ещё достаточны и плотность воздуха и интенсивность излучения.

Освещённость земной поверхности в безлунные ночи при ясной погоде изменяется от 0,0005 до 0,001 лк. В пасмурную дождливую погоду освещённость может уменьшаться в 10 и более раз. В больших городах за счёт искусственных источников света, отражаемого облаками, освещённость может достигать 1 лк.

Количественное соотношение между звёздным светом и ночным свечением атмосферы изменяется на протяжении ночи, может сильно изменяться от одной ночи к другой, а также различается в зависимости от участка небосвода.

В отсутствие полярных сияний в направлении на Полюс мира вклад ночного свечения атмосферы изменяется от 24 до 54%, составляя в среднем 40-45% общего освещения Земли. В зените ночное свечение атмосферы может быть слабее звёздной

составляющей, если вблизи этой точки проходит Млечный Путь. При приближении к горизонту, наоборот, основное излучение обуславливается ночным свечением атмосферы. На долю звёздной составляющей приходится в среднем за ночь около 30% общего освещения атмосферы. Таким образом, свет звёзд и ночное свечение атмосферы вместе обуславливают около 70-75% освещения земной поверхности. Остальные 25-30% создаются солнечным светом, рассеянным на межпланетной пыли, и звёздным светом, рассеянным на межзвёздной пыли.

1.12 Луна – естественный спутник Земли

Луна является единственным естественным спутником Земли и ближайшим к ней небесным телом. Первым, кто выдвинул идею о том, что Луна является спутником Земли и вместе с ней движется вокруг Солнца, был Коперник. Первым человеком, ступившим на поверхность Луны 21 июля 1969г., был американский астронавт Н. Армстронг.



Рис.1.50. Вид Земли с поверхности Луны

Луна обращается вокруг Земли по почти эллиптической орбите со средним удалением 384 400км и с периодом 27,3217 средних суток (сидерический месяц). Экстремальные расстояния от Земли равны 364 400 и 406 730 км. Средние солнечные сутки на Луне равны среднему синодическому месяцу (среднему промежутку между двумя одинаковыми фазами Луны, например, полнолуниями) –

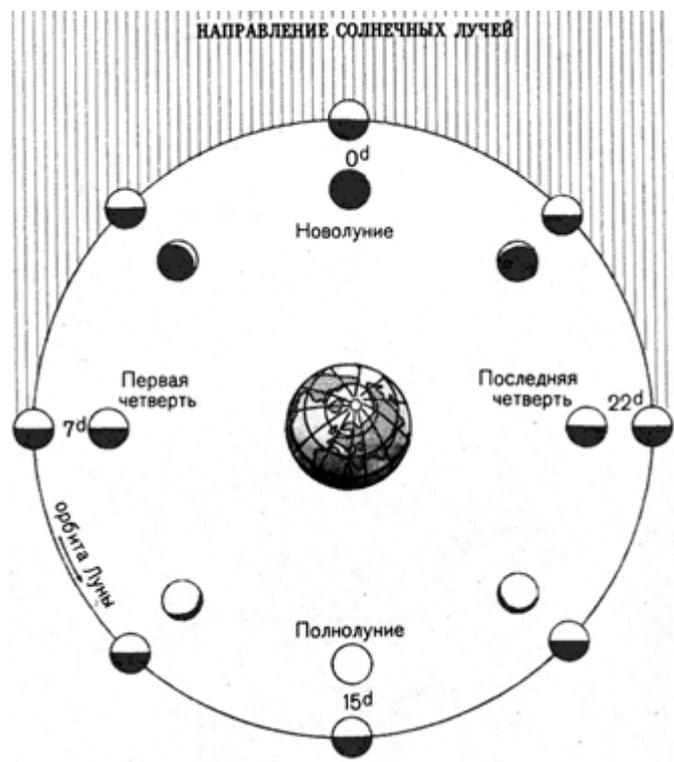


Рис.1.51. Фазы Луны

29 суток 12 часов 44 минуты 02,82 секунды. Истинные солнечные сутки могут отклоняться от средних на 13 часов в обе стороны, что связано как с неравномерностью движения Земли по орбите, так и с наклоном орбиты Луны к эклиптике, с эллиптичностью её орбиты и с наклоном оси вращения Луны к плоскости орбиты.

Средняя скорость движения по орбите составляет 1,02 км/сек. Средний эксцентриситет орбиты равен 0,0549. Вращение Луны вокруг её оси происходит с тем же периодом в 27,3217 суток (угловая скорость вращения - $13^{\circ} 10' 34,9''$ в одни средние сутки), вследствие чего она всегда обращена к Земле одной и той же стороной. Но в результате либраций (своеобразных покачиваний) Луны телескопическим наблюдениям с Земли доступны 59% её поверхности. Для Луны физическими либрациями называют явления, которые на самом деле представляют не что иное, как нутацию оси инерции в пространстве под действием приливов, создаваемых Землёй на Луне.

Наклон оси вращения к эклиптике составляет $88^{\circ}28'38''$, а к плоскости орбиты Луны – от $83^{\circ}11'$ до $83^{\circ}29'$ Общая площадь поверхности Луны равна $3,8 \cdot 10^7$ км², что составляет 3/40 части земной поверхности.

В течение каждого своего оборота вокруг Солнца с периодом 29,5306 суток (синодический месяц) Луна представляется с Земли Т (рис.1.51, 1.52) в различных фазах, определяемыми её положением относительно Солнца S, которым она освещается. При долготе Луны, равной долготе Солнца, имеет место новолуние (L4). Если же долгота Луны отличается от долготы Солнца на 180° , то будет наблюдаться полнолуние (L2). Положения Луны L1 и L3, когда угол при Луне между направлениями на Землю и на Солнце равен 90° , называются квадратурами или четвертями.

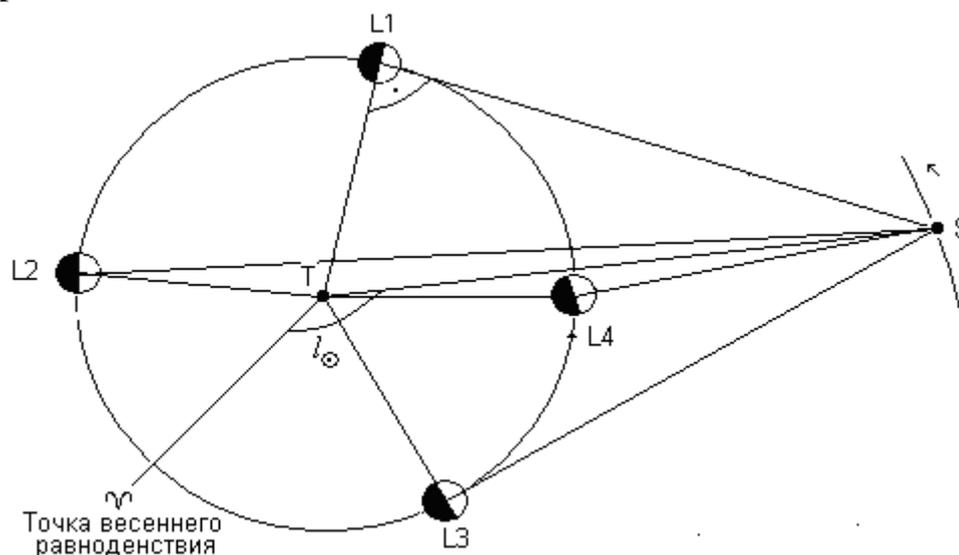


Рис.1.52. Фазы и квадратуры Луны

Наблюдения Луны в квадратурах были положены в основу способа определения расстояния от Земли до Солнца, предложенного за 200 лет до н. э. древнегреческим астрономом, «Коперником древнего мира» (по выражению Ф. Энгельса) Аристархом (320-250гг. до н.э.), а лунные затмения уже с древних времён использовались для определения разности долгот между двумя пунктами на земной поверхности. Метод лунных затмений широко использовался великими мореплавателями в конце 15 и в начале 16 веков для определения долгот открытых ими земель. Мореплаватели того времени приурочивали свои путешествия к заранее известным лунным затмениям. Так, например, случилось с Колумбом, когда, приплыв на остров Ямайка, он использовал затмение Луны 29 февраля 1504 г.

для того, чтобы внушить к себе почтение со стороны аборигенов.

Древние греки в своём исчислении времени принимали основной единицей продолжительность синодического месяца. В 19-и тропических годах содержится ровно 235 таких месяцев. Этот 19-и летний период, установленный греками за 400 лет до н.э., называется циклом или кругом Луны, потому что по истечении его все фазы Луны начинают повторяться снова в прежние дни года. Числа от 1 до 19, указывающие порядок разных годов в этом цикле, получили название золотых чисел.

Форма Луны очень близка к шару радиусом 1738 км (0,27 экваториального радиуса Земли), объём Луны равен $2,2 \cdot 10^{19} \text{ м}^3$ (1/49 объёма Земли), масса Луны равна $7,35 \cdot 10^{22}$ кг, что в 81,3 раза меньше массы Земли. Масса Луны настолько мала, что около неё не может удержаться сколько-нибудь заметная атмосфера, даже если бы она и появилась. Вследствие этого Луна долгое время считалась «мёртвым телом». Средняя плотность Луны $3,34 \text{ г/см}^3$ или 3340 кг/м^3 . Ускорение свободного падения на поверхности Луны равно $1,623 \text{ м/с}^2$, что в 6 раз меньше, чем на Земле. Динамическое сжатие Луны, характеризующееся коэффициентом $J_2 = +203 \cdot 10^{-6}$ (для Луны), в 5 раз меньше, чем Земли.

Оси эллипсоида Луны: $a = 1739,23 \pm 0,11 \text{ км}$ (направлена к Земле), $b = 1735,44 \pm 0,27 \text{ км}$, $c = 1736,04 \pm 0,29 \text{ км}$ (полярная).

Галилей открыл существование лунного рельефа. Его наблюдения положили начало лунной картографии, которая продолжала разрабатываться и смогла удовлетворить возродившийся интерес к проблемам Луны. Первая карта Селены (Луны) была опубликована в книге Фонтенеля (1655-1757) «Разговоры о множестве миров». На рис.1.52 представлен фрагмент карты видимой стороны Луны.

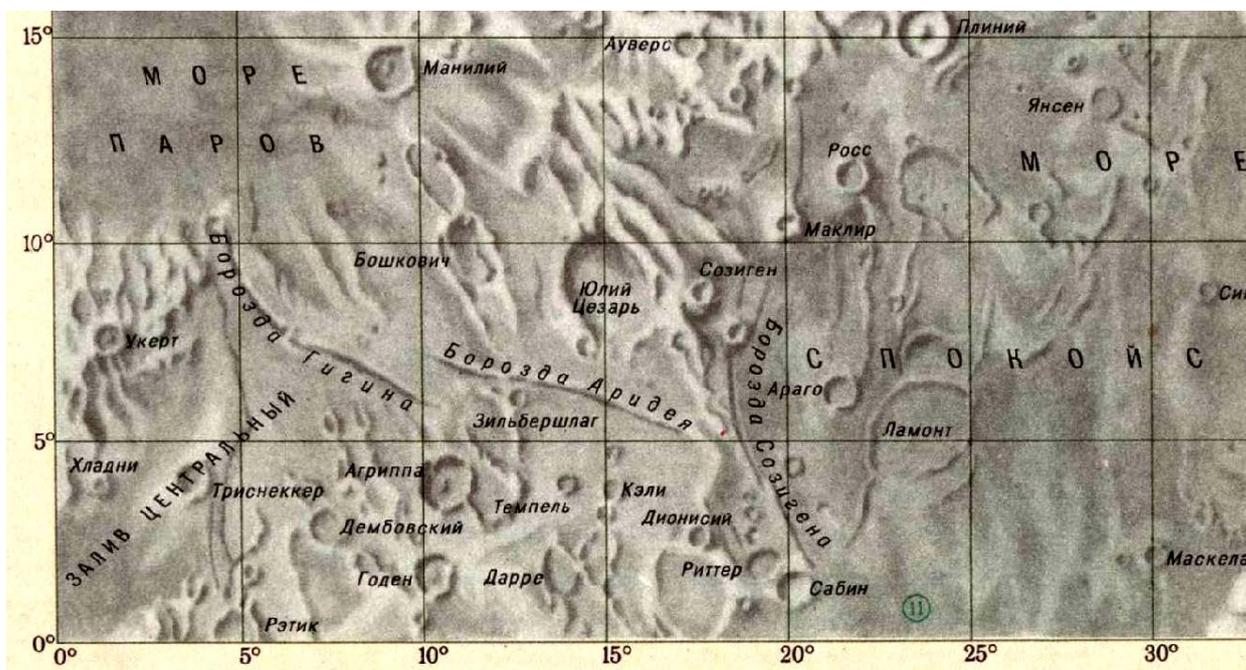


Рис.1.53. Фрагмент карты видимой стороны Луны

Гравитационное поле Луны очень неоднородно, а источники гравитационных аномалий находятся ближе к поверхности, чем на Земле. Гравитационные поля видимой и невидимой сторон Луны имеют много общего и характеризуются среднеквадратическим изменением $\pm 500 \text{ мкм}\cdot\text{с}^{-2}$. На видимой стороне в областях круговых морей обнаружены положительные аномалии силы тяжести до $3000 \text{ мкм}\cdot\text{с}^{-2}$ (масконы – концентрации масс). Максимальная величина приливного изменения силы тяжести, вызванного притяжением Земли, составляет примерно $1,5 \cdot 10^{-5}$ от величины силы тяжести на Луне, влияние солнечного прилива составляет менее $0,15 \text{ мкм}\cdot\text{с}^{-2}$. Гравитационная связь между Землёй и Луной была осуществлена в 1972 г. в программе «Аполлон-17».

Момент инерции Луны составляет 1/1300 момента инерции Земли. По наблюдениям орбит лунных спутников их значения равны (L - масса, a - экваториальный радиус Луны):

$$A = 0,392745La^2, B = 0,392829La^2, C = 0,392995La^2.$$

Луна вращается относительно Солнца с периодом 29,53 суток (синодический месяц), так что лунный день и лунная ночь делятся, соответственно, почти по 15 суток. В период лунного дня солнечные лучи нагревают поверхность Луны в центре её видимого диска до $+110^\circ\text{C}$, ночью поверхность в этой точке охлаждается до -120°C .

Точно знать параметры вращения Луны необходимо для правильной постановки лазерных измерений расстояний Земля-Луна с использованием уголковых отражателей, установленных на Луне. Угловое отклонение светового луча на 1" соответствует его перемещению по поверхности Земли на 2 км. На лунной долготе 45° это приводит к ошибке в определении расстояния Земля-Луна в 5,6 м. Либрации имеют амплитуду около 100", следовательно, поправки в измерения расстояния могут достигать 500 м. Отсюда ясно, что для обеспечения точности в 1 см необходимо знать угол поворота Луны с точностью 0,002".

На поверхности Луны установлены 5 уголковых отражателей, доставленных туда российскими (Луноход-1, 1970г., Луноход-2, 1973г.) и американскими (Аполлон-11, 1969г., Аполлон-14, 1971г., Аполлон-15, 1971г.) космическими аппаратами. Измеренные расстояния до уголковых отражателей, установленных на Луне, позволяют решать астрономические, геодезические и геодинамические задачи: уточнять координаты пункта наблюдений, теорию движения Луны, положение отражателей, параметры физической либрации Луны, параметры вращения Земли, параметры её орбитального движения, изучать перемещения литосферных плит.

Светолокация космических объектов стала возможной после открытия оптических квантовых генераторов, благодаря работам, выполненным в Физическом институте АН СССР под руководством лауреатов Нобелевской премии академиков Н.Г. Басова и А.М. Прохорова. В том же институте под руководством профессора Ю.Л. Кокурина проводились работы по лазерной локации Луны. В 1963 г. в Крымской обсерватории впервые было получено отражение лазерного импульса от поверхности Луны, а в 1965 г. измерено расстояние до Луны с точностью около 200 м. Современная точность измерений составляет несколько дециметров, а в перспективе составит единицы сантиметров.

Особый интерес представляет проект размещения на Луне радиоинтерферометрической обсерватории. Это даст возможность уточнить параметры системы Земля-Луна в инерциальной системе отсчёта, закреплённой каталогами координат квазаров, определять положения центра масс системы

Земля-Луна относительно центра масс Земли на каждую эпоху, уточнить теорию движения Луны. _

Поверхность Луны в целом довольно тёмная. Среднее геометрическое альbedo равно 0,073, т.е. Луна отражает 7,3% падающих на неё солнечных световых лучей. К наиболее характерным особенностям поверхности Луны, изученным оптическими методами с Земли, относятся:

- тёмные, относительно ровные участки поверхности – «моря». Они занимают около 40% видимой поверхности Луны;
- более светлые гористые участки – «материки» с характерными для Луны кольцевыми горами (цирками) и кратерами, имеющими кольцевой вид и горку в центре;
- лунные горные хребты часто длиной в сотни километров и высотой 3-5 км;
- протяжённые трещины и борозды;
- светлые лучи, тянущиеся от некоторых крупных кратеров на расстояния в сотни и даже тысячи километров.

