

ТРУДЫ
ЦЕНТРАЛЬНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬНОГО
ИНСТИТУТА ГЕОДЕЗИИ, АЭРОСЪЕМКИ
и КАРТОГРАФИИ

ВЫПУСК 51

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГРАВИМЕТРИИ

ТРУДЫ

ЦЕНТРАЛЬНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ИНСТИТУТА ГЕОДЕЗИИ, АЭРОСЪЕМКИ
и КАРТОГРАФИИ

ВЫПУСК 51

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГРАВИМЕТРИИ

Современное положение и перспективы гравиметрического изучения Мира *

1. Общее значение и характер мировой гравиметрической съемки

Земная сила тяжести и направление ее в данном пункте земной поверхности представляют собой один из основных и характерных для Земли факторов природы, всегда и постоянно действующий. Под его действием—именно «в поле земной тяжести»—происходили и происходят все развитие и жизнь Земли, в частности, земной поверхности, притом как в геолого-географическо-геодезическом, так и в биологическом отношениях. По своему среднему размеру земная сила тяжести является характерной величиной для Земли как планеты. Направление силы тяжести в каждом данном пункте определяет собою так называемое вертикальное направление, имеющее важное значение как в физической жизни Земли (например, отложение геологических слоев происходит по горизонталям), так и в чисто биологической жизни (действие силы тяжести проявляется в строении тела животных и растений и во всех их физиологических функциях, например, в кровообращении, движении соков растений, росте деревьев и т. д.).

Специфическое и особое значение направление силы тяжести имеет для геодезии, топографии и картографии, так как оно определяет собой фигуру математической поверхности Земли, и в этом смысле геодезию можно характеризовать как науку о силовом поле земной тяжести (подобные общие характеристики геодезии встречались уже в некоторых работах и на некоторых геодезических съездах).

Отделы науки и техники, имеющие своей областью изучение и использование явлений такого «географического характера» (т. е. явлений, непосредственно связанных с территорией), должны разрабатываться в приложении ко всей поверхности Земли, приобретая значение национального дела для каждой страны, владеющей данной частью земной поверхности. При этом, чем больше территория данной страны, тем больше на долю населяющих ее народов приходится и прав и обязанностей подобного изучения земной поверхности. Поэтому все области науки и техники подобного «географического» характера (геодезия, геология, геофизика, собственно география и т. д.) у нас в СССР, при громадном протяжении самой нашей страны, требуют своего особого и широкого подхода.

* Написанная в основном в 1943 г., настоящая статья преследует, главным образом, цель осветить состояние мировых гравиметрических данных, необходимых, в частности, для еще более полного и точного использования, особенно в геодезических целях, обширных результатов общей гравиметрической съемки СССР.

Реальный пример такого подхода и представляет собой общая гравиметрическая съемка СССР, покрывшая уже наибольшую непрерывную земную территорию с проведенной именно в советских условиях целостной организацией и единым планово-методическим выполнением. Общую съемку СССР можно считать желательным образцом проведения сплошных исследований указанного выше «географического характера» для территории той или другой большой страны или отдельной земной области.

В послевоенном развитии научного изучения Мира роль СССР должна быть особенно ответственной и значительной. В частности, дисциплины географического типа должны получить в советских работах особый импульс и развитие и, в первую очередь, те, где мы имеем уже конкретные и оригинальные достижения; здесь следует развивать достигнутый успех.

В связи с изложенным ясно значение изучения мирового распределения тех или иных факторов физической природы. Дело в том, что изучение нашей страны, с использованием данных для одной только нашей, хотя бы и наибольшей на Земле по непрерывности, территории, не может полностью быть выполнено и обобщено без учета соответствующих данных и для прочих частей Земли, а в пределе — для всей Земли*.

Поэтому в накоплении подобных общемировых данных наша научно-техническая мысль особенно заинтересована. Практическая значимость этих данных выступает, в частности, в нашей гравиметрии** для целей строгого использования результатов нашей обширной гравиметрической съемки и точного применения методов советской школы геодезической гравиметрии, характерных для нашей науки и техники и реально пока разработанных и применяемых только в Советском Союзе.

Ввиду этого участие в наращении объема мировых гравиметрических данных (в частности и особенно для морских пространств Земли) можно считать естественной задачей советской гравиметрии и геодезии. Вместе с этим уже для текущих целей является необходимым сбор существующих теперь мировых гравиметрических материалов, давно уже проводимый в ЦНИИГАиК. Однако перед практическим использованием подобного комплекса мировых гравиметрических материалов для наших научно-технических целей представляется нужным подвергнуть этот комплекс наблюдений хотя бы общему пересмотру вместе с проведением пробной разбивки на группы и общие типы, применяя здесь приближенную классификацию по организационно-методическим признакам.

Изучение упомянутых «географического типа» факторов и явлений рациональнее всего проводить в виде непрерывно простирающихся съемок с конечным упором на получение сплошного и непрерывного покрытия данной съемкой всей рассматриваемой территории. Однако этому во многих случаях естественно предшествует первоначальное изучение общих тенденций и распределения данного явления. Так обстояло и с силой тяжести.

Не перечисляя пока отдельных задач и целей, для решения которых служат или могут служить гравиметрические наблюдения, особенно осуществляемые в виде сплошной гравиметрической съемки, что удобнее будет сделать в конце нашей статьи, мы сначала попытаемся

* Логическая аналогия этому условию может иметь место и в других отраслях науки подобного «географического» типа. Например, покойный акад. А. Д. Архангельский в последнем варианте своего фундаментального труда «Геологическое строение и геологическая история СССР» подчеркивает, что он пришел к заключению о необходимости изучения геологического строения и геологической истории нашей страны с параллельным рассмотрением и учетом геологических данных для всей Земли.

** Здесь следует лишний раз напомнить, что знание распределения силы тяжести для возможно большего протяжения, а в пределе — для всей Земли дает нашим геодезическо-гравиметрическим выводам приближение к абсолютному смыслу.

дать характеристику общего исторического хода и перспектив общего гравиметрического изучения всего земного шара, а также изложить современное состояние всего комплекса мировых гравиметрических наблюдений («мировой гравиметрической съемки») вообще и в частности по отдельным странам или группам.

2. Исторический ход мировой гравиметрической съемки

Еще в XVII веке были поставлены первые опыты определения силы тяжести на основе произведенных Галилеем наблюдений падения тел и на основе теории Гюйгенса определения силы тяжести из качаний маятника. После этого стало возможным изучать данное явление; это изучение полезно начинать предварительным набором даже случайных наблюдений, дающих первоначальную ориентировку в выявлении общего хода явления. Исторически, собственно, так и происходило. Мы можем считать за первое геодезическо-гравиметрическое исследование сравнение хода неизменных по предположению часов, произведенное Рише в 1672 г. в средних умеренных широтах — в Париже (Франция) и около экватора — в Кайенне (во французской Гвиане), давшее определенные указания на эллиптичность Земли и на наличие у нее сжатия. Заметим, что в инструментально-методическом отношении это наблюдение, хотя и случайное, можно отнести к дифференциальным определениям силы тяжести.

Первоначальные, но уже специально направленные и целевые попытки определения силы тяжести, начатые и продолжавшиеся в XVIII веке (из которых одними из первых являются, как известно, наблюдения Ла-Кондамина в 1735 г. в Сан-Доминго на острове Гаити и наблюдения Буге в Перу), имели целью, главным образом, определение ускорения силы тяжести по абсолютной величине, как некоторой физической константы, а затем и геодезические вопросы (проверка наличия и порядка сжатия у Земли). Вопросов геофизического и геологического характера в то время встать еще не могло. Кроме определений Ла-Кондамина, для XVIII века надо указать еще работы Борда и Якова Кассини, 1792 г., М. В. Ломоносова и другие, менее важные, например попытки гравиметрических наблюдений, сделанные Александром Маласпина (порт Эгмонт на Фоклэндских островах — в Испанской экспедиции 1789 — 1790 гг.). В работах Ла-Кондамина, Борда и Якова Кассини употреблялись нитяные маятники, равно как и в последующих за ними в начале XIX века работах Био (в 1808—1818 гг.). Несколько позже нитяными же маятниками в своих первых гравиметрических работах пользовался и Бессель.

Работы XVIII века и последующие, непосредственно к ним по характеру примыкающие, состояли из наблюдений в очень малом числе пунктов и давали общую ориентировку для изучения данного явления в целях, прежде всего, вывода абсолютной силы тяжести, а также для общего контроля геодезическо-математических представлений об эллипсоидальности Земли. Более широкий характер, уже собственно исследования распределения силы тяжести на земной поверхности, гравиметрия получила с начала XIX века; при этом изменился в значительной мере инструментальный метод наблюдения в связи с введением в практику, по инициативе Кэтера, так называемых поворотных маятников, изобретенных еще ранее. Прибавим, что оборотные маятники применявшегося в начале XIX века типа (например, длинные оборотные маятники Кэтера), а также и старинные нитяные маятники несколько неожиданно, как показало выполненное только теперь сравнение с современными наблюдениями (новые наблюдения в Англии), достаточно оправдали себя, давая почти современную точность. Напротив, оборотные маятники, построенные впоследствии Репсольдом по мысли Бесселя, вызывают подозрение в смысле систематической погрешности.

Наблюдения и первой группы (длинные оборотные маятники Кэтера и нитяные маятники) и второй из этих групп (оборотные маятники Репсольда-Бесселя) приходится обычно в задачах общей гравиметрической съемки трактовать как дифференциальные (или квази-абсолютные), дающие только разность силы тяжести между определяемыми и опорным пунктом. В смысле абсолютности метод старинных нитяных маятников, например, примененный Бесселем в Кенигсберге, повидимому, опять-таки более надежен, чем оборотные маятники Репсольда-Бесселя. Упомянутые наблюдения с оборотными маятниками типа Кэтера и Репсольда-Бесселя обнимали время приблизительно с 1817 по 1890 гг. Организационно эти гравиметрические наблюдения можно разделить на две группы. Во-первых, группа наблюдений, производившихся в числе других научных работ в больших комплексных экспедициях — главным образом в морских кругосветных плаваниях (Сэбин, Литке, Фрейсинг и др.); при этом выбор весьма редких и разбросанных по всему земному шару пунктов наблюдения диктовался случайными, организационными условиями. Во-вторых, группа более сконцентрированных наблюдений пунктов в отдельных странах: в Англии (наблюдения Кэтера с его маятниками), в Индии (наблюдения Базеви и Хэвисайда с маятником Кэтера и с маятником Репсольда), в России (наблюдения Соколова, Кульберга, Вилькицкого, Бредихина, Штернберга и др.). Но и наблюдения этой, второй группы носят все же характер не сплошной съемки, а скорее набора отдельных наблюдений пунктов, выбравшихся также по случайным условиям. Для характеристики гравиметрических работ XIX века надо добавить, что задача определения силы тяжести по абсолютной величине привлекала к себе достаточное внимание для обоснования нульпункта полевых гравиметрических наблюдений в связи с постепенно нарастающим числом их.

Из абсолютных определений этого времени надо указать работы Бесселя, Оппольцера, Хайда, Дефоржа, начало абсолютных определений в Потсдаме, опытные работы Менделеева и Иванова. Однако при недостаточно еще развитой технике соответствующего физического эксперимента в то время вставали трудности получения абсолютных определений, свободных от разного рода систематических ошибок.

Гравиметрические наблюдения в течение большей части XIX века были направлены на уточнение знания силы тяжести в целях общеземных, геодезических и геофизических, а также на уточнение общих законов нормального распределения силы тяжести и примерно уже известного значения земного сжатия, причем вообще имелась в виду, хотя и в не вполне конкретной постановке, возможность и других геодезических приложений гравиметрии. Принципиально возможность последних уже определилась со времени работ Стокса в середине XIX века, что, однако, впоследствии в значительной мере и надолго было забыто; кроме того, реальное применение гравиметрических данных для практических геодезических целей, например для вывода фигуры геоида, считалось в эту эпоху преждевременным из-за недостатка гравиметрических наблюдений.

Накопление подобных наблюдений в XIX веке подвигалось медленно, хотя и оказалось достаточным для того, чтобы в 1884 г. на основе этих материалов Гельмерт мог вывести закон нормального распределения силы тяжести на Земле. Вместе с тем в эту эпоху достаточно развились и теоретические принципы изучения фигуры Земли, главным образом на основе аномалий направления силы тяжести — уклонений отвеса, получаемых из астрономо-геодезических наблюдений, и, отчасти, на основе аномалий силы тяжести; впрочем, числовых вычислений, в частности на гравиметрической основе, тогда почти не производилось.

Как уже было сказано, гравиметрические наблюдения по крайней мере до 80—90-х годов XIX века имели, хотя и не вполне конкретную, геодезическую направленность. Представление о применении гравиметрии в геофизических, геологических и горноразведочных целях еще не было достаточно развито. Одной из первых в этом отношении явилась мысль, высказанная в нашей стране еще в 1862 г. сотрудником Швейцера Слудским, о желательности гравиметрического исследования Московской аномалии (или «аттракции») для уточнения вопроса о подземных массах, вызывающих эту аномалию.

3. Развитие мировой гравиметрической съемки

В смысле инструментально-методическом до 80—90-х годов XIX века господствовал метод абсолютных определений силы тяжести (не всегда, впрочем, оправдывавший свое название). После этого, в связи с выявившейся необходимостью более скорого и широкого производства гравиметрической съемки, был выдвинут и развит метод дифференциальных определений силы тяжести. Это значительно упрощало дело и освобождало от определения ряда постоянных, зато теперь особенно выступало требование строгой неизменности маятников, что составляет основной принцип дифференциального метода.

Подобный переворот в гравиметрических наблюдениях был вызван введением с 80-х годов XIX века прибора со свободным маятником для дифференциальных определений, изобретенного геодезистом Штернеком*. Затем несколько другой по конструкции дифференциальный прибор был построен в США Менденхоллом. В конце 90-х годов оригинальный прибор Штернека, позволявший производить наблюдения только с одним маятником, был усовершенствован главным образом Потсдамскими геодезистами, под руководством которых фирма Штюкрата построила прибор, позволявший иметь одновременно три, а затем и четыре маятника. Последнее обстоятельство прежде всего дало возможность определения важной поправки гравиметрических определений, а именно поправки за так называемое сокачание штатива. Трудность полного определения этой поправки в приборе Штернека, в американском приборе Менденхолла, а также в старинных приборах вносит в результаты, полученные этими приборами, известную долю сомнительности, что и подтвердилось сравнением наблюдений Штернека с более современными. Как это ни удивительно, в данном отношении старинные маятники Кэтера иногда оказываются более правильными.

Впоследствии дифференциальные гравиметрические приборы были построены в различных странах: в СССР, Англии и Германии. Применение таких чисто дифференциальных приборов позволило весьма увеличить наблюдаемые гравиметрические материалы; однако практическое вычислительное использование этих материалов вплоть до конца первой мировой войны оставалось ограниченным. Теоретические работы в последней четверти XIX века и в XX веке также продолжали развиваться.

Применение дифференциальных приборов позволило придать гравиметрическим наблюдениям характер уже более или менее сплошной съемки.

Характер сплошной гравиметрической съемки приобрели работы в Соединенных Штатах Северной Америки, Британской Индии, в Австро-Венгрии и Германии, а также у нас работы Залесского, Щеткина, Павлова, Корзуна и других военных геодезистов, А. Я. Орлова, Гижицкого, Дубяго, Баранова, Банахевича и др., выполненные в Средней Азии, на

* Напомним, что идея дифференциальных определений силы тяжести — и притом именно с неизменным полусекундным маятником — была впервые высказана известным русским мореплавателем и ученым Ф. Литке.

Кавказе и других районах нашей страны. Вместе с тем развились гравиметрические сравнения исходных пунктов отдельных стран как между собой, так и по отношению к исходному абсолютному пункту, за который с начала XX века и до последнего времени принимали главным образом Потсдам, необходимость пересмотра чего выяснилась только в самые недавние годы*.

Наряду с этим назрела необходимость для больших стран, особенно для СССР, точно определить ряд основных опорных пунктов I и II классов для обоснования исходной системы нуля пункта гравиметрической съемки стран и контроля полевых приборов, ведущих общую гравиметрическую съемку.

Помимо господствовавшего ранее в гравиметрии метода свободных маятников, с начала 30-х годов текущего столетия существенное значение стали получать наблюдения с гравиметрическими дифференциальными приборами немаятниковых типов или, как их специально стали называть, гравиметрами. Типы подобных гравиметров очень разнообразны, и число их непрерывно растет.

4. Общие итоги и положение мировой гравиметрической съемки в настоящее время. (Распределение ее по группам гравиметрических работ и общим типам практической гравиметрии)

Перейдем теперь к характеристике состояния общей гравиметрической съемки, которое существует в настоящее время** и которое создалось в результате выполненных ранее работ по наблюдениям силы тяжести, учитывая, конечно, из прежних работ только те, которые по своему качеству сохраняют до настоящего времени свое техническо-научное значение. Будем иметь здесь в виду, главным образом, задачи общей гравиметрической съемки и в меньшей степени задачи гравиметрических съемок сгущения, имеющих в настоящее время также большое распространение и значение в смысле детальной горной разведки (пункты таких густых съемок насчитываются теперь в некоторых странах многими тысячами). Последнего рода съемки, однако, далеко не всегда могут быть использованы для целей развития и пополнения общей съемки. Однако подобные гравиметрические наблюдения здесь могут быть рассматриваемы только с точки зрения общей съемки и задач последней.

Мировую гравиметрическую съемку, в целях наиболее удобного ее описания, можно представить себе распадающейся на более или менее обособленные группы. Подобное разделение складывается, по нашему мнению, как на основе общего комплекса политических, организационных и экономических условий, так и на основе принадлежности к тому или иному из указываемых ниже общему типу практической гравиметрии, т. е. по признаку инструментально-методических приемов наблюдения и производственной организации работ.

По признаку используемых инструментов, методики и технической организации мы считаем возможным выделить несколько современных более или менее обособленных методическо-организационных направлений или «общих типов» практической гравиметрии.

1. Советский тип практической гравиметрии характеризуется прежде всего наличием научно разработанного плана работ и общегосударственным организационно-методическим подходом. В СССР проявляется также характерное для его многообразных условий стремление к дифференцированной расстановке разных типов приборов. Следует заметить,

* См. статью проф. И. А. Казанского в настоящем выпуске Трудов ЦНИИГАиК.

** Здесь разумеется то состояние гравиметрических работ, о которых можно было получить сведения примерно к 1939—1940 гг. Кроме того, здесь учитываются, насколько это возможно, и результаты более поздних работ, хотя известных лишь в общем виде, а не по отдельным пунктам наблюдения.

что собственно маятниковая методика Советского и нижеуказываемого Европейского континентального типов гравиметрии имеет близкие черты.

2. Европейский континентальный тип практической гравиметрии, к которому можно отнести общего характера гравиметрические работы почти всех стран Европейского континента (за исключением СССР и Франции) и немногих внеевропейских стран.

3. Английский тип практической гравиметрии (с некоторыми особенностями для англо-индийских работ).

4. Северо-американский тип практической гравиметрии.

5. Французский тип практической гравиметрии.

Настоящая классификация является, насколько нам известно, первой попыткой в этом направлении и носит, быть может, субъективный и пробный характер. Возможно также и другое разделение имеющихся гравиметрических систем.

В инструментально-методическом отношении почти все эти типы практической гравиметрии достаточно близки друг к другу, исходя из принципа относительного определения силы тяжести и соответствующих последнему инструментально-методических средств и приемов, реально установившихся с 80-х и 90-х годов прошлого столетия.

Рассмотрим кратко, в отношении лишь маятниковой методики, особенности Советского и Европейского континентального типов; относительно других типов мы будем давать соответствующие характеристики одновременно с изложением развития и результатов той или иной группы гравиметрических работ, связанной с данным типом практической гравиметрии.

Наиболее точным выражением методики Советского и Европейского континентального типов является советская форма, отработанная окончательно советскими гравиметристами и четко оформившаяся (в частности в виде установленной инструкции) вместе с организацией общей гравиметрической съемки СССР.

Данная методика исходит из применения дифференциальных маятниковых приборов, первоначально (в 80-х и 90-х годах прошлого столетия) однамаятниковых, и переходит с начала XX века, как правило, к трех- и четырехмаятниковым приборам, позволяющим точно учитывать так называемое сокачание штатива.

Характерным свойством данной методики является стремление к точному определению, а в новое время—и к прямому исключению влияния сокачания на наблюдаемые периоды рабочих маятников. Это достигается применением приборов, позволяющих наблюдать сразу по одной или по две пары маятников. Благодаря этому возможно определять и учитывать поправки за сокачание (что мы называем «методом определения сокачания»). После первой мировой войны развивается способ одновременных наблюдений противоположно качающихся маятников в одной или в двух парах, в результате чего достигается почти полное исключение влияния сокачания (что, соответственно, мы называем «методом исключения сокачания»). Последний прием, введенный практически в Голландии в 1915 г. Венинг Мейнесом и исследованный главным образом им же, а в последующей, более проработанной форме — Шмелем, Андерсеном и Молоденским, формулы которого являются наиболее точными, получил в последнее время большое распространение, в частности в СССР. Подобный прием позволяет уменьшить время наблюдения при одновременном качании одной или двух пар маятников соответственно в два или четыре раза (принципиально, а практически—в полтора или три раза). Кроме того, этот же прием дает возможность использовать для текущего полевого контроля работы некоторое неизменное соотношение между маятниками («контрольное число» советской инструкции). Далее, благо-

даря исключению сокачания можно ослабить требования к неизбежности установки, что дает значительное облегчение в полевых работах.

Сюда же примыкает и метод наблюдения так называемого «фиктивного маятника», разработанный Венинг Мейнесом главным образом для морских наблюдений силы тяжести, но иногда применяемый и при сухопутных наблюдениях.

Вопрос об обеспечении масштабом времени (ранее решавшийся всеми гравиметристами путем собственных астрономических наблюдений на каждом гравиметрическом пункте) решается со времени окончания первой мировой войны путем приема ритмических радиосигналов обычно полуавтоматическим методом слухового верньера*. Для гравиметрических целей строятся и употребляются контактные хронометры с особыми электроконтактными колесами. В последние годы вместо этого в ряде стран (СССР, Польша, Дания, Финляндия) стали входить в употребление оптические счетчики-хронометры взамен электромагнитного счетчика прежнего штернековского типа. Первый подобный счетчик-хронометр был осуществлен для работ в нашей стране по инициативе академика А. Я. Орлова. Кроме того, иногда применяются фотографические способы наблюдения качаний маятников и записи радиосигналов времени.

Единственным конкретно оформленным выражением современной, именно маятниковой, методики Советского и Европейского континентального типов практической гравиметрии можно считать официальную инструкцию Главного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР по общей гравиметрической (маятниковой) съемке СССР.

Возвращаясь к разделению мировой съемки на отдельные организационно-методические группы, можно наметить ряд отдельных, так или иначе обособленных групп гравиметрических работ. Кроме того, сюда прибавляется несколько специальных групп: дальнеэкспедиционных, морских и промышленных наблюдений, вне зависимости от принадлежности к той или иной стране или общему типу практической гравиметрии.

Таким образом, мы получаем следующие отдельные группы гравиметрических работ:

- 1) группа гравиметрических работ СССР (Советский общий тип практической гравиметрии);
- 2) группа гравиметрических работ в Америке (Северо-Американский общий тип практической гравиметрии);
- 3) группа гравиметрических работ индийской съемки (Английский общий тип практической гравиметрии);
- 4) группа гравиметрических работ в Англии (Соединенное Королевство) и в Африке (Английский общий тип практической гравиметрии);
- 5) группа гравиметрических работ Европейского континентального общего типа: Швейцария, Испания, Португалия, Бельгия, Голландия, Югославия, Чехословакия, Польша, Венгрия, Дания, Норвегия, Швеция, Финляндия, Япония, Аргентина;
- 6) группа гравиметрических работ в Германии (Европейский континентальный общий тип практической гравиметрии с некоторыми особенностями);

* В СССР слуховой прием ритмических радиосигналов в полевых партиях производится специально усовершенствованным Прейпичем и др. полуавтоматическим способом, в других Европейских странах — в значительной мере аналогичным способом Хэнни.

7) группа гравиметрических работ во Франции, в Алжире, Тунисе, Марокко, Сахаре, Сирии, а также в Китае, Индо-Китае и на Филиппинских островах (Французский общий тип практической гравиметрии);

8) группа отдельных гравиметрических работ в дальних экспедициях (главным образом в кругосветных плаваниях);

9) группа морских и ледовых гравиметрических работ (голландские, русские, американские, французские, итальянские, японские, немецкие и датские работы);

10) группа гравиметрических работ, произведенных промышленно-коммерческими предприятиями для своих целей (но могущих войти в общую мировую гравиметрическую съемку).

5. Группа гравиметрических работ СССР (Советский общий тип практической гравиметрии)

Гравиметрические работы СССР представляют в настоящее время наибольший сплошной и непрерывный комплекс гравиметрических наблюдений, производимых в строго организованном общегосударственном порядке. До революции в нашей стране было около полутысячи гравиметрических пунктов. Число последних, после возобновления у нас гравиметрических наблюдений в 1921 г., стало увеличиваться за счет работ разных организаций и стало особенно нарастать с объединением этих работ в общегосударственной организации с 1932 г. В настоящее время количество выполненных пунктов уже превышает 50% первоначального планового объема, из них на долю выполненных до установления общей съемки приходится лишь 12% упомянутого объема.

Показательным для нашей советской организации является то, что работы по общей гравиметрической съемке СССР, перешедшие к этому времени на наиболее трудные районы, не прерывались даже в военное время. Здесь сказался трудовой энтузиазм наших гравиметристов, не останавливающихся в своей работе перед риском для здоровья и даже жизни. При этом сплошной общей гравиметрической съемкой к 1940 г. было охвачено уже более половины территории СССР. Гравиметрические наблюдения производятся теперь в СССР в однообразном методическом порядке, устанавливаемом инструкцией Главного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР, и подвергаются государственной приемке. В последние годы, в целях обеспечения еще большего однообразия и точности общей съемки, создается специальная сеть опорных гравиметрических пунктов I и II классов.

Следует также особо заметить, что на базе общей гравиметрической съемки и на основе специально проведенных в СССР теоретических исследований и целевых практических опытов в Советском Союзе удалось получить большее, чем где-либо, реальное применение гравиметрических данных для конкретных геодезических и картографических целей (школа геодезической гравиметрии ЦНИИГАиК). Вместе с тем результаты данной съемки СССР принесли пользу и в решении вопросов геофизики, общей геологии и геологической разведки.

По научной продуманности и плановости общая гравиметрическая съемка Советского Союза представляет собой передовое явление науки и техники, не имеющее прецедента и параллельного факта за рубежом. Вследствие особого значения и объема гравиметрических работ СССР исторический ход, развитие, современное положение и перспективы гравиметрической съемки излагаются подробно в отдельной статье проф. И. А. Казанского.

Стандарт общей гравиметрической съемки СССР выражается густотой в 1 пункт на 1 000 кв. км территории (или 1 пункт через 33 км)

с разрежением в трудноосвояемых районах до 1 пункта на 1 500 — 2 000 кв. км (пункты через 38 — 45 км). В особо труднопроходимых местах разрешается разрежение до 1 пункта на 2 000 — 3 000 кв. км (или пункты через 45—55 км). Подобная густота, удачно выбранная уже в первоначальном плане нашей общей съемки (в 1931—32 гг.), оправдала себя в условиях большой страны (СССР) и обеспечила возможность ряда научно-технических и практических приложений.

Методику наших гравиметрических работ в настоящее время можно считать отработавшейся в ходе выполнения нашей общей съемки в самостоятельную организационно-методическую школу или общий тип практической гравиметрии. Характерными для последней можно считать планово-научное построение программы работ и их организацию. Характерной является также выяснившаяся в ходе выполнения общей съемки необходимость применения дифференцированной расстановки приборов разного типа в зависимости от районов и условий работ. Вместе с тем здесь уместно отметить, что в настоящее время в наших гравиметрических работах применяются, за малыми исключениями, приборы отечественных конструкций (маятниковые приборы разных моделей, упругие маятники и пружинные гравиметры).

Выгодной особенностью нашей гравиметрии является исследование каждого типа приборов и методики работы с ними, сначала принципиальное, а потом практическое на специальном опыте.

Методика маятниковых определений нашей школы достаточно близко подходит к соответствующей Европейской континентальной методике, отличаясь от нее более конкретным и однообразным выражением основных положений, оформленных только в СССР, — в виде четко отработанной инструкции по маятниковым работам для общей гравиметрической съемки.

6. Группа гравиметрических работ в Америке (Северо-Американский общий тип практической гравиметрии)

Одну из достаточно характерных групп гравиметрических наблюдений мира, но далеко уступающую по своему объему и непрерывному охвату территории общей гравиметрической съемке СССР, составляет система гравиметрической съемки в Америке. Все гравиметрические (современные) наблюдения в Америке проводились до сих пор в методической системе, выработавшейся в Береговой и геодезической съемке Соединенных Штатов Северной Америки (U. S. Coast and Geodetic Survey).

Гравиметрические работы в Америке ведутся весьма разными учреждениями и организациями: например, в самих Соединенных Штатах Северной Америки они ведутся главным геодезическим учреждением страны — Береговой и геодезической съемкой; в Канаде — научным астрономическим учреждением Dominion Observatory, Ottawa, в Мексике — Астрономической обсерваторией в Такубае. Работы в других странах Центральной Америки ведутся, с одной стороны, той же Мексиканской обсерваторией в Такубае, а с другой стороны, Береговой и геодезической съемкой, а иногда и другими учреждениями, например, Институтом Карнеджи (Carnegie Institution). Новые работы в Южной Америке ставятся Береговой и геодезической съемкой США. Прибавим, что эти работы в Центральной и Южной Америке производятся по инициативе, при снабжении средствами и другом содействии таких организаций, как Pan American Institute of Geography and History, Carnegie Institution и т. д. Сверх того большие нефтепромышленные организации (Shell Petroleum Corporation и др.) проводят в Цент-

ральной Америке (Гватемала) и в Южной Америке (например, Венесуэла) не только съемки сгущения, но и маятниковые наблюдения. Последние предназначены для первоначальных ориентировок на нефть и для обоснования детальных съемок с гравиметрами, но также могли бы войти и в общую съемку, если бы не составляли частной собственности, что характерно для капиталистических условий.

К этому надо добавить несколько случайно организованных наблюдений, по своему итогу приближающихся к общей съемке, хотя в смысле рабочего распорядка и выполнявшихся по профилям, например наблюдения на морях; эти наблюдения, в частности, были организованы Военным флотом Соединенных Штатов (U. S. Navy) и разными научными организациями (American geophysical Union, American Philosophical Society, Carnegie Institution, Princeton University) на подводных лодках Морского флота США при участии Береговой и геодезической съемки. Характерный для Америки недостаток единства организации и метода определенно вредит развитию и использованию общей гравиметрической съемки.

Густота государственной общей гравиметрической съемки в США, однако, значительно уступает принимаемому в СССР стандарту общей съемки (примерно 1 пункт на 6000 кв. км или 1 пункт через 80 км). В Соединенных Штатах к 1939 г. образовалось более 1 000 пунктов подобной съемки.

Целеустремленность государственной общей гравиметрической съемки в Северной Америке и Канаде, первоначально чисто геодезическая, в последующее время, под влиянием работ Хейфорда и Боуи, принимает в значительной мере также и принципиально-геофизический характер. В частности, эти наблюдения теперь планируются обычно так, чтобы попутно получать ответы и на геофизические вопросы, особенно на связанные с проявлением изостазии. Такой же характер носят наблюдения в Мексике, недавно начатые наблюдения в Центральной Америке и, вероятно, запланированные наблюдения в Южной Америке.

В настоящий момент общей гравиметрической съемкой, хотя, как правило, еще редкой, покрыта почти вся территория США (за исключением Аляски), а также значительная часть Канады, хотя далеко не вся, особенно в необжитых и протяженных северных ее пространствах. Нужно сказать, что учреждение, производящее в США общую гравиметрическую съемку (Береговая и геодезическая съемка), в последнее время начинает выполнять специальные дополнения к этой общей съемке по указанию геологов и геофизиков, например в форме гравиметрических профилей, что вообще мало способствует расширению общей съемки США, которая остается достаточно редкой.

Редкая общая гравиметрическая съемка, характера общей, создается постепенно и в Центральной Америке. В дальнейшем, очевидно, предполагается постепенное распространение общей съемки Северной и Центральной Америки на Южную Америку. В соответствии с этим в последние годы (1940 — 1942) Береговая и геодезическая съемка произвела связь с Вашингтоном некоторых предполагаемых южно-американских гравиметрических основных пунктов (например, Лима, Перу, некоторые города Колумбии, Богота и др.).

Особняком в методическом отношении стоят гравиметрические работы в Аргентине, при которых пользуются приборами и методами, развитыми на континенте Европы (Европейская континентальная гравиметрическая школа). Соответствующий четырехмаятниковый прибор был приобретен Аргентиной еще в 1928 г. Он исследован, и в 1932 г. с ним начата работа: произведена связь опорных пунктов с Буэнос-Айресом, связанным ранее с Потсдамом. Этими опорными гравиметрическими

пунктами являются: астрономические обсерватории в Лаплате, в Кордове и исходный пункт аргентинской триангуляции. В 1936—41 гг. выполнены наблюдения на 133 полевых пунктах.

В инструментально-методическом отношении в Америке применяются приборы и система, выработанные Береговой и геодезической съемкой. Употреблявшийся до недавней поры устарелый прибор типа Менденхолла был выработан в начале 90-х годов прошлого столетия как американское видоизменение прибора Штернека и допускает одновременное нахождение в приборе, а следовательно и наблюдение, только одного отдельного маятника, что не позволяет производить определения или исключения сокачания штатива. Для определения же сокачания американцы применяют довольно малоточный и сложный, особенно в полевых условиях, прием определения абсолютного смещения штатива при качании маятника путем интерференционных наблюдений. Новый усовершенствованный маятниковый прибор, разработанный покойным американским гравиметристом Броуном, также повторяет в этом смысле систему Штернека — Менденхолла. Однако Броун ввел все же полезный принцип: маятник при постоянном сильно пониженном давлении всё время находится внутри прибора (в том числе и при перевозках, когда он особым образом закрепляется). Ввиду этого отпадает необходимость в новой повеске маятника каждый раз на каждом пункте, а также и опасность всякого рода загрязнения и запыления его.

Определение хода рабочих часов в Америке при употреблении сильных полевых радиоприемников производится автоматической (фотографической) записью радиосигналов времени. В последнее время в Америке стали применяться перевозные «кварцевые хронометры».

Американцы ввели для производства своих гравиметрических полевых работ специально составленную инструкцию (печатную), обязательную только для работ геодезической съемки; эта инструкция в настоящее время устарела.

Для уточнения общей гравиметрической съемки, а также для специальных гравиметрических съемок сгущения в геологоразведочных целях, в Америке широко применяются в настоящее время десятки типов гравиметров, число которых постоянно растет (судя хотя бы по спискам патентов). Эти гравиметры дают большую точность и большую скорость в работе. В частности, для задач эталонирования «промышленных гравиметров» в последние годы (1943 — 1944) в Соединенных Штатах, по инициативе и силами самих разведочно-промышленных организаций, путем последовательной взаимной связи с помощью не только маятников, но и гравиметров разного типа, уже образована специальная сеть таких эталонных пунктов.

В Северной, а также и в Южной Америке имеется значительное число пунктов (превосходящее по объему государственную гравиметрическую съемку), наблюдаемых маятниковыми приборами и, особенно, гравиметрами, но выполненных разными промышленными геологоразведочными (главным образом нефтяными) организациями, как правило, засекречивающими свои результаты на продолжительное время, пока последние не потеряют своей коммерческой цены и спекулятивного значения. Затем эти гравиметрические наблюдения, повидимому теряя свой частно-коммерческий интерес, не опубликовываются и в общегосударственных интересах не используются.

7. Группа гравиметрических работ индийской съемки (Английский общий тип практической гравиметрии)

Гравиметрические наблюдения начались в Индии в 60-х годах прошлого столетия, причем стимулом постановки их, равно как и специальных рядов определения уклонения отвеса, послужила дискуссия

по поводу обнаруженных в Индии местных притяжений. Гравиметрические работы в подобном геодезическом разрезе шли хотя и медленно, но непрерывно в течение 1864 — 1873 гг. (выполнялись, главным образом, Базеви и Хевисайдом). В смысле рациональной постановки с современной точки зрения, требующей распространения гравиметрической общей съемки на различные по высоте и в геоморфологическом отношении места (что особенно важно для контроля редукций, но, к сожалению, не всегда бывает даже при современных работах), надо отметить, что в Индии наблюдатели выполняли это требование весьма пунктуально, не останавливаясь перед наблюдением даже на больших высотах, что зачастую было не вполне безопасно. В частности, один из английских гравиметристов Базеви умер во время своих высокогорных наблюдений на высоте более 4 000 м.

Для наблюдений использовались, во-первых, оборотные маятники Кэтера, принадлежащие Лондонскому королевскому обществу, а во-вторых, обратные маятники Репсольда, принадлежавшие Петербургской Академии Наук. Однако данные наблюдения обрабатывались как дифференциальные.

Наблюдения в Индии были возобновлены, уже в современном виде, только в 1904 г. Леннокс-Кэннингхемом и продолжались до 1914 г. прибором Штернека. Затем в англо-индийских наблюдениях опять произошел перерыв до 1931 г., когда они были возобновлены тем же прибором Штернека. С 1927 г. был введен новый, специально для данных целей сконструированный Леннокс-Кэннингхемом прибор, построенный фирмой Cambridge Scientific Instrument Company. С этим прибором в Индии нашел себе применение способ наблюдения путем образования «фиктивного маятника», введенный Венинг Мейнесом главным образом для моря.

В настоящее время почти вся собственно Индия покрыта общей гравиметрической съемкой, в связи с чем последняя начинает переходить уже и на некоторые соседние с Индией области и страны: Бирму, Белуджистан, остров Цейлон, Мальдивские острова и т. д. Сохраняется прежняя, прежде всего геодезическая целеустремленность съемки, однако вместе с тем начинает развиваться гравиметрическая съемка для уточнения геолого-геофизических структур (например, для исследования глубины залегания и контуров подземного скрытого хребта Индии, указание на существование которого первоначально было получено из астрономо-геодезических наблюдений по отклонениям отвеса).

Кроме того, в последнее время заметна тенденция выполнения работ с целью нефтеразведки по соглашениям с заинтересованными частными объединениями и предприятиями. Последнее, возможно, даже заставляет отвлекаться от продолжения общей съемки.

Попутно в индийской съемке развились и теоретические работы по исследованию вопросов приложения гравиметрии в геодезии, а также, и работы по смежным отделам геофизики.

Надо отметить, что употребляемое абсолютное значение силы тяжести для исходного пункта (Дехра-Дун) приходится признать сомнительным. Разные определения, даже новые, дают до сих пор для этого пункта расходящиеся значения. Между тем значение силы тяжести для Дехра-Дун, к которому привязана вся гравиметрическая съемка Индии и прилегающих южных частей Азии и островов Индийского океана, имеет очень большое значение для гравиметрической характеристики этой значительной части земной поверхности. В частности, последнее важно для наших советских геодезическо-гравиметрических выводов. Поэтому весьма желательно выполнение прямой связи между Индийской и Советской гравиметрическими системами для приведения индийской гравиметрической съемки в согласие с нашей.

8. Группа гравиметрических работ в Англии и в Африке (Английский общий тип практической гравиметрии)

До недавнего времени гравиметрические данные для самой Англии ограничивались только старинными наблюдениями, произведенными более 100 лет тому назад, по преимуществу Кэтером его обратными маятниками, а также несколькими случайными и пробными наблюдениями, например, Био. Новая гравиметрическая съемка начата только в 1930 г. Однако ее продвижение было относительно медленным, вероятно из-за отсутствия общегосударственного обеспечения ее, и, повидимому, было прервано войной.

Для наблюдений применяется прибор с тремя маятниками кембриджского типа, причем для более уверенного определения периодов маятников пользуются двумя приборами: один устанавливается на наблюдаемом пункте, другой—на исходном пункте. Наблюдение и прием радиосигналов времени производятся усовершенствованной фотографической записью, с возможностью применения при этом не только ритмических, но вообще любых радиосигналов «Морзе», но строго одних и тех же на исходном и на наблюдаемом пунктах.

В целях уточнения съемки и большей систематической ее правильности установлено ряд опорных пунктов. Из рассмотрения и уравнивания имеющихся связей выведена общая жесткая система значений силы тяжести. Гринвич (носящий название национального гравиметрического стандарта) менее употребляется, чем другие подобные пункты. Чаше всего используются опорные пункты Кэмбридж, Саутгэмптон и для севера Эдинбург. Затем в число опорных пунктов входил Кью, утративший свое значение, но раньше являвшийся гравиметрическим центром не только для Англии, но и для Британских колоний.

Нужно прибавить, что организация и методика собственно английских и англо-американских наблюдений несколько разнятся от рассмотренных англо-индийских наблюдений; тем не менее обе эти группы могут быть здесь объединены в одну Английскую школу практической гравиметрии.

Общую гравиметрическую съемку можно считать выполненной в западной части собственно Англии и Шотландии, а также на островах к северу от Шотландии: Шетландские, Оркнейские и Гебридские. Однако здесь общая съемка по своей густоте ниже стандарта СССР для Европейской части. Более густой съемкой покрыта юго-западная часть Англии.

К этой же группе английских работ можно отнести и ряды наблюдений, производившихся вплоть до начала второй мировой войны англичанами в англо-африканских странах: Уганда, Танганайка и прилегающие области, Англо-Египетский Судан, Египет. Эти наблюдения дали довольно значительный и важный материал.

Для Восточной Африки в пределах ее бывшей немецкой части существуют более ранние немецкие наблюдения (Кольшюттер), которые, повидимому, систематически достаточно согласуются с новыми английскими наблюдениями, как показывают некоторые общие наблюдательные пункты.

Африканские наблюдения, кроме геодезической, имеют, может быть, еще большую геофизическую целеустремленность (в смысле изучения тектоники Восточной Африки).

К настоящей же группе относятся и наблюдения на острове Кипре (преимущественно геофизическо-геологического назначения).

Гравиметрическая съемка в самой Англии производилась в общем государственном порядке по плану, хотя и очень сжато, высшего гео-

дезического учреждения Англии — Орднанс Сэрвей* (Ordnance Survey) а в англо-африканских странах — по заданиям и на средства местных организаций, специально заинтересованных в том или ином районе. В обоих случаях работа производилась в кооперации с Гравиметрической лабораторией Кэмбриджского университета, с использованием принадлежащих ей приборов. Наблюдателями же явились, главным образом, военные инженеры, работающие в Орднанс-Сэрвей. Однако в общегосударственном подходе организация гравиметрической съемки здесь отсутствует.

9. Группа гравиметрических работ общего методического типа Европейской континентальной школы: Швейцария, Испания, Португалия, Бельгия, Голландия, Югославия, Чехословакия, Польша, Венгрия, Дания, Норвегия, Швеция, Финляндия, Япония, Аргентина (Европейский континентальный тип практической гравиметрии)

К настоящей группе из соображений удобства изложения отнесены работы в ряде стран средней и малой величины, объединенные по принципу их общего методически-рабочего типа. К этому же общему типу относятся и работы в Италии и Германии, излагаемые нами отдельно.

Гравиметрические работы по странам данной группы ставились с общей геодезической направленностью, хотя далеко не столь конкретно и практически осознанной, как у нас в СССР. В некоторых странах сюда присоединялись и общегеофизические цели, главным образом по линии исследования наличия и характера изостазии, например в Швейцарии, Норвегии, Польше. В последнее время кое-где, например в Польше, стала развиваться гравиметрическая маятниковая съемка в геологоразведочных целях, преимущественно для выяснения нефтеносности.

Работы в Швейцарии были начаты прибором Штернека (построенным Шнейдером в Вене) по инициативе Мессершмидта, проводившего их в течение 1891 — 1896 гг. Он же в значительной мере развил технику и методику подобных наблюдений. Эти работы после перерыва были возобновлены в 1901 г. Нитгаммером и велись им с помощниками в течение 1901 — 1918 гг. и позднее, главным образом в геодезических, а также в общегеофизических целях.

Гравиметрические наблюдения в Швейцарии подверглись подробной дискуссии в геодезическом смысле в связи с геодезическими работами, исследованием фигуры геоида в Швейцарии и изостатическими исследованиями в Альпах.

* Для характеристики специфического положения с английскими геодезическими работами вообще следует здесь напомнить, что геодезические и примыкающие к ним работы на самих английских островах находятся в ведении Ordnance Survey, что буквально значит „артиллерийская съемка“. Это учреждение было основано еще в XVIII веке для удовлетворения геодезических запросов, впервые тогда вставших в Англии именно в целях точных артиллерийских стрельб. В настоящее время Ordnance Survey находится в составе Министерства земледелия (Board of Agriculture). Руководителями же его и ответственными исполнителями геодезических, астрономических и гравиметрических работ являются находящиеся на действительной военной службе офицеры Корпуса королевских инженеров, представляющих собой квалифицированных астрономо-геодезистов и гравиметристов и выходящих из военных академий Уулича (Woolwich) и Чатама (Chatham). Что же касается английских доминионов и колоний, то, кроме Индийской съемки (Survey of India) в каждой из таких стран обычно имеется совершенно самостоятельная организация геодезических работ и съемок, с местным финансированием. Выполняются же астрономо-геодезические работы здесь теми же королевскими инженерами. Отметим, однако, что до последнего времени в Южно-Африканском Союзе и в Австралии с Новой Зеландией, в сущности, отсутствовали специальные учреждения, ведущие основные геодезические работы и тем более гравиметрические — типа общей съемки. В частности, гравиметрические работы в Южной Африке и Австралии, за исключением немногих случайных и, главным образом, устаревших наблюдений, до сих пор не ведутся.

Работы в Испании начаты в первых годах XX века Институтом географии, межевания и статистики (Instituto Geografico, Cadastral y de Statistica) в Мадриде и продолжаются в относительно медленном темпе по настоящее время.

Работы ведутся с прибором типа Штюкрата. В последние годы они иногда дополняются специальными работами геофизического назначения.

В Португалии до сего времени имелись лишь одиночные гравиметрические пункты разного времени и разных наблюдателей, преимущественно в больших портах и городах: Лиссабон, Оporto и т. д. В 1929 г. для Института географии и межевания (Instituto Geografico e Cadastral) в Лиссабоне был приобретен современный четырехмаятниковый прибор, и с ним в 1933 г. было определено в данной стране около пяти новых пунктов (результаты еще неизвестны).

В Бельгии работы характера общей гравиметрической съемки начались в 1921 г. и закончились в 1926 г., причем исходным пунктом служил Уккль.

В Голландии работы типа общей гравиметрической съемки были начаты Венинг Мейнесом в 1913 г. и закончены им в 1921 г. При этом ввиду нестойкости зыбкой наносной почвы Голландии, что увеличивается еще действием крупных приливных и прибойных морских волн, были встречены затруднения, которые преодолены путем введения усовершенствованного метода совместных качаний пар маятников.

В общем, в Бельгии и Голландии, благодаря малости их территории, общую гравиметрическую съемку (при плотности, принятой для Европейской части СССР) можно в настоящее время считать законченной.

В Югославии было всего несколько гравиметрических пунктов. В новое время для Югославии был приобретен современный 4-маятниковый прибор, с которым с 1934 г. начата общая гравиметрическая съемка. Пока с 1934 г. определено около полутора десятков пунктов, главным образом совпадающих с пунктами триангуляции в юго-восточной части страны.

В прилегающей Болгарии имеются только гравиметрические наблюдения гипсометрического типа, выполненные в виде опыта Ковачевым достаточно давно, и вряд ли их можно рассматривать как гравиметрические наблюдения современного типа. В недавнее время (1938—1940 гг.) Болгария приобрела современный четырехмаятниковый прибор.

В Румынии имеется несколько пунктов; на другие гравиметрические работы указаний нет.

В Чехословакии имеется ряд прежних наблюдений. В последние годы приобретен четырехмаятниковый прибор (Фехнера) с четырьмя инварными маятниками. Прибор был исследован, и при его помощи была выполнена связь Брно, выбранного за будущий исходный гравиметрический пункт страны, с Потсдамом и Веной, а также начат ряд определений новых гравиметрических пунктов. Работы эти ведутся Институтом геодезии Чешского политехникума в Брно.

В Польше гравиметрические работы типа общей съемки начались в 20-х годах текущего столетия (с 1926 г.). Они организованы Главным бюро мер в Варшаве в виде редкой съемки для общих целей (геодезических, геофизических и общегеологических). В последнее время перед войной гравиметрические маятниковые наблюдения типа густых съемок сгущения (не говоря о стоящих особняком вариометрических наблюдениях) стали ставиться в Польше уже в чисто местногеологических

или горноразведочных целях и для нужд различных организаций, главным образом нефтяных — в южной и юго-восточной части страны. В Польше, кроме старого прибора Штернека и четырехмаятникового прибора типа Штюкрата, в недавнее время приобретен новый четырехмаятниковый прибор Бамберга с четырьмя бронзовыми маятниками. Наблюдения в Польше производились хорошо проработанными современными приемами и методами (в частности, как и в СССР, применяется метод совместных или парных качаний), и качество полевых работ было хорошее.

Общую съемку в Польше еще нельзя считать законченной.

В Венгрии с 1930 г. началась новая работа с целью образования общей гравиметрической съемки. До этих пор в Венгрии имелся ряд пунктов.

Обращают на себя внимание также выполненные новые перекрестные связи между венгерским главным исходным пунктом—Будапештом и исходными пунктами соседних стран — Веной (Австрия) и Падуей (Италия). Кроме того, определен вновь ряд опорных промежуточных пунктов для обоснования полевых работ.

Для новых работ в Венгрии приобретен современный маятниковый прибор.

В Австрии после первой мировой войны гравиметрических работ, повидимому, не велось.

На ряде территорий, входивших до первой мировой войны в состав прежней Австро-Венгрии, имеются гравиметрические пункты, определенные Военно-географическим институтом в Вене самим изобретателем упомянутого выше прибора для относительных измерений Штернеком и его непосредственными учениками. Сюда относятся: собственно Австрия, Венгрия, Чехословакия, южная часть Западной Украины, Буковина, Штирия, Тироль и части современной Югославии, Румынии, Италии и др. Опорным пунктом при этом являлась Вена (Военно-географический институт).

Наблюдения эти производились прибором Штернека, без определения или исключения сокачания штатива. Правда, иногда производилось определение сокачания так называемым методом Шумана, но это не давало полного учета влияния сокачания. Ввиду этого наблюдения с прибором Штернека в его первоначальном виде, и прежде всего полевые наблюдения, дают нередко заниженную силу тяжести, особенно при так называемых «столовых» штативах (при «стенных» штативах соответствующая ошибка меньше). Это может быть объяснено тем, что на определяемых (полевых) пунктах установка обычно хуже, а следовательно и сокачание больше, чем на исходных пунктах, с которыми сравниваются полевые.

Кроме указанных прежних австро-венгерских наблюдений, в 80—90-е годы XIX и первое десятилетие XX века офицеры б. австро-венгерского флота (Gruliz и др.) выполнили при кругосветных экспедициях ряд наблюдений (с обычной для данной группы методикой) в портах, расположенных в различных частях мира: Затем ими же было выполнено несколько наблюдений в Италии, преимущественно по Адриатическому побережью, а также и внутри самой Италии. Исходным пунктом этих наблюдений являлась Пола (Морская обсерватория).

