

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геолого-геофизический факультет
Кафедра геофизики

**ВЕКТОРНЫЕ МАГНИТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ
С ФЕРРОЗОНДОВЫМИ ТЕОДОЛИТАМИ**

Методическое пособие

Новосибирск
2005

Аннотация

Методическое пособие предназначено студентам-геофизикам, изучающим методы векторных измерений в геомагнетизме и магниторазведке в курсах "Магниторазведка" и "Геомагнетизм: главное поле и вековые вариации" и на учебных полевых геофизических практиках.

Рассмотрены основные области применения векторных магнитных измерений, задачи, решаемые с использованием их результатов; принципы этих измерений с использованием феррозондовых теодолитов; устройство, принцип действия, способы регулировки и технические параметры феррозондовых теодолитов; методика и техника векторных измерений комплектами феррозондового теодолита и протонного магнитометра. Даны методические рекомендации для проведения векторных магнитных измерений с феррозондовыми теодолитами в обсерваториях и пунктах векового хода при изучении пространственно-временной структуры геомагнитного поля. Необходимость таких наземных измерений для изучения вековых вариаций геомагнитного поля показана путем сравнения ролей этих и спутниковых магнитных измерений. Указаны основные черты методики векторной магнитной съемки в целях разведки железорудных месторождений на примерах такой съемки участка магнетитового месторождения Самсон в Хакасии.

Пособие может быть полезно инженерно-техническим работникам геофизических организаций, ведущих магнитные измерения в обсерваториях и пунктах векового хода или разведку месторождений полезных ископаемых.

Составители:

А. В. Ладынин, А. А. Попова, Н. Н. Семаков

Рецензент – канд. геол.-мин. наук П. Г. Дядьков

© Новосибирский государственный
университет, 2005

ВВЕДЕНИЕ

Магнитометрией называется совокупность методов исследования магнитного поля Земли (и планет), среди которых важную роль играют магнитные измерения (магнитометрия в узком смысле слова). Объектами магнитометрии являются источники магнитного поля: а) внутри Земли – системы токов в жидком внешнем ядре и намагниченные тела в литосфере и б) внешние – токи в ионосфере, переменная во времени структура магнитосферы.

Измерения магнитного поля производятся на земной поверхности (реже – в скважинах и глубинах морей и океанов) и над Землей (с самолетов, аэростатов и в последние десятилетия – со спутников). Спутниковые методы успешно используются для изучения магнитных полей и других планет Солнечной системы [1, 2].

Суммарное магнитное поле внутренних источников в Земле называется геомагнитным полем (ГМП). В этой работе обсуждаются различные стороны проблемы измерений ГМП; полей внешних источников мы коснемся только в связи с суточными вариациями ГМП, вызванными электрическими токами в ионосфере.

В геомагнетизме принято разделять ГМП на две части:

1) главное поле, обусловленное электрическими токами вихревых течений в эффективно жидком металлическом и, следовательно, проводящем веществе жидкого ядра;

2) аномальное магнитное поле (АМП), связанное с намагниченностью горных пород литосферы. АМП можно считать стационарным, тогда как главное ГМП испытывает значительные вековые вариации (ВВ).

ГМП на земной поверхности описывается пространственно-временным распределением вектора индукции \mathbf{T} . Пространственная структура ГМП это распределение на поверхности Земли вектора \mathbf{T} в фиксированный момент времени. Временную структуру составляют вековые вариации (ВВ) главного поля и внешнее поле, которое не рассматривается вне временной зависимости.

Для полной характеристики вектора \mathbf{T} нужно измерить минимальный набор из трех его элементов в системе координат географический север-восток-вертикаль вниз (С-В-Н). Такие измерения называются векторными. Заметим, что в литературе по геомагне-

тизму довольно часто, особенно в западных публикациях, векторными называются измерения трех компонент в произвольной декартовой координатной системе без привязки к координатам (С–В–Н). Поэтому, когда говорят о векторных магнитометрах, надо понимать так: «трехкомпонентные магнитометры для векторных измерений». Не всякие измерения с ними являются векторными, лишь те, в которых прибор ориентирован в координатах (С–В–Н). Иначе измерения следует называть трехкомпонентными; их результаты могут быть представлены в векторной форме, только если есть необходимые данные для преобразования координат. Феррозонд иногда называют векторным прибором потому, что выходной сигнал чувствительного элемента зависит не только от величины внешнего поля, но и от его направления относительно оси феррозонда [3]. В таком понимании даже одноосный феррозондовый магнитометр является векторным прибором, с чем трудно согласиться.

