Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института, том XXVI, вып. II, 1951 г.

ПОЛЕВАЯ ТОЧНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ
(способы ее определения и использования при построении графиков, карт изолиний и т. д.)

Асс. Е. М. Квятковский

Введение

Решение тех или иных геологоразведочных задач геофизическими методами разведки в общем виде разделяется на две основные операции: 1) изучение физического поля (магнитного, гравитационного и т. д.), на фоне нормальных значений которого более или менее четко выделяются аномальные значения, обусловленные влиянием различных геологических объектов; 2) геологическая интерпретация физического поля, т. е. расшифровка (количественная или качественная) аномальных значений.

Изучение физических полей, как известно, производится с помощью различного рода аппаратов, измеряющих либо относительные изменения параметров физического поля (Δz, Δg, Δu и т. д.), либо полную величину параметра поля ($\rho_к$, „время" в сейсморазведке, концентрации элементов в физико-химических и радиоактивных методах разведки).

В результате этих измерений, иногда достаточно сложных, включающих в себя в подавляющем большинстве случаев элементы математической обработки ($\rho_к$, Δz, Δg и т. д.), а в отдельных случаях и интерпретации (сейсмограммы, спектрограммы), геофизики-разведчики получат для каждой точки, где производилось измерение, определенное значение параметра физического поля. По этим значениям могут быть построены графики, карты изолиний, планы векторов, годографы и т. д., которые и являются основным и единственным материалом, подлежащим интерпретации в геологическом смысле этого слова. Однако, прежде чем приступить к интерпретации полученных графиков, карт, годографов и т. д., необходимо иметь совершенно четкое представление о надежности их, или, иначе говоря, необходимо учесть величину допущенной при измерениях ошибки, которая характеризует полевую точность наблюдений. Хотя полевая точность наблюдений и не является единственным фактором, определяющим точность геологической интерпретации результатов, однако в целом ряде случаев она играет весьма существенную роль наряду с другими факторами (сеть наблюдений, физические свойства пород и т. п.). Знание ее необходимо для всех без исключения методов геофизической разведки.

1. Анализ точности определения величины при ее неоднократных измерениях

Как известно, повторные измерения одной и той же величины дают несколько различные результаты. Ни одно из измеренных значений не может быть принято за истинную величину; более того, процесс измерения должен быть организован так, чтобы все полученные значения были равноценными. При проведении такого рода измерений, когда различные значения обусловлены лишь случайными погрешностями, а систематические погрешности полностью исключены, за наиболее вероятное значение измеряемой величины принимают среднее арифметическое этих значений, т. е.

$$A = \frac{\sum_1^n a_i}{n}.$$

При соблюдении указанных выше условий измерений алгебраическая сумма отклонений $\varepsilon_i = A - a_i$ должна быть равна 0:

$$\sum_1^n \varepsilon_i = \sum_1^n (A - a_i) = 0,$$

так как отклонения от A в обе стороны равновероятны.

Отклонения $\varepsilon_i = A - a_i$ в подавляющем большинстве случаев подчиняются так называемому закону „нормального распределения ошибок":

$$\varphi(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}},$$

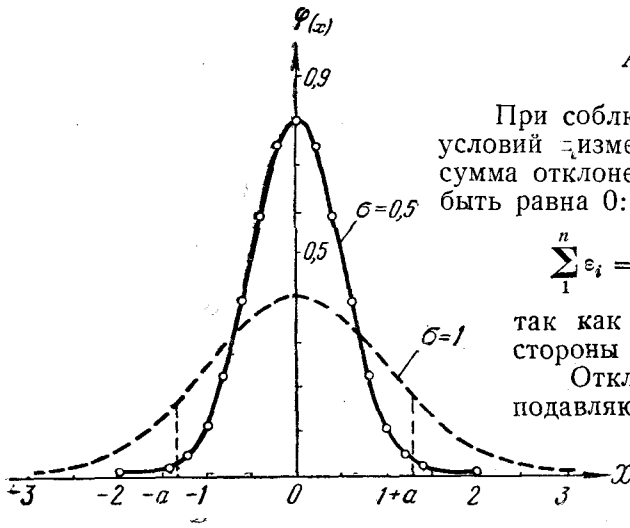


Рис. 1. Графики функции $\varphi(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}}$

где σ — средняя квадратичная ошибка, значение которой может быть вычислено по формуле:

$$\sigma = \pm\sqrt{\frac{\sum_1^n \varepsilon_i^2}{n-1}}.$$

Графики функции $\varphi(x)$ представлены на рис. 1. На основании анализа функции $\varphi(x)$ можно сделать следующие выводы.

1. Если принять площадь, заключенную между кривой и осью x, за 1 или $100^0/_0$, то можно сказать, что вероятность ошибки, не превосходящей значения a по абсолютной величине, будет равна в процентном отношении той части площади, которая заключена между ординатами $\pm a$.

2. Более пологая кривая соответствует большему значению σ, а следовательно, меньшей точности измерений. Так, например, в интервале $\pm a$ (рис. 1) для кривой *1* находится $80^0/_0$ повторных измерений, точность которых выше значения a; для кривой *2* в этом же интервале находится $95^0/_0$ повторных измерений.

Для характеристики нормального закона распределения ошибок используют следующие величины:

1) среднеарифметическая ошибка η, которая может быть найдена по формуле

$$\eta = \pm \frac{\sum_1^n |\varepsilon_i|}{\sqrt{n(n-1)}};$$

2) средняя квадратичная ошибка σ, способ определения которой приведен выше;

3) вероятная ошибка r. Вероятность ошибок больше и меньше r по абсолютной величине равна 0,5. Иными словами, площадь кривой между ординатами $\pm r$ равна 50% всей площади кривой.

Все эти величины связаны между собой следующим образом (рис. 2):

$$\sigma = 1{,}25\eta = 1{,}48r.$$

Вероятность ошибок, соответственно равных или меньших σ, η и r, в этом случае выражается следующими величинами:

$\sigma \div 0{,}683$; $\eta \div 0{,}568$; $r \div 0{,}500$.