Число цирков и кратеров с диаметром свыше 20км на видимой стороне Луны достигает нескольких сотен. Каталог лунных образований содержит свыше 17 тысяч кратеров диаметром больше 3,5 км только на видимой стороне Луны. Оптические методы позволили изучить с Земли лунные образования, размеры которых не меньше нескольких сотен метров.

Полёты к Луне космических аппаратов и космических кораблей начали осуществляться с 1959 г. Первый полёт человека вокруг Луны был выполнен в декабре 1968 г. в кабине космического корабля «Аполлон-8» на высоте 112 км над лунной поверхностью. В 1969 г., 20 июля, была осуществлена первая высадка человека на Луну. Самоходные аппараты «Луноход-1» и «Луноход-2» в 1970-73 гг. обследовали лунную поверхность на площади свыше 100 тыс. км². Результаты этих исследований кратко сводятся к следующему:

- преобладающей формой лунного рельефа являются горы. Тёмные пятна более ровных морей занимают меньшую часть поверхности Луны. Соотношение морских и материковых районов для лунного шара составляет 1:6. Моря в основном концентрируются на обращённом к Земле полушарии (~ 40% площади). На обратной стороне Луны есть лишь два небольших морских участка. Отсутствие

морей на обратной стороне Луны как бы уравнивается наличием огромных впадин, дно которых имеет светлый материковый характер. Эти впадины были названы талассоидами, что в переводе с греческого означает «мореподобные»;

- были открыты масконы – локализованные концентрации массы на некоторой глубине под лунной поверхностью. Как правило, они располагаются в центрах круговых морей;

- полученная информация полностью разрушила представление о наличии на Луне мощного пылевого покрова. Оказалось, что Луна покрыта особой породой – реголитом, мелкозернистым обломочно-пылевым материалом, который возник в результате дробления лунных пород при падении метеоритов и резких перепадов температуры. Самый верхний слой имеет плотность 1,1-1,2 г/см³, но уже на глубине нескольких дециметров плотность и прочность грунта значительно возрастают. До глубины 1-2 км свойства грунта отвечают раздробленным горным породам, уплотняющимся под действием собственного веса. Глубже 2 км до 25 км лунная кора состоит из базальтов, ещё глубже (примерно до 40 км) – из норита или анортозита;

- магнитное поле Луны весьма слабое и составляет по величине примерно 0,1% магнитного поля Земли. Существует теория, по которой Луна некогда имела сильное магнитное поле, утраченное в результате резких внутренних термических изменений;

- до 1972 г. считали, что Луна не имеет ядра, либо оно уже давно остыло. В 1973 г. сейсмометры, расположенные на поверхности Луны, зафиксировали сейсмические колебания, вызванные падением крупного тела на невидимую с Земли сторону Луны. Из анализа полученных данных был сделан вывод о наличии расплавленных пород в теле Луны, т.е. горячего ядра.

Одной из главных целей лунных исследований по-прежнему остаётся решение проблемы происхождения и эволюции Луны и её связи с Землёй. Предложен целый ряд гипотез происхождения и образования Луны. В частности, высказываются предположения, что Луна выделилась из мантии Земли (гипотеза отторжения), что Луна и Земля образовались одновременно как двойная планета в тесной близости друг к другу путём аккреции (падения вещества на космическое тело из окружающего пространства) сходного родительского вещества (гипотеза совместного происхождения), что Луна образовалась где-то в Солнечной системе и лишь в последствии была захвачена Землёй (гипотеза захвата), наконец, что Луна

образовалась путём объединения кольца планетезималий (тел промежуточной массы), некогда окружавших Землю. Пока ни одной из этих гипотез нельзя безоговорочно отдать предпочтение. Однако тот факт, что возраст образцов лунных пород колеблется в пределах 3,5-4,5 млрд. лет и близок к возрасту Земли, определённо независимо, свидетельствует в пользу гипотезы совместного происхождения.

2. Физика атмосферы. Влияние атмосферы Земли на геодезические измерения

2.1 Общие сведения

Физика атмосферы – область науки, включающая экспериментальное и теоретическое изучение феноменологии (по Канту, учение о феноменах, явлениях) и физики процессов, происходящих в земной атмосфере, а также разработку методов прогноза явлений в атмосфере с различной степенью заблаговременности. Кроме того, она включает экспериментальное и теоретическое изучение строения и физики средней и верхней атмосферы Земли от стратосферы до экзосферы, а также ионосферы и магнитосферы, и взаимодействие солнечного ветра с околоземным космическим пространством.

Для планет земного типа (Земля, Венера, Марс, некоторые спутники планет-гигантов) атмосфера – это газовая оболочка планеты. Для газово-жидких планет (планеты-гиганты Юпитер, Сатурн и т.п.) атмосферой называется доступная наблюдениям внешняя часть планеты.

Толщина атмосферы составляет примерно 1500 км от поверхности Земли. Суммарная масса воздуха равна $(5,1-5,3) \cdot 10^{15}$ т. Молекулярная масса чистого сухого воздуха составляет 28,966. Давление при 0°C на уровне моря равно 1013,25 гПа. Критическая температура -140,7°C, критическое давление -3,7 МПа. Растворимость воздуха в воде при 0°C - 0,036%, при 25°C – 0,22%.

Согласно наиболее распространённой теории, атмосфера Земли во времени пребывала в четырёх различных составах.

Первоначально она состояла из лёгких газов (водорода и гелия), захваченных из межпланетного пространства. Это так называемая первичная атмосфера. На следующем этапе активная вулканическая деятельность привела к насыщению атмосферы и другими газами (углеродом, аммиаком, водяным паром), кроме водорода. Так образовалась вторичная атмосфера. Далее процесс образования атмосферы определялся следующими факторами:

- постоянная утечка водорода в межпланетное пространство;

- химические реакции, происходящие в атмосфере под влиянием ультрафиолетового излучения, грозových разрядов и некоторых других факторов.

Постепенно эти факторы привели к образованию третичной атмосферы, характеризующейся меньшим содержанием водорода и большим – азота и углекислого газа.

С появлением на Земле живых организмов, в результате фотосинтеза, сопровождающегося выделением кислорода и поглощением углекислого газа, состав атмосферы начал меняться. Состав атмосферы и содержание кислорода претерпевали весьма значительные изменения. Снижение содержания кислорода в атмосфере и установление его равновесия стало результатом появления гетеротрофных организмов и вулканической деятельности. Так образовалась современная четвертичная атмосфера, обладающая окислительными свойствами.

В последнее время на эволюцию атмосферы оказывает влияние человеческая деятельность. Результатом этой деятельности стал постоянный значительный рост содержания в атмосфере углекислого газа из-за сжигания углеводородного топлива, накопленного в предыдущие геологические эпохи.

Внешняя граница атмосферы, т.е. граница области, в которой газовая среда гравитационно и генетически связана с Землёй, находится на расстоянии 8-12 средних радиусов Земли.

Земная атмосфера прозрачна для электромагнитного излучения, приходящего извне, в сравнительно узких интервалах длин волн: оптическом – в диапазоне от 0,3мк до 5,2мк и радиодиапазоне – от 1мм до 30м. Непрозрачность атмосферы для волн другой длины определяется поглощением

излучения молекулами, атомами и заряженными частицами, входящими в состав атмосферы.

2.2 Атмосфера Земли. Строение и основные характеристики

Атмосфера Земли (от греческого *atmos* – пар и сфера) – это воздушная среда вокруг Земли, вращающаяся вместе с ней. Масса атмосферы составляет около $5,15 \cdot 10^{15}$ тонн.

Атмосфера Земли состоит в основном из газов и различных примесей (пыль, капли воды, кристаллы льда, морские соли, продукты горения). Концентрация газов, составляющих атмосферу, практически постоянна, за исключением воды и углекислого газа (табл.9). Кроме указанных в табл.9 газов, в атмосфере содержатся и многие другие газы в незначительных количествах.

Таблица 9

Газ	Содержание по объёму, %	Содержание по массе, %
Азот	78,084	75,50
Кислород	20,946	23,10
Аргон	0,932	1,286
Вода	0,5-4	≈ 0,4
Углекислый газ	0,032	0,046
Неон	$1,818 \times 10^{-3}$	$1,3 \times 10^{-3}$
Гелий	$4,6 \times 10^{-4}$	$7,2 \times 10^{-5}$
Метан	$1,7 \times 10^{-4}$	$2,7 \times 10^{-5}$
Криптон	$1,14 \times 10^{-4}$	$2,9 \times 10^{-4}$
Водород	5×10^{-5}	$7,6 \times 10^{-5}$
Ксенон	$8,7 \times 10^{-6}$	$1,1 \times 10^{-5}$
Закись азота	5×10^{-5}	$7,7 \times 10^{-5}$

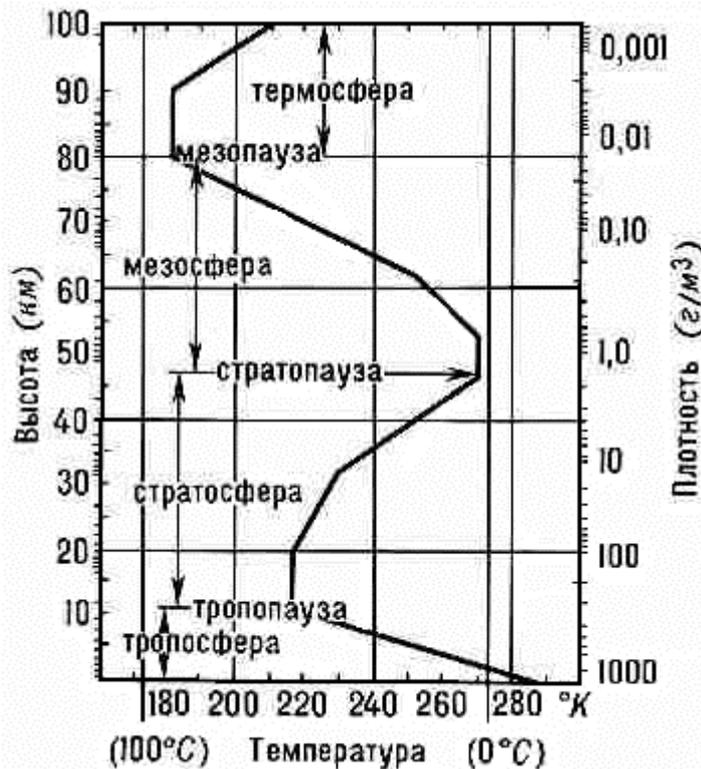


Рис.2.1. Строение атмосферы Земли

В нижних 20 км атмосферы содержится водяной пар, количество которого с высотой быстро убывает. Углекислота – наиболее важная компонента атмосферного воздуха. Высокая концентрация кислорода, возникшая примерно 2000 млн. лет назад, является прямым результатом существования растений. Присутствие кислорода дало возможность сформироваться на высоте 20-25 км озонному слою, который предохраняет живые организмы на Земле от вредного коротковолнового излучения.

Выше 100 км растёт доля лёгких газов, и на очень больших высотах преобладают гелий и водород. Часть молекул разлагается на атомы и ионы, образуя ионосферу. Давление и плотность воздуха в атмосфере Земли с высотой убывают. В зависимости от распределения температуры атмосферу Земли подразделяют на тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу, экзосферу (рис.2.1).

Атмосфера Земли обладает электрическим полем. По плотности она занимает промежуточное место между Венерой и Марсом. Атмосфера Земли уникальна в том, что обладает обширными запасами жидкой воды.

Сложное взаимодействие между океаном, атмосферой и поверхностью планеты определяют её энергетический баланс

и температурный режим. Облачный покров обычно закрывает около 50%, и теплота, остающаяся внутри атмосферы (парниковый эффект), поднимает среднюю температуру более чем на 30°C.

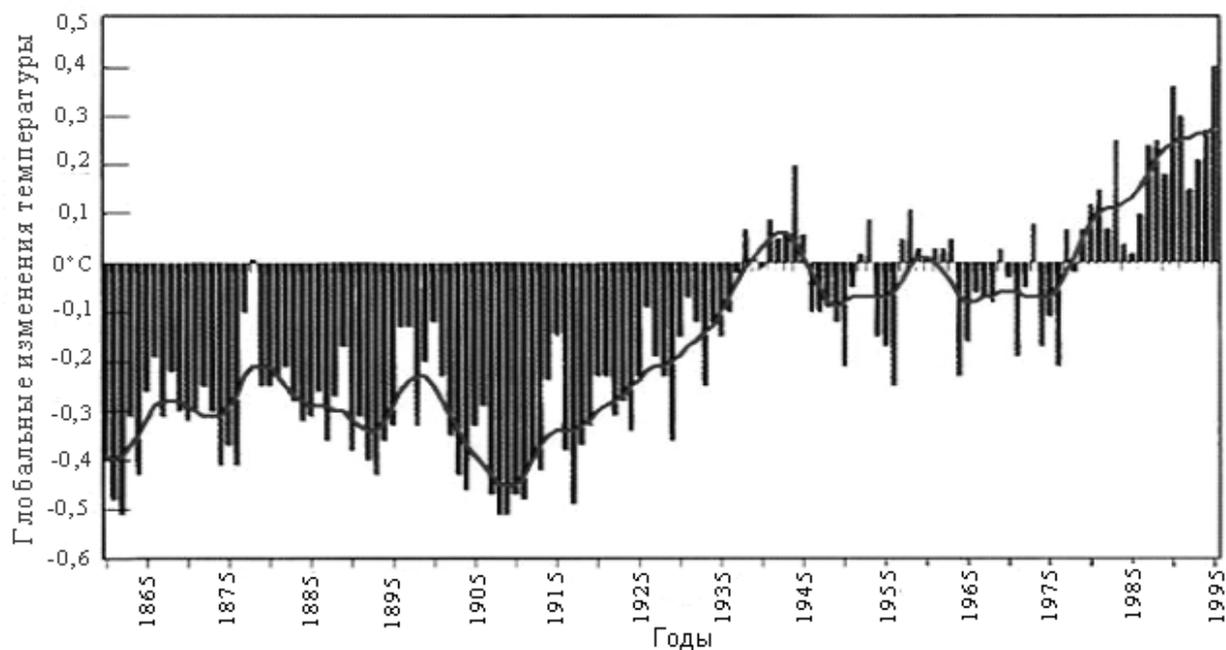


Рис.2.2. Изменение средней глобальной температуры атмосферы у поверхности Земли с 1860 по 1996 годы

Тропосфера (от греч. *tropos* – поворот и сфера), нижний, основной слой атмосферы до высоты 8-10 км в полярных, 10-12 км в умеренных и 16-18 км в тропических широтах. В тропосфере сосредоточено более 1/5 всей массы атмосферного воздуха, сильно развиты турбулентность (беспорядочные движения, возникающие в потоке газа), конвекция. В ней сосредоточена преобладающая часть водяного пара, возникают облака, развиваются циклоны и антициклоны. Все происходящие здесь процессы играют определяющую роль для формирования погоды на планете.

С 1910 года по настоящее время средняя температура у поверхности Земли увеличилась примерно на 0,8 градуса (рис.2.2).

Таблица 10

Высота, км	Температура, в градусах		Давление, мм ртутного столба	Плотность , кг/м ³
	по Цельсию	абсолютная		
0	+15,0	288,0	760,00	1,2255
1	+8,5	280,5	674,09	1,1120
2	+2,0	275,0	596,23	1,0068
3	-4,5	268,5	525,79	0,9094
4	-11,0	262,0	462,26	0,8193
5	-17,5	255,5	405,09	0,7363
6	-24,0	249,0	353,77	0,6598
7	-30,5	242,5	307,87	0,5896
8	-37,0	236,0	266,89	0,5252
9	-43,5	229,5	230,45	0,4664
10	-50,0	223,0	198,16	0,4127
15	-55,0	218,0	90,65	0,1931
20	-55,0	218,0	41,41	0,0830

Температура в тропосфере падает с увеличением высоты. Тропосфера сверху ограничена тропопаузой, которая соответствует переходу к более устойчивым условиям лежащей выше стратосферы.

Основные параметры тропосферы приведены в табл.10. Данные об атмосфере на высотах от 20 до 120км приведены в табл.11.

Стратосфера (от латинского *stratum* – слой и сфера), слой атмосферы, лежащий над тропосферой от 8-10 км в высоких широтах и от 16-18 км вблизи экватора до 50-55 км. Стратосфера характеризуется возрастанием температуры с высотой от -40°C до температур, близких к 0°C, малой турбулентностью, ничтожным содержанием водного пара, повышенным по сравнению с выше- и нижележащими слоями содержанием озона.

