

П.Н. Тверской

Курс геофизики

**Москва
«Книга по Требованию»**

УДК 55
ББК 26.3
П11

П11 **П.Н. Тверской**
Курс геофизики / П.Н. Тверской – М.: Книга по Требованию, 2024. – 396 с.

ISBN 978-5-458-59626-8

ISBN 978-5-458-59626-8

© Издание на русском языке, оформление
«YOYO Media», 2024
© Издание на русском языке, оцифровка,
«Книга по Требованию», 2024

Эта книга является репринтом оригинала, который мы создали специально для Вас, используя запатентованные технологии производства репринтных книг и печати по требованию.

Сначала мы отсканировали каждую страницу оригинала этой редкой книги на профессиональном оборудовании. Затем с помощью специально разработанных программ мы произвели очистку изображения от пятен, клякс, перегибов и попытались отбелить и выровнять каждую страницу книги. К сожалению, некоторые страницы нельзя вернуть в изначальное состояние, и если их было трудно читать в оригинале, то даже при цифровой реставрации их невозможно улучшить.

Разумеется, автоматизированная программная обработка репринтных книг — не самое лучшее решение для восстановления текста в его первоизданном виде, однако, наша цель — вернуть читателю точную копию книги, которой может быть несколько веков.

Поэтому мы предупреждаем о возможных погрешностях восстановленного репринтного издания. В издании могут отсутствовать одна или несколько страниц текста, могут встретиться невыводимые пятна и кляксы, надписи на полях или подчеркивания в тексте, нечитаемые фрагменты текста или загибы страниц. Покупать или не покупать подобные издания — решать Вам, мы же делаем все возможное, чтобы редкие и ценные книги, еще недавно утраченные и несправедливо забытые, вновь стали доступными для всех читателей.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	6
Введение	7
Глава I. Фигура Земли и сила тяжести	
§ 1. Физическая и теоретическая поверхность Земли	9
§ 2. Геометрические методы определения фигуры и размеров Земли	10
§ 3. Сила тяжести	18
§ 4. Методы измерения силы тяжести	35
§ 5. Распределение силы тяжести на земной поверхности	40
§ 6. Изостазия	42
§ 7. Применение гравитационных методов в геологии	46
§ 8. Плотность Земли	50
Глава II. Приливоотливные движения	
§ 1. Приливообразующая сила	58
§ 2. Высота прилива	62
§ 3. Приливы и отливы в океанах и морях	63
§ 4. Гармонический анализ приливов	66
§ 5. Приливоотливные движения земной коры	67
§ 6. Приливы и отливы в атмосфере	70
Глава III. Сейсмические явления	
§ 1. Землетрясения	72
§ 2. Распространение сейсмических колебаний	78
§ 3. Сейсмографы	100
§ 4. Распространение объемных волн в толще Земли	112
§ 5. Глубина гипоцентра. Энергия землетрясений	122
§ 6. Прикладная сейсмология	125
Глава IV. Внутреннее строение Земли	
§ 1. Температура внутри Земли	131
§ 2. Твердость и сжимаемость вещества внутри Земли	145
§ 3. Вязкость Земли	148
§ 4. Агрегатное состояние вещества внутри Земли	149
§ 5. Общие заключения о строении Земли	149
§ 6. Лик Земли и его образование	151
Глава V. Магнитное поле Земли	
§ 1. Элементы земного магнетизма и задачи в области наблюдений	167
А. Методы измерений геомагнитных элементов	
§ 2. Магнитометрический метод определения горизонтальной составляющей .	169
§ 3. Абсолютные и относительные измерения	172

	Стр.
§ 4. Магнитные теодолиты	173
§ 5. Электрические способы определения элементов земного магнетизма . .	176
§ 6. Приборы для специальных целей	177
§ 7. Вариационные приборы	179

В. Пространственное распределение элементов земного магнетизма

§ 8. Магнитные карты	181
§ 9. Теория Гаусса	184
§ 10. Поле внутреннее и внешнее	187
§ 11. Нормальный геомагнетизм и аномалии	189
§ 12. Изменение магнитного поля с высотой	190
§ 13. Местные аномалии; их причины. Интерпретация	191
§ 14. Вековые вариации элементов геомагнетизма	195
§ 15. Причины постоянного магнитного поля Земли	197