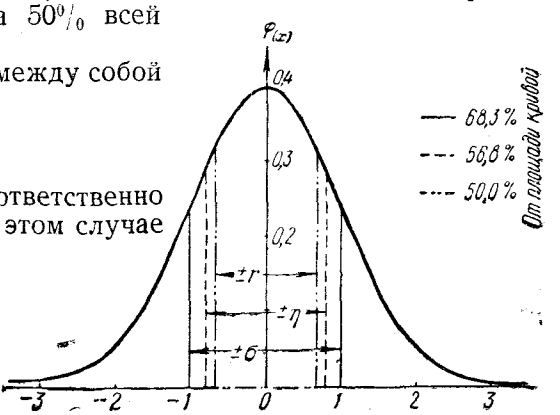


Рис. 2. Соотношение r, η и σ

Производя вычисление значения σ двумя способами — непосредственно по формуле $\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum_1^n \varepsilon_i^2}{n-1}}$ и из отношения $\sigma = 1{,}25\eta$, можно судить о характере распределения ошибок, допущенных при измерениях. Если в обоих случаях значения σ достаточно близки (с точностью до 5—10%), то, следовательно, в данном случае действует закон нормального распределения ошибок.

2. Понятие об абсолютной и относительной ошибке измерений

В разделе 1 анализировались ошибки измерений, выраженные в абсолютных единицах, так как во всех рассуждениях фигурировало выражение $\varepsilon_i = A - a_i$. Однако в большинстве случаев знание величины абсолютной погрешности измерений не позволяет судить о качестве проведенных измерений и, что самое главное, не позволяет сравнивать точность измерений резко различных по абсолютным значениям величин. Так, например, при измерениях $\rho_к$ порядка 100 Ом среднеквадратичная ошибка измерений σ может быть равна $\pm$ 3 Ом, тогда как при измерениях $\rho_к$ порядка 1000 Ом при тех же условиях измерений будет равна $\pm$ 30 Ом. Качество проведения наблюдений в обоих случаях одинаково, так как относительная ошибка измерений одинакова ($\pm$ 3%). Величина относительной ошибки, которую условно можно обозначить в отличие от абсолютной значками $\sigma_{\%}$, $\eta_{\%}$ и $r_{\%}$, может быть определена двумя путями.

1. Из соотношения:

$$\text{относительная ошибка} = \frac{\text{абсолютная ошибка}}{\text{значение измеряемой величины}}$$

$$\left(\sigma_{\%} = \frac{\sigma}{A};\ \eta_{\%} = \frac{\eta}{A};\ r_{\%} = \frac{r}{A}\right).$$

2. Путем обработки результатов измерений с вычислением отно шения $\frac{A - a_i}{A}$, выраженного в процентах.

Формулы для вычисления:

$$\sigma_{\%} = \pm \sqrt{\frac{\sum_1^n \varepsilon_{\%}^2}{n-1}};\quad \eta_{\%} = \pm \frac{\sum_1^n \varepsilon_{\%}}{\sqrt{n(n-1)}},$$

где

$$\varepsilon_{\%} = \frac{A - a_i}{A} 100\%.$$

Совершенно очевидно, что для величин $\sigma_{\%}$, $\eta_{\%}$ и $r_{\%}$ остаются спра ведливыми соотношения, приведенные в разделе 1:

$$\sigma_{\%} = 1{,}25\ \eta_{\%} = 1{,}48\, r_{\%}.$$

Вероятность ошибки, соответственно равной или меньшей $\sigma_{\%}$, $\eta_{\%}$ и $r_{\%}$, равна:

для $\sigma_{\%}$ — 0,683,
„ $\eta_{\%}$ — 0,568,
„ $r_{\%}$ — 0,500.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы

1. При измерениях величин, близких по абсолютной величине друг к другу, для характеристики точности измерений можно поль зоваться абсолютной ошибкой.

2. При измерении величин, резко отличных друг от друга по своей абсолютной величине, для характеристики и сопоставления точности измерений можно и нужно пользоваться только относитель ной ошибкой.

Ниже будет показано, что различные методы геофизических наблю дений требуют применения при определении полевой точности ана лиза в абсолютных или относительных единицах, в зависимости от сущности измеряемых величин.

3. Некоторые особенности методики определения точности полевых геофизических наблюдений

Все предыдущие рассуждения проводились из предположения, что необходимо оценить погрешность измерения какой-либо одной величины. Для этого необходимо измерить эту величину достаточное количество раз (не меньше 30), а затем результаты измерений соответ ствующим образом обработать. Иначе говоря, если бы перед нами была поставлена задача: оценить погрешность измерения параметра физического поля в какой-либо одной точке наблюдений, то следовало бы провести на этой точке неоднократные наблюдения (до 30 и более раз) и после соответствующего исключения из полученных значений

систематических ошибок или, вернее, после введения соответствующих поправок в эти значения за влияние поддающихся учету факторов, обработать эти наблюдения описанным выше способом.

Совершенно ясно, что полученная таким способом характеристика точности измерения параметра физического поля в одной точке не может быть автоматически перенесена на все остальные точки наблюдений, достаточно удаленные от нее пространственно, измеренные много позже или раньше ее, более или менее резко отличающиеся от нее по величине параметра поля. В лучшем случае можно утверждать, что с аналогичной точностью проведены измерения в „соседних" точках наблюдения. Какие точки наблюдений могут считаться „соседними", определить весьма трудно. Можно лишь указать на факторы, которые будут ограничивать область „соседних" точек, а именно: 1) пространство; 2) время; 3) характер физического поля, который в свою очередь зависит от целого ряда факторов (геологическая обстановка, характер рельефа, климатические условия и т. д.).