Таблица 11

Высота, км	Температура, в градусах		Давление, кг/м ³	Плотность, кг/м ³
	по Цельсию	абсолютная		
20	-55,0	218,0	568,4	8851·10 ⁻⁵
25	-55,0	218,0	261,0	4059·10 ⁻⁵
30	-55,0	218,0	120,1	1864·10 ⁻⁵
35	-33,0	240,0	56,48	795·10 ⁻⁵
40	+3,7	276,7	29,35	358·10 ⁻⁵
45	+40,3	313,3	16,56	178·10 ⁻⁵
50	+87,0	350,0	9,970	96·10 ⁻⁵
55	+87,0	350,0	6,167	59·10 ⁻⁵
60	+87,0	350,0	3,820	36,6·10 ⁻⁵
65	+46,4	319,4	2,315	24,3·10 ⁻⁵
70	+15,9	288,9	1,335	15,5·10 ⁻⁵
75	-14,7	258,3	0,725	9,4·10 ⁻⁵
80	-33,0	240,0	0,3675	5,1·10 ⁻⁵
85	-25,7	217,3	0,1877	2,4·10 ⁻⁵
90	-7,5	265,5	0,1029	1,2·10 ⁻⁵
95	+10,8	283,8	0,0602	0,61·10 ⁻⁵
100	+29,0	302,0	0,0373	0,34·10 ⁻⁵
105	+47,3	320,3	0,02406	0,21·10 ⁻⁵
110	+65,6	338,5	0,01589	0,13·10 ⁻⁵
115	+83,3	356,8	0,01074	0,08·10 ⁻⁵
120	+102,0	375,0	0,00740	0,05·10 ⁻⁵

Максимум температуры на высотах 50-60км (мезопик или стратопауза) в основном, по-видимому, возникает благодаря поглощению солнечного ультрафиолетового излучения озоном, образующимся в результате диссоциации (разложения) молекул кислорода.

Озон (от греческого *ozon* – пахнущий), модификация кислорода. Газ синего цвета с резким запахом и температурой кипения 112°С, сильный окислитель. При больших концентрациях разлагается с взрывом. Образуется из кислорода при электрическом разряде (например, во время грозы) и под действием ультрафиолетового излучения (в стратосфере под

действием ультрафиолетового излучения Солнца). Основная масса озона в атмосфере расположена в виде слоя – озоносферы – на высоте от 10 до 50 км с максимумом концентрации на высоте 20-25 км. Этот слой предохраняет живые организмы на Земле от вредного влияния коротковолновой ультрафиолетовой радиации Солнца. Основная причина появления озона на Земле – молнии. В промышленности озон получают действием на воздух электрического разряда. Используется для обеззараживания воды и воздуха.

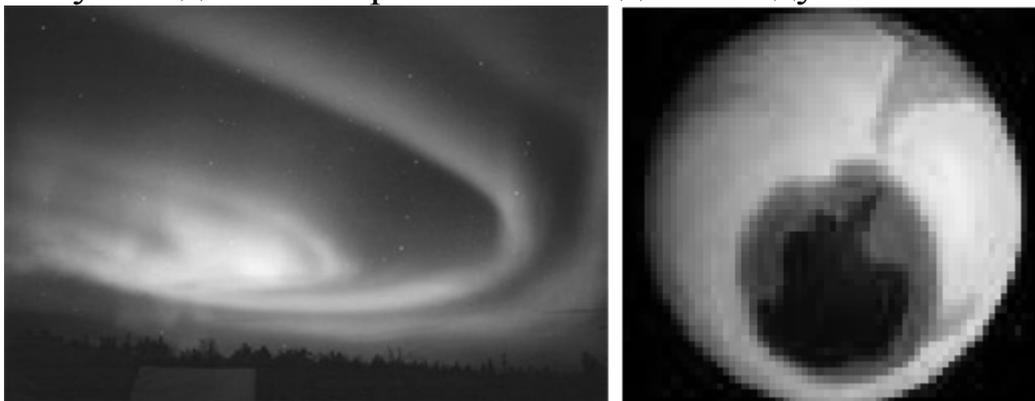


Рис.2.3. Шаровая молния (слева) и дыра в озоновом слое над Антарктидой

В 1986 г. в озоновом слое над Антарктидой была обнаружена озоновая дыра (рис.2.3) после чего были подписаны международные соглашения по отказу от применения химических веществ, разрушающих озон. Ведущие учёные в США утверждают, что дыра перестала расти. Высказывается надежда, что озоновая дыра полностью затянется в ближайшие 60 лет.

В табл.12 приведены основные характеристики верхних слоёв атмосферы. К верхней атмосфере обычно относят область атмосферы выше 50 км от поверхности Земли. Определённой границы между нижней и верхней атмосферой не существует. Основное отличие их в том, что для верхней атмосферы наиболее характерны процессы диссоциации и ионизации молекул и атомов под воздействием электромагнитного и корпускулярного излучения Солнца. Ионизированный слой верхней атмосферы называют ионосферой. Масса атмосферы выше 50 км составляет менее 1 грамма над каждым квадратным сантиметром, что не превышает 1/1000 доли от полной массы атмосферы над 1 см².

Ионосфера, верхние слои атмосферы, начиная от 50-85 км до 600 км, характеризующиеся значительным содержанием атмосферных ионов и свободных электронов.

Таблица 12

Высота, км	Температура, в градусах		Количество молекул в 1 см ³
	по Цельсию	абсолютная	
137,1	+171,1	444,1	$3,44 \cdot 10^{12}$
152,4	+232,5	505,5	$1,25 \cdot 10^{12}$
182,9	+355,3	628,3	$2,30 \cdot 10^{11}$
228,6	+539,4	812,4	$3,19 \cdot 10^{10}$
259,1	+662,2	935,2	$1,09 \cdot 10^{10}$
274,3	+723,6	996,6	$6,75 \cdot 10^9$
300,0	+827,0	1100,0	$3,21 \cdot 10^9$

Атомы и молекулы в этом слое интенсивно ионизируются под действием солнечной радиации, в частности, ультрафиолетового излучения. Перемещение заряженных частиц по магнитным силовым линиям к полярным областям на широтах от 60 до 75° приводит к появлению полярных сияний. Верхней границей ионосферы является внешняя часть магнитосферы Земли. Причина повышения ионизации воздуха в ионосфере – разложение молекул атмосферных газов под действием ультрафиолетовой и рентгеновской солнечной радиации и космического излучения. Ионосфера оказывает большое влияние на распространение радиоволн. Состоит ионосфера из мезосферы и термосферы.



Рис.2.4. Полярное сияние, наблюдаемое с Земли

Полярное сияние (рис.2.4) — это быстро изменяющиеся картины свечения, наблюдаемые время от времени на ночном или вечернем небе, обычно в высокоширотных областях Земли (как на севере, так и на юге). На русском севере полярные сияния называли пазорями или сполохами. Такое название обусловлено тем, что во время полярных сияний небо бывает красным, как при пожаре. Ломоносов образно назвал полярное сияние «пожаром небес».

Причиной полярных сияний являются корпускулярные потоки протонов и электронов, вторгающиеся в атмосферу Земли, главным образом от Солнца. Эти непрерывно идущие от Солнца потоки заряженных частиц называют солнечным ветром. Энергия протонов солнечного ветра составляет несколько сотен эВ (электрон-вольт), а электронов -20-30 тыс.эВ. Плотность электронных потоков при умеренных по интенсивности сияниях составляет около $10^9 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, достигая при ярких сияниях $10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Плотность протонного потока обычно составляет не более $3 \cdot 10^8 \text{ с}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Поясним эти цифры. Во время полярного сияния на тех высотах, где происходит свечение, через площадку в 1 см^2 каждую секунду проскакивает (или её ударяет) 10^9 электронов и $3 \cdot 10^8$ протонов.

Зелёный и красный цвета соответствуют эмиссионным линиям атомов кислорода и молекул азота, которые возбуждаются энергичными частицами, приходящими от Солнца. Полярные сияния происходят на высотах порядка 100км. Во время полярных сияний в ионосфере протекают многочисленные процессы, такие как возмущения геомагнитного поля, электрические ионосферные токи и рентгеновское излучение. Появление полярных сияний связано с солнечным циклом, вращением Солнца, сезонными изменениями и магнитной активностью.

Мезосфера простирается примерно до 80-85 км, над которой наблюдаются (обычно на высоте около 85 км) серебристые облака (рис.2.5). Здесь температура с высотой уменьшается, достигая -90°C у верхней границы (мезопаузы). Мезосфера является весьма подвижной. Здесь дуют сильнейшие ветры, возникают конвекционные движения, приводящие к быстрым изменениям содержания таких химически и оптически активных компонент как O_3 , CO_2 , OH и др. Некоторые

фотохимические процессы приводят к свечению газа, наблюдаемому, в частности, как свечение ночного неба.

Серебристые облака очень тонки и рассеивают лишь малую часть падающего на них солнечного света, так что с Земли днём или в начале сумерек их нельзя заметить. Так как они появляются только в летнее время, их невозможно наблюдать в самых высоких широтах, где небо никогда не становится достаточно тёмным. В то же время серебристые облака – явление высокоширотное, так как диапазон широт, в которых они практически наблюдаются, весьма узок (от 50° до 65°).



Рис.2.5. Серебристые облака. Вид из космоса

Облака образуются в присутствии ядер конденсации, на которых вода превращается в лёд. Точно не известно, каковы эти ядра (ионы, возникающие под действием солнечного ультрафиолета или микрометеоритные частицы). Главное условие возникновения серебристых облаков – достаточно низкая температура, которая на высотах 80-90 км должна быть около 120°K (-150°C). Имеются наблюдения, позволяющие предположить, что в течение последних десятилетий серебристые облака возникают чаще. Это связано с возрастанием концентрации водяных паров в верхней атмосфере из-за увеличения количества метана. Частота возникновения серебристых облаков изменяется с циклом солнечной активности по обратному закону.

Серебристые облака наблюдали и фотографировали экипажи многих космических кораблей. Лётчик-космонавт В.И.Севастьянов так описывает впечатление от серебристых облаков, наблюдаемых из космоса: «Серебристые облака завораживают. Холодный белый цвет – чуть матовый, иногда перламутровый. Структура либо очень тонкая и яркая на границе

абсолютно чёрного неба, либо ячеистая, похожая на крыло лебеда, когда облако проектируется на фон Земли».

Чем объясняется такое внимание к наблюдению за серебристыми облаками? Дело в том, что высотам, где они появляются, соответствует мезопауза – переходный слой между мезосферой и термосферой. Наблюдения за серебристыми облаками, установление зависимости частоты их появления от различных гео- и гелиофизических причин (солнечной активности, свечения атмосферы ночью, состояния ионосферы, метеорных потоков и т. д.) позволяют исследовать процессы, протекающие в мезосфере.

Термосфера, слой атмосферы над мезосферой от высот 80-90 м, температура в котором растёт до высот 200-300 км, где достигает порядка 1500°К, после чего остаётся постоянной до больших высот. Повышение температуры в термосфере связано с появлением нового источника теплоты – с поглощением солнечного коротковолнового излучения, а также с теплотой, выделяющейся при объединении атомов кислорода в молекулы. При этом в энергию теплового движения частиц превращается энергия солнечного ультрафиолетового излучения, поглощённая ранее при диссипации молекулы O₂. Выше термосферы в области, называемой термопаузой, температура остаётся практически неизменной. Значительный разогрев атмосферы, особенно в термопаузе, наблюдается во время полярных сияний и магнитных бурь.

Экзосфера (сфера рассеяния), внешний слой атмосферы, начинающийся с высот около 400-500 км, которые граничат с межпланетной средой. В этих слоях плотность настолько низка, что между атомами происходит очень мало столкновений и атомы, движущиеся с большой скоростью, могут выйти из сферы гравитационного притяжения планеты и улететь (ускользнуть) в межпланетное пространство. Протяжённую экзосферу Земли, распространяющуюся до высот порядка 100 тыс. км, часто называют геокороной.

И, наконец, на расстоянии более 1000 км находится слой холодной плазмы высокой плотности – плазмосфера. Плазмосфера простирается до расстояний в 3-7 земных радиусов. Её верхняя граница (плазмопауза) отмечена резким падением плазменной плотности. Большинство частиц в плазмосфере составляют протоны и электроны, газ настолько разрежен, что

столкновения между молекулами перестают играть важную роль, а атомы ионизированы больше, чем наполовину. На высоте порядка 1,6 и 3,7 радиусов Земли находятся первый и второй радиационные пояса.

На рис.2.6 представлена система метеорологических спутников Земли, осуществляющих оперативное наблюдение за состоянием атмосферы, океанов и суши. Эта система состоит из 8 геостационарных спутников (США, России, Индии, Японии, Китая и Европейского космического агентства) и полярных спутников США и России. Первый европейский спутник GOCE, предназначенный для измерения гравитационного поля Земли и изучения режима циркуляции океана, был запущен весной 2008 года. Высота его орбиты – около 250 км. Недостижимая ранее точность измерений (градиентометр с шестью сверхчувствительными сенсорами, сопряжённый с GPS) даст возможность изучать также глубинные процессы, происходящие в недрах Земли в местах повышенной вулканической и сейсмической активности.

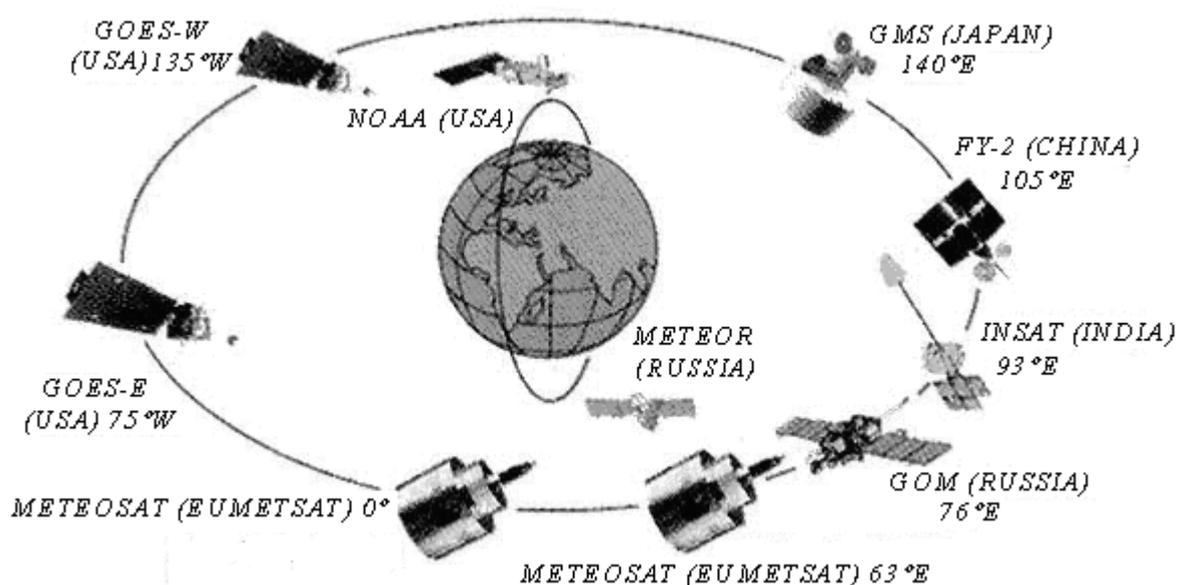


Рис.2.6. Метеорологические спутники Земли

Земную атмосферу непрерывно бомбардируют частицы, движущиеся из мирового пространства со скоростью, близкой к скорости света. Эти частицы получили название космических лучей, подчёркивающее их внеземное происхождение.

Космические лучи состоят из тех же элементарных частиц, что и вещество на Земле, однако их отличают два важных

признака. Во-первых, в космических лучах атомы химических элементов полностью лишены электронов, т.е. представлены оголёнными атомными ядрами. Во-вторых, частицы космических лучей обладают огромными кинетическими энергиями по сравнению с частицами обычного вещества.

Экранирующее действие атмосферы приводит к тому, что подавляющее большинство космических лучей поглощается уже в её верхних слоях. На поверхности Земли космические лучи обнаруживаются лишь по слабым эффектам ионизации. Проникая в атмосферу Земли, космические лучи вызывают разветвлённую цепь взаимодействия, в которой участвуют все известные в настоящее время элементарные частицы. Космические лучи дают возможность судить о состоянии межпланетного пространства на больших расстояниях от Земли. Они как бы «прощупывают» Солнечную систему, принося сведения о солнечном ветре и межпланетных магнитных полях.

Исследования верхней атмосферы Земли исключительно важны для освоения космического пространства. Вопросы радиационной безопасности космонавтов, космической радиосвязи и навигации, прогноза изменения орбит спутников вследствие их торможения в атмосфере, использование спутников в качестве обсерваторий, вынесенных за пределы поглощающей атмосферы, проблемы, связанные с изучением Луны, Венеры, Марса и др. тел Солнечной системы, требуют детального знания количественных характеристик околоземного пространства и понимания физической природы происходящих там процессов.

2.3 Рефракция

Рефракция – это различные виды и проявления рефракционных электромагнитных волн, обусловленные искривлением траектории распространения этих волн.

Различают рефракцию световых волн, включая в неё и рефракцию лучей невидимой (инфракрасной) части спектра, и рефракцию радиоволн, так как искривление лучей тех и других волн зависит от показателя их преломления на пути их распространения в атмосфере, причём сам показатель преломления является функцией длины волны.

Искривление световых лучей вследствие преломления в оптически неоднородной среде с непрерывно изменяющимся от точки к точке показателем преломления называется рефракцией света.

Искривление лучей света от небесных тел при прохождении сквозь атмосферу Земли, обусловленное уменьшением плотности атмосферы (а, следовательно, также её относительной диэлектрической проницаемости и абсолютного показателя преломления) по мере удаления от поверхности Земли называется астрономической рефракцией. При этом объект наблюдения (источник наблюдаемых электромагнитных колебаний) расположен за пределами земной атмосферы. Он может находиться даже на бесконечно большом расстоянии по сравнению с радиусом земного шара.