Для изучения пространственно-временной структуры ГМП нужны векторные измерения. Из-за недостаточного числа и неравномерного распределения по земной поверхности магнитных обсерваторий (МО) при построении аналитических моделей ГМП – наборов коэффициентов ряда Гаусса используются [4–6]:

а) данные регулярных, с интервалом от 2 до 5 лет, векторных измерений в пунктах векового хода (ПВХ), по западной терминологии, повторных станциях (*repeat stations*, RS);

б) материалы спутниковых измерений – в первую очередь векторных, выполняемых при достаточно точной ориентировке в координатах (С–В–Н), трехкомпонентных и модульных (когда измеряется абсолютное значение вектора T без угловых измерений);

в) данные региональных магнитных съемок, преимущественно модульных и главным образом на акваториях Мирового океана, где крайне редка сеть пунктов векторных наблюдений (МО и RS).

В последнее время довольно распространенными для векторных измерений стали феррозондовые магнитометры [1; 7].

Феррозондовый датчик (*fluxgate*) имеет два параллельных соленоида с взаимно противоположным направлением обмоток и сердечниками из магнитомягкого сплава, обычно пермаллоя – сплава никеля (79 %) с железом (17 %) и молибденом (4 %). Соленоиды создают противоположно направленные собственные магнитные поля. В охватывающей оба соленоида измерительной ка-

тушке генерируется ток, сила которого зависит от величины индукции измеряемого поля и от ориентации системы соленоидов относительно вектора индукции. Датчик имеет высокую чувствительность к индукции поля и его направлению. Он служит основой приборов для измерения силовых или угловых элементов ГМП, разных приборов для навигации, дефектоскопии, измерения магнитных полей в других технических приложениях. Одним из таких приборов является феррозондовый теодолит для измерения склонения и наклонения магнитного поля (*DI*-магнитометр, инклинметр / деклинометр).

Методическое пособие предназначено, в первую очередь, студентам-геофизикам, при изучении следующих дисциплин:

- курс «Гравиразведка и магниторазведка»;
- спецкурс по выбору «Геомагнетизм: главное поле и вековые вариации»;
- для учебной полевой геофизической практики на полигоне Ши́ра (Хакасия), где создан ПВХ Ши́ра с ежегодным режимом наблюдений и имеется магнетитовое месторождение Самсон как участок для векторных магнитных съемок.

Студентам-геологам других специальностей материал пособия будет полезен в курсе «Геофизические методы исследований», а также на учебной геофизической практике в Ши́ра.

Так как феррозондовые теодолиты пока не имеют широкого применения в геофизических работах в России, при составлении пособия мы учитывали возможность его использования в качестве справочника и инструкции для выполнения векторных магнитных измерений:

- в изучении вековых вариаций ГМП на сети МО и ПВХ;
- в опытно-методических и производственных векторных магнитных съемках с разведочными задачами на железорудных месторождениях.

В разделе I пособия обсуждаются общие вопросы: принципы магнитометрии; типы магнитометрических приборов; виды магнитных съемок; магнитные обсерватории и пункты векового хода; вековые вариации геомагнитного поля; спутниковые магнитные измерения и вековые вариации ГМП по спутниковым данным; векторная магнитометрия в геологических задачах.

Далее дано описание типичной конструкции феррозондового теодолита, характеризуется точность измерений склонения и на-

клонения в зависимости от типа теодолита и степени учета помех в разных условиях – при векторных измерениях в МО и ПВХ и при магнитных съемках с геологическими целями. Для этих двух приложений векторной магнитометрии приводятся технологии полевых измерений и обработки их материалов.

1. ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ И ЗАДАЧИ ВЕКТОРНОЙ МАГНИТОМЕТРИИ

1.1. Принципы магнитометрии

В геомагнетизме для определения на земной поверхности и во внешнем пространстве элементов магнитного поля – силовых компонент и углов ориентировки вектора магнитной индукции \mathbf{T} используется особая система прямоугольных координат: в горизонтальной плоскости x – на географический север, y – на восток, z – вертикально вниз. В описании структуры магнитного поля Земли, (как и гравитационного поля), в форме ряда по сферическим полиномам, применяется картезианская система координат: начало – в центре масс Земли, ось z – по оси вращения, ось x – пересечение плоскостей экватора и Гринвичского меридиана, ось y – на восток.

Определение вектора магнитной индукции \mathbf{T} выполняется путем измерения некоторых сочетаний трех из семи его элементов.

Рис. 1. Элементы геомагнитного поля

Элементами ГМП являются (рис. 1): модуль вектора T ; компоненты по осям координат – X , Y , Z ; модуль вектора горизонтальной составляющей H ; склонение D (угол между географическим меридианом, осью x , и магнитным меридианом, направлением вектора \mathbf{H}); наклонение I (угол в вертикальной плоскости магнитного меридиана между векторами \mathbf{H} и \mathbf{T}).

Соотношения между этими элементами:

$$H = T \cos I; \quad Z = T \sin I; \quad X = H \cos D; \quad Y = H \sin D;$$

$$D = \arctg(Y / X); \quad I = \arctg(Z / H); \quad (1)$$

$$H^2 = X^2 + Y^2; \quad T^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2.$$

Чтобы полностью определить вектор **T**, т. е. вычислить любые его элементы, достаточно измерить три элемента в следующих комбинациях: X, Y, Z ; X, Y, T ; X, Z, T ; D, H, T ; D, H, Z ; D, I, T .

Во всех случаях необходимо знать направление географического меридиана – для измерения составляющей **T** по этому направлению (X) или угла D между географическим меридианом и магнитным меридианом (направлением вектора **H**).

Для векторных измерений, напомним, обязательно фиксирование направления географического меридиана. В каждом акте магнитного измерения определять географический азимут датчика прибора нецелесообразно. Обычно на пункте (или площади) измерений определяется географический азимут вспомогательного удаленного ориентира – миры. Это может быть сделано астрономическими или геодезическими методами: измерениями азимута Солнца в фиксированные моменты времени, угловыми измерениями пунктов в существующей сети триангуляции или измерением координат пункта и миры GPS-приемниками.

Дальше в этом разделе будем считать географический азимут миры известным.

1.2. Типы магнитометрических приборов

Существуют разные классификации магнитометрических приборов: по измеряемым величинам, способам измерения, физическим принципам работы.

1. Имеются *магнитометры* – приборы для измерения элементов ГМП и *магнитографы* (или *вариометры*) – для записи вариаций ГМП относительно известной (независимо определяемой) базисной линии для каждого элемента ГМП. Магнитометры также могут быть использованы для измерения вариаций: фиксируются изменения значений элементов ГМП с заданным шагом по времени. Магнитографы, как правило, стационарные приборы, и в качестве магнитометров не используются. В последнее время начали входить в практику градиометры для измерений градиентов поля – по координатным осям или полного градиента.

2. Приборы могут быть пригодны для абсолютных или только для относительных измерений (*абсолютные* или *относительные*

приборы). Первыми измеряется полное значение элемента поля непосредственно в принятой системе единиц, вторыми – измеряется разность значений поля в данной точке (или в данное время) и в базисной точке (в начальное время) или отношение таких значений. Магнитографы – приборы относительные. Магнитометры могут быть абсолютными и относительными.