В Дании общую гравиметрическую съемку, проводившуюся в общих геодезических целях и занявшую ввиду малости территории сравнительно короткий срок, можно считать законченной. В связи с этим внимание занимавшихся ею геодезистов-гравиметристов (Датский геодезический институт) перенесено уже на детальные исследования (например, на исследование деталей хода геоида), а также на связанные с геодезией геофизические вопросы (например, сейсмические). Для таких

гравиметрических съемок сгущения употреблялся кварцевый гравиметр Нооргарда (первая вертикальная модель). В датских условиях подобные съемки сгущения легко могут перейти в общую съемку сгущенного стандарта. Съемка на суше дополняется съемкой на море, производимой барометрическим гравиметром (поплавок) Нооргарда. В 1942 г. Нооргардом для съемки Гренландии построена вторая (горизонтальная) модель кварцевого гравиметра.

Нужно указать также на тщательно выполненные связи датских исходных пунктов (Копенгаген и другие) с Потсдамом и с рядом исходных пунктов соседних с Данией стран. Кроме того, в Дании значительно развились методические работы Андерсена и Норлунда, а также конструктивные работы.

В Норвегии гравиметрические работы были начаты в 90-х годах прошлого столетия с прибором типа Штернека. Сюда прежде всего входят работы на льдах Северного Ледовитого океана в экспедиции Нансена на «Фраме» в 1893—1896 гг. (наблюдения Скотт-Ларсена). Затем следуют наблюдения в самой Норвегии, по ее побережью, начатые еще в 1891 г. и продолженные до первых годов XX века Шкиотцем. Эти наблюдения послужили материалом для геофизических работ Шкиотца и Фритиофа Нансена. Но затем гравиметрические работы практически не продолжались, и внутренняя главная часть Норвегии осталась в гравиметрическом отношении неизученной.

В Швеции гравиметрические дифференциальные работы были начаты Розеном с середины 90-х годов прошлого столетия при помощи первой усовершенствованной модели прибора типа Штюкрата (трехмаятниковый штатив и 4 бронзовых маятника, из которых один запасной). Затем шведы выполнили небольшой ряд гравиметрических наблюдений на Шпицбергене в шведской части шпицбергенского градусного измерения 1900—1901 гг. И на этом полевые маятниковые гравиметрические наблюдения в Швеции закончились. Производились только несколько раз маятниковые наблюдения для связи главного исходного шведского пункта в Стокгольме с Потсдамом и главными исходными пунктами соседних стран.

За последнее время в Швеции довольно широко развивались гравиметрические съемки сгущения для чисто горноразведочных целей с применением гравиметров, несколько типов которых было выработано шведами (две модели гравиметра типа кварцевых упругих маятников, наблюдаемых статически, и типа пружинного гравиметра).

В Финляндии гравиметрические определения привлекли к себе достаточно большое внимание в Финском геодезическом институте в геодезическом разрезе, причем гравиметрические наблюдения совмещались, как правило, с пунктами первоклассной триангуляции. Таким образом, значительная часть страны оказалась покрытой общей гравиметрической съемкой стандартной густоты, близкой к советскому типу. Надо отметить вполне современную методику и хорошее качество этих работ. Результаты сведены Хирвоненом в Каталоге финских гравиметрических пунктов.

Много внимания уделяют в Финляндии гравиметрии как в геодезическом, так и в геофизическом отношении (работы Борнсдорфа, Хейсканена, Хирвонена) — по исследованию изостазии, главным образом, в концепции Эри — Хейсканена, и хода геоида на Земле вообще.

В Японии на самих Японских островах общую гравиметрическую стандартную съемку можно считать уже выполненной (1911—1915 гг.), что вполне понятно ввиду малости территории самой Японии. С 1917 г. начата съемка Кореи и Манчжурии (1917—1932 гг.), а с 1933 г. гравиметрическая съемка стала переходить на примыкающие к Японии моря

(см. главу о морских наблюдениях), а также на южные подмандатные в то время острова. Целеустремленность японских наблюдений, кроме геодезической, в значительной мере является и чисто геофизической, что имеет для Японии актуальное значение в связи с сейсмичностью страны.

О деталях организации и методики японских работ известно мало, хотя в общем японскую гравиметрию можно считать относящейся к Европейской континентальной школе.

Начатые в Аргентине новые гравиметрические работы, повидимому, также принадлежат к настоящей группе Европейской континентальной школы (с новым европейского типа прибором), однако нет уверенности, что в дальнейшем данный характер гравиметрических наблюдений сохранится.

В последние годы перед войной начата подготовка к гравиметрическим наблюдениям в некоторых странах, в которых подобных наблюдений почти не было. Из таких стран, приобретших в недавнее время четырехмаятниковые приборы, можно указать, кроме упомянутых Чехословакии, Югославии, Аргентины и Португалии, еще Венецуэлу, Болгарию и Турцию.

10. Группа гравиметрических работ в Германии (Европейский континентальный общий тип практической гравиметрии)

До 90-х годов XIX века германские гравиметрические работы выражались ограниченным числом пунктов несколько случайного распределения.

Эти работы получили значительное оживление с середины 90-х годов. Тогда стал применяться усовершенствованный прибор с тремя и позднее четырьмя маятниками. Гравиметрические работы в геодезическом разрезе продолжались и до последнего времени, и теперь Германию можно считать покрытой общей гравиметрической съемкой.

Однако после первой мировой войны, в связи с поисками залежей полезных ископаемых и прежде всего столь важной для нее нефти, гравиметрические наблюдения в Германии получили новый толчок в чисто геологоразведочном разрезе, с использованием для этой цели уже гравиметров (пружинные гравиметры Тиссена, Граафа и барометрические Хаалька*). Следует заметить, что сухопутная съемка здесь дополнялась съемками на прилегающих участках моря и отчасти на реках с помощью барометрических гравиметров Хаалька.

11. Группа гравиметрических работ в Италии (Европейский континентальный общий тип практической гравиметрии с некоторыми особенностями)

Итальянские геодезисты уделяли до сих пор гравиметрии довольно большое внимание. Однако сами итальянские гравиметрические работы страдают от бессистемности организации и планирования, а отчасти даже и от некоторого разнобоя в методике, ввиду производства их многими организациями. Поэтому, несмотря на довольно значительное число гравиметрических наблюдений, нельзя еще считать, что в Италии имеется общая гравиметрическая съемка, хотя бы умеренной густоты. Общую съемку можно считать выполненной в Сицилии, а также на омывающих Италию морях (см. ниже о морских наблюдениях).

* Отметим тот, к сожалению, забытый факт, о котором вновь напомнил академик А. Я. Орлов, что барометрический тип гравиметра впервые был сконструирован и построен в России М. В. Ломоносовым. Поэтому в дальнейшем этот тип гравиметра мы называем типом Ломоносова.

До недавнего времени в Италии мало развивались маятниковые наблюдения в общих геологических и разведочных целях. Несколько больше, хотя также недостаточно, развивались изыскания местного разведочного характера, например вариометрические. Такое положение диктовалось достаточной безнадежностью поисков в Италии ценных ископаемых. Тем не менее в последнее время маятниковые наблюдения стали ставиться в Италии и в геологоразведочных и вообще в геофизических целях, равно как и наблюдения другими гравиметрическими методами.

Значение силы тяжести на исходных пунктах Италии в общем можно считать достаточно надежным в систематическом отношении, хотя увязка их в одну жесткую систему еще не производилась. Итальянцы Рейна и позже Миони усовершенствовали прибор Штернека, создав штатив для одновременного наблюдения двух маятников, что позволяет определять сокачание.

Довольно широкое развитие получили в Италии принципиальные и теоретические исследования по геодезическо-гравиметрическим вопросам, например работы Пиццетти, Сомильяна и др., однако без разработки практических приложений, подобной произведенной в Советском Союзе.

12. Группа гравиметрических работ во Франции, Алжире, Тунисе, Марокко, Сахаре, Сирии, а также в Китае, Индо-Китае, Малайе, на Филиппинских островах (Французский общий тип практической гравиметрии)

Во Франции имелся ряд гравиметрических пунктов, главным образом, в больших центрах (Париж, Лион, Дюнкерк и т. д.), где гравиметрические наблюдения были произведены в некоторых случаях уже в XVIII веке. Затем до 30-х годов текущего столетия в гравиметрических наблюдениях во Франции наблюдался полный застой. Совершенно новую струю в это дело влило введение с начала 30-х годов настоящего столетия эластических (или упругих) маятников Хольвека — Леже*. С этим прибором был, во-первых, определен ряд отдельных пунктов во Франции, а затем там же произведены некоторые гравиметрические сгущения. Однако, как ни странно, в самой Франции наблюдения с эластическими маятниками все же не получили, по крайней мере вначале, характера общей гравиметрической съемки и проводились по индивидуальному выбору самого наблюдателя (Леже) и, повидимому, без определенного плана. Далее, этими же маятниками были сделаны некоторые гравиметрические сгущения в геофизических целях (например, в горной области Юра). Но в других странах (и в значительной степени в областях французской ориентации) наблюдения с эластическими маятниками получили более определенный характер общей гравиметрической съемки и производились в значительной мере определенными государственными организациями по плану. Таковы работы разных лиц в Алжире, Тунисе, Марокко, Сахаре, Сирии и наблюдения самого Леже в Индо-Китае, Малайе, на Филиппинских островах и в Китае. Этими наблюдениями, так или иначе, гравиметрически освещена громадная и

* Эти тонкие приборы были по идее Леже построены известным физиком — специалистом по точному физическому приборостроению директором Лаборатории радия в Университете Сорбонны (Париж) Хольвеком, замученным во время войны немецкими фашистами за отказ выдать важное военное изобретение. В СССР независимо разработана в ЦНИИГАиК Г. И. Рудаковским конструкция упругого маятника. Теория прибора и методы полевых работ с ним получили особое развитие в работах М. Е. Хейфеца также в ЦНИИГАиК, благодаря чему применение упругих маятников получило достаточное обоснование.

интересная часть поверхности Земли. Наблюдения в Китае* охватили, хотя и редкой сетью, широкие пределы. Эти наблюдения сразу же дали указания на специальные особенности хода силы тяжести в Китае.

Нужно, однако, заметить, что метод упругих маятников еще изучен не полностью и, может быть, оставляет место сомнениям в смысле устойчивости нульпунктов, особенно при длительных и неудобных переездах. Необходим контроль их результатов путем сравнений с маятниковыми определениями. Однако при тщательном обращении упругие маятники, при наличии контрольных опорных пунктов гравиметрической сети II и I классов без сомнения могут явиться средством общей гравиметрической съемки.

В последнее время возобновлены также перекрестные сравнения французских исходных пунктов с аналогичными исходными пунктами смежных стран. Таково сравнение Парижа с Падуей, выполненное Ренье в 1933 г. с помощью приобретенного французским Геодезическим комитетом двухмаятникового штатива итальянского типа Миони с четырьмя бронзовыми маятниками типа Штернека. Сюда же относятся сравнение Парижа с Мадридом, выполненное испанцами, и сравнение Парижа и Страсбурга, сделанное П. Мюллером (Страсбургская астрономическая обсерватория) с маятниковым дифференциальным прибором Дефоржа, принадлежащим Географической службе армии.

К этим же работам можно отнести и выполненные Леже в 1935 г. упругими маятниками сравнения Парижа, Лиона, Женевы, Базеля, Потсдама, Варшавы, Боровой Горы, Перемышля, Кракова и Вены, не говоря о более ранних связях опорных азиатских пунктов с Парижем, выполненных тем же Леже для обеспечения упоминавшихся уже азиатских работ.

За последнее время подверглось некоторому сомнению исходное для Франции значение силы тяжести для Парижа (Астрономическая обсерватория), которое, повидимому, миллигала на 3 меньше истинного, но этот факт еще не может считаться установленным вполне уверенно и требует особого исследования. Однако значение этого факта очень существенно при использовании наблюдений Леже, играющих такую важную, как уже указывалось, роль в общей гравиметрической съемке Мира.

Во Францию в последнее время стали проникать методы и приборы Европейского континентального общего типа.

13. Группа отдельных гравиметрических наблюдений в дальних экспедициях и в кругосветных плаваниях

Особой группой мировой гравиметрической съемки, правда в значительной мере устаревшей и подлежащей замене современной общей съемкой, являются пункты гравиметрических наблюдений разных дальних экспедиций как сухопутных, так и морских.

Таковы наблюдения Сэбин, Фрейсинэ, Дюперре, Фостер, Ф. Литке и в более новое время Алессии, Триулци и других, давшие необходимые

* Часть общемировой гравиметрической съемки, а именно съемка Китая, отнесена в данную группу ввиду того, что большее количество наблюдений в Китае организовано и проведено силами Астрономической обсерватории в Ци-Ка-Вей в разрезе Французской гравиметрической школы (упругими маятниками Хольвека—Леже), но в недавние годы уже собственно сами китайские организации приняли меры к проведению новых гравиметрических наблюдений, возможно, что и с другими приборами, кроме упругих маятников.

Кроме того, в 1927—1930 гг. в Западном Китае производилось гравиметрическое наблюдение в экспедиции Свен-Гедина с четырехмаятниковым прибором обычного типа.

(особенно для южного полушария), но разрозненные данные для отдельных, разбросанных по земному шару пунктов. На севере, однако, в последнее время положение значительно исправлено недавними советскими экспедициями. Кроме этого, можно отметить работы некоторых сухопутных экспедиций, например итальянских экспедиций в разные области Центральной Азии, наблюдения А. Вегенера в центральной Гренландии (там и погибшего) и т. д.

Подобные наблюдения, несмотря на их раздробленность, сыграли и еще продолжают играть довольно заметную роль во всех гравиметрических выводах в отношении Земли как целого*. Однако далее такое положение совершенно нетерпимо, и рассматриваемая группа гравиметрических работ требует своей скорейшей замены новыми наблюдениями, притом систематического и непрерывного объема, выполняемыми всего рациональнее путем кооперации наиболее сильных в культурно-техническом отношении стран. Это организационно и методически может быть увязано с организацией сплошной гравиметрической съемки на океанах (см. ниже группу морских наблюдений).

Прибавим, что Советский Союз для еще более полного и точного использования своей гравиметрической съемки как в геологическом, так и в геодезическом и в картографическом отношениях реально заинтересован в скорейшем развитии гравиметрических данных по всей Земле (в частности, ввиду развития у нас работ по геодезической гравиметрии), и поэтому участие СССР в организации подобных международных работ крайне необходимо.

14. Специальная группа морских и ледовых наблюдений

Морские наблюдения силы тяжести после ряда неудачных попыток, не давших нужной точности, можно считать впервые осуществленными Голландской геодезической комиссией в Дельфте в лице Венинг Мейнеса, что явилось одним из замечательных фактов в истории мировой гравиметрической съемки, позволившим в короткое время получить общее, а в некоторых случаях и частное представление о ходе силы тяжести на океанах и морях. Правда, первоначальный общий ответ был дан еще Хеккером при помощи его гипсотермометра. Однако наблюдения Хеккера при своей малой точности могли выражать лишь средний размер или порядок величины силы тяжести на океанах. Именно, единственный вывод, который мы можем сделать из наблюдений Хеккера (подтвержденный впоследствии и наблюдениями Венинг Мейнеса), это тот, что сила тяжести по своей абсолютной величине и по своим колебаниям ведет себя в среднем на морях так же, как и на континентах. Иначе мы можем сказать, что форма Земли в общем одинакова как на океанах, так и на континентах; то же пока можно сказать и про размер ее колебаний.

В 20-х годах настоящего столетия Венинг Мейнес развил для морских гравиметрических наблюдений метод совместных качаний пар маятников, получивший затем еще более удобную форму наблюдения так называемого фиктивного разностного маятника. Первоначальные теоретические основания метода совместных качаний были известны еще и ранее.

При этом Венинг Мейнес первоначально применил на море прибор, приспособленный из обычного сухопутного, но вскоре сконструировал

* Основным обстоятельством, снижавшим с самого начала ценность подобных «экспедиционных» наблюдений и принципиальную приложимость их к общей характеристике Земли, является не столько методическая трудность и неточность их производства, сколько неизбежная приуроченность их к особым местам (побережья, острова и т. п.), обычно аномальным и поэтому не могущим служить для планомерной характеристики общего нормального земного гравитационного поля. Это обстоятельство продолжает еще играть значительную роль для южного полушария.

уже специальный маятниковый прибор. Оба этих голландских прибора были применены на подводных судах, возможность чего, как говорит Венинг Мейнес, подсказал ему голландский геолог Ван-Иттерсон.

Однако сам Венинг Мейнес произвел на море опыты маятниковых наблюдений, имевшие шансы на дальнейшее успешное развитие, на обычных надводных судах (пассажирские пароходы).

Преобладающую роль в гравиметрических исследованиях морей первое время играли работы Голландского геодезического института как в смысле выработки специальной методики морской гравиметрии, так и в смысле производства соответствующих наблюдений. Особо выделяются голландские экспедиции для исследования местных аномальных морских районов Голландской Восточной Индии, давшие материалы для больших геофизико-геологических исследований и выводов (голландские экспедиции 1927—1929 гг.).

Американская экспедиция 1928 г. под руководством Венинг Мейнеса в морях Вест-Индии также дала возможность существенных и новых геофизических заключений местного характера. Эти американские работы продолжались в 1932—1936 гг. и в значительной мере имели упор на исследование явления изостазии, которому в Америке стремятся придавать чрезмерное универсальное значение в форме Пратта — Хэйфорда (наименее притом достоверной). Еще большее развитие получили советские морские наблюдения, в частности, Государственного астрономического института им. Штернберга (проф. Л. В. Сорокин), которые явились одними из первых, использовавших новую методику. В частности эти работы на Черном море 1930—1933—1935 гг. подтвердили предположение акад. А. Д. Архангельского о продолжении Крымских гор под Черным морем к западу, к Балканскому полуострову. Аналогичные советские работы нефтеразведочных организаций 1935 г. (В. В. Федынский) подтвердили вероятность соображений геологов (акад. Архангельского) о продолжении гравиметрических характеристик Донбасса (и, вероятно, и других промысленно-экономических характеристик и возможностей Донбасса) под Калмыцкими степями, далее под Каспийским морем к северо-востоку на соединение с Уралом.

Морские гравиметрические экспедиции предпринимались в целях общей морской гравиметрической съемки в Средиземном море итальянцами (проф. Кассинис) в 1931 и 1935 гг. и французами (Марти и др.) в 1932—1936 гг. Для специального исследования аномальных районов в 1933 и 1935 гг. проведены японские экспедиции в районе Японской впадины (Nippon Trench). Морские наблюдения в Тихом океане были также начаты на парусной яхте «Карнедж» в 1929 г., но были прерваны из-за гибели судна в гавани.

Насколько известно, в 1938 г. в Англии шла подготовка специального судна для предполагавшихся в 1939 г., но, очевидно, не состоявшихся из-за начавшейся войны, обширных морских гравиметрических работ.

К данной же группе морских гравиметрических наблюдений примыкают также и такие наблюдения, которые мы называем ледовыми и которые получили свое особое развитие в советских работах. Мы разумеем здесь гравиметрические наблюдения, производимые на судах, вмёрзших в морские льды или находящихся в полыньях между льдами и поэтому недвигающихся собственным движением, а вообще дрейфующих вместе с окружающими льдами. Подобные ледовые наблюдения в предвоенные годы были произведены советскими гравиметристами почти во всем советском секторе Арктики вплоть до полюса и дали результаты исключительной важности для общемировой гравиметрической съемки. Сюда относятся наблюдения на ледокольных пароходах «Садко» и «Седов» (несколько экспедиций, гравиметрическая часть которых была ор-

ганизована под научным руководством проф. И. Д. Жонголовича). Наблюдения здесь производились проф. И. Д. Жонголовичем и в последней экспедиции Героем Советского Союза Буйницким, причем применялся специальный морской прибор. Особое значение имели также наблюдения Героя Советского Союза Е. К. Федорова на дрейфующей льдине (станция «Северный Полюс») в экспедиции И. Д. Папанина, захватившей кроме самого Ледовитого океана, также и Гренландское море. Прибором здесь служил специальный легкий сухопутного типа прибор, сконструированный в Ленинградском астрономическом институте С. Е. Александровым.

Из заграничных наблюдений сюда можно отнести только имеющие теперь лишь исторический интерес первые гравиметрические наблюдения на льдах в экспедиции Фритиофа Нансена 1894—1896 гг. (производившиеся на льду около судна экспедиции «Фрам»), а также немногочисленные наблюдения в экспедиции Вилькинса 1931 г., производившиеся на подводной лодке «Наутилус» (находившейся во льдах в непогруженном состоянии).

Что касается программного содержания морских наблюдений, то эти наблюдения можно разделить на две следующие группы: во-первых, наблюдения, имеющие характер редкой и, по существу, ориентировочной общей съемки, выполняемой узкими редкими трансокеанскими маршрутами; во-вторых, группы морских наблюдений отдельных областей для специальных геофизических целей.

Рассмотрим специальную приложимость и значение морских гравиметрических наблюдений в общей схеме мировой гравиметрической съемки. Определения силы тяжести на море служат для продолжения на большее, насколько возможно, протяжение общемировой гравиметрической съемки в целях как геодезических, так и геолого-геофизических.

Во-первых, морская гравиметрическая съемка служит для повышения абсолютного смысла геодезическо-гравиметрических выводов (так как для соблюдения условий абсолютности считается, хотя, может быть и чересчур теоретически условно, необходимым учитывать аномалии силы тяжести по всей земной поверхности).

Сверх того, морская гравиметрическая съемка является вообще единственным средством определения хода геоида на океанах и морях и без подобной съемки нельзя составить себе достаточное понятие об общем ходе геоида (так как большая часть Земли и ее общего геоида приходится на океаны). Эта же морская гравиметрическая съемка может дать конкретно числовое, отсутствовавшее ранее средство для соединения геодезических систем и сетей разных континентов и их исходных геодезических дат.

Во-вторых, морские гравиметрические наблюдения, особенно в форме общей съемки, дают в руки геологов не применявшиеся ранее средства геологического исследования, являясь одним из новых и важных данных для установления и проверки как общегеологических, так иногда и местных геологических выводов; в некоторых случаях они могут служить и для самостоятельных геологических заключений, особенно в отношении строения ложа океанов, недоступного для обычных сухопутных геологических методов.

В местной геологии применение местных морских гравиметрических съемок аналогично приложению в общей геологии.

Прибавим, что геолого-геофизическая интерпретация данных морских гравиметрических съемок может дать почти отсутствующее объективное средство для соединения геологических характеристик отдельных континентов в одну строго связанную систему.

На поверхности морей ход аномалий силы тяжести диктуется геологическим состоянием морского дна и, очевидно, выражает геологию последнего, связывая ее, где нужно, с характером аномалий силы тяжести, переходящих на сушу. Заметим, что на океанах редукции наблюдаемой силы тяжести к уровню геоида получаются увереннее и определеннее, чем аналогичные редукции сухопутных наблюдений, ввиду того, что на воде наблюдение производится близко к самой поверхности геоида. Кроме того, играет роль и то, что массы, обуславливающие размер и ход аномалий, в данном случае находятся от места наблюдения на расстоянии не менее соответствующей глубины океана или моря, т. е. для океана примерно в среднем около четырех километров, в силу чего выравниваются существующие на самом дне океана мелкие возмущения силы тяжести и остаются только крупные и плавные колебания последней, вызываемые крупными геологическими структурами дна океанов. В частности, эти принципиально выгодные свойства морских гравиметрических данных могли бы служить в общей геологии к выяснению в чистом виде состояния древнего фундамента земной коры.

Повторяем, особенно выгодными морские гравиметрические данные оказываются для геодезии благодаря бесспорности редукций, отсутствию влияния мелких колебаний аномалий и благодаря тому, что наблюдения производятся всегда почти на одной и той же уровневой поверхности Земли, а именно на поверхности самого геоида; поэтому морские наблюдения дают фигуру последнего точно и достоверно.

Разработка методических основ морской съемки в силу сложности учета различных факторов и обстоятельств наблюдения и в настоящее время не может считаться вполне законченной. Остается еще обширное поле для теоретических и опытных исследований для физиков, механиков, гравиметристов и судостроителей. Многие вопросы еще ожидают своего решения (к ним необходимо привлечь усиленное внимание теоретиков и практиков, что удобнее сделать в специальной статье).

15. Группа гравиметрических работ, производимых промышленно-коммерческими предприятиями

В различных странах за рубежом, кроме уже рассматривавшихся выше гравиметрических наблюдений, производимых государственными учреждениями, имеется значительное число гравиметрических наблюдений (иногда даже более систематических и большего объема, чем государственные), выполняемых частными промышленными компаниями, по преимуществу крупными нефтедобывающими или нефтеразведочными. Таковы промышленные гравиметрические съемки в США, например, в Техасе (разные компании), в Иране, в Южной Америке.

Эти работы предпринимаются в целях предварительной разведки полезных ископаемых, чтобы на основе полученных данных выяснить ценность территорий, произвести необходимые и выгодные сделки, обеспечивающие право эксплуатации их, а затем, пользуясь гравиметрической съемкой, предпринять детальные исследования*, предшествующие промышленной эксплуатации этих земель. Понятно, что данные гравиметрических съемок направляют коммерческие, а иногда и политические мероприятия объединений и монополий и, оставаясь их секретом, не могут быть поэтому использованы для широких научных целей.

Следует помнить, что число гравиметрических пунктов, определенных в таком порядке, может доходить до многих десятков и сотен ты-

* При этом подробном изучении обычно применяются уже весьма разнообразные средства геофизической разведки, притом нередко в комбинациях. Из них в последнее время выявилась, как одна из наиболее рациональных, комбинация сейсмометра (отражательного) с гравиметром.

сяч пунктов, расположенных притом в значительной мере в мало освещенных областях (Иран и др.), в тропиках, в южном полушарии (Центральная и Южная Америка и др.). Например, имеются сведения (согласно данным конца 1936 г.), что одно из наиболее крупных международных капиталистических нефтяных объединений Corporation предприняло большие гравиметрические работы в Южной Америке, причем были сделаны определения примерно 65 000 пунктов, составляющих, правда, местные группы, которые, тем не менее, в других, не капиталистических условиях могли бы дать ценные и недостающие материалы для общей гравиметрической съемки (конечно, при условии контроля систематической правильности принимавшегося для этих групп пунктов исходного нуляпункта).

16. Итоги общемировой гравиметрической съемки*

Пересматривая изложенный выше ход гравиметрических наблюдений с точки зрения покрытия всей поверхности нашей планеты сплошной общей гравиметрической съемкой, можно сделать следующие заключения.

Гравиметрические наблюдения с XVIII века до начала XIX века носили по существу только ориентировочный характер определения общего порядка величины силы тяжести и изменения последней на поверхности Земли.

С начала XIX века до 90-х годов XIX века гравиметрические наблюдения, уже более усовершенствованные, стали, прежде всего, более многочисленными и более рациональными по своему географическому распределению, что уже позволило впервые применить их реально, в частности для вывода закона нормального распределения силы тяжести на Земле. Однако гравиметрические наблюдения и порядок их производства не соответствовали принципу общей гравиметрической съемки.

С начала 90-х годов XIX века по настоящее время, когда производство гравиметрических наблюдений вступило на путь общей гравиметрической съемки, эти наблюдения стали проводиться как сплошное покрытие данной территории сетью гравиметрических пунктов. Однако во многих странах еще и теперь имеет место прежний случайный порядок размещения этих пунктов**.

Правильный организационно-плановый характер общей гравиметрической съемки выдерживается в особенности в Советском Союзе. Имеющийся уже теперь опыт практического приложения данных нашей общей гравиметрической съемки, например опыт геодезического использования гравиметрии в ЦНИИГАиК и ряд выводов по линии общей

* Используемые в настоящей статье общие и, в частности, количественные характеристики мировых гравиметрических работ относятся, вообще, к их состоянию до начала Великой Отечественной войны и основываются на тех сведениях, которые можно было собрать в ЦНИИГАиК к этому времени с небольшим дополнением, собранным во время войны. В военное время гравиметрические работы, могущие служить для наращивания общей гравиметрической съемки, были сильно сокращены, а иногда, повидимому, и совсем прекращались, за исключением Советского Союза, где плановая общая гравиметрическая съемка не прерывалась и в это время, благодаря, прежде всего, своей твердой общегосударственной постановке и производственной настойчивости гравиметристов. Но в некоторых странах эта военная эпоха, возможно, окажется переломной в отношении характера и накопления данных в разрезе мировой гравиметрической съемки. Подобный перелом в таких странах может произойти в связи с возможными переменами научных, технико-методических и особенно организационных условий. Этим, быть может, подчеркивается своевременность нашей попытки подвести вкратце образовавшиеся к настоящей эпохе общие итоги мировой гравиметрической съемки.

** Случайные наблюдения играют малую роль в правильной общей гравиметрической съемке и поэтому, выполнив свою роль общей первоначальной гравиметрической характеристики Земли, все равно должны быть заменены систематической съемкой определенной густоты.

геологии и геофизики, показывает, что принятая с 1932 г. в СССР густота пунктов общей гравиметрической съемки выбрана в общем удачно. Съемка более редкая давала бы возможность только более общих и неуверенных, по необходимости, выводов и заключений, а съемка более густая была бы слишком громоздка при ее производстве и на долгое время задержала бы ее выполнение и использование.

Гравиметрическую съемку Мира, в смысле общего продвига и приближения имеющихся к настоящему времени в разных странах гравиметрических наблюдений к полной общей съемке, можно разбить на следующие виды по густоте*.

А. Страны, в которых общую гравиметрическую съемку, в смысле густоты съемки Европейской части СССР, можно считать выполненной.

Б. Страны, в которых можно считать выполненной **общую гравиметрическую** съемку другой, более редкой густоты, например с расстоянием между пунктами примерно в 100 км.

В. Страны, в которых часть территории покрыта общей съемкой типа съемки СССР и в которых идет или предполагается к развитию работа по заполнению территории съемкой подобного стандарта.

Г. Страны, в которых положение можно считать таким же, как и в предшествующих, но в смысле густоты типа Б.

Д. Страны со случайными и разрозненными или устаревшими гравиметрическими пунктами или даже почти с отсутствием последних, однако имеющие обособленную перспективу общей гравиметрической съемки в том или другом виде.

Е. Страны, в которых вообще нет гравиметрических наблюдений современного значения, за исключением весьма немногих случайных экспедиционных, перспектива же систематического выполнения гравиметрической съемки представляется еще неясной.

Итоги** общемировой гравиметрической съемки кратко можно формулировать следующим образом:

А. Общую гравиметрическую съемку густоты типа А, т. е. не меньшей, чем стандарт СССР (Европейская часть), можно считать в настоящее время выполненной в следующих странах: Голландия, Бельгия, Дания, Швейцария, Австрия, Германия, Япония (**методически работы** всех этих стран принадлежит к Европейскому континентальному типу практической гравиметрии).

Б. Общую гравиметрическую съемку густоты типа Б можно считать почти выполненной в США. Здесь, если не считать Аляски, остались только небольшие пробелы. Затем в густоте, однако, все же меньшей, чем стандарт СССР, можно считать приближающейся к выполнению гравиметрическую съемку Индии.

В. Общая гравиметрическая съемка стандарта СССР частично выполнена и продолжает выполняться. Здесь прежде всего необходимо

* Вообще, за исключением СССР, в остальных гравиметрических работах Мира почти отсутствует установленный, особенно в общегосударственном смысле, стандарт густоты.

** В настоящей статье мы не занимаемся сколько-нибудь подробно вопросом о самих количественных характеристиках имеющегося мирового комплекса гравиметрических наблюдений и степени покрытия гравиметрической съемкой отдельных земных областей, оставляя этот вопрос для других статей.

Здесь мы отметим только наиболее характерное свойство имеющегося в настоящее время мирового комплекса гравиметрических наблюдений, именно то, что для южного полушария Земли имеются совершенно недостаточные гравиметрические данные. В частности, в геодезическом смысле можно сказать, что собственно гравиметрические данные южного полушария вряд ли могут служить для сколько-нибудь значимого индивидуального для этого полушария вывода фигуры Земли. Кроме общей недостаточности гравиметрических пунктов, здесь еще большую роль играет то, что гравиметрические пункты южного полушария относятся в значительной мере к группе экспедиционных наблюдений, обычно выполняемых в заведомо и чрезмерно аномальных местах (см. выше стр. 24).

указать СССР, где уже к 1940 г. выполнено значительно более половины первоначального планового объема.

К тому же разряду принадлежат: гравиметрическая съемка Англии, съемки Франции и Алжира, значительно продвинувшаяся к 1939 г. в южной части съемка Финляндии, затем, хотя и менее определенно, съемка Польши и начатая вновь съемка Венгрии. Наконец, учитывая главным образом пока будущее развитие, сюда можно отнести Югославию и Чехословакию, а также недавно начатую медленными темпами съемку Португалии.

Г. В ряде стран можно считать частично выполненной общую гравиметрическую съемку примерно густоты типа Б. с перспективой (существовавшей перед Второй мировой войной) доведения подобной съемки — хотя бы в некоторых случаях и не скоро — до конца. Таковы: Канада (где съемка уже значительно продвинулась, за исключением северных и арктических районов), Китай (собственно), Французский Индо-Китай, Филиппины, Марокко, Северная Сахара, Сирия. В этих странах уже имеется заметное число гравиметрических пунктов, но из-за обширности территории, в особенности в Китае, съемка еще затянется. Наконец, сюда относятся Восточная Африка, Египет и частично Восточный Судан и Аргентина.

Съемку Италии (а может быть, и некоторых других стран, состояние гравиметрических работ в которых трудно классифицировать) можно пока отнести к разделу «Г», т. е. к невыполненным еще съемкам густоты типа Б. Однако в данном случае нет определенной организации работ, и перспектива организации общегосударственной съемки так и остается до последнего времени неясной.

К этому же виду можно было бы отнести еще Норвегию и Швецию, однако, как ни удивительно, в сравнении с другими европейскими странами положение в них (перед войной) не давало уверенной перспективы организации общей гравиметрической съемки. Съемки гущения, однако, в последнее время в Швеции получили значительное развитие в горноразведочных целях, причем для них используются специально в Швеции выработавшиеся типы гравиметров.

Сюда может быть уже отнесена Арктика (по крайней мере ее советская часть) вплоть до Северного Полюса, что объясняется эффективностью работы советских арктических экспедиций.

Д. В некоторых странах при наличии весьма немногих гравиметрических пунктов (в значительной мере случайных и устаревших) и даже при отсутствии вообще гравиметрических пунктов, представляется, однако, перспектива дальнейшего увеличения их числа в той или иной форме съемки, так как в этих странах или имелись уже ранее или в последнее время приобретены соответствующие приборы; таковы Венецуэла, Болгария и Турция.

Е. Сюда относятся страны, где практически почти или совсем нет гравиметрической съемки или для нее пока еще нет определенной перспективы. Это Греция, Румыния, Афганистан, Монголия, Тибет, Сикан, Таи, Австралия с Новой Зеландией, большинство островов Тихого океана (за исключением Гавайских и бывших японских подмандатных островов, где есть современные наблюдения), континент Антарктики, Гвиана, наконец, такая крупная страна, как Бразилия, и, может быть, Боливия, Парагвай, Уругвай и др.

Относительно других южноамериканских стран следует отметить, что они также могли бы быть отнесены пока в эту группу. Однако в последнее время (1941 г.) появились указания на то, что в США принимаются меры к началу гравиметрических наблюдений в этих странах. Таковы Перу, Колумбия и, может быть, Эквадор, Чили и др.

17. Характерные схемы и принципы целевых возможностей общей гравиметрической съемки

На основе довольно значительных, хотя далеко еще не исчерпывающих материалов, можно характеризовать научные, а также практические, технические и экономические возможности и целевое направление общей гравиметрической съемки в следующем резюме.

Общая гравиметрическая съемка в форме сплошного и возможно равномерного покрытия территории выясняет распределение одного из физических факторов природы, связанного с географической территорией и имеющего проявление в каждой точке земной поверхности и по самой своей сути изменяющегося плавно таким образом, что дает возможность интерполяции (при подходящем выборе расстояния между пунктами и стандартной точности при наблюдениях).

Выяснение распределения и подобная интерполяция таких факторов географического типа особенно удобны, если результаты таких съемок выразить в виде карт, изображающих ход линий равных значений изучаемого фактора природы, т. е. в случае гравиметрической съемки — линий разных значений силы тяжести (изоаномалы)*. В последнем виде подобные съемки наиболее рационально выражают и хранят в себе ряд соответствующих потенциальных возможностей для применения в различных целях.

Для более детального вывода из материалов таких общих съемок необходимо дополнять в некоторых местах общие съемки большого протяжения накладывающимися на них более детальными, так называемыми съемками сгущения малого протяжения.

Выяснение таких мест, требующих детальных съемок, в частности и является одной из задач общих съемок, особенно в геологоразведочном отношении.

Прежде всего заметим, что результаты гравиметрических съемок, особенно выражение в виде карт изоаномал, представляют распределение масс в более верхних слоях земной коры. Это распределение масс и их действия мы можем рассматривать состоящими, во-первых, из глубинного древнего (обычно докембрийского) фундамента, а во-вторых, из более поверхностных и более молодых геологических осадочных пород. Разделение действия масс глубинных и поверхностных можно сделать путем предварительного выяснения широких и общих закономерностей в ходе рассматриваемого явления (в форме изоаномал силы тяжести), выражая опять-таки эти общие закономерности в форме карты или равносильной ей таблицы, расположенной по географическим координатам. Вычитая последние данные из общей картины изоаномал, получаем действие поверхностных слоев**.

На основании подобных и других приемов исследования мы можем сказать, что главная и общая картина распределения аномалий силы тяжести обычно диктуется ходом глубинных древних слоев (например, докембрийских), поверхностные же массы обычно имеют меньшее значение и только несколько осложняют большие волны хода силы тяже-

* Кроме карт собственно изоаномал, дающих распределение данного фактора по величине, возможно построение карт „градиентов“ (как вторая стадия работы построения карты изоаномал и на основе трансформации последней).

** Можно было бы применить и следующий прием. Если из чисто геологических исследований (относящихся вообще только к умеренной глубины наслоениям) можно в данной местности непосредственно выяснить толщу и расположение более молодых геологических слоев, то, вычислив гравиметрическое действие их и вычтя его из наблюдаемой картины изоаномал, получим картину изоаномал, обуславливаемую только глубинным фундаментом, а следовательно и изображающую ход последнего.

сти*. Но это еще не принято всеми геофизиками и геологами, причем на этой почве среди геологов были случаи разочарования, например, когда особенности хода аномальности связывались лишь с поверхностной геологической структурой. Однако определение и разделение приведенным выше приемом действия различных по уровню и возрасту масс земной коры имеют свой смысл и приложение во всякого рода вопросах — геофизических, геологических и, наконец, геодезических. В частности, по отдельным указанным отраслям можно составить общие характеристики возможных целевых применений общей гравиметрической съемки. При этом, однако, надо оговориться, что методику использования гравиметрических данных, особенно в геологии и геофизике, еще нельзя считать достаточно выработанной. Более определенно отработана (именно у нас в СССР, в ЦНИИГАиК) методика геодезического использования гравиметрических данных.

В смысле геофизическом такая общая гравиметрическая съемка прежде всего выясняет положение, размер и взаимное расположение и отношение между собой масс, составляющих земную кору (в двух указанных выше разделах); наряду с этим облегчаются и вывод и установление новых закономерностей. Особенно же полезную роль играли и играют общие гравиметрические съемки в вопросах равновесия земной коры и так называемых явлений изостазии, значение чего переходит также и в вопросы, с одной стороны, геологии, а с другой стороны, — геодезии**.

* Для объяснения общей картины аномалий и общего в широком смысле хода их в последние годы некоторые геофизики иногда, и не без основания, выдвигают различные теории натяжений, сжатий и потоков, имеющих место в пластических, более глубоких массах земной коры; притом такие гипотетические явления принципиально могут быть даже переменными в течение определенных промежутков времени (порядка геологических эпох или во всяком случае очень больших). Эти явления могут сказываться только в общем, широко понимаемом ходе аномалий, а приведенные только что причины (строение глубинного фундамента и т. д.) сами по себе могут отражать на себе эти явления (натяжения, сжатия и подкоровые потоки).

** Относительно вообще изостазии и изостатических вычислений представляется не лишним заметить следующее. В современную научную эпоху, по ряду как принципиально-научных, так и наблюдаемых признаков, вряд ли приходится сомневаться в том, что земная кора находится в том или ином состоянии равновесия. Однако форма такого равновесия и степень проявления последнего могут варьироваться для различных районов. Вместе с тем остается еще недостаточно выясненным действующий или рабочий механизм поддержания этого равновесия.

В частности, примененная в свое время в качестве собственно технического дополнительного вычислительного средства условная изостатическая схема Пратта—Хейфорда, пропагандировавшаяся затем в качестве физической реальности и как достижение американской науки, теперь не может считаться достаточно достоверной физически. Более достоверны схемы Эри—Хейсканена («корни гор») и Венинг Мейнеса (упругий прогиб земной коры). Возможно, что истина лежит где-то между двумя последними схемами, хотя мыслимы и совершенно другие решения этого вопроса, требующего еще своего дальнейшего исследования, необходимого для целей геодезии и геофизики. Еще более труден вопрос о самом механизме, устанавливающем и поддерживающем изостатическое равновесие. По нашему предположительному мнению, следует в этом отношении рассмотреть возможное действие подкоровых потоков в пластических нижних слоях земной коры.

Что касается изостатических вычислений, то производство их на настоящей стадии вопроса об изостазии представляется рациональным главным образом по линии приближенно-пробных вычислений, в целях испытания на наличие, степень и форму изостазии возможно большего числа отдельных районов, чтобы иметь возможность решить такие вопросы статистически или для всей Земли, или для одной большой и непрерывной территории (СССР). При этом, но только для удобства — в качестве техническо-вычислительного средства относимости — можно пользоваться однообразным применением среди прочих, также хотя бы и условных изостатических схем (например, Пратта).

Кроме того, подобную работу желательно вести в нескольких, — хотя бы в двух — видах изостатических схем, чтобы получить возможность интерполяции суждений, что ведет к выяснению истины.

В смысле геологии как общей, так и местной, гравиметрические наблюдения в форме общих съемок, а иногда и в виде специально направленных для решения определенной задачи профилей представляют независимые геологические характеристики, они дают существенное дополнение к другим геологическим характеристикам, облегчая их использование и объединение в выводе или применяются для необходимого контроля имеющихся геологических выводов, строившихся, по необходимости, только на чисто геологических соображениях.

При геологических выводах из гравиметрических материалов надо особенно иметь в виду подчеркнутое разделение проявляющихся влияний глубоких древних слоев (внизу) и осадочных слоев (сверху). Неучет подобной двойственности иногда приводит к недоразумениям и даже вызывает разочарование. В частности, в смысле общей геологии на основе гравиметрических данных уже сделан ряд выводов и заключений общегеологического типа. Напомним, для примера, гравиметрические подтверждения продолжения Донбасса на восток под Калмыцкими степями и Каспийским морем к Уралу, что было предположено акад. Архангельским, исходя из чисто общих геологических умозаключений. Тем же путем был выявлен и уточнен так называемый скрытый хребет Индии.

В смысле местной геологии или даже непосредственной горной разведки, учитывая, конечно, известную неоднозначность решения, в ряде случаев можно получить при некоторых допущениях указания на расположение, размеры, объем и плотность различных горных залежей или чаще сопутствующих им и указывающих на их присутствие геологических структур. При этом принципиальная множественность возможных здесь решений практически иногда ограничивается заданными допущениями.

Если исчерпывающий ответ на данный частный вопрос местной геологии или горной разведки непосредственно из общей гравиметрической съемки и нельзя еще всегда и всюду получить, то во всяком случае общая гравиметрическая съемка позволяет обнаружить и наметить места, интересные в местногеологическом и горноразведочном отношении, требующие уже применения съемок сгущения в комбинации с другими геофизическими методами разведки (например, магнитными, электрическими и сейсмометрическими методами).

Одну из главных областей приложения общей гравиметрической съемки представляет собой геодезия. В последнее время, благодаря советским работам, геодезия — геометрическая — и гравиметрия, рассматриваемая здесь как геодезия физическая, тесно и непрерывно сливаются как теоретически, так и практически, вплоть до практических вопросов топографии и картографии*.

Обычно, вплоть до настоящего времени, под геоидом, как известно, разумелась выбираемая для выражения фигуры Земли та из уровненных поверхностей земного гравитационного поля, которая проходит через уровень поверхности океана. Подобный выбор вполне естествен и удобен для морской части поверхности, однако на континентальной

* Десять два—три лет тому назад термин „геоид“ для многих геодезистов представлялся лишь сугубо математической абстракцией, имеющей отношение только к теоретическим, отвлеченным принципам высшей геодезии; теперь же ясно видно, что представление о геоиде, как определяющем положение вертикали, проникает все содержание геодезии, вплоть до топографии или полевой картографии. Именно, всякий топограф или нивелировщик, устанавливая и нивелируя свои полевые инструменты, как раз и имеет дело с местным геоидом, по нормали к поверхности которого он и ориентирует свои инструменты.

части он вносит известные затруднения и неясность*. Геоид получается из астрономо-геодезических наблюдаемых данных (уклонений отвеса) или гравиметрических данных, а иногда, в новое время, из совместного использования обоих типов данных (путем астрономо-гравиметрического нивелирования).

Общая гравиметрическая съемка дает возможность вычисления фигуры и положения общего геоида (а практически в ряде случаев даже и местного, притом как в обычном прежнем, так и в указанном в примечании вновь предложенном его смысле). Лучшее приближение к фигуре, в частности, местного геоида можно получить путем добавочных специальных гравиметрических съемок сгущения.

При разных способах вывода геоида, в частности гравиметрическом, положение и фигура геоида выражаются следующими, как мы их называем, характеристиками геоида. Первой из них является расстояние поверхности геоида от некоторой принятой за стандартную и ориентированной, по некоторым принятым исходным геодезическим датам страны, фигуры относимости или сравнения (обычно эллипсоид вращения). Второй характеристикой геоида может служить отклонение отвеса или угол между нормалью к поверхности геоида и к поверхности фигуры относимости для данного исследуемого пункта. Оба таких вывода, особенно в отношении отклонения отвеса, их конкретное целевое применение к геодезическо-картографическим работам, сопровождаемые многими примерами такого практического приложения гравиметрии, были специально развиты в ЦНИИГАиК. Подобные методы геодезической гравиметрии при наличии общей гравиметрической съемки на большой территории, в частности в СССР и, вероятно, например, в Северной Америке, Западной Европе и Индии, могут дать уже полезные выводы таких характеристик геоида.

До указанных работ ЦНИИГАиК по геодезической гравиметрии не были еще установлены ни полный смысл, ни полная методика подобных выводов, в частности не было достаточного ответа на вопрос, имеет ли выводимое таким гравиметрическим путем расстояние геоида (про гравиметрический же вывод отклонения отвеса тогда вообще не было еще и речи) только общий или также и местный смысл. Последний факт получения местных характеристик геоида** был установлен нами сравнительно недавно при первом опыте подобных выводов для района Московской аномалии.

На основании имеющихся соответствующих работ ЦНИИГАиК, продолжающихся с 1932 г., можно сказать, что гравиметрические вы-

* В связи с этими обстоятельствами, несколько осложняющими вывод и использование характеристик геоида при точных геодезических запросах, в самое последнее время, в 1944—1945 гг., в ЦНИИГАиК М. С. Молоденский построил возможно предназначенную в будущем вызвать переворот в высшей геодезии новую схему определения геодезической поверхности Земли путем использования уровенных поверхностей, проходящих через рассматриваемый исследуемый пункт самой физической поверхности Земли или через последовательность таких пунктов. Введение подобного представления рационализирует редукцию употребляемых для вывода фигуры Земли астрономо-геодезических и гравиметрических данных, давая результатам более конкретный и простой смысл. Конечно, при этом несколько модифицируется и само определение смысла геоида, который в данном случае, пожалуй, можно назвать „геоид физической поверхности Земли“; на океанах такое определение совпадает с обычным. Понятно, что соответствующие характеристики геоида здесь относятся также и к уровенным поверхностям, проходящим через точки физической поверхности Земли. Введение подобного нового представления о геоиде, однако, в общем не изменяет принципов вывода характеристик геоида и применения их в геодезии и картографии.

** См. первоначальный доклад проф. И. А. Казанского на VII Конференции Балтийской геодезической комиссии в 1934 г. и его статью „Практический опыт гравиметрического вывода отклонения отвеса и местной формы геоида на примере Московской аномалии“ в трудах ЦНИИГАиК, вып. 9/11, 1935, а также ряд статей по геодезической гравиметрии, напечатанных в последующее время в Трудах и Сборниках ЦНИИГАиК, М. С. Молоденского, проф. И. А. Казанского и В. Ф. Еремеева.

воды характеристик геоида и результаты их практического применения имеют следующие характерные свойства:

1. Гравиметрический вывод характеристик геоида возможен для каждого, а следовательно и для неограниченного числа исследуемых пунктов, окруженных гравиметрической съемкой; таким образом получается возможность вывода сплошных характеристик геоида для данной территории, покрытой общей гравиметрической съемкой.

2. Гравиметрический вывод может дать характеристики геоида уже с практически полезным приближением даже при наличии только общей гравиметрической съемки (европейского стандарта СССР по густоте) и еще тем более при весьма малом гравиметрическом сгущении около исследуемого пункта.

3. Гравиметрический вывод характеристик геоида дает последние по отношению к некоторой нормальной или стандартной фигуре относимости или сравнения (задаваемой как уровенный сфероид), которая выражается принятой при этом выводе формулой нормального распределения силы тяжести и ориентируется притом центрально, т. е. с центром, условно совпадающим с центром Земли, и с малой осью, направленной вдоль оси вращения Земли.

4. При этом, используя для такого вывода достаточно крупный участок общей гравиметрической съемки (с расстоянием от исследуемого пункта примерно на 300 км и более), получаем среднюю внутреннюю точность вычисляемого уклонения отвеса, выражаемую средней квадратической ошибкой примерно в $\pm 1''{,}4$ при наличии только общей гравиметрической съемки, как показали многочисленные опыты вычисления гравиметрических уклонений отвеса для разных мест СССР.

5. Производимый в условиях, указанных в предшествующем разделе, гравиметрический вывод дает характеристики геоида, как мы лично склонны думать, в достаточно однообразном и в достаточно близком к абсолютному смысле, т. е. отнесенные близко к центрально или абсолютно ориентированной фигуре относимости (нормальному сфероиду).

Последнее, пятое положение относительно характерных свойств гравиметрического вывода еще оспаривается, вызывая иногда некоторые разногласия, как и всякий впервые конкретно решаемый, новый сложный вопрос. Дело, возможно, заключается в том, что с принципиально математической точки зрения, которая рассматривает весь этот вопрос, как чистую математическую схему, требуемая здесь абсолютность гравиметрических выводов достигается только в случае полного покрытия гравиметрической съемкой всей поверхности Земли.

Что же касается самих конкретных геодезических целевых приложений гравиметрического вывода характеристик геоида, то из них можно назвать, во-первых, применение гравиметрического вывода уклонений отвеса и расстояний геоида от эллипсоида относимости в целях определения хода геоида вдоль основных триангуляционных рядов для уточнения их обработки. Особенно это относится к странам большого непрерывного протяжения с единообразной геодезической системой, каковы СССР, Северная Америка вместе с Южной (куда, повидимому, будет продолжена северо-американская основная геодезическая система), в будущем также Австралия, массив трансафриканских триангуляций, Сикан, Монголия, собственно Китай и др. При этом методы геодезической гравиметрии весьма способствуют особенно точному разрешению и второй задачи таких основных крупных и единородных массивов триангуляционных рядов — использованию их как градусных измерений в целях вывода фигуры земного эллипсоида вообще и в частности наиболее приложимого для картографо-геодезических работ данной страны, применяя здесь новый советский метод совмест-

ного использования астрономо-геодезических и гравиметрических данных. Именно таким образом, с применением астрономо-гравиметрического нивелирования*, советским геодезистам во главе с проф. Ф. Н. Красовским удалось сделать вывод земного эллипсоида, который с успехом может служить в качестве эллипсоида относимости при наших геодезическо-картографических работах. Во-вторых, вывод этого эллипсоида, сделанный на основе наибольшего до сих пор материала, является наиболее полным и современным международным выводом также и общеземного эллипсоида (по крайней мере для северного полушария) и может рационально фигурировать в этой роли. В дальнейшем желательно было бы развить такие работы, применяя советские методы геодезической гравиметрии к массивам общей гравиметрической съемки других стран при последующей обработке в этих странах больших триангуляционных рядов и градусных измерений.