Искривление лучей света от удалённых земных источников, происходящее в слое атмосферы, прилегающем к поверхности Земли, называется земной рефракцией. При этом источник наблюдаемых электромагнитных колебаний находится в пределах земной атмосферы.

Из-за неоднородности строения земной атмосферы, в которой показатель преломления в различных точках пространства различен и меняется во времени, луч электромагнитной волны является пространственной кривой с переменной кривизной и кручением. Проекции этой кривой на вертикальную и горизонтальную плоскости в точке наблюдения называют соответственно вертикальной и горизонтальной (боковой) рефракцией.

2.3.1 Астрономическая рефракция

Проходя через земную атмосферу, лучи света изменяют прямолинейное направление. Вследствие увеличения плотности атмосферы преломление световых лучей усиливается по мере приближения к поверхности Земли. В результате наблюдатель видит небесные светила как бы приподнятыми над горизонтом на угол, получивший название астрономической рефракции.

Рефракция является одним из главных источников как систематических, так и случайных ошибок наблюдений. В 1906г. Ньюкомб писал, что нет такой отрасли практической

астрономии, о которой бы так много писали, как о рефракции, и которая была бы в таком неудовлетворительном состоянии. До середины 20 века астрономы редуцировали свои наблюдения по таблицам рефракции, составленным в 19 веке. Основным недостатком всех старых теорий было неточное представление о строении земной атмосферы.

Примем поверхность Земли АВ за сферу радиуса $OA=R$, а атмосферу Земли представим в виде концентрических с ней слоёв $av, a_1v_1, a_2v_2\dots$ с плотностями, увеличивающимися по мере приближения слоёв к земной поверхности (рис.2.7). Тогда луч SA от какого-нибудь очень отдалённого светила, преломляясь в атмосфере, придёт в точку А по направлению S'A, отклонившись от своего первоначального положения SA или же от параллельного ему направления S''A на некоторый угол $S'AS''=r$, называемый астрономической рефракцией. Все элементы криволинейного луча SA и окончательное видимое его направление AS' будут лежать в одной и той же вертикальной плоскости ZAOS. Следовательно, астрономическая рефракция только повышает истинное направление на светило в проходящей через него вертикальной плоскости.

Угловое возвышение светила над горизонтом в астрономии называют высотой светила. Угол S'АН = h' будет видимой высотой светила, а угол S''АН = $h = h' - r$ есть истинная его высота. Угол z – истинное зенитное расстояние светила, а z' является видимым его значением.

Величина рефракции зависит от многих факторов и может изменяться в каждом месте на Земле даже в течение суток. Для средних условий получена приближённая формула рефракции:

$$\Delta h = -0,9666 \operatorname{ctg} h'. \quad (2.1)$$

Коэффициент 0,9666 соответствует плотности атмосферы при температуре $+10^\circ\text{C}$ и давлении 760мм ртутного столба. Если характеристики атмосферы другие, то поправку за рефракцию, рассчитанную по формуле (2.1), необходимо корректировать поправками за температуру и давление.

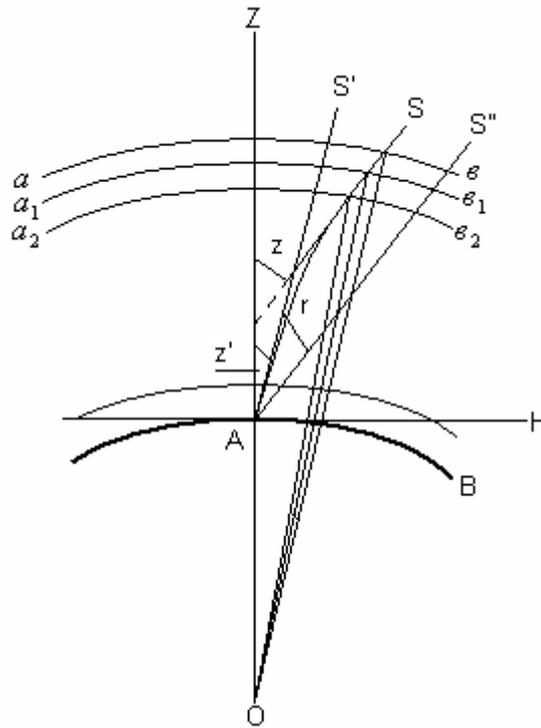


Рис.2.7.Астрономическая рефракция

Для учёта астрономической рефракции в зенитальных способах астрономических определений во время наблюдения зенитных расстояний светил измеряют температуру и давление воздуха. В точных способах астрономических определений зенитные расстояния светил измеряются в пределах от 10° до 60° . Верхний предел обусловлен инструментальными ошибками, нижний – ошибками таблиц рефракции.

Зенитное расстояние светила, исправленное поправкой за рефракцию, вычисляется по формуле:

$$z = z' + \rho, \quad (2.2)$$

где $\rho = \rho_0 \gamma B$;

ρ_0 - средняя (нормальная при температуре $+10^\circ\text{C}$ и давлении 760мм рт. ст.) рефракция, вычисляемая по z' ;

γ - коэффициент, учитывающий температуру воздуха, вычисляемый по значению температуры;

B – коэффициент, учитывающий давление воздуха.

Теорией рефракции занимались многие учёные. Первоначально в качестве исходного служило предположение, что плотность различных слоёв атмосферы уменьшается с увеличением высоты этих слоёв в арифметической прогрессии (Буге). Но вскоре это предположение было признано во всех отношениях неудовлетворительным, так как оно приводило к

слишком малой величине рефракции и к слишком быстрому уменьшению температуры с высотой над поверхностью Земли.

Ньютон высказал гипотезу об уменьшении плотности атмосферы с высотой по закону геометрической прогрессии. И эта гипотеза оказалась неудовлетворительной. По этой гипотезе выходило, что температура во всех слоях атмосферы должна оставаться постоянной и равной температуре на поверхности Земли.

Самой остроумной оказалась гипотеза Лапласа, промежуточная между двумя вышеизложенными. На этой гипотезе Лапласа были основаны таблицы рефракции, которые ежегодно помещались во французском астрономическом календаре.

Земная атмосфера с её нестабильностью (турбуленция, вариации рефракции) налагает предел на точность астрономических наблюдений с Земли.

При выборе места установки крупных астрономических приборов предварительно всесторонне изучается астроклимат района, под которым понимается совокупность факторов, искажающих форму проходящего через атмосферу волнового фронта излучения небесных объектов. Если волновой фронт доходит до прибора неискажённым, то прибор в этом случае может работать с максимальной эффективностью (с разрешающей способностью, приближающейся к теоретической).

Как выяснилось, качество телескопического изображения снижается главным образом из-за помех, вносимых приземным слоем атмосферы. Земля благодаря собственному тепловому излучению в ночное время значительно охлаждается и охлаждает прилегающий к ней слой воздуха. Изменение температуры воздуха на 1°C изменяет его показатель преломления на 10^{-6} . На изолированных горных вершинах толщина приземного слоя воздуха со значительным перепадом (градиентом) температуры может достигать несколько десятков метров. В долинах и на равнинных местах в ночное время этот слой значительно толще и может составлять сотни метров. Этим объясняется выбор мест для астрономических обсерваторий на отрогах хребтов и на изолированных вершинах, откуда более плотный холодный воздух может стекать в долины. Высоту башни телескопа

выбирают такой, чтобы прибор находился выше основной области температурных неоднородностей.

Важным фактором астроклимата является ветер в приземном слое атмосферы. Перемешивая слои холодного и тёплого воздуха, он вызывает появление неоднородностей плотности в столбе воздуха над прибором. Неоднородности, размеры которых меньше диаметра телескопа, приводят к дефокусировке изображения. Более крупные флуктуации плотности (в несколько метров и крупнее) не вызывают резких искажений фронта волны и приводят в основном к смещению, а не к дефокусировке изображения.

В верхних слоях атмосферы (в тропопаузе) также наблюдаются флуктуации плотности и показателя преломления воздуха. Но возмущения в тропопаузе не влияют заметно на качество изображений, даваемых оптическими приборами, так как температурные градиенты там значительно меньше, чем в приземном слое. Эти слои вызывают не дрожание, а мерцание звёзд.

При астроклиматических исследованиях устанавливают связь между количеством ясных дней, регистрируемых метеослужбой, и числом ночей, пригодных для астрономических наблюдений. Наивыгоднейшими районами, по данным астроклиматического анализа территории бывшего СССР, являются некоторые горные районы среднеазиатских государств.

2.3.2 Земная рефракция

Лучи от наземных предметов, если они проходят в атмосфере достаточно большой путь, также испытывают рефракцию. Траектория лучей под влиянием рефракции искривляется, и мы видим их не на тех местах или не в том направлении, где они в действительности находятся. При некоторых условиях в результате земной рефракции возникают миражи – ложные изображения удалённых объектов.

Углом земной рефракции α называется угол между направлением на видимое и действительное положение наблюдаемого предмета (рис.2.8). Значение угла α зависит от расстояния до наблюдаемого предмета и от вертикального градиента температуры в приземном слое атмосферы, в котором происходит распространение лучей от наземных предметов.

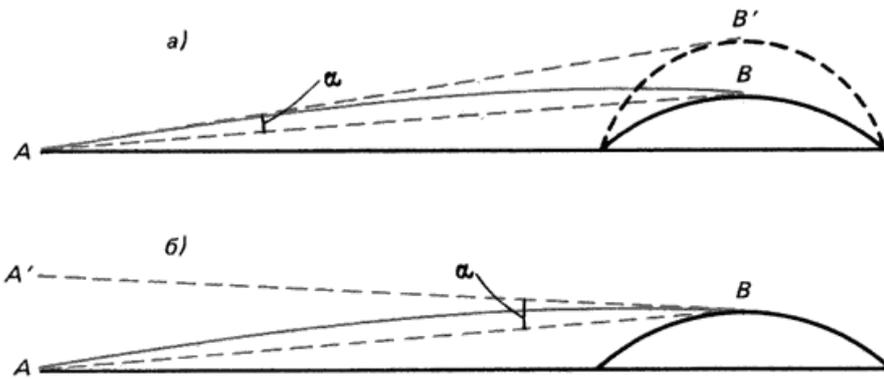


Рис.2.8. Проявление земной рефракции при визировании:
 а) – снизу вверх, б) – сверху вниз, α - угол земной рефракции

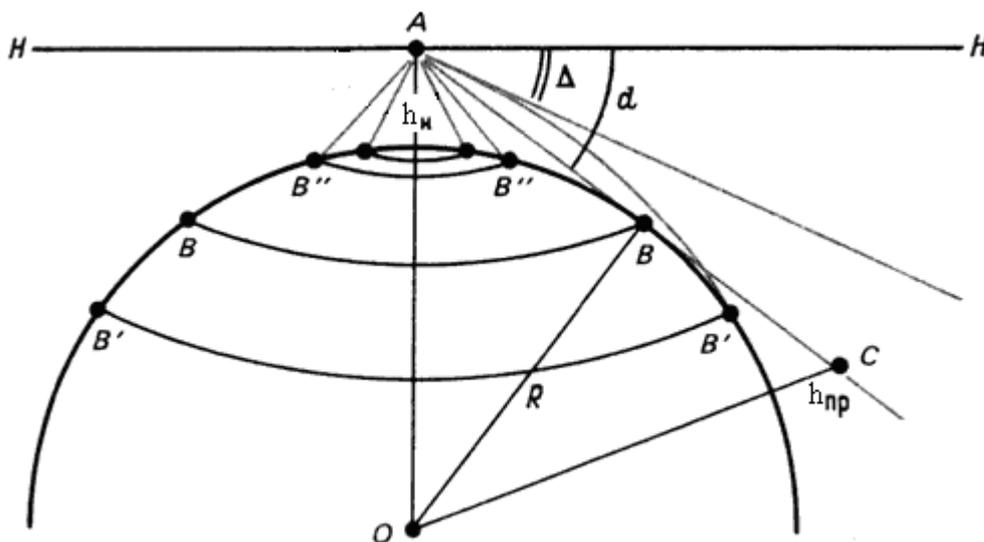


Рис.2.9. Земная рефракция: математический (НН) и геодезический (ВВ) горизонты, геодезическая дальность видимости ($AB=D_0$)

С земной рефракцией связана геодезическая (геометрическая) дальность видимости (рис.2.9). Примем, что наблюдатель находится в точке A на некоторой высоте h_n над земной поверхностью и наблюдает горизонт в направлении точки B . Плоскость $НАН$ – горизонтальная плоскость, проходящая через точку A перпендикулярно радиусу земного шара, называется плоскостью математического горизонта. Если бы лучи света распространялись в атмосфере прямолинейно, то самая далёкая точка на Земле, которую может увидеть наблюдатель из точки A , была бы точка B . Расстояние до этой точки (касательная AB к земному шару) и есть геодезическая (или геометрическая) дальность видимости D_0 . Круговая линия на земной поверхности $ВВ$ – геодезический (или

геометрический) горизонт наблюдателя. Величина D_0 обусловлена только геометрическими параметрами: радиусом Земли R и высотой h_H наблюдателя и равна $D_0 \approx \sqrt{2Rh_H} = 3,57\sqrt{h_H}$, что следует из рис.2.9.

Если наблюдатель наблюдает некоторый предмет, находящийся на высоте h_{np} над поверхностью Земли, то геодезической дальностью будет расстояние $AC = 3,57(\sqrt{h_H} + \sqrt{h_{np}})$. Эти утверждения были бы верными, если бы свет распространялся в атмосфере прямолинейно. Но это не так. При нормальном распределении температуры и плотности воздуха в приземном слое кривая линия, изображающая траекторию светового луча, обращена к Земле своей вогнутой стороной. Поэтому самой далёкой точкой, которую увидит наблюдатель из A , будет не B , а B' . Геодезическая дальность видимости AB' с учётом рефракции будет в среднем на 6-7% больше и вместо коэффициента 3,57 в формулах будет коэффициент 3,82. Геодезическая дальность вычисляется по формулам

$$D = 3,82\sqrt{h_n}, \quad D = 3,82(\sqrt{h_n} + \sqrt{h_{np}}), \quad h - \text{в м}, \quad D - \text{в км}, \quad R - 6378 \text{ км}$$

где h_n и h_{np} – в метрах, D – в километрах.

Для человека среднего роста дальность горизонта на Земле составляет около 5км. Для космонавтов В.А.Шаталова и А.С.Елисеева, летавших на космическом корабле «Союз-8», дальность горизонта в перигее (высота 205км) была 1730км, а в апогее (высота 223км) – 1800км.

Для радиоволн рефракция почти не зависит от длины волны, но помимо температуры и давления зависит ещё от содержания в воздухе водяного пара. При одинаковых условиях изменения температуры и давления радиоволны преломляются сильнее, чем световые, особенно при большой влажности.

Поэтому в формулах для определения дальности горизонта или обнаружения предмета лучом радиолокатора перед корнем будет коэффициент 4,08. Следовательно, горизонт радиолокационной системы оказывается дальше примерно на 11%.

Радиоволны хорошо отражаются от земной поверхности и от нижней границы инверсии или слоя пониженной влажности. В таком своеобразном волноводе, образованном земной поверхностью и основанием инверсии, радиоволны могут распространяться на очень большие расстояния. Эти

особенности распространения радиоволн успешно используются в радиолокации.

Температура воздуха в приземном слое, особенно в его нижней части, далеко не всегда падает с высотой. Она может уменьшаться с разной скоростью, она может не изменяться по высоте (изотермия) и может увеличиваться с высотой (инверсия). В зависимости от величины и знака градиента температуры рефракция может по-разному влиять на дальность видимого горизонта.

Вертикальный градиент температуры в однородной атмосфере, в которой плотность воздуха с высотой не изменяется, $\gamma_0 = 3,42^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Рассмотрим, какой будет траектория луча AB при разных градиентах температуры у поверхности Земли.

Пусть $0 < \gamma < \gamma_0$, т.е. температура воздуха убывает с высотой. При этом условии убывает с высотой и показатель преломления. Траектория светового луча в этом случае будет обращена к земной поверхности своей вогнутой стороной (на рис. 2.9 траектория AB'). Такую рефракцию называют положительной. Самую дальнюю точку B' наблюдатель увидит в направлении последней касательной к траектории луча. Эта касательная, т.е. видимый за счёт рефракции горизонт, составляет с математическим горизонтом $НАН$ угол Δ , меньший угла d . Угол d – это угол между математическим и геометрическим горизонтом без рефракции. Таким образом, видимый горизонт поднялся на угол $(d - \Delta)$ и расширился, так как $D > D_0$.

Теперь представим, что γ постепенно уменьшается, т.е. температура с высотой убывает всё медленнее и медленнее. Наступит момент, когда градиент температуры станет равным нулю (изотермия), а дальше градиент температуры становится отрицательным. Температура уже не убывает, а растёт с высотой, т.е. наблюдается инверсия температуры. При уменьшении градиента температуры и переходе его через ноль видимый горизонт будет подниматься выше и выше и наступит момент, когда Δ станет равным нулю. Видимый геодезический горизонт поднимется до математического. Земная поверхность как бы распрямилась, стала плоской. Геодезическая дальность видимости – бесконечно большая. Радиус кривизны луча стал равным радиусу земного шара.

При ещё более сильной температурной инверсии Δ становится отрицательным. Видимый горизонт поднялся выше математического. Наблюдателю в точке А будет казаться, что он находится на дне огромной котловины. Из-за горизонта поднимаются и становятся видимыми (как бы парят в воздухе) предметы, находящиеся далеко за геодезическим горизонтом (рис.2.10).