С. Вариации геомагнитных элементов во времени

§ 16. Спокойные и возмущенные дни. Магнитная активность. Главные виды магнитных вариаций	201
§ 17. Суточные вариации	201
§ 18. Годовые и прочие периодические вариации	207
§ 19. Магнитные возмущения и бури	207

Глава VI. Электрические явления в атмосфере и земной коре

А. Ионизация атмосферы

§ 1. Ионы в атмосфере	212
§ 2. Проводимость атмосферы	214
§ 3. Методы, применяющиеся при изучении ионизационного состояния атмосферы	216
§ 4. Результаты наблюдений над числом ионов и проводимость атмосферы .	217
§ 5. Ионизаторы атмосферы	218
§ 6. Радиоактивность почвы	219
§ 7. Радиоактивность морской воды и вод источников	219
§ 8. Радиоактивность почвенного и атмосферного воздуха	220
§ 9. Проникающая радиация — космические лучи	221
§ 10. Ионизационный баланс атмосферы	227
§ 11. Ионизация и проводимость в высоких слоях атмосферы. Ионосфера . .	227

В. Электрическое поле и электрические токи в атмосфере

§ 12. Методы измерений электрического поля	233
§ 13. Результаты измерений	235
§ 14. Изменение напряжения электрического поля с высотой. Объемные заряды	237
§ 15. Электрические токи в атмосфере	238
§ 16. Электрические заряды осадков	239
§ 17. Электрическое поле при грозах	241
§ 18. Грозовые разряды. Молния. Светящиеся разряды	242
§ 19. Проблема сохранения отрицательного заряда Земли	244

С. Полярные сияния

§ 20. Общие сведения	245
§ 21. Теория полярных сияний	247

Д. Электрические явления в земной коре

§ 22. Земные токи	251
§ 23. Локальные электрические поля	255

	Стр.
§ 24. Удельное сопротивление земной коры	256
§ 25. Электрические методы горной разведки	259

Глава VII. Лучистая энергия

§ 1. Методы измерения лучистой энергии	261
§ 2. Прямая солнечная радиация	263
§ 3. Рассеяние и поглощение лучистой энергии	267
§ 4. Солнечная радиация в различных участках спектра	272
§ 5. Радиация небесного свода	274
§ 6. Лучеиспускание Земли	280
§ 7. Приходо-расход лучистой энергии	281
§ 8. Путь светового луча в атмосфере	287
§ 9. Явления, обусловленные астрономической рефракцией	291
§ 10. Явления, обусловленные земной рефракцией	292
§ 11. Оптические явления в облаках	295
§ 12. Свечение ночного неба	305

Глава VIII. Атмосфера, ее состав и давленье

§ 1. Давление воздуха	308
§ 2. Протяженность атмосферы в высоту	312
§ 3. Состав и структура атмосферы	313

Глава IX. Основы термодинамики атмосферы

§ 1. Адиабатические изменения состояния воздуха	320
§ 2. Условия равновесия атмосферы	326
§ 3. Температурный режим атмосферы	333
§ 4. Испарение и конденсация	341

Глава X. Основы динамики атмосферы

§ 1. Факторы, определяющие движение воздуха	349
§ 2. Различные случаи стационарного движения без трения	352
§ 3. Влияние сил трения на движение воздуха	359
§ 4. Зависимость между воздушными течениями на разных уровнях	365

Глава XI. Погодообразующие процессы

§ 1. Общая циркуляция атмосферы	370
§ 2. Формирование и перерождение воздушных масс	376
§ 3. Фронтотенез	382
§ 4. Циклоны и антициклоны	388

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вышедшее в 1936 г. третье издание „Курса геофизики“ проф. П. Н. Тверского по количеству затронутых вопросов и детальности их изложения значительно превышает программу „общего курса геофизики“ университетов и других вузов, что естественно должно весьма усложнять работу студента, пользующегося этой книгой в качестве учебного пособия. Учитывая это, ЛОГОНТИ решило новое, четвертое, издание „Курса геофизики“ выпустить в сокращенном виде, применительно к указанной выше программе.

Приступая к этой работе, проф. П. Н. Тверской, одновременно с сокращением материала третьего издания, предполагал также значительно обновить его, вплоть до написания вновь некоторых разделов. Однако, продолжительная болезнь проф. П. Н. Тверского лишила его возможности полностью осуществить задуманное, и в четвертом издании его курса оказались заново написанными (доц. ЛГУ М. А. Омшанским) только главы VIII—XI.