3. Приборы – как магнитометры, так и современные магнитографы – могут быть *скалярными* или *векторными*, т. е. предназначенными для скалярных или векторных измерений. Скалярные измерения T – модуля вектора магнитной индукции \mathbf{T} – называются *модульными*. Скалярные измерения элементов (обычно Z или H) называются *компонентными*. Измерения ортогональных элементов X , Y , Z без ориентировки датчика X по географическому меридиану и датчика Z по вертикали являются *трехкомпонентными*. Если же выполнена точная ориентировка датчиков по этим координатам, измерения являются *векторными*. Некоторые типы приборов (без другого оборудования) пригодны только для модульных измерений, другие – для компонентных измерений.

4. Наиболее важным основанием классификации магнитометрической аппаратуры является *физический принцип действия* прибора. По этим принципам выделяются:

а) *торсионные* (магнитомеханические) магнитометры, чувствительными элементами которых являются постоянные магниты, поворачивающиеся на угол, пропорциональный изменению поля, или качающиеся с периодом, зависящим от значения поля;

б) *феррозондовые* магнитометры, датчиками которых служат катушки с сердечниками из магнитомягких сплавов (обычно – пермаллоя), чувствительные к направлению и величине поля. Этот класс составляют феррозондовые магнитометры для измерения компонент поля, трехкомпонентные феррозондовые магнитометры и феррозондовые теодолиты (*DI*-магнитометры);

в) *квантовые* (магниторезонансные) магнитометры, действующие на эффекте расщепления уровней энергии атомов активного вещества (щелочных металлов) в магнитном поле; разность уровней пропорциональна измеряемому полю T ; измерения поля осуществляются с использованием эффекта оптической накачки;

г) *протонные*, действующие на эффекте прецессии магнитных моментов протонов (прецессия Лармора). Ее частота пропорциональна полю T ;

д) *оверхаузеровские*, в последнее время (в качестве протонных магнитометров) выпускающиеся приборы, в которых используется эффект Оверхаузера (динамической поляризации протонов) – усиления сигнала прецессии магнитных моментов протонов за счет электронного резонанса в присутствии в органическом растворителе свободных радикалов – атомов парамагнитных солей щелочных металлов;

е) *индукционные*, основанные на электромагнитной индукции – воздействии измеряемого поля на катушки с током; приборы этого типа используются в основном для измерения магнитных свойств горных пород;

ж) *криогенные* магнитометры, использующие эффект Джозефсона (слабый контакт в сверхпроводящем контуре), в форме СКВИДа (сверхпроводящего квантового интерференционного датчика), который может быть построен как датчик поля или градиентов поля.

Кроме того, предложены модели и проведены испытания магнитометров, основанных на принципах магнитодиода, магниторезистора, эффекта Холла [8; 9], ксилофонного резонанса [10] и др.

Приборы разных типов в некоторой мере специализированы для решения разных задач геомагнетизма. В табл. 1 сведены перечисленные выше классификационные типы приборов, измеряемые компоненты поля, типы съемок, в том числе по носителям аппаратуры, что в определенной мере обусловлено областями применения аппаратуры и решаемыми задачами.

Конкретных моделей магнитометрических приборов было изобретено, производилось и использовалось очень много. Некоторые модели, применявшиеся в разных странах, принципиально и конструктивно близки, другие являются оригинальными или уникальными. В наших целях необходимо выделить приборы или аппаратурные комплекты, с помощью которых выполняются *векторные магнитные измерения*.

Таблица 1.

Классификация магнитной аппаратуры

Типы приборов, условия измерений	Физические принципы					
	Горсионные	Феррозондовые	Квантовые	Протонные	Индукционные	Криогенные
Магнитометры	+	+	+	+	(+)	+
Вариометры	+	+	+			
Градиометры			+	+		+
Измерители магнитных свойств	+				+	
Абсолютные				+		+
Относительные	+	+	+	+	+	+
Скалярные	+	+	+	+	+	+
Векторные		+		+*		
Измеряемые величины	$\Delta Z, \Delta H, D, I, J_r$	X, Y, Z, D, I	T	T, H, Z^*	$\kappa, J_r, (\Delta Z)$	$T, \text{grad}T$
Магнитные обсерватории	+	+		+		
Повторные станции	+	+		+		
Наземная съемка	+	+	+	+		+
Морская съемка		+	+	+		+
Аэромагнитная съемка		+	+		(+)	
Спутниковые измерения		+	+	+		

Примечание: + означает соответствие; (+) – соответствие есть, но приборы сейчас не используются; * – только в обсерваториях.