Допустим, при всей неопределенности понятия „соседние" точки мы все же наметим их для одной из точек. Идя по этому пути, мы должны были бы разбить все наши точки наблюдения на отдельные группы и для каждой из них следовало бы определить точность наблюдений путем неоднократного измерения величины параметра физического поля в центральной точке этой группы (по отношению к которой все точки наблюдений данной группы являются „соседними"). Однако такой теоретически возможный путь определения точности полевых геофизических измерений применить на практике трудно, во-первых, потому, что чрезвычайно трудно установить, какие же точки наблюдений считать „соседними"; во-вторых, даже при устранении первого затруднения мы не получили бы в конце концов характеристики точности измерений физического поля на всей исследуемой площади[1], и, в-третьих, потому, что этот путь требует очень большого числа повторных наблюдений, что экономически невыгодно.

Как известно, в практике геофизических наблюдений для оценки точности измерений параметра физического поля принято повторять измерения на каждой двадцатой или десятой точках, спустя некоторое время с момента первого измерения. „Набирается", как говорят, 5 или 10% повторных точек. Не вдаваясь в подробности вопроса, какова методика „набора" повторных точек, укажем лишь, что необходимо „набрать", во-первых, однодневные и разнодневные повторные точки (для характеристики „профильной" и „площадной" точности измерений), во-вторых повторные точки должны „набираться" как в нормальном, так и в аномальном поле.

Имея в своем распоряжении достаточное количество таких парных наблюдений, можно вполне надежно оценить точность измерения параметра физического поля в любой точке наблюдений, а в отдельных случаях обнаружить и при дальнейшей обработке устранить систематическую погрешность в измерениях.

Прежде чем перейти к изложению способов анализа точности геофизических измерений по данным повторных наблюдений, коротко следует остановиться на приемах, применяемых в настоящее время большинством инженеров-геофизиков.

---

[1] Для получения характеристики точности измерений физического поля на всей исследуемой площади следовало бы еще раз проанализировать уже данные о точности наблюдений для отдельных групп.

4. Существующие приемы определения полевой точности геофизических наблюдений по результатам повторных наблюдений

В „Курсе магниторазведки“ [1] в главе XII, составленной Л. Д Берсудским один из параграфов специально посвящен вопросам опр деления практически достигнутой точности измерений при произво стве магниторазведочных работ. Л. Д. Берсудский указывает, ч „...для вычисления практически полученной точности измерен используются данные повторных измерений на пунктах съемочн сети“. Далее говорится, что при этом „...можно ограничиться дву измерениями на сети избранных пунктов: основным, выполненным п проведении съемки, и одним повторным“. После некоторых, весь общих, замечаний, относящихся к методике „набора“ повторных точе Л. Д. Берсудский рекомендует определять среднюю квадрати ную погрешность отдельного измерения по формуле

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum_{1}^{n} \delta^2}{2n}},$$

где δ — разности двойных измерений, выраженные в абсолютных ед ницах (гаммы, градусы);

n — количество пунктов, на которых приведены двойные измер ния.

Почему для характеристики точности измерений выбрана средн квадратичная ошибка, а не средняя арифметическая, например, остает неясным. Ведь если принять, что в данном случае действует зак нормального распределения ошибок, то было бы проще вычисля среднюю арифметическую ошибку, нежели среднеквадратичную, а первой ко второй перейти не так уж и сложно. Но действует в данном случае „закон нормального распределения“? Можно с ув ренностью сказать, что если свалить в общую кучу все „разно двойных измерений“, независимо от того, в нормальном или аномал ном поле располагаются повторные точки, то мы получим так „среднюю“ картину, которая не будет правильно отражать дейст тельного положения вещей, во-первых, потому, что нельзя говори о среднеквадратичной ошибке, выраженной в абсолютных ед ницах, не указывая при этом, к какой величине эта ошиб относится (к нормальному полю или аномальному участку).

Остается также неясным вопрос, почему Л. Д. Берсудский пр лагает определять погрешность в абсолютных (гаммы, градус а не в относительных (%) единицах. Казалось бы, в последн случае можно было говорить о погрешности вообще, независимо величин измеренного параметра поля. Наконец, что самое главн предлагаемый способ определения погрешности базируется на предпо жении, что отклонение повторных измерений от основных подчине закону случайностей, что никакого систематического отклонения зд не должно быть. Но систематические отклонения повторных измер ний от основных в ту или иную сторону могут быть. Обнар жить эти систематические отклонения при вычислении „средней кв

---

[1] Берсудский Л. Д., Логачев А. А., Солодухо О. Ю., Курс маг торазведки, Гостоптехиздат, 1940.

ратичной" по способу, описанному выше, совершенно невозможно и они целиком войдут в значение „средней квадратичной ошибки".

Таким образом, Л. Д. Берсудский, предлагая указанный способ определения полевой точности, подошел к вопросу формально. Неоправданным остается при этом излишнее усложнение процесса вычислений, вызванное определением средней квадратичной, а не средней арифметической погрешности.

Проф. Л. Я. Нестеров утверждает следующее.

1. Материалом для определения полевой точности наблюдений должны служить повторные наблюдения на отдельных точках (или на отдельных профилях).

2. В нормальных условиях следует на выбранных точках повторять наблюдения один раз.

3. Каждый участок, характеризующийся особыми условиями (геологическое строение, характер физического поля, топография и т. д.), должен быть охарактеризован 25—30 повторными точками (чем больше, тем лучше, но экономически невыгодно).

4. Для каждого такого участка (или группы участков) полевая точность наблюдений должна быть вычислена отдельно.

5. Наиболее правильное значение полевой точности может быть получено не расчетным путем, а путем анализа вариационных кривых, построенных по данным повторных наблюдений.

6. Более грубая, приближенная, оценка полевой точности может быть получена путем вычисления средней арифметической погрешности.

Считая приведенные положения совершенно правильными, перейдем к рассмотрению хода решения, предложенного Л. Я. Нестеровым.