Остальные разделы представляют в сокращенном виде с некоторыми дополнениями соответствующие главы третьего издания. Для глав I, II, V—VII это было сделано проф. П. Н. Тверским, а для глав III и IV — доц. ЛГУ Н. В. Райко. В подготовке рукописи к печати принимал участие также Стыро Б. И.; им же написан § 12 главы VII.

Н. В. Райко.

ВВЕДЕНИЕ

При широком понимании задач геофизики, ее ведению подлежали бы многие вопросы геологии, геодезии, географии и ряда других дисциплин. Поэтому естественно несколько ограничить объем геофизики и, сообразуясь с исторически установившимся делением, считать основной задачей этой дисциплины изучение физических процессов в Земле. Но эти процессы настолько сложны, что правильное истолкование их возможно лишь в случае, когда анализ их будем вести с различных точек зрения, т. е. применять разнообразные методы исследования. В этом отношении геофизика, зачастую исследуя одни и те же явления, что и другие трактующие о Земле дисциплины, как геология, география и т. д., отличается от них тем, что в значительно большем объеме ею используются методы физико-математического анализа.

Явления в земном механизме отличаются крайней сложностью и обусловлены действием большого числа факторов, многие из которых в ряде случаев нам пока неизвестны. На данном этапе развития нашей дисциплины еще не всякое явление может быть уложено в рамки математической формулы. Поэтому, желая дать математическую интерпретацию происходящих в природе процессов, мы иногда принуждены произвольно вводить ряд допущений в виде независимых параметров, отчего все наши выводы будут соответствовать лишь некоторым частным упрощенным случаям.

Наряду с широким применением математического анализа, геофизика с каждым годом уделяет все большее внимание и эксперименту, имея конечной целью искусственное воспроизведение в лабораторных или в естественных условиях явлений, аналогичных явлениям природы. На этом пути геофизике предстоит преодолеть значительные трудности отчасти из-за громадного масштаба, который необходим для этих опытов, отчасти же из-за того, что иногда нелегко создать искусственным способом всю ту сложную, существующую в естественной обстановке совокупность процессов, участвующих в изучаемом нами явлении.

Кроме этой основной цели, лаборатория служит геофизике для проверки предлагаемых теорий, для разработки методов наблюдений, а также для исследования важных для геофизики чисто физических вопросов.

Таким образом мы видим, что, кроме применения математического анализа и эксперимента, геофизика в большом числе случаев должна прибегать также к наблюдению явления в естественных условиях, стремясь из всей совокупности процессов, сопровождающих его, выявить законы, управляющие ходом изучаемого явления. Необходимость таких наблюдений особенно диктуется практической стороной нашей жизни.

Для исследования возникающих на земном шаре явлений, т. е. в их естественных условиях, оказалось необходимым ввести принцип непрерывности наблюдения как в пространстве, так и во времени. Для осуществления этого создаются так называемые сети станций, носящие соответствующие названия, например сеть метеорологических станций, магнитных, сейсмических и т. д. Организация и эксплуатация подобных сетей, требующие

значительных сил и средств, возможны лишь при поддержке со стороны государства.

Непрерывность наблюдений во времени, конечно, не может быть осуществлена визуальными наблюдениями, и в этом случае конструируются особые регистрирующие приборы, автоматически записывающие ход того или иного явления (барографы, термографы, сейсмографы, магнитографы и т. п.).

Вышеизложенное показывает, что геофизику можно считать одним из отделов физики в применении к явлениям, происходящим на всем земном шаре или на отдельных значительных ее частях.

В зависимости от характера явлений, относящихся к разным отделам физики, и геофизику можно разделить на ряд аналогичных отделов.

Конечно, изложить с достаточной полнотой все вопросы геофизики в рамках краткого курса невозможно, тем более, что многие из отделов геофизики в последнее время в такой степени развились, что с полным правом носят характер самостоятельных, обособленных дисциплин.

Наконец, следует обратить внимание еще на одно обстоятельство. Человек стремится изучить все явления, происходящие в окружающей его природе, побуждаемый к этому не только любознательностью, но также и стремлением приспособиться к ним, воздействовать на них и подчинить их себе; он ведет борьбу с природой и в этой борьбе медленно, но неуклонно продвигается вперед. И здесь практическое значение и роль геофизики громадны.