При измерении X необходимо ориентировать датчик по географическому меридиану (от него же отсчитывается угол D). Для это-

го нужна точная угломерная система – горизонтальный круг (лимб) и отсчетное устройство. Такие системы имеют в своих конструкциях QHM (кварцевый H-магнитометр) и феррозондовый теодолит. Приборы каждого из этих типов измеряют по два элемента ГМП: QHM – D и H , феррозондовый теодолит – D и I . Третьим элементом, необходимым для описания вектора \mathbf{T} , могут быть вертикальная компонента Z или модуль T . В последнее время обычно измеряют T , так как для этого есть компактные и удобные в работе абсолютные протонные магнитометры.

Широко распространенным прибором для векторных измерений, особенно в спутниковых системах, является трехкомпонентный (X , Y , Z) феррозондовый магнитометр. Он не является абсолютным прибором по следующим причинам:

1) компоненты поля определяются (с использованием компенсационных полей) по значениям силы тока в измерительных обмотках феррозондовых датчиков. Следовательно, такие приборы нуждаются в калибровке;

2) всегда имеются отклонения от идеальной ортогональности датчиков. Появившиеся при изготовлении, они изменяются при эксплуатации прибора из-за вибраций и колебаний температуры. Их влияние учитывается поправками, которые определяются при калибровке;

3) ориентировка прибора – датчика Z по вертикали, датчика X по географическому меридиану – довольно сложная задача. Если такая ориентировка не выполнена или имеет малую точность, прибор измеряет три компоненты в собственной системе координат. По ним однозначно вычисляется модуль T , а компоненты оцениваются с большей или меньшей погрешностью.

Для векторных измерений применяются также протонные магнитометры. Для этого датчик магнитометра (ампула с рабочим веществом с отклоняющей и измерительной катушками) помещается в совмещенный центр двух ортогональных систем колец Гельмгольца, установленных на теодолитной платформе [1]. Одна система колец устанавливается так, чтобы ее горизонтальная ось была ориентирована по магнитному меридиану, ось других колец устанавливается вертикально. Измерения можно выполнять посредством компенсации одной из компонент при измерении другой (способ Нельсона) или введения равных по модулю добавочных полей разного знака (способ Серсона) [Там же, с. 103].

Способ компенсации не просто реализовать с необходимой точностью и трудно автоматизировать. Для точной ориентировки горизонтальных колец используется процедура, основанная на выравнивании данных измерений суммарных полей (земного и колец) при повороте колец на 180° : при измерении Z нужны два отсчета, Z_{NS} и Z_{SN} , а при измерении H – 4 отсчета, H_{NS} , H_{SN} , H_{EW} , H_{WE} (N , S , E , W – направления в геомагнитных координатах). Каждая компонента (Z , H) измеряется по минимальному значению (при компенсации другой компоненты). Так можно измерить три элемента: T (при нулевом токе в кольцах), H и Z . Этим не полностью определяется вектор \mathbf{T} , нужно знать D . Для его определения с помощью теодолита фиксируется направление оси горизонтальных колец при $\mathbf{F}_+ = \mathbf{F}_-$ ($\mathbf{F}_+ = \mathbf{T} + \mathbf{B}$ и $\mathbf{F}_- = \mathbf{T} + (-\mathbf{B})$ при ориентировке оси в направлениях $E-W$ и $W-E$ соответственно). Оно соответствует магнитному меридиану, и, как обычно, должен быть известен географический азимут мира.

Принцип добавочных полей, строго равных по модулю и противоположных по знаку, реализуется проще. Формулы для вычисления значений компонент можно найти в работе [11, с. 81] или в работе [1, vol. 1, p. 103]. Способ добавочного поля, равного $0,8T$, как показано в работе [12], лучше метода компенсации. Требуется контроль силы тока в кольцах поворотной системы с точностью $10^{-5}A$, а ориентировки колец в положении S – $Ю$ и нивелировки с точностью $1''$.