1. В противоположность Л. Д. Берсудскому, Л. Я. Нестеров считает более правильным вычислять точность полевых наблюдений в относительных единицах (%):

$$P = \frac{|a_i - b_i|}{\frac{a_i + b_i}{2}} 100\%,$$

где: a_i — основное наблюдение;

b_i — повторное наблюдение.

С этим положением полностью согласиться нельзя, так как в целом ряде случаев (например, при измерениях Δz) мы вынуждены проводить вычисления только в абсолютных единицах (гаммах). Далее этот вопрос будет разобран более подробно.

2. Имея в своем распоряжении n повторных измерений, можно вычислить среднюю полевую точность по формуле (в относительных единицах):

$$P_{ср} = \frac{2\sum_1^n |a_i - b_i|}{\sum_1^n (a_i + b_i)} 100\%$$

(очевидно, этой формулой можно пользоваться лишь в случае, когда a_i и b_i — существенно положительные величины, т. е. не могут быть

меньше нуля); либо по формуле (в абсолютных единицах):

$$P_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} |a_i - b_i|}{n}$$

(очевидно, в данном случае не важно, какие значения могут принимать a_i и b_i — положительные или отрицательные).

3. Для более правильного определения значения $P_{ср}$ рекомендуется пользоваться вариационной кривой, которая строится без учета знака разности $a_i - b_i$ (рис. 3).

Снятое с вариационной кривой, построенной без учета знака разности $(a_i - b_i)$, значение $P_{вер}$, отвечающее максимуму на кривой

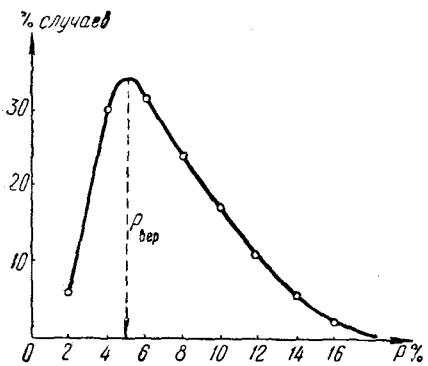


Рис. 3. Вариационная кривая, построенная без учета знака разности $a_i - b_i$

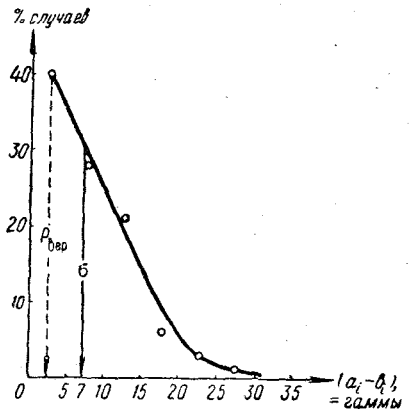


Рис. 4. Кривая по 193 повторным наблюдениям (магнитометр М-2)

Л. Я. Нестеров и рекомендует принимать за усредненную полевую точность наблюдений, указывая при этом, что $P_{вер}$ может не совпадать с $P_{ср}$, полученным расчетным путем.

С такой методикой построения вариационной кривой (без учета знака) можно согласиться лишь в том случае, если за $P_{вер}$ принимать не значение, отвечающее максимуму на кривой, а величину гораздо большую, так как максимум кривой должен при правильном построении кривой (по доброкачественным повторным измерениям и при достаточном их числе) совпадать с нулем на оси абсцисс. В качестве иллюстрации приводим практически полученную кривую, построенную без учета знака разности (рис. 4).

Метод построения вариационных кривых без учета знака разности, предложенный Л. Я. Нестеровым в феврале 1948 г., широко использовался в 1948/49 г. аэромагнитными партиями. Однако за „полевую точность" при таком построении кривых принимали не $P_{вер}$, а величину, соответствующую половине или одной трети ординаты $P_{вер}$.

В заключение следует отметить, что полученная расчетным или графо-аналитическим методом величина $P_{ср}$ или $P_{вер}$ должна характеризовать (по Л. Я. Нестерову) точность полевых наблюдений на всех точках, находящихся в аналогичных условиях, причем:

$$A_{ист} = A_{изм} \pm P_{ср} \quad (P_{ср} \text{ в абсолютных единицах})$$

или

$$A_{ист} = A_{изм} \pm A_{изм} P^{\%}_{вер} \quad (P^{\%}_{вер} \text{ в относительных единицах}).$$

5. О возможности и необходимости анализа полевой точности в абсолютных или относительных единицах

Как указывалось выше, различные авторы при определении полевой точности рекомендуют пользоваться либо относительными величинами (относительная погрешность), либо абсолютными (абсолютная погрешность).

Весьма простые рассуждения показывают, что относительной погрешностью можно пользоваться лишь в том случае, когда измеряемые величины не могут принимать значений <0. В самом деле, если попытаться вычислить погрешность наблюдений в относительных единицах для Δz в нормальном поле, где Δz близко к 0, то окажется, что относительная погрешность будет стремиться к ∞, тогда как абсолютная погрешность будет оставаться постоянной. Иначе говоря, при измерениях Δz в нормальном поле, где величины Δz, допустим, изменяются от $+100$ до -100γ, абсолютная погрешность не превосходит $\pm n\gamma$. При вычислении относительной погрешности выясняется, что она изменяется от $\frac{n}{100}100$ до $\frac{n}{0}100\% = \infty$.

С другой стороны, если не указать, для каких величин характерна *эта погрешность, знание абсолютной погрешности измерений не позволяет* судить о качестве проведенных наблюдений. Иначе говоря, простое указание „абсолютная погрешность измерений $\rho_к = \pm 5\Omega м$," так же, как и „абсолютная погрешность $\Delta z = 10\gamma$" еще ничего не говорит. Как в первом, так и во втором случае необходимо указать, что порядок измеряемых величин $\rho_к$ — от 100 до $200\Omega м$, для Δz — от $+200$ до -200γ (*спокойное поле*). Совершенно очевидно, что для величин $\rho_к$ от 200 до $500\Omega м$, так же, как и для участков аномального магнитного поля (например, от $+5000$ до -500γ), величина абсолютной погрешности будет несколько иная: раза в 2 больше ($\pm 10\Omega м$ и $\pm 20\gamma$).