ГЛАВА I

ФИГУРА ЗЕМЛИ И СИЛА ТЯЖЕСТИ

Изучая явления, происходящие на Земле, прежде всего необходимо рассмотреть вопрос о форме или фигуре Земли и ее размерах, так как только правильное представление о масштабах геофизических явлений может вполне обеспечить их понимание и истолковать многие их особенности; изучение же структуры Земли, тесно связанной с вращением ее вокруг оси и с распределением масс в ее толще, дает возможность сделать ряд заключений как о распределении этих масс в Земле, так и об их перемещениях, происходивших ранее и происходящих в настоящее время. Следует отметить, что вопрос о фигуре Земли и ее размерах является одним из самых старых вопросов естествознания; им занимались еще в глубокой древности. Так, уже Пифагор за 500 лет до н. э., исходя, правда, из чисто философских соображений, высказывает мысль о том, что Земля имеет форму шара; Аристотель (384—322 гг. до н. э.) приводит первые доказательства шарообразности Земли, и вскоре затем Эратосфен (276—195 гг. до н. э.) производит первое определение размеров Земли по способу, который в своей основе сохранился и до нашего времени. Этот, так называемый геометрический метод определения формы и размеров Земли составляет предмет геодезии, и потому мы в этой главе ознакомимся с ним насколько возможно кратко, сосредоточив основное внимание на вопросе о фигуре Земли, как геофизической проблеме.

Как мы увидим далее, фигура Земли, тесно связанная с распределением масс в толще Земли и на ее поверхности, определяется как некоторая уровенная поверхность силы тяжести; вопрос же о силе тяжести является одним из основных вопросов геофизики, что вполне понятно, так как едва ли возможно указать такое явление в окружающей нас природе, на которое не оказывала бы большего или меньшего влияния сила тяжести. Далее, теоретическое объяснение закона распределения последней по земной поверхности, устанавливаемого на основании непосредственных измерений, сводится к выяснению закона распределения масс в Земле и вместе с этим к установлению ее фигуры; поэтому задача определения фигуры Земли на основании измерений силы тяжести является основной проблемой геофизики, на которой мы и остановимся несколько подробнее.

§ 1. Физическая и теоретическая поверхности Земли

Действительная поверхность Земли, непосредственно представляющаяся нашему взору со всем многообразием ее рельефа, носит название физической поверхности Земли. Очевидно, ее можно изучать лишь с описательной (географической) стороны, а не с математической. Поэтому, говоря об общей форме Земли, мы вынуждены вместо физической поверхности рассматривать некоторую другую, более простую по виду поверхность, называемую теоретической, но которая с той или иной степенью приближения подходила бы к действительной поверхности земли и отражала ее

основные и главнейшие черты. Это в известной мере удастся сделать, так как все неправильности в строении физической поверхности весьма малы в сравнении с размерами Земли. Если последнюю изобразить в виде шара диаметром в 1 м, то самые высокие горы будут на нем возвышаться примерно только на 0,6 мм, а средние высоты континентов и дна океанов вряд ли будут более заметны, чем неровности слоя полировки такого шара.

Степень приближения теоретической поверхности к действительной будет различна в зависимости от предъявляемых в каждом отдельном случае условий точности. Так, в первом приближении, достаточном в ряде случаев практики, принимаем Землю за шар; вторым, более точным приближением, удовлетворяющим нас во всех случаях практики, является поверхность сфероида и, наконец, третьим приближением является своеобразная теоретическая поверхность — геоид, которая определяется как некоторая уровенная поверхность силы тяжести, совпадающая в открытом море с невозмущенной приливами, изменением атмосферного давления и волнами свободной поверхности воды. Геоид оказывается поверхностью чрезвычайно сложной и неправильной формы.

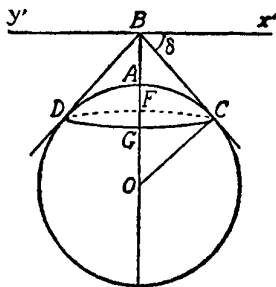


Рис. 1.

§ 2. Геометрические методы определения фигуры и размеров Земли

Земля—шар. Не останавливаясь на рассмотрении всем известных доказательств шарообразного вида Земли, покажем, как можно на основании простейших наблюдений определить в первом приближении размеры Земли, принимая ее за шар.