Такие явления можно наблюдать в полярных странах. Так, с Канадского берега Америки через пролив Смита можно иногда видеть берег Гренландии со всеми строениями на нём. Расстояние до гренландского берега около 70 км, в то время как геодезическая дальность видимости составляет не более 20 км. Другой пример. С английской стороны пролива Па-де-Кале из Гастингса доводилось видеть французский берег, лежащий через пролив на расстоянии около 75 км.



Рис.2.10. Явление необычной рефракции в полярных странах

Теперь допустим, что $\gamma = \gamma_0$, следовательно, плотность воздуха с высотой не изменяется (однородная атмосфера), рефракция отсутствует и $D = D_0$.

При $\gamma > \gamma_0$ показатель преломления и плотность воздуха с высотой увеличиваются. В этом случае траектория световых лучей обращена к земной поверхности своей выпуклой стороной. Такую рефракцию называют отрицательной. Последняя точка на Земле, которую увидит наблюдатель в А, будет В''. Видимый горизонт АВ'' сузился и опустился на угол ($\Delta - d$).

Из рассмотренного можно сформулировать следующее правило: если вдоль распространения светового луча в атмосфере плотность воздуха (а, значит, и показатель преломления) изменяется, то световой луч будет изгибаться так,

что его траектория всегда обращена выпуклостью в сторону уменьшения плотности (и показателя преломления) воздуха.

2.3.3 Рефракция и миражи

Слово мираж французского происхождения и имеет два значения: «отражение» и «обманчивое видение». Оба значения этого слова хорошо отражают сущность явления. Мираж – это изображение реально существующего на Земле предмета, часто увеличенное и сильно искажённое. Различают несколько видов миражей в зависимости от того, где располагается изображение по отношению к предмету: верхние, нижние, боковые и сложные. Наиболее часто наблюдаются верхние и нижние миражи, которые возникают при необычном распределении плотности (и, следовательно, показателя преломления) по высоте, когда на некоторой высоте или у самой поверхности Земли имеется сравнительно тонкий слой очень тёплого воздуха (с малым показателем преломления), в котором лучи, идущие от наземных предметов, испытывают полное внутреннее отражение. Это происходит при падении лучей на этот слой под углом больше угла полного внутреннего отражения. Этот более тёплый слой воздуха и играет роль воздушного зеркала, отражающего попадающие в него лучи.

Верхние миражи (рис.2.11) возникают при наличии сильных температурных инверсий, когда плотность воздуха и показатель преломления с высотой быстро уменьшаются. В верхних миражах изображение располагается над предметом.

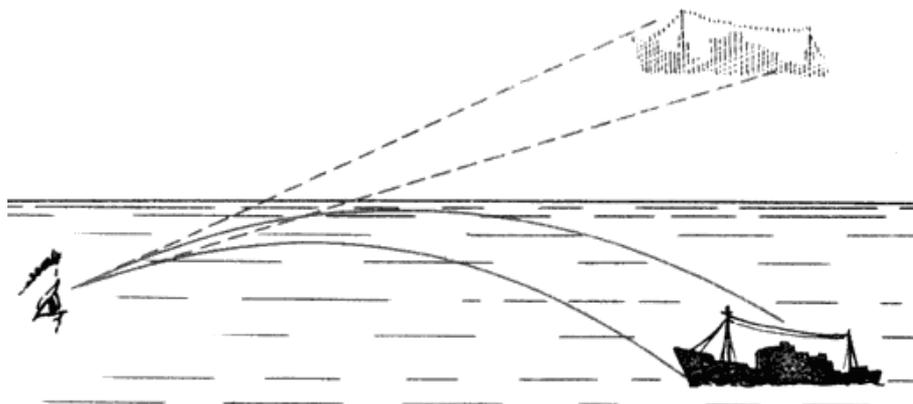


Рис.2.11. Верхний мираж

Траектории световых лучей показаны на рисунке (2.11). Предположим, что земная поверхность плоская и слои одинаковой плотности расположены параллельно ей. Так как плотность убывает с высотой, то $n_1 > n_2 > n_3 \dots$. Тёплый слой, играющий роль зеркала, лежит на высоте. В этом слое, когда угол падения лучей становится равным показателю преломления ($\sin i = n$), происходит поворот лучей назад к земной поверхности. Наблюдатель может видеть одновременно сам предмет (если он не за горизонтом) и одно или несколько изображений над ним – прямых и перевёрнутых.

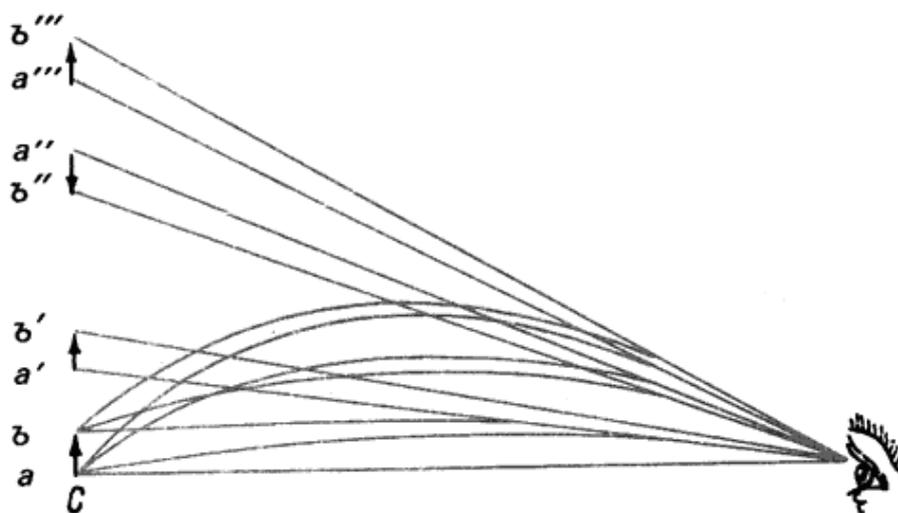


Рис.2.12. Сложный верхний мираж

На рис. 2.12 представлена схема возникновения сложного верхнего миража. Виден сам предмет ab , над ним его прямое изображение $a'b'$, перевёрнутое $a''b''$ и снова прямое $a'''b'''$. Такой мираж может возникнуть, если плотность воздуха уменьшается с высотой сначала медленно, затем быстро и снова медленно. Изображение получается перевёрнутым, если лучи, идущие от крайних точек предмета, пересекутся. Если предмет находится далеко (за горизонтом), то сам предмет может быть и не видим, а его изображения, высоко поднятые в воздух, видны с больших расстояний.

Город Ломоносов находится на берегу Финского залива в 40 км от Санкт-Петербурга. Обычно из Ломоносова Санкт-Петербург не виден совсем или виден очень плохо. Иногда же Санкт-Петербург виден «как на ладони». Это один из примеров верхних миражей.

К числу верхних миражей, по-видимому, следует отнести хотя бы часть так называемых призрачных Земель, которые десятилетиями разыскивали в Арктике и так и не нашли. Особенно долго искали Землю Санникова.

Яков Санников был охотником, занимался пушным промыслом. В 1811 г. он отправился на собаках по льду к группе Новосибирских островов и с северной оконечности острова Котельный увидел в океане неизвестный остров. Достичь его он не смог, но сообщил об открытии нового острова правительству. В августе 1886 г. Э.В.Толь во время своей экспедиции на Новосибирские острова тоже увидел остров Санникова и сделал запись в дневнике: «Горизонт совершенно ясный. В направлении на северо-восток, 14-18 градусов, ясно увидели контуры четырёх столовых гор, которые на востоке соединялись с низменной землёй. Таким образом, сообщение Санникова подтвердилось полностью. Мы вправе, следовательно, нанести в соответствующем месте на карту пунктирную линию и надписать на ней: «Земля Санникова».

Поискам Земли Санникова Толь отдал 16 лет жизни. Он организовал и провёл три экспедиции в район Новосибирских островов. Во время последней экспедиции на шхуне «Заря» (1900-1902 гг.) экспедиция Толя погибла, так и не найдя Земли Санникова. Больше Землю Санникова не видел никто. Возможно, это был мираж, который в определённое время года появляется в одном и том же месте. Как Санников, так и Толь, видели мираж одного и того же острова, расположенного в этом направлении, только значительно дальше в океане. Может быть, это был один из островов Де-Лонга. Возможно, это был громадный айсберг – целый ледяной остров. Такие ледяные горы, площадью до 100км², путешествуют по океану несколько десятков лет.

Не всегда мираж обманывал людей. Английский полярный исследователь Роберт Скотт в 1902 г. в Антарктиде увидел горы, как бы висящие в воздухе. Скотт предположил, что дальше за горизонтом находится горная цепь. И, действительно, горная цепь была обнаружена позднее норвежским полярным исследователем Раулем Амундсеном как раз там, где и предполагал её нахождение Скотт.

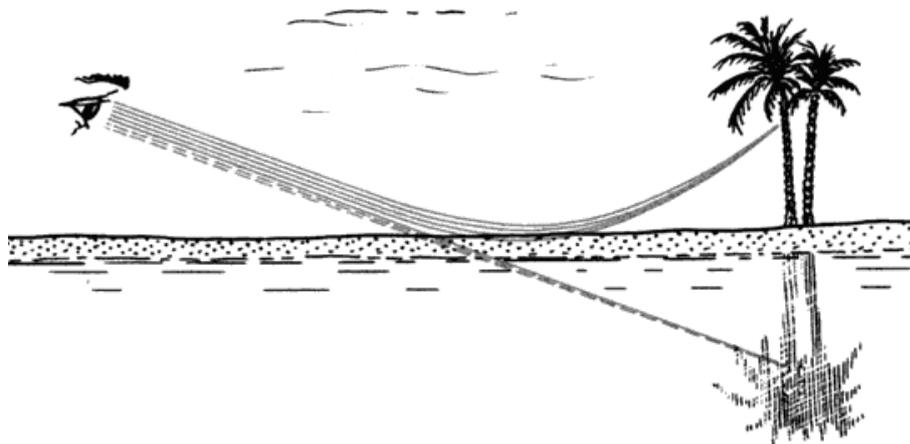


Рис.2.13. Нижний мираж

Нижние миражи (рис.2.13) возникают при очень быстром уменьшении температуры с высотой, т.е. при очень больших градиентах температуры. Роль воздушного зеркала играет тонкий приземный самый тёплый слой воздуха. Мираж называется нижним, так как изображение предмета размещается под предметом. В нижних миражах кажется, будто под предметом находится водная гладь и все предметы отражаются в ней.

В спокойной воде хорошо отражаются все стоящие на берегу предметы. Отражение в тонком нагретом от земной поверхности слое воздуха совершенно аналогично отражению в воде, только роль зеркала играет сам воздух. Состояние воздуха, при котором возникают нижние миражи, крайне неустойчивое. Ведь внизу, у земли, лежит сильно нагретый, а значит и более лёгкий воздух, а выше него – более холодный и тяжелый. Поднимающиеся от земли струи горячего воздуха пронизывают слои холодного воздуха. За счёт этого мираж меняется на глазах, поверхность «воды» кажется волнующейся. Достаточно небольшого порыва ветра или толчка и произойдёт обрушение, т.е. переворачивание воздушных слоёв. Тяжёлый воздух устремится вниз, разрушая воздушное зеркало, и мираж исчезнет. Благоприятными условиями для возникновения нижних миражей является однородная, ровная подстилающая поверхность Земли, что имеет место в степях и пустынях, и солнечная безветренная погода.

Если мираж есть изображение реально существующего предмета, то возникает вопрос – изображение какой водной поверхности видят путники в пустыне? Ведь воды в пустыне нет. Дело в том, что кажущаяся водная поверхность или озеро, видимые в мираже, в действительности являются изображением не водной поверхности, а неба. Участки неба отражаются в воздушном зеркале и создают полную иллюзию

блестящей водной поверхности. Такой мираж можно увидеть не только в пустыне или в степи. Они возникают даже в Санкт-Петербурге и его окрестностях в солнечные дни над асфальтовыми дорогами или ровным песчаным пляжем.

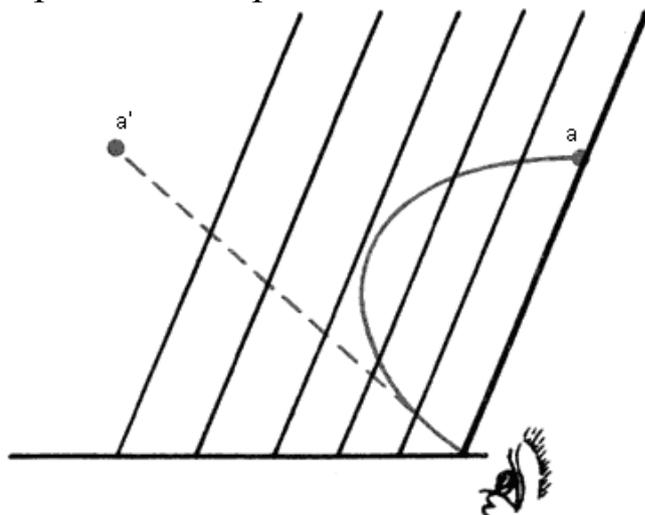


Рис.2.14. Боковой мираж

Боковые миражи возникают в тех случаях, когда слои воздуха одинаковой плотности располагаются в атмосфере не горизонтально, как обычно, а наклонно и даже вертикально (рис.2.14). Такие условия создаются летом, утром вскоре после восхода Солнца у скалистых берегов моря или озера, когда берег уже освещён Солнцем, а поверхность воды и воздух над ней ещё холодные. Боковые миражи неоднократно наблюдались на Женевском озере. Боковой мираж может появиться у каменной стены дома, нагретой Солнцем, и даже сбоку от нагретой печи.

Сложного вида миражи, или фата-моргана, возникают, когда одновременно есть условия для появления как верхнего, так и нижнего миража, например при значительной температурной инверсии на некоторой высоте над относительно тёплым морем. Плотность воздуха с высотой сначала увеличивается (температура воздуха понижается), а затем также быстро уменьшается (температура воздуха повышается). При таком распределении плотности воздуха состояние атмосферы весьма неустойчивое и подвержено внезапным изменениям. Поэтому вид миража меняется на глазах. Самые обыкновенные скалы и дома вследствие многократных искажений и увеличения на глазах превращаются в чудесные замки феи Морганы. Фата-моргана наблюдается у берегов Италии, Сицилии. Но она может возникнуть и в высоких широтах. Вот как описал виденную им в Нижнеколымске фата-моргану известный исследователь Сибири

Ф.П.Врангель: «Действие горизонтальной рефракции произвело род фата-морганы. Горы, лежащие к югу, казались нам в разных искажённых видах и висящими в воздухе. Дальние горы представлялись опрокинутыми вниз вершинами. Река сузилась до того, что противоположный берег казался находящимся почти у наших изб».

2.3.4 Боковая рефракция и её влияние на результаты угловых измерений

Одним из основных источников ошибок при высокоточных угловых измерениях в триангуляции является боковая рефракция. Поднятие визирного луча над препятствиями на несколько метров уменьшает влияние боковой рефракции местного характера.

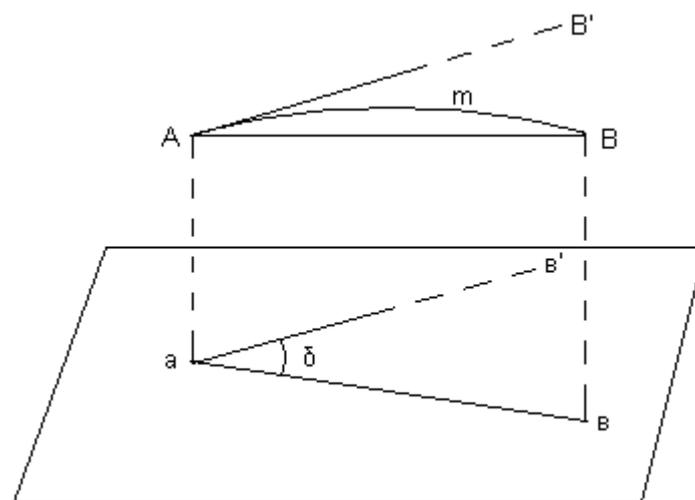


Рис.2.15. Влияние боковой рефракции

Луч света из-за различной плотности среды проходит от точки А к точке В среды не по прямой АВ, а по сложной кривой двойкой кривизны оптически кратчайшим путём AmВ (рис.2.15). Находящийся в точке А наблюдатель увидит изображение наблюдаемого предмета В не в направлении АВ, а по касательной АВ' к последнему элементу световой кривой AmВ в точке А. Угол В'АВ называется углом рефракции (рефракцией) в точке А. Горизонтальная составляющая его δ называется углом боковой рефракции (боковой рефракцией), а вертикальная составляющая этого угла – углом вертикальной рефракции (вертикальной рефракцией).

При больших расстояниях величина вертикальной рефракции достигает минуты и более, боковая рефракция при этом не превышает несколько секунд. Однако наличие боковой рефракции усложняет проблему точного измерения горизонтальных углов и, по существу, ограничивает дальнейшее повышение точности угловых измерений.