Учитывая изложенное, анализ точности в абсолютных единицах следует проводить в том случае, когда: а) измеряемые величины параметра физического поля могут быть больше и меньше нуля; б) измеряемые величины параметра физического поля всегда больше нуля, но не нарушается неравенство:

$$\frac{a_{макс}}{a_{мин}} \leqslant 2,$$

где $a_{макс}$ и $a_{мин}$ — максимальное и минимальное значения параметра физического поля на всей исследуемой площади.

Таким образом, если мы хотим провести анализ точности в абсолютных единицах, в любом случае необходимо прежде всего разделить все наблюдения на отдельные группы, однородные по характеру измеряемых величин (участки „спокойного поля", „аномальные" участки и т. д.), а затем для каждой из выделенных групп определять погрешность отдельно.

Если же, исследуя физическое поле, мы проводим измерения параметра, значения которого не могут быть меньше нуля и изменяются в весьма широких пределах $\left(\frac{a_{макс}}{a_{мин}} > 2\right)$, нет необходимости разбивать исследуемую площадь на отдельные участки. Достаточно для характеристики качества наблюдений определить величину погрешности измерений в относительных единицах.

6. Способы оценки величины расхождения между повторными измерениями

Прежде чем перейти к оценке полевой точности геофизических наблюдений, необходимо проанализировать имеющиеся в нашем распоряжении данные повторных наблюдений на достаточно большом числе пунктов (более 30). Для этого предлагается поступать следующим образом.

Для случая, когда анализ точности следует проводить в абсолютных единицах, строится вариационная кривая расхождений между повторными наблюдениями, причем по горизонтальной оси откладывается величина $\varepsilon_i = a_i - b_i$ с учетом знака разности, где a_i — основное наблюдение, b_i — повторное (рис. 5).

Количество точек на кривой зависит от общего количества повторных наблюдений. На рис. 6 приведен график зависимости количества интервалов (на основании которых строится вариационная кривая) от общего количества повторных наблюдений.

При нормальных условиях наблюдений (отсутствие систематической ошибки, равноценность всех измерений основных и повторных и т. д.) вариационная кривая получается симметричной относительно оси ординат и по форме весьма близкой к кривой Гаусса. В качестве иллюстрации на рис. 7 приведена практически полученная кривая.

В случае, если кривая будет получена асимметричная, либо нисходящие ветви кривой будут осложнены дополнительными максимумами, следует более детально проанализировать данные основных и повторных наблюдений для вскрытия причин искажения кривой. Асимметрия кривой в первую очередь указывает на наличие систематического расхождения между основными и повторными наблюдениями, т. е. на наличие систематической погрешности наблюдений. Наличие осложнений на нисходящих ветвях кривой может объясняться неправильным выбором количества интервалов суммирования (слишком большого числа точек на вариационной кривой). Кроме того, осложнения могут возникать вследствие допущенной систематической ошибки при измерениях некоторой части повторных точек. До определения „расхождения" между повторными измерениями вариационную кривую следует привести к виду, близкому к кривой Гаусса, путем исключения влияния систематической ошибки (не простым исключением „выскакивающих" значений, а путем введения соответствующих поправок во все наблюдения, проводившиеся одновременно с „выскакивающими" повторными), если ее достаточно надежно удалось установить.

Надо сказать, что в подавляющем большинстве случаев вариационные кривые расхождений между повторными измерениями получаются достаточно симметричными и особых исправлений не требуют. Для оценки „расхождения" между повторными наблюдениями по вариационной кривой необходимо найти такие значения $\varepsilon = \pm \Delta$, между которыми заключалось бы 80% всей площади кривой (рис. 5). Иначе говоря, за „расхождение" между повторными измерениями ($\pm \Delta$) мы принимаем такую величину возможного расхождения между повторными наблюдениями, вероятность получения расхождения меньше которой равна 0,8 (80%).

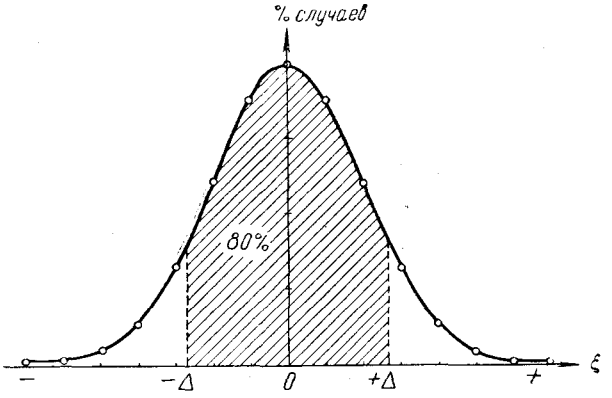


Рис. 5. К определению величины вероятного расхождения

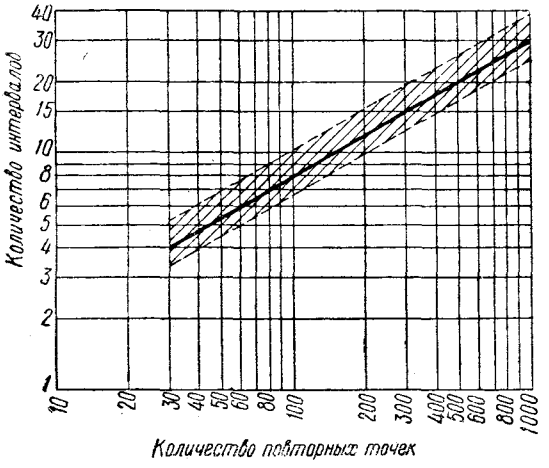


Рис. 6. График зависимости количества интервалов от общего количества повторных наблюдений