Пусть в точке B (рис. 1), расположенной на высоте $AB=h$ над земной поверхностью, находится глаз наблюдателя; проведем из B касательные BC , BD и т. д. к поверхности земного шара; эти касательные дадут нам величину дальности горизонта, и из рисунка ясно, что они тем длиннее, чем выше точка B расположена над земной поверхностью. Эти касательные образуют коническую поверхность, касающуюся земной поверхности по окружности $DFCG$. Окружность $DFCG$, вдоль которой проходит граница между видимой частью земной поверхности и небесным сводом, как известно, называется линией горизонта, а поверхность конуса DBC — видимым горизонтом. Проведя через точку B плоскость перпендикулярно к продолженному радиусу Земли, мы получим истинный горизонт, сечение которого плоскостью чертежа изобразится линией $x'y'$.

Истинный горизонт образует с видимым горизонтом некоторый угол, назовем его через δ ; это так называемое снижение или депрессия горизонта. Этот угол возрастает с увеличением высоты точки B и при этом сначала быстро, а затем медленнее, как это можно видеть из следующих чисел:

$h=2$	4	6	10	20	30	100	300	1500	3000 м
$\delta=2',5$	$3',6$	$4',4$	$5',7$	$8'$	$10'$	$18'$	$31'$	$1^\circ 10'$	$1^\circ 30'$

Рассматривая Землю как шар и обозначая ее радиус через $R=OA=OC$, мы можем легко вычислить величину дальности горизонта; действительно, из $\triangle BOC$ мы имеем:

$$\overline{BC} = \sqrt{(\overline{OA} + \overline{AB})^2 - \overline{OC}^2} = \sqrt{(R+h)^2 - R^2} = \sqrt{2Rh + h^2};$$

но так как h обычно весьма мала по сравнению с R , то, пренебрегая ее квадратом, мы получим

$$\overline{BC} = \sqrt{2Rh}, \quad (1)$$

откуда, зная R , мы для любой высоты h получим величину дальности горизонта.

С другой стороны, из $\triangle BOC$ мы имеем:

$$\overline{BC} = R \operatorname{tg} \delta.$$

Соединяя эти два последних равенства, мы получим

$$\sqrt{2Rh} = R \operatorname{tg} \delta,$$

откуда

$$R = 2h \operatorname{ctg}^2 \delta. \quad (2)$$

При выводе этих формул мы принимали луч зрения BC за прямую линию. На самом деле, вследствие рефракции, это — кривая линия, обращенная обыкновенно своей вогнутостью к земной поверхности, что происходит от убывания плотности атмосферы с высотой, следовательно, наблюдаемый нами угол δ меньше действительного, и для радиуса Земли, вычисленного по формуле (2), получается величина больше истинной, так что нашу формулу необходимо исправить, введя некоторый множитель $k < 1$, и написать в виде

$$R = 2kh \operatorname{ctg}^2 \delta.$$

Множитель k не постоянен, а меняется в зависимости от состояния атмосферы; среднюю величину его при обычном нормальном состоянии атмосферы на основании теории рефракции и наблюдений можно принять равной 0,8433. Тогда получаем окончательную формулу (2) в виде

$$R = 1,6866 h \operatorname{ctg}^2 \delta. \quad (2')$$

На тех же основаниях необходимо исправить и формулу (1), введя множитель 1,065, и пользоваться ею в виде:

$$\overline{BC} = 1,065 \sqrt{2Rh}. \quad (1')$$

В таблице 1 приводятся некоторые числа для дальности горизонта при различной высоте наблюдателя над земной поверхностью.

Пользуясь выведенными формулами, мы, зная h и определяя из наблюдений δ , можем найти величину радиуса Земли.

Такие вычисления дают числа, довольно близкие к его истинному значению, определенному другими более точными методами, к рассмотрению которых и перейдем.