Различают большие (областные) и малые (местные) поля боковой рефракции. Большие поля рефракции обусловлены общим географическим распределением плотности воздуха от экватора к полюсу, в прибрежных зонах морей и океанов, вблизи горных хребтов и т.д. Такие большие поля боковой рефракции по их свойствам близки к однородным. Их влияние на направления длиной 25-30км составляет в среднем около 0,2" и носит систематический характер.

Рефракция местного происхождения обусловлена местными аномалиями плотности воздуха на пути визирного луча. При неблагоприятном стечении обстоятельств ошибки в углах и азимутах за влияние местных полей рефракции могут достигать 3-7" и более.

Средняя квадратическая величина влияния местных полей рефракции на точность угловых измерений в триангуляции высших классов составляет в среднем 0,4-0,6", а на точность определения азимутов на пунктах Лапласа – 0,6-0,8". Из-за большого разнообразия подстилающей поверхности местная рефракция в сетях триангуляции имеет случайное распределение, хотя по отдельным направлениям носит характер систематических ошибок.

Боковая рефракция δ зависит от наклонов к горизонту эквипотенциальных поверхностей $n=\text{const}$ (n – показатель преломления воздуха), а, следовательно, от метеорологических элементов и их градиентов. Эта зависимость без учёта пренебрегаемого малого влияния влажности воздуха (составляет менее 1% от δ) может быть выражена формулой

$$\delta = \varepsilon + \sigma, \quad (2.3)$$

где для неоднородного поля ($\nabla_{\Gamma} n \neq \text{const}$):

$$\begin{aligned}\varepsilon &= \frac{0,74}{s \sin z} \int_0^s \frac{p}{T^2} \operatorname{tg} \gamma \sin(A - Q)(s - y) dy; \\ \sigma &= \frac{21,7}{s \sin z} \int_0^s \frac{p}{T^2} \frac{\partial T}{\partial H} \operatorname{tg} \gamma \sin(A - Q)(s - y) dy\end{aligned}\quad (2.4)$$

и для однородного поля ($\nabla_{\Gamma} n = \text{const}$):

$$\begin{aligned}\varepsilon &= 0,37 \frac{p}{T^2} \frac{s}{\sin z} \operatorname{tg} \gamma \sin(A - Q); \\ \sigma &= 10,8 \frac{p}{T^2} \frac{s}{\sin z} \frac{\partial T}{\partial H} \operatorname{tg} \gamma \sin(A - Q).\end{aligned}\quad (2.5)$$

В формулах (2.3) - (2.5):

δ - поправка в измеренное направление за влияние боковой рефракции (в секундах дуги);

s - длина визирного луча (м) по хорде, стягивающей его концы;

y - расстояние (м) по хорде от начальной точки луча до текущей;

p - давление воздуха (мм рт. ст.);

$T = 273,2 + T^{\circ}\text{C}$ - абсолютная температура Кельвина;

$\partial T / \partial H \approx (T_2 - T_1) / (H_2 - H_1)$ - вертикальный градиент температуры воздуха (градус/м);

γ - угол, отсчитываемый от точки зенита до вектора ∇n , направленного в сторону уменьшения $n = n(X, Y, H)$;

A и Q - азимуты измеряемого направления и вектора ∇n соответственно, отсчитываемые по ходу часовой стрелки от оси X , направленной на север, к оси Y , направленной на восток;

z - зенитное расстояние наблюдаемой цели;

$\nabla_{\Gamma} n$ - горизонтальный градиент показателя преломления воздуха.

Составляющая σ отражает в первую очередь влияние местных полей боковой рефракции, а составляющая ε - влияние рефракционных полей значительного протяжения. В общем случае, т. е. при $\varepsilon + \sigma \neq 0$ и $A \neq Q$, имеем

$$\sigma = 0, \text{ если } (\operatorname{tg} \gamma)_s = 0.$$

Однако в подавляющем числе случаев наклоны $\operatorname{tg} \gamma$ на всём пути визирного луча длиной s не равны нулю. Поэтому

$$\varepsilon \rightarrow 0, \text{ если } (\operatorname{tg} \gamma)_s \rightarrow 0;$$

$$\sigma \rightarrow 0, \text{ если и/или } \left. \begin{array}{l} \frac{\partial T}{\partial H} \\ \operatorname{tg} \gamma \end{array} \right|_s \rightarrow 0$$

В триангуляции $|\sigma| > |\varepsilon|$ поэтому основное внимание должно быть направлено на существенное ослабление влияний местных полей боковой рефракции (составляющей σ). Заметим, что при $\sigma \rightarrow 0$ и $\varepsilon \rightarrow 0$.

Известно, что в нижнем 300-метровом слое атмосферы, в котором ведутся наблюдения на пункты триангуляции, вертикальные градиенты температуры в суточном ходе их движения в сутки (утром в момент времени t_0^y , наступающий через 1-2 часа после восхода Солнца, и вечером в момент времени $t_0^в$, наступающий за 1-2 часа перед заходом) переходят через нуль, изменяя в эти моменты времени всякий раз знаки на противоположные (рис.2.16).

Под воздействием суточного хода рефракции каждое измеряемое направление (касательная к последнему элементу световой кривой в точке приёма света) также испытывает суточный ход (рис.2.17). В связи с этим возникает задача учёта суточного хода измеряемых направлений при высокоточных угловых измерениях и азимутальных определениях с целью приведения (редуцирования) их результатов к определённым физическим условиям, когда влияние боковой рефракции рано или почти равно нулю.

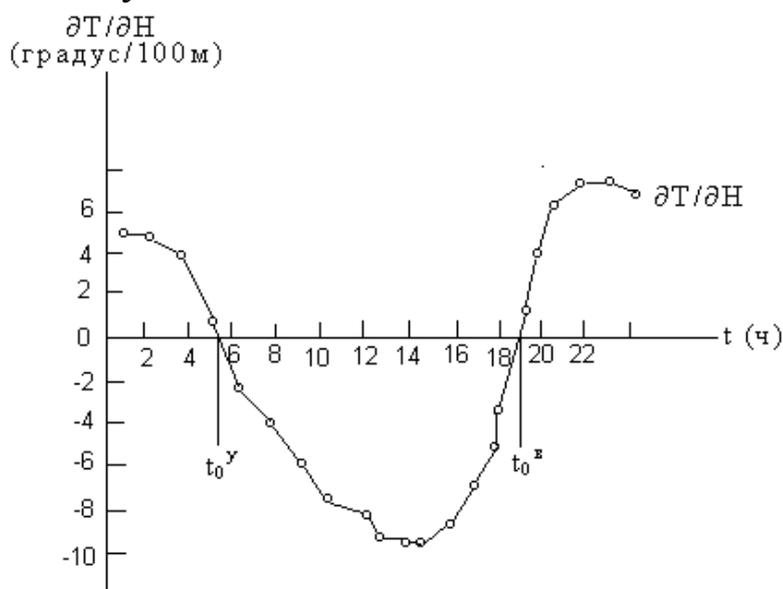


Рис.2.16. График суточного хода вертикальных градиентов температуры воздуха в открытой местности (среднее за июнь)

Так как на двух-, трёхчасовом отрезке времени в окрестности моментов t_0 , когда обычно измеряют горизонтальные углы в триангуляции, температурные градиенты, а, следовательно, и функционально связанная с ними боковая рефракция изменяются во времени практически линейно и, переходя через нуль, меняют знаки на противоположные, то отсюда вытекает простой и в то же время эффективный способ почти полного исключения влияний местных полей боковой рефракции из результатов наблюдений.

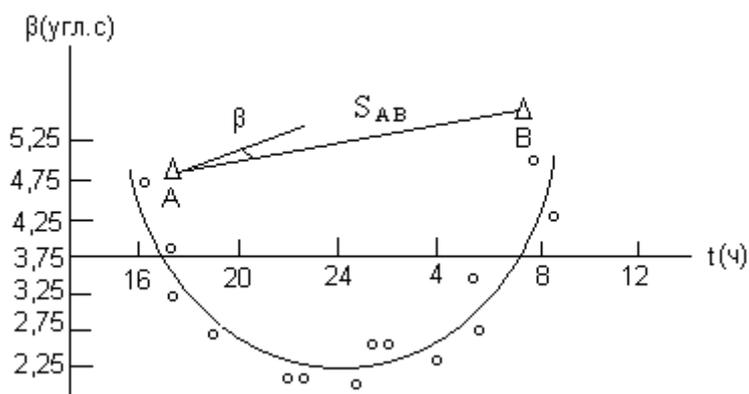


Рис.2.17. График изменения во времени угла β земного предмета под воздействием суточного хода боковой рефракции

Суть этого способа сводится к тому, что в нижнем 300-метровом слое атмосферы горизонтальные направления (углы и азимуты) надо либо измерять симметрично во времени относительно среднего момента t_0 изотермии воздуха на высоте визирного луча и выводить среднее из результатов измерений, либо редуцировать результаты измерений на момент времени t_0 в случае асимметричных наблюдений.

В массовых работах по высокоточным угловым измерениям в триангуляции целесообразно распределять приёмы измерения направлений симметрично во времени относительно момента времени t_0 , когда наступают наиболее спокойные и чёткие изображения визирных целей, характерные для периода изотермии воздуха на высоте визирного луча. Редуцирование асимметричных измерений используется при обработке результатов измерений повышенной точности, в первую очередь при определении азимутов на пунктах Лапласа.

Горизонтальные направления β , измеренные в течение нескольких вечеров не менее чем 15-18 круговыми

приёмами на отрезке времени ($t_{\text{нач}} < t_0 < t_{\text{кон}} \leq 2-3$ ч, могут быть редуцированы на средний на пункте момент x_0 вечерней изотермии воздуха по формуле

$$\beta_0 = \beta + k(x_0 - x), \quad (2.6)$$

где β_0 – исправленное за рефракцию значение угла;

β – среднее значение угла из приёмов;

k – часовое изменение этого угла;

$x_0 = t_0 - t_{\text{зах}}$; $t_{\text{зах}}$ – момент захода Солнца;

x – среднее по приёмам время наблюдений на пункте;

$k(x_0 - x) = \delta$ – поправка за асимметрию времени наблюдений, или, что то же самое, поправка за влияние рефракции.

В формуле (2.6) неизвестными являются часовые изменения k и моменты времени x_0 . Часовые изменения вычисляются по формуле

$$k = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta x_i \Delta \beta_i)}{\sum_{i=1}^n \Delta x_i^2}, \quad (2.7)$$

где $\Delta x_i = x_i - x$; $\Delta \beta_i = \beta_i - \beta$;

x_i, β_i – время и результаты измерений угла в отдельных приёмах;

x, β – средние значения времени и угла из всех приёмов.

Часовые изменения вычисляют на пункте для каждого угла, отсчитываемого от начального направления, причём отдельно для вечерних и утренних наблюдений.

Из статистических данных установлено, что в триангуляции 2 класса часовые изменения углов треугольников колеблются от 0 до $\pm 3''$ в час и равны в среднем $\pm 0,7''$ в час; асимметрия времени наблюдений на пунктах в разных физико-географических условиях изменяется от 0 до ± 2 ч, а поправки в углы треугольников за рефракцию колеблются от 0 до $\pm 1,6''$. После введения поправки за рефракцию вес измеренного угла возрастает в среднем в 1,7 раза.

Выгоднейшее время наблюдений в триангуляции следует рассматривать с двух точек зрения:

- с точки зрения наилучших условий видимости, минимальных колебаний и высокого качества изображений визирных целей;
- с точки зрения наименьшего влияния местных полей рефракции на результаты измерений.

Такие благоприятные для наблюдений условия имеют место вечером и утром, особенно в периоды, когда в слое воздуха на высоте визирного луча наблюдается состояние, наиболее близкое к изотермии (рис.2.16). Продолжительность этого благоприятного для наблюдений отрезка времени зависит от многих факторов и изменяется в вечерние часы от нескольких десятков минут в полупустынных и степных районах в тихую безоблачную жаркую погоду летом до нескольких часов в холодную и ветреную погоду при наблюдениях в горных и северных районах. Заканчивать наблюдения рекомендуется примерно за полчаса до захода Солнца. Наблюдения следует вести на спокойные и слегка колеблющиеся изображения визирных целей, когда случайные их колебания не превышают 2".

2.3.5 Влияние боковой рефракции на азимутальные определения

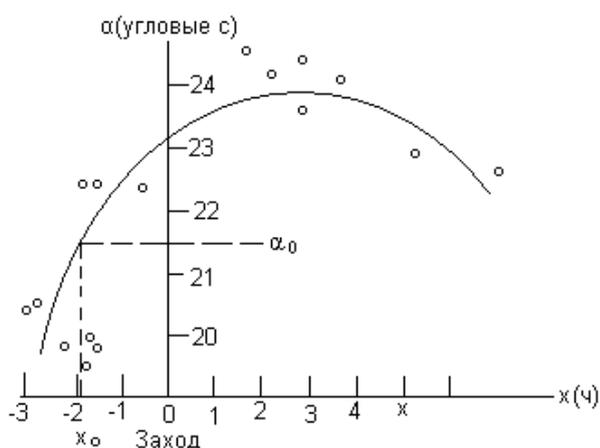


Рис.2.18. График изменения во времени азимута земного предмета под воздействием суточного хода боковой рефракции

На рис.2.18 приведен график изменения во времени азимута земного предмета. Под воздействием суточного хода боковой рефракции значения азимута земного предмета, полученные из

наблюдений в приёмах, изменяются во времени суток. Эти изменения закономерны и их необходимо учитывать как при организации азимутальных определений на пункте, так и при математической обработке их результатов. Для практически полного исключения ошибок за рефракцию необходимо редуцировать измеренное значение азимута к моменту x_0 изотермии воздуха на высоте визирного луча, когда влияние боковой рефракции равно или почти равно нулю.

Суточный ход рефракции и значений азимута в приёмах на отрезке времени вечерних, ночных и даже утренних наблюдений, вместе взятых за все дни, уверенно аппроксимируется параболой второго порядка

$$\tilde{\alpha}_i = \alpha' + a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2, \quad (2.8)$$

Где $x_i = t_i - t_{\text{зак}}$ - время наблюдений в часах;

α_i - значения азимута в приёмах;

α' - приближённое значение азимута, округлённое до целого десятка секунд.

Азимут $\tilde{\alpha}_0$, редуцированный к моменту x_0 вечерней изотермии воздуха и практически свободный от влияния боковой рефракции, вычисляют по формуле

$$\tilde{\alpha}_0 = \alpha' + a_0 + a_1 x_0 + a_2 x_0^2. \quad (2.9)$$

Коэффициенты a_i определяют из обработки наблюдений азимута в приёмах под условием $\sum v^2 = \min$, где

$$v_i = a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2 - (\alpha_i - \alpha'). \quad (2.10)$$

Для обеспечения высокой точности редукции азимута к моменту времени x_0 необходимо, чтобы в процессе наблюдений на пункте были выполнены следующие условия:

- вечерние наблюдения должны начинаться не позднее, чем за 2ч до наступления момента времени x_0 (t_0), когда в слое воздуха на высоте визирного луча наступает состояние, наиболее близкое к изотермии, и появляются наиболее спокойные и чёткие изображения визирных целей. В средних широтах наблюдения должны начинаться примерно за 3ч до захода Солнца, а в более высоких широтах несколько раньше;

- перед заходом Солнца в течение всех дней работы на пункте должно быть выполнено не менее 7-8-и приёмов определений азимута, из которых не менее 4-х приёмов должно быть выполнено до наступления изотермии воздуха. Чем больше

будет приёмов до захода Солнца, тем меньше будет влияние рефракции на средний результат. При благоприятных погодных условиях разрешается всю программу наблюдений выполнять в вечерние часы до захода Солнца, причём не менее чем за 2 дня. Во всех остальных случаях программу наблюдений выполняют не менее чем за 3 дня;

- приёмы определений азимута должны быть распределены более или менее равномерно на всём отрезке вечерних и ночных часов, в течение которых ведутся наблюдения на данном пункте. Интервалы времени между приёмами не рекомендуется допускать более 2ч (целые сутки в расчёт не принимаются);

- значения азимута α_i в приёмах не должно отклоняться более чем на 2" в обе стороны от значений $\tilde{\alpha}_i$ параболы второго порядка, наилучшим образом аппроксимирующей изменение величины азимута во времени, вызванное суточным ходом боковой рефракции, т. е. $|\tilde{\alpha}_i - \alpha_i|_{\max} = \nu_{\max} \leq 2''$. Разность между наибольшими и наименьшими значениями азимута в приёмах не должно превышать 6";

- перенаблюдение азимута в приёмах, не укладывающихся в допуски, начинают с приёмов, не удовлетворяющих первому допуску $\nu_{\max} \leq 2''$. При этом повторный приём по времени его исполнения не должен отклоняться от основного не более чем на ± 2 ч (без учёта целых суток). В последующую обработку берут среднее из основного и повторного приёмов (время наблюдений также осредняют), если это среднее значение азимута α_i отклоняется от соответствующего ему сглаженного за суточный ход рефракции значения $\tilde{\alpha}_i$ не более чем на 2". В противном случае в обработку берут только повторный приём (при соблюдении допуска $\nu_{\max} \leq 2''$);

- для стороны, азимут которой определяют, составляют профиль местности и вычисляют эквивалентную высоту h визирного луча над ней (отдельно для прямого и обратного азимутов). Эквивалентная высота не должна превышать 300м ($h \leq 300$ м), в противном случае азимут оставляют без изменений и не исправляют за влияние рефракции;

- азимуты, определённые при снежном покрове местности, за рефракцию не исправляют.