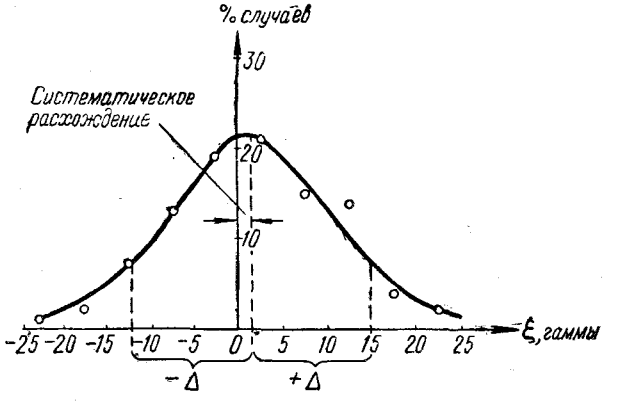


Рис. 7. Кривая по 193 повторным наблюдениям (магнитометр М-2). $\varepsilon = a_n - b_n$, $\Delta = \pm 13\gamma$

Вероятность 0,8 нами выбрана условно и при желании может бы легко уменьшена или увеличена в зависимости от тех требовани которые ставятся при интерпретации результатов наблюдений. Инт

ресно отметить, что если по известной формуле $\sigma = \pm\sqrt{\frac{\sum_1^n \varepsilon_i^2}{n-}}$ вычислить величину σ и затем, отложив эти значения на оси аб цисс, подсчитать площадь, заключенную между $\pm\sigma$, то в подавляюще большинстве случаев эта площадь составляет 72—77% от площад всей кривой. Иначе говоря, вероятность расхождения между повтор ными $\leqslant \pm\sigma$ равна 0,72—0,77 (вместо 0,68, согласно нормальном закону распределения Гаусса). Ни одного случая, когда бы вероя ность вычисленной σ была $< 0{,}68$, не было встречено. На рис. 8—1 приведены практически полученные вариационные кривые, на кот рых отмечены значения σ и η, вычисленные по соответствующи формулам.

В тех случаях, когда анализ точности полевых измерений необ ходимо проводить в относительных единицах, способ опреде ления „расхождения" между повторными наблюдениями предлагаетс нами следующий.

По отношениям $\frac{a_i}{b_i}$ строится вариационная кривая расхождени между повторными наблюдениями.

При построении вариационной кривой значения $\frac{a_i}{b_i} > 1$ определяю положение правой нисходящей ее ветви, значения $\frac{b_i}{a_i} > 1$ — левой ветви Количество интервалов суммирования выбирается также в зависимост от общего количества повторных наблюдений (рис. 6). Границы ж интервалов выбираются так, как это показано на рис. 11.

Так же, как для случая определения „расхождения" межд повторными измерениями в абсолютных единицах, до определени „расхождения" в относительных единицах необходимо проанализи ровать причины асимметрии кривой и по возможности исключит влияние систематических погрешностей.

Для оценки „расхождения" между повторными наблю дениями по вариационной кривой необходимо найти такие значения и $\frac{1}{v}$, между которыми заключалось бы 80% всей площади кривой Иначе говоря, за расхождение между повторными наблю дениями мы принимаем такое отношение между повтор ными измерениями, вероятность получения меньш которого равна 0,8 (80%).

На рис. 12—13 приведены практически полученные вариационны кривые относительных расхождений между повторными наблюдениями

7. Определение „вероятной ошибки" полевых измерений по величине расхождения между повторными измерениями

Чтобы определить „вероятную ошибку" полевых измерений по „рас хождению" между повторными измерениями, необходимо установить где расположена величина $A_{ист}$ относительно значений a_i и b_i (т. е

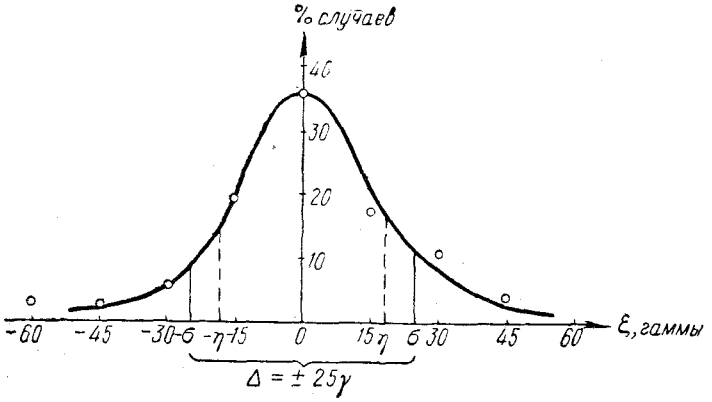


Рис. 8. Кривая по 113 повторным наблюдениям (магнитометр М-2) $\varepsilon = a_i - b_i$

Вычисленные значения:
$\eta = \pm 18{,}0$; 69% площади,
$\sigma = \pm 24{,}8$; 80% площади

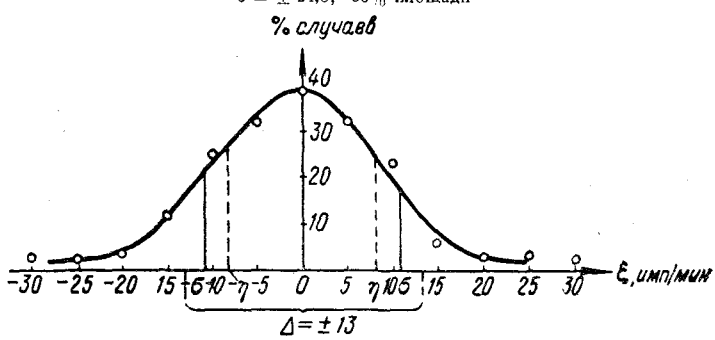


Рис. 9. Кривая по 186 повторным наблюдениям (гамма-счетчик) $\varepsilon = a_i - b_i$

Вычисленные значения:
$\eta = \pm 8{,}2$; 60% площади,
$\sigma = \pm 10{,}9$; 75% площади