Градусные измерения. Гораздо более точные данные о форме и размерах Земли можно получить, измеряя длину дуг на земной поверхности. Рассматривая Землю как шар и измеряя на ее поверхности некоторую дугу b большого круга в линейных единицах и соответствующий ей центральный угол a , мы легко найдем радиус Земли R из соотношения:

$$b = Ra. \quad (3)$$

Особенно упрощается определение по этому способу, если измеряемая дуга есть часть меридиана. Возьмем на меридиане *NESE* (рис. 2) дугу AB ; тогда, очевидно, определение центрального угла a сводится к определению разности широт φ_2 и φ_1 , что легко может быть сделано по одновременным наблюдениям в точках A и B высоты какого-нибудь светила, например Солнца, в момент его прохождения через общий меридиан. В этом случае,

Таблица 1

Высота глаза в м	Дальность горизонта в км	Высота глаза в м	Дальность горизонта в км
1	3,6	40	22,6
2	5,0	50	25,2
4	7,1	100	35,7
6	8,7	200	50,5
10	11,3	1000	112,9
20	16,0	3000	195,5
30	19,5	5000	252,4

если измеренные в точках A и B высоты светила будут соответственно h_1 и h_2 , а, следовательно, его зенитные расстояния $z_1 = 90^\circ - h_1$ и $z_2 = 90^\circ - h_2$, искомым центральным углом α , соответствующий дуге AB , будет:

$$\alpha = \angle AOB = \varphi_2 - \varphi_1 = z_2 - z_1 = h_1 - h_2.$$

Если длина дуги AB измерена, из соотношения (3) мы найдем радиус Земли. Нетрудно будет найти и длину дуги D , соответствующую одному градусу; в самом деле, так как $D:b = 1^\circ: (\varphi_2 - \varphi_1)$, то

$$D = \frac{b}{\varphi_2 - \varphi_1},$$

и тогда

$$R = \frac{180 b}{\pi (\varphi_2 - \varphi_1)} = \frac{180}{\pi} D. \quad (4)$$

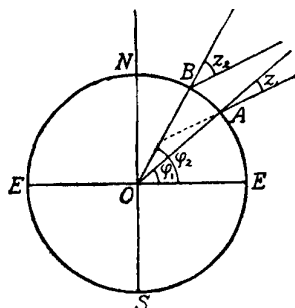


Рис. 2.

На основании измерений длины дуг обычно определяется величина D , поэтому они и носят название градусных измерений. Для их осуществления необходимо, следовательно, произвести: 1) определение углов астрономическим способом и 2) измерение длины выбранной дуги.

Если первое можно сделать сравнительно просто и очень точно, то второе представляет большие трудности. Действительно, если выбранная дуга достаточно велика, то, измеряя ее чисто механически, помощью какой-либо специальной „линейки“, мы должны последнюю перекладывать весьма большое число раз и благодаря этому можем внести в окончательный результат большую ошибку, несмотря на всю тщательность отдельных измерений. Кроме того, большие затруднения может представить рельеф местности, ее характер и т. п. Поэтому все измерения, произведенные до начала XVII в., когда был введен способ триангуляций, не могли быть точными, и если иногда и получались для радиуса Земли числа, близкие к действительному, то это объясняется случайностью: одни ошибки, складываясь с другими, взаимно уничтожались.

Таким образом непосредственное измерение дуг большой длины с высокой точностью представляет значительные технические трудности. Весьма существенное значение для уточнения наших знаний о размерах Земли имел предложенный Снеллиусом (1580—1626 г.) метод триангуляций, состоящий в следующем.

Способ триангуляций. Пусть требуется измерить длину MN (рис. 3). Для этого выбираем и измеряем помощью специально построенных металлических „линеек“ — жезлов — сравнительно небольшой отрезок AB — так называемый базис, расположенный удобно для измерений и на ровной местности. Длина его обычно не превосходит нескольких километров. Затем, вдоль измеряемой длины MN располагаем ряд точек — пунктов — так, чтобы из каждых двух соседних был виден третий; пусть это будут точки $C, D, E, F, \dots$. Из концов базиса AB измеряем углы, образованные им с направлениями на точку C , и тогда, решая $\triangle ABC$ по стороне и прилежащим углам, находим стороны AC и BC ; визируя из B и C точку E , определяем в $\triangle BEC$ углы B и C , а по ним и ранее вычисленной стороне BC вычисляем стороны BE и CE и т. д. Этим путем мы решаем все образованные нами треугольники, расположенные вдоль измеряемой длины MN . Понятно, что непосредственное измерение малой длины базиса AB может быть произведено гораздо точнее, чем такое же измере-

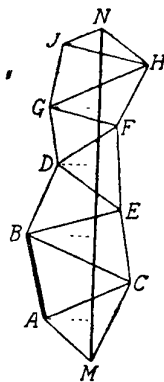


Рис. 3.