1.3. Виды магнитных съемок

Магнитными съемками называются системы магнитных измерений на определенных площадях для изучения пространственно-го распределения тех или иных элементов геомагнитного поля.

Съемки разделяются по целевой установке:

1. Генеральная магнитная съемка на больших территориях для построения региональных (как правило, в государственных границах) и глобальных карт элементов ГМП, выделения крупных магнитных аномалий, создания аналитических моделей поля. Первая общемировая съемка такого рода была выполнена по решению XI Ассамблеи Международного союза геодезии и геофизики (МСГГ, IUGG) 1957 г. (проект "Мировая магнитная съемка"). Непрерыв-

ные измерения элементов геомагнитного поля в магнитных обсерваториях к категории съемок не относятся.

2. Регулярные векторные магнитные съемки по системе магнитных обсерваторий и пунктов векового хода (по западной терминологии *repeat stations*) для изучения пространственно-временной структуры вековых вариаций ГМП.

3. Поисково-разведочные съемки в геологических целях – на месторождения руд железа, хромитов, полиметаллических руд, бокситов, кимберлитов и других, а также в археологических исследованиях, в экологических задачах (подробнее о таких съемках см. [13]).

По условиям измерений магнитные съемки могут быть наземными, аэромагнитными, гидромагнитными, спутниковыми.

По набору измеряемых элементов поля различаются съемки:

- 1) модульные (T);
- 2) компонентные ($Z, \Delta Z, H, \Delta H$);
- 3) трехкомпонентные (XYZ или другие, без привязки к географическому меридиану);,
- 4) векторные (XYZ, DHZ, DIT и некоторые другие комбинации элементов, полностью описывающие вектор T в прямоугольных координатах С-В-Н, с осью x , направленной на географический север, осью y – восток и осью z – вертикально вниз).

1.4. Магнитные обсерватории и пункты векового хода

Система магнитных обсерваторий (МО) с давних пор существует для постоянного контроля пространственно-временной структуры ГМП, в частности для изучения всего спектра вариаций магнитного поля, обусловленных как глубинными причинами, так и внешними (ионосферно-магнитосферными) источниками. Долгое время обсерваторские измерения были единственным источником фактической информации для построения аналитических моделей ГМП. Общее число МО по всему миру достигало 334, но часть из них функционировала непродолжительное время. Наибольшее число одновременно действовавших МО, около 200, было во время Международного геофизического года (1960 г.). В настоящее время их меньше, и большинство хорошо оснащенных и стабильно работающих МО входит в систему *Intermagnet* – сеть около 100 МО, выдающих свою информацию (поминутные значе-

ния всех элементов) в реальном времени на *Internet*-сайт для широкого использования, в том числе при обработке данных спутниковых измерений. Но сеть МО всегда была очень неравномерной: наибольшая плотность в Европе, Северной Америке, Японии, очень редкой в пределах океанов (на островах), в Африке, Южной Америке, большинстве регионов Азии, особенно в восточной части России.

После обнаружения аномалий вековой вариации (фокусов) с характерными размерами порядка 1–2 тыс. км, оказалось, что плотность сети МО во многих районах мира недостаточна для слежения за этими фокусами, их зарождением, перемещением по земной поверхности, преимущественно в виде западного дрейфа, и распадом. В некоторых регионах, в том числе в Сибири, были организованы повторные станции или пункты векового хода (ПВХ), на которых с интервалами 2–5 лет проводились абсолютные измерения элементов ГМП, полностью описывающих вектор **T**. Общее число повторных станций и ПВХ достигало в 80-х гг. примерно 450. Наибольшая плотность повторных станций – в Великобритании (51). Когда в начале 90-х гг. XX в. все ПВХ в России и большинство повторных станций в других странах прекратило функционировать (в расчете, что их информацию можно будет заменить данными спутниковых измерений), повторные станции Великобритании продолжали действовать.