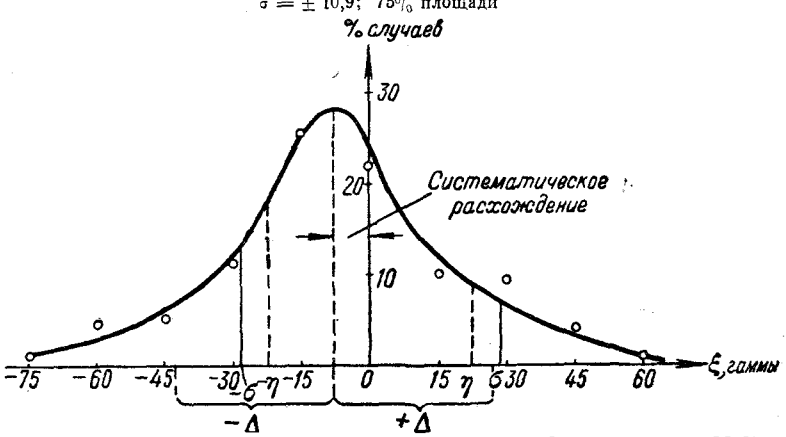


Рис. 10. Кривая по 95 повторным наблюдениям (магнитометр М-2) $\varepsilon = a_i - b_i$

Вычисленные значения:
$\eta = \pm 22$; 60% площади,
$\sigma = \pm 28{,}5$; 72% площади

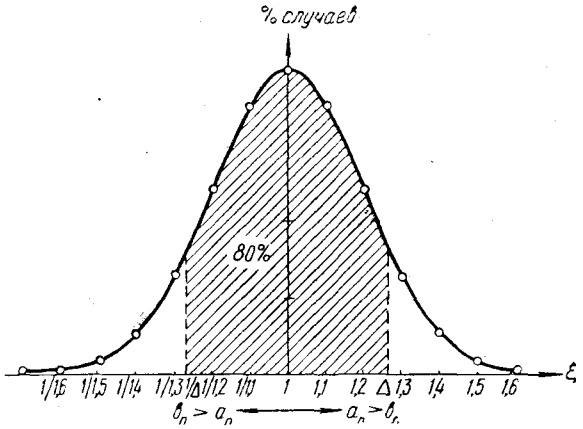


Рис. 11. К определению величины вероятного расхождения

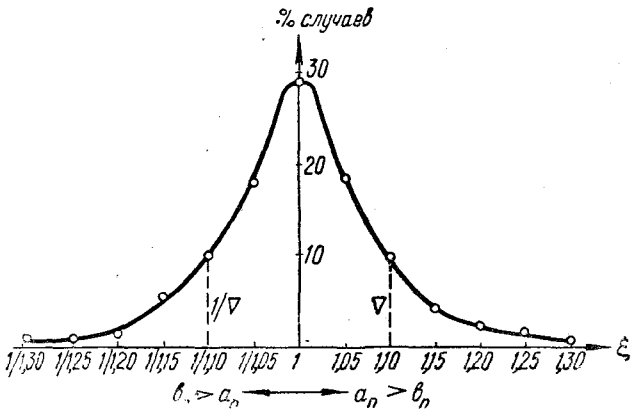


Рис. 12. Кривая по 350 повторным наблюдениям (комбинированное профилирование)

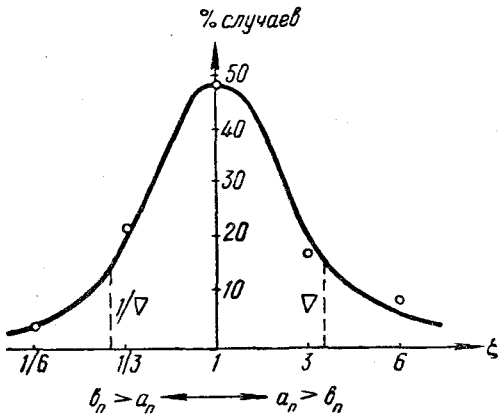


Рис. 13. Кривая по 58 повторным наблюдениям (эманационная съемка)

относительно основного и повторного измерения). Если анализ точности проводится в абсолютных единицах, нетрудно показать, что $A_{ист}$ находится вероятнее всего между a_i и b_i и ближе к одному из этих значений, а не посредине между ними.

Действительно, если производить неоднократные измерения одной и той же величины A, то, как это было показано выше, отклонения $\varepsilon_i = A - a_i$ (где a_i — значения, полученные при измерениях) подчиняются закону нормального распределения, т. е. наибольшее количество значений a_i будет располагаться вблизи A. Если же мы имеем в своем распоряжении только 2 значения: a_i и b_i (основное и повторное наблюдение), то, как это видно из рис. 3, наиболее вероятно нахождение $A_{ист}$ ближе либо к основному, либо к повторному наблюдению. Так как мы не гарантированы и от случая, когда $A_{ист}$ находится не между a_i и b_i, и так как мы, имея в своем распоряжении, как правило, только одно наблюдение, не можем сказать, в какую сторону от него находится $A_{ист}$, то мы вынуждены найти здесь некоторое компромиссное решение, которое позволило бы оценить вероятное отклонение $A_{ист}$ от a_i:

$$m_{\Delta} = \pm\frac{\Delta}{\sqrt{2}}.$$

Иначе говоря, за вероятную ошибку полевых измерений мы принимаем величину в $\sqrt{2}$ раз меньшую „расхождения" между повторными измерениями.

Если анализ точности полевых измерений проводится в относительных единицах, то за вероятное значение можно принять $A_{ист} = \sqrt{a_i b_i}$, что, вообще говоря, логически вытекает из самой сущности измерений величин, „существенно положительных" (не могущих быть < 0). Действительно, если измерять величину в 100 единиц, то, очевидно, вероятность получения при измерениях значения 150 будет такой же, как вероятность получения значения 67 $\left(\frac{150}{100} = \frac{100}{67} = 1{,}5\right)$ и, конечно, вероятность получения значения 150 будет гораздо большей, нежели значения 50.