Практика показывает, что на пунктах Лапласа влияние боковой рефракции на односторонние азимуты (при длинах сторон 12-25км) составляет в среднем 0,6-0,8" при колебаниях от 0 до 2,5", а на среднее из прямого и обратного азимутов – в два раза меньше. После учёта рефракции вес определения азимутов увеличивается в среднем в 2,5 раза.

2.3.6 Влияние рефракции на результаты электронной дальнометрии

Современные линейные измерения выполняются электронными дальномерами, использующими электромагнитные волны радио- и оптического диапазонов. Принцип измерения расстояний такими дальномерами основан на определении времени и скорости распространения электромагнитных волн вдоль измеряемой дальности. Основная формула всех методов электронной дальнометрии имеет вид

$$D = \frac{v\tau}{2}, \quad (2.11)$$

где D – измеряемое расстояние;

v - скорость распространения электромагнитных волн;

τ - время распространения электромагнитных волн вдоль измеряемого расстояния туда и обратно.

Любая дальномерная аппаратура даёт информацию о времени τ , а скорость v определяется косвенным образом по известному значению скорости света в вакууме c и метеорологическим измерениям.

Наиболее распространённым методом геодезической дальнометрии является фазовый метод. Он применяется для измерения расстояний от десятков метров до десятков (а в радиодиапазоне до сотен) километров. Практически во всех свето- и радиодальномерах и в большинстве радиогеодезических систем используется фазовый метод.

Основное уравнение фазовой дальнометрии имеет вид

$$D = \frac{v}{2f} \left(N + \frac{\Delta\varphi}{2\pi} \right), \quad (2.12)$$

$$\varphi = 2\pi N + \Delta\varphi, \quad (2.13)$$

где – N целое число;

$\Delta\varphi$ - величина, меньшая 2π ($0 < \Delta\varphi < 2\pi$);

f - частота гармонических колебаний, излучаемых передатчиком (масштабная или измерительная частота).

Любой реальный фазометр может измерить сдвиг фаз только в пределах от 0 до 2π , то есть только $\Delta\varphi$. Определение неизвестного целого числа N уравнения (2.12) называется разрешением неоднозначности. В современных свето- и радиодальномерах неоднозначность разрешается, как правило, способом фиксированных частот.

Распространение электромагнитных волн в атмосфере сопровождается следующими явлениями:

- уменьшением скорости распространения по сравнению с вакуумом;
- искривлением траектории волны (явление рефракции);
- затуханием (ослаблением интенсивности);
- случайными изменениями (флуктуациями) параметров волны, обусловленными турбулентностью атмосферного воздуха.

Все эти явления оказывают влияние на электронные методы измерения расстояний, но степень этого влияния различна. Наиболее существенным фактором является уменьшение скорости из-за наличия атмосферы. Основная проблема учёта влияния атмосферы на дальномерные измерения – определение реальной скорости распространения электромагнитных волн в каждом конкретном случае, так называемой рабочей скорости v , входящей в уравнение (2.12).

Рефракционное искривление траектории волны приводит к удлинению расстояния. Это удлинение незначительное, и часто им можно пренебречь, а в необходимых случаях учесть с достаточной точностью. При измерении расстояния порядка 50км поправка за рефракционное удлинение траектории составляет не более $2 \cdot 10^{-7}$ от расстояния. Такая поправка при обычных дальномерных измерениях может не учитываться. При расстояниях более 100 км учёт этой поправки необходим.

Затухание сигнала в атмосфере резко увеличивается с уменьшением длины волны и поэтому особенно сильно проявляется в оптическом диапазоне. Для радиоволн длиннее 10 см затухание

ничтожно мало. Наличие атмосферного затухания приводит к снижению дальности действия дальномеров.

Флуктуации параметров электромагнитной волны (амплитуды, частоты, фазы, поляризации, направления распространения и поперечного сечения пучка) вызывают увеличение спектральной плотности мощности шумов на входе приёмника, ухудшая отношение сигнал-шум. Особенно сильно действие флуктуаций сказывается на работе интерферометров оптического диапазона. В дальномерах, работающих на модулированном излучении, влияние флуктуаций значительно меньше. Лучший способ борьбы с влиянием флуктуаций – выбор наиболее благоприятного для измерений времени суток, когда турбулентность минимальна (периоды спокойных изображений).

При распространении длинных, средних и коротких радиоволн может иметь место отражение от ионосферы (пространственная волна). Интерференция прямой (поверхностной) и пространственной волн может сильно затруднять работу радиогеодезических систем, поэтому работа этих систем должна проводиться в определённое время суток, различное для разных диапазонов волн и соответствующее минимальному отражению от ионосферных слоёв.

Рабочая скорость распространения электромагнитных волн определяется по формуле

$$v = c/n, \quad (2.14)$$

где $c=299\,792\,458$ м/с – скорость света в вакууме;

n – показатель преломления воздуха.

Показатель преломления зависит от температуры, давления и влажности воздуха. Для оптического диапазона он также зависит от длины волны $\lambda = v/f$. Различают фазовый и групповой показатели преломления, которые связаны формулой Релея

$$n_{gp} = n_{\phi} - \lambda \frac{dn_{\phi}}{d\lambda}. \quad (2.15)$$

При светодальномерных измерениях, в том числе лазерных, определяется групповой показатель преломления. В радиодиапазоне групповая и фазовая скорости и соответственно групповой и фазовый показатели

преломления из-за практического отсутствия дисперсии (зависимости от длины волны) совпадают.

Показатель преломления воздуха мало отличается от единицы, поэтому часто пользуются индексом преломления

$$N = (n - 1)10^6; \quad n = 1 + N10^{-6}. \quad (2.16)$$

Например, $n=1,000298$; $N=298$. Одну миллионную долю – единицу шестого знака – иногда называют N -единицей.

В оптическом диапазоне групповой индекс преломления воздуха при температуре T (по абсолютной шкале), давлении P и влажности e вычисляется по формуле Баррелла-Сирса

$$N_{gp} = (N_0)_{gp} \frac{T_0}{T} \frac{P}{P_0} - \left(17,045 - \frac{0,5572}{\lambda^2} \right) \frac{e}{T}, \quad (2.17)$$

где $(N_0)_{gp}$ – групповой индекс преломления для стандартных условий – сухого воздуха при температуре T_0 и давлении P_0 , содержащего 0,03% углекислого газа. Стандартный индекс зависит от длины волны и вычисляется по дисперсионной формуле Коши

$$(N_0)_{gp} = A + \frac{3B}{\lambda^2} + \frac{5C}{\lambda^4}, \quad (2.18)$$

где A, B, C – дисперсионные коэффициенты, λ в формулах (2.17) и (2.18) – эффективная длина волны света в вакууме, выраженная в микрометрах. В случае лазерного источника эффективная длина волны равна длине волны излучения лазера. В табл.13 приведены значения дисперсионных коэффициентов при двух наиболее распространённых значениях T_0 и P_0 (значения коэффициентов даны в N -единицах).

Таблица 13

Дисперсионные коэффициенты	Стандартные условия	
	международные: $T_0=228,16^\circ\text{K}/t_0=+15^\circ\text{C}$, $P_0=760$ тор (мм рт. ст.)	$T_0=273,16^\circ\text{K}/t_0=0^\circ\text{C}$, $P_0=760$ тор (мм рт.ст.)
A	272.613	287,583
B	1,5294	1,6134
C	0,01367	0,01442

При использовании гелий-неонового лазера в качестве источника света (длина волны в вакууме 0,632991мкм) формула для вычисления индекса преломления имеет вид:

$$N_{ep} = 107,867 \frac{P}{T} - 15,654 \frac{e}{T}. \quad (2.19)$$

В радиодиапазоне индекс преломления вычисляется по формуле Фрума-Эссена

$$N = 103,49 \frac{P}{T} - 17,23 \frac{e}{T} + 495820 \frac{e}{T^2}, \quad (2.20)$$

где P и e выражены в мм рт.ст. (торах).

Точность определения индекса преломления зависит от ошибок определения температуры, давления и влажности (m_t, m_p, m_e соответственно)

$$m_N = \sqrt{\left(\frac{\partial N}{\partial T}\right)^2 m_T^2 + \left(\frac{\partial N}{\partial P}\right)^2 m_P^2 + \left(\frac{\partial N}{\partial e}\right)^2 m_e^2}. \quad (2.21)$$

В табл.14 приведены (в N -единицах) значения производных для световых волн и радиоволн при средних метеорологических условиях ($T=288^\circ\text{K}$, $P=745$ тор, $e=12$ тор).

Таблица 14

Производные	Для света	Для радиоволн
$\partial N/\partial T$	-1,0/ $^\circ\text{K}$	-1,4 / $^\circ\text{K}$
$\partial N/\partial P$	+0,4 /тор	+0,4 /тор
$\partial N/\partial e$	-0,05 /тор	+5,9 /тор

Из таблицы видно, что для радиоволн производная $\partial N/\partial e$ более чем в 100 раз больше значения аналогичной производной для световых волн. Это означает, что та часть ошибки в индексе преломления, которая обусловлена неточным определением влажности, в радиодиапазоне на два порядка больше, чем в оптическом диапазоне, что свидетельствует о важности точного определения влажности воздуха при использовании радиоволн.

При выполнении дальномерных измерений давление измеряют барометром-анероидом, а для точного измерения температуры и влажности используют аспирационный психрометр Асмана. Психрометр состоит из двух одинаковых термометров и аспиратора (вентилятора), приводимого в действие пружинным механизмом и создающего принудительный обдув термометров окружающим воздухом. Ртутный резервуар одного из термометров смачивается дистиллированной водой.

Температура определяется непосредственно по сухому термометру ($^{\circ}\text{C}$), а абсолютная влажность e вычисляется по показаниям сухого (t_c) и смоченного ($t_{вл}$) термометров и величине атмосферного давления P по формуле Шпрунга

$$e = E - \frac{P}{k}(t_c - t_{вл}), \quad (2.22)$$

где E – давление насыщенных паров при температуре смоченного термометра;

$$k = \frac{a}{1 + t_{вл}/872,8}; \quad a - \text{психрометрическая постоянная}$$

(постоянная Асмана), равная 1510, если ртутный резервуар смоченного термометра покрыт водой, и 1756, если он покрыт льдом.

Метеоданные, а, следовательно, и показатель преломления меняются вдоль трассы неконтролируемым образом, поэтому, строго говоря, для вычисления расстояния необходимо знать среднеинтегральное значение показателя преломления вдоль всей трассы. Решение этой задачи пока ещё сложно. Поэтому в геодезической практике среднеинтегральное значение показателя преломления аппроксимируют значением, полученным по измерениям метеоданных лишь в двух крайних точках измеряемой линии. При измерении коротких расстояний (до 3 км) и небольшом превышении между их конечными точками, а также при использовании дальномеров с невысокой инструментальной точностью допускается измерять метеоданные лишь в точке стояния прибора.

При измерении линий, имеющих значительный угол наклона к горизонту (в горных районах), а также при измерениях радиогеодезическими системами для вычисления среднеинтегрального показателя преломления используются различные модели атмосферы – зависимости индекса преломления от высоты H . Простейшей моделью (низкая точность) является модель с линейной зависимостью с постоянным градиентом dN/dH . Наиболее удовлетворительной моделью в смысле приближения к реальному распределению N в пределах тропосферы (до 11-12 км) считается биэкспоненциальная модель, описываемая уравнением

$$N(H) = N_c e^{-H/H_c} + N_g e^{-H/H_g}, \quad (2.23)$$

где N_c и N_e – индексы преломления сухого воздуха и водяного пара на поверхности Земли;

H_c и H_e – так называемые масштабы высот (высоты, на которых индексы преломления уменьшаются в $e=2,718$ раз по сравнению с N_c и N_e).

Значения N_c и N_e вычисляются по метеоизмерениям на поверхности Земли (в нижней точке трассы) по формулам:

для радиоволн

$$N_c = 103,49 \frac{P-e}{T}; \quad N_e = \left(86,26 + \frac{495820}{T} \right) \frac{e}{T}; \quad (2.24)$$

для световых волн

$$N_c = N_0 \frac{T_0}{P_0} \cdot \frac{P-e}{T}; \quad N_e = \left[N_0 \frac{T_0}{P_0} - \left(17,045 - \frac{0,5572}{\lambda^2} \right) \right] \frac{e}{T}. \quad (2.25)$$

В этих формулах P и e – в торах (мм рт. ст.), λ – в микрометрах.

Масштабы высот для территории Европы и большей части Азии в среднем принимают равными $H_c = 9,4$ км, $H_e = 2,6$ км. Если имеется возможность измерить метеоданные в конечной точке измеряемой трассы, то это позволяет определить конкретные масштабы высот и тем самым улучшить результаты измерений.

2.3.7 Влияние вертикальной рефракции на точность тригонометрического нивелирования

Нивелирование является одним из главнейших видов геодезических работ. Первые сведения о водяном нивелире связывают с именами римского архитектора Марка Витрувия (1 в. до н.э.) и древнегреческого учёного Герона Александрийского (1 в. н.э.). Дальнейшее развитие методов нивелирования связано с изобретением зрительной трубы (конец 16 в.), барометра (Э. Торричелли, 1648), сетки нитей в зрительных трубах (Ж. Пикар, 1669), цилиндрического уровня (английский оптик Дж. Рамсен, 1768).

В 18 веке высоты пунктов в России определяли барометром. Тригонометрическое нивелирование стали применять в начале 19 века. В 1836-37 гг. под руководством В.Я. Струве тригонометрическим нивелированием были определены

разности уровней Каспийского и Чёрного морей и высоты гор Бештау, Казбек и Эльбрус.

Под тригонометрическим (геодезическим) нивелированием понимается определение разности высот точек местности по измеренному углу наклона направления с одного пункта на другой и известному (или измеренному) горизонтальному расстоянию между этими пунктами.

Тригонометрическое нивелирование применяется для определения высот пунктов триангуляции и полигонометрии, а также при топографических съёмках. Точность его результатов в основном зависит от трудно учитываемого влияния земной рефракции.

По принципу Ферма, световой луч проходит от точки к точке по такому пути, на который затрачивается наименьшее время. Вследствие неравномерной плотности атмосферы световой луч имеет в ней не прямолинейную, а изогнутую форму и обращён своей выпуклостью в сторону менее плотных воздушных масс. При выполнении тригонометрического нивелирования наблюдатель в некоторой точке А (рис.2.19) видит точку В не по прямой АВ, а по направлению последнего элемента визирного луча, т.е. по направлению касательной AD к визирному лучу ВСА в точке А. Проекция угла DAB на вертикальную в точке А плоскость, проходящую через точку В, называется углом вертикальной рефракции.

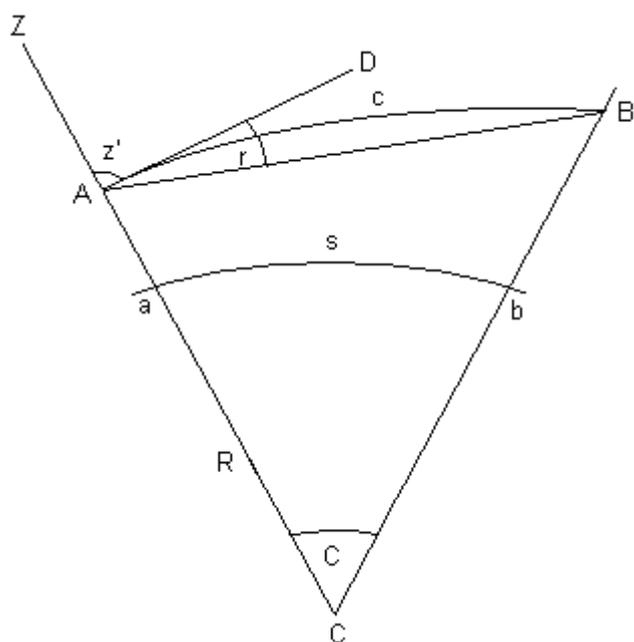


Рис.2.19. Вертикальная рефракция в тригонометрическом нивелировании

Вертикальная рефракция возрастает с увеличением расстояния между пунктами и, кроме того, зависит от времени дня, облачности, высоты луча над Землёй, характера земного покрова и т.д. Поэтому точный учёт вертикальной рефракции невозможен, а вертикальные углы в триангуляции измеряются обычно с несколько меньшей точностью, чем горизонтальные.

На рис.2.19 пусть A – центр прибора в пункте наблюдения; B – верх визирной цели; AcB – рефракционная кривая (проекция визирного луча на вертикальную в пункте A плоскость, проходящую через B); ZC – направление отвесной линии в пункте A ; z' – измеренное зенитное расстояние; r – угол вертикальной рефракции; $z' + r = z$ – истинное зенитное расстояние; a – пересечение отвесной линии с уровенной поверхностью, от которой ведётся счёт высот; av – пересечение вертикальной в пункте A плоскости с исходной уровенной поверхностью. Дугу av примем за дугу окружности радиуса R , равного среднему радиусу кривизны земного эллипсоида на широте пункта A .