Из приложений методов гравиметрической геодезии следует отметить также вывод исходных дат государственной геодезической сети данной страны (например, СССР или, возможно, и других стран) путем как индивидуального гравиметрического вывода характеристик геоида для данного исходного пункта с дополнением имеющейся общей гравиметрической съемки специальной съемкой гравиметрического сгущения, так и путем осредненного вывода, через осреднение для этого пункта тригонометрически перенесенных сюда гравиметрических выводов для ряда других и разнообразных по возможности пунктов триангуляции.

Использование советских методов геодезической гравиметрии к данным гравиметрических съемок, без сомнения, будет иметь широкое применение при возможных геодезических соединениях между отдельными континентами или отдельными крупными геодезическими системами: например, Европы с Индией (через СССР), с другими частями Азии и с Африкой (прямо и через Переднюю Азию) и всей Евразии с Америкой (прежде всего через СССР).

Прибавим, что подобные международные геодезические соединения могут быть осуществлены только через посредство советской геодезической сети и советской общей гравиметрической сети.

Затем в более уже частном смысле следует указать на значение, которое может иметь гравиметрический вывод характеристик геоида, особенно уклонения отвеса, для обоснования геодезическо-картографических нульпунктов или исходных дат изолированных, главным образом островных, триангуляций и для приведения их, по возможности, к единой или, по крайней мере, к близкой системе с сухопутными.

Наконец, одной из наиболее существенных возможностей является также введенный в СССР работами ЦНИИГАиК метод астрономо-гравиметрического обоснования топографо-картографических работ для местностей, не имеющих триангуляции. Здесь астрономические определения пунктов, искаженные уклонениями отвеса, исправляются гравиметрически выведенными значениями последних. Получается освобожденная от нередко грубых местных возмущений, достаточно правильно и плавно изменяющаяся система нормалей к геоиду, могущая уже служить для обоснования картографических работ средних и мелких масштабов от 1 : 50 000 или мельче. Применение такого астрономо-гравиметрического обоснования даже без специальных съемок сгущения и при наличии только общей гравиметрической съемки дало уже в ря-

* См. статьи проф. Ф. Н. Красовского в бюллетенях Балтийской геодезической комиссии, в «Геодезисте», в Сборнике ГУГК, его Курс высшей геодезии, т. II, изд. 2, а также статьи М. С. Молоденского в докладах Балтийской геодезической комиссии, в Трудах и Сборниках ЦНИИГАиК и его отчеты в ЦНИИГАиК, затем статьи А. А. Изотова в Сборниках ГУГК.

де случаев достаточно полезные результаты (область Московской аномалии, район Северо-Двинской экспедиции ЦНИИГАиК, восточное побережье Каспийского моря. Туркменистан и Узбекистан, Кара-Кумы и Кизил-Кумы, устье Лены, район нижней Ангары), давая притом значительно улучшенное схождение тригонометрических и полигонометрических ходов между отдельными опорными астрономическими пунктами.

Гравиметрическая съемка дает возможность в районах с уже имеющейся прежней триангуляционной или полигонометрической сетью по желанию расширять число опорных пунктов для картографии, вставляя их между пунктами такой тригонометрической сети без всяких новых тригонометрических работ, весьма невыгодных при малом числе требуемых пунктов. Здесь достаточно только астрономических определений (по точности не выше II—III классов) на этих требуемых дополнительных пунктах, что при малом числе последних значительно рациональнее и дешевле новой организации тригонометрических работ какого бы то ни было класса.

Необходимо упомянуть еще стоящее особняком от только что изложенного применение данных общемировой гравиметрической съемки для вывода закона или формулы нормального распределения силы тяжести по земной поверхности, что служит также выражением нормального сфероида, особенно сжатия последнего.

Подводя итог вопросам возможных целевых применений общей мировой гравиметрической съемки, нужно заметить, что методика применения такой съемки к выяснению и установлению закономерностей в ходе аномалий силы тяжести и отношения к геофизическим, геологическим и геодезическим характеристикам Земли еще не вполне выработана и подлежит уточнению в ходе дальнейшего исследования и использования результатов такой съемки.

Возможна и желательна при этом также организация комплексных исследовательских геофизических, геологических и геодезических работ в подходящих местностях, хорошо уже изученных обычными методами по каждой отрасли и с резко выраженными характерными чертами по этим трем линиям. Целью подобных комплексных работ должна являться опытная выработка метода интерпретации хода аномалий тяжести и их взаимной связи с соответствующими данными условиями по всем указанным линиям, например для отбора наиболее достоверных либо в геологическом (общем или местном), либо в геодезическом смысле редукций наблюдаемой силы тяжести.

Следует вновь напомнить, что при указанных различных приложениях данных гравиметрической съемки до последнего времени не решен окончательно вопрос о выборе наиболее подходящих редукций силы тяжести при выводе наиболее удобных для того или иного случая характеристик земного гравиметрического поля. Этому вопросу, и в практическом и в чисто теоретическом аспекте, уделялось в СССР достаточно большое внимание в работах А. А. Михайлова, М. С. Молоденского, Н. Р. Малкина, Н. Д. Моисеева, В. Н. Салтыкова, Н. К. Мигалы и др. В частности проф. А. А. Михайлов применил в данных целях практически ясный и показательный метод испытания редукций с помощью моделей. Этот метод затем применил В. Ф. Еремеев для исследования редукций по способу М. С. Молоденского. В самое последнее время (1944—1945 гг.) М. С. Молоденский запроектировал новую схему, которая должна в значительной мере освободить от затруднений, связанных с редукциями гравиметрических наблюдений.

18. Перспективные соображения об объеме, структуре и распорядке выполнения общей мировой гравиметрической съемки

Густота общей гравиметрической съемки СССР оказалась, видимо, выбранной довольно удачно, именно:

1) для применения в целях картографирования астрономо-гравиметрического метода создания или развития опорной сети;

2) для уточнения триангуляционных опорных сетей и градусных измерений, для совместного использования астрономо-геодезических и гравиметрических данных в целях вывода хода геоида (метод астрономо-гравиметрического нивелирования) и в целях вывода общей фигуры Земли (или земного эллипсоида);

3) для применения при общегеологических выводах (например, в работах акад. А. Д. Архангельского);

4) для отбора мест, подлежащих детальной съемке, по преимуществу в горноразведочных (главнейшим образом нефтеразведочных) целях; ряд таких мест и был обнаружен. Конечно, для местных геологических запросов и горной разведки общая гравиметрическая съемка не всегда является достаточной*. Однако принятие в больших странах (вроде СССР, США или Канады) общей съемки, по густоте полностью и сразу удовлетворяющей всем возможным детальным запросам местной геологии и горной разведки, означало бы для этих стран вообще отказ от общей сплошной гравиметрической съемки страны (необходимой в частности для геодезии и картографии) и замену ее только выборочными местными съемками, что не дало бы уже полученного из общей съемки полезного эффекта. В этом случае создание общей гравиметрической характеристики страны, необходимой для геодезических и общегеологических целей, было бы задержано на много лет. Предложения же о выполнении сначала только редкой общей съемки, с расчетом впоследствии путем вставки новых пунктов достигнуть полезной густоты, приходится признать мало рациональными.

Поэтому мировую гравиметрическую съемку рационально выполнять в виде сплошного покрытия сразу достаточно больших территорий однородными работами, производимыми ответственными за такую общую гравиметрическую съемку общегосударственными специальными съемочными организациями, оставив другим ведомствам (или частным и промышленным организациям) выполнение специальных съемок сгущения.

Повторим, что принятая в СССР стандартная густота общей гравиметрической съемки в размере одного пункта на 1000 кв. км территории или в расстоянии между пунктами, равном примерно 33 км, является стандартом, выдерживаемым в обжитых районах Европейской части СССР. В необжитых же пространствах Европейской части и особенно в Азиатской части, главным образом, по организационно-транспортным и климатическим трудностям, такой стандарт принимается теперь пониженным до одного пункта на 1500 — 2000 кв. км или до расстояния около 40 км между пунктами (изредка, в особо трудных местах, теперь допускается разрежение даже до одного пункта на 3000 кв. км).

Густота общей съемки СССР при ее проектировании в 1931 — 1932 гг. была рассчитана на основе ориентировочной оценки требований, тогда еще не вполне выявившихся и лишь намечавшихся со стороны геодезистов, геофизиков и геологов. При общей гравиметрической съем-

* У геологоразведчиков иногда встречается не вполне обоснованное требование к общей гравиметрической съемке давать то, к чему последняя не предназначена, а именно выяснение мелких волн аномалий, обуславливаемых мелкой поверхностной геологической структурой. Для последней цели необходимо уже обращаться не к общей съемке, а к детальным местным съемкам сгущения.

ке одним из условий ее выполнения должен быть упор на обеспечение некоторой минимальной стандартной точности, а также систематической постоянной правильности для всех ее полевых пунктов, чтобы получить систематически однообразную сеть пунктов, везде и всегда пригодных для возможных будущих приложений.

Для характеристики общих инструментально-методических принципов общей гравиметрической съемки надо указать, что в настоящую эпоху представляется рациональным пользоваться дифференциальным методом определения силы тяжести. Полная неизменность состояния нульпунктов приборов, основное требование всех дифференциальных физических методов измерения, вносит свои значительные затруднения.

При господствующем дифференциальном методе гравиметрических наблюдений основой и началом счета является абсолютное значение силы тяжести, определяемое для одного или даже лучше нескольких подобных начальных пунктов (так или иначе осредняемых в одну абсолютную систему*). До последнего времени за такую начальную абсолютную систему принималось определение силы тяжести в Потсдаме, сделанное абсолютными методами в 1898—1904 гг. Однако этот абсолютный пункт оказался не имеющим приписывавшейся ему точности, как это выяснилось в последнее время.

Непосредственным распространением принимаемой абсолютной системы в каждой стране являются основные исходные пункты данной страны, устанавливаемые путем точных многократных дифференциальных связей их с выражающими принятую абсолютную систему пунктами. Примерами таких основных исходных пунктов являются (для важнейших стран): для СССР — уравненная жесткая гравиметрическая система, однозначно выражаемая пунктами Пулково, Москва, Полтава, Казань; в Англии такая же, но менее точная жесткая система выражается пунктами Кэмбридж, Гринвич (2 пункта), Кью, Соутгэмптон и Эдинбург; в США — Вашингтон, в Канаде — Оттава, во Франции — Париж, в Голландии — Де-Бильт, в Германии — Потсдам, в Италии — несколько разных пунктов, в Китае — Ци-Ка-Вей (Шанхай).

Затем, как стало теперь ясным на основании прежнего большого опыта, приходится признать необходимым оснащение всякого назначаемого к съемке района сетью точно определенных пунктов, передающих в данный рабочий район съемки принимаемые основные исходные гравиметрические даты соответствующей страны. Образование такой опорной сети, по возможности, должно предшествовать развитию в данном районе самой гравиметрической съемки.

Такая сеть опорных гравиметрических пунктов большой страны или комплекса стран прежде всего должна заключать в себе редкую сеть опорных пунктов I класса, особо тщательно связанных непосредственно с пунктами основной исходной системы страны. Такие опорные гравиметрические пункты I класса должны быть установлены преимущественно на главных транспортных узлах и в выходных портах.

Далее, в свою очередь, на основе опорных пунктов I класса должна развиваться уже более или менее равномерная сеть опорных гравиметрических пунктов II класса, по возможности располагаемых в наиболее доступных для повторных заездов местах и помещениях. На эти опорные пункты II класса непосредственно и должны опираться определения полевых партий, которые ведут или общую съемку или съемки сгущения и систематически заезжают на эти второклассные пункты для контроля нульпунктов своих приборов.

* Относительно установления подобного среднего значения см. статью проф. И. А. Казанского в настоящем выпуске.

В СССР примерное расстояние между второклассными опорными пунктами составляет 100—150 км, в зависимости от характера района.

Общее научное руководство мировой гравиметрической съемкой в целях выполнения ее в надлежащем стройном порядке и единообразии должно быть делом научной международной организации.

Перечислим необходимые общие меры, связанные с согласованным проведением такой общей съемки:

1. Согласованное принятие в качестве исходного начального значения силы тяжести для всей Земли возможно более надежного, осредненного из нескольких определений значения взамен не оправдавшей себя в смысле точности Потсдамской абсолютной системы.

2. Согласование основных исходных рабочих значений силы тяжести для отдельных стран или больших участков общемировой гравиметрической съемки, что должно и может проводиться по двум линиям: 1) путем дополнительных гравиметрических связей между основными рабочими исходными пунктами отдельных стран с пунктами, входящими в адаптированную начальную абсолютную систему путем перекрестных взаимных связей между основными рабочими исходными пунктами отдельных стран с возможным — в некоторых случаях, но без непереносимого требования этого, — их взаимным уравниванием с учетом значений силы тяжести для них, определенных путем связи с пунктами начальной абсолютной системы.

3. Согласование между отдельными странами или вообще участниками общемировой гравиметрической съемки стандарта точности и соответствующих допусков. Однако не следует выставлять излишние требования, связывающие свободу действия и инициативу отдельных стран в смысле того или иного метода наблюдений, инструментов и распорядка работ.

4. Согласование между отдельными странами или участниками общемировой гравиметрической съемки стандарта густоты, насколько это возможно при их разных природных, организационных, транспортных, экономических и других условиях и при наличии иногда специальных запросов.

5. Аналогичное согласование в смысле сроков, опять-таки учитывая всю разницу условий, возможностей и запросов.

Наиболее рациональными принципами организации производства общей гравиметрической съемки в данной отдельной стране представляются следующие.

Общая гравиметрическая съемка должна быть выполняема сразу на данном участке в полной принятой стандартной густоте и точности и, по возможности, большими организационно однородными массивами, что облегчает и удешевляет съемку, сразу дает возможность ее полного применения для разных целей; производство сначала редкой общей съемки с последующим учащением нерационально со всех точек зрения.

При составлении плана работ по срокам и по районам надо руководствоваться упором на последовательно стройное развитие общей съемки, учитывая, конечно, и непосредственные запросы дня, но эти последние не должны нарушать заметно плановую стройность, хронологическое развитие и продвиг общей съемки.

Размещение полевых пунктов общей съемки должно удовлетворять возможно равномерному сплошному покрытию страны такими пунктами. Гравиметрические пункты должны захватывать все характерные места (например, и возвышенные, не ограничиваясь, как иногда бывало, только более проходимыми и удобными).

Главным требованием при производстве общей съемки всегда должно оставаться получение надежной стандартной точности. Само размещение пунктов общей съемки наряду с их точностью должно давать возможность достоверной интерполяции аномалий.

Наиболее рациональный общий рабочий порядок проведения съемки нам представляется таковым. Предполагается, что опорная сеть I класса в данной стране уже выполнена или, в крайнем случае, уже выполняется (при этом, по возможности, желательно иметь законченными полные определения пунктов I класса). Затем на основе таких опорных гравиметрических пунктов I класса, обычно путем привязки к одному из этих пунктов, развивается на данном рабочем участке надлежащая опорная сеть II класса. Последние или рабочие исходные пункты партий и служат для непосредственной привязки к ним полевых пунктов общей съемки, а затем и возможных съемок сгущения.

При разметке положения полевых пунктов на данном участке работ надо стремиться к тому, чтобы эти пункты наблюдения по возможности захватывали всякие (по высоте, положению и вообще физическим и геологическим условиям) места на данном участке в целях, например, подбора специально подходящих к району наиболее достоверных редукций наблюденной силы тяжести.

При подготовке экспедиции в тот или другой район общей съемки необходимо заранее (лучше, например, для грудной местности — за год) обеспечить подготовку экспедиции и полное знание условий будущего района работ, в некоторых случаях путем предварительного выезда.

Прибавим, что в ближайшие годы по окончании войны можно ожидать во многих странах большого развития гражданской авиации и даже авиации индивидуального характера («воздушные автомобили»). Возможно, будут широко введены в употребление вертолеты, первая идея конструирования которых возникла именно в нашей стране, не требующие разбега для подъема и посадки и применимые без аэродромов. Применение вертолета, возможно, сильно изменит легкий индивидуальный транспорт, в том числе и экспедиционную технику и организацию и позволит быстро решать вопросы гравиметрической съемки в труднодоступных районах.

Методическо-инструментальные вопросы общей гравиметрической съемки, по нашему мнению, вытекающему из долговременного рассмотрения хода нашей общей съемки, следует разрешать не огульно, а лишь путем тщательного дифференцированного подхода и выбора приборов, наиболее продуктивных в данных условиях.

В смысле продвига работ по общей съемке, особенно в местностях с трудной проходимостью, на которые и приходится главная часть остающейся общей съемки Мира, значительно большее и, пожалуй, определяющее значение имеет не скорость самих операций по наблюдению силы тяжести с гравиметрическими приборами, а время, затрачиваемое партией на переезды с пункта на пункт, плюс время, затрачиваемое на необходимые операции определения высоты, а иногда и координат пунктов. Ввиду этого выбор гравиметрического прибора надо делать прежде всего в зависимости от способности его при переездах удовлетворять требованию неизменности, учитывая, конечно, также громоздкость, вес, сложность и хрупкость всего необходимого оборудования.

Ориентируясь на настоящее время и ближайшие перспективы гравиметрического приборостроения, рабочим методом общей гравиметрической съемки пока можно считать классический маятниковый метод, однако в предположении для вновь строящихся маятниковых приборов

полной модернизации их конструкции, которая до сих пор сохраняла в основном уровень физического приборостроения и технологии начала XX века. Последним отчасти и объясняется проявившееся в последнее время стремление заменить маятники в общей съемке гравиметрами, притом даже теми типами, которые назначались по существу только для съемок сгущения.

Усовершенствованием приемов регистрации маятниковых наблюдений в духе современной технической физики, телемеханики, радио и электротехники, путем модернизации прибора и методов наблюдений, в связи с увеличением общей надежности маятников, вероятно, можно сократить время наблюдения на пункте на много часов и, кроме того, повысить точность маятниковых определений силы тяжести почти до точности, даваемой гравиметрами. Одним из условий модернизации маятниковых приборов нужно считать применение термостатов, подобных термостатам современных гравиметров.

Но в обжитых и культурных районах, при обязательном наличии опорной сети и при возможности незатруднительного и частого завоза гравиметров на опорные пункты II класса для контроля их состояния и нуля, применимы разного типа гравиметры, дающие большую скорость и точность наблюдения силы тяжести.

Что касается методическо-инструментальных условий гравиметрических съемок сгущения, то можно различать два типа таких съемок по областям их целевого применения и по методическим средствам их выполнения. Во-первых, съемки сгущения в целях геодезических — для обоснования гравиметрического вывода характеристик геоида и для вывода исходных дат государственной триангуляционной сети, затем для гравиметрического учета местных влияний на астрономо-геодезических пунктах, а также в целях астрономо-гравиметрического нивелирования вдоль главных рядов триангуляции и градусных измерений, для уточнения их обработки. Некоторые небольшие дополнения к общей гравиметрической съемке иногда желательны и в более простом деле — именно при астрономо-гравиметрическом обосновании картографии, например в случаях более точных листов карты масштаба 1 : 100 000 или для карт масштаба 1 : 50 000. Требования точности здесь легче, чем в случае геологоразведочных съемок сгущения: можно ограничиваться точностью около $\pm 0,5$ мгл, а для простого астрономо-гравиметрического обоснования картографии $\pm 1,0$ мгл.

Во-вторых, важным видом гравиметрических съемок сгущения являются детальные съемки сгущения в горноразведочных (или местных геологических) целях, нередко производимые в комплексе с другими приемами геофизической разведки. Такие съемки сгущения обычно идут по определенному геологическому разрезу или профилю для оконтуривания залежей вкрест их простирания. Здесь уже требуются гравиметры наибольшей внутренней (до $\pm 0,1$ мгл и большей) точности. Зато систематическая абсолютная правильность такой съемки имеет меньшее значение, по крайней мере в смысле своего непосредственного целевого назначения. При использовании таких съемок для пополнения общей гравиметрической съемки и даже при расширенном использовании их для самих горноразведочных и геологических целей в комплексе с примыкающей общей съемкой, конечно, всегда желательно, а иногда и необходимо их согласование по нульпунктам с системой общей съемки. Здесь могут служить сложные гравиметры, обычно с термостатом, помещаемые на автомобиле, на котором иногда устраиваются и сами помещения для наблюдений.

В связи с предыдущими соображениями о наилучшем выборе типов приборов для общих гравиметрических съемок, заметим, что в настоя-

шее время наблюдается большой разноречивостью с приборами, применяемыми для общих съемок. Это, между прочим, находится в соответствии с ранее приведенным разделением на гравиметрические общие типы, что не было бы вредно, если бы в связи с этим иногда не возникало сомнение в наличии систематических разностей и ошибок. При этом, строго говоря, употребляемые приборы не удовлетворяют всем нужным современным требованиям: например, еще широко употребляются и продолжали еще перед самой войной строиться (Бамбергом и Фехнером) приборы серийного прежнего типа Штюкрата, без новых приспособлений (например, для одновременного пуска маятников), все еще без применения новых легких сплавов, тяжелые по весу, хотя по качеству и удовлетворительные. С другой стороны, иногда проявлялись тенденции, в том числе и у нас, строить и применять облегченные по весу приборы, что иногда достигалось за счет ухудшения их качества. Далее, в некоторых странах (например, в США) применялись одномоментные штативы, требующие сложных методов для определения сокачания и все же едва ли позволяющие достаточно точно учитывать его, по сравнению с приборами, имеющими одновременно качающиеся парные маятники. Кое-где (Норвегия, прежняя Латвия, Швейцария) еще недавно работали со старыми одномоментными приборами Штернека.

Нам кажется желательным применять приборы следующих типов:

1) нового типа маятниковые приборы: двух- или четырехмаятниковые штативы вакуумного типа из легкого сплава или новых пластмасс: маятники из плавленого кварца или новых сталей инварного, но молекулярно-стойкого типа, перевозимые в самом штативе; автоматическая (фотографическая) запись наблюдения, всегда имеющийся (не дожидаясь радиосигналов) масштаб времени в виде перевозных кварцевых хронометров, показания которых регистрируются так же, как и наблюдения маятников;

2) гравиметры, рассчитанные на съемки общие и съемки сгущения в геодезических, общегеологических и общегеофизических целях: умеренная для гравиметра точность ($\pm 0,3$ мгл); нетребовательность в смысле установки; отсутствие постоянной надобности в термостатах, по крайней мере сложных.

Кроме того, специально для морских гравиметрических наблюдений нужны следующие гравиметрические приборы и особые приспособления к ним:

1) приспособления на судах, уменьшающие вообще первичные влияния морской качки, в том числе камеры, подвесы разного рода и т. п., вырабатываемые путем последовательных приближений и опытов на судах в море;

2) специально морские гравиметры, отбираемые из числа имеющихся новых типов путем опыта, в том числе барометрические гравиметры («ломоносовского» типа — для моря);

3) общие для всех типов морских гравиметрических приборов приспособления для учета возмущающих ускорений, в частности для определения истинной вертикали, а также и приборы для прямого определения возмущающих ускорений*.

Основными предпосылками выработки нужных на суше и на море гравиметрических приборов являются связь со специальными физическими институтами и наличие современных физических лабораторий.

* Заметим кстати, что теоретическая разработка практики морских определений силы тяжести до сих пор не может считаться законченной, и что здесь необходимы дальнейшие принципиальные и практические исследования, в соединении с реальным опытом на судах, направленные на повышение достоверности морских определений.

Необходимой частью общемировой гравиметрической съемки является покрытие подобной съемкой океанов и морей. Это требуется прежде всего в общих целях геодезического изучения Земли, как целого, ввиду того, что поверхность нашей планеты — это по преимуществу поверхность океанов. Но во многих случаях покрытие общей гравиметрической съемкой прилегающих к континентам морей, особенно вдающихся в сушу, диктуется требованием довести общую съемку той или другой страны до полноты, необходимой для рационального использования общей съемки и для вывода хода аномалий.

Разумеется, всякие морские гравиметрические приборы на корабле помещаются в обеспечивающих элементарную устойчивость и снимающих первичные влияния качки особых приспособлениях или подвесах с использованием разных принципов такого успокоения (карданова привеса, жироскопа, цистерн типа Фрама и т. п.). Путем их комбинации достигается требуемая для данных условий и прибора степень успокоения. На большом корабле возможно устройство даже целых кают или камер с подобным успокоением.

Притом, какого бы типа не был морской собственно гравиметрический прибор и его установка на корабле, он должен сопровождаться одновременно работающими дополнительными приспособлениями для определения истинной вертикали и для учета остающихся внешних ускорений всей установки.

В качестве морских гравиметрических приборов могут применяться, во-первых, достаточно уже испытанные морские маятниковые приборы. Менее определенно обстоит вопрос с гравиметрами, за исключением, быть может, барометрических гравиметров («ломоносовского» типа). Однако пригодные для морских наблюдений типы гравиметров могут быть отобраны даже из числа уже имеющихся. Стоит испытать приложимость некоторых пружинных гравиметров, затем кварцевых гравиметров, проектировавшихся пьезо-кварцевых или струнных гравиметров и т. д. В отношении перечисленных гравиметров (за исключением маятников) здесь приводятся только простые предположения, которые должны быть проверены и теоретически и на опыте. Более опробованными (кроме маятников) являются барометрические гравиметры (впервые изобретенные еще у нас М. В. Ломоносовым). Для сухопутных наблюдений они несколько громоздки и, кроме того, как и многие гравиметры, крайне чувствительны к температуре. Для морских же наблюдений последние условия их не очень затруднительны, так как на корабле (обычно надводного, а не подводного типа) громоздкость прибора с его дополнительными приспособлениями не имеет большого значения.

Распорядок гравиметрических наблюдений на корабле намечается следующий. На судне находится морской маятниковый прибор (притом высокоточной модели), эталонируемый по опорным гравиметрическим пунктам типа наших пунктов I класса и играющий роль постоянно присутствующего опорного гравиметрического пункта не ниже II класса. Этот прибор наблюдается вообще только при благоприятной (спокойной) погоде. Большинство же «полевых» пунктов общей морской гравиметрической съемки наблюдается в средних морских условиях либо морскими гравиметрами тех или других типов, либо морскими маятниковыми приборами, может быть, даже менее точными в сравнении с упомянутым опорным прибором. Все эти «полевые» приборы время от времени на море при подходящей спокойной погоде контролируются путем сравнения с опорным маятниковым прибором. Подобный распорядок также может освободить в значительной мере морскую гравиметрическую экспедицию от зависимости от береговых опорных пунктов и от обязательной необходимости захода туда.

Ввиду того, что подводные лодки остаются военной прерогативой и, кроме того, далеко не всегда и всюду достаточно для данной цели мореходны, надо ориентироваться на применение обычного надводного океанского экспедиционного судна. В качестве последнего были бы особенно подходящи парусные суда океанского типа, в частности, в смысле отсутствия вибрации, большой относительной мореходности, плавности качки и других благоприятных условий совместно саморегулирующегося действия ветра и волн на парусное судно. Конечно, всего лучше было бы иметь суда, специально сконструированные для морских гравиметрических наблюдений со специальными успокоителями качки всего судна. Однако можно ограничиться уже имеющимися судами с частичным приспособлением, например, только для некоторых отдельных помещений или камер на судне. Экспедиционный гравиметрический корабль мог бы явиться одновременно и учебным кораблем для будущих судоводителей. Кроме того, в некоторых случаях судно экспедиции могло бы попутно заниматься и перевозкой грузов и таким образом облегчать свою эксплуатацию.

Морская гравиметрическая экспедиция могла бы быть проводима в комплексе с другими научными работами. Однако задачи общей гравиметрической съемки должны быть определяющими, как требующие выработанного маршрута и особо правильного географического перемещения судна. Если гравиметрическим наблюдениям не будет обеспечено в комплексной экспедиции определяющей роли, то проведение общей морской гравиметрической съемки в такой экспедиции надо признать невозможным. На основании опыта надо сказать, что вообще следует избегать случайных и беспланово получаемых гравиметрических материалов, которые имеют ограниченную приложимость и в большинстве случаев все равно подлежат плановой переделке.

Из научных областей, в комплексе с которыми могла бы работать морская гравиметрическая экспедиция, можно указать: изучение земного магнетизма (особенно при маломagnetном судне, например деревянном); вопросы физики моря, физической океанографии, морской метеорологии и др.

В связи с мировой гравиметрической съемкой как для ее надлежащего выполнения, так и на основе ее осуществления должен развиваться ряд научных работ как теоретических, так и практических.

1. Подготовка общей гравиметрической съемки:

а) в отношении научного планирования и научной организации данной съемки;

б) в инструментально-методическом отношении, притом как в теоретическо-принципиальном, так и в смысле экспериментальной выработки разных типов гравиметрических приборов, нужных для съемки.

2. Подготовка результатов гравиметрической съемки к их использованию, именно прежде всего их систематизация, контроль их правильности, особенно систематической, и выражение их в удобном, подготовленном к использованию виде каталогов, карт разного состава, международного и местного характера. В смысле теоретическо-принципиальном нужны работы по обоснованию наиболее подходящих для разных целей редукций наблюдаемой силы тяжести, например для геодезических, общегеологических, местногеологических (горноразведочных) и геофизических приложений.

3. Близко связанное с работами предыдущей группы и ими обосновываемое теоретическое и практическое использование результатов данной съемки для конкретных выводов и заключений по разным указанным только что отраслям, а также усовершенствование и развитие самих методов подобных приложений результатов гравиметрической съемки.

О редукциях силы тяжести

(В целях изучения геологической структуры земной коры)

Вопрос о редукциях силы тяжести является одним из основных вопросов как геодезической гравиметрии, имеющей своей целью изучение фигуры Земли или частей этой фигуры по ее гравитационному полю, так и той отрасли гравиметрии, которая имеет целью выявление структуры земной коры по различным характеристикам того же гравитационного поля. В сравнительно недавнее время появились работы, указывающие на принципиальную возможность для геодезической гравиметрии обойти вопрос о редукциях силы тяжести. Поскольку целью настоящей работы является предварительное рассмотрение вопроса о редукциях силы тяжести в целях изучения геологической структуры земной коры, то мы более и не будем касаться этого вопроса с точки зрения геодезической гравиметрии. Поскольку цели геодезической гравиметрии резко отличны от целей изучения структуры земной коры, постольку нет ничего удивительного, что и выводы о наилучшей системе редукций будут существенно иные.

Без преувеличения можно сказать, что до сих пор вопрос о редукциях силы тяжести рассматривался почти исключительно с точки зрения интересов геодезической гравиметрии. Немногими исключениями являются лишь носящая характер предварительного обсуждения статья Е. Н. Люстиха и опыт Survey of India по применению гравиметрических данных к изучению структуры индийской платформы. Ряд других подобных опытов использования гравиметрии в геологических, по преимуществу тектонических целях, как то: работы Борна, Коссмата, Боуи, Уайта, акад. Архангельского и группы его сотрудников, Швейдара, Швиннера, Хесса, Горшкова, Андреева и, наконец, самые последние работы Н. С. Шатского и А. А. Борисова основаны на использовании аномалий силы тяжести, обработанных совсем в иных геодезических целях. Уже по одному этому следует удивляться тому, подчас значительному все же успеху, который некоторые из этих опытов имели. Впрочем, возможно, что такой успех объясняется отчасти тем, что ряд этих работ проводился чрезвычайно крупными геологами, у которых невольно при этих работах превалировали геодезические данные, что и приводило к успеху, несмотря на заведомо неверное в ряде случаев обращение с гравиметрическим материалом.

К подобного рода работам, наконец, следует отнести и исследования Венинг Мейнеса, который хотя и предложил особый вид редукции, но фактически мало ими пользовался. Его большой успех объясняется в значительной мере тем, что он работал в необычайно характерном районе, где характер аномалий остается неизменным и резко выраженным в любой системе редукций. С другой стороны, этому же несомненно способствует кооперация с геологами. При работах же в менее типичных районах, с не столь характерным поведением аномалий, использование ненадлежаще обработанного материала может или привести к заключению о невозможности применения гравиметрии в упомянутых целях, или к существенно неверным выводам, к произвольным толкованиям, часто противоположным, хотя и основанным на одном и том же материале. В примерах такого рода в истории нашего вопроса нет недостатка.

Как известно, гравиметрические пункты наблюдаются на различной высоте относительно той или иной принятой поверхности относимости. Поэтому для сравнения результатов наблюдений силы тяжести в различных пунктах эти результаты должны быть средукционированы на одну поверхность. Таких способов приведения или редукций в настоящее

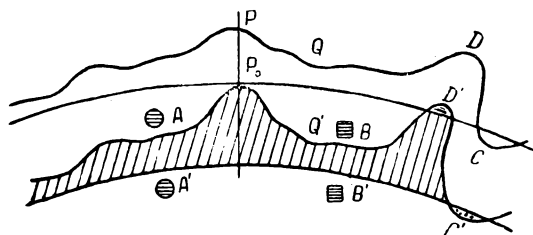
время существует много, и их различие объясняется различием целей, представлений о строении земной коры и т. д.

Среди различного рода редукций мы можем, по предложению Е. Н. Люстиха, выделить особую группу — геологические редукции. Так называют «поправки к аномалиям силы тяжести, которые должны исключить действие пород уже известных или не интересующих исследователя»*.

Предварительно рассмотрим кратко с этой точки зрения некоторые из имеющихся систем редукций. При этом мы в некоторой части используем упомянутую работу Люстиха, внося соответственные дополнения и изменения и опуская некоторые частные вопросы и случаи. Воспользуемся понятием «идеальной Земли», под которым понимается сфероид, заполненный концентрическими слоями равномерной плотности, общая масса которых равна массе реальной Земли. Будем называть добавочными массами те массы, которые нужно придать к идеальной Земле, чтобы превратить ее в реальную. Очевидно, что сумма добавочных масс равна нулю.

а) Редукция в свободном воздухе

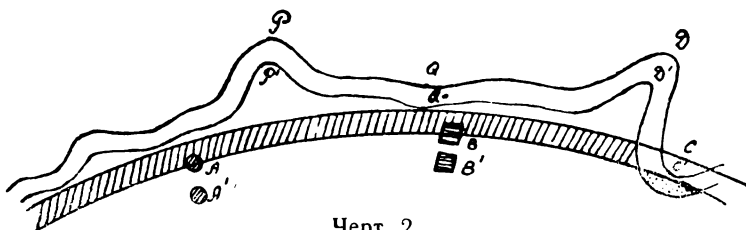
Как известно**, редукция в свободном воздухе учитывает лишь притяжение сфероида, состоящего из слоев однородной плотности, но не учитывает изменения притяжения масс, не образующих подобных слоев, т. е. расположение этих масс относительно пункта наблюдений P остается неизменным при ее смещении с одной уровенной поверхности на другую. Иными словами, все аномальные массы при этой редукции смещаются соответственно вниз, независимо от того, будут ли это массы внешнего рельефа или аномальные массы внутри земной коры (черт. 1).



Черт. 1

Очевидно, в результате такой редукции под поверхностью относимости образуется слой (на черт. 1 заштрихован) с плотностью, равной сумме плотностей рельефа и плотностей масс, ранее занимавших это пространство, т. е. в коре получается фиктивный слой не-

нормально высокой плотности, в точности повторяющий внешний рельеф. Впадине C будет соответствовать фиктивный недостаток масс C' в коре. Точно так же сместятся и аномальные тела A и B , находящиеся в коре, глубина залегания которых будет преувеличена таким образом на высоту точки P над P_0 . Однако дело обстоит еще хуже, если рассматривать, что произойдет при редуцировании другой точки, например, Q (черт. 2).

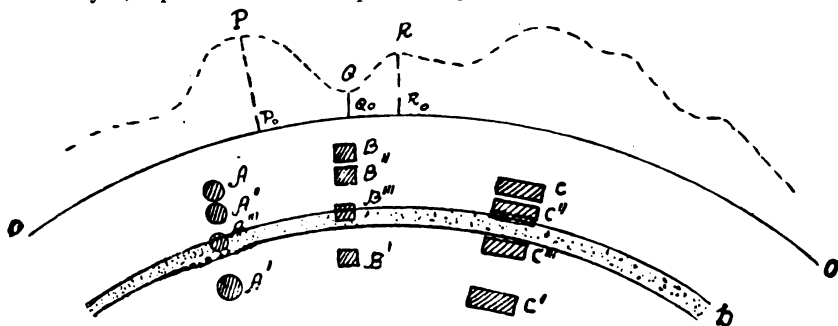


Черт. 2

* Е. Н. Люстих. Выбор редукции силы тяжести в связи с решением геологических вопросов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1938.

** А. А. Михайлов. Курс гравиметрии и теории фигуры Земли. М., 1939

Очевидно, в этом случае все аномальные массы как внутренние, так и внешние (рельеф), сохраняя свое взаимное расположение, опять сместятся вниз, но уже на другое расстояние QQ_0 , отличное от PP_0 . Таким образом, в случае редукции в свободном воздухе мы получаем чрезвычайно запутанную картину: с одной стороны, полностью сохраняется влияние рельефа, с другой стороны, при переходе от точки к точке мы имеем влияние аномальных масс, погруженных каждый раз на различную, притом всегда фиктивную глубину (черт. 3).



Черт. 3

Если A, B, C, D (черт. 3) — действительное положение аномальных масс в земной коре, и наблюдения велись в точках P, Q, R земной поверхности, то при введении редукции в свободном воздухе мы вовсе не получим тех аномалий, которые имели бы место при наблюдении силы тяжести непосредственно на поверхности относимости OO и которые отвечали бы действительному расположению аномальных масс A, B, C, D . Мы при этом не рассматриваем действия масс рельефа, от которого нам все равно придется так или иначе избавляться, хотя все сказанное в равной мере применимо и к массам рельефа. Рассматривая карту аномалий в свободном воздухе, мы столкнемся с чрезвычайно сложной картиной, когда каждой точке карты будет отвечать свое и притом почти всегда фиктивное положение аномальных масс (кроме случая, когда точка наблюдения лежит на уровне моря). Так, точке P_0 будет соответствовать положение масс A', B', C' , точке Q_0 совсем иное положение масс A'', B'', C'' и точке R_0 опять свое положение масс A''', B''', C''' . Что касается массы D , имеющей форму достаточно обширного слоя однородной аномальной плотности, параллельного уровенной поверхности, то, как известно, подобного рода редукции, если высоты рельефа значительно меньше протяженности слоя, практически не приведут к его заметному смещению, и это еще более усложняет вопрос.

Следует оговориться, что мы можем получить аномалии в точках P_0, Q_0 , и R_0 , отвечающие неизменному и во всех случаях однообразному положению рельефа введением редукции Пуанкаре — Прея. Но как раз влияние-то рельефа нас и не интересует, а все внутренние аномальные массы остаются и в этом случае соответственно сдвинутыми.

Итак, редукция в свободном воздухе совершенно не годится для геологических целей, так как целиком несет на себе влияние не интересующих геолога масс рельефа и, кроме того, отвечает фиктивной и крайне запутанной картине расположения аномальных масс. Впрочем последнее относится и ко всем остальным из применявшихся до сих пор редукций, так как редукция в свободном воздухе входит в них как составная часть (не в смысле действия внешнего рельефа). Это относится и к редукции Пуанкаре — Прея, которая поэтому не может тоже считаться геологической редукцией.

б) Топографическая редукция

Переходим к топографической редукции в том смысле, как она понимается у Хейфорда, Боуи и др. Эта редукция, как известно заключается в снятии влияния рельефа с некоторой средней плоскостью и в последующем опускании точки в свободном воздухе на геоид. Таким образом, по сравнению с предыдущей редукцией эта имеет громадное преимущество, так как она снимает влияние целого класса масс, не интересующих геолога, — масс внешнего рельефа. Конечно, отклонения от принятой средней плотности остаются, играя роль аномальных масс, но эти аномальные массы, если они неизвестны, уже интересуют геолога, если же они известны, то их влияние можно снять, вводя при вычислении топографической редукции соответствующие поправки к принятой плотности.

Другой недостаток редукции в свободном воздухе, а именно смещение аномальных масс на различную для разных точек фиктивную глубину, остается и в этом типе редукций. Кроме того, эта редукция еще потому не совсем удовлетворяет определению геологических редукций, что, кроме масс рельефа, влияние всех прочих аномальных масс в ней не разделено, между тем геолога, изучающего данную конкретную территорию, вряд ли интересует влияние удаленных, хотя возможно и значительных аномальных масс.

В равнинной местности известным суррогатом этой редукции может служить еще редукция Буге. В равнинной же местности, конечно, не играет практической роли и неравномерное смещение аномальных масс. Но в горных районах с большой амплитудой высот роль этого фактора весьма значительна. Говорить об определении глубины залегания аномальных масс в этом случае вряд ли возможно, так как прежде всего встанет вопрос, о какой глубине идет речь.

в) Различные изостатические редукции

Эти редукции еще более подходят к определению геологических редукций, так как имеют своей целью снять влияние глубоких аномальных масс, т. е. они пытаются отделить влияние еще одной группы масс, обычно не интересующих непосредственно геолога, изучающего данный объект (конечно, не всегда). Однако здесь необходимо подчеркнуть со всей определенностью существенный недостаток всех до сих пор предложенных схем изостатической компенсации, — их механичность. Все эти схемы построены в предположении, что внутреннее строение коры находится в прямой связи с рельефом, на чем и строится учет влияния компенсирующих масс. Само влияние это в разных схемах учитывается по-разному, но во всех схемах, вплоть до схемы Венинг Мейнеса, основным моментом является учет влияния рельефа, а все дальнейшее есть только та или иная математическая обработка этого влияния, основанная на принятой механической схеме. Конечно, такая трактовка вопроса, предполагающая прямую однозначную связь рельефа с геологическим строением, структурой коры, явно абсурдна. Никто не отрицает, что некоторая зависимость рельефа от структуры земной коры имеется, но эта зависимость, конечно, не такая прямая и определенная, как это предполагается имеющимися схемами изостатической компенсации. Именно это обстоятельство и является основным камнем преткновения для применения теории изостазии, приводящее ее иногда к явным нелепостям. (Изостатические аномалии Кавказа положительные, изостатические аномалии в таких же горах альпийского цикла в Средней Азии резко отрицательны. Территория США, видимо, достаточно близка к состоянию равновесия. Территория Европейской части Союза и Индии, видимо, довольно далека от него и т. д.)

Дальнейшее усовершенствование схем изостатической компенсации, думается, должно идти по пути перехода к региональным схемам, но не к чисто механическим, как это делают Миланкович, Боуи, Хейсканен и даже Венинг Мейнес, а к схемам, учитывающим геологическую историю изучаемого района, которая и может дать ключ к правильному решению вопроса.

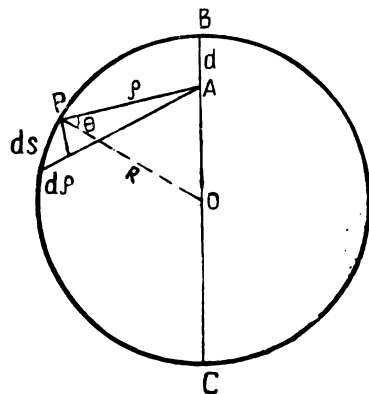
Таким образом, и все существующие схемы изостатических редукций вряд ли можно назвать геологическими редукциями, во-первых, потому, что эти схемы до сих пор носили явно неверный характер, во-вторых, потому, что и они не учитывали или не отделяли влияния целой группы масс — масс, значительно удаленных от исследуемого объекта. Наконец, все до сих пор применявшиеся схемы изостатической компенсации даже ухудшали дело по сравнению с топографической редукцией, так как все же вносили влияние рельефа, хотя и в ослабленном, искаженном и замаскированном виде. Зависимость изостатических аномалий от рельефа подчеркивалась многими авторами (Гленни, Дели, Михайлов и др.), которые выдвигали степень этой зависимости даже как критерий оценки той или иной схемы компенсации.

Возвращаясь к геологическим редукциям, мы можем классифицировать массы по их влиянию на гравитационное поле и по степени их важности для геологического исследования следующим образом.

I. Массы, слагающие внешний рельеф. Эти массы обладают самой большой аномальной плотностью, их влияние на гравитационное поле очень велико, как это показывает опыт вычисления топографических редукций. С другой стороны, эти массы совсем не интересуют геолога (уклонения от средней плотности могут интересовать, но это явление совсем иного порядка).

II. Массы, расположенные далеко (в глубину или на поверхности) от изучаемого объекта. Эти массы обладают значительно меньшей аномальной плотностью, чем массы I группы. Легко видеть, что они могут обычно создавать лишь сравнительно медленно меняющееся гравитационное поле на территории изучаемого объекта. В самом деле, пусть (черт. 4) в точке A на глубине d расположена точечная (или шаровая) аномальная масса m . Как известно*, в точке P эта масса создаст аномалию силы тяжести, равную:

$$\Delta g = fm \frac{(2R-d)d - 3\rho^2}{2R\rho^3}. \quad (1)$$



Черт. 4

Очевидно, влияние массы подобной формы будет одним из самых больших из всех возможных, так как обычно встречающиеся аномальные массы по форме лучше подходят к пластам, параллельным поверхности, а следовательно их возмущающее действие при равной массе, вообще говоря, будет меньше. Получим горизонтальный градиент аномального поля, вызванного массой m . Легко видеть, что наибольшее значение этот градиент будет иметь по направлению BP.

Так как этот градиент можно представить в виде

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial s} = \frac{\partial \Delta g}{\partial \rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial s}, \quad (2)$$

* Венинг Мейнес. Гравиметрические наблюдения на море.

то, дифференцируя (1), получим

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial \rho} = fm \frac{3\rho^2 + 3d(d-2R)}{2R \rho^4}. \quad (3)$$

С другой стороны, из черт. 4 следует соотношение

$$\frac{\partial \rho}{\partial s} = \sin \theta,$$

так что, учитывая (2) и (3), искомую величину градиента получаем в следующем виде:

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial s} = \frac{3fm}{2R} \cdot \frac{\rho^2 + d(d-2R)}{\rho^4} \sin \theta. \quad (4)$$

Так как имеем соотношение

$$\cos \theta = \frac{\rho^2 + d(2R-d)}{2R\rho}, \quad (5)$$

то формулу (4) для горизонтального градиента можно привести к виду:

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial s} = 3 \frac{fm}{R} \cdot \frac{\rho - R \cos \theta}{\rho^3} \sin \theta. \quad (6)$$

Уже из (5) и (6) можно сделать вывод, что расстояние от *B* (черт. 4) до той линии поверхности, на которой горизонтальный градиент достигает наибольшей величины, должно зависеть не от массы возмущающего тела, а лишь от глубины его залегания.

Очевидно $\frac{\partial \Delta g}{\partial s}$ достигает максимума одновременно с функцией:

$$F(\rho) = \frac{\sin \theta}{\rho^2} + d(d-2R) \frac{\sin \theta}{\rho^4}. \quad (7)$$

Дифференцируем (7) и получим:

$$\frac{dF}{d\rho} = \frac{\rho \cos \theta \frac{d\theta}{d\rho} - 2 \sin \theta}{\rho^3} + d(d-2R) \frac{\rho \cos \theta \frac{d\theta}{d\rho} - 4 \sin \theta}{\rho^5}. \quad (8)$$

Если теперь учесть, что

$$\frac{d\theta}{d\rho} = \frac{R \cos \theta - \rho}{R\rho \sin \theta}$$

и ввести обозначение $\rho^2 = x$, то, приравняв нулю формулу (8), после соответствующих ее преобразований найдем уравнение, определяющее x , при котором горизонтальный градиент достигает максимума:

$$\begin{aligned} \frac{1}{32R^3d} x^3 + \left(\frac{1}{16R^2} - \frac{d}{32R^3} - \frac{1}{4Rd} \right) x^2 + \left(1 + \frac{7d^3}{32R^3} - \frac{d^2}{8R^2} - \frac{9d}{8R} \right) x + \\ + \frac{15d^3}{8R} + \frac{5d^5}{32R^3} - \frac{15d^4}{16R^2} - \frac{10}{8} d^2 = 0. \end{aligned} \quad (9)$$

Эта формула сама по себе интересна, так как позволяет определить глубину залегания возмущающего тела независимо от его аномальной плотности. Однако для глубины от 1 до 100 км эта формула довольно безболезненно может быть заменена приближенной формулой:

$$\rho = 1,12 d. \quad (10)$$

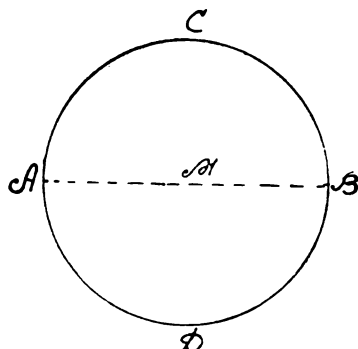
Эта формула верна с точностью до 1% для глубин до 20—30 км и грубее (2%) — для глубин до 100 км.

Таким образом, если на черт. 5 M — эпицентр возмущающей массы, а линия $ACBDA$ — линия максимума горизонтального градиента аномалий, то получаем такое правило: расстояние AB между двумя противоположными максимумами горизонтального градиента аномалий примерно равно глубине залегания возмущающего тела*.

Следовательно, возмущающая масса, лежащая на глубине 10 км, дает волну аномалий с расстоянием между максимумами горизонтального градиента тоже примерно в 10 км. Если тело лежит на глубине 100 км, то и для ширины волны получим тоже 100 км, с той только разницей, что сама волна при этом будет значительно слабее выражена, так как аномалии будут убывать пропорционально квадрату расстояния, а градиент — кубу расстояния.

Если еще учесть, что при

$$\rho = \frac{1}{3} \sqrt{3d(2R-d)} \quad (11)$$



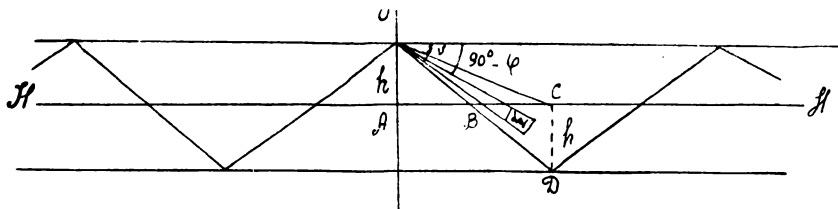
Черт. 5

аномалия Δg , вызванная m , обращается в нуль, а далее, меняя свой знак, крайне медленно возрастет по абсолютной величине (так как преобладающим становится «косвенное» влияние), то при $a = 10$ км аномалия обращается в нуль на расстоянии 210 км и при $d = 100$ км — на расстоянии 630 км.

Учитывая все сказанное, можно заключить, что действительно массы, лежащие далее 50 км от изучаемого объекта, могут создавать на его территории лишь очень медленно меняющийся «фон» аномалий, что впрочем подтверждается и наблюдениями. Разумеется, форма геоида меняется еще медленнее.

Формула (11) тоже может служить для определения глубины возмущающей массы, но практически совершенно невозможно установить место, где аномалии, вызванные m , обращаются в нуль.