Большинство МО до последних лет были оборудованы аналоговыми вариационными станциями, базисные линии которых периодически контролировались абсолютными векторными магнитными измерениями, например, комплектами феррозондового *DI*-магнитометра и протонного *OVH*-магнитометра, работающего на эффекте Оверхаузера. Современные магнитные обсерватории, входящие в систему *Intermagnet*, оборудованы, кроме традиционных аппаратурных средств, векторными феррозондовыми магнитометрами (точность значений компонент до ± 5 нТл, дискретизация 5 с) и абсолютными скалярными *OVH*-магнитометрами (точность ± 1 нТл и выше, дискретизация 30 с и меньше). Это позволяет каждую минуту выдавать значения элементов поля, которые через Интернет доступны специалистам в любых регионах мира. Эти данные используются в обработке результатов спутниковых магнитных измерений при построении глобальных моделей геомагнитного поля (IGRF).

1.5. Вековые вариации геомагнитного поля

Изучение вековых вариаций ГМП, как одного из важнейших проявлений пространственно-временной структуры внутреннего геомагнитного поля, имеет большое значение в проблеме генерации ГМП. В исследованиях вариаций ГМП с разными характерными временами (периодами) используются разные методы:

- низкочастотная часть спектра вариаций исследуются методами палеомагнитологии по данным о намагниченности ориентированных в географических координатах разновозрастных образцов горных пород из обнажений и керна скважин разных районов континентов и океанов;

- некоторые результаты об изменениях ГМП на средних частотах дает применение методов палеомагнетизма к археологическим образцам;

- высокочастотную часть спектра современных ВВ исследуют средствами аппаратных измерений характеристик ГМП.

Современные ВВ выявляются путем сравнения регулярных (через 5 лет) повторных измерений ГМП по всей Земле. До эпохи спутников это было сравнение данных измерений в МО и повторных станциях, в том числе ПВХ. Для этого существует два метода обработки данных:

- а) построение карт изопор (разностей значений элементов ГМП между отстоящими на 5 лет эпохами) и сравнение этих карт по ряду 5-летних интервалов;

- б) сравнение результатов сферического гармонического анализа (СГА), выявление изменений коэффициентов разложения или характеристик синтетического поля за каждый 5-летний интервал.

Первый метод позволяет выявлять "фокусы" ВВ – области, ограниченные замкнутыми изопорами, их зарождение, дрейф и распад, а также разделять ВВ на дрейфующую и пространственно стабильную компоненты. Метод имеет ограничения, связанные с неравномерностью распределения МО и ПВХ по поверхности Земли. Изучение ВВ по измерениям в МО и ПВХ – пунктам с фиксированным положением – облегчается тем, что в разностях значений элементов (через 5 лет) исключена статическая часть ГМП, в том числе магнитные аномалии, связанные с неоднородностью верхней части литосферы.

Второй метод позволяет изучать изменение во времени отдельных наборов гармоник разложения ГМП по сферическим функциям (ряда Гаусса), прежде всего, первых гармоник, определяющих параметры геомагнитного диполя: модуль магнитного момента, его направление, смещение центра диполя от центра масс Земли. Это своего рода "глобализация" данных измерений: коэффициенты разложения относятся ко всей Земле. Территории с редкой измерительной сетью характеризуются почти на равных с другими. Методом СГА обнаружено регулярное изменение дипольной части ГМП: уменьшение во времени модуля магнитного момента диполя, уменьшение угла между осью диполя и осью вращения Земли, изменение положения центра диполя относительно центра масс Земли. Дипольное поле составляет около 90 % полного поля. В поле ВВ вклад недипольной части в относительном выражении намного больше доли дипольного поля. Это видно из сравнения изменений с увеличением порядка (n) учитываемых коэффициентов гармоник главного поля и ВВ. Синтезированные по данным СГА карты ГМП и карты изопор разных лет при их сравнении обнаруживают западный дрейф – смещение по поверхности Земли элементов структуры ГМП, в том числе мировых магнитных аномалий (ММА). Но по результатам СГА невозможно обнаружить фокусы ВВ и их дрейф; для их выявления нужны методы анализа, не сглаживающие, как СГА, региональные особенности поля ВВ. Главным из таких методов является непосредственное сравнение значений элементов ГМП в МО и ПВХ и представление результатов в виде карт изопор.