По построению отрезок $Aa = H_1$ есть высота пункта A . Отрезок Bv может отличаться от высоты пункта B по причине того, что форма уровенной поверхности может отличаться от сферической. Пренебрегая этим, примем $Bv = H_2$. Горизонтальное расстояние между пунктами A и B примем равным длине дуги $av = s$.

В геодезии доказывается

$$h_{2,1} = s \operatorname{ctg} z + \frac{1-k}{2R} s^2 + i_1 - l_2, \quad (2.26)$$

$$r = k \frac{s}{2R}, \quad h_{2,1} = H_2' - H_1', \quad H_1 = H_1' + i_1, \quad H_2 = H_2' + l_2,$$

где k – коэффициент рефракции, равный в среднем 0,14;

H_i' ($i=1, 2$) – высоты центров пунктов A и B соответственно;

i_1, l_2 – высоты прибора и знака над центрами пунктов A и B соответственно.

Член $\frac{1-k}{2R}s^2$ обусловлен влиянием сферичности Земли и рефракции и называется поправкой за кривизну Земли и рефракцию.

Существуют различные способы тригонометрического нивелирования (одностороннее, двухстороннее, способ створов), что вызвано стремлением ослабить влияние земной рефракции. Рассматриваются две гипотезы действия земной рефракции на результаты измерения вертикальных углов (зенитных расстояний). В первой предполагается равенство углов земной рефракции при измерении вертикальных углов на концах линии в направлении друг друга. Другая гипотеза предполагает равенство углов земной рефракции при одновременных измерениях вертикальных углов с точки стояния прибора в любых направлениях. Первая гипотеза учитывает разнообразие условий рельефа по линиям, вторая – идентичность условий наблюдений в пункте стояния приборов.

Сложившаяся практика выполнения тригонометрического нивелирования основана на использовании одностороннего и двухстороннего способов с использованием горизонтальных проложений. Способы с непосредственно измеренными наклонными расстояниями не применяются.

Для определения коэффициента рефракции применяют следующие способы:

- по измеренному углу между двумя точками, разность высот и расстояние между которыми известны с достаточной точностью;
- по одновременным взаимным измерениям углов наклона;
- определением поправки к принятому значению коэффициента по данным тригонометрического нивелирования.

В первом способе высоты точек определяются геометрическим нивелированием, а расстояния либо известны из триангуляции, либо измеряются дальномерами. Из (2.26) следует

$$k = 1 - \frac{2R}{s} \left(\frac{h}{s} - \operatorname{tg} \alpha_1 \right), \quad (2.27)$$

где $h = h_{2,1} - i_1 + l_2$, α_1 - угол наклона, измеренный в пункте А.

Пусть $H_1 = 191,70\text{ м}$, $H_2 = 229,80\text{ м}$, $i_1 = 10,00\text{ м}$, $l_2 = 20,00\text{ м}$, $\alpha_1 = +0^\circ 10' 00,0''$.

Тогда $h = 48,10\text{ м}$, $k = +0,15$. Вычислим среднюю квадратическую

ошибку определения коэффициента рефракции этим способом. Пренебрегая ошибками определения h и s , запишем

$$m_k = \frac{2R}{s} \cdot \frac{m_\alpha}{\rho \cos^2 \alpha}. \quad (2.28)$$

При малых углах α

$$m_k = \frac{2R}{s} \cdot \frac{m_\alpha}{\rho}. \quad (2.29)$$

Из (2.29) следует, что при измерении углов наклона с равной точностью коэффициент рефракции определяется тем точнее, чем больше расстояние. Оценим, с какой точностью следует измерять углы наклона. Средняя квадратическая ошибка

$$m_\alpha = \frac{s\rho}{2R} \cdot m_k \quad (2.30)$$

при $m_k \leq \pm 0,01$ и $s = 10\text{км}$ m_α будет равна $\pm 1,6''$.

Во втором способе принимается, что для взаимных направлений прямого и обратного коэффициенты $k_1 = k_2 = k$ и поэтому определяется только один коэффициент. Формула для вычисления коэффициента рефракции имеет вид

$$k = 1 + \frac{R}{s} (\text{tg } \alpha_1 + \text{tg } \alpha_2) + \frac{R}{s^2} (i_1 + i_2 - l_1 - l_2). \quad (2.31)$$

С достаточной точностью для практики запишем

$$k = 1 + \frac{R}{s\rho''} (\alpha_1'' + \alpha_2'') + \frac{R}{s^2} (i_1 + i_2 - l_1 - l_2). \quad (2.32)$$

Примем, что углы наклона измеряются равноточно, расстояние и высоты знаков и приборов определены с пренебрегаемо малыми ошибками. Тогда

$$m_k = \frac{R}{s} \cdot \frac{m_\alpha}{\rho} \sqrt{2}. \quad (2.33)$$

В практике тригонометрического нивелирования прямое и обратное направления обычно наблюдаются одновременно. К тому же принимаемое равенство коэффициентов рефракции для взаимных направлений не соответствует действительности. Поэтому результаты определения коэффициента рефракции первым и вторым способами нельзя сравнивать между собой.

В третьем способе принимают

$$\frac{1 - k_0}{2R} = c_0, \quad (2.34)$$

где k_0 - принятое для обработки тригонометрического нивелирования значение коэффициента рефракции.

Затем находят поправку к коэффициенту c_0 под условием, что прямое и обратное превышения, вычисленные со значением $c_0 + \Delta c_0$, равны между собой по абсолютной величине и противоположны по знаку. Поправку вычисляют по формуле

$$\Delta c_0 = \frac{h_{1,2}^0 + h_{2,1}^0}{2s^2}, \quad (2.35)$$

где

$$\begin{aligned} h_{1,2}^0 &= s \operatorname{tg} \alpha_2 + c_0 s^2 + i_2 - l_1, \\ h_{2,1}^0 &= s \operatorname{tg} \alpha_1 + c_0 s^2 + i_1 - l_2. \end{aligned} \quad (2.36)$$

Средняя квадратическая ошибка определения поправки вычисляется по формуле

$$m_{\Delta c} = \frac{m_\alpha}{\rho s \sqrt{2}}. \quad (2.37)$$

Исправление принятого коэффициента рефракции не изменит средних значений из прямого и обратного превышений по каждой стороне. Но оно исключит систематическую часть расхождений между ними. Исправление коэффициента рефракции изменит превышения, полученные из односторонних наблюдений. Повышение точности определения высот пунктов, определяемых из односторонних наблюдений, является основным назначением исправления принятого коэффициента рефракции.

В табл. 15 представлены результаты оценки точности определения разности высот пунктов, определённых односторонним тригонометрическим нивелированием. Вычисления выполнены по формуле

$$m_h = s \sqrt{\frac{m_\alpha^2}{\rho^2} + \frac{s^2}{4R^2} m_k^2}, \quad (2.38)$$

которую легко получить из (2.26), пренебрегая ошибками определения расстояния, высот прибора и визирной цели.

Таблица 15

$S, \text{ км}$	3	4	6	8	10	20	30
$(m_h)_\alpha$	0,04	0,06	0,09	0,12	0,15	0,29	0,44
$(m_h)_k$	0,02	0,04	0,08	0,15	0,23	0,94	2,12
(m_h)	0,05	0,07	0,12	0,19	0,28	0,99	2,16

Из табл.15 видно, что для больших сторон влияние ошибки определения коэффициента рефракции является преобладающим.

В триангуляции обычно применяется двухстороннее нивелирование, выполняемое в разное время. Исследования показали, что на точность нивелирования оказывают влияние не только возмущения рефракционного поля в месте наблюдения, но также в промежуточных областях и в месте расположения наблюдаемого пункта. Для правильной постановки тригонометрического нивелирования важно знать причины изменения коэффициента рефракции и возмущений рефракционного поля.

Теоретические исследования и производственный опыт показывают, что основной причиной изменений коэффициента рефракции являются изменения вертикального градиента температуры в приземных слоях атмосферы. Известна формула

$$k = 668,7(0,0342 + \gamma) \frac{P}{(T_0 + t)^2}, \quad (2.39)$$

где γ - вертикальный градиент температуры, т.е. мера изменения температуры воздуха с увеличением высоты на выбранную единицу длины. В (2.39) он выражен в градус/метр (градус на метр);

p - атмосферное давление, выраженное в миллиметрах ртутного столба;

$T_0 = 273^\circ$ и t - температура воздуха по стоградусной шкале Цельсия.

Для нормального адиабатического состояния приземного слоя воздуха градиент $\gamma_0 = - 0,0098$ град/м и в этом случае формула (2.39) принимает вид

$$k_0 = 16,31 \frac{P}{(273^0 + t)^2}. \quad (2.40)$$

Вычисленный по (2.40) коэффициент называется нормальным адиабатическим коэффициентом рефракции.

Стандартный температурный градиент $\gamma_c = - 0,0065$ град/м. С этим значением температурного градиента вычисляется нормальный стандартный коэффициент рефракции по формуле

$$k_c = 18,56 \frac{P}{(273^0 + t)^2} . \quad (2.41)$$

Распределение температуры в нижних слоях воздуха определяется главным образом теплообменом между почвой и воздухом. При равных условиях градиенты температуры больше в засушливых районах, чем во влажных. Над растительными покровами (лес, луг) градиенты температуры меньше, чем над оголённой почвой.

В дневное время и в ясную погоду температурный градиент вблизи земной поверхности (до высоты 1-1,5 м над почвой) может достигать больших значений, что ведёт к уменьшению коэффициента рефракции. На высоте нескольких десятков метров градиент температуры становится близким к нормальному. Вечером наступает охлаждение почвы и приземных слоёв воздуха. В этих слоях температура начинает не убывать с высотой, а возрастать, конвекционный теплообмен затухает. Такое изменение в распределении температуры, когда она снизу вверх не убывает, а возрастает, называется инверсией температуры. В период инверсии коэффициент рефракции претерпевает значительные изменения.

Периоды возникновения и исчезновения инверсии наступают тогда, когда Солнце находится на высоте около 15° над горизонтом. На этой высоте Солнце бывает в летнее время примерно за 3 часа до захода и через 3 часа после восхода. Этот период отсутствия инверсии (в летнее время в средних широтах с 9 до 17 часов) рекомендуется для измерения вертикальных углов. В пасмурную погоду колебания градиентов температуры происходят значительно медленнее, период благоприятного времени для измерения вертикальных углов увеличивается, однако в пасмурную погоду не следует измерять вертикальные углы ранним утром и поздним вечером. Зимнее время непригодно для тригонометрического нивелирования, так как температурные градиенты соответствуют инверсии температуры, при этом сильно возрастают случайные колебания коэффициента рефракции.

Геодезистами уже давно замечена связь изменения коэффициента рефракции с колебаниями изображений наблюдаемых предметов. Это явление ещё в середине 19 века академик В.Я. Струве объяснял так: «Причину этого изменения

надо искать во влиянии большего или меньшего нагрева земной поверхности (почвы), что нарушает правильную слоистость воздуха. Если почва теплее, чем соприкасающийся с ней воздух, то происходит расширение нижних слоёв воздуха, которое приводит к уменьшению рефракции и, благодаря поднятию тёплого воздуха, к колебаниям изображений. Если температура почвы равна температуре воздуха, то имеет место правильная слоистость воздуха, изображения успокаиваются, и этому состоянию соответствует нормальная рефракция».

В вопросах рефракционных влияний важна высота прохождения визирного луча над подстилающей поверхностью. Из-за различий подстилающей поверхности визирный луч будет проходить через области с разными температурными градиентами. По этой причине не рекомендуется передавать высоты тригонометрическим нивелированием, если высота визирного луча составляет менее 1,5 м над земной поверхностью.

Целесообразно также приёмы измерения вертикальных углов разделять промежутками времени (0,5-1ч), для того чтобы приблизить измерения к некоторым средним условиям дня. Рекомендуется половину приёмов выполнять до полудня, а другую после полудня. При таком распределении наблюдений по времени будет достигаться их симметричность относительно изменения градиентов температуры. Такая методика призвана компенсировать в известной мере ошибки, происходящие из-за изменений коэффициента рефракции.

При правильной постановке тригонометрического нивелирования и строгой математической обработке его данных и при условии, что некоторые геодезические пункты являются и астрономическими, можно получить обширный материал для изучения фигуры Земли (определить высоты физической поверхности над земным эллипсоидом и составляющие отклонения отвесных линий). При этом могут быть испытаны гипотезы о вертикальной составляющей рефракции и оценена её величина на каждом пункте.

До сих пор, к сожалению, к измерению зенитных расстояний предъявляются пониженные требования. Так, при конструировании и изготовлении теодолитов вертикальные круги делают менее точными, чем горизонтальные, понижены требования к изготовлению уровня при алидаде вертикального круга. Зенитные расстояния измеряются в одной и той же части

вертикального круга. Современная практика требует уточнения основных положений методики выполнения тригонометрического нивелирования и повышения требований к изготовлению новых угломерных приборов.

Рекомендуемая литература

Основная литература

1. Блинов А. Ф. Астрономия : учебное пособие / А. Ф. Блинов, Е. П. Тарелкин ; ред. Е. П. Тарелкин. – Санкт-Петербург : НОИР г. СПб, 2015. – 80 с.
2. Геофизика : учебник / В. А. Богословский, Ю. И. Горбачев, А. Д. Жигалин и др. ; ред. В. К. Хмелевский. – 2-е изд. – Москва : КДУ, 2009. – 320 с.

Дополнительная литература

1. Аксенов Е. П. Теория движения искусственных спутников Земли. – Москва : Наука, 1977.
2. Бережной А. А. Солнечная система / А. А. Бережной, В. В. Бусарев, Л. В. Ксанфомалити и др. ; ред.-сост. В. Г. Сурдин. – Москва : ФИЗМАТЛИТ, 2012. – 400 с.
3. Закатов П. С. Курс высшей геодезии / П. С. Закатов. – 4-е изд., перераб. и доп. – Москва : Недра, 1976. – 511 с.
4. Засов А. В. Астрономия : учебное пособие / А. В. Засов, Э. В. Кононович. – Москва : ФИЗМАТЛИТ, 2011. – 256 с.
5. Зверева С.В. В мире солнечного света / С. В. Зверева. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1988.
6. Кононович Э. В. Общий курс астрономии : учебное пособие / Э. В. Кононович, В. И. Мороз ; ред. В. В. Иванов. – 4-е изд.– Москва : ЛИБРОКОМ, 2011. – 544 с.
7. Короновский Н. В. Геология : учебник для студентов учреждений высшего профессионального образования / Н. В. Короновский, Н. А. Ясаманов. – 8-е изд., испр. и доп. – Москва : Академия, 2012. – 448 с.
8. Кузьмин Б. С. Руководство по геодезии (Общие сведения и триангуляция) / Б. С. Кузьмин, Б. А. Литвинов. – Москва : ВИА, 1961.
9. Курошев Г. Д. Геодезия и топография : учебник для студентов вузов / Г. Д. Курошев, Л. Е. Смирнов. – 3-е изд., стер. – Москва : Академия, 2009. – 176 с.
10. Машимов М. М. Планетарные теории геодезии / М. М. Машимов. – Москва : Недра, 1982.

11. Машимов М. М. Высшая геодезия. Методы изучения фигуры Земли и создания общеземной системы геодезических координат / М. М. Машимов. – Москва : ВИА, 1991
12. Мельхиор П. Физика и динамика планет : в 2 ч. / П. Мельхиор ; пер. с фр. – Москва : Мир, 1975.
13. Мориц Г. Современная физическая геодезия / Г. Мориц ; пер. с англ. – Москва : Недра, 1983.
14. Пандул И. С. Геодезическая астрономия применительно к решению инженерно-геодезических задач / И. С. Пандул. – Санкт-Петербург : Политехника, 2010. – 328 с.
15. Торге В. Гравиметрия / В. Торге ; пер. с англ. – Москва : Мир, 1999.
16. Трухин В. И. Общая и экологическая геофизика / В. И. Трухин, К. В. Показеев, В. Е. Куницын. – Москва : ФИЗМАТЛИТ, 2005. – 576 с.
17. Физика космоса. Маленькая энциклопедия. – Москва : Советская энциклопедия, 1976.
18. Швец А. И. Физика Земли : учебное пособие / А. И. Швец. – Санкт-Петербург : ВКА имени А. Ф. Можайского, 2008. – 170 с.

Руководящие документы и справочная литература

1. Астрономический атлас / Пер. с итал. В. С. Гостик. – Минск : Поппури, 2012. – 232 с.
2. Сурдин В. Г. Большая энциклопедия астрономии / Автор-составитель В. Г. Сурдин. – Москва : Эксмо, 2012. – 480 с.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Учебное пособие
ISBN 978-5-906759-20-7

Швец А. И. Физика Земли : учебное пособие / А. И. Швец. –
Санкт-Петербург : НОИР г. Санкт-Петербург, 2015. – 208 с.

Ответственный за выпуск Грызлова А.В.
Редактор Федорова Т.Л.

Подписано в печать 04.12.2014
Заказ № 1024/14
Формат 60x84 1/16
Усл. печ.л. 4,9.
Тираж 300 экз.

Отпечатано в ООО «Информационно-консалтинговый центр»
по заказу НЧОУ ВПО
«Национальный открытый институт г. Санкт-Петербург»

197183 г. Санкт-Петербург, ул. Сестрорецкая дом 6
Тел. +7-812-430-07-16 доб. 224