Если согласиться с указанным выше положением ($A_{ист} = \sqrt{a_i\ b_i}$), то можно написать следующее неравенство, справедливое для всех точек, на которых было проведено всего лишь одно измерение:

$$A_{изм}\sqrt{\nabla} \geqslant A_{ист} \geqslant A_{изм}\sqrt{\frac{1}{\nabla}}$$

или, если разделить обе части неравенства на $A_{изм}$,

$$\sqrt{\nabla} \geqslant m_{\nabla} \geqslant \sqrt{\frac{1}{\nabla}},$$

где:

$$m_{\nabla} = \frac{A_{ист}}{A_{изм}} \quad \text{или} \quad A_{ист} = A_{изм}\, m_{\nabla}.$$

Иначе говоря, за вероятную относительную ошибку измерений мы принимаем величину, равную корню квадратному из величины „расхождения" между повторными измерениями (величина расхождения выражается также в относительных единицах).

8. Выбор масштаба графиков с учетом „вероятной ошибки" полевых измерений

Основное условие, которое должно быть выполнено при постр нии графиков по результатам полевых измерений, заключается в чтобы на графике совершенно не отражались ошибки измере Иначе говоря, „вероятная ошибка" измерений определяет сс толщину линии графика.

Если принять, что толщина линии не может быть больше 1 то масштаб графика необходимо выбирать на основании следую данных.

1. В тех случаях, когда определялась „вероятная" ошибка в аб лютных единицах, в 1 *мм* должно укладываться $2m_{\nabla}$ единиц..

Пример. Если $\Delta = \pm 25\gamma$ (рис. 7), то $m_{\Delta} = 17{,}7\gamma$. Масштаб графиков Δz в данном случае следовало бы выбрать таким, чт в 1 *мм* было 35γ, или в 1 *см* — 350γ. Если выбрать масштаб в дан случае 1 *см* — 250γ, то толщина линии графика должна быть р ной 1,4 *мм*.

2. В тех случаях, когда определялась „вероятная" ошибка в от сительных единицах, следует пользоваться при построении граф логарифмическим масштабом.

Модуль логарифмического масштаба должен быть выбран с та расчетом, чтобы в толщину линии графика укладывалась „вероятн ошибка:

$$M \lg (A_{\text{изм}}\sqrt{\nabla}) - M \lg \left(A_{\text{изм}}\sqrt{\frac{1}{\nabla}}\right) = 1\ мм,$$

где: M — модуль логарифмического масштаба, *мм*.

Преобразовав это равенство:

$$M \lg A_{\text{изм}} + \frac{1}{2} M \lg \nabla - M \lg A_{\text{изм}} + \frac{1}{2} M \lg \nabla = 1\ мм$$

или

$$M = \frac{1}{\lg \nabla}.$$

Пример 1. Если $\nabla = 1{,}12$, то модуль логарифмического м штаба графика должен быть равен

$$M = \frac{1}{\lg 1{,}12} = \frac{1}{0{,}05} = 20\ мм.$$

Пример 2. Если $\nabla = 3{,}5$ (рис. 12) то,

$$M = \frac{1}{\lg 3{,}5} = \frac{1}{0{,}54} = 2\ мм.$$

При построении карт изолиний следует придерживаться следую правил.

1. Для случаев, когда определяется „вероятная" ошибка в аб лютных единицах, изолинии должны проводиться не чаще, чем че $\sqrt{2}\Delta$ единиц. Учитывая, что при производстве полевых наблюде

следует добиваться такой полевой точности измерений, при которой аномалии над искомыми объектами минимум в 5—10 раз превышают значение „вероятной" ошибки наблюдений, можно допустить некоторое разрежение изолиний (от 1,5 до 3 раз).

Пример. При $\Delta = \pm 25\gamma$ изолинии следует проводить не гуще, чем через 35γ. Обычно же в таком случае следует проводить изолинии через 50γ.

2. Для случаев, когда определяется „вероятная" ошибка в относительных единицах, изолинии должны проводиться таким образом, чтобы значение каждой последующей изолинии было бы в ν раз больше значения предыдущей. По соображениям, указанным выше, здесь также допускается некоторое разрежение изолиний.

При построении карт векторов (например, U_{gz}) масштаб векторов следует выбирать с таким расчетом, чтобы в 1 *мм* укладывалась величина $2m_\Delta$.

Пример. Если $\Delta = \pm 5E$, то $m_\Delta = \pm 3{,}5E$, $2m_\Delta = 7E$.

Округлено: в 1 *мм* должно содержаться не более $5E$, причем в данном случае конец вектора может описывать окружность диаметром 1,4 *мм*.

Заключение

Изложение вопроса о полевой точности геофизических наблюдений в предлагаемой статье дано весьма сжато, поэтому нет необходимости останавливаться на основных ее положениях. Следует лишь отметить, что графоаналитический метод определения полевой точности (с помощью построения вариационных кривых), впервые предложенный проф. Л. Я. Нестеровым и несколько дополненный автором, имеет несомненные преимущества перед другими методами. Все другие способы определения полевой точности наблюдений без графического анализа расхождений между повторными измерениями пригодны лишь для грубой оценки величины погрешности (способы аналитического определения „средней квадратичной" или „средней арифметической" ошибки). Поэтому предпочтение следует отдать способу определения „средней арифметической" ошибки как наиболее простому.

В статье имеется целый ряд вопросов, требующих дальнейшей разработки и уточнения: 1) методика „набора" повторных измерений для оценки полевой точности; 2) необходимость и возможность определения полевой точности в относительных или абсолютных единицах для различных геофизических методов; 3) способ анализа полевой точности в относительных единицах.

Кроме того, нельзя мириться с тем, что вопросы „полевой точности" измерений для некоторых геофизических методов (например, для сейсморазведки) до сего времени вообще не разбирались.

Поступило
26 июня 1951 г.