Для более широких пластов аномальных масс, которые залегают обычно под небольшими углами наклона (формулы точечной массы тут конечно не годятся), можно привести следующий простой расчет. Пусть аномальные массы образуют волну, изображенную на черт. 6.



Черт. 6

Аномальная масса OAB вызывает в точке O по Гельмерту аномалию Δg_1 , равную:

$$\Delta g_1 = 2fh\delta \left(\frac{\pi}{2} - \gamma \right).$$

* Это правило делается совершенно точным для плоской Земли, см. Андреев и др. Курс гравитационной разведки, М.—Л., 1941.

Притяжение бесконечной призмы с основанием dq на точку O по Гельмерту равно

$$\frac{2f\delta dq}{r}.$$

Если Δg_2 — аномалия в точке O , вызываемая аномальной массой BCD , то, учитывая, что

$$dq = r d\varphi dr,$$

получим:

$$d\Delta g_2 = 2f\delta \cos \varphi d\varphi dr.$$

Тогда имеем:

$$\Delta g_2 = 2f\delta \int_{\frac{\pi}{2} - \nu}^{\frac{\pi}{2}} \int_{r_1}^{r_2} \cos \varphi d\varphi dr.$$

Из черт. 6 устанавливаем, что

$$\begin{aligned} r_1 \cos \varphi &= h, \\ r_2 \cos \varphi &= 2h \operatorname{ctg} \nu \operatorname{ctg} \varphi. \end{aligned}$$

Выполняя интегрирование и пользуясь затем малостью ν , получим:

$$\Delta g_2 = \frac{1}{2} f\delta h \nu.$$

Следовательно, находим отношение:

$$\frac{\Delta g_2}{\Delta g_1} = \frac{\nu}{4 \left(\frac{\pi}{2} - \nu \right)}.$$

Даже при $\nu = 10^\circ$ получим, что Δg_2 составляет всего 3% от Δg_1 , т. е. вся аномалия в точке O практически обусловлена той частью волны аномальных масс, которая расположена непосредственно под этой точкой.

Наконец, следует указать, что массы рассматриваемой группы обычно не интересуют геолога, изучающего данный объект, разве за исключением случаев изучения самых общих черт тектоники.

III. Все оставшиеся близкие аномальные массы, которые выражают как влияние уклонения плотностей от средней при введении топографической поправки, так и влияния аномальных плотностей более глубоких частей коры. Эти-то массы, все или только часть их, и интересуют геолога, в зависимости от целей, которые он преследует.

Эти массы в свою очередь можно разбить на 2 подгруппы.

IIIа. Массы достаточно большой протяженности, которые выражают основные черты структуры территории, они же обычно и наиболее глубокие. Очевидно они могут вызвать лишь относительно широкие и спокойные волны в аномалиях силы тяжести, примером чего могут служить известные полосы Венинг Мейнеса, аномалии Украинской мульды, Предуральской впадины и т. д. Эти массы учитываются обычно при составлении основных тектонических карт.

III б. Чисто местные аномальные массы небольшой протяженности. Принимая во внимание все сказанное, мы заключаем, что если эти массы лежат очень глубоко, то их влияние совершенно ничтожно, если же они расположены в более высоких слоях коры, то они могут вызвать обычно лишь чисто местные, но, возможно, бурно изменяющиеся аномалии. На высоты геоида влияние масс этой группы, как известно, совершенно ничтожно. Эти массы в большинстве случаев как раз и интересуют геолога.

Конечно, приведенное выше подразделение аномальных масс на группы чисто искусственно, и четких границ между группами обычно нет, так как переход осуществляется постепенно. Но, вместе с тем, такое подразделение и естественно и имеет себе полную аналогию в тектонике, где тектонические структуры подразделяются так же условно на структуры разных порядков. Без такого подразделения изучение их становится если не невозможным, то во всяком случае крайне затруднительным. Конечно, и в том и в другом случае некоторая условность подразделения потребует известного искусства от исследователя, а не просто механического подхода.

Таким образом, геолога обычно интересуют аномалии, в которых сохранено влияние масс группы III б, реже III а и вероятно совсем редко массы группы II. С этой точки зрения можно определенно утверждать, что ни аномалии в свободном воздухе, ни аномалия Фая, ни, наконец, Пуанкаре — Прейя не могут в должной мере удовлетворять геолога, так как все эти виды аномалий находятся в явной зависимости от рельефа, т. е. от масс, которые менее всего интересуют геолога. Все эти три типа редукций не производят отделения влияния масс разных групп, между тем проблема о геологических редукциях может быть определена именно как проблема разделения влияний масс разных групп.

Тем не менее делались попытки применения аномалий в свободном воздухе в целях геологических, которые приводили к некоторым результатам. Здесь следует, главным образом, указать на работы акад. А. Д. Архангельского. Однако следует учесть сделанное замечание, что такой крупный геолог при своих выводах, повидимому, все же более руководствовался геологическими, а не гравиметрическими материалами. Кроме того, следует указать, что у Архангельского в выводах очень много спорного. Во всяком случае установление связи определенного типа аномалий с некоторой геологической структурой без вскрытия генетики этой связи делает опасным предположение, что подобного типа аномалиям отвечают аналогичные же структуры и в других местах, так как это равносильно очень широкой экстраполяции. Между тем ряд геологов применяет именно этот метод. Например, выдвигается правило, будто бы выходам гранитов отвечают отрицательные аномалии, ссылаясь на выходы рапакиви в Финляндии, на выходы гранитов восточного Урала. Однако это не всегда верно. Так, например, массив Брокена и Миссурийский массив характеризуются, наоборот, положительными аномалиями. Приуроченность отрицательных аномалий к выходам рапакиви в Финляндии и Карелии опровергается работами Мушкетова, который руководил специальной гравиметрической экспедицией в эту область*.

Редукция топографическая уже гораздо лучше удовлетворяет геологическим требованиям, так как она, как уже указывалось, отделяет влияние самого неинтересного для геолога класса масс, масс внешнего рельефа. При этом только необходимо учесть, что не следует топографическую редукцию вводить для всей земной поверхности. Топографическая редукция вводится лишь внутри некоторого радиуса, вне которого

* Muschketow. Статья в Beitr. z. Angewandten Geophysik, Bd. 5, H. 4, 1936.

вводятся и топографическая поправка и поправка за компенсацию, что отвечает условиям компенсированности больших объектов земной коры. Такая компенсированность доказана последними работами ряда авторов. Если же вводить поправку только за топографию для всей поверхности Земли, то в силу того, что сумма аномальных масс не равна нулю, мы получим довольно сильное поле аномалий, образующее общий фон, от которого придется избавляться тем или иным способом. Этот фон будет вызван, конечно, тем, что у нас совершенно произвольно за нормальную принята сила тяжести на материке, поверхность которого лежит на уровне моря. Между тем известно, что относительно уровня моря сумма дефектов масс в океанах гораздо больше суммы избытков масс на континентах, очевидно введение топографической редукции в этом случае резко нарушит условие равенства массы Земли до и после редукции. Подобные редукции и были предложены Гленни и Венинг Мейнесом в поисках редукций, наиболее подходящих для геологических целей. Венинг Мейнес предлагает вводить поправку за компенсацию вне радиуса 166 км — зона О; Гленни — вне радиуса 36,6 км.

Такой тип редукций отвечает собственно региональной компенсации, когда как одно целое компенсируются довольно значительные участки коры. Введение же поправки только за топографию для всей земной поверхности равносильно признанию, что вся земная кора компенсирована как одно целое, что заведомо неверно.

Что касается произвольности выбора уровня моря как основной поверхности для редукции, то это, очевидно, большого значения не имеет. Согласно теореме Маклорена о протяжении софокусных сфероидов заключаем, что два однородных сфероидов равной массы создают во всем внешнем пространстве одинаковое притяжение. Если заменить каждый сфероид сфероидическим слоем на его поверхности с постоянной плотностью и массой, равной массе сфероидов, то внешнее поле тяготения от этого не изменится. Таким образом, мы приходим к выводу, что два однородных софокусных сфероидических слоя равных масс притягивают любую внешнюю точку совершенно одинаково. Именно такой случай мы и имеем, а так как у нас, кроме того, действия этих слоев вычитаются, то отсюда следует, что при применении изостатических редукций совершенно безразлично, к какому уровню производить редуцирование.

Таким образом, из всех существующих редукций с точки зрения геологии наилучшей оказывается такого типа региональная изостатическая редукция (топографическая внутри некоторого радиуса). Что касается области, за пределами которой следует вводить компенсацию, то ее, видимо, придется устанавливать по данным геологии. Однако система аномалий и в этой редукции еще мало удовлетворительна, так как остается неотделенным еще влияние масс II и III групп.

Акад. Архангельский указывал, что поле аномалий создается как массами, лежащими непосредственно на территории изучаемого объекта, так и массами отдаленными, которые создают фон, затушевывающий интересующее нас влияние ближних масс. Так, он указывает, что, например, впадины могут благодаря региональному полю и не вызвать отрицательных аномалий*. Таких примеров очень много. Например, благодаря региональному полю исчезает в этом фоне Подмосковная синеклиза, теряется Воронежский массив и т. д. Это-то региональное поле, по Архангельскому, и является основным препятствием в деле применения гравиметрии к изучению структуры земной коры. Гравиметрия удобна для решения частных задач, где с фоном можно не считаться,

* А. Д. Архангельский. Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. I.

но для изучения больших территорий она мало применима. В силу этого Архангельский придавал главное значение магнитометрии, где, хотя тоже имеется региональный фон, но вместе с тем имелось в его распоряжении средство снять этот фон.

В одной из последних своих работ Швиннер указывает, что единственно сулящий надежду на успех подход заключается в изучении конкретных самостоятельных геологических объектов (Krustenschollen) и притом подобно тому, как это делают магнитологи, путем последовательного снятия региональных полей: общего, материкового и т. д. * Сам Швиннер не указал подхода к снятию поля.

Итак, если по карте аномалии в топографической редукции (региональная компенсация) можно делать лишь самые общие геологические заключения, да и то с большой осторожностью, то для дальнейшего безусловно необходимо снятие влияния как масс группы II, так большей частью и масс группы III а.

Остановимся несколько подробнее на вопросе снятия фона.

Как известно, аномалии силы тяжести, так же как и отклонения поверхности геоида от формы нормального сфероида, вызываются одной и той же причиной — аномальными массами. Но если причина одна, то характер ее влияния на аномалии и высоты геоида достаточно разный. Местные аномальные массы вызывают, как известно, часто очень бурные аномалии, но вызвать сколько-нибудь значительные высоты геоида подобные массы и аномалии не могут. Наоборот, медленно и плавно меняющийся фон создает значительные отклонения геоида по высоте. Таким образом, мешающий нам досадный фон связан в основном с высотами геоида, а аномалии, вызванные местными причинами, которые и нужны геологу, с высотами геоида почти не связаны (они связаны с его относительной кривизной). Следовательно, открывается возможность снятия регионального поля при помощи высот геоида. Для этого можно воспользоваться предложенной автором формулой (обратной стоковой):

$$\Delta g_0 = -\frac{\gamma}{R} N_0 - \frac{\gamma}{2\pi} \int_{\sigma} \frac{N - N_0}{r^3} d\sigma, \quad (12)$$

или в несколько преобразованном виде:

$$\begin{aligned} \Delta g_0 = & -\frac{\gamma}{R} N_0 - \frac{\gamma r_1}{4} \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) - \frac{\gamma}{2\pi} \int_{r_1}^{r_2} \int_0^{2\pi} \frac{N - N_0}{r^2} dr dA - \\ & - \frac{\gamma}{8\pi R} \int_{\psi_2}^{\pi} \int_0^{2\pi} (N - N_0) \frac{\cos \frac{\psi}{2}}{\sin^2 \frac{\psi}{2}} d\psi dA. \end{aligned} \quad (13)$$

В этих формулах Δg_0 — искомая аномалия в исследуемом пункте, N_0 — высота геоида в этом пункте, N — то же в текущей точке, r — расстояние от исследуемого пункта до текущей точки, σ — поверхность сферы, по которой ведется интегрирование,

$$r_2 = 2R \sin \frac{\psi_2}{2}.$$

Собственно формула (13) и показывает, что аномалия мало зависит от высот геоида в близлежащих точках, но зато зависит от региональ-

* Schwinner. Die Schwere auf den Hawai-Inseln. Z. f. Geophysik, 17, № 5/6, 1942.

ных волн геоида и от кривизны геоида в данной точке (второй член правой части), как и должно было быть.

Очевидно, если бы мы знали в совершенстве высоты геоида по всей земной поверхности и применили со всей строгостью формулу (13), то получили бы (считая все действия безошибочными) аномалию Δg_0 , равную по величине наблюдаемой аномалии. Таким образом, вычитая вычисленные аномалии из наблюдаемых, мы получили бы всюду нули, как и должно быть, так как введение поправки Δg_0 по формуле (13) равносильно редуцированию на поверхность нормального сфероида (предполагая, что сфероид и является уровенной поверхностью). Следовательно, для снятия лишь мешающего «фона» в этом идеальном случае формулу (13) надо применять несколько своеобразно. Так как интересующие нас аномалии масс группы III б соответствуют, главным образом, кривизне геоида в исследуемом месте, то, желая оставить эти аномалии, мы, очевидно, должны опустить в формуле (13) член

$$-\frac{\gamma r_1}{4} \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right).$$

выражающий связь аномалий с кривизной геоида (конечно «нормальную» часть члена, соответствующую кривизне широкой волны, надо учесть, но она ничтожна — не более 1—2 мгл). Саму карту геоида желательно применять тоже несколько сглаженную, хотя бы в целях удобства вычислений, а также и для лучшего разделения аномального фона и аномалий масс III б. Если желательно оставление масс III а, то сглаживание геоида должно быть еще более сильным, соответственно с размером интересующих объектов.

Однако, как известно, мы не имеем сейчас карты всего геоида. Карты, имеющиеся на отдельные участки, полученные по формуле Стокса, не годятся для наших целей, так как высоты геоида, полученные применением формулы Стокса на ограниченной части земной поверхности, относятся не к поверхности нормального сфероида, а к некоторой иной поверхности относимости, отражающей именно влияние широких волн. Применение формулы (13) к таким высотам как раз и не позволит снять самый неинтересный фон волн континентального порядка.

Выход заключается в применении формулы (13) к рельефу геоида, полученному по геодезическим данным. Такой рельеф содержит влияние всех масс и совершенно не зависит от размеров области, на которую распространены работы. Однако отсутствие рельефа геоида на дальних зонах не позволит по формуле (13) снять фон полностью, если рельеф получен относительно общего земного эллипсоида. Если же рельеф геоида получен относительно наилучшего подходящего к данной территории эллипсоида, а аномалии вычислены относительно нормальной формулы, тоже наилучше отвечающей данной территории, то легко видеть, что применение формулы (13) и даст то, что надо (так как по смыслу наилучше подходящей нормальной формулы она уже содержит в себе влияние самых широких волн). Это же влияние отсутствует и в рельефе геоида, полученном относительно наилучшего местного эллипсоида. Следовательно, применение формулы (13) к такому рельефу и позволит снять вредное влияние волн следующего порядка, а также и остаточное влияние самых широких волн, которое не могло быть учтено подбором наилучше подходящей эллипсоидальной фигуры*.

* В. А. Магницкий. О структурных аномалиях силы тяжести. Сборник научно-технических статей по геодезии и гравиметрии. ГУГК, вып. IX, 1945.

Соображая степень сглаженности рельефа геоида, можно в зависимости от целей произвести снятие фона до волн разного порядка.

Конечно, вместо карты высот геоида можно применить для снятия фона непосредственно отклонения отвесных линий, памятуя, что отклонение отвеса в направлении исследуемого пункта для любой текущей точки выражается формулой:

$$\xi'' = \frac{\partial N}{R \partial \psi} \rho'' . \quad (14)$$

Тогда можно получить формулу, подобную (12), выражающую аномалии через отклонения отвеса. Такую формулу можно получить из (12) путем интегрирования последней по частям, если при этом еще учесть равенства:

$$\int_{\sigma} N d\sigma = 0, \\ \int_{\sigma} N \cos \psi d\sigma = 0.$$

Тогда искомая формула примет вид:

$$\Delta g_0 = -\frac{\gamma}{2\pi} \int_{\sigma} \frac{\partial N}{R \partial \psi} \left(\frac{1}{2 \sin \frac{\psi}{2}} + \sin^2 \frac{\psi}{2} - \frac{3}{2} \cos 2\psi \right) \frac{d\sigma}{\sin \psi} . \quad (15)$$

Подобная же формула аналогичным путем была уже получена М. С. Молоденским.

Легко, однако, видеть, что хотя рельеф геоида и получен по отклонениям отвеса, т. е. формула (15) имеет дело с первоначальным материалом, в то время как в (13) используется уже вторичный материал, искаженный лишними ошибками, тем не менее использование формулы (15) менее выгодно и вызывает практически ряд трудно преодолимых препятствий.

В самом деле, если аномальные массы разных групп, как указывалось, совершенно различно влияют на аномалии и высоты геоида, а член, зависящий от кривизны в (13), легко обособляется, то влияние аномальных масс разных групп на отклонения отвеса весьма похоже по характеру на влияние на аномалии. Известно, что чисто местные аномальные массы могут вызывать очень бурные отклонения отвеса. Массы же группы II и отчасти III а вызывают лишь медленно меняющиеся и сравнительно небольшие отклонения отвеса. Таким образом, применение формулы (15) приведет к практическому затруднению: снятие среднего отклонения отвеса в каждом отсеке палетки гораздо затруднительнее, чем снятие средней высоты геоида. Высоты геоида уже получают достаточно сглаженными, что и нужно для снятия фона. Пользуясь же отклонениями отвеса, мы, согласно сказанному, будем в затруднении при разделении влияния масс разных групп, т. е. по формуле (15) мы рискуем снять как раз те аномалии, которые нас интересуют. Между тем в формуле (13) член, вызванный интересующими геолога массами, совершенно определенно отделяется.

Формулу (15), думается, гораздо выгоднее применять для обратной операции — для снятия аномалий, вызванных местными аномальными массами. Такие аномалии тоже могут быть названы геологическими, но уже иными, и цель их иная. Этот вопрос требует особой разработки.

Однако путь снятия фона через карту рельефа геоида при ряде преимуществ имеет и ряд недостатков (размеры и ориентирование наи-

лучшего эллипсоида и т. д.). Желательно найти пути, лишенные этих недостатков.

Для этой цели можно применить редуцирование на удаленную уровенную поверхность. Очевидно, на такой поверхности мы получим более или менее сглаженную картину аномалий, в зависимости от степени удаления поверхности относимости. Примером таких аномалий могут служить аномалии, наблюдаемые в океанах, где очень спокойное, плавное изменение аномалий, вообще говоря, еще вовсе не означает необычайной правильности в строении дна, а объясняется тем, что поверхность относимости, на которой и проводятся фактически наблюдения, отстоит на 4—5 км от дна, где могут залегать аномальные массы.

Если на урсвенной поверхности (геоид) имеем систему аномалий $\Delta \bar{g}$, аномалии, соответствующие новой уровенной поверхности, обозначим через Δg , расстояние между уровенными поверхностями назовем z , так что $\rho = R + z$, то для проведения указанного редуцирования можно получить формулу, используя интеграл Пуассона:

$$U = \frac{\rho^2 - R^2}{4\pi R} \int_{\sigma} \frac{\bar{U}}{r^3} d\sigma, \quad (16)$$

где U — гармоническая функция.

Полагая

$$U = \rho \Delta g = -2T - \rho \frac{\partial T}{\partial \rho}, \quad (17)$$

заключаем, что U есть функция, гармоничная во всем внешнем пространстве. Тогда, подставив (17) в (16), получим:

$$\Delta g = \frac{\rho^2 - R^2}{4\pi R \rho} \int_{\sigma} \frac{R \Delta \bar{g}}{r^3} d\sigma,$$

откуда легко находим:

$$\Delta g = \frac{2Rz + z^2}{4\pi (R + z)} \int_{\sigma} \frac{\Delta \bar{g}}{r^3} d\sigma. \quad (18)$$

Если прибегнуть к разложению в ряды, то с точностью до членов второго порядка получим:

$$\Delta g = \frac{z}{2\pi} \left(1 - \frac{z}{2R} \right) \int_{\sigma} \frac{\Delta \bar{g}}{r^3} d\sigma. \quad (19)$$

Соответственная формула Малкина, опубликованная в *Астрономическом журнале*, неверна в члене второго порядка, так как при ее выводе интеграл Пуассона применен к негармоничной функции. Однако упомянутая неточность не имеет практического значения. Конечно, формула (19) может быть видоизменена введением под интеграл $\Delta \bar{g}_0$. Надо еще подчеркнуть, что в формуле (19) r имеет совсем другое значение, чем в (12). В данном случае имеем:

$$r^2 = R^2 + \rho^2 - 2R\rho \cos \psi,$$

а потому даже в аупункте $r \neq 0$, а в аупункте имеем:

$$r = z.$$

Очевидно, идя по пути использования формулы (19), мы избегаем вопросов ориентирования референц-эллипсоида и т. п. Однако при этом возникают новые трудности. Так как степень сглаженности аномалий зависит от расстояния, на которое удалена от геоида новая поверхность отности, то встает вопрос о выборе высоты z . Не вдаваясь в подробности, укажем, что это достаточно сложный и неопределенный вопрос, где неизбежен довольно значительный произвол, так как пока нет достаточно чувствительного критерия для установления надлежащего z . От этого, конечно, свободна формула (13).

Таким образом, мы приходим к выводу, что из всех рассмотренных способов снятия фона наиболее удовлетворительным является путь использования формулы (13), что и понятно, так как этот путь основан на привлечении дополнительного материала, добытого из наблюдений. Все же остальные способы основываются лишь на явно недостаточном гравиметрическом материале, и можно было заранее сказать, что в какую бы математическую форму мы ни облекали этот материал, новых данных от этого не прибавится, и недостаток их так и останется, хотя в некоторых случаях (как, например, в случае разложения в ряд по сферическим функциям) это обстоятельство и сильно маскируется математическим аппаратом. Можно добавить, что применение формулы (13) и с практической стороны, с точки зрения простоты вычислений, окажется наиболее удобным путем.

В заключение очень кратко остановимся на втором коренном вопросе при получении геологических редукций, а именно на вопросе о неравномерном фиктивном сдвиге аномальных масс при приведениях к уровню моря. Если в равнинных местностях этот вопрос не имеет большого значения, то в районах с резким рельефом он приобретает первостепенное значение при решении геологических вопросов по данным гравиметрии. Применение обычных редукций в подобных районах делает невозможным даже самую постановку таких вопросов, как определение глубины залегания аномальных масс по данным гравиметрии, потому что в этом случае само понятие глубины залегания теряет определенный смысл.

Предположим, что на поверхности геоида нам каким-либо путем стали известны аномалии, отвечающие несмещенному положению аномальных масс, которые назовем Δg_s . При этом считаем, что внешний рельеф убран, чтобы вне геоида не было масс (убирание рельефа не вызовет затруднений, его делают всегда при применении топографической редукции). Тогда, применяя к этим Δg_s формулу (19), в которой z заменено через высоту станции H , мы получим наблюдаемые аномалии:

$$\Delta g = \frac{H}{2\pi} \left(1 - \frac{H}{2R}\right) \int \frac{\Delta g_s}{r^3} d\sigma + \Delta g_T, \quad (20)$$

где Δg_T — топографическая редукция с обратным знаком. На самом же деле нам всегда известны $\Delta g - \Delta g_T$, а не известны Δg_s , которые и ищутся. Таким образом, решение рассматриваемого вопроса приводится к интегральному уравнению:

$$\int \frac{\Delta g_s}{r^3} d\sigma = \frac{2\pi (\Delta g - \Delta g_T)}{H} \left(1 + \frac{H}{2R}\right). \quad (21)$$

Однако вопрос, вероятно, уж не так сложен, как это кажется, если вместо строгого решения уравнения (21) прибегнуть к методу последовательных приближений.

Введя в $\Delta g - \Delta g_T$ обычные поправки за свободный воздух, можно полученные аномалии рассматривать как первое приближение к искомому Δg , которое обозначим $\Delta g'_\sigma$. Тогда, пользуясь этим первым приближением, получим по (20) соответствующие им «наблюдаемые» аномалии:

$$\Delta g'_\sigma - \Delta g_T = \frac{H}{2\pi} \left(1 - \frac{H}{2R}\right) \int_{\sigma} \frac{\Delta g'_\sigma}{r^3} d\sigma. \quad (22)$$

Тогда, очевидно, разность

$$\Delta g'_\sigma - \Delta g_T - \Delta g'_\sigma = \delta g'_\sigma \quad (23)$$

и будет той поправкой, которую надо вычесть из наблюдаемых аномалий Δg , чтобы получить второе приближение $\Delta g''_\sigma$:

$$\Delta g''_\sigma = \Delta g - \Delta g_T - \delta g'_\sigma.$$

Вероятно уже это второе приближение окажется в большинстве случаев вполне достаточным. Понятно, интегрирование в (20) вполне достаточно лишь по сравнительно незначительной области вокруг исследуемого пункта. Вопрос о сходимости получаемого ряда требует специального исследования.

Проф. И. А. Казанский

Соображения об установлении осредненного значения абсолютной силы тяжести для мировой гравиметрической съемки

В тесной связи с выполнением и использованием общей гравиметрической съемки СССР встает ряд подлежащих разрешению научных задач. Они* могут быть разбиты на три группы:

1) научные задачи, разработка которых необходима для подготовки и выполнения общей гравиметрической съемки (в частности, инструментально-методические задачи);

2) научные работы, разрешение которых обеспечивает наилучшую обработку результатов данной съемки и подготовку последних к использованию в различных целях народного хозяйства, науки и техники;

3) научные работы, уже использующие результаты общей гравиметрической съемки для различных выводов и заключений: геодезических, геофизических, географических, общегеологических, местногеологических (в частности, горноразведочных).

Вопрос о выводе формулы нормального распределения силы тяжести на земной поверхности принадлежит к задачам второго из указанных выше типов, обуславливая надлежащее и численно правильное выражение результатов съемки в виде аномалий силы тяжести и дальнейшего использования их для целей геодезии, геофизики и геологии, представляя одно из средств характеристики фигуры и физического состояния Земли.

Разрешение указанной задачи надо сделать достаточно полным и тщательным образом, устраняя те пробелы, которые сознательно или случайно допускались при производившихся до сих пор аналогичных

* См. статью проф. И. А. Казанского, „К некоторым вопросам, связанным с обслуживанием и использованием общей гравиметрической съемки СССР“. Сборник ЦНИИГАиК, № 3, Исследования по гравиметрии, 1939.

построениях подобных формул. Формула нормальной силы тяжести по возможности не должна заключать в себе спорных параметров; все входящие в нее параметры должны получить возможно более достоверное значение. К числу последних относится параметр, связанный с разбиваемым в данной статье вопросом об исходном абсолютном значении силы тяжести. Этот вопрос имеет важное значение, особенно в свете развивающейся связи геодезии с геологией и геофизикой. Нередко встречающийся до сих пор даже у некоторых геодезистов взгляд, что абсолютная величина силы тяжести не имеет большого значения при характеристике фигуры Земли, во всяком случае подлежит пересмотру.

Весьма существенным и основным является вывод абсолютной величины силы тяжести также и для метрологии, где она непосредственно входит при установлении некоторых физических величин, в частности, электрических, для чего, между прочим, частично и делались некоторые из абсолютных определений силы тяжести, например, разбираемое ниже Вашингтонское.

Абсолютное значение силы тяжести на Земле играет роль фундаментального фактора и основной физической константы. Соответствующее значение оно может иметь при определении формы и физического состояния Земли из астрономических данных, например из движения и параллакса Луны.

В настоящее время определения силы тяжести и гравиметрическая съемка производятся методом относительных определений, при которых в пунктах наблюдений получают значения силы тяжести путем определения разности силы тяжести в наблюдаемом пункте и в исходном пункте, где сила тяжести должна быть определенной абсолютно.

Еще и в настоящее время вопрос о полагаемом в основу относительных гравиметрических наблюдений абсолютном значении силы тяжести приходится признать решенным несколько случайно. Переход от старинного метода гравиметрических наблюдений, основанного на абсолютном или вернее квази-абсолютном определении силы тяжести в каждом полевом пункте (период до 80—90-х годов XIX века), к методу относительных определений силы тяжести не сопровождался специальным, достаточно строгим установлением абсолютной силы тяжести для принимаемого исходного пункта.

С 1909 г. и до последнего времени для общемировой гравиметрической сети принимается ускорение силы тяжести, определенное в Потсдаме в 1898—1906 гг. Это определение, организованное Гельмертом, было выполнено его ассистентами Кюненом и Фуртвенглером (F. Künen, Ph. Furtwängler). Полученная ими величина неправильно считалась достаточно обоснованной. Кроме того, геодезисты и астрономы, которые в прошлое время только одни и занимались подобными выводами (с не совсем полным основанием и без учета общих запросов и целей общегосударственных или общемировых гравиметрических съемок), считали вопрос об абсолютном размере исходного гравиметрического нульпункта не слишком актуальным.

После того как были выполнены работы по определению абсолютного значения силы тяжести в Англии и Америке и подтвердились сомнения относительно правильности Потсдамского определения, встал вопрос о том, какое значение принимать в качестве исходного нульпункта для мировой гравиметрической съемки.

В будущем, когда количество абсолютных определений возрастет за счет новых специальных работ, например таких, подготовка и вы-

полнение которых планировались перед мировой войной в СССР, вопрос будет решен весьма уверенно.

Для удовлетворения встающих научных и практических запросов текущего периода можно подвергнуть рассмотрению и рациональному осреднению имеющиеся последние абсолютные определения.

В этих видах в ЦНИИГАиК в 1941 — 1942 гг. были подвергнуты рассмотрению все имеющиеся в литературе данные по абсолютным определениям. Оставляя в стороне устаревшие или недостаточно обширные ряды наблюдений, пришлось признать, что для использования могут служить только наблюдения в Теддингтоне, Вашингтоне и Потсдаме. Но даже эти определения страдают от недостаточно последовательной и непродуманной до конца методики; строго говоря, все эти абсолютные определения можно считать прежде всего экспериментальными исследованиями методико-инструментального типа, за которыми должны были бы следовать уже настоящие ряды наблюдений, организованные для самого определения абсолютной силы тяжести на основе вполне выработанной методики. Однако последнее не имело места ни в Потсдаме, ни в Вашингтоне, ни, отчасти, даже и в Теддингтоне.

В настоящей работе все определения были подвергнуты объективному и, насколько это позволяли имеющиеся о них в литературе сведения, однообразному анализу с целью выявить их абсолютную и сравнительную ценность, отвлекаясь от предвзятого отношения к ним.

При всех трех упомянутых абсолютных определениях пользовались обратными маятниками различных конструкций.

Абсолютные определения силы тяжести в Потсдаме

Абсолютные определения ускорения силы тяжести в Потсдаме были организованы Гельмертом в значительной мере для практической проверки его теоретических соображений по теории обратных маятников, и они следовали за завершением известной его монографии*, посвященной этой теории. Первоначально при этих наблюдениях цель определения абсолютного нуляпункта для гравиметрических сетей, конечно, имелась в виду, но не представлялась исключительной и главной.

Наблюдения и обработка их были поручены ассистентам Гельмерта по Потсдамскому институту — Кюнелю и Фуртвенглеру и проведены под непосредственным руководством самого Гельмерта. Работа была начата в 1898 г. и опубликована окончательно в 1906 г.** После 1909 г., когда Гельмерт ввел это новое тогда определение в свою нормальную формулу, выведенную им в 1901 г., Потсдамское абсолютное определение стало играть реальную роль нуляпункта общемировой гравиметрической сети, не подвергаясь какому-либо критическому анализу.

В число теоретических соображений Гельмерта, экспериментальное исследование которых по его проекту и составляло одну из главных целей работы, входило прежде всего изучение эффекта гнущия самого маятника при его качании — обстоятельство, указывавшееся еще Пирсом в Америке в 1884 г. и особенно рассмотренное в Потсдаме. Кроме этого, при Потсдамских определениях производились исследования и делались попытки учета таких эффектов, как растяжение маятников под влиянием их веса, асимметрия маятников и непараллельность рабочих плоскостей при нахождении их на маятниках. В этих последних целях Потсдамские наблюдения произво-

* F. R. Helmert. Beiträge zur Theorie des Reversionspendels. Publ. d. Potsd. Geodät. Inst., 1893.

** F. Kühnel und Ph. Furtwängler. Bestimmung der absoluten Grösse der Schwerkraft zu Potsdam mit Reversionspendeln. Publ. d. Potsd. Geodät. Inst., 1906.

дились с пятью (собранными из разных мест) оборотными маятниками различных характеристик; один маятник был полусекундным (короткий маятник Потсдамского геодезического института), а остальные — секундные.

В отношении аппаратуры наблюдения в Потсдаме были обставлены не вполне удачно: аппаратура была не специально изготовленной, а лишь случайной и устарелой даже для того времени (использовались оборотные маятники, сделанные в 70-х годах прошлого столетия для работ в различных странах).

Применительно к приборам и сами измерительные методы являлись несколько устаревшими и не вполне соответствовали достигнутому к тому времени уровню физических измерений. Особенно это касается одного из наиболее важных элементов подобных абсолютных определений силы тяжести — именно линейного измерения длин маятников. Для последнего в Потсдаме использовался традиционный катетометр, но не специальной надежной конструкции, а приспособленный несколько случайно из старых частей, относящихся к прежнему типу оборотных маятников. Результаты измерения длины в Потсдаме получились достаточно грубыми, а именно: разность отдельных измерений доходит до 15 μ против нескольких десятых долей микрона при новейших измерениях (например $\pm 0,7 \mu$ в Теддингтоне).

Большая часть наблюдений в Потсдаме (именно 108) была сделана с ножами на маятниках; другая часть (84 наблюдения) произведена с плоскостями на маятниках. Однако потсдамская работа характеризуется сильными расхождениями между отдельными наблюдениями, достигающими в приведенной длине секундного маятника при ножах на маятниках до 172 μ со средним отступлением от среднего в 17 μ , а при плоскостях на маятниках соответственно 153 μ и 26 μ . Напротив, хорошо обстояло дело в Потсдаме с учетом упругой деформации самих маятников и с определением влияния гнущия или так называемого сокачания штатива. В частности, для определения сокачания штатива в Потсдаме использовались несколько маятников различных характеристик, а поэтому определение сокачания можно считать сделанным вполне надежно.

В общем же устарелость аппаратуры и наблюдательских методов, несмотря на достаточную тщательность наблюдений и обработки, привела к тому, что полученные в Потсдаме результаты давали плохое схождение. При выводе результатов исследователи пошли не прямым, а хотя глубокомысленным, но несколько косвенным путем, внося некоторые допущения и нарушая этим принцип непосредственного измерения. В частности, такой косвенный прием был применен при выводе в Потсдаме длины секундного маятника по формуле:

$$L = L' + \frac{d\Lambda}{\tau^2} + \frac{1}{\Lambda} q + \frac{M}{\Lambda} p,$$

где L' — длина простого секундного маятника, исправленная за давление воздуха, температуру, амплитуду, сокачание подставки (штатива), гнущие, упругую деформацию самого маятника и за несимметрию маятника; Λ — расстояние между точками привеса оборотного маятника; τ — период простого секундного маятника; p и q — поправочные члены.

При этом q содержит постоянную ошибку изменения расстояния между лезвиями, вытекающую из упругих свойств ножа и плоскости, а также влияние скольжения, следовательно, величина q зависит от

состояния и материала применяемых ножей и плоскостей; p вызывается горизонтальным смещением оси вращения маятника или смещением подставки, происходящим при упругой деформации ножа и подставки, и входит в результат наблюдения, как неучтенное покачивание подставки. Величина γ зависит от материала и состояния ножей и плоскостей и в существенной мере от веса маятника.

Вывод результатов в Потсдаме был сделан путем уравнивания выражаемых по такой схеме измерений, причем в качестве поправок ΔL , Δp , Δq было получено:

$$\Delta L = +7,3 \pm 3,5 \mu; \Delta p = +3,5 \pm 1,2 \mu; \Delta q = -10,5 \pm 2,5 \mu.$$

Но на основании приведенной выше формулы для L ошибки определения, примерно, должны находиться в таком соотношении:

$$m_L = \sqrt{m_L^2 + m_q^2 + m_p^2 + m_{\Delta}^2},$$

причем dL из данного уравнения не определялось и было принято равным 1μ . Подставляя сюда приведенные выше числа, получим:

$$m = \pm 5,1 \mu.$$

Эту величину и следует считать характеризующей точность Потсдамских наблюдений (и только лишь внутреннее согласие).

Как мы видели, p и q выводятся неуверенно. Поэтому после некоторых проб в Потсдаме, очевидно, было принято решение взять конечный результат с неполным учетом ошибок определения величин p и q . Это было сделано, несмотря на большие ряды предшествовавших этому рассуждений и несмотря на большое внимание, уделявшееся этому вопросу в Потсдаме. Общие основания и причины такого адоптирования результата в потсдамской монографии Кюнена и Фуртвенглера почему-то подробно не излагаются; таким образом в ходе обработки потсдамских наблюдений возможен некоторый произвол, нарушающий принцип непосредственного измерения и подрывающий общее доверие к данному результату.

Вычисляемая же с учетом и прибавлением ошибок величин p и q точность потсдамского результата получается, как мы видели, равной в длине секундного маятника $\pm 5 \mu$ (что соответствует примерно стольким же миллиграммам в силе тяжести), а на самом деле, вероятно, еще ниже.

В потсдамской монографии, как окончательный результат определения, полученный после уравнивания по вышеприведенной схеме, в соединении с упомянутыми допущениями, приводится следующее значение для приведенной длины простого секундного маятника:

$$L = 994,239 \text{ мм} \pm 0,003 \text{ мм}.$$

Этот результат до настоящего времени принимался на веру и не подвергался критической проверке.

Для уяснения сомнительности точности потсдамского результата полезно взять простое среднее из наблюдений с ножами на маятниках

$$L_n = 994,227,$$

и с плоскостями на маятниках

$$L_n = 994,214.$$

В среднем качания с плоскостями на маятниках дают меньшую длину секундного маятника (примерно на 13μ) и соответственно мень-

шую силу тяжести, чем качания с ножами на маятниках. Наличие такой разности указывает на какую-то систематическую ошибку дифференциального характера размером порядка десятка микронов в длине секундного маятника или стольких же миллигалов в силе тяжести. К этому надо прибавить, что потсдамские результаты, получаемые с плоскостями на маятниках, сходятся между собой и с приводимыми ниже результатами, полученными в Теддингтоне и в Вашингтоне, лучше, чем потсдамские результаты, получаемые с ножами на маятниках.

Соединяя же оба последних числа в одно весовое среднее (с весами, пропорциональными количествам наблюдений с ножами и плоскостями в маятнике), имеем:

$$L = 994,224 \text{ мм} \pm 0,011 \text{ мм.}$$

Соответственно, для ускорения силы тяжести в Потсдаме получается:

$$\begin{array}{ll} \text{по Кюнелю и Фуртвенглеру} & 981,274 \pm 0,003 \text{ гала,} \\ \text{по приведенному выше пересчету} & 981,259 \pm 0,011 \text{ гала.} \end{array}$$

Таким образом, приписываемая самими наблюдателями точность Потсдамского определения в $\pm 0,003$ гала в абсолютной силе тяжести, как мы видели, не может характеризовать даже их внутреннюю точность, а лишь в лучшем случае характеризует точность решения нормальных уравнений. В действительности подсчеты инж. Байбародина дают для наблюдений с плоскостями на маятниках точность в длине секундного маятника в $\pm 5 \mu$, а для наблюдений с ножами на маятниках в $\pm 17 \mu$ или в весовом среднем в $\pm 11 \mu$, что соответствует в силе тяжести так же примерно 11 мгл.

Наличие такого дифференциального характера расхождения, выражающегося в силе тяжести 15 мгл, заставляет предполагать примерно такую же ошибку в миллигалах в вычислении абсолютной силы тяжести, даваемом авторами Потсдамских определений*.

Подобные пробы контрольных пересчетов Потсдамских результатов помогают обнаружить в последних ряд сомнительных обстоятельств. Примененная изощренная и усложненная, может быть без надобности, обработка не дает возможности получить вполне надежные результаты при дефектном исходном материале. К тому же надо признать, что и сами вычислительные манипуляции (по существу несколько произвольные), произведенные в Потсдаме в ходе этой обработки, могли нести в себе некоторые предвзятые допущения, систематически искажающие окончательный результат. Таким образом, сама обработка Потсдамских наблюдений может быть оспариваема.

Таким образом, в вывод Потсдамских результатов вошел элемент произвола. При этом вся эта процедура, как бы преднамеренно, очень мало объяснена в достаточно пространной монографии авторов. На наличие в Потсдамских результатах крупной систематической ошибки, помимо сделанных замечаний, может указывать (хотя и не бесспорно) следующее обстоятельство: старинные абсолютные определения силы тяжести с маятниками, качающимися на нити (Бесселя, Шумахера, Петерса), приведенные к Потсдаму, лучше сходятся с Вашингтонскими и Теддингтонскими определениями, чем опубликованные Кюнелю и Фуртвенглером.

* Подозрение на систематическую ошибку особенно сильно для короткого (полусекундного) маятника Потсдамского геодезического института. Если исключить его из образования общего Потсдамского результата, то в среднем наблюдения с плоскостями на маятниках дают $L = 994,2240$ мм, а с ножами $L = 994,2262$ мм. Мы видим, что в этом случае сходимость наблюдений с плоскостями и ножами на маятниках значительно повышается.

Абсолютное определение силы тяжести в Вашингтоне*

Наблюдения в Вашингтоне выполнены в Национальном бюро стандартов Соединенных Штатов (U. S. National Bureau of Standards) отчасти в интересах Береговой и геодезической съемки Соединенных Штатов (U. S. Coast and Geodetic Survey) в целях уточнения исходного абсолютного нуля пункта для гравиметрической съемки, а в основном для удовлетворения запросов физической метрологии Бюро стандартов. Последнее объясняется тем, что весьма точное знание абсолютной величины ускорения силы тяжести является необходимым при установлении некоторых имеющих большое практическое и научное значение физических единиц меры, в частности электрических.

Наблюдения в Бюро стандартов в Вашингтоне были подготовлены и проведены одним из старших физиков Бюро Хейлем (Paul R. Heyl) при участии Кука (Guy S. Cook). Наблюдения были произведены с обратными маятниками, специально сконструированными для данной цели, с упором на исключение влияния гнущия маятника. Для этого предварительно в 1928 г. были произведены опыты с экспериментальными маятниками из плавленого кварца (вида плоских пластин); затем, на основании этих опытов, были осуществлены обратные маятники из трубок плавленого кварца разного веса (за счет толщины трубок) для лучшего исключения указанного вредного влияния гнущия маятников.

Маятники несли на себе только плоскости, а подставки — только ножи, что, с одной стороны, сохраняло неизменность аппаратуры, но с другой стороны, мешало возможности проверки в отношении некоторых систематических ошибок.

При наблюдениях употреблялись четыре маятника; однако один из них (№ 1, показавший большой эффект гнущия, вероятно, как более легкий), не участвовал в наблюдениях. Но вообще выбор конструкции маятников и их материал оказались удачными, так как влияния гнущия маятников при наблюдениях (за исключением одного упомянутого маятника № 1) практически почти не было обнаружено, что, конечно, повышает ценность Вашингтонского абсолютного определения.

Окончательное конструирование маятников и начало наблюдений относятся к 1930 г. Наблюдения заняли годы 1930 — 1934. Большое специальное внимание в Вашингтоне было уделено вопросу о влиянии ножа, которое, как ожидалось авторами, должно довольно полно исключаться в обратных маятниках, как это следует из теоретических соображений.

В частности для контроля последнего обстоятельства плоскости и ножи были изготовлены из материалов различной твердости. Маятники имели на себе только плоскости, а подставки — только ножи, причем употреблялись различные сочетания плоскостей и ножей для отбора лучших комбинаций. При наблюдениях проявились следующие обстоятельства.

I. Лучшими из этих комбинаций оказались:

а) плоскость (у маятника) — стальная, нож (в подставке) тоже стальной;

б) плоскость (на маятнике) — из плавленого кварца, нож — стальной.

* Paul R. Heyl and Guy S. Cook. The value of gravity of Washington. Journal of Research of National Bureau of Standards, Vol. 17, № 6, Washington, D. C., 1936.

II. Менее уверенные результаты дали комбинации:

- а) плоскость (на маятнике) — стеллитовая, нож — стальной;
- б) плоскость (на маятнике) — стеллитовая, нож — агатовый.

III. Было замечено некоторое малое уменьшение периодов маятников со временем (вероятно из-за стачивания лезвия ножа и связанного с этим увеличения его радиуса).

Кроме того, в длинном ряду наблюдений видно, что маятники более тяжелые и поэтому вообще более прочные давали лучшую сходимость (вероятно от меньшей чувствительности к различным малым деформациям и возмущениям).

Что касается одного из самых важных элементов — абсолютного измерения длины, то оно производилось в Бюро стандартов с нужной уверенностью и точными приборами при участии специалистов по точным измерениям. Интересно заметить, что, против ожидания, эти измерения длины маятников (в данном случае расстояния между плоскостями), пришлось выполнять по принципу измерения не концевых, а штриховых мер.

Определение сокачания подставки (штатива) производилось принятым в Береговой и геодезической съемке интерференционным методом, дающим, по предположению, абсолютное смещение подставки. Однако этот метод, в данном случае и для данной цели, может дать не вполне определенные результаты. С другой стороны, качество установки приборов в Вашингтоне было таково, что влияние сокачания подставки было малым. Тем не менее в Вашингтонском определении вопрос о сокачании оставляет некоторую недоговоренность и разрешен не так уверенно, как вопросы определения и исключения других ошибок наблюдений.

Возможные ошибки Вашингтонских определений абсолютной силы тяжести можно характеризовать следующей сводкой влияния различных факторов в долях определяемой величины:

1. Положение ножа на плоскости	менее $1 \cdot 10^{-8}$
2. Непараллельность плоскостей	$1 \cdot 10^{-8}$
3. Равенство периодов обратного маятника T_1 и T_2	менее $1,2 \cdot 10^{-7}$
4. Положение центра тяжести на линии подвеса	$2 \cdot 10^{-8}$
5. Изменение радиуса ножа	$5 \cdot 10^{-7}$
6. Ошибка стандарта длины	не более чем $1 \cdot 10^{-6}$
7. Упругая деформация маятника под влиянием собственного веса	не более чем $1 \cdot 10^{-6}$
8. Ошибка микроскопа	менее $1 \cdot 10^{-6}$
9. Колебание хода часов	значительно менее $1 \cdot 10^{-6}$
10. Сокачание подставки	$5 \cdot 10^{-7}$
11. Затухание	$2 \cdot 10^{-9}$
12. Гнутые самих маятников	$5 \cdot 10^{-7}$

Всего в Вашингтоне было получено 70 наблюдений приведенной длины секундного маятника. При этом пределы расхождений отдельных наблюдений составляли 49μ при среднем отступлении от середины в 17μ .

В ходе работы в Вашингтоне сила тяжести получалась с ошибкой в $3 \cdot 10^{-6}$ от определяемой величины или в $\pm 0,003$ гала по внутреннему согласию (то же, что формально получено для Потсдама, но значительно более реально). Но при окончательной публикации своего результата авторы сочли нужным указать результат только до $0,01$ гала именно как $980,08 \pm 0,003$ гала, выражая и принимая этим, что ошибка в полном абсолютном смысле может доходить до $0,010$ гала. Здесь, возможно, сказала некоторая разница практики выражения результатов у физиков, сравнительно с астрономами. Но, повидимому, действительная точ-

ность в Вашингтоне выше, поэтому в дальнейшем мы будем принимать для результата Вашингтонского определения $980,080 \pm 0,003$ гала.

Абсолютные определения силы тяжести в Теддингтоне*

Цель определения, произведенного в Англии в Национальной физической лаборатории в Теддингтоне (близ Лондона) физиком Кларком J. S. Clark) в 1935—1937—1938 гг., может считаться в общем аналогичной целям такого же определения в Вашингтоне, причем чисто физическая целевая направленность, может быть, выступает еще резче.

Работа производилась, как и в Вашингтоне, с обратными маятниками. Конструкция маятника была жесткой, и особое внимание было обращено опять-таки на определение ошибки, происходящей от гнущия или упругой деформации самого маятника при его качании. Как и в Вашингтоне, маятники несли на себе лишь плоскость, а подставки — только ножи. Для наблюдений силы тяжести в Теддингтоне применялся всего лишь один маятник. Наблюдения производились при маятнике, качающемся в вакууме. Измерение длины (расстояния между плоскостями на обратном маятнике) производилось особо подходящим в данном случае — интерференционным методом непосредственно в единицах длины волны красной кадмиевой спектральной линии; точность измерения достигала здесь $\pm 0,7 \mu$. Сокачение подставки определялось оправдавшим себя во многих случаях способом Борраса. Однако эти определения сокачения выполнялись не с самим рабочим маятником, служившим для абсолютного определения силы тяжести, а с помощью двух специальных дополнительных маятников, что несколько понижает надежность результата.

Вообще же инструментально-методическую часть Теддингтонского определения можно считать из рассматриваемых все же наиболее современной и уверенной. Внутреннее схождение отдельных наблюдений в Теддингтоне хорошее.

Большое внимание в Теддингтоне было обращено на ножи подставок, на которые опирался маятник при качании. Благодаря общему высшему классу всех входящих в работу методов это изучение ножей могло быть проведено с такой точностью, которая, например, была бы недоступна в Потсдаме с употреблявшейся там устарелой и случайной аппаратурой.

Материалом для ножей служила закаленная сталь, причем применялись достаточно острые ножи с радиусом кривизны меньше 20μ .

Наблюдения выполнялись одним только маятником, но на разных лезвиях, находившихся на подставке и имевших различные радиусы кривизны, именно: 17μ ; 13μ ; $3,5 \mu$; $2,0 \mu$; $2,5 \mu$; $1,5 \mu$.

Линейные измерения длины рабочего маятника были произведены с весьма большой точностью, и отдельные ряды (для разных эпох) определения секундного маятника (приведенные к одной и той же температуре $+20^\circ$) дали результаты, почти согласные между собой (расходящиеся лишь в пределах $0,7 \mu$).

Наблюдения качаний выполнялись при прямом и перевернутом положениях маятника. При этом были получены следующие средние значения ускорения силы тяжести при различных радиусах кривизны ножей:

1. 17μ	981,181 гала	6. $3,0 \mu$	981,182 гала
2. 13μ	182 "	7. $1,5 \mu$	181 "
3. $3,5 \mu$	181 "	8. $2,5 \mu$	182 "
4. $2,5 \mu$	182 "	9. $2,5 \mu$	182 "
5. $3,0 \mu$	182 "		

* J. S. Clark. Absolute Determination of "g". Philosophical Trans. of Royal Society, t. 238A, № 787, p. 65—123, Febr. 17, 1939, London.

Отсюда наблюдаемое абсолютное значение ускорения силы тяжести в Национальной физической лаборатории в Теддингтоне (Второй метрологический отдел) получилось равным:

$$g=981,181 \pm 0,001_6 \text{ см.сек}^2.$$

Сопоставляя все вышесказанное и подводя итог, приходим к следующему выводу.

В смысле систематических ошибок наиболее подозрительным является Потсдамское определение. Однако и Теддингтонское и, тем более, Вашингтонское определения, также не вполне свободны от подозрения в том же отношении, хотя количественно может быть в меньшей степени. Теддингтонский результат лежит между Вашингтонским и Потсдамским, но значительно ближе к первому и, вероятно, является наиболее правильным как в смысле внутренней точности, так и систематической.

Для компенсации возможных систематических ошибок, могущих происходить от различных, притом не всегда могущих быть точно характеризованными причин следует привлечь возможно большее число независимых абсолютных определений, соединяя их в один определенный результат.

Таким образом, наиболее рационально в настоящее время, при существующем положении дела с абсолютными определениями, принять за нульпункт мировой гравиметрической сети осредненную с одинаковыми весами величину, т. е. арифметическое среднее из рассматриваемых трех рядов определений Теддингтона, Вашингтона, Потсдама. Такая осредненная величина может оказаться полезной при выполнении различных исследований.

Числовые данные, относящиеся к пунктам, отобранным для вывода осредненного нульпункта

Соберем числовые данные, относящиеся к трем отобранным здесь абсолютным определениям.

Абсолютные определения в Теддингтоне относятся к столбу в помещении Второго метрологического отдела Национальной физической лаборатории в Теддингтоне близ Лондона (National Physical Laboratory, Teddington). Координаты места наблюдения:

$$\begin{aligned}\varphi &= +51^\circ 25' 14'' = +51^\circ 25',23; \\ \lambda &= -0^\circ 20' 21'',3 = -0^\circ 20',36; \\ H &= 10 \text{ м}\end{aligned}$$

Наблюдаемое абсолютное ускорение силы тяжести в Теддингтоне составило:

$$g=981,181_6 \pm 0,001_6 \text{ гала.}$$

Абсолютные определения в Вашингтоне относятся к подвальному помещению Восточного корпуса Национального бюро стандартов, Вашингтон (U. S. National Bureau of Standards, Washington, D. C.).

Координаты места наблюдения:

$$\begin{aligned}\varphi &= +38^\circ 56' 30'',143 = +38^\circ 56',50; \\ \lambda &= -77^\circ 03' 56'',893 = -77^\circ 3',95;$$

H — (пол подвала) = 297,9 футов. Пол помещения ниже поверхности почвы на 31 фут и выше уровня моря на 297,9 футов. Наблюдаемое абсолютное ускорение силы тяжести $g = 980,080 \pm 0,003$ гала.

Абсолютные определения в Потсдаме относятся к столбу № 31 в Часовом зале (Pendelsaal) Прусского геодезического института в Потсдаме*.

Координаты места наблюдения:

$$\varphi = +52^{\circ} 22',8;$$

$$\lambda = +13^{\circ} 04',06;$$

$$H = 87,0 \text{ м.}$$

Ускорение силы тяжести $g = 981,274 \pm 0,003$ гала.

Метод вывода осредненного нуляpunkта

При наличии достаточно строгой и однообразной системы перекрестных гравиметрических прямых связей между тремя отобранными для нашей цели абсолютными пунктами, самым рациональным было бы путем соответствующего уравнивания или уравнивания вывести наиболее вероятную величину осредненной абсолютной системы.

Однако нужных здесь соответствующего качества прямых гравиметрических связей между тремя данными пунктами имеется совершенно недостаточно, при этом они весьма неоднородны по своему типу и качеству. Подобные связи имеются только для Вашингтона, и то в недостаточном количестве. Здесь приходится прибегать к косвенным связям. С помощью имеющихся как прямых, так и косвенных связей и сравнений, путем анализа и оценки последних, чисто арифметически устанавливаются значения силы тяжести в определенной системе для трех отобранных нами здесь пунктов. Разности силы тяжести между этими пунктами будут служить нам заменой непосредственных связей.

Получаемые таким образом значения связей между рассматриваемыми тремя основными пунктами вместе с заданными абсолютно определенными на каждом из этих пунктов значениями силы тяжести и будут служить нам для вывода или установления осредненной абсолютной системы силы тяжести.

При этом результат такого вывода можно представить в двух видах:

Во-первых, в виде системы поправок для каждой данной отдельной абсолютной системы (Теддингтонской, Вашингтонской, Потсдамской) относительно среднего из всех трех использованных здесь абсолютных систем. Подобный вид может оказаться особенно удобным практически, давая возможность простым прибавлением соответствующей разности легко переводить на новую систему данные для любого гравиметрического пункта, выраженные в той или другой системе (например, в прежней стандартной Потсдамской).

* Но обычно при связях Потсдама с исходными пунктами разных стран организационно и технически, очевидно, было удобнее пользоваться в Потсдаме столбами, расположенными этажом ниже этого главного пункта. Чаще всего для этих целей служил столб, находящийся в так называемом Восточном подвале (Ostkeller), расположенном в северо-восточном углу здания института в расстоянии 21 м и в азимуте 65° от пункта абсолютных определений. Реже, но все же иногда употреблялись и другие столбы того же этажа, в частности, столб в Среднем подвале (Mittlerekeller).

Столбом в Ostkeller пользовались, насколько известно, в частности следующие экспедиции:

в 1897 г. германская экспедиция Кольшюттера (E. Kohlschütter),

в 1900—1901 гг. американская экспедиция Путнема (G. R. Putnam),

в 1928—1929 гг. канадская экспедиция Миллера (A. H. Miller),

в 1932—1933 гг. американская экспедиция Броуна (Lieut. E. I. Brown),

в 1931—1935 гг. экспедиция Балтийской геодезической комиссии (Шмель, Андерсен, Броткамп) (Schmehl, Andersen, Brothcamp).

Силу тяжести в Ostkeller, Mittlerekeller и в других местах указанного нижнего этажа Потсдамского института вообще можно считать одинаковой. За ее точное значение следует принимать данные, определяемые и сообщаемые самими потсдамскими геодезистами в несколько различных вариантах. В боль-

Во-вторых, в качестве второго вида представления новой системы мы можем пользоваться выражением последней в виде системы самих значений силы тяжести в этой новой системе для трех основных пунктов: Теддингтон, Вашингтон, Потсдам.

Что касается самого осреднения трех абсолютных определений, заметим опять, что мы производим указанное осреднение, принимая одинаковые веса для каждой из входящих сюда систем. Это делается в целях большей систематической правильности имеющего быть выведенным осредненного нуля. Именно отдельные абсолютные системы сводятся в одно среднее с помощью связей, которые считаются условно жесткими и полученными из непосредственных измерений (хотя бы в действительности они были и косвенными). Среднее из отдельных абсолютных систем берется без учета внутренней точности отдельных абсолютных определений. Этим достигаются лучшая компенсация систематических ошибок отдельных систем и лучшее приближение к действительной абсолютности, помня, что здесь важнее систематическая правильность, а не внутренняя точность определения.

Гравиметрические связи между пунктами абсолютных определений

Руководясь изложенными выше целями и соображениями, соберем теперь все данные о гравиметрических связях между пунктами отдельных абсолютных определений. К сожалению, прямых связей в нужном числе пока не имеется, в частности, отсутствует прямая связь Теддингтона и Потсдама.

Более обеспечен подобными связями Вашингтон, имеющий две прямые связи с Потсдамом и одну с Теддингтоном. В случае же отсутствия подобных связей приходится заменять их наиболее надежными косвенными, через которые для Вашингтона и Теддингтона могут быть получены значения силы тяжести в Потсдамской системе. Беря разности последних, получаем как бы прямую связь между Потсдамом, Вашингтоном и Теддингтоном.

Наблюдаемые гравиметрические материалы и данные были подвергнуты тщательному рассмотрению и анализу. Для дальнейшего использования были привлечены следующие материалы (в виде результатов отдельных экспедиций или в виде уже обработанных и уравненных значений).

1. Экспедиция Миллера (A. H. Miller)*. Наблюдения выполнены прибором Менденхолла (Mendenhall) с тремя маятниками. Применялась общая методика американской школы: качание каждый раз только одного маятника; длинные интервалы качаний (6—8 час.) при сильно пониженном давлении; определение сокачания интерференционным способом.

В большинстве случаев здесь давалась величина 981,275. Более точной и достоверной надо считать величину, употребляемую потсдамским гравиметристом проф. Шмелем при выводе в 1935 г. результатов экспедиции Балтийской геодезической комиссии, именно 981,2752, что и принимается здесь как стандартная величина. Столб в Ostkeller в 1935 г. был переложен по плану Шмеля для уменьшения его сокачания. Менее надежны другие данные, например величина 981,2754, употребленная проф. Нерlundом (Nörlund), согласно более раннему указанию того же проф. Шмеля, при этом для редко используемого столба в Mittlerekeller. Таким образом, результаты связей с Потсдамом, наблюдения для которых были выполнены в нижнем этаже Потсдамского института, т. е. для большинства связей с Потсдамом последнего времени, следует исправить на $+0,0002$ гала, что и делается ниже. Эта величина является притом средней из тех, которые указывались в различных случаях для данного положения. Высота столба собственно в Ostkeller, по указаниям Кольшюттера и Шмеля, составляет 82,64 м. Высота других столбов этого же этажа (столб в Mittlerekeller и др.) практически почти такая же в пределах требуемой для гравиметрии точности.

* Publications of Dominion Observatory, Ottawa, vol. 11, p. 61—75, 1931.

Экспедиции предшествовало исследование прибора, произведенное в Оттаве в июне 1928 г., что также дало и первые исходные наблюдения в Оттаве. Затем следуют наблюдения в Гринвиче (август 1928 г.), Потсдаме (сентябрь 1928 г.), второе наблюдение в Оттаве (январь 1929 г.), наблюдение в Вашингтоне (U. S. Coast and Geodetic Survey, Old Base, New Jersey Avenue, 205), (апрель 1929 г.) и третьи заключительные наблюдения в Оттаве (апрель — май 1929 г.).

Вычисление силы тяжести по материалам экспедиции Миллера (в частности связь Оттавы с Потсдамом) было повторено в ЦНИИГАиК в 1942 г. Связь* Вашингтона с Потсдамом была вычислена через Оттаву, как косвенная связь, что в данном случае несимметричной связи было принципиально правильное и вполне законно, имея в виду очень хорошую стойкость маятников.

Надо отметить хорошее качество маятников, всей аппаратуры и наблюдений. Благодаря этому сходимость в переносе силы тяжести по каждому из трех маятников получилась очень близкой.

2. Экспедиция Броуна**. Данная связь Вашингтона с Потсдамом была выполнена в разрезе двух целей: во-первых, по требованию U. S. Coast and Geodetic Survey для уточнения нуля пункта американской гравиметрической съемки, во-вторых, по поручению National Bureau of Standards для уточнения знания ускорения силы тяжести в качестве основной физической величины. Применялась общая американская методика. Для наблюдений служил прибор Менденхолла с двумя наборами маятников из трех бронзовых и трех инварных, причем последние были исследованы на влияние магнитного поля Земли.

Наблюдения в Вашингтоне относились к специально организованной новой базе Береговой и геодезической съемки США (U. S. C. and G. S., New Base) и зданию Департамента торговли (Department of Commerce—Commerce Building).

Порядок экспедиции был таков: наблюдения в Commerce Building Base, Washington—D. C. с 26 ноября по 14 декабря 1932 г.; наблюдения в Bureau of Standards с 19 декабря 1932 г. по 18 января 1933 г.; переезд через океан; наблюдения в Потсдаме с 4 по 25 февраля 1933 г.; обратный переезд; наблюдения в Бюро стандартов с 1 по 20 апреля; наблюдения в Commerce Building Base с 23 апреля по 6 мая 1933 г.

3. Уравненная система силы тяжести (в Потсдамской системе) английских главных исходных гравиметрических пунктов установлена Буллардом и Джолли*** путем использования и уравнивания всех современных связей английских пунктов с Потсдамом, в том числе и надежных косвенных: Путнема, Венинг Мейнеса и перекрестных взаимных связей этих английских главных исходных пунктов.

4. Связь Миллера и Мак-Диармида (A. H. Miller and F. A. Mac Diarmid) Оттавы с Вашингтоном выполнена в обычной американской методике с хорошими результатами. Для разности Washington (U. S. C. and G. S., Old Base, New Jersey Avenue, 12)—Ottawa (Dominion Observatory) получено —0,5060 гала.

* Существует еще более старая прямая связь Вашингтона с Потсдамом — связь Путнема 1900—1901 гг. Однако еще в 1926 г. косвенная, правда, связь Вашингтона с Потсдамом через голландский исходный пункт, осуществленная Венинг Мейнесом, указала на значительную ошибочность определения Путнемом Вашингтонского пункта.

** Lieut. E. I. Brown. A determination of the relative value of gravity at Potsdam and Washington. United States Coast and Geodetic Survey Special Publication, 204, Wash. 1936.

*** Сведения относительно английских пунктов приводятся здесь в соответствии с данными работы Bullard and Jolly: Gravity measurements in Great Britain Monthly Notices of Royal Astronomical Society. Geophysical Supplement, vol. 3, London, 1936.

5. Связь Булларда и Джолли (E. C. Bullard and H. P. L. Jolly) Теддингтона с Гринвичем (Record Room).

Порядок наблюдений таков: в Теддингтоне с 27 по 29 октября 1927 г.; в Гринвиче (Record Room) с 1 по 2 ноября; в Гринвиче (National Gravity Station) с 3 по 4 ноября 1927 г. При наблюдениях применялся кембриджский прибор.

Связь Теддингтона с Гринвичем, хотя и односторонняя, но выполненная на протяжении короткого срока времени, при удобных и коротких переездах, может считаться полноценной и точной.

Для разности Теддингтон — Гринвич (Record Room) получено $+0,006$ гала, а для разности Теддингтон — Гринвич (National Gravity Station) $+0,0003$ гала.

6. Экспедиция Броуна и Булларда (B. C. Browne and E. C. Bullard) выполнена специально для сравнения английского Теддингтонского абсолютного определения с американским Вашингтонским*.

Предполагалось затем выполнить аналогичное сравнение с немецким Потсдамским определением, но этому помешала начавшаяся мировая война.

Для разности Teddington (Nat. Physical Laboratory) — Washington (U. S. B. of St.) получено $+1,0969$ гала.

В приложении к настоящей статье приводятся все основные стадии вычислительной обработки, все значения связей между пунктами абсолютных определений, которые приняты нами после внимательного критического рассмотрения всех материалов этих связей. Отметим, что эти материалы не всегда в полном объеме доступны лицам, заинтересованным в этом вопросе, чем и можно объяснить различие в числовых значениях связей, приводимых различными авторами.

Как это видно из достаточно подробных таблиц, приложенных к статье, значения поправок, с помощью которых силу тяжести, выраженную в Потсдамской, Вашингтонской или Теддингтонской системе, можно привести к новой осредненной системе, будут следующие:

Теддингтон	$+ 0,0031,$
Вашингтон	$+ 0,0084,$
Потсдам	$- 0,0115.$

Соответственные значения величины абсолютной силы тяжести в осредненной системе будут:

Теддингтон	$981,1846,$
Вашингтон	$980,0884,$
Потсдам	$981,2624.$

О пересмотре Потсдамского абсолютного определения силы тяжести

После окончания настоящей работы в ЦНИИГАиК были получены сведения о том, что в Национальном бюро стандартов США в Вашингтоне производилась, практически одновременно с нами, аналогичная работа. Этот факт прежде всего показывает актуальность и своевременность постановки данного вопроса, так как обе работы возникли и проводились совершенно независимо. Показательным здесь является и то, что надобность в установлении более достоверного значения абсолютной силы тяжести, в связи с возникшим сомнением в точности принимавшегося ранее всюду результата потсдамских наблюдений и необходимостью критической переоценки последнего, одновременно возникла и в СССР и в Америке.

* B. C. Browne and E. C. Bullard. Comparison of the acceleration due to the gravity at the National Physical Laboratory and at the Bureau of Standards Washington D. C. Proceeding of Royal Society, A, 175, March, 28, 1940, p. 110—117, London.

Подобные обстоятельства в данном случае оказываются даже полезными, так как обе эти работы производились каждая в своем особом логическом порядке и со своим специальным и несколько разнявшимся подходом и таким образом служат ко взаимному контролю и к лучшему выяснению наиболее правильного решения вопроса. С самим содержанием и с результатами американской работы* мы могли познакомиться и сравнить их с нашими только после того как соответствующая статья была получена из Америки**.

В обоих случаях работа прежде всего была связана с пересмотром Потсдамского определения силы тяжести, причем обе данные работы и в этом смысле по удачному и показательному совпадению дополняют и подтверждают одна другую.

При таком пересмотре Потсдамского определения мы особенное внимание обращали на метод распределения наблюдений и на неразрывно, по нашему мнению, связанную с этим методом числовую обработку наблюдений. При этом подчеркивалась зависимость наблюдаемых результатов от веса маятников (через посредство коэффициента p) и от расстояния между ножами (через переходный коэффициент q). Подобная зависимость охватывается приведенной в нашей статье потсдамской формулой, которая по начальному предположению наблюдателей должна была служить при выводе искомого результата, хотя в действительности вывод окончательного результата представляется не вполне строгим и не совсем ясным. Между прочим, имеет интерес тот факт, что попытка физиков в Бюро стандартов вычислить на основании теории упругости соответствующее влияние, выражаемое коэффициентом p (зависящим, по предположению потсдамцев, от взаимодействия ножей и плоскостей при качании маятников), дает значительно меньшую величину такого влияния в сравнении с вычисляемой из потсдамских наблюдений. Конечно, истинный физический смысл подобного рода коэффициентов, нередко применяемых при обработке разных наблюдений в качестве формальных промежуточных средств, выражающих зависимости и влияния различных предполагаемых факторов, вообще часто остается недостаточно ясным. В связи с этим же явлением можно указать на приводимый Драйденом график, который наглядно показывает маловероятную экстраполяцию влияния коэффициента p , приводящую потсдамский результат к воображаемому идеальному маятнику нулевой массы, что потсдамцы старались положить в основу своего вывода.

Американцы не занимались рассмотрением инструментальной стороны потсдамских наблюдений, которая, как указывалось, представлялась слабой и устарелой, а в некоторых отношениях даже кустарной (особенно в части определения длины). В связи с этим следует отметить обнаруженную нами систематическую разность между средним результатом из потсдамских наблюдений с ножами на маятниках и средним с плоскостями на маятниках, причем первое среднее больше второго. Этот факт, по нашему мнению, объясняется ошибками измерения расстояний, особенно заметными в случае ножей, тем более, что результат с плоскостями на маятниках лучше подходит к вашингтонскому и теддингтонскому результатам.

Далее следует прибавить, что в нашей работе содержится анализ также Вашингтонского и Теддингтонского определений.

* Первая половина этой статьи написана в 1942 г., вторая половина (в качестве отдельной статьи) — в 1945 г. Редактор счел удобным обе статьи соединить в одну.

** Hugh L. Dryden. A reexamination of the Potsdam absolute determination of Gravity. Journal of Research of the National Bureau of Standards, vol. 29, № 5, November, 1942.

Переходя теперь к самому выводу улучшенных значений абсолютной силы тяжести, подчеркнем, что подобный вывод в каждом случае делался в соответствии с целевыми назначениями данной работы. Так, мы для получения наиболее достоверного в целях общей гравиметрической съемки статистически осредненного значения абсолютной силы тяжести использовали и Потсдамское определение, предполагая, что влияние возможной систематической ошибочности последнего будет статистически компенсироваться возможными, хотя в отдельности меньшими, систематическими ошибками Вашингтонского и Теддингтонского определений. При этом, однако, Потсдамское определение хотя временно, по необходимости, и продолжает играть некоторую роль, тем не менее последняя представляется теперь сниженной, в противоположность своему прежнему исключительному положению.

В соответствии со своими целями автор в американской работе остановился на той части материала потсдамских наблюдений, которая давала лучшую внутреннюю сходимость (это еще не указывает на отсутствие систематических ошибок). Кроме того, эта часть потсдамских наблюдений оказалась более подходящей к вашингтонскому и теддингтонскому результатам. Автор остановился на простом среднем из 18 комбинаций результатов наблюдений с площадками на маятниках. Прибавим, что он при образовании своего среднего окончательного вывода берет произведенное на месте (в самом Бюро стандартов в Вашингтоне) определение с двойным весом, а Теддингтонское и Потсдамское определения, точность которых в применениях к Вашингтону, конечно, несколько понижается ошибками относительных связей, — с единичными весами. Это, может быть, действительно рационально при выводе окончательного значения силы тяжести именно для Вашингтона; такое среднее по весам отличается здесь от простого среднего только на 1 мгл.

Приведем, наконец, числовые данные американской работы, а также сравним их с нашими.

Автор американской работы Драйден (Hugh L. Dryden) получает результат, который на 11,7 мгл меньше принятой для Потсдама и употреблявшейся ранее величины.

Затем для дальнейшего исправления прежней Потсдамской системы Драйден привлекает и новые Вашингтонские и Теддингтонские определения. Последние используются путем сравнения полученных для них абсолютных значений силы тяжести со значениями силы тяжести в Потсдамской системе, перенесенными в Вашингтон и Теддингтон относительным методом. Эти употребляемые здесь значения в Потсдамской системе, хотя и не приводятся Драйденом, но понятны на основе имеющихся в литературе и собранных нами данных.

В общем ход американского вывода поправки Потсдамской системы таков.

Поправка Потсдамской системы	С принятыми Драйденом связями, в мгл	С принятыми нами связями, в мгл
По американскому пересмотру . .	— 11,7	— 11,7
По сравнению наблюдаемого в Вашингтоне абсолютного значения с перенесенным туда Потсдамским	— 20,0	— 20,0
По сравнению наблюдаемого в Теддингтоне абсолютного значения с перенесенным туда Потсдамским	— 13,8	— 14,7
В среднем	— 15,2	— 15,5

Далее Драйден для вывода из данных трех независимых абсолютных определений нужного в его случае для Бюро стандартов в Вашингтоне осредненного значения силы тяжести идет двумя путями.

Во-первых, он просто вычитает найденную им, как указано выше, поправку прежней Потсдамской системы (15,2 мгл) из значения силы тяжести для Вашингтона, полученного относительным методом (принятого лейт. Броуном на основе связей с Потсдамом: своей — 1933 г. и Миллера — 1929 г.), и получает таким образом для Вашингтона значение в новой системе: $g = 980,1000 - 0,0152 = 980,0848$ или, округленно, 980,085.

Во-вторых, не ограничиваясь этим, он считает нужным повысить долю участия в своем выводе определения, сделанного на месте, поэтому придает Вашингтонскому абсолютному определению двойной, а Теддингтонскому и Потсдамскому — одинарный вес, и получает:

	Вес	С приня- тыми Драй- деном связями, в галах	С приня- тыми нами связями, в галах
Вашингтонское абсолютное определение	2	980,0800	980,0800
Теддингтонское абсолютное определение, перенесенное в Вашингтон (по связи лейт. Броуна и Буллarda) . . .	1	980,0846	980,0853
Потсдамское абсолютное оп- ределение, перенесенное в Вашингтон (установленное лейт. Броуном и уменьшен- ное на 11,7)	1	980,0883	980,0883
Среднее по весам		980,0832	980,0834

Для пояснения приведенных выше числовых данных необходимо указать, что в нашей работе принимались более уточненные значения для выражения относительных связей между пунктами и, таким образом, для сравнения приведенных выше результатов американской работы последние даются также и в перевычисленном с нашими значениями связей виде. Полученные подобным образом значения помещаются здесь бок о бок с выведенными самими американскими значениями (с правой стороны).

Для Бюро стандартов в Вашингтоне нами было получено 981,0884, а по вашингтонскому выводу (с нашими значениями связей) получается 980,0834. Другими словами, разность здесь составляет всего 5 мгл, выражая влияние различия способа трактовки потсдамских выводов.

Общий характер заключения обеих данных работ представляется в допустимой мере согласным. Что же касается точной численной величины абсолютной силы тяжести в осредненной системе, то систему и результат осреднения, принятые нами (среднее из трех определений с одинаковыми весами), нужно признать более достоверными благодаря большей вероятности чисто статистической компенсации систематических ошибок отдельных определений. Между тем в принятой американцами системе, дающей излишнее предпочтение своему собственному Вашингтонскому определению, вероятность указанной компенсации, при наличии только трех независимых определений, существенно снижается.

Вообще же подчеркнем вновь, что неполная уверенность или незаконченность, так или иначе имеющиеся во всех существующих в настоящее время абсолютных определениях силы тяжести, указывают на необходимость скорейшей организации новых абсолютных определений силы тяжести, по возможности в нескольких пунктах и с приложением всех подходящих новых средств и достижений современной практической физики.

Но, не возлагая надежды на близкое разрешение этого вопроса в международном порядке, в частности за рубежом, необходимо — и прежде всего для наших научно-технических запросов — поставить подобное уточненное абсолютное определение силы тяжести в СССР в соответствии со все возрастающей ролью советской науки, в частности советской гравиметрии и геодезии.

П Р И Л О Ж Е Н И Я

Таблица 1

УСТАНОВЛЕНИЕ ОКОНЧАТЕЛЬНО ПРИНИМАЕМЫХ ЗНАЧЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ДЛЯ ОСНОВНЫХ ПУНКТОВ В ОДНООБРАЗНОЙ (ПОТСДАМСКОЙ) СИСТЕМЕ*

I. Относительный вывод значения силы тяжести в Потсдамской системе для Dominion Observatory, Ottawa, Canada, по наблюдениям экспедиции Миллера 1928/29 г.: Оттава—Гринвич—Потсдам—Оттава—Вашингтон (U. S. Coast and Geodetic Survey, New Jersey Avenue Base)—Оттава.

В частности, связь Оттава—Потсдам была вновь перевычислена в ЦНИИГАиК с большей точностью, причем для наблюдаемого среднего периода маятников для Оттавы получена следующая средняя величина из трех рядов наблюдений:

$$S_0^{\text{От.}} = \frac{1}{3} \left\{ \begin{array}{ll} 0^{\circ},501\,4068, & \text{— май—июнь 1928 г.} \\ 0,501\,4060, & \text{— январь 1929 г.} \\ 0,501\,4062, & \text{— март 1929 г.} \end{array} \right\} = 0^{\circ},501\,4064;$$

для Потсдама же при этом принято значение среднего периода маятников, вычисленное самим Миллером. Соответственно получается:

$$\begin{aligned} \text{Наблюдаемая разность силы тяжести Оттава — Потсдам} &= -0,6534, + 0,0003, = -0,6531, \text{ гала} \\ \text{Для места наблюдения Миллера в Потсдаме принимаем значение} & \dots \dots \dots 981,2750 + 0,0002^{**} = 981,2752 \quad " \\ & \underline{g_{\text{P. S.}}^{\text{От.}} = 980,6220, \quad " } \end{aligned}$$

II. Вывод разности силы тяжести между U. S. Coast and Geodetic Survey, New Jersey Avenue Base, Washington, D. C. и Dominion Observatory, Ottawa, Canada на основе экспедиции Миллера 1928/29 г.

Для наблюдаемого среднего периода маятников для Оттавы берем среднее из двух рядов наблюдений:

$$S_0^{\text{От.}} = \frac{1}{2} \left\{ \begin{array}{ll} 0^{\circ},501\,4060, & \text{— январь 1929 г.} \\ 0,501\,4062, & \text{— март 1929 г.} \end{array} \right\} = 0^{\circ},501\,4061.$$

Соответственно:

$$\begin{aligned} \text{Наблюдаемая разность силы тяжести} \\ \delta g (\text{Wash., N. J. A. — Ottawa}) &= -0,5045 + 0,0002 = -0,5043 \text{ гала.} \end{aligned}$$

III. Вывод разности силы тяжести между U. S. Coast and Geodetic Survey, New Jersey Avenue Base, Washington, D. C. и Dominion Observatory, Ottawa, как среднее из всех имеющихся определений: экспедиции Миллера и Мак-Диармида 1927 г. и экспедиции Миллера 1928/29 г.:

$$\begin{aligned} \delta g (\text{Wash., N. J. A. — Ottawa}) &\left\{ \begin{array}{l} \text{по определению Миллера и Мак-Диармида} \\ \text{„ „ Миллера} \end{array} \right\} = \\ &= \frac{1}{2} \left\{ \begin{array}{l} -0,5060 \\ -0,5043 \end{array} \right\} = -0,5051, \text{ гала.} \end{aligned}$$

* T. S., W. S., P. S. означают соответственно: Теддингтонская система, Вашингтонская система, Потсдамская система. Остальные обозначения (полные или сокращенные) касаются собственно самих пунктов, к которым относится указываемая наблюдаемая сила тяжести, причем для трех основных пунктов здесь употребляются обозначения как Tedd., Wash., Pot., так и T., W., P.

При таком порядке обозначения гравиметрических данных, например $g_{\text{P. S.}}^{\text{Tedd}}$ или $g_{\text{P. S.}}^{\text{T.}}$ будут обозначать силу тяжести для Теддингтона в Потсдамской системе; $\delta g_{\text{P. S.}}$ — будет обозначать разность силы тяжести между Теддингтоном и Потсдамом и т. д.

Для ясности приводимых здесь и далее подсчетов последние даны с тем количеством цифр, с которым они производились, т. е. до 0,01 мгл. Окончательные же результаты ограничены 0,1 мгл.

** Поправка $+0,0002$ прилагается здесь и везде в настоящей работе ко всем значениям силы тяжести, основанным на значении для Потсдама (Ostkeller) 981,2750 вместо более точного 981,2752 (см. сноску на стр. 72).

IV. Относительный вывод значения силы тяжести в Потсдамской системе для U. S. Coast and Geodetic Survey, New Jersey Avenue Base, Washington, D. C. через Оттаву:

$$g_{P. S.}^{Wash., N. J. A.} = g_{P. S.}^{Ott.} + \delta g(Wash., N. J. A. - Ottawa) = 980,6220_5 - 0,5051_5 = 980,1169 \text{ гала.}$$

V. Относительный вывод значения силы тяжести в Потсдамской системе для U. S. Coast and Geodetic Survey, New Jersey Avenue Base, Washington D. C. из всех имеющихся определений:

По связи Миллера через Оттаву 980,1169 гала.
По связи лейт. Броуна

$$\left. \begin{array}{l} \text{По 3 бронз. маятн.} \\ \text{По 3 инварн. маятн.} \end{array} \right\} g_{P. S.}^{Wash., Comm. Build.} + \delta g(N. J. A. - (Comm. Build.)) =$$

$$= \left\{ \begin{array}{ll} 980,1192 + 0,0002 - 0,0007 * = 980,1187 & \text{„} \\ 980,1160 + 0,0002 - 0,0007 & = 980,1155 \text{ „} \end{array} \right.$$

$$\text{Среднее } g_{P. S.}^{Wash., N. J. A.} = 980,1170 \text{ „}$$

VI. Относительный вывод значения силы тяжести в Потсдамской системе для U. S. Coast and Geodetic Survey, Commerce Building Base, Washington, D. C. из всех имеющихся определений:

По связи Миллера через Оттаву

$$g_{P. S.}^{Wash., N. J. A.} + \delta g(Comm. Build. - N. J. A.) = 980,1169 + 0,0007 = 980,1176 \text{ гала.}$$

По связи лейт. Броуна

$$\left. \begin{array}{l} \text{По 3 бронз. маятн.} \\ \text{По 3 инварн. маятн.} \end{array} \right\} \begin{array}{ll} 980,1192 + 0,0002 & = 980,1194 \text{ „} \\ 980,1160 + 0,0002 & = 980,1162 \text{ „} \end{array}$$

$$\text{Среднее } g_{P. S.}^{Wash., Comm. Build.} = 980,1177 \text{ „}$$

VII. Относительный вывод значения силы тяжести в Потсдамской системе для U. S. National Bureau of Standards, Washington D. C. (Основной пункт Вашингтонского абсолютного определения).

По связи Миллера через Оттаву

$$g_{P. S.}^{Wash., N. J. A.} + \delta g(Comm. Build. - N. J. A.) + \delta g(Bur. of St. - Comm. Build.) =$$

$$= 980,1169 + 0,0007 - 0,0181 ** = 980,0995 \text{ гала (Вес 1)}$$

По связи лейт. Броуна

$$\text{По 5 бронз. и 3 инварн. маятн. } 980,1000 *** + 0,0002 = 980,1002 \text{ „ (Вес 2)}$$

$$\text{Среднее } g_{P. S.}^{Wash., Bur. of St.} = g_{P. S.}^W = 980,0999 \text{ „}$$

VIII. Относительный вывод значения силы тяжести в Потсдамской системе для National Physical Laboratory, Teddington (London). (Основной пункт Теддингтонского абсолютного определения).

По связи Джолли и Мак-Коу 1927 г. через Гринвич (Record Room)

$$g_{P. S.}^{Greenw. (Rec. Room)} + \delta g(Tedd. - Greenw., R. R.) = 981,1885 + 0,0002 + 0,0068 **** = 981,1955$$

По связи Б. С. Броуни и Е. Буллард через Вашингтон (Nat. Bur. of St.)

$$g_{P. S.}^{Wash., Bur. of St.} + \delta g(Tedd. - Wash. B. of St.) = 980,0999 + 1,0969 = 981,1968,$$

$$\text{Среднее } g_{P. S.}^{Tedd.} = g_{P. S.}^T = 981,1961_8$$

* Разность New Jersey Avenue Base—Commerce Building Base принята, на основании статьи лейт. Броуна, равной —0,0007.

** Разность Bureau of Standards—Commerce Building Base выведена в процессе настоящей работы из наблюдений лейт. Броуна и получилась равной —0,0181 (в среднем по бронзовым и инварным маятникам).

*** Это значение для Bureau of Standards (980,1000) взято непосредственно из самой статьи лейт. Броуна.

**** Разность Teddington—Greenwich (Record Room) (+0,0068) взята из статьи Булларда и Джолли.

ВЫВОД ОКОНЧАТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ РАЗНОСТЕЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ МЕЖДУ
ОТДЕЛЬНЫМИ ПУНКТАМИ АБСОЛЮТНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ КАК РАЗНОСТЕЙ
МЕЖДУ ВЫВЕДЕННЫМИ ДЛЯ НИХ ОТНОСИТЕЛЬНЫМ МЕТОДОМ
ЗНАЧЕНИЯМИ В ОДНООБРАЗНОЙ (ПОТСДАМСКОЙ) СИСТЕМЕ **

Разность	$Tedd. - Tedd. = \delta g_{T.-T.} = 981,1961_s - 981,1961_s = 0,0000$
„	$Tedd. - Wash. = \delta g_{T.-W.} = 981,1961_s - 980,0999_7 = + 1,0962_2$ гала
„	$Tedd. - Pot. = \delta g_{T.-P.} = 981,1961_s - 981,2740 = - 0,0778_2$ „
„	$Wash. - Tedd. = \delta g_{W.-T.} = 980,0999_7 - 981,1961_s = - 1,0962_2$ „
„	$Wash. - Wash. = \delta g_{W.-W.} = 980,0999_7 - 980,0999_7 = 0,0000$ „
„	$Wash. - Pot. = \delta g_{W.-P.} = 980,0999_7 - 981,2740 = - 1,1740_3$ „
„	$Pot. - Tedd. = \delta g_{P.-T.} = 981,2740 - 981,1961_s = + 0,0778_2$ „
„	$Pot. - Wash. = \delta g_{P.-W.} = 981,2740 - 981,0999_7 = + 1,1740_3$ „
„	$Pot. - Pot. = \delta g_{P.-P.} = 981,2740 - 981,2740 = 0,0000$ „

Таблица 3

ВЫВОДИМЫЕ ОТНОСИТЕЛЬНЫМ МЕТОДОМ ДЛЯ ОТДЕЛЬНЫХ ОСНОВНЫХ
ПУНКТОВ АБСОЛЮТНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ ОКОНЧАТЕЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ
СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ОТДЕЛЬНЫХ АБСОЛЮТНЫХ СИСТЕМАХ

Для Теддингтона в Теддингтонской системе	$g_{T.S.}^T = g_{T.S.}^T + \delta g_{T.-T.} = 981,1815 + 0,0000 = 981,1815$
Для Вашингтона „ „ „	$g_{T.S.}^W = g_{T.S.}^T + \delta g_{W.-T.} = 981,1815 - 1,0962_2 = 980,0852_s$
Для Потсдама „ „ „	$g_{T.S.}^P = g_{T.S.}^T + \delta g_{P.-T.} = 981,1815 + 0,0778_2 = 981,2593_2$
Для Теддингтона в Вашингтонской „ „ „	$g_{W.S.}^T = g_{W.S.}^W + \delta g_{T.-W.} = 980,0800 + 1,0962_2 = 981,1762_2$
Для Вашингтона „ „ „	$g_{W.S.}^W = g_{W.S.}^W + \delta g_{W.-W.} = 980,0800 + 0,0000 = 980,0800$
Для Потсдама „ „ „	$g_{W.S.}^P = g_{W.S.}^W + \delta g_{P.-W.} = 980,0800 + 1,1740_3 = 981,2540_3$
Для Теддингтона в Потсдамской „ „ „	$g_{P.S.}^T = g_{P.S.}^P + \delta g_{T.-P.} = 981,2740 - 0,0778_2 = 981,1961_s$
Для Вашингтона „ „ „	$g_{P.S.}^W = g_{P.S.}^P + \delta g_{W.-P.} = 981,2740 - 1,1740_3 = 981,0999_7$
Для Потсдама „ „ „	$g_{P.S.}^P = g_{P.S.}^P + \delta g_{P.-P.} = 981,2740 + 0,0000 = 981,2740$

* Здесь и в дальнейшем обозначения основных пунктов Tedd., Wash., Pot. и T., W., P. относятся именно к тем местам, где собственно и стояли в свое время приборы соответствующих абсолютных определений.

** Числовые величины табл. 2 и следующих, кроме приведенного в данных таблицах порядка вывода этих величин, для контроля были выведены и другим порядком, что дало полное согласие.

Таблица 4

**ВЫВОД ПОПРАВОК ОТДЕЛЬНЫХ АБСОЛЮТНЫХ СИСТЕМ ОТНОСИТЕЛЬНО
ДРУГ ДРУГА И ОТНОСИТЕЛЬНО ОБРАЗУЕМОЙ ОСРЕДНЕННОЙ
АБСОЛЮТНОЙ СИСТЕМЫ (М. S.)**

Поправка Теддингтонской системы

Относительно Теддингтонской системы	$=g_{T.S.}^{T.}-g_{T.S.}^{T.}$	$=981,1815-981,1815=$	0,0000
„ Вашингтонской „	$=g_{W.S.}^{T.}-g_{T.S.}^{T.}$	$=981,1762_2-981,1815=$	-0,0052 ₂
„ Потсдамской „	$=g_{P.S.}^{T.}-g_{T.S.}^{T.}$	$=981,1961_3-981,1815=$	+0,0146 ₃
„ М. S. „	$=g_{M.S.}-g_{T.S.}$	ср.з	$=+0,0031_1$

Поправка Вашингтонской системы

Относительно Теддингтонской системы	$=g_{T.S.}^{W.}-g_{W.S.}^{W.}$	$=980,0852_3-980,0800=$	+0,0052 ₃
„ Вашингтонской „	$=g_{W.S.}^{W.}-g_{W.S.}^{W.}$	$=980,0800-980,0800=$	0,0000
„ Потсдамской „	$=g_{P.S.}^{W.}-g_{W.S.}^{W.}$	$=980,0999_2-980,0800=$	+0,0199 ₂
„ М. S. „	$=g_{M.S.}-g_{W.S.}$	ср.з	$=+0,0084_2$

Поправка Потсдамской системы

Относительно Теддингтонской системы	$=g_{T.S.}^{P.}-g_{P.S.}^{P.}$	$=981,2593_1-981,2740=$	-0,0146 ₁
„ Вашингтонской „	$=g_{W.S.}^{P.}-g_{P.S.}^{P.}$	$=981,2540_3-981,2740=$	-0,0199 ₃
„ Потсдамской „	$=g_{P.S.}^{P.}-g_{P.S.}^{P.}$	$=981,2740-981,2740=$	0,0000
„ М. S. „	$=g_{M.S.}-g_{P.S.}$	ср.з	$=-0,0115_3$

Таблица 5

**ОКОНЧАТЕЛЬНОЕ ВЫРАЖЕНИЕ ОБРАЗУЕМОЙ ОСРЕДНЕННОЙ
АБСОЛЮТНОЙ СИСТЕМЫ (М. S.)**

А. Выражение М. S. в виде поправок, переводящих на М. S. гравиметрические данные, представленные в той или иной отдельной абсолютной системе (поправки отдельных абсолютных систем относительно М. S.):

Поправка Теддингтонской системы	+ 0,0031 мгл
Поправка Вашингтонской системы	+ 0,0084 „
Поправка Потсдамской системы	- 0,0115 ₃ „

Б. Выражение М. S. в виде конкретных значений силы тяжести в системе М. S. для каждого из пунктов использованных здесь отдельных абсолютных определений:

Теддингтон	981,1846 мгл
Вашингтон	980,0884 „
Потсдам	981,2624 ₃ „

Редукция силы тяжести в горных районах*

1. Аномалии силы тяжести в Центральном Кавказе

Кавказ в силу своей топографической и гравиметрической изученности неоднократно являлся «опытным полем» для изучения редукции силы тяжести в горном районе. Финский геодезист Хейсканен [1] в своей работе 1924 г. вычислил изостатические редукции в 71 пункте Закавказья, Центрального и Северного Кавказа. Две наши предыдущие работы [2], [3] также посвящены исследованию изостатических редукций на Кавказе (50 пунктов Закавказья и Центр. Кавказа и 95 пунктов Сев. Кавказа). В настоящее время работа Хейсканена частично утратила свое значение в силу незначительного числа пунктов и неточности устарелых картографических материалов, использованных им. Это заставляет относиться к его выводам с большой осторожностью.

В предыдущих исследованиях нами было высказано следующее положение: каждому геофизически обособленному району соответствует особая модификация изостатической редукции. В силу этого, а также ввиду недостаточности стандартной редукции типа Хейфорда — Пратта, явно обнаруженной ранее, возник вопрос о подыскании другого лучшего типа редукций.

Вопрос сводится, главным образом, к построению гипотетической схемы подземных масс, наиболее отвечающей действительности. Исключительно важное значение в этом отношении имеют, как отмечалось выше, данные сейсмических наблюдений. С помощью их, как показал в своей работе Гутенберг [4], можно получить размеры для толщины сиалического слоя и приблизительные величины плотностей. К сожалению, многочисленные сейсмические материалы по Кавказу в настоящее время совершенно не изучены, так что этот прямой и естественный путь построения схемы распределения масс является закрытым, и остается единственно — изучение аномалий в свободном воздухе. В настоящее время можно считать установленным факт зависимости аномалий в свободном воздухе от высоты точек наблюдения. Изучение графика зависимости может привести к весьма интересным и важным заключениям. Но условием, совершенно необходимым для этого, является достаточное количество пунктов, достаточная их «плотность», без чего выводы могут быть в значительной степени неточными и даже неправильными.

Район, выбранный для исследования, лежит между 41 и 44° широты и включает главный Кавказский хребет, а также его северные и южные предгорья. Число пунктов, в которых известна на 1938 г. аномалия силы тяжести, равняется 204. В это число включены все гравиметрические пункты высокогорных экспедиций 1936 — 1937 гг.

Предварительное исследование аномалий в свободном воздухе в указанных 204 гравиметрических пунктах на Кавказе показывает, что зависимость этих аномалий от высоты приблизительно равна $+0,1$ (выражая высоты в метрах, а аномалий — в миллигалах). У Хейсканена же этот коэффициент равен $+0,06$, а в наших предыдущих работах — для Кавказа и Закавказья — около $+0,10$, для Северного Кавказа $+0,07$. Причина расхождения заключается, как указывалось выше, в недостаточном ко-

* Данная работа написана автором в конце 1938 г., но опубликование ее по разным причинам задержалось. Однако содержащиеся в ней ценные материалы, которые могут быть использованы для разных выводов геологического и геофизического характера, не потеряли своего значения и в настоящее время. (Ред.).

личестве пунктов у Хейсканена и у нас. Так, например, 63 пункта Хейсканена, использованные им для вычисления упомянутого коэффициента, разбросаны на огромном пространстве от Карса и Баку до Ростова. На территории же исследованного нами участка помещается всего 28 хейсканеновских пунктов, а пунктов из прежних наших работ — 49 (в то время как теперь их 204), при этом почти все 49 пунктов расположены в районе Центрального Кавказа и Закавказья, коэффициент для которого совпадает с $+0,1$. Коэффициент, полученный ранее нами для Северного Кавказа, нельзя считать достаточно точным в силу того, что хотя число использованных пунктов значительно—69, но они распределены неравномерно: по преимуществу в низких местах (до 1 000 м), а в более высоких местах их очень мало для того, чтобы можно было сделать вполне правильные выводы статистического характера. Это заключение находит себе полное подтверждение в других горных областях нашей страны—Средней Азии и Памире, коэффициент зависимости от высоты для которых по нашим данным (см. Бюлл. Астрономического института АН СССР, № 51), также весьма близок к $+0,1$. Все это позволяет сделать предположение, что в названных горных областях коэффициент зависимости аномалий от высоты равняется $+0,1$. Весьма возможно, что это правило имеет универсальный характер для всего земного шара; интересно было бы проверить его в других горных областях Европейского и Американского континентов.

Важные следствия вытекают отсюда. Так, любую редукцию можно для данного района представить в следующем упрощенном виде:

$$r = a + kH, \quad (1)$$

если только ограничиться вблизи станции рельефом в виде пластины с высотой H , равной высоте станции. При этом предполагается, что влияние зон, лежащих за пределами плоской пластины, постоянно (член a). Конечно, редукции по формуле (1) будут получаться с большой ошибкой, но для приблизительных подсчетов она вполне пригодна. Коэффициенты k для различных видов изостатической редукции при радиусе пластины, равном 167 км, приводятся в табл. 1.

Таблица 1

В и д р е д у к ц и и	k
Изостатическая по Хейфорду при $T = 60$	— 0,02
„ „ „ „ $T = 96$	— 0,03
„ „ „ „ $T = 114$	— 0,04
„ „ „ „ $T = 200$	— 0,05
„ „ Хейсканену „ $\Delta\mu = 0,6$ и $T_0 = 60$. . .	— 0,04
Чисто топографическая „ $\mu = 2,67$	— 0,11

Сравнивая значения коэффициентов у различных редукций с установленной статистически величиной коэффициента k у аномалий в свободном воздухе, равной $+0,1$, делаем важный вывод, что изостатические редукции обычного типа не подходят, и наилучшей является, как будто, чисто топографическая.

Мы приходим, таким образом, к парадоксальному заключению о непригодности (по крайней мере в наших условиях) изостатической редукции вообще. При этом надо считать, что исчерпаны почти все возможные варианты редукций, так как, согласно сделанному ранее заключению из наших прошлых работ, изостатическая редукция Хейфорда

с повышенной против нормального глубиной компенсации эквивалентна редукции с неоднородным распределением масс, но с глубиной компенсации, в два — три раза меньшей.

Выводы подобного рода о топографической редукции (или ее аналоге редукции Буге) делались неоднократно, в особенности геологами. Нетрудно показать, однако, ограниченность и ошибочность этого представления. Топографическая редукция в чистом виде без дополнительных поправок совершенно непригодна с теоретической точки зрения*. Причина же совпадения коэффициентов заключается в том, что наилучшей редукцией является не топографическая, а изостатическая с региональным распределением компенсации. Американский геолог Путнем (Putnam) был одним из первых [5], который обратил внимание на преимущество региональной компенсации перед локальной. Ряд позднейших исследований (Бови — в Америке, Нитгаммера — в Альпах и др.), привел Хейсканена к выводу, что «по меньшей мере ничто не говорит против региональной компенсации» [5], 918 — 919).

Точно так же и современные представления о строении земной коры ближе подходят к региональному типу, чем к локальному. Не останавливаясь сейчас подробно на этом вопросе, отметим только, что при этом типе редукции величина коэффициента k будет совпадать с величиной коэффициента топографической редукции, разница между ними будет заключаться в величине первого члена a в формуле (1), а именно, у топографической он представляет собою действие топографических масс отдаленных зон — постоянное в данной области, у региональной же, кроме этого, включает в себя также действие компенсационных масс близких зон, которое постоянно, поскольку характер распределения компенсации региональный, и постоянно же действие компенсационных масс отдаленных зон. Если обратить внимание на величину a на Кавказе, приблизительно равную 60 мгл, то весьма примечателен тот факт, что эта величина соответствует компенсационной редукции пластины (радиуса 167 км) высотой 800—900 м**, что приблизительно подходит к средней высоте этого участка Кавказа. Подобная картина наблюдается, например, и на Памире. Таким образом, мы находим здесь еще один довод в пользу редукции регионального типа.

Следует, однако, обратить внимание на те трудности, которые таятся в самом понятии региональной редукции вследствие неопределенности границ области компенсации.

Несмотря на довольно многочисленные исследования [5], до настоящего времени остается неясным, какую именно площадь можно считать компенсируемой, как одно целое. По всей вероятности, в каждой горной стране размеры этих площадей и их границы будут отличаться между собой, и общее правило для их определения вряд ли существует. В этом вопросе, как и в других, огромное значение имели бы геофизические и геологические данные, так как наличие их значительно облегчило бы определение границ областей компенсации. При их отсутствии остается путь «проб», который заключается в приближенном нахождении региональной редукции, в предположении, что область компенсации простирается вокруг каждого пункта на определенное расстояние, например, на 167 км (Хейфордовская зона А — 0), 339 км (зона А — 14) и 873 км (зона А — 11). Изучение остающихся аномалий может помочь намечению границ областей компенсации.

* Неясно, какие цели исследования и какую теорию имеет в виду автор. Это утверждение можно отнести к любым редукциям, в том числе изостатическим. (Ред.).

** По Хейфорду при $T = 96$ или по Хейсканену при $T_0 = 60$ и $\Delta\mu = 0,6$.

Наконец, к разряду редукций регионального типа относится редукция Венинг Мейнеса ([6], 33—51), основанная на применении теории упругости к теории изостатического равновесия. По этой гипотезе предполагается, что под горами земная кора (сиалический слой) вследствие тяжести прогибается и ведет себя по законам теории упругости, как бесконечная пластина постоянной плотности, плавающая в более плотной жидкости. При этом принимается, что вязкость магмы не играет никакой роли ([5], 920). Далее, в то время как при локальных редукциях топографические массы компенсируются только в вертикальном направлении, в редукции Венинг Мейнеса компенсирующий слой распространяется также и в горизонтальном направлении. Венинг Мейнес, на основании величин физических констант земной коры, вычислил величины ее прогибов в магме, откуда легко может быть найдена величина притяжения этих дефектов масс в магме, играющих роль компенсирующего слоя в гипотезе Эри — Хейсканена.

Не останавливаясь здесь на подробностях [5], отметим только, что эта гипотеза (так же, как и другие) имеет параметры, по существу неизвестные и определяемые из других соображений.

2. Методика вычисления редукций

Заключения, к которым мы пришли из рассмотрения аномалий на Кавказе, заставляет пересмотреть самую методику определения изостатических редукций.

В предыдущих трудах [7] были разработаны наиболее удобные и рациональные приемы, главным образом, для нахождения Хейфордовской редукции стандартного типа; так как этот тип редукции отступает теперь на второй план по сравнению с другими — Хейсканена, региональной и т. д., и так как возникает необходимость в вычислении редукции других модификаций, то целесообразнее отделить вычисление топографической — общей для всех видов редукции от компенсационной, различно вычисляемой для разных ее модификаций.

Топографическая редукция. В разработанную в предыдущих работах методику ([7], 56—57) внесены следующие изменения и дополнения. В зонах N и O (по Хейфорду) учтено влияние кривизны Земли, которое заметно для больших высот. В приложениях мы приводим исправленную табл. I (стр. 108) топографической редукции по зонам N и O. В ближайших сферических зонах 18—14 поправка за высоту станции ранее вычислялась согласно Хейфорду ([7], 60). В виду отдельного вычисления топографической редукции, удобнее учитывать влияние высоты станции на топографическую редукцию путем разделения наружных масс на две части: массы основной пластины с высотой, равной высоте станции, и масс рельефа, наложенных (или отнятых) от пластины, подобно тому, как это имеет место для топографической редукции плоских зон ([7], 37). Этот прием очень незначительно усложняет вычисления, так как табличные значения топографической редукции для масс рельефа будут очень малы, и главное значение имеет влияние массы «пластины», как это легко видеть из табл. II и III в приложениях (стр. 108 и 109).

В настоящее время ряд исследователей (Хейсканен, Венинг Мейнес) усиленно рекомендует вычисление редукции не по высотам отделений (отсеков), на которые разбита каждая зона, а непосредственно по зречней высоте зоны. Этот способ бесспорно во много раз упрощает и ускоряет вычисления, но нетрудно видеть, что он, строго говоря, применим только в случае пропорциональности значений редукции аргументу, т. е. высоте. Чем значительнее данная редукция отклоняется от пропорциональности, тем больше будет погрешность от этого приема. Топографическая редукция относится к разряду

именно таких редукций. Из соображений теоретического характера формула для нахождения редукции может быть приближенно написана в виде:

$$f_T = Ch^2 \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (2)$$

где C — постоянная, зависящая от выбора единиц, а r_1 и r_2 — границы зоны. Из рассмотрения табличных величин топографической редукции вытекает, что топографическая редукция рельефа приблизительно пропорциональна квадрату относительной высоты. Ниже, во второй строчке приведены значения топографической редукции зоны H (по всей зоне без разбивки на отделения), а в третьей — значения f_T , вычисленные по формуле $51,5 h^2$, которая получается из (2) после подстановки численных значений r_1 и r_2 для данной зоны.

Высоты (относительные), в км	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
Топографическая редукция в 0,1 мгл	0	2	8	19	33	50
51,5 h^2	0	2	8	19	33	51

Подобное же явление имеет место и для всех прочих зон, при небольших высотах, кроме ближайших зон $A - G$. Таким образом, если вычислять, как обычно, топографическую редукцию по отделениям, то результат можно представить в виде:

$$f_T = B_T \frac{\sum_1^n h_i^2}{n}, \quad (3)$$

где B_T — коэффициент пропорциональности, n — число отделений в зоне, h — относительная высота отделения.

Можно несколько упростить нахождение f_T , если ввести $\frac{\sum_1^n |h_i|}{n}$ —

среднюю арифметическую из относительных высот h_i . В самом деле, существует формула Петерса, связывающая среднее квадратичное и среднее абсолютное отклонения ([8], 197):

$$\sqrt{\frac{\sum v^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\pi}{2}} \sqrt{\frac{\sum |v|}{n(n-1)}},$$

поэтому:

$$\frac{\sum_1^n h_i^2}{n} = 1,57 \left(\frac{\sum |h_i|}{n} \right)^2.$$

Заменяя $\frac{\sum h^2}{n}$ в формуле (3), получим формулу для нахождения топографической редукции рельефа по аргументу «средняя арифметическая высота зоны»:

$$f_T = 1,57 B_T \left(\frac{\sum |h_i|}{n} \right)^2 = B_T' \bar{H}^2 \quad (4)$$

где H — средняя арифметическая из относительных высот h_i в зоне.

Так как найти коэффициент B_T не представляет труда, то легко вычислить и коэффициент B_T' для различных зон. Вычисление топографической редукции может быть таким путем несколько упрощено. В приложениях дана табл. IV (стр. 109) для нахождения редукции по средним арифметическим высотам.

Изостатическая редукция Хейфорда — Пратта. Эта редукция относится к разряду тех, которые очень удобно вычислять по средним высотам зон* в силу ее прямой пропорциональности высотам H :

$$f_c = A_c H_{\text{ср}}. \quad (5)$$

Необходимо сделать здесь одно дополнение, которого не было ранее, а именно, ввести поправку за высоту пункта наблюдения. Хотя обычно хейфордовская редукция трактуется таким образом, что компенсация начинается с физической поверхности Земли ([5], 884), так что пункту с высотой H_0 соответствует глубина компенсации, равная $T - H_0$, где T — принятая глубина, естественней, однако, будет считать, что компенсация начинается с уровня моря и глубина ее одинакова для всех пунктов данной области. Тогда возникает необходимость в вычислении дополнительной поправки за высоту станции. Нами были перевычислены коэффициенты пропорциональности A_c в формуле (5) при глубине компенсации $T = 96$ км, а также поправки за высоту — при помощи новейших и наиболее тщательно составленных из всех ранее изданных таблиц Кассиниса [9] (табл. V в приложениях, стр. 110); величины для коэффициента A_c отличаются от значений, приведенных Хейсканеном. Можно думать, что таблицы Кассиниса более точны, хотя, к сожалению, мы не располагали работами названных геодезистов, в которых находятся теоретические выводы формул, употребляемых ими.

Изостатическая редукция Хейсканена — Эри. Компенсационная редукция по Хейсканену, как известно, не пропорциональна высоте H ни для плоских, ни для сферических зон [10]. Тем не менее Хейсканен пытается доказать возможность пользования средними высотами (алгебраическими) зон в качестве основного аргумента. Пример, иллюстрирующий его рассуждения [10], по нашему мнению, трудно считать подтверждением его положений, так как он обнаруживает значительные погрешности при применении метода «средних высот» к зонам со смешанным характером рельефа, особенно к тем, у которых некоторая часть представляет сушу, а часть — море. Пользование средними высотами зон тем не менее вполне возможно, но при этом следует ввести дополнительные поправки.

Рассматривая табличные значения f_c , найденные хотя бы при помощи таблиц Кассиниса, легко заметить, что эти значения могут быть представлены при помощи интерполяционной формулы вида:

$$f_c = A_c H + B_c H^2. \quad (6)$$

Очевидно, что f_c' — главная часть редукции, равная $A_c H$, находится при помощи умножения коэффициента A_c на среднюю высоту зоны $H_{\text{ср}}$. Произведение же $B_c H^2$ по величине будет меньше первого, являясь поправочной величиной. Для вычисления этой поправки необходимо иметь высоты H_i каждого из n отделений, на которые разбита зона:

$$f_c'' = B_c \frac{\sum_1^n H_i^2}{n}. \quad (7)$$

При отсутствии морских участков можно $\sum_1^n H_i^2$ заменить по формуле Петерса подобно тому, как это было сделано выше для топографической редукции. Тогда

* В данном случае под средней высотой понимается средняя алгебраическая.

$$f_c'' = 1,57 B_c \left[\frac{\sum |H_i|}{n} \right]^2 = 1,57 B_c H_{cp.}^2. \quad (7')$$

В данном случае средняя арифметическая из высот H_i совпадает со средней алгебраической, так как при одной суше все $H_i > 0$. Таким образом, при одних только континентальных участках мы вправе вычислять редукцию по формуле

$$f_c = A_c H_{cp.} + 1,57 B_c H_{cp.}^2, \quad (8)$$

подразумеваемая под $H_{cp.}$ — среднюю высоту зоны.

Если же в зоне встречаются также и морские участки, то для первой части редукции, как нетрудно видеть, имеет место хейфордовская замена моря — суши, с высотой, равной 0,615 глубины, и под H в формуле (6) следует подразумевать среднюю алгебраическую из высот суши H_i и глубин моря D_i , умноженных на —0,615 и взятых по всем отделениям

$$H = \frac{\sum H_i - 0,615 \sum D_i}{n}.$$

Для вычисления же поправки надо воспользоваться формулой (7) с соответствующей заменой H в морских участках через —0,615 D .

$$f_c = 0,378 \frac{B}{n} \sum_1^n D_i^2.$$

Заметим попутно, что в то время, как первая часть редукции Хейсканена в формуле (6) в случае морских участков будет иметь противоположный знак по сравнению с суши, поправка f_c'' — тот же самый знак, что и у суши, определяемый знаком у коэффициента B_c .

Для сравнения точности полученных по формуле (6) значений редукции, сравним ее в табл. 2 со значениями редукций, найденными непосредственно из таблиц Кассиниса (зона М, где B_c достигает наибольшей величины).

Таблица 2

Редукция, в мгл	Высота зоны, в м			
	1000	2000	3000	4000
По таблице Кассиниса	20,0	38,5	55,6	71,6
По формуле (6) при $A_c = 206,5$; $B_c = -7,0$	19,9	38,5	55,6	71,4

Коэффициенты A_c и B_c формулы (6) легко получить для плоских зон из преобразования известной формулы для компенсационной редукции Хейсканена:

$$f_c = 1119 \left[H + \frac{\Delta \mu}{\mu} \sqrt{r^2 + T^2} - \frac{\Delta \mu}{\mu} \sqrt{r^2 + \left(T + \frac{\mu}{\Delta \mu} H \right)^2} \right]_{r=r_1}^{r=r_2},$$

где 1119 — постоянная, обусловленная тем, что f_c выражены в 0,1 мгл и H и r — в км; H — высота зоны; r — радиус зоны; $\Delta \mu$ — разность плотностей, принимаемая нами равной 0,6; T — нормальная глубина, обычно принимаемая равной 60 км; μ — плотность наружных масс, равная 2,67. Путем разложения ее в приближенный ряд, получим:

$$f_c = 1119 H (1 - \sin \epsilon) \epsilon_1^2 - 41,46 H^2 (\sin \epsilon - \sin^3 \epsilon) \epsilon_1^2. \quad (9)$$

где ϵ — вспомогательный угол, равный $\arctg \frac{T}{r}$. Коэффициенты (9) будут весьма близки (до нескольких процентов) к вычисленным A_c и B_c из значений редукции по таблицам Кассиниса. Эти коэффициенты приведены в табл. VI приложений (стр. 110). Значения компенсационной редукции, найденные по таблицам Кассиниса, отличаются от вычисленных самим Хейсканеном [10]. Причина этого неясна. Мы придерживались Кассиниса, так как наши контрольные вычисления совпадали с ним.

Для морских участков нетрудно вывести формулу, аналогичную (9). Разница будет исключительно в ее численных коэффициентах, которые будут равны $-1119 \times 0,615 = -688,4$ и $-41,46 \times 0,378 = -15,67$.

Наконец, строго говоря, мы и в этом случае должны были бы вычислять и вводить поправку за высоту станции.

Хейсканен дал удобные таблицы этих поправок для зон А — О. Для сферических же зон эта поправка легко выражается формулой:

$$\Delta = c H N_0,$$

где H — средняя высота зон, выраженная в километрах, N_0 — высота станции, в километрах, и c — различный коэффициент для зон.

Значения c для Δ в 0,1 мгл даны в табл. 3.

Таблица 3

Зона	18	17	16	15	14	13	12	11
c	+0,35	+0,40	+0,45	+0,47	+0,49	+0,82	+0,53	+0,44

Региональная редукция. Если нам были бы известны границы отдельных «областей компенсации», каждая из которых представляет сиалическую глыбу, погруженную в магму, затем толщина этих глыб, их средняя масса, характер распределения плотностей, то не представляло бы труда совершенно точно учесть региональный эффект компенсации на данном участке земной поверхности. Но для нас все эти величины остаются неизвестными в настоящее время, вследствие отсутствия необходимых геофизических и геологических данных. Приходится идти «ошупью», путем проб, чтобы с их помощью наметить в дальнейшем приблизительные границы областей. Поэтому и методика для вычисления компенсационного эффекта региональных редукций должна быть следующей.

Предположим, что вокруг каждого пункта область компенсации простирается до какого-нибудь расстояния r ; тогда, зная средние высоты всех зон внутри круга этого радиуса и ширину каждой из зон, легко найти среднюю высоту этой области, а по средней высоте ее — и редукцию за компенсацию («региональную редукцию»), предполагая, что избыток всех топографических масс внутри области компенсируется в той или иной форме — в зависимости от гипотезы — недостатком масс, определяемым из средней высоты топографических масс. При этом компенсационный эффект вычисляется для всех компенсационных масс в целом, предполагая их равномерно распределенными в горизонтальном направлении под областью. Таким образом, средняя высота области H_m определяется по формуле

$$H_m = \frac{\sum H_i P_i}{\sum P_i},$$

где H_j — средние высоты зон, входящих в область, P_j — их «вес», равный ширине зоны. Компенсационная редукция же вычисляется по формуле

$$f_c = \bar{A}H_m + \bar{B}H_m^2,$$

где $\bar{A} = \Sigma A_j$ — сумма коэффициентов A и $\bar{B} = \Sigma B_j$ — сумма коэффициентов B , взятых для каждой зоны.

Можно обе формулы объединить и представить в следующем виде:

$$F_c = \sum_j K_j H_j + \sum_j M_j H_j^2 \quad (10)$$

и свести дело к умножению средней высоты H_j и ее квадрата для каждой из зон, входящих в область, на определенные коэффициенты K_j и M_j , легко определяемые из двух предыдущих равенств. Ввиду приближенности вычисления можно второй член в (10) отбросить.

Численные величины K_j даны в табл. VII приложений (стр. 110) при трех различных значениях $r = 166,7$ км, 338,9 км и 873,1 км. Эти радиусы совпадают соответственно с границей зоны О, 14-й и 11-й Хейфордовской системы зон. При этом гипотеза выбрана Хейсканена — Эри с теми же параметрами, как и раньше.

Вне пределов области редукция вычисляется обычным путем, придерживаясь «локальной» хейсканеновской гипотезы. Следует подчеркнуть ряд произвольных допущений, делаемых при региональном типе редукций, которые неизбежны при современном положении вопроса о строении верхнего слоя Земли.

Редукция Венинг Мейнеса. В статье Венинг Мейнеса «Новый метод изостатической региональной редукции силы тяжести» [6] приведены таблицы коэффициентов, на которые надо множить средние высоты зон, чтобы получить редукции Венинг Мейнеса. Из двух видов редукции — с равномерным и неравномерным распределением плотностей нами выбрана первая, так как Хейсканен [5] находит, что на основании сейсмических результатов компенсация в первом предположении правильной. Для полноты нами в приложениях (стр. 111) помещена табл. VIII коэффициентов Венинг Мейнеса без изменений*.

3. Результаты вычислений редукций

Из 204 гравиметрических пунктов, находящихся на территории выбранного нами участка горного Кавказа, были отобраны 100 пунктов для вычисления в них изостатических редукций.

Каталог гравиметрических пунктов

№ по пор.	Название пункта	К о о р д и н а т ы			Аномалия в свободном воздухе, в мгл
		географи- ческая широта	географи- ческая долгота	высота над уровнем моря, в м	
1	Пхазда	44°10',6	41°39',6	873	+ 74
2	Фроловский	44 10 ,2	41 40 ,8	629	+ 50
3	Усть-Джегутинская . .	44 05 ,6	41 57 ,7	624	+ 39
4	Пятигорск	44 02 ,5	43 02 ,9	488	+ 8

* В подлинных таблицах Венинг Мейнеса существует некоторая неясность в единицах высот и редукций. Из сравнения величин коэффициентов редукции Хейфорда, приведенных там же, со значениями редукции в таблицах Хейсканена следует, что приведенные в таблицах Венинг Мейнеса коэффициенты должны быть увеличены в 100 раз, при $H = 1$ км и при единице редукции в миллигалах.

№ по пор.	Название пункта	Координаты			Аномалия в свободном воздухе, в мгл
		географи- ческая широта	географи- ческая долгота	высота над уровнем моря, в м	
5	Хутор Верият	43°59',0	40°42',5	807	+ 92
6	Преградная	43 57 ,4	41 11 ,3	808	+ 73
7	Джица	43 55 ,6	41 36 ,1	1610	+157
8	Кисловодск	43 54 ,5	42 41 ,3	823	+ 30
9	Хумаринское	43 49 ,1	41 54 ,0	829	+ 46
10	Прохладная	43 46	44 00	202	— 43
11	Моздок	43 45 ,5	44 39	129	— 51
12	Микоян-Шахар	43 46 ,4	41 54 ,4	876	+ 50
13	Верхне-Маринский	43 46 ,5	42 08 ,5	1429	+106
14	Ст. Наурская	43 39	45 09	81	— 46
15	Архыз	43 34	41 16 ,6	1470	+122
16	Аул Тебердинский	43 32 ,5	41 47 ,4	1213	+ 68
17	Колодная Балка	43 34	44 48	355	— 16
18	Муртазово	43 28 ,8	44 09 ,7	253	— 40
19	Высота 1089	43 28 ,3	42 07 ,5	2348	+248
20	Хати-Tau	43 18 ,5	42 23 ,4	3200	+197
21	Дирч-Кох	43 16 ,5	44 17 ,4	349	— 36
22	Грозный	43 18 ,5	45 41 ,4	140	— 67
23	Хасав-Юрт	43 15 ,0	46 35 ,0	117	— 88
24	Домбайская долина	43 17 ,7	41 37 ,5	1577	+ 92
25	Гондрай-Индрыкай	43 16 ,1	42 00 ,6	1846	+ 92
26	Селение Эльбрус	43 15 ,8	42 38 ,9	1741	+ 29
27	Казарма Клыч	43 07 ,3	41 52 ,2	911	0
28	Темиргое	43 08	47 13	— 8	—106
29	Казарма Амтхел	43 02 ,3	41 19 ,9	264	— 11
30	Лохомули	43 03 ,1	42 26 ,5	1047	— 9
31	Местия	43 02 ,7	42 43 ,9	1419	+ 21
32	Алагир	43 03 ,0	44 11 ,0	633	— 13
33	Орджоникидзе	43 03 ,3	44 41 ,6	679	+ 3
34	Соллашинская	43 17 ,5	45 18 ,2	403	— 36
35	Сухуми	42 59 ,7	41 01 ,0	24	— 36
36	Махач-Кала	42 59 ,3	47 30 ,3	— 10	— 75
37	Ханши	42 56 ,5	42 09 ,8	557	— 42
38	Каль	42 56 ,0	42 55 ,4	1772	+ 77
39	Аккармара	42 52 ,5	41 48 ,4	419	— 11
40	Цена	42 52 ,8	43 08 ,9	1714	+ 36
41	Урочище св. Николая	42 48 ,2	44 00 ,8	1219	+ 18
42	Чудочала	42 47 ,1	43 24 ,8	1584	+ 59
43	Ларс	42 46 ,2	44 38 ,1	1139	+ 34
44	Очемчири	42 42 ,6	41 27 ,5	4	— 33
45	Джвари	42 43 ,3	42 02 ,1	266	— 42
46	Глола	42 42 ,3	43 38 ,0	1333	+ 32
47	Мамисонский перевал	42 42 ,4	43 47 ,7	2831	+217
48	Северный Приют	42 40 ,0	43 50 ,4	2257	+149
49	Казбек	42 39 ,6	44 38 ,7	1727	+110
50	Они	42 34 ,9	43 27 ,6	810	+ 6
51	Верхний Роки	42 35 ,4	44 07 ,2	1807	+ 89
52	Алпани	42 33 ,5	42 51 ,9	375	— 48
53	Коби	42 33 ,6	44 31 ,0	1973	+124
54	Урма	42 32 ,0	47 18 ,0	1190	+ 30
55	Зугдиди	42 30 ,3	41 52 ,0	115	— 25
56	Амбралаури	42 31 ,4	43 09 ,1	562	— 23
57	Крестовый перевал	42 29 ,4	44 27 ,6	2349	+167
58	Гудаури	42 28 ,3	44 28 ,7	2200	+149
59	Намоховани	42 24 ,8	42 41 ,9	263	— 5
60	Джава	42 23 ,6	43 55 ,4	1076	+ 34
61	Млеты	42 25 ,5	44 30 ,9	1469	+ 59
62	Гидатлинский мост	42 23 ,9	46 30 ,8	1005	+ 2
63	Тквибули	42 20 ,8	42 59 ,7	579	+ 21
64	Дарквети	42 19 ,0	43 21 ,1	376	— 35
65	Пассанаури	42 20 ,9	44 41 ,6	1061	+ 17

№ по пор.	Название пункта	Координаты			Аномалия в свободном воздухе, в мгл
		географическая широта	географическая долгота	высота над уровнем моря, в м	
66	Ахалсиаки	42 15',9	42°04',0	48	— 31
67	Кутаиси	42 15',4	42 43',6	157	— 45
68	Артани	42 13',6	44 59',6	1248	+ 47
69	Анцух-Почта	42 10',9	46 20',8	1395	+ 55
70	Поти	42 08',2	41 42',3	3	— 38
71	Зейстафони	42 07',0	43 01',5	177	— 40
72	Душети	42 05',5	44 40',8	893	— 18
73	Пшавели	42 04',1	45 27',3	432	— 49
74	Дербент	42 03',1	48 18',5	— 26	— 77
75	Михайлово	42 00',6	43 30',5	708	— 21
76	Гори	41 59',2	44 07',0	578	— 45
77	Верхние Гавазы	41 54',4	45 58',8	444	— 27
78	Зекарский перевал	41 49',4	42 51',8	2008	+154
79	Бакуриани	41 45',3	43 31',1	1684	+ 78
80	Николаевка	41 46',2	45 05',0	855	+ 35
81	Графская Свобода	41 46',0	46 12',0	285	— 43
82	Тбилиси	41 43',1	44 47',7	401	— 18
83	Гуджани	41 44',0	45 48',1	497	— 50
84	Батуми	41 39',2	41 37',9	3	+ 36
85	Цнорис-Цхали	41 38',0	46 00',0	267	— 88
86	Закаталы	41 37',4	46 40',5	525	+ 2
87	Думаиси	41 37',7	44 23',1	1180	+ 88
88	Совхоз „Удобно“	41 30',4	45 23',6	794	+ 2
89	Родионовка	41 27',0	43 50',5	2093	+120
90	Ахалкалаки	41 24',7	43 28',7	1717	+ 79
91	Бина „С“	41 17',7	46 04',2	405	— 40
92	Алмало	41 20',2	46 44',9	180	— 72
93	Пойлы	41 13',6	45 26',5	153	— 57
94	Нуха	41 11',5	47 09',6	661	+ 31
95	Хиналуг	41 11',0	48 08',0	2320	+230
96	Дивичи	41 13',6	48 59',3	10	— 91
97	Арчик	41 09',7	44 52',5	755	+ 50
98	Эльдарская степь	41 01',0	46 12',0	293	— 26
99	Джефар-Абад	41 01',0	47 10',0	370	— 28
100	Куткашен	40 59',0	47 52',0	803	+ 80

Примечание. Как уже указывалось выше, значения аномалий могут значительно отличаться от современных, например, от помещенных в Каталоге гравиметрических пунктов 1944 г., так как автор располагал старыми материалами до 1938 г.

Конечно, можно было бы определить изостатические аномалии во всех имеющихся в настоящее время гравиметрических пунктах на Кавказе, но это увеличило бы вычислительную работу. Отобранные 100 пунктов включают в свое число почти все высокогорные станции и распределены довольно «плотно», так что их плотность можно считать достаточной для получения уверенных выводов по исследуемому району. Аномалии отобранных гравиметрических пунктов, каталог которых здесь приведен, вычислены по нормальной формуле Гельмерта 1901 г. Картографический материал для вычисления редукций был тот же, что и в предыдущих работах, а именно:

1. Листы карты масштаба 1 : 200 000 (издание Тбилисской картографической фабрики, 1936—1938 гг.), употреблявшиеся для выборки высот в зонах А—Н.

2. Карта Закавказской ССР масштаба 1 : 500 000 (издание Закавказского геодезического управления, 1931 г.), использованная для выборки высот в зонах А — О.

3. Карта Северного Кавказа масштаба 1 : 500 000 (издание Северо-Кавказского геодезического управления, 1932 г.), использованная для тех же зон, что и предыдущая.

4. Гипсометрическая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000 (издание Института геодезии и картографии, 1934 г.), для зон 18—11.

5. Отдельные карты из атласа Romer'a (Powszechny atlas geograficzny) масштаба 1 : 10 000 000 — для тех же зон, что и предыдущая.

К сожалению, листы первой и наиболее точной карты масштаба 1 : 200 000 не покрывают полностью выбранного нами района, и потому во многих пунктах пришлось ограничиться приближенным учетом редукции в ближайших плоских зонах, подобно тому, как это имело место и ранее [2].

Аномалии в свободном воздухе в основном взяты нами из «Каталога гравиметрических пунктов», изданного ВТОГиГР. Часть пунктов принадлежит к более поздним определениям (после 1934 г.), еще не опубликованным, и данные по этим пунктам взяты нами из материалов, собранных ЦНИИГАиК. Результаты вычисления изостатических редукций различных типов даны здесь в виде каталога изостатических аномалий. Он содержит:

в графе 3 — аномалии с редукцией в свободном воздухе по формуле Гельмерта 1901 г.;

в графе 4 — аномалии с локальной изостатической редукцией Хейфорда при глубине $T = 96$ км и плотности $\mu = 2,67$;

в графе 5 — аномалии с редукцией Эри — Хейсканена при нормальной глубине $T_0 = 60$ км, плотности $\mu = 2,67$ и разности плотностей $\Delta\mu = 0,6$;

в графе 6 — аномалии с региональной редукцией, вычисленной по Хейсканену при радиусе области компенсации 166,7 км вокруг каждого пункта;

в графе 7 — аномалии с той же редукцией при радиусе 338,9 км;

в графе 8 — аномалии с той же редукцией при радиусе 873,1 км;

в графе 9 — аномалии с редукцией Бенинг Мейнеса при равномерном распределении компенсации, так называемые I вида [6].

Каталог изостатических аномалий силы тяжести на Кавказе

№ по пор.	Название пункта	В свободном воздухе	Локальная		Региональная			Бенинг Мейнеса
			Хейфорда	Хейсканена	I	II	III	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Пхазда	+ 74	+ 56	+ 53	+ 51	+ 35	+ 28	+ 69
2	Фроловский	+ 50	+ 60	+ 54	+ 55	+ 39	+ 32	+ 72
3	Усть-Джегутинская	+ 39	+ 53	+ 50	+ 47	+ 32	+ 24	+ 65
4	Пятигорск	+ 8	+ 31	+ 35	+ 38	+ 28	+ 12	+ 51
5	Хутор Верный . . .	+ 92	+ 97	+ 81	+ 89	+ 64	+ 61	+ 90
6	Преградная	+ 73	+ 77	+ 66	+ 61	+ 40	+ 36	+ 81
7	Джица	+ 157	+ 88	+ 80	+ 73	+ 72	+ 42	+ 98
8	Кисловодск	+ 30	+ 50	+ 36	+ 42	+ 22	+ 4	+ 62
9	Хумаринское . . .	+ 46	+ 68	+ 69	+ 53	+ 30	+ 16	+ 80
10	Прохладная	+ 43	+ 3	+ 6	+ 12	+ 14	+ 6	+ 19
11	Моздок	+ 51	+ 16	+ 7	+ 1	+ 6	+ 9	+ 1

№ по пор.	Название пункта	В свобод- ном воз- духе	Локальная		Региональная			Велич Мейнса
			Хей- форда	Хейс- кане- на	I	II	III	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
12	Микоян-Шахар . . .	+ 50	+ 70	+ 60	+ 52	+ 29	+ 15	+ 79
13	Верхне-Маринский . .	+ 106	+ 71	+ 53	+ 48	+ 26	+ 10	+ 70
14	Ст. Наурская . . .	— 46	— 4	+ 6	+ 13	+ 21	+ 3	+ 20
15	Архыз	+ 122	+ 114	+ 83	+ 81	+ 56	+ 40	+ 98
16	Аул Тебердинский . .	+ 68	+ 84	+ 62	+ 55	+ 28	+ 7	+ 82
17	Колодная Балка . .	— 16	+ 7	+ 16	+ 4	+ 24	+ 4	+ 28
18	Муртазово	— 40	+ 4	+ 14	+ 17	+ 16	— 6	+ 29
19	Высота 1089	+ 248	+ 145	+ 114	+ 106	+ 82	+ 60	+ 130
20	Хати-Тау	+ 197	+ 33	— 12	— 12	— 40	— 68	+ 5
21	Дирч-Кох	— 36	+ 13	+ 21	+ 20	+ 17	— 9	+ 37
22	Грозный	— 67	— 16	— 3	— 3	+ 1	— 19	+ 9
23	Хасав-Юрт	— 88	— 40	— 32	— 31	— 32	— 41	— 23
24	Домбайская долина .	+ 92	+ 83	+ 59	+ 44	+ 24	+ 6	+ 60
25	Гондрай - Индрию- кай	+ 92	+ 73	+ 36	+ 31	+ 8	— 16	+ 52
26	Селение Эльбрус . .	+ 29	+ 40	+ 1	— 4	— 30	— 69	+ 19
27	Казарма Клыч . . .	0	+ 59	+ 35	+ 29	+ 13	— 10	+ 49
28	Темиргое	— 106	— 56	— 41	— 41	— 47	— 55	— 33
29	Казарма Амтхел . . .	— 11	+ 51	+ 55	+ 43	+ 35	+ 27	+ 57
30	Лохомули	— 9	+ 52	+ 26	+ 18	— 4	— 10	+ 42
31	Местия	+ 21	+ 47	+ 17	+ 11	— 14	— 46	+ 36
32	Алагир	— 31	+ 41	+ 41	+ 37	+ 27	— 7	+ 61
33	Орджоникидзе . . .	+ 3	+ 45	+ 47	+ 45	+ 37	+ 3	+ 67
34	Солншинская	— 36	— 13	— 4	— 2	+ 2	— 17	+ 6
35	Сухуми	— 36	+ 20	+ 27	+ 25	+ 16	+ 15	+ 37
36	Махач-Кала	— 75	— 30	— 21	— 17	— 20	— 20	— 14
37	Хаиши	— 42	+ 57	+ 38	+ 31	+ 18	— 7	+ 53
38	Каль	+ 77	+ 63	+ 35	+ 31	+ 9	— 26	+ 52
39	Аккармара	— 11	+ 68	+ 66	+ 56	+ 51	+ 32	+ 73
40	Цена	+ 36	+ 46	+ 15	+ 13	— 8	— 47	+ 35
41	Урочище св. Ни- колая	+ 18	+ 72	+ 48	+ 46	+ 28	— 12	+ 66
42	Чудочала	+ 59	+ 62	+ 35	+ 33	+ 15	— 25	+ 55
43	Ларс	+ 34	+ 98	+ 72	+ 70	+ 59	+ 21	+ 85
44	Очемчири	— 33	+ 16	+ 24	+ 26	+ 32	+ 25	+ 33
45	Джвари	— 42	+ 36	+ 33	+ 31	+ 29	+ 6	+ 50
46	Глола	+ 32	+ 73	+ 50	+ 48	+ 30	— 12	+ 70
47	Мамисонский пе- ревал	+ 217	+ 76	+ 49	+ 51	+ 35	— 8	+ 67
48	Северный Приют . . .	+ 149	+ 76	+ 48	+ 49	+ 33	— 15	+ 69
49	Казбек	+ 110	+ 109	+ 76	+ 86	+ 62	+ 18	+ 94
50	Они	+ 6	+ 82	+ 73	+ 66	+ 47	+ 8	+ 97
51	Верхний Роки	+ 89	+ 80	+ 51	+ 51	+ 35	— 11	+ 69
52	Алпани	— 48	+ 41	+ 43	+ 41	+ 26	— 6	+ 66
53	Коби	+ 124	+ 93	+ 62	+ 64	+ 48	+ 1	+ 81
54	Урма	+ 30	+ 1	— 9	— 13	— 23	— 37	+ 4
55	Зуглиди	— 25	+ 24	+ 27	+ 29	+ 40	+ 27	+ 45
56	Амбралаури	— 23	+ 58	+ 55	+ 53	+ 40	+ 5	+ 76
57	Крестовый пере- вал	+ 167	+ 81	+ 51	+ 52	+ 36	— 8	+ 69
58	Гудаури	+ 149	+ 78	+ 52	+ 52	+ 37	— 8	+ 69
59	Намоховани	— 5	+ 72	+ 71	+ 80	+ 74	+ 44	+ 101
60	Джава	+ 34	+ 68	+ 58	+ 54	+ 42	0	+ 77
61	Млеты	+ 59	+ 73	+ 51	+ 49	+ 35	— 12	+ 71
62	Гидатлинский мост .	+ 2	+ 52	+ 29	+ 21	+ 8	— 18	+ 41
63	Тквибули	+ 21	+ 73	+ 81	+ 82	— 18	+ 37	+ 105
64	Дарквети	— 35	+ 53	+ 60	+ 58	+ 46	+ 7	+ 85
65	Пассанаури	+ 17	+ 83	+ 64	+ 63	+ 52	+ 5	+ 85
66	Ахалсинаки	— 31	+ 30	+ 45	+ 52	+ 56	+ 33	+ 59
67	Кутаиси	— 45	+ 34	+ 49	+ 50	+ 47	+ 14	+ 70
68	Артани	+ 47	+ 65	+ 40	+ 50	+ 43	0	+ 73

№ по пор.	Название пункта	В свобод- ном воз- духе	Локальная		Региональная			Венинг Мейнеса
			Хей- форда	Хейс- кане- на	I	II	III	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
69	Анцух-Почта	+ 55	+ 82	+ 65	+ 59	+ 45	+ 12	+ 79
70	Поти	- 38	+ 9	+ 24	+ 34	+ 44	+ 26	+ 32
71	Зейстафони	- 40	+ 54	+ 65	+ 64	+ 60	+ 23	+ 87
72	Душети	- 18	+ 18	+ 19	+ 18	+ 9	- 34	+ 42
73	Пшавели	- 49	+ 35	+ 38	+ 34	+ 31	- 8	+ 54
74	Дербент	- 77	- 26	- 17	- 17	- 25	- 21	+ 10
75	Михайлово	- 21	+ 38	+ 44	+ 45	+ 38	- 9	+ 69
76	Гори	- 45	+ 25	+ 32	+ 30	+ 23	- 21	+ 54
77	Верхние Гавазы	- 27	+ 56	+ 53	+ 48	+ 46	+ 10	+ 79
78	Зекарский перевал . . .	+154	+ 79	+ 68	+ 72	+ 67	+ 21	+ 89
79	Бакуриани	+ 78	+ 44	+ 34	+ 36	+ 28	- 20	+ 55
80	Николаевка	+ 35	+ 64	+ 68	+ 72	+ 70	+ 28	+ 87
81	Графская Свобода . . .	- 43	+ 35	+ 46	+ 42	+ 35	+ 5	+ 63
82	Тбилиси	- 18	+ 58	+ 70	+ 75	+ 70	+ 26	+ 93
83	Гуджани	- 50	0	+ 2	+ 4	+ 8	- 26	+ 32
84	Батуми	+ 36	+107	+120	+122	+136	+110	+128
85	Цнорис-Цхали	- 88	- 12	+ 4	+ 9	0	- 36	+ 28
86	Закаталы	+ 2	+ 70	+ 69	+ 64	+ 56	+ 31	+ 86
87	Думаиси	+ 88	+ 92	+ 93	+ 95	+ 91	+ 45	+112
88	Совхоз „Удобно“	+ 2	+ 20	+ 26	+ 35	+ 31	- 7	+ 45
89	Родионовка	+120	+ 55	+ 35	+ 36	+ 28	- 22	+ 52
90	Ахалкалаки	+ 79	+ 60	+ 47	+ 46	+ 35	- 19	+ 70
91	Бина „С“	- 40	+ 6	+ 17	+ 25	+ 24	- 7	+ 34
92	Алмало	- 72	+ 11	+ 25	+ 24	+ 17	- 10	+ 44
93	Пойлы	- 57	+ 35	+ 40	+ 46	+ 50	+ 8	+ 58
94	Нуха	+ 31	+ 68	+ 63	+ 68	+ 63	+ 41	+ 83
95	Хиналуг	+230	+109	+ 74	+ 75	+ 68	+ 59	+ 75
96	Дивичи	- 91	- 49	- 45	- 49	- 50	- 29	- 47
97	Арчик	+ 50	+ 86	+ 92	+ 94	+ 96	+ 52	+110
98	Эльдарская степь . . .	- 26	+ 25	+ 41	+ 47	+ 51	+ 21	+ 56
99	Джефар-Абад	- 28	+ 15	+ 24	+ 24	+ 27	+ 10	+ 35
100	Куткашен	+ 80	+101	+ 93	+ 89	+ 88	+ 76	+ 98

В табл. 4 даются обычные показатели аномалий: средние аномалии и среднее квадратическое отклонение (расстояние) для разных типов аномалий.

Таблица 4

Показатели	А н о м а л и и						
	В свобод- ном воз- духе	локальная		региональная			Венинг Мейнеса
		Хей- форда	Хейс- кане- на	I	II	III	
Средняя алгебраическая аномалия . .	+23	+48	+42	+41	+31	+ 4	+58
Средняя абсолютная аномалия	60	53	45	45	37	23	61
Среднее квадратическое отклонение .	±74	±38	±31	±30	±31	±29	±33

Средние аномалии условны, так как они зависят от принятой нормальной формулы силы тяжести. Поскольку мы не можем ручаться за точность ни одной из нормальных формул, иными словами, поскольку нам не известна поправка к нормальной формуле в данном районе, — мы с большой осторожностью должны обращаться со средними аномалиями, так как не можем сказать, чем именно вызвана величина самих аномалий — недостатками ли той

или иной изостатической концепции или же систематической погрешностью нормальной формулы.

В этом отношении много важнее среднее квадратическое отклонение, не зависящее совершенно от нормальной формулы, величины которого достаточно определенно говорят в пользу аномалий изостатического типа: величина отклонения уменьшается от 50 до 60% по сравнению с аномалией в свободном воздухе.

Но наибольший интерес представляют собою коэффициенты формул, показывающих изменение аномалий с высотой пункта. В данном случае мы имеем:

$$\left. \begin{array}{ll} \text{Для аномалии в свободном воздухе} \dots A_0 = -59 \pm 5 + 0,093 \pm 5 H \\ \text{„ „ локальной Хейфорда} \dots A_1 = 21 \pm 5 + 0,031 \pm 4 H \\ \text{„ „ „ Хейсканена} \dots A_2 = 31 \pm 5 + 0,012 \pm 4 H \\ \text{„ „ региональной I} \dots A_3 = 31 \pm 5 + 0,011 \pm 4 H \\ \text{„ „ „ II} \dots A_4 = 29 \pm 5 + 0,002 \pm 4 H \\ \text{„ „ „ III} \dots A_5 = 10 \pm 5 + 0,007 \pm 4 H \\ \text{„ „ Венинг Мейнеса} \dots A_6 = 46 \pm 5 + 0,013 \pm 4 H \end{array} \right\} (11)$$

Здесь A выражено в миллигалах, а H — в метрах.

Прежде всего надо обратить внимание на расхождение коэффициентов формул (11) по сравнению с Хейсканеном [1] — факт, легко объяснимый, повидимому, недостаточным количеством пунктов у Хейсканена по сравнению с нами (28 и 100 пунктов). Можно предполагать поэтому, что наши коэффициенты более точны.

На черт. 1 нанесены графики зависимости аномалий от высоты для шести типов редукций: a — в свободном воздухе, b — локальной Хейфорда, c — локальной Хейсканена, d — региональной III, e — Венинг Мейнеса и f — региональной II. На этом чертеже по горизонтали нанесены высоты в метрах, а по вертикали — аномалии в миллигалах.

Эти графики ярко демонстрируют, насколько улучшаются аномалии после введения изостатических редукций, особенно региональных.

Табл. 5 показывает, насколько уменьшается в процентном отношении коэффициент зависимости от высоты изостатических аномалий по сравнению с аномалиями в свободном воздухе.

Таблица 5

	А н о м а л и и					
	локальная		региональная			Венинг Мейнеса
	Хейфорда	Хейсканена	I	II	III	
Изменение, в %	— 67	— 87	— 88	— 98	— 93	— 86

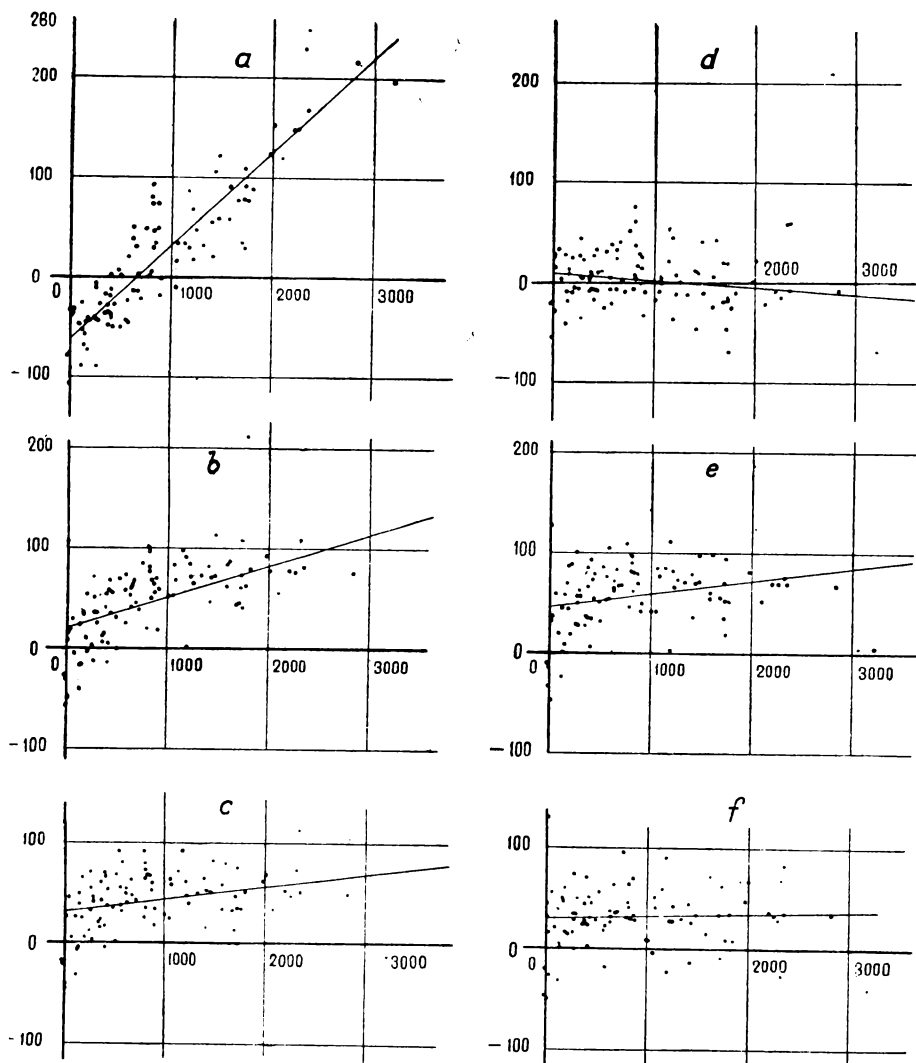
Переходим далее к рассмотрению карт аномалий.

Карта аномалий в свободном воздухе (черт. 2) почти точно отображает рельеф. Колебания аномалий весьма значительны — от +230 до —106 мгл, и интерполяция при помощи этой карты довольно затруднительна.

Карта изостатических аномалий по Хейфорду (черт. 3) также показывает зависимость их от рельефа, но уже в значительно меньшей степени.

Еще лучшую картину в смысле ослабления зависимости от рельефа дают изостатические аномалии по Хейсканену (черт. 4).

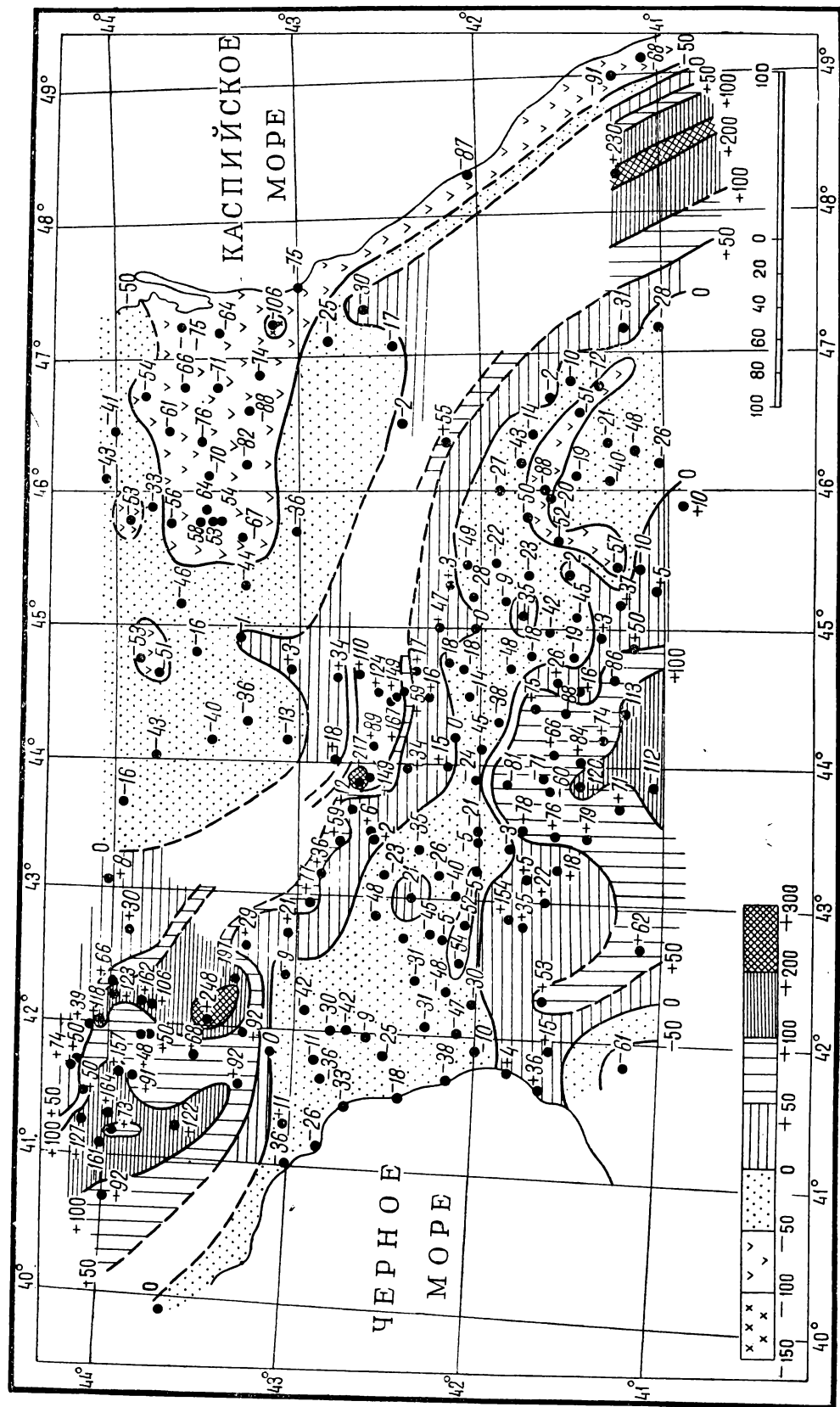
Так же незначительна связь аномалий с рельефом района при применении редукции Венинг Мейнеса. Но почти полное отсутствие зависимости аномалий от рельефа обнаруживается у изостатических аномалий регионального типа. Распределение их по карте носит исключительно



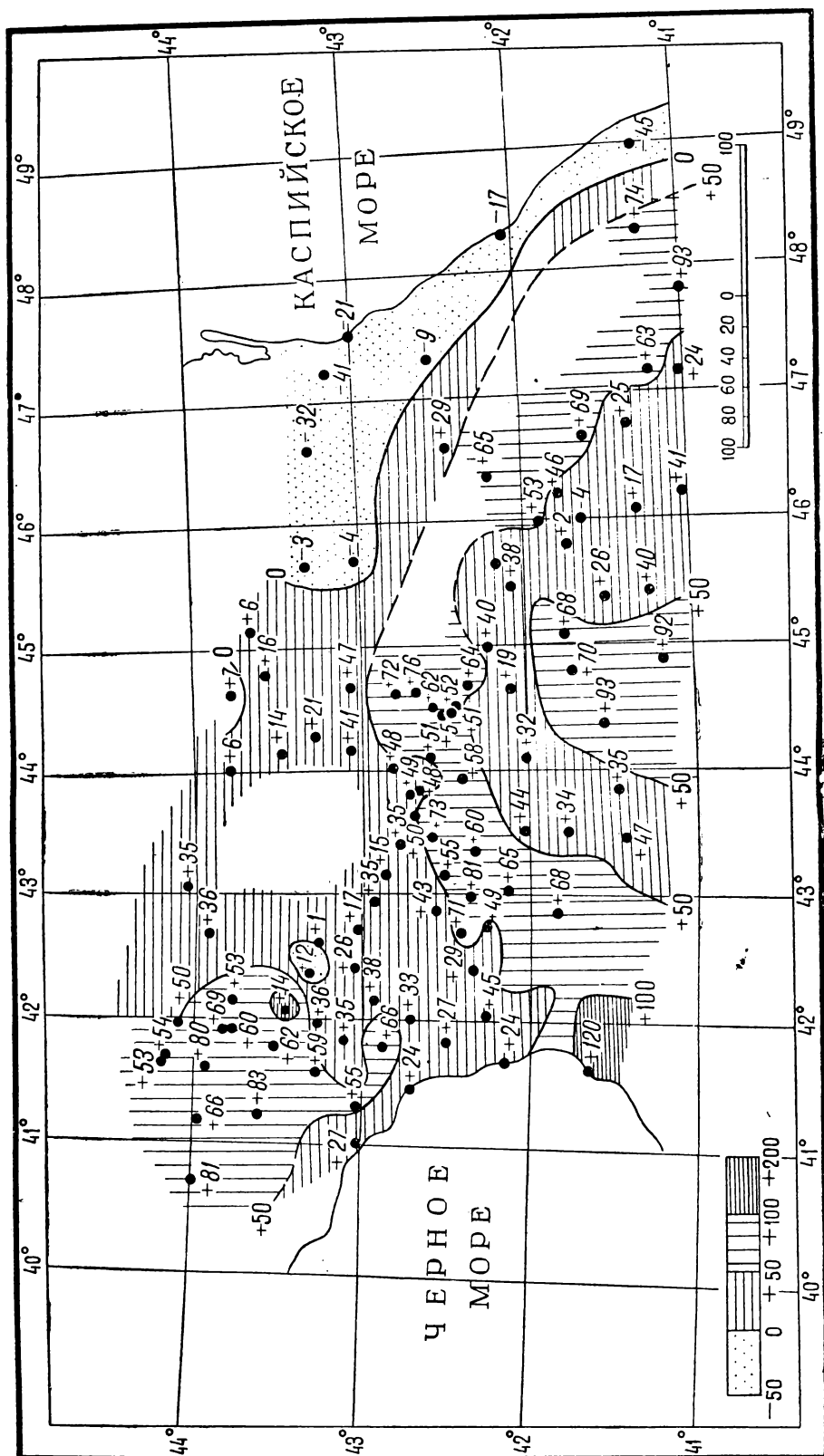
Черт. 1

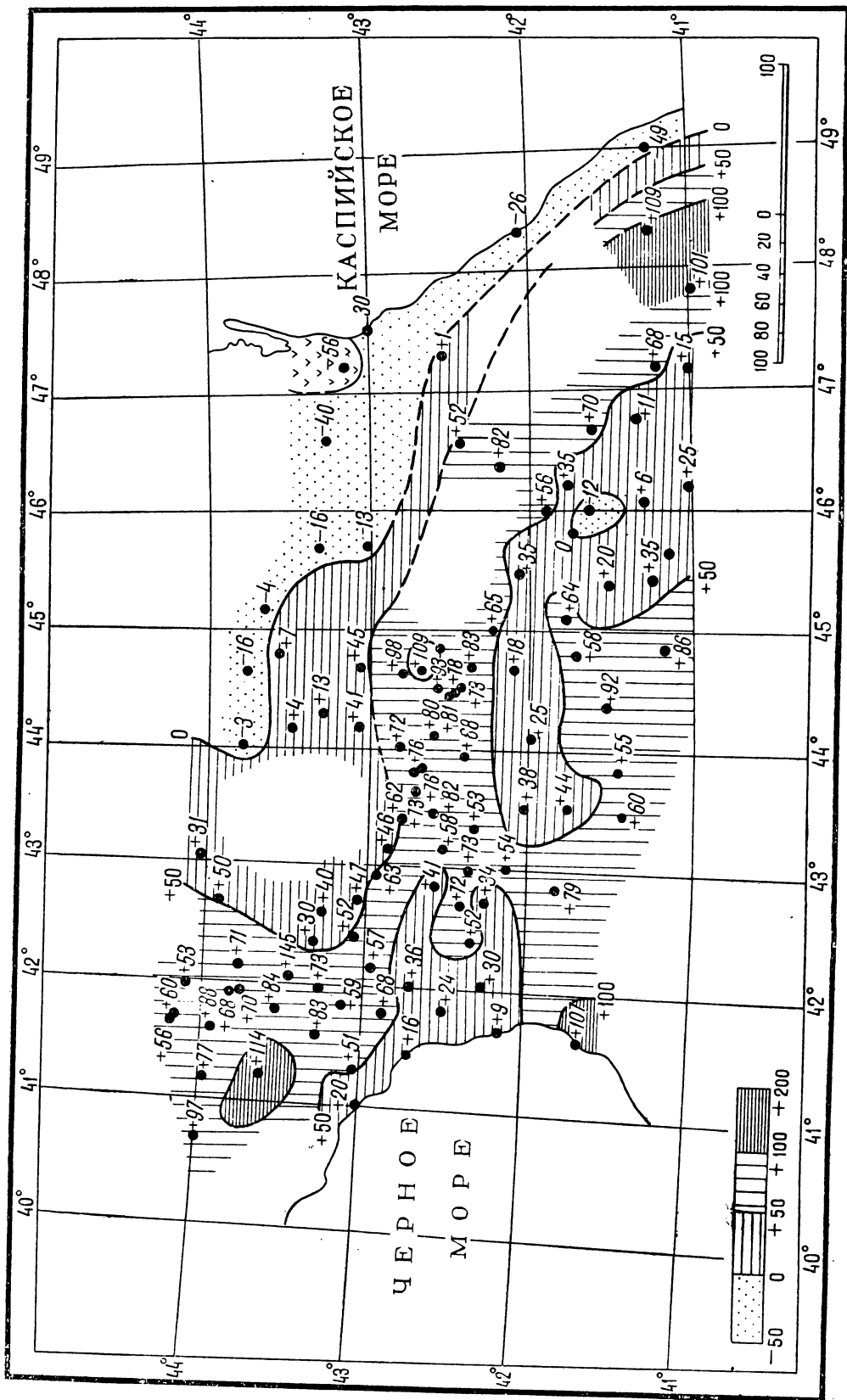
«локальный» характер. Величины аномалий резко уменьшены. Мы здесь приводим только карту региональных аномалий III типа (черт. 5).

Цифровой материал и карты аномалий показывают с большой убедительностью достоинства изостатических редукций регионального типа по сравнению с другими видами редукций, несмотря на весьма несовершенную методику их нахождения. Главная погрешность заключается в определении границ областей компенсации. По всей вероятности, неточность именно в этом обстоятельстве мы обязаны наличию на картах по краям районов значительных аномалий.

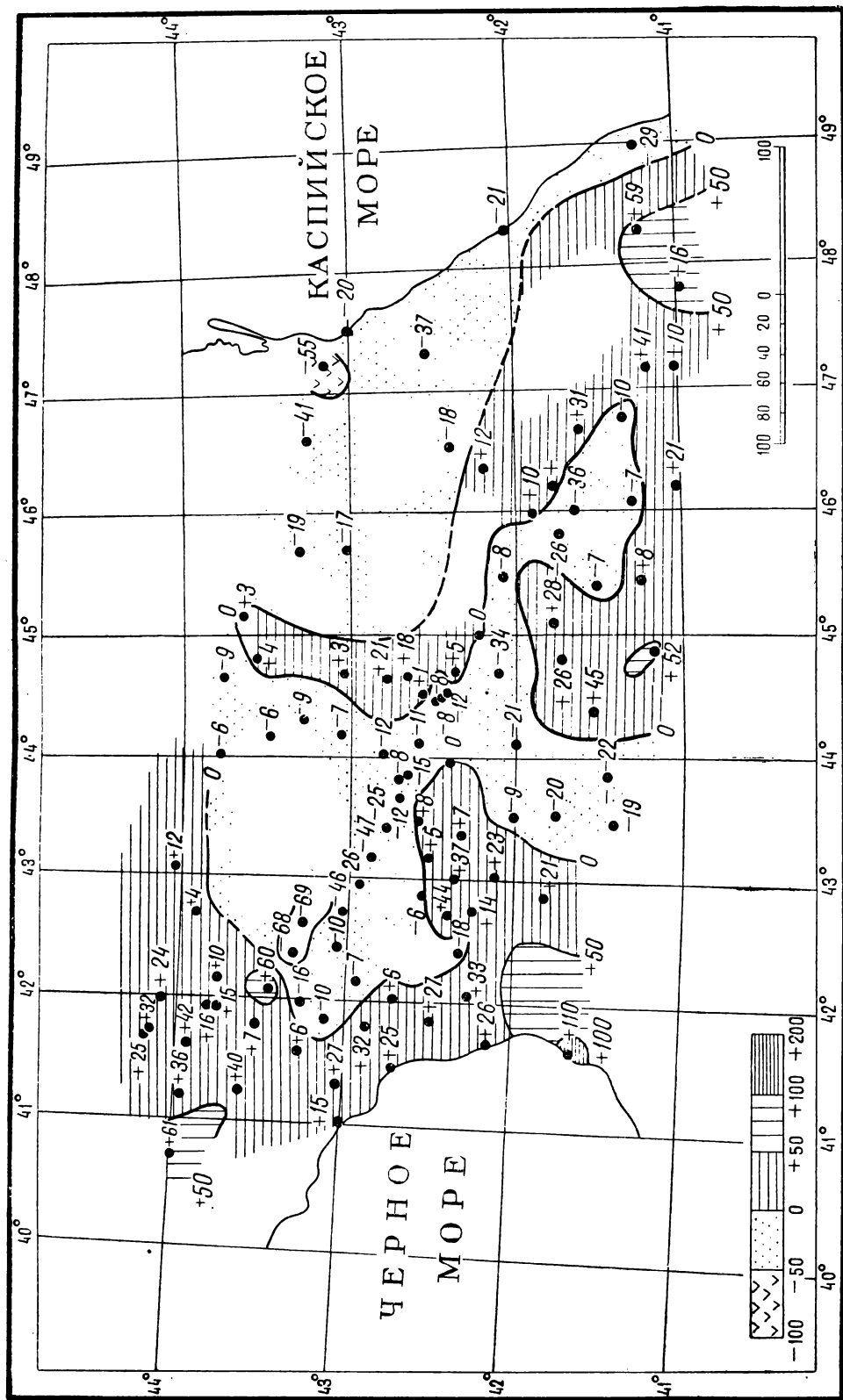


Черт. 2





Чепр. 4



Из сравнения формул региональных аномалий (11) видно, что как будто лучшим является II тип региональной редукции.

Если считать III региональную редукцию наиболее правильной и отвечающей действительному распределению масс, то, принимая во внимание ничтожное влияние отдельных зон, лежащих за 11-й зоной (во всех видах редукции оно не превышает нескольких миллигалов), можно предположить, что первый член в формулах аномалий обязан почти исключительно неточности нормальной формулы. Отсюда вытекает поправка к нормальной формуле Гельмерта, равная примерно $+29$ мгл*. К сожалению, нельзя ручаться за то, что предлагаемое нами решение (II региональная редукция) является единственным из всех возможных, имеющих наименьший коэффициент зависимости от рельефа, а потому наши выводы в известной степени носят приближенный характер.

4. Некоторые выводы и заключения**

Применение изостатического метода для решения задач высшей геодезии и теории фигуры Земли возможно в двух направлениях: в виде изостатических аномалий силы тяжести и в виде изостатических отклонений отвеса.

Изостатические аномалии находят себе применение:

- 1) при выводе коэффициентов нормальной формулы,
- 2) при использовании формулы Стокса или ее аналогов,
- 3) при интерполировании значений силы тяжести и
- 4) при экстраполировании значений силы тяжести для нахождения гипотетических значений в местах, где отсутствует гравиметрическая съемка.

1. Известно, что средняя алгебраическая аномалия в свободном воздухе в сильнейшей степени зависит от случайного характера расположения (по высоте) гравиметрических пунктов, от их числа и т. д. Более правильно отыскивать среднюю аномалию по средней высоте района, исходя из уравнения зависимости от высоты или графика. Но даже в этом случае среднее квадратическое отклонение будет весьма велико. Эти два обстоятельства сильно затрудняют, с одной стороны, отыскание средней аномалии, требуя значительного числа пунктов и равномерного их размещения по высоте, а с другой стороны, придают даже правильно найденной средней при большой величине отклонения в значительной степени условный характер.

Эти недостатки свойственны в значительно более слабой степени изостатическим аномалиям. В случае удачного выбора изостатической редукции, аномалии не зависят от высоты, и, следовательно, отпадает необходимость равномерного распределения пунктов по всем высотам, совершенно неизбежная для метода в свободном воздухе. Далее, нахождение правильной средней требует в этом случае значительно меньшего числа пунктов, которые все могут быть размещены на небольших высотах. Наконец, величина среднего отклонения, обычно в два раза меньшая, придает изостатической средней более осмысленный, устойчивый и реальный характер.

2. В формуле Стокса и в формуле Венинг Мейнеса обычно употребляется в качестве основного элемента именно средняя алгебраическая аномалия в свободном воздухе, обладающая всеми отмеченными выше недостатками, особенно усиливающимися в горных районах. Как совершенно верно заметил А. А. Михайлов ([11], 23—40), выбор той или иной

* Любопытно отметить, что поправка к нормальной формуле Гельмерта для перехода к формуле Красовского [3] составляет $+21$ мгл.

** Редактор не считал себя вправе вносить изменения в выводы автора, хотя со многими из них не согласен. Взгляды редактора будут изложены в отдельной статье. (Ред.).

редукции — в свободном воздухе, изостатической или иной, — имеет для данного случая отнюдь не принципиальный, а технический характер (большая или меньшая степень точности, большая простота вычислений и т. д.). Поэтому применение изостатических аномалий безусловно целесообразнее, чем каких-либо иных, например в свободном воздухе или чисто топографических.

Заметим, что хотя чисто топографические аномалии и могут быть лишены отрицательных свойств аномалий в свободном воздухе, в силу их слабой зависимости от высоты, подобно, например, региональным аномалиям, но их использование требует дополнительных поправок за смещение уровенной поверхности, весьма значительных по величине, которые определяются из рельефа по всей Земле. Подобное усложнение вряд ли может быть оправдано даже с чисто практической точки зрения, так как сама техника вычислений топографической редукции отнюдь не проще изостатической.

3. Большее значение имеет задача интерполирования значений силы тяжести в горных районах, в которых обычно гравиметрические пункты располагаются в низких местах, а вершины гор остаются «белыми пятнами» гравиметрической съемки. Совершенно очевидно, что все преимущества находятся на стороне аномалий со слабой зависимостью от высот рельефа, так как легче и точнее интерполировать при помощи графиков и карт этого типа, чем при помощи, например, графиков и карт аномалий со значительной зависимостью. Поэтому в этом вопросе все преимущества находятся на стороне изостатических редукций.

Но задача интерполирования может ставиться и иначе: при помощи каких-либо редукций или аномалий найти аномалии в свободном воздухе в любых пунктах данной области. Для этого можно предложить разнообразные способы интерполирования: непосредственно по графику или уравниению самих аномалий в свободном воздухе, что весьма просто, хотя и не всегда надежно и точно; при помощи изостатических аномалий, не зависящих от высоты, — путем обратного перехода (введения редукции с обратным знаком) или же при помощи графика, или уравниения изостатической редукции. Так как вычислять изостатические редукции можно для этого случая приблизительно, то, принимая во внимание легкость и точность интерполяции самих изостатических аномалий, этот прием следует предпочесть предыдущему.

За последнее время делались попытки использовать для этих целей редукции топографического типа, в частности, например, редукции Буге. Не говоря уже об общеизвестных недостатках этих редукций с теоретической стороны, практические их преимущества перед редукциями изостатическими вызывают большие сомнения. С вычислительной точки зрения топографические редукции отнюдь не проще. В самом деле, если для упрощенной ее модификации (редукции Буге) все вычисления можно свести к элементарной формуле

$$f_B = AH_0,$$

где A — функция плотности, равная 0,11 при плотности, равной 2,67, то такой же вид имеют изостатические формулы локального типа, при таком же упрощенном предположении относительно масс рельефа и дальних зон. Редукции же регионального типа имеют вид

$$f_r = AH_0 + B\bar{H},$$

где A имеет то же значение, как у топографической. Разница между ними сводится к наличию у региональных редукций члена $B\bar{H}$, где $\bar{H}$ — средняя высота района, легко определяемая из карты. Если же мы будем вычислять топографическую редукцию во всей строгости, с учетом действия отдаленных зон и масс рельефа ближайших зон, то опять-таки

пропадает какая-либо разница между ними в вычислительном отношении, ибо как ту, так и другую можно привести к виду

$$f = \Sigma |AH + BH^*|,$$

где H — средняя высота зоны, и разница между ними сведется к другим величинам коэффициентов A и B^* .

Таким образом, с точки зрения вычислительной техники топографические редукции никаких преимуществ перед изостатическими не имеют. С точки же зрения соответствия действительности, все преимущества на стороне последних, ибо топографическую редукцию можно рассматривать только как абстрактный, математический прием. Это последнее обстоятельство иногда может отразиться и в численных результатах интерполирования при помощи редукции Буге или топографической вообще.

4. Если в предыдущих трех случаях вопрос о применении того или иного типа редукции имел почти исключительно практический, «служебный» характер, то вопрос о правильном предвычислении гипотетических аномалий в местах, не покрытых гравиметрической съемкой, приобретает уже принципиальный характер. Топографические редукции дадут заведомо неверный результат в силу того, что мы совершенно не в состоянии более или менее правильно вычислить свободный член в уравнении топографических аномалий. В то время, как в уравнениях (11) аномалий регионально-изостатических величина свободного члена незначительна и обусловлена, повидимому, главным образом неточностью нормальной формулы, у аномалий топографических она должна быть весьма велика, так как содержит в себе, во-первых, неучтенный эффект компенсации близких зон, который в случае регионального типа постоянен в данном районе; во-вторых, неучтенный эффект компенсации дальних зон — по величине того же порядка, как и топографический. Самое же главное — величина свободного члена у топографических аномалий будет меняться от района к району, и предвычислить его без учета средних высот и компенсации (т. е. оставаясь в рамках чисто топографических редукций) невозможно.

Все изложенное доказывает, что правильный и, пожалуй, единственный путь для решения указанных геодезических проблем заключается в применении изостатических методов редукции силы тяжести.

Какой же вид изостатической редукции следует считать наилучшим или, точнее, какая изостатическая схема распределения подземных масс является наиболее близкой к действительности? Нам кажется, что на основании приведенного статистического материала можно с большой долей вероятности утверждать, что по крайней мере для горных районов СССР наилучшими являются редукции регионального типа. Критерий «зависимости от высоты», который мы считаем единственно правильным, со всей ясностью говорит в пользу этого. К сожалению, второе важное заключение, которое мы пытались сделать раньше, используя и развивая этот принцип, а именно, определение поправки к нормальной формуле силы тяжести, оказывается невозможным для случая региональных аномалий по следующим причинам.

Пусть в любой точке земной поверхности удовлетворяется уравнение

$$g + r_1 + r_2 - \frac{\partial \gamma}{\partial n} H - \gamma = 0, \quad (12)$$

* Затруднения, связанные с квадратом высоты зоны, свойственны топографической редукции в большей степени, чем изостатической, у которой значение B меньше.

где g — наблюдаемое значение силы тяжести на земной поверхности, r_1 — полный эффект от уничтожения наружных масс (топографическая редукция), r_2 — полный эффект от уничтожения внутренних подземных масс (компенсационная редукция), γ — нормальная сила тяжести, $\frac{\partial \gamma}{\partial n} H$ — приведение за переход к уровню моря (редукция в свободном воздухе), и пусть для ограниченного участка земной поверхности имеют место следующие статистические формулы:

$$\left. \begin{aligned} g - \frac{\partial \gamma}{\partial n} H - \gamma' &= \Delta g = \delta_1 + k_1 H, \\ \gamma &= \gamma' + \delta_2, \\ r_1 &= t + k_3 H, \\ r_2 &= q + k_4 H, \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

где γ' — любая нормальная формула (приближенная); Δg — аномалия Фая; δ_2 — неизвестная поправка к ней для перехода к истинной нормальной формуле γ и далее δ_1, k_1, t, k_3 — коэффициенты интерполяционных формул зависимости от высоты, легко определяемые графически или аналитически из обработки соответствующего материала — аномалий в свободном воздухе и топографической редукции; q и k_4 — коэффициенты формулы неизвестной редукции компенсационных масс.

Из формул (12) и (13) следует:

$$\delta_1 - \delta_2 + q + t + (k_1 + k_3 + k_4) H = \alpha,$$

где α — остаток от применения интерполяционных формул, аналогичный аномалии силы тяжести.

Для $\alpha = \text{minimum}$ необходимо, чтобы

$$\left. \begin{aligned} k_4 &= -|k_1 + k_3|, \\ \delta_2 + q &= t + \delta_1. \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

Так как в правых частях последних равенств стоят известные величины, то отсюда вытекает условие для отыскания коэффициента зависимости от высоты k_1 для формулы неизвестной еще редукции r_2 ; он должен быть равен сумме известных коэффициентов $k_1 + k_3$ с обратным знаком. Найдя k_4 , найдем и соответствующее ему q , а следовательно, из второго уравнения (14) найдем и поправку δ_2 . Это рассуждение совершенно правильно в случае локального характера редукции, т. е. когда она имеет вид $q + k_4 H$, но все изменится в следующем особом случае, когда $-k_1 = k_3 = -0,1$ или, другими словами, когда коэффициент зависимости от высоты у аномалий в свободном воздухе равняется коэффициенту зависимости от высоты в топографической редукции, как это имеет место на Кавказе. Тогда

$$k_3 = 0,$$

$$r_2 = q,$$

т. е. искомая редукция подземных масс в данном районе постоянна, иными словами, распределение подземных масс имеет региональный характер.

Но в этом случае второе уравнение (14) остается уравнением с двумя неизвестными в силу неизвестности q , и найти, следовательно, поправку δ_2 для нормальной формулы таким способом невозможно. Как уже подчеркивалось, только с помощью дополнительных геофизических данных о характере залегания подземных масс можно попытаться преодолеть эту неопределенность. Может быть, некоторую ясность внесет

совместное изучение изостатических аномалий силы тяжести и уклонений отвеса.

Наконец, следует остановиться еще на одном интересном вопросе—именно на редукции Буге. Соответствующая ей формула аномалии Буге имеет вид:

$$\Delta g_B = g - \gamma - \frac{\partial \gamma}{\partial n} H - 2\pi k_\mu H, \quad (15)$$

где k — постоянная тяготения, μ — поверхностная плотность, так что при $\mu = 2,67$ коэффициент $2\pi k_\mu \approx 0,1$ (мгл, м). Редукция Буге является лишь частью топографической редукции, соответствуя редукции бесконечно плоской пластины. Поэтому топографическая редукция может быть написана в виде следующей приближенной формулы:

$$r = t - 2\pi k_\mu H + mH, \quad (16)$$

где t — постоянная и соответствует эффекту дальних зон, а mH — эффект, вызванный отступлением в различных местах плотности μ от принятой величины, а также от редукции масс рельефа, наложенных на пластину.

Вследствие неизбежной погрешности редукции и нормальной формулы в правой части (12) вместо 0 стоит некоторая остаточная величина α , являющаяся аналогом аномалии силы тяжести в данном пункте. Подставляя в (12) вместо r_1 величину (16) и применяя (15), получим

$$\alpha = \Delta g_B + \text{постоянная}, \quad (17)$$

если пренебречь величиной mH и при условии $r_2 = \text{const}$, т. е. при региональном характере компенсации.

Таким образом, приближенно, с точностью до постоянной, аномалия в горных районах может быть представлена аномалией Буге. В этом, повидимому, и кроется разгадка необъяснимой с теоретической стороны возможности применения редукции Буге в некоторых горных районах.

Не следует, однако, преувеличивать значение этого факта. Во-первых, формула (17) сугубо приближенная, во-вторых, нельзя забывать никогда о наличии постоянной части аномалии и, в-третьих, нельзя утверждать еще универсальность величины коэффициента у аномалий в свободном воздухе, равного $+0,1$ для всего земного шара.

Как известно, уклонение отвеса есть разность астрономических и геодезических координат. Если оно известно, то чрезвычайно легко использовать астрономические наблюдения для геодезических целей, например для геодезического обоснования съемки. Главная его часть—это горизонтальная слагающая притяжения возмущающих масс, подобно тому, как аномалия есть вертикальная составляющая того же притяжения. Но, кроме того, как показал проф. Ф. Н. Красовский, в уклонении отвеса есть и систематическая часть, вызванная неточностью размеров и ориентировки выбранного эллипсоида относимости.

Таким образом, главной частью редукции уклонений отвеса является редукция, вызванная возмущающими массами — наружными и подземными. Для правильного выбора системы редукции уклонения отвеса большее значение имеет принятый нами критерий зависимости от высоты для аномалий. Было бы неправильно разбирать эти вопросы отдельно, изолированно друг от друга. Их тесная взаимная связь несомненна. Если какой-либо тип редукции силы тяжести оказывается наилучшим для аномалий, то такой же результат можно ожидать и от уклонений отвеса после применения того же типа редукции, так как редукция силы тяжести есть одновременно и интерпретация строения подземных масс. Каждой гипотетической картине распре-

ления масс соответствует определенная величина вертикальной и горизонтальной составляющих. Если значения первой из них оказываются близкими к действительности (на основании критерия зависимости от высот), то есть достаточно оснований считать данную схему близкой к действительности и, следовательно, воспользоваться ею при вычислении редукции уклонений отвеса. Вот почему так важно для вычисления уклонений отвеса предварительное изучение аномалий силы тяжести и их редукций.

Так как наилучшими для аномалий силы тяжести оказались редукции регионального типа, то именно их следует в первую очередь испробовать для уклонений отвеса. Основное затруднение заключается в правильном нахождении границ областей компенсации или в правильном подборе параметров у редукции Венинг Мейнеса. Заметим еще следующее: при чисто региональных редукциях (например, описанных выше типов I, II, III) компенсационная редукция для уклонения отвеса равна нулю и, следовательно, остается одна топографическая редукция. Некоторым подтверждением этого является, казалось бы, исследование Стебницкого по уклонениям отвеса на Кавказе, где он применял одну только топографическую редукцию и как будто добился хороших результатов. Но, по всей вероятности, это только грубое приближение, и, повидимому, лучшего результата можно добиться путем региональной редукции, где правильно намечены области компенсации или редукции Венинг Мейнеса. В этом направлении и следует вести работу в дальнейшем, пытаясь одновременно привлечь на помощь геофизико-геологические данные о строении земной коры.

П Р И Л О Ж Е Н И Я

Таблица I

Топографическая редукция в зонах N и O (16 отд.), в мгл

Относительная высота h , в км	З о н ы		Относительная высота h , в км	З о н ы	
	N	O		N	O
0	0	0	0	0	0
+ 0,5	0	0	- 0,5	0	0
+ 1,0	0	0	- 1,0	0	0
+ 1,5	0	0	- 1,5	+ 1	+ 1
+ 2,0	+ 1	0	- 2,0	+ 1	+ 1
+ 2,5	+ 1	0	- 2,5	+ 2	+ 2
+ 3,0	+ 2	0	- 3,0	+ 3	+ 2

Таблица II

Топографическая редукция в зонах 18—11 (8 отд.), в 0,1 мгл

Относительная высота h , в км	З о н ы							
	18	17	16	15	14	13	12	11
0	0	0	0	0	0	0	0	0
+ 1	0	0	0	0	0	- 2	- 2	- 2
+ 2	0	0	0	- 1	- 1	- 3	- 4	- 5
+ 3	- 1	- 1	- 1	- 1	- 1	- 4	- 5	- 8
+ 4	0	- 1	- 1	- 1	- 2	- 5	- 6	- 10
+ 5	0	0	- 1	- 2	- 2	- 6	- 8	- 12

Относительная высота h , в км	З о н ы							
	18	17	16	15	14	13	12	11
0	0	0	0	0	0	0	0	0
— 1	0	0	+ 1	+ 1	+ 1	+ 2	+ 2	+ 2
— 2	+ 1	+ 1	+ 1	+ 1	+ 2	+ 3	+ 4	+ 5
— 3	+ 1	+ 1	+ 2	+ 2	+ 2	+ 5	+ 6	+ 8
— 4	+ 2	+ 2	+ 2	+ 2	+ 3	+ 7	+ 8	+10
— 5	+ 2	+ 3	+ 3	+ 3	+ 4	+ 8	+10	+13

Таблица III

Топографическая редукция пластины в зонах
18—14 и 13—11 (1 отд.), в 0,1 мгл

H_0 , в м	З о н ы		H_0 , в м	З о н ы	
	18—14	13—11		18 — 14	13 — 11
0	0	0	2000	— 37	— 98
100	— 2	— 4	2100	— 39	— 103
200	— 3	— 10	2200	— 42	— 108
300	— 4	— 14	2300	— 44	— 113
400	— 6	— 19	2400	— 46	— 118
500	— 8	— 24	2500	— 48	— 124
600	— 10	— 28	2600	— 51	— 128
700	— 11	— 33	2700	— 54	— 134
800	— 13	— 38	2800	— 56	— 138
900	— 15	— 43	2900	— 58	— 144
1000	— 17	— 48	3000	— 61	— 150
1100	— 18	— 53	3100	— 64	— 155
1200	— 19	— 58	3200	— 66	— 160
1300	— 22	— 62	3300	— 68	— 166
1400	— 24	— 68	3400	— 71	— 171
1500	— 26	— 72	3500	— 74	— 176
1600	— 28	— 78	3600	— 76	— 182
1700	— 30	— 83	3700	— 79	— 188
1800	— 33	— 88	3800	— 82	— 194
1900	— 35	— 93	3900	— 84	— 200
			4000	— 88	— 204

Таблица IV

Коэффициенты B_T' для вычисления топографической редукции
(в 0,1 мгл) по средней арифметической высоте зоны H (в км)

Зоны	A—G	H	I	J	K	L	M	N	O
B_T'	240	80	64	33	25	16	15	6	4

Примечание. В зоне A—G аргументом служит средняя (арифметическая) высота на границе зоны, по окружности радиусом 3,52 км.

Таблица V

Коэффициенты A_c для вычисления компенсационной редукции Хейфорда (в 0,1 мгл) по средней высоте зоны (в км), при $T = 96$ км и $\mu = 2,67$, и поправки за высоту станции (в ‰)

Зоны	A_c	Поправка при H_0				Зоны	A_c	Поправка при H_0			
		1	2	3	4			1	2	3	4
A—G	20,03	—17	—41	—57	—66	18	30,80	+ 2	+ 3	+ 5	+ 6
H	19,07	— 3	—10	—19	—28	17	30,84	+ 2	+ 3	+ 5	+ 6
I	34,49	— 1	— 4	— 9	—15	16	31,10	+ 2	+ 3	+ 5	+ 6
J	40,96	— 1	— 2	— 2	— 3	15	31,59	+ 2	+ 3	+ 5	+ 7
K	62,26	0	— 1	— 2	— 3	14	32,50	+ 1	+ 3	+ 6	+ 7
L	87,97	0	0	0	0	13	56,19	+ 2	+ 3	+ 5	+ 6
M	204,75	0	+ 1	+ 2	+ 2	12	41,22	+ 1	+ 2	+ 4	+ 5
N	173,93	0	+ 1	+ 2	+ 3	11	41,65	+ 1	+ 2	+ 3	+ 4
O	157,82	+ 2	+ 3	+ 5	+ 6						

Примечание. В зоне A—G аргументом служит средняя высота на ее границе, т. е. на окружности радиусом 3,52 км.

Таблица VI

Коэффициенты A_c и B_c для вычисления компенсационной редукции Хейсканена — Эри (в 0,1 мгл) по средним высотам зон (в км) при $\mu = 2,67$, $\Delta\mu = 0,6$ и $T_0 = 60$ км

Зоны	Коэффициенты		Зоны	Коэффициенты	
	A_c	B_c		A_c	B_c
A—G	1,85	— 0,08	18	39,3	+ 0,80
H	2,19	— 0,11	17	39,1	+ 0,90
I	6,38	— 0,34	16	39,0	+ 1,00
J	11,78	— 0,62	15	39,4	+ 1,00
K	26,75	— 1,20	14	39,9	+ 1,10
L	57,25	— 2,67	13	67,6	+ 1,85
M	206,5	— 7,00	12	48,2	+ 1,15
N	219,5	— 2,30	11	47,0	+ 0,97
O	205,0	+ 2,00			

Примечание. В зоне A—G аргументом служит средняя высота зоны в целом, как и в последующих.

Таблица VII

Коэффициенты K_j для вычисления региональной компенсационной редукции (в 0,1 мгл) по средним высотам зон (в км)

I — область компенсации до 166,7 км
 II — " " " 338,9 "
 III — " " " 873,1 "

Зоны	Коэффициент K_j			Зоны	Коэффициент K_j		
	I	II	III		I	II	III
A—G	15,5	9,4	4,4	18	—	58,0	26,4
H	7,4	4,7	2,2	17	—	69,3	31,9
I	14,0	8,4	4,4	16	—	87,0	39,6
J	17,7	11,2	5,5	15	—	112,3	51,6
K	28,1	17,8	7,7	14	—	149,8	68,1
L	44,3	27,1	12,1	13	—	—	176,9
M	133,0	82,4	37,4	12	—	—	203,3
N	178,1	110,4	50,5	11	—	—	291,2
O	300,0	186,3	85,7				

Примечание. В зоне A—G аргументом служит средняя высота зоны в целом.

Таблица VIII

Коэффициенты A_c для вычисления компенсационной
редукции Венинг Мейнеса (в 0,1 мгл) по средней
высоте зоны (в км)

Зоны	Коэффициент A_c	Зоны	Коэффициент A_c
A—G	1	18	36
H	2	17	31
I	4	16	29
J	9	15	25
K	20	14	23
L	46	13	37
M	214	12	27
N	325	11	31
O	310		

Примечание. Значения взяты с подлинной таблицы № 29 из Bulletin Géodésique. Аргумент зоны A—G—средняя высота всей зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Heiskanen. Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie. Abh. d. Finn. Geod. Inst. Helsinki, 1924.
2. Евсеев С. В. Исследование топографо-изостатической редукции уклонений отвеса и силы тяжести на Кавказе. Тр. ЦНИИГАиК, вып. 29, Москва, 1939.
3. Евсеев С. В. Изостатические аномалии силы тяжести на Кавказе и проблемы геодезической гравиметрии. Тр. ЦНИИГАиК, вып. 29, Москва, 1939.
4. Гутенберг. Строение Земли. М.—Л., 1935.
5. Handbuch der Geophysik, Bd. I, L. 4.
6. Vening Meinesz. Une nouvelle methode pour la reduction isostatique régionale de l'intensité de la pesanteur. Bull. Géodésique, 29, 1931.
7. Евсеев С. В. Вычисление изостатических редукций силы тяжести на Урале и в Поволжье. Тр. ЦНИИГАиК, вып. 17, М., 1937.
8. Унттекер и Робинсон. Математическая обработка результатов наблюдений. М.—Л., 1933.
9. Cassinis, Dore, Ballarin. Le tavole fondamentali per la riduzione dei valori osservati della gravità. Publ. Inst. di Topografia e geodesia, 1937.
10. Bulletin Géodésique, № 30, 1931.
11. Михайлов А. А. О применении формулы Стэнса и редукциях силы тяжести. Доклады советских делегаций VIII и IX конфер. Балт. геод. комиссии. Изд. ГУГСК НКВД СССР, М. 1937.

О потенциале бесконечно тонкой эллиптической пластинки

1. Ньютонов потенциал тела заданной формы в редких лишь случаях удается представить формулой простого вида, удобной для приложений. Причина заключается в том, что интегралы, входящие в состав формулы потенциала, как правило, в элементарных функциях не выражаются и большей частью имеют сложное строение, характер которого зависит от формы тела, закона распределения плотностей, положения притягиваемой телом точки и т. п. Но если потенциал не может быть представлен конечной, свободной от знака интеграла формулой для произвольного положения притягиваемой точки, такую формулу иногда можно получить для некоторых определенных положений этой точки.

Как пример счастливого разрешения такой задачи рассмотрим вычисление потенциала бесконечно тонкой эллиптической пластинки для случая, когда притягиваемая точка лежит на нормали к площади эллипса, проходящей через его центр. В таком случае интегрирование удастся довести до конца и выразить потенциал U пластинки через эллиптические интегралы первого и второго рода, для вычисления которых существуют таблицы.

Чтобы иметь представление о характере решения в общем случае, формулу потенциала выведем сначала в предположении, что притягиваемая точка занимает произвольное положение, а из нее как частный случай получим нужную для дальнейших преобразований формулу.

Рассмотрим эллипс

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1, \quad z=0, \quad (a>b), \quad (1)$$

покрытый бесконечно тонким слоем постоянной плотности μ . Пусть ξ, η обозначают прямоугольные декартовы координаты произвольной точки M на площади S эллипса (1), ρ — радиус-вектор ее, а φ — угол радиуса-вектора ρ с положительным направлением оси η . Тогда

$$\xi = \rho \sin \varphi, \quad \eta = \rho \cos \varphi, \quad (2)$$

и потенциал эллипса на внешнюю точку $P(x_0, y_0, z_0)$, масса которой принимается равной единице, выразится двойным интегралом, распространенным на площадь S :

$$U = k\mu \iint_S \frac{\rho \, d\rho \, d\varphi}{R} = k\mu \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^r \frac{\rho \, d\rho}{R}. \quad (3)$$

Здесь k обозначает постоянную притяжения, R — расстояние точки P от точки M , где находится притягивающий ее элемент $dm = \mu \rho \, d\rho \, d\varphi$, которое, полагая для краткости

$$x_0 \sin \varphi + y_0 \cos \varphi = A, \quad x_0^2 + y_0^2 + z_0^2 = B, \quad (4)$$

можно представить формулой

$$R = \sqrt{\rho^2 - 2A\rho + B}. \quad (5)$$

Верхний предел интеграции по ρ

$$r = \frac{ab}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}} = \frac{b}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}} \quad (6)$$

есть значение радиуса-вектора ρ на граничном контуре, которое получается из уравнения эллипса, заменяя x и y соответственно через ξ и η .

Выполнив в (3) интегрирование по φ , получим следующее выражение для потенциала U :

$$U = k\mu \int_0^{2\pi} \left\{ \sqrt{r^2 - 2Ar + B} - \sqrt{B} + A \ln \frac{r - A + \sqrt{r^2 - 2Ar + B}}{\sqrt{B} - A} \right\} d\varphi, \quad (7)$$

где r , A и B имеют значения, указанные формулами (6) и (4). Из четырех интегралов, входящих в правую часть равенства (7), два интеграла:

$$\int_0^{2\pi} \sqrt{B} d\varphi = 2\pi\sqrt{B} \quad \text{и} \quad \int_0^{2\pi} \ln(\sqrt{B} - A) d\varphi$$

вычисляются без затруднений, а два других, вообще говоря, через элементарные функции не выражаются, но для некоторых положений точки P они могут быть представлены комбинацией эллиптических интегралов первого, второго и третьего рода, на чем мы сейчас, равно как и на попытках получения для них приближенных формул, останавливаться не будем.

2. Перейдем теперь к рассмотрению упомянутой частной задачи, предполагая, что притягиваемая точка P находится на расстоянии h от начала O на нормали к поверхности пластинки, проходящей через центр эллипса и совпадающей с положительным направлением оси z . Значения A , B и R в этом случае будут:

$$A = 0; \quad B = h^2; \quad R = \sqrt{r^2 + h^2}, \quad (8)$$

и формула (7) примет вид:

$$U = k\mu \int_0^{2\pi} \left\{ \sqrt{r^2 + h^2} - h \right\} d\varphi, \quad (7)$$

где

$$r^2 + h^2 = \frac{a^2 b^2}{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi} + h^2 = h^2 \frac{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi + c^2}{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}, \quad (9)$$

$$a \quad c^2 = \frac{a^2 b^2}{h^2}. \quad (10)$$

Преобразуем выражение (9) к более простому виду посредством подстановки:

$$b \operatorname{tg} \varphi = a \operatorname{ctg} \theta. \quad (11)$$

Будем иметь

$$\begin{aligned} \frac{r^2 + h^2}{h^2} &= \frac{(a^2 + c^2) \cos^2 \varphi + (b^2 + c^2) \sin^2 \varphi}{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi} = \frac{(a^2 + c^2) + (b^2 + c^2) \operatorname{tg}^2 \varphi}{a^2 + b^2 \operatorname{tg}^2 \varphi} = \\ &= \frac{(a^2 + c^2) + \frac{a^2}{b^2} (b^2 + c^2) \operatorname{ctg}^2 \theta}{a^2 (1 + \operatorname{ctg}^2 \theta)} = \frac{a^2 + c^2}{a^2} \sin^2 \theta + \frac{b^2 + c^2}{b^2} \cos^2 \theta = \\ &= \frac{b^2 + c^2}{b^2} - \left(\frac{c^2}{b^2} - \frac{c^2}{a^2} \right) \sin^2 \theta = \frac{b^2 + c^2}{b^2} \left\{ 1 - \frac{a^2 - b^2}{a^2} \cdot \frac{c^2}{b^2 + c^2} \sin^2 \theta \right\}, \end{aligned}$$

или

$$r^2 + h^2 = h^2 \frac{b^2 + c^2}{b^2} (1 - k^2 \sin^2 \theta), \quad (12)$$

где

$$k^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2} \cdot \frac{c^2}{b^2 + c^2} = \frac{e^2 c^2}{b^2 + c^2} = e_1^2 < 1. \quad (13)$$

Дифференцируя обе части равенства (11), получим:

$$b(1 + \operatorname{tg}^2 \varphi) d\varphi = -a(1 + \operatorname{ctg}^2 \Theta) d\Theta,$$

откуда

$$d\varphi = -\frac{a(1 + \operatorname{ctg}^2 \Theta)}{b(1 + \operatorname{tg}^2 \Theta)} d\Theta = -\frac{a(1 + \operatorname{ctg}^2 \Theta)}{b\left(1 + \frac{a^2}{b^2} \operatorname{ctg}^2 \Theta\right)} d\Theta,$$

или

$$d\varphi = -\frac{b}{a} \cdot \frac{d\Theta}{1 - e^2 \sin^2 \Theta}. \quad (14)$$

Подставляя (12) и (14) в (7), получим:

$$U = k\mu h \left\{ \frac{\sqrt{b^2 + c^2}}{a} \int_0^{2\pi} \frac{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}}{1 - e^2 \sin^2 \Theta} d\Theta - 2\pi \right\} \quad (15)$$

Замечая, что

$$\int_0^{2\pi} \frac{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}}{1 - e^2 \sin^2 \Theta} d\Theta = 4 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}}{1 - e^2 \sin^2 \Theta} d\Theta,$$

предыдущее равенство можно записать так:

$$U = 2k\mu h \left\{ 2 \frac{b^2 + c^2}{a} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}}{1 - e^2 \sin^2 \Theta} d\Theta - \pi \right\}. \quad (16)$$

Входящий в равенство (16) интеграл нетрудно привести к линейной комбинации полных эллиптических интегралов первого и третьего рода. Действительно,

$$\begin{aligned} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}}{1 - e^2 \sin^2 \Theta} d\Theta &= \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{1 - k^2 \sin^2 \Theta}{(1 - e^2 \sin^2 \Theta) \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}} d\Theta = \\ &= \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\Theta}{(1 - e^2 \sin^2 \Theta) \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}} - k^2 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{\sin^2 \Theta d\Theta}{(1 - e^2 \sin^2 \Theta) \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}}, \quad (17) \end{aligned}$$

но

$$\int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\Theta}{(1 - e^2 \sin^2 \Theta) \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}} = \Pi(-e^2, k) \quad (17')$$

есть полный эллиптический интеграл третьего рода, параметром Лежандра для которого является число $n = -e^2$, а

$$\int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{\sin^2 \Theta d\Theta}{(1 - e^2 \sin^2 \Theta) \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}} = \Pi_1(-e^2, k) \quad (18)$$

есть полный эллиптический интеграл третьего рода, сопряженный (17). Лежандр* доказал, что полный эллиптический интеграл третьего рода всегда может быть выражен через эллиптические интегралы первого и второго рода, а также дал соответствующие формулы и метод преобразования. Так как в рассматриваемом случае параметр Лежандра $n = -e^2$ отрицателен и по абсолютной величине меньше единицы, то для приведения интеграла (18) к виду, требуемому формулой Лежандра, полагаем

$$n = -e^2 = -1 + k'^2 \sin^2 \beta, \quad (19)$$

где $k' = \sqrt{1-k^2}$ есть дополнительный модуль. Тогда формула, связывающая интеграл (18) с эллиптическими интегралами первого и второго рода, будет**:

$$\begin{aligned} k'^2 \sin \beta \cos \beta \sqrt{1 - k'^2 \sin^2 \beta} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{\sin^2 \Theta}{1 - (1 - k'^2 \sin^2 \beta) \sin^2 \Theta} \cdot \frac{d\Theta}{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}} = \\ = \frac{\pi}{2} - [KE(\beta, k') + (E - K)F(\beta, k')], \end{aligned} \quad (20)$$

где K и E — полные эллиптические интегралы первого и второго рода, а $E(\beta, k')$ и $F(\beta, k')$ — эллиптические интегралы первого и второго рода, определяемые равенствами:

$$E(\beta, k') = \int_0^{\beta} \sqrt{1 - k'^2 \sin^2 \Theta} d\Theta; F(\beta, k') = \int_0^{\beta} \frac{d\Theta}{\sqrt{1 - k'^2 \sin^2 \Theta}}. \quad (21)$$

Определив из уравнения (19) значения синуса и косинуса вспомогательной амплитуды β :

$$\sin \beta = \sqrt{\frac{b^2 + c^2}{a^2 + c^2}}; \quad \cos \beta = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2 + c^2}},$$

из уравнения (20) найдем выражение эллиптического интеграла $\Pi_1(-e^2, k)$ через эллиптические интегралы первого и второго рода:

$$\Pi_1(-e^2, k) = \frac{a \sqrt{a^2 + h^2}}{bh} \left\{ \frac{\pi}{2} - KE(\beta, k') + (K - E)F(\beta, k') \right\}. \quad (22)$$

Так как

$$\begin{aligned} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{1}{(1 - e^2 \sin^2 \Theta) \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}} - e^2 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{\sin^2 \Theta}{(1 - e^2 \sin^2 \Theta) \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \Theta}} = \\ = \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\Theta}{1 - k^2 \sin^2 \Theta}, \end{aligned}$$

то эллиптический интеграл третьего рода $\Pi(-e^2, k)$ выражается через интеграл $\Pi_1(-e^2, k)$ ему сопряженный, следующим образом:

* Legendre A. M. Traité des fonctions elliptiques, I, ch. XXII, p. 132—140.

** См. там же, стр. 141—142 или А. Enneper. Elliptische Functionen. 2 Auflage Halle, 1890, S. 246—248.

$$\Pi(-e^2, k) = k + e^2 \Pi_1(-e^2, k). \quad (23)$$

Пользуясь равенствами (17), (22) и (23), уравнение (16), определяющее искомый потенциал, может быть в окончательном виде записано так:

$$U = 2k\mu h \left\{ \frac{b}{a} \sqrt{1 + \frac{a^2}{h^2}} (2K - \Pi) + 2[KE(\beta, k') + (K - E)F(\beta, k')] \right\}; \quad (24)$$

это и есть формула, которую желательно было получить.

3. Возвращаясь к общему случаю, когда притягиваемая точка $P(x_0, y_0, z_0)$ занимает произвольное положение, заметим, что для потенциала U можно получить другое, более изящное выражение, рассматривая, как это сделал Риман*, потенциал эллиптической пластинки U как предельный случай потенциала трехосного эллипсоида,

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} = 1; \quad (a > b > c),$$

малая ось которого c стремится к нулю.

Формула Римана**

$$U = 2k\mu \int_{\lambda}^{\infty} \sqrt{1 - \frac{x_0^2}{a^2 + s} - \frac{y_0^2}{b^2 + s} - \frac{z_0^2}{s}} \cdot \frac{ds}{\sqrt{s(1 + \frac{s}{a^2})(1 + \frac{s}{b^2})}}, \quad (25)$$

где λ — положительный корень уравнения

$$\frac{x_0^2}{a^2 + \lambda} + \frac{y_0^2}{b^2 + \lambda} + \frac{z_0^2}{\lambda} = 1, \quad (26)$$

выведенная им на основании свойств потенциала, довольно длительным путем, короче может быть получена из формулы Дирихле для потенциала эллипсоида. Интеграл, входящий в формулу Римана, вообще говоря, не может быть выражен в известных функциях, но в рассмотренном нами частном случае, т. е. когда точка P находится на оси z , интеграл

$$U = 2k\mu \int_{h^2}^{\infty} \sqrt{1 - \frac{h^2}{s}} \cdot \frac{ds}{\sqrt{s(1 + \frac{s}{a^2})(1 + \frac{s}{b^2})}}. \quad (27)$$

Полагая

$$\frac{s}{h^2} = u, \quad \frac{a^2}{h^2} = \alpha, \quad \frac{b^2}{h^2} = \beta, \quad (28)$$

он легко приводится к виду

$$U = 2k\mu \sqrt{\alpha\beta} \int_1^{\infty} \frac{u-1}{u} \cdot \frac{du}{\sqrt{(u-1)(u+\alpha)(u+\beta)}}. \quad (29)$$

а этот последний посредством известных формул преобразования приводится к линейной комбинации полных эллиптических интегралов 1-го и третьего рода. Пользуясь формулой Лежандра, получим окончательную формулу (24). Надо заметить, что способ получения формулы (24), основанный на формуле (25) Римана, значительно сложнее того, который был использован нами в этой статье.

* Riemann B. Gesammelte Werke, 2 Auflage, Abh. XII.

** Matieu E. Théorie du potentiel. Paris, 1885, p. 140—148. Kellogg O. D. Fundation of Potential Theory, 1929, p. 194.

О температурном динамическом эффекте в гравиметре

За последнее десятилетие достигнут большой успех в области создания статических гравиметров. Простота в обращении с ними, высокая производительность и высокая точность способствовали быстрому внедрению этих приборов в производство, во многом ограничив количество задач, решаемых с помощью вариометров и маятников. В ЦНИИГАиК с 1937 г. ведутся систематические работы под руководством М. С. Молоденского по созданию новых гравиметров. В настоящее время несколько гравиметров системы Молоденского, изготовленные экспериментальными мастерскими ЦНИИГАиК, успешно применяются на производственных работах. Гравиметры этой же системы с известными конструктивными изменениями выпускаются серийно Институтом прикладной геофизики Государственного Союзного геофизического треста Министерства нефтяной промышленности на одном из московских заводов. Эти гравиметры снабжены электрическим термостатом, благодаря чему, в основном, устраняются погрешности, возникающие из-за непостоянства температуры. Но наличие термостата во многом осложняет работу с гравиметрами. С другой стороны, результаты наблюдений с гравиметрами, не имеющими термостатов, показывают наличие значительных погрешностей, зависящих от неполного учета температурных влияний. Желание найти пути более точного учета этих влияний, что, может быть, позволит использовать гравиметры данной конструкции без термостата и тем значительно расширит область их применения, заставило предпринять настоящее исследование.

1. Источники температурного динамического эффекта

Положение индекса гравиметра A есть функция силы тяжести g , температуры t , плотности воздуха D , наклона φ и времени s . При измерении ускорения силы тяжести необходимо получить зависимость отсчета только от g . Для этого требуется исключить параметры t , D , φ , s . Угол наклона φ устанавливается с помощью уровней всегда одинаковым, таким именно, при котором $\frac{dA}{d\varphi}$ имеет минимум. Это осуществля-

ется при юстировке прибора. Зависимость от времени s устанавливается из наблюдений и обычно задается уравнением $\Delta A = k \Delta s$ (для малых промежутков времени), где коэффициент k есть так называемый вековой ход гравиметра или сползание нуля. Параметр D может быть исключен введением очевидной поправки $b \Delta D$, где b — так называемый барометрический коэффициент, а ΔD — изменение плотности воздуха в гравиметре. Иногда эта поправка исключается вовсе или поддержанием постоянного давления в приборе или барометрической компенсацией, при которой введение поправок за плотность становится нужным лишь при очень больших изменениях последней.

В гравиметрах, с которыми мы работали, зависимость отсчета от рассмотренных параметров D , φ , s невелика: при изменении давления на 1 мм ртутного столба отсчеты изменяются на 0,2 мгл; при изменении наклона на 3' отсчеты изменяются на 1 мгл; сползание нуля — порядка 1 мгл в сутки.

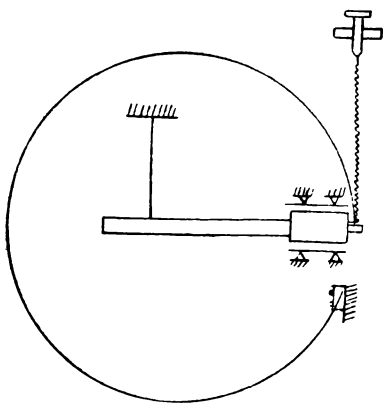
Большим и наиболее сложным является эффект влияния температуры. Изменения отсчетов гравиметров в зависимости от температуры составляют величину порядка одного—двух десятков миллигалов на градус (в гравиметрах с кварцевой системой—110 мгл на градус). Поэтому, если мы хотим получить точность измерений до 0,1 мгл, температуру надо измерять или поддерживать постоянной с точностью до 0,01—0,001°.

Изменение отсчета с температурой отнюдь не носит линейного характера. Это затрудняет устройство температурной компенсации, так как такая может быть удовлетворительной лишь для какого-то узкого интервала температуры.

Для исключения температурных влияний большинство авторов пошло по линии термостатирования прибора. У некоторых одновременно с этим предусмотрена температурная компенсация (Хаальк, Болиден). У других при наличии термостата измеряется также, более точно, температура и вносятся соответствующие поправки, причем, благодаря малому интервалу изменения температуры, — по линейному закону (Исияг). Наконец, существует несколько типов гравиметров, работающих без термостата, которые неизбежно требуют введения поправки за температуру, компенсированы ли они температурно или нет, и, обычно, по более сложному закону (Тиссен, Нооргард).

При первых работах с гравиметром Молоденского мы пользовались для установления зависимости отсчета от температуры кубической функцией.

Коэффициенты, входящие в эту функцию, находятся из системы уравнений, полученных из наблюдений при различных температурах при условии, что во время соответствующих наблюдений температура менялась очень медленно. Полученные коэффициенты будут надежно исправлять отсчет лишь тогда, когда выполняется указанное условие. В противном случае мы будем вносить неверные поправки, соответствующие только температуре термометра, которая будет отлична от температуры различных частей прибора.



Черт. 1

Основной частью исследованного нами пружинного гравиметра является упругая система, состоящая из рычага и плоской эливарной пружины. Свободный конец пружины скреплен с рычагом, подвешенным к раме на двух нитях. Смещение рычага служит мерой изменения силы тяжести. Принципиальная схема гравиметра представлена на черт. 1.

В гравиметре этой конструкции температурная поправка носит весьма сложный характер. Положение индекса зависит от температуры рычага, пружины и рамы.

Температурная деформация рамы сказывается на отсчетах незначительно, так как гравиметр рассчитан таким образом, чтобы малые смещения места подвеса рычага к раме не влияли на положение равновесия рычага.

Поправка за температуру рычага зависит от материала, из которого сделан рычаг, и имеет большое значение в случае, имеющем место у нас, когда рычаг латунный. Коэффициент теплового расширения латуни $18 \cdot 10^{-6}$ на 1°C , т. е. при изменении температуры на 1° рычаг удлиняется на $18 \cdot 10^{-6}$ своей длины. На ту же величину меняется создаваемый им момент. Значит, изменение нуля гравиметра при изменении температуры рычага на 1° соответствует изменению g на 18 мгл.

Третьим элементом гравиметра, чувствительным к переменам температуры, является эливарная пружина, температурные коэффициенты модуля упругости которой могут иметь весьма разнообразные значения, как положительные, так и отрицательные.

Температура отдельных частей гравиметра практически всегда различна. Положение осложняется еще больше тем, что и в отдельной части гравиметра (хотя бы в пружине) температура повсюду неодинакова. Пружина, расположенная в вертикальной плоскости, в верхней части своей должна иметь более высокую температуру, чем внизу. У места крепления с рамой и рычагом она должна иметь температуру, близкую этим последним.

Рычаг, обладающий большой массой по сравнению с массой пружины и расположенный горизонтально, вряд ли может иметь заметную неоднородность температуры в своем объеме, но, конечно, заметно должен отличаться по температуре от пружины.

Наконец, рассмотренная картина осложняется тем, что распределение температуры в приборе нестационарно. Температура отдельных частей гравиметра меняется со временем неодинаково. Рычаг, обладающий большой массой, меняет свою температуру значительно медленнее, чем пружина.

Практически нам известна температура, отсчитанная по термометру (ртутному или термометру сопротивления). Поправку в отсчеты мы вводим, пользуясь этой температурой, а для учета тепловой инерционности отдельных частей прибора вводится некоторый эмпирический член, называемый динамическим, пропорциональный скорости изменения температуры. С этим динамическим членом формула температурной поправки имеет вид:

$$A_0 - A = \alpha t + \beta t^2 + \delta t^3 + \gamma \frac{dt}{ds}, \quad (1)$$

где A_0 , α , β , δ , γ — некоторые постоянные прибора, определенные опытным путем. На самом деле γ зависит и от температуры и от скорости ее изменения. Далее мы убедимся, что введение коэффициента γ как постоянной величины ничем не обосновано.

От динамической поправки можно освободиться, если известны: 1) температура отдельных частей прибора, понимая под «отдельной частью» такую, которая при всех возможных температурных условиях имеет во всех своих точках одну и ту же температуру; 2) температурные характеристики этой части (именно: ее коэффициент температурного расширения, а для пружины, кроме того, и термоэластический коэффициент модуля Юнга); 3) коэффициент, который характеризует смещение индекса прибора под влиянием заданного изменения длины или упругости этой части прибора (этот коэффициент может быть получен расчетом, исходя из теории прибора).

Если все эти величины известны, то можно получить полную температурную поправку в отсчет гравиметра. Конечно, таким образом не будет учтен (если он имеет место) эффект типа «температурного последствия», который наблюдался в инваре и вполне возможен в элинваре. Этот эффект, по крайней мере в основной своей части, не поддается учету, так как природа этого явления и закономерности, его обуславливающие, очень сложны и еще мало изучены.

Считая известными указанные характеристики, температурную поправку, свободную от динамического члена, определим следующим образом.

Пусть t_i — температура i -той части прибора, α_i — истинный температурный коэффициент для температуры t_i ; k_i — некоторый коэффициент определяющий, какую часть от общего смещения индекса гравиметра при изменении температуры всех частей на одинаковую величину составит изменение, обусловленное i -той частью.

Если изменится температура только одной i -той части прибора на Δt_i , то отсчет гравиметра изменится на $k_i \alpha_i \Delta t_i$ миллигалов.

Назовем эффективной температурой $\bar{t}$ величину, определенную выражением:

$$\bar{t} = t_0 + \frac{\sum \alpha_i k_i \Delta t_i}{\sum \alpha_i k_i},$$

где t_0 — температура по термометру, а $\Delta t_i = t_i - t_0$ — отклонения температуры отдельных частей от температуры термометра.

Определенная таким образом температура является как бы средней весовой температурой по прибору, причем вес, с которым входят температурные влияния отдельных частей, определяется истинным температурным коэффициентом и влиянием деформации этой части на положение индекса прибора.

Введение $\bar{t}$ уже не оставляет места для динамического члена температурной поправки, и последняя представится теперь так:

$$\Delta A = \alpha \bar{t} + \beta \bar{t}^2 + \delta \bar{t}^3,$$

или с точностью до малых второго порядка относительно Δt_i и коэффициентов β и δ (также малых):

$$\Delta A = \alpha t_0 + \beta t_0^2 + \delta t_0^3 + \alpha \frac{\sum \alpha_i k_i \Delta t_i}{\sum \alpha_i k_i}.$$

Здесь α , β , δ — те же коэффициенты, что и в формуле (1).

Далее мы рассмотрим, как можно определить эффективную температуру гравиметра.

2. Приближенная теория распределения температуры в гравиметре

Рассмотрим вопрос получения эффективной температуры гравиметра в предположении, что теплообмен между отдельными частями прибора происходит только через воздух и характер теплообмена может быть описан известным законом Ньютона*.

Это предположение допустимо, так как отдельные части гравиметра, которые целесообразно выделить при определении t (рычаг, пружина, термометр), имеют друг с другом очень слабый непосредственный тепловой контакт. Приток тепла от рамы к пружине и от пружины к рычагу посредством теплопроводности возможен лишь через места соединения этих частей и определяется сечением пружины, а поскольку оно мало по сравнению с поверхностью этих частей (для пружины составляет $\frac{1}{3000}$), то на долю теплопроводности приходится в общем тепловом балансе незначительная часть.

По закону Ньютона количество тепла, передающегося от воздуха к данному телу, пропорционально разности температур и протекшему времени.

Так, для рычага:

$$dQ_p = k(T_v - T_p) ds,$$

где k — коэффициент внешней теплопроводности, а индексы являются начальными буквами слов «рычаг» и «воздух».

* Дальнейшие теоретические расчеты проведены тем методом, который с успехом применил Н. И. Парийский для исследования динамического эффекта в маятниковом приборе. „Геодезист“, 1939, № 11.

С другой стороны, это количество притекшего тепла пропорционально изменению температуры данного тела:

$$dQ_p = cdT_p,$$

где c — теплоемкость данного тела.

Таким образом, получаем исходное соотношение:

$$k(T_R - T_p) dz = cdT_p.$$

Для других частей прибора получаем подобные же соотношения.

Обозначая:

$$\left(\frac{k}{c}\right)_p = a^2; \left(\frac{k}{c}\right)_n = b^2; \left(\frac{k}{c}\right)_r = c^2,$$

напишем для основных частей гравиметра группу формул:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dT_p}{ds} &= a^2(T_R - T_p); \\ \frac{dT_n}{ds} &= b^2(T_R - T_n); \\ \frac{dT_r}{ds} &= c^2(T_R - T_r). \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

(индексы — начальные буквы соответственных частей гравиметра: рычаг, пружина, термометр; индекс «в» относится к воздуху).

Уравнения (2) представляют собой линейные дифференциальные уравнения первого порядка с правой частью и легко интегрируются известными методами.

Беря решение соответствующего однородного уравнения

$$T_p = Ae^{-a^2s}$$

и полагая A функцией S , находим:

$$A = a^2 \int T_R e^{-a^2s} ds + c.$$

Тогда общее решение неоднородного уравнения будет:

$$T_p^{(s)} = a^2 e^{-a^2s} \int_0^s T_R e^{a^2s} ds + c e^{-a^2s}.$$

Постоянная c определяется из начальных условий:

$$\text{при } s = 0 \text{ имеем } T_p = T_p^{(0)}.$$

Следовательно,

$$T_p(\bar{s}) = a^2 \int_0^{\bar{s}} T_R e^{a^2(s-\bar{s})} ds + T_p^{(0)} e^{-a^2\bar{s}}.$$

Выгодно счет времени и интегрирование вести от данного момента, принимаемого за начальный, назад до некоторого момента s .

Для изменения направления интегрирования введем подстановку:

$$\left. \begin{aligned} s' &= \bar{s} - s, \\ -ds &= ds', \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

при $s = \bar{s}$ имеем $s' = 0$,

„ $s = 0$ „ $s' = \bar{s}$.

Тогда получим следующее выражение для температуры рычага:

$$T_p^{(0)} = a^2 \int_0^{\bar{s}} T_b e^{-a^2 s'} ds' + T_p(\bar{s}) e^{-a^2 \bar{s}}, \quad (4)$$

или, полагая $s' = \infty$ и отбрасывая индекс у переменной интегриации,

$$T_p^{(0)} = a^2 \int_0^{\infty} T_b e^{-a^2 s} ds. \quad (5)$$

Рассуждая аналогичным образом относительно остальных частей прибора, получаем, соответственно, выражения для температуры пружины и термометра:

$$T_n^{(0)} = b^2 \int_0^{\infty} T_b e^{-b^2 s} ds, \quad (5')$$

$$T_r^{(0)} = c^2 \int_0^{\infty} T_b e^{-c^2 s} ds. \quad (5'')$$

На основании (2) температура воздуха выражается через температуру термометра так:

$$T_b = -\frac{1}{c^2} \cdot \frac{dT_r}{ds'} + T_r.$$

Знак минус у $\frac{dT_r}{ds'}$ появляется в соответствии с подстановкой (3).

Используя это соотношение, получаем:

$$T_p^{(0)} = a^2 \int_0^{\infty} \left(T_r - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{dT_r}{ds} \right) e^{-a^2 s} ds, \quad (6)$$

$$T_n^{(0)} = b^2 \int_0^{\infty} \left(T_r - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{dT_r}{ds} \right) e^{-b^2 s} ds, \quad (6')$$

или, если проинтегрировать по частям, то

$$T_p^{(0)} = T_r^{(0)} - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{dT_r^{(0)}}{ds} + \int_0^{\infty} \left(\frac{dT_r}{ds} - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{d^2 T_r}{ds^2} \right) e^{-a^2 s} ds, \quad (7)$$

$$T_n^{(0)} = T_r^{(0)} - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{dT_r^{(0)}}{ds} + \int_0^{\infty} \left(\frac{dT_r}{ds} - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{d^2 T_r}{ds^2} \right) e^{-b^2 s} ds. \quad (7')$$

Эффективная температура гравиметра составляется, как некоторое весовое среднее из температуры рычага и пружины:

$$\bar{T} = p T_p + r T_n, \quad (8)$$

причем $p + r = 1$, так как это равенство (8) должно иметь место при любой температуре и, в частности, при $\bar{T} = T_p = T_n$.

Таким образом,

$$\bar{T} = pT_p + (1-p)T_n.$$

В развернутом виде, используя формулы (6), (6') и (8), получаем:

$$\bar{T} = \int_0^\infty \left\{ pa^2 e^{-a^2 s} + (1-p)b^2 e^{-b^2 s} \right\} \left(T_\tau - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{dT_\tau}{ds} \right) ds. \quad (9)$$

Простейшими преобразованиями избавимся от производной температуры по времени в этом уравнении, так как эта производная определяется из наблюдений неувверенно.

Для этого достаточно проинтегрировать по частям слагаемое выражения (9), содержащее производную $\frac{dT_\tau}{ds}$. Тогда получим:

$$\bar{T} = T_\tau^{(0)} + \int_0^\infty u(s) (T_\tau - T_\tau^{(0)}) ds, \quad (10)$$

где

$$u(s) = \left\{ pa^2 \left(1 - \frac{a^2}{c^2} \right) e^{-a^2 s} + (1-p)b^2 \left(1 - \frac{b^2}{c^2} \right) e^{-b^2 s} \right\}.$$

Формула (10) определяет эффективную температуру гравиметра, если известны: 1) температура, отсчитанная по термометру в течение некоторого времени, 2) коэффициенты теплообмена a^2 , b^2 , c^2 и 3) весовой коэффициент p .

3. Исследование динамического коэффициента

Формула (9) позволяет получить аналитическое выражение для коэффициента γ динамической поправки. Сравнивая две формулы, определяющие температурную поправку, именно выведенную в предыдущем параграфе и обычную (с динамическим температурным членом), имеем:

$$\begin{aligned} \Delta A &= \alpha \bar{T} + \beta \bar{T}^2, \\ \Delta A &= \alpha T_\tau + \beta T_\tau^2 + \gamma \frac{dT_\tau}{ds}, \end{aligned}$$

где $\bar{T}$ определяется формулой (9) или (10).

Отсюда заключаем, что

$$\gamma = \frac{1}{\frac{dT_\tau}{ds}} \{ \alpha \bar{T} + \beta \bar{T}^2 - \alpha T_\tau - \beta T_\tau^2 \}, \quad (11)$$

или, развертывая значение выражения в скобках,

$$\begin{aligned} \gamma &= \frac{1}{\frac{dT_\tau}{ds}} \left\{ \alpha \int_0^\infty u(s) (T_\tau - T_\tau^{(0)}) ds + \beta \left[\int_0^\infty u(s) (T_\tau - T_\tau^{(0)}) ds \right]^2 + \right. \\ &\quad \left. + 2\beta T_\tau^{(0)} \int_0^\infty u(s) (T_\tau - T_\tau^{(0)}) ds \right\}. \quad (12) \end{aligned}$$

Из полученного таким образом выражения* видно, что γ не является постоянной величиной, а зависит от температуры и от закона изменения ее за время, предшествующее наблюдению.

* Аналогичная формула получена для динамического коэффициента маятников Н. Н. Парийским. „Геодезист“, 1939, № 11.

Для исследования γ преобразуем выражение (11).

Переходя к разностям температур и обозначая

$$T - T_{\tau} = \bar{\tau},$$

получим:

$$\gamma = \frac{1}{T'} \left\{ (\alpha + 2\beta T_{\tau}) \bar{\tau} + \beta \bar{\tau}^2 \right\} = \frac{1}{T'} \left\{ \bar{\alpha} \bar{\tau} + \beta \bar{\tau}^2 \right\},$$

где $\bar{\alpha}$ — истинный температурный коэффициент для температуры T .

Так как квадратичный член температурной поправки обуславливается, главным образом, пружиной*, то в полученной формуле для γ заменим во втором члене $\bar{\tau}$ через τ_n

$$\gamma = \frac{1}{T'} \left\{ \bar{\alpha} \bar{\tau} + \beta \tau_n^2 \right\}.$$

Значения $\bar{\tau}$ и τ_n получим из формул (7) и (7'), воспользовавшись ранее введенными весовыми коэффициентами.

Рассмотрим простейший случай. Пусть температура меняется линейно.

Тогда:

$$\frac{dT}{ds} = \text{const} \quad \text{и} \quad \frac{d^2T}{ds^2} = 0.$$

При этом предположении проинтегрируем выражения (7) и (7') от 0 до переменного момента s . В результате получим для рычага:

$$T_p(0) - T_{\tau}(0) = \tau_p = -\frac{1}{c^2} T' + T' \int_0^{\bar{s}} e^{-a^2 s} ds = -\frac{T'}{c^2} + \frac{T'}{a^2} (1 - e^{-a^2 \bar{s}}).$$

аналогично для пружины:

$$\tau_n = -\frac{T'}{c^2} + \frac{T'}{b^2} (1 - e^{-b^2 \bar{s}})$$

и для гравиметра:

$$\tau = -\frac{T'}{c^2} + p \frac{T'}{a^2} (1 - e^{-a^2 \bar{s}}) + (1 - p) \frac{T'}{b^2} (1 - e^{-b^2 \bar{s}}),$$

где a^2 , b^2 , c^2 — коэффициенты теплообмена рычага, пружины и термометра с воздухом. Формально введем коэффициенты теплообмена рычага и пружины с термометром a'^2 и b'^2 , связанные с a^2 и b^2 простыми соотношениями:

$$\frac{1}{a'^2} = \frac{1}{a^2} - \frac{1}{c^2} \quad \text{и} \quad \frac{1}{b'^2} = \frac{1}{b^2} - \frac{1}{c^2}.$$

В этом случае выражения для $\bar{\tau}$ и τ_n получают следующий вид:

$$\begin{aligned} \bar{\tau} &= T' \left\{ \frac{p}{a'^2} (1 - e^{-a'^2 \bar{s}}) + \frac{1-p}{b'^2} (1 - e^{-b'^2 \bar{s}}) \right\}, \\ \tau_n &= T' \frac{1}{b'^2} (1 - e^{-b'^2 \bar{s}}). \end{aligned} \quad (13)$$

Вводя выражение (13) в формулу (11), для γ получим окончательно:

$$\gamma = \bar{\alpha} \frac{p}{a'^2} (1 - e^{-a'^2 \bar{s}}) + \bar{\alpha} \frac{1-p}{b'^2} (1 - e^{-b'^2 \bar{s}}) + \beta T' \frac{1}{b'^4} (1 - e^{-b'^2 \bar{s}})^2. \quad (14)$$

* См. на стр. 125, табл. 1.

При расчетах приняты значения:

$$\alpha = 14,2; \quad \beta = -0,23;$$

$$a'^2 = 3,6; \quad b'^2 = -20.$$

Коэффициенты α и β получены из обычных температурных исследований гравиметра, a'^2 и b'^2 — из наблюдений температуры в гравиметре с помощью термопар.

В табл. 1 даются значения p и $1-p$, полученные по формулам

$$p = \frac{\bar{\alpha}_p}{\alpha_{гр}}; \quad 1-p = \frac{\bar{\alpha}_п}{\alpha_{гр}},$$

где $\bar{\alpha}_p = \alpha_p + 2\beta_p t$ и аналогично — для пружины и гравиметра (индекс показывает, к чему именно — рычагу, пружине или гравиметру относится данное значение $\bar{\alpha}$). В этой таблице приведены и значения α , полученные для различных температур по известным для данного прибора температурным коэффициентам α и β .

Из таблицы достаточно хорошо виден характер температурной зависимости нуля прибора. С повышением температуры коэффициент рычага растет по абсолютной величине, будучи отрицательным, коэффициент же пружины обращается в нуль около -10° и с повышением температуры растет, становясь положительным.

Термоэластический коэффициент пружины меняется с температурой быстрее коэффициента теплового расширения рычага. В области температур $+30^\circ$ наступает температурная компенсация. Коэффициент теплового расширения рычага оказывается равным по абсолютной величине и обратным по знаку термоэластическому коэффициенту пружины. Эта компенсация существенно не повысит точности. Она имеет место лишь для узкого интервала температуры, а работать с гравиметром придется, конечно, при сильно различных температурах. Даже незначительное изменение температуры только рычага или только пружины (а не их обоих на одинаковую величину) повлечет заметное изменение нуля прибора, так как температурные коэффициенты и рычага и пружины в отдельности велики. Так, при наличии такой компенсации, изменение температуры одной из этих частей на $0,1^\circ$ (а возможны значительно большие разности температур между рычагом и пружиной) повлечет изменение нуля прибора на 2,5—3 мкл.

Т а б л и ц а 1

$T^\circ\text{C}$	p	$1-p$	$\bar{\alpha}_p$	$\bar{\alpha}_п$	$\bar{\alpha}_{гр}$
-20	0	—	+ 17,0	+ 6,4	+23,4
-10	+ 0,93	+ 0,07	+ 17,4	+ 1,4	+18,8
0	+ 1,25	- 0,25	+ 17,8	- 3,6	+14,2
+10	+ 1,90	- 0,90	+ 18,2	- 8,6	+ 9,6
+20	+ 3,72	- 2,72	+ 18,6	-13,6	+ 5,0
+30	+47,50	-46,50	+ 19,0	-18,6	+ 0,4
+40	- 4,62	+ 5,62	+ 19,4	-23,6	- 4,2

Из выражения (14) очевидно, что при данном значении b'^2 можно считать γ не зависящим от часового изменения температуры. В самом деле, член, содержащий T' , не превосходит

$$-\frac{0,23}{20^2} \approx -0,00058.$$

Заметным образом γ зависит от температуры и, особенно, от времени $\bar{s}$, протекшего с начала линейного изменения температуры, как это видно из табл. 2.

Т а б л и ц а 2

$T_r(^{\circ}) \backslash \bar{s}$	0 ^h ,25	0 ^h ,97	1 ^h ,0	2 ^h ,0	4 ^h ,0
— 10°	2,80	3,97	4,63	4,77	4,77
0	3,12	4,31	4,99	5,13	5,13
+ 10	3,43	3,65	5,34	5,49	5,49
+ 20	3,75	4,99	5,70	5,85	5,85
+ 30	4,07	5,34	6,07	6,21	6,21
+ 40	4,38	5,68	6,42	6,58	6,58
+ 50	4,70	6,03	6,78	6,94	6,94

Установившееся значение γ (для $\bar{s} \geq 2$ час.) может меняться до 30% при изменении температуры наблюдения от -10° до $+50^{\circ}$.

Весьма существенным является промежуток времени, в течение которого линейно менялась температура. Значение γ устанавливается постоянным лишь после двух часов изменения температуры с данной постоянной скоростью. Сокращение этого интервала весьма заметным образом уменьшает γ . Очевидно, что в реальных условиях будут иметь место изменения $\frac{dT}{ds}$. Это значительно усложнит картину и внесет неопределенность в значения γ .

Практически при работе с гравиметром № 3 было принято значение γ около 3 мгл на 1° в час, но введение этого коэффициента отнюдь не всегда исправляло должным образом отсчеты гравиметра.

Из сказанного следует, что при лабораторном определении необходимо выдерживать время линейного изменения температуры не меньше 1—2 часов*, а также учитывать зависимость γ от температуры.

Если коэффициент γ определен достаточно точно, то все равно его использование будет затруднено невозможностью поддерживать постоянство часового изменения температуры или достаточно точно учесть скорость изменения температуры. Поэтому для учета динамического температурного эффекта требуется искать иные возможности, вовсе отказавшись от введения динамической поправки в том виде, в каком она вводилась ранее.

Заранее представляются возможными два пути: 1) пытаться построить термометр, которым измеряется температура таким образом, чтобы по этому термометру мы сразу получали эффективную температуру или температуру, близкую к таковой; 2) второй путь связывается с определением постоянных прибора, входящих в формулу (10). Тогда с их помощью можно вычислить эффективную температуру по известной температуре термометра, и учет динамического члена отпадет.

Очевидно, что для определения $\bar{T}$ требуется знать численные значения разности $T_r - T_r(^{\circ})$ за некоторый промежуток времени, предшествующий наблюдению.

4. Определение динамического коэффициента из наблюдений температуры отдельных частей гравиметра

Динамический коэффициент γ обычно определяется из наблюдений нуля прибора при меняющейся температуре.

* Имеется в виду прибор, для которого составлена табл. 2. При других параметрах, характеризующих пружину и рычаг, числа соответственно изменятся.

Значительно точнее и проще можно получить динамический коэффициент, если известна температура отдельных частей гравиметра, измеренная, например, с помощью термопар, помещенных на разные части прибора. Пусть нам известна, для данной скорости изменения температуры, разность температур рычага и термометра, а также пружины и термометра. Пусть также известны температурные коэффициенты рычага и пружины (т. е. выраженные в миллигалах величины, на которые изменится отсчет гравиметра соответственно при изменении температуры только рычага на 1° или только пружины на 1°).

Тогда произведение из разности температур рычага и термометра на температурный коэффициент рычага даст нам динамический эффект, вызываемый разностью тепловой инерции рычага и термометра для данной скорости изменения температуры. Относя этот эффект к скорости изменения температуры, равной 1° в час, мы получим динамический коэффициент рычага γ_p . Прodelывая то же для пружины, найдем γ_n пружины. Алгебраическая сумма этих величин даст нам динамический коэффициент прибора.

В табл. 3 приводятся значения динамических коэффициентов, полученных этим способом.

Таблица 3

№ графика	$\frac{dT_T}{ds}$	$T_p - T_T$	$T_n - T_T$	$\frac{T_p - T_T}{\frac{dT_T}{ds}}$	$\frac{T_n - T_T}{\frac{dT_T}{ds}}$	γ_p	γ_n	$\gamma_p + \gamma_n$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1) Повышение температуры, гравиметр № 1								
1	+ 1,5	- 0,48	+ 0,10	- 0,32	+ 0,07	- 6,0	- 0,9	- 6,9
2	+ 1,8	- 0,52	+ 0,14	- 0,29	+ 0,08	- 5,4	- 1,1	- 6,5
3	+ 1,9	- 0,54	+ 0,16	- 0,28	+ 0,12	- 5,2	- 1,6	- 6,8
4	+ 1,6	- 0,44	+ 0,06	- 0,28	+ 0,04	- 5,2	- 0,5	- 5,7
6	+ 1,0	- 0,30	+ 0,08	- 0,30	+ 0,08	- 5,6	- 1,1	- 6,7
7	+ 1,8	- 0,60	+ 0,10	- 0,33	+ 0,06	- 6,1	- 0,8	- 6,9
15	+ 1,8	- 0,52	+ 0,08	- 0,29	+ 0,04	- 5,4	- 0,5	- 5,9
2) Повышение температуры, гравиметр № 3								
5	+ 1,0	- 0,32	+ 0,1	- 0,32	- 0,08	- 5,9	- 1,1	- 7,0
13	+ 2,1	- 0,44		- 0,21		- 3,9		
15	+ 2,0	- 0,44		- 0,22		- 4,1		
12	+ 1,8	- 0,40		- 0,22		- 4,1		
3) Понижение температуры, гравиметр № 1								
2	- 1,8	+ 0,50	- 0,08	+ 0,28	- 0,04	- 5,2	- 0,5	- 5,7
3	- 1,9	+ 0,50	- 0,12	+ 0,26	- 0,06	- 4,8	- 0,8	- 5,6
4	- 1,4	+ 0,44	- 0,14	+ 0,31	- 0,10	- 5,8	- 1,4	- 7,2
6	- 2,1	+ 0,60	- 0,12	+ 0,29	- 0,06	- 5,4	- 0,8	- 6,2
7	- 1,4	+ 0,48	- 0,08	+ 0,34	- 0,06	- 6,3	- 0,8	- 7,1
4) Понижение температуры, гравиметр № 3								
5	- 2,2	+ 0,68	- 0,2	+ 0,31	- 0,09	- 5,8	- 1,2	- 7,0
13	- 2,8	+ 0,60		+ 0,21		- 3,9		
16	- 2,0	+ 0,36		+ 0,18		- 3,3		

В графе 1 приводятся номера графиков, по которым брались значения $T(^\circ)$. Графа 2 дает скорости изменения температуры по термометру.

В графе 3 приведены разности температур $T_{\text{рычага}} - T_{\text{термометра}}$ и в графе 4 $T_{\text{пружины}} - T_{\text{термометра}}$. В графах 5 и 6 эти разности пересчитаны на скорости изменения температуры в 1° в час. Графы 7 и 8 дают динамические коэффициенты рычага и пружины. Эти коэффициенты получены перемножением значений, приведенных в графах 5 и 6, на температурные коэффициенты рычага и пружины. Последние взяты из табл. 1 для температуры $+20^\circ$, при которой выполнены использованные здесь наблюдения. В графе 9 указана сумма значений из графы 7 и 8, т. е. полученная величина для динамического коэффициента гравиметра.

Значения γ , полученные при повышении температуры и при понижении, заметно между собой не различаются.

5. Опытная проверка приближенной теории температурной поправки

Справедливость допущений, сделанных при выводе основных формул, определяющих температурную поправку, может быть проверена опытным путем. Для этого нужно знать температуры отдельных частей прибора (рычаг, различные участки пружины, термометр) и воздуха при различных скоростях изменения температуры. В этом случае возможно непосредственно из наблюдений определить коэффициенты теплообмена (a^2 , b^2 , c^2) и рассчитанные с их помощью отклонения температуры рычага и пружины от температуры воздуха (или термометра) сравнить с наблюдаемыми отклонениями. Необходимые для такой проверки значения разности температур получены с помощью термопар.

Распределение температуры по отдельным, наиболее интересующим нас частям гравиметра, а также в воздухе, внутри прибора, представлено на черт. 2.

Здесь по оси абсцисс отложено время, по оси ординат — разность температур термометра и рассматриваемой части прибора. Внизу приведена кривая температуры, отсчитанной по ртутному термометру. Масштаб этой кривой приблизительно в 10 раз мельче масштаба верхних кривых.

При рассмотрении графиков замечаем следующие основные особенности распределения температуры по различным частям прибора. Наибольшее температурное отставание наблюдается у рычага. При изменениях температуры на $1^\circ,5-2^\circ$ в час температура рычага отстает от температуры термометра до $0^\circ,5-0^\circ,6$, а от температуры пружины до $0^\circ,8$. Пружина имеет меньшую тепловую инерцию, чем термометр. При тех же скоростях изменения температуры разности температур между различными частями пружины не превышают $0^\circ,2$. Это вызвано сильным расхождением температуры воздуха, которое в наших условиях достигает $0^\circ,8$. Заметного изменения температуры воздуха в горизонтальном направлении, как и следовало ожидать, не наблюдается. Рычаг можно считать имеющим одинаковую температуру во всех его частях.

Сравнение картины распределения температуры в двух находящихся в одинаковых условиях гравиметрах показало большое их сходство. Отклонение температуры рычага от температуры термометра в обоих приборах почти одинаково; температуры пружины различаются несколько более, но также весьма близки. Этого сходства и следовало ожидать, так как приборы имеют одинаковую конструкцию и в них использованы одни и те же материалы.

Наиболее простым случаем теплообмена в приборе является теплообмен между рычагом и воздухом. Рычаг обладает большой массой, большой теплопроводностью и теплоемкостью, к тому же он расположен

горизонтально. В силу этого он во всех своих частях имеет одинаковую температуру и обладает большой тепловой инерцией. Поэтому отставания температуры рычага от температуры воздуха выражены весьма резко.

Пользуясь графиком распределения температуры в приборе, можно получить численное значение коэффициента a^2 в формуле

$$T_p = a^2 \int T_v e^{-a^2 s} ds.$$

Насколько полученный коэффициент действительно характеризует теплообмен между рычагом и воздухом, можно убедиться следующим образом: по известной температуре воздуха и известному коэффициенту a^2 получим значения температуры рычага T_p по формуле (5); построив для рассчитанных таким образом значений T_p кривую, сравним ее с наблюденной, помощью термопар. Совпадение кривых будет подтверждать правильность определения коэффициента a^2 . Практически при работе с гравиметром температуры воздуха мы не знаем, а известна нам лишь температура термометра, точнее средняя температура ртути в термометре, могущая быть заметно отличной от температуры воздуха. Температура рычага связана с температурой термометра формулой (6):

$$T_p^{(0)} = a^2 \int_0^\infty \left(T_\tau - \frac{1}{c^2} \cdot \frac{dT_\tau}{ds} \right) e^{-a^2 s} ds. \quad (6)$$

Зная температуру рычага и термометра, мы можем определить чисто формально коэффициент a^2 и по температуре термометра получить интересующую нас температуру рычага, пользуясь формулой

$$T_p^{(0)} - T_\tau^{(0)} = a'^2 \int_0^\infty (T_\tau - T_\tau^{(0)}) e^{-a'^2 s} ds,$$

которая получается из предыдущего выражения интегрированием второго члена по частям.

Для получения коэффициента a^2 воспользуемся уравнением

$$T_p = a'^2 \int (T_\tau - T_p) ds.$$

Построим прямую

$$y = x \operatorname{tg} \alpha,$$

полагая

$$\begin{aligned} x &= \int (T_\tau - T_p) ds, \\ y &= T_p. \end{aligned}$$

Тогда

$$a^2 = \operatorname{tg} \alpha.$$

Для построения этой прямой T_p получим с графика температурной кривой рычага путем добавления к температуре термометра разности температур рычага и термометра. Абсциссу x получим как площадь, заключенную между кривыми температур термометра и рычага. Далее строим по полученным таким образом абсциссам и ординатам прямую, тангенс угла наклона которой и будет равен a^2 .

В табл. 4 даются коэффициенты теплообмена рычага и термометра, полученные описанным способом с разных графиков.

Таблица 4

№ графика	a^2
1	4,2
2	3,5
3	3,5
4	3,7
6	3,4
7	3,4
10	3,3
	$3,6 \pm 0,11$

Располагая коэффициентом теплообмена рычага и термометра, мы получим, пользуясь формулой (6), температуру рычага в любой момент, если известна температура термометра. Последняя может быть задана аналитически или таблицей за какой-то отрезок времени, предшествующий моменту определения температуры рычага.

В формуле (6) принимаем за 0 момент, для которого определяется температура рычага; интегрирование же производим в пределах от 0 до $\bar{s}$. Выбор $\bar{s}$ зависит от величины коэффициента a^2 и от точности, с которой желательно определять температуру рычага. В настоящем случае достаточно принять за $\bar{s}$ 1,7 часа, чтобы обеспечить точность в 0,01. Правая часть уравнения (6) получается численным интегрированием. Принципиально безразлично, какой метод численного интегрирования здесь применить. Нами была применена формула Чебышева, дающая большую экономию при вычислениях. В результате была вычислена кривая температуры рычага, показавшая весьма малое отличие от кривой, полученной из наблюдений. На черт. 2 показаны обе эти кривые.

Для введения поправки в отсчеты нуля за отклонения температуры рычага от температуры термометра нужно, помимо температуры по термометру в момент наблюдения, знать эту температуру и в течение некоторого, предшествующего наблюдению, времени (практически для рассматриваемого прибора достаточно знать показания термометра за 1¹/₂, 13, 20 и 42 минуты до момента наблюдения). Тогда последовательность введения поправки за температуру рычага представится следующим образом: 1) пользуясь отсчетами термометра и зная коэффициент a^2 , вычислим разность температур рычага и термометра в интересующий нас момент; 2) полученную разность умножим на температурный коэффициент рычага и прибавим к отсчету, уже исправленному за температуру термометра. На черт 2 внизу показана кривая отсчетов нуля, исправленная по обычной формуле температурной поправки без динамического коэффициента и исправленная дополнительно за разность температур рычага и термометра, полученную описанным способом.

Столь хорошим результатом при учете температуры только одного рычага мы обязаны тому, что температурный коэффициент рычага значительно больше, чем у пружины. Поэтому в рассматриваемом приборе неучет тепловых эффектов в пружине дает малые остаточные ошибки. Конечно, это лишь частный случай, но даже и здесь для получения высокой точности остаточные ошибки за счет отклонения температуры пружины

от температуры термометра следовало бы учитывать. Но применить в этом случае описанный метод затруднительно в силу сложности распределения температуры в пружине. Поэтому целесообразно обойти необходимость учета температурного динамического эффекта в пружине введением термометра, автоматически дающего некоторую осредненную температуру пружины. Заметим, что расслоение температуры воздуха в приборе должно слабо сказываться на смещении конца пружины, так как смещение за счет влияния изменения модуля Юнга E верхней части компенсируется смещением в обратную сторону за счет влияния изменения нижней части пружины. Так, при разности температуры вверх и вниз пружины на $0^{\circ},25$ (что соответствует значительно большей разности температуры воздуха) имеет место смещение нуля пункта на 1 мгл при повышении температуры и на 0,5 мгл при понижении.

6. Возможные пути ослабления температурных погрешностей

Причиной сравнительно малой точности наблюдений с гравиметром ЦНИИГАиК, как это видно из изложенного, является невозможность достаточно точного учета температуры гравиметра при больших значениях температурных коэффициентов рычага и пружины или, что то же самое, наличие большого, не учитываемого точно, температурного динамического коэффициента, обусловленного различием тепловой инерции отдельных частей гравиметра и термометра. Для ослабления и учета указанных температурных эффектов очевидны следующие меры: 1) применить для гравиметра материалы с малыми температурными коэффициентами. Рычаг следует делать из кварца или инвара, а не из латуни, как было в исследованных приборах; 2) стремиться к тому, чтобы в момент наблюдения температуры рычага и пружины были как можно ближе к температуре термометра. Если последнее требование выполняется для любого момента времени (при нестационарной температуре), то это значит, что тепловая инерция всех частей упругой системы одинакова ($a^2 = b^2 = c^2$). Для достижения этого рычаг следует делать по возможности легким и имеющим большую поверхность теплоотдачи (хотя бы в виде полый трубки), тогда увеличится a^2 и приблизится к значению b^2 ; 3) уменьшить, по возможности, слоистость температуры воздуха внутри прибора. Для этого следует добавить к слоям тепловой изоляции тепловыравнивающий алюминиевый чехол. Так же целесообразно уменьшить размеры прибора; 4) улучшить систему измерения температуры.

Желательно сделать термометр таким образом, чтобы автоматически учитывать динамический эффект и вводить поправки за эффективную температуру по линейному или квадратическому закону. В маятниковых приборах к этому приближаются, придавая оправе термометра форму и массу маятника. Тогда тепловая инерция термометра оказывается близкой к таковой маятника, и уже остаточная часть динамического эффекта учитывается с помощью эмпирических коэффициентов.

Перед конструкцией термометра для гравиметра стоит также задача снять или, по возможности, ослабить влияние динамического эффекта. Это осложняется тем, что в гравиметре температурное влияние определяется не одним элементом, а в первом приближении двумя — пружиной и рычагом. Для того, чтобы избавиться от динамического эффекта, надо знать в момент наблюдения температуры рычага и пружины и за эффективную температуру принять весовое среднее из этих двух значений.

Измерение температуры в приборе удобно производить с помощью термометра сопротивления, который представляет собой уравновешенный мост Уитстона с двумя медными и двумя марганцевыми плечами.

При изменении температуры меняется сопротивление медных плеч (сопротивление манганина практически постоянно) и нарушается равновесие моста. Оно восстанавливается с помощью проградуированного реохорда.

Если сделать такой термометр из тонкой проволоки (хотя бы диаметром 0,05 мм) и намотать ее непосредственно на рычаг или пружину, мы получим почти безинерционный термометр, показывающий температуру той части прибора, на которую намотана проволока.

Тонкая проволока будет почти мгновенно принимать температуру обмотанной ею части. Практически невозможно осуществить намотку провода на рычаг и пружину без того, чтобы не ограничить этим свободы их перемещений. Поэтому в гравиметре вблизи рычага и параллельно ему можно расположить стержень того же сечения, массы и из того же материала, что и рычаг, а параллельно рабочей пружине установить другую пружину, той же формы, теплоемкости и теплопроводности, что и основная. Если теперь на эти стержень и пружину намотать плечи термометра сопротивления, то получим термометр, близкий по своей тепловой инерции к инерции рычага и пружины.

Полагая, что слоистости температуры по горизонтали нет, можно пружину, служащую для намотки термометра сопротивления, расположить не по окружности, параллельной рабочей пружине, а по вертикальной прямой, изменив соответственно намотку.

Если температурные коэффициенты рычага и пружины имеют одинаковый знак, то медные плечи следует распределить пропорционально весам температурных коэффициентов рычага и пружины. Если эти коэффициенты имеют различные знаки, то медные плечи следует намотать на ту из двух частей гравиметра, температурный коэффициент которой больше по абсолютной величине, манганиновые же на другую часть, добавив к манганиновому проводу такое количество медного, чтобы сопротивление добавленной меди относилось к сопротивлению медного плеча, как температурные коэффициенты. В самом деле, пусть температура рычага изменилась на Δt_1° , а температура пружины на Δt_2° . Нам требуется знать эффективное изменение температуры, в данном случае среднее весовое между изменениями температур рычага и пружины:

$$\Delta \bar{t} = \frac{p \Delta t_1 + r \Delta t_2}{p + r}$$

или, так как $r = 1 - p$,

$$\Delta \bar{t} = p \Delta t_1 + (1 - p) \Delta t_2.$$

Пусть медное плечо R_1 моста намотано на рычаг. Изменение температуры рычага на Δt_1° вызовет изменение сопротивления плеча моста на ΔR_1 ом, и изменение температуры пружины на Δt_2° вызовет изменение сопротивления R_3 плеча, намотанного на пружину, на ΔR_3 ом. Для того, чтобы изменение сопротивления ΔR_1 вышло в показания термометра с весом p , а ΔR_3 — с весом $1 - p$, должно выполняться соотношение:

$$\Delta R_3 = \frac{1 - p}{p} \Delta R_1. \quad (19)$$

Если $\frac{1 - p}{p} < 0$, для выполнения соотношения (19) достаточно

сделать плечо составным. Часть его, с сопротивлением $\frac{1-p}{p} R_1$, должна быть медной, часть же, с сопротивлением $\frac{2p-1}{p} R_1$, — манганиновой, так что

$$R_3 = \left(\frac{1-p}{p} R_1 \right)_{\text{медь}} + \left(\frac{2p-1}{p} R_1 \right)_{\text{манганин}},$$

откуда

$$\Delta R_3 = \frac{1-p}{p} \Delta R_1.$$

При таком распределении плеч моста эффект изменения температуры в R_1 и R_3 будет вычитаться с нужным весом, и мы получим непосредственно значение эффективной температуры.

Чем ближе отношение коэффициентов к единице, тем грубее получается термометр. Когда это отношение достигает значения 1, мы получаем дифференциальный термометр сопротивления.

Для опытной проверки правильности изложенных соображений, касающихся устройства термометра, был изготовлен термометр сопротивления, согласно предыдущему расчету. В нашем случае для температуры $+3^\circ$ из табл. 1 находим:

$$p \approx +1,5.$$

Динамический коэффициент термометра, построенного для значения $p = +1,5$, легко рассчитать, зная коэффициенты теплообмена рычага и пружины, а также их истинные температурные коэффициенты. В табл. 5 приведены рассчитанные и наблюдаемые значения динамического коэффициента γ и истинного коэффициента α для гравиметра № 3 с таким термометром:

Т а б л и ц а 5

$T^\circ\text{C}$	γ рассчит.	γ набл.	$\bar{\alpha}$ рассчит.	$\bar{\alpha}$ набл.
+ 10	— 1,1	— 2,2	9,6	9
+ 30	— 5,6	— 6,6	0,4	0

Учитывая неточность исходных величин, принятых при расчете, полученную сходимость следует считать весьма хорошей. Мы не имели возможности произвести наблюдения при $+3^\circ$, когда должны были получить $\gamma = 0$. Путем незначительных усложнений можно построить термометр, который снимет температурный динамический эффект для широкого интервала температуры. Целесообразность применения его для гравиметра очевидна.

З а к л ю ч е н и е

В результате настоящей работы мы приходим к выводу, что основные источники ошибок гравиметра рассматриваемой системы вытекают из неправильного учета большого температурного динамического эффекта; для рычага этот эффект носит закономерный характер и представляется достаточно точно с помощью уравнения теплообмена Ньютона. Для пружины он весьма сложен, и его нельзя выразить столь просто. Это затруднение можно обойти, если сделать термометр, показания которого имели бы однозначную зависимость с показаниями нульпункта гравиметра при любом характере изменения температуры. Введение такого термометра для измерения температуры гравиметра и некоторые незначительные изменения в конструкции рычага позволят повысить точность гравиметра до 0,5—1 мгл без применения термостата. Эти результаты должны разрешить проблему использования гравиметра рассматриваемого типа в труднодоступных областях Советского Союза.

ОГЛАВЛЕНИЕ

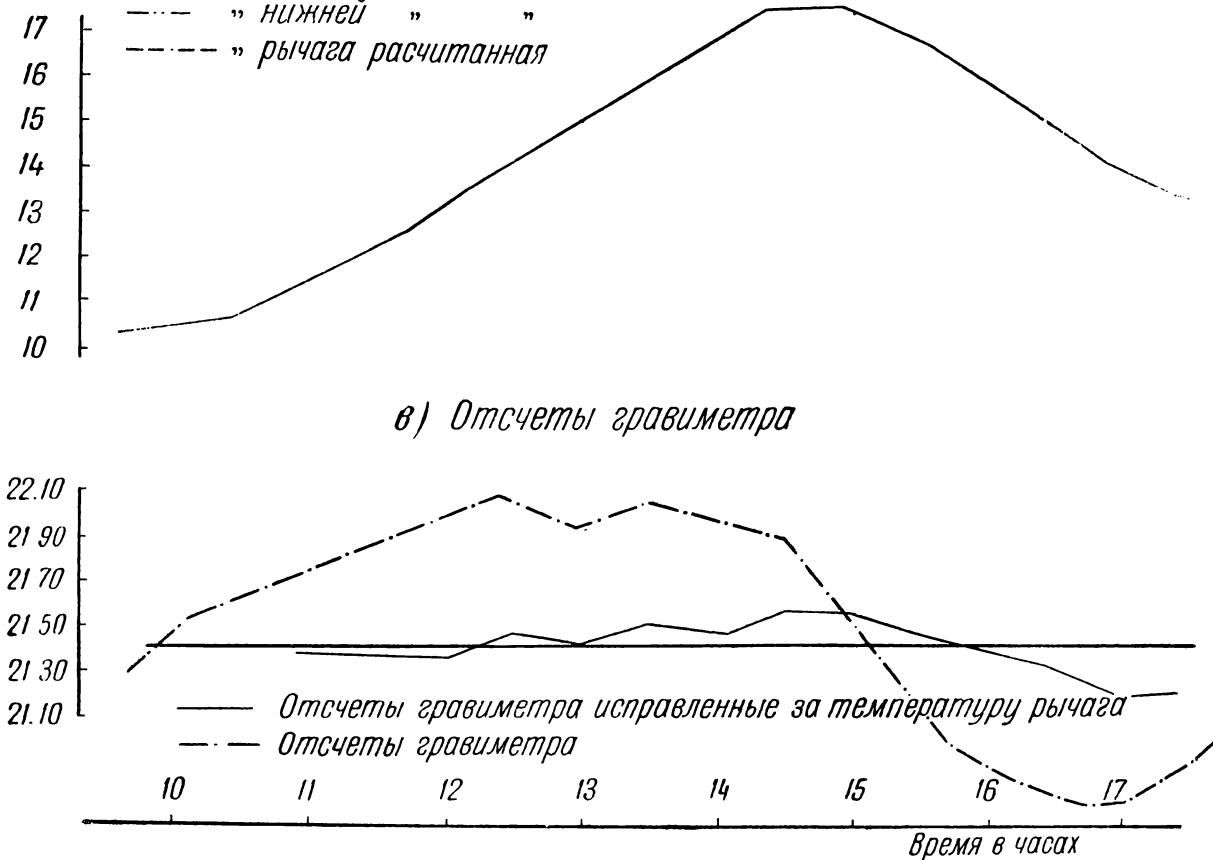
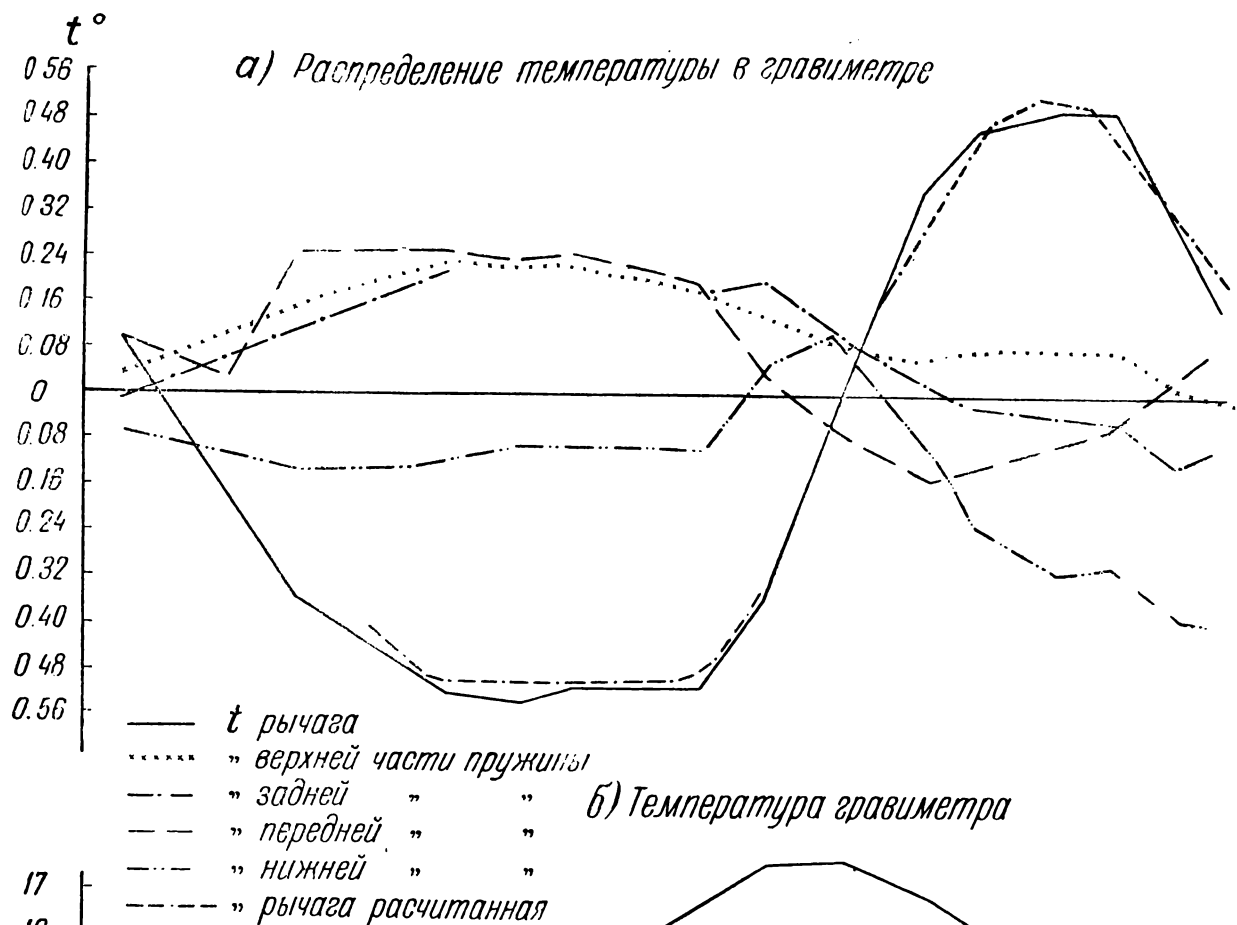
	<i>Стр.</i>
Казанский И. А. Современное положение и перспективы гравиметрического изучения Мира	3
Магницкий В. А. О редуциях силы тяжести	46
Казанский И. А. Соображения об установлении осредненного значения абсолютной силы тяжести для мировой гравиметрической съемки . . .	61
Евсеев С. В. Редукция силы тяжести в горных районах	83
Сергеев М. Н. О потенциале бесконечно тонкой эллиптической пластинки	112
Грушинский Н. П. О температурном динамическом эффекте в гравиметре	117

Редактор М. С. Молоденский

Техн. ред. И. А. Шленский

А-08010. Сдано в набор 23/VIII—1947 г. Подп. к печ. 20/VIII—1948 г. Объем в п/л. 8,5. Колич. знаков в п/л. 58 000. Уч.-изд. 12,3 л. 70×108. Тир. 500. Зак. 1162. Цена 30 р.

Рига. Картфабрика, ул. Алтонавас, 43.



ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть	По чьей вине
28	5 сверху	объединений	объединений Shell Petroleum	Тип.
104	6 снизу	$f_r = AH_0 + BH,$	$f_r = -AH_0 + B\bar{H},$	Тип.
104	11 снизу	$f_B = AH_0,$	$f_B = -AH_0,$	Тип.
116	14 снизу	$\left(1 + \frac{s}{b_2}\right)$	$\left(1 + \frac{s}{b^2}\right)$	Корр.
126	Табл. 2, 1 колонка	$T_{T(0)}$	$T_T^{(0)}$	Тип.