1.6. Спутниковые магнитные измерения

Около 40 лет назад магнитные измерения стали выполняться с «низколетящих» (300–1000 км) спутников [14]. В расчете на спутниковые данные с начала 1990-х гг. не проводятся измерения на ПВХ Сибири и Дальнего Востока, также как на повторных станциях в других регионах мира [7].

Первые спутниковые измерения были выполнены на спутниках: OGO-2, OGO-4 (1965–1969 гг.), "Космос-49" (1967 г.), "Космос-321" (1970 г.), POGO-6 (1969–1970 гг.). Орбиты этих спутников, особенно OGO-2, имели большой эксцентриситет, так что магнитные измерения в разных частях орбиты относились к раз-

ным высотам – от 300 до 1500 км. Измерения на первых спутниках были модульными. По этим данным, однако, построена векторная модель ГМП POGO 8/71 с элементами I, D [15]. Известно, как это делается: задав начальное приближение для потенциала U в разложении по сферическим функциям (некую предыдущую модель ГМП), подбирают такие коэффициенты, которые давали бы поле T , соответствующее данным измерений. Дифференцируя затем полученный потенциал U по географическим координатам, получают $Z = U_z = -U_r$, X и Y (по U_φ и U_λ).

Спутник *Magsat* летал в октябре 1979 – июне 1980 г. (7,5 месяцев) на высотах 352–561 км с наклоном $96,76^\circ$ по полярной орбите, синхронизированной с Солнцем так, что спутник всегда находился в зоне терминатора: над одной стороной Земли он проходил утром (*dusk*), над другой – вечером (*down*). Этот спутник специально предназначался только для магнитных измерений, и выбор траектории исходил из условия минимизации суточных вариаций S_q , вызываемых влиянием "солнечного ветра" на магнитосферу и ионосферу Земли. На спутнике, оборудованном системами позиционирования, ориентации и стабилизации положения, работали два магнитометра – цезиевый (квантовый) магнитометр для скалярных (модульных) измерений и феррозондовый магнитометр для векторных (трехкомпонентных) измерений. Перед полетом выполнена калибровка датчиков и систем ориентации. Прогнозная точность по T составила ± 3 нТл по компонентам ± 6 нТл и точность ориентировки $\pm 5''$. Положение спутника определялось с точностью ± 60 м по радиальной координате и ± 300 м по горизонтальным координатам. Системы ориентации (по звездам и Солнцу) и стабилизации должны были обеспечивать точность ориентирования осей феррозондового магнитометра в системе географических координат С-В-Н $\pm 20''$ дуги ("высокая" точность). В обработку в первую очередь брали трассы с такой точностью ориентации, но она выдерживалась не во всем полете. На других трассах ("промежуточной" точности) погрешности ориентации составляли $\pm 10'$, что соответствует неопределенности в компонентах ГМП на земной поверхности ± 100 – 130 нТл [Там же].

Влияние погрешностей положения на высотах спутника из-за малости значение градиентов ГМП невелико, но погрешности ориентировки, приемлемые по спутниковым навигационным

стандартам, имели значительный вклад в погрешности данных векторных измерений. Скачки векторных компонент достигают 5 нТл (часто встречаются пары близких по величине скачков противоположного знака на угловых расстояниях в среднем 20° , следовательно, они влияют на коэффициенты моделей главного поля; некоторые скачки сохраняются и в графиках T). Именно поэтому большинство исследователей предпочли использовать только модульную форму результатов измерений. При обработке данных лишь немногие авторы использовали непосредственно записи X , Y , Z – компонент в фиксированное время (на которое определялось положение спутника), так как это было сопряжено с обработкой большого объема входных данных. В большинстве работ использованы модульные данные, осредненные по 2° -зонам. Исключались интервалы искаженных значений (когда магнитный индекс был $K_p > 2+$, что связано с чрезмерным влиянием возмущенной ионосферы). Признаками их были большие различия данных по dusk- и dawn-траекториям.

Ионосферные эффекты имеют низкочастотные составляющие с амплитудой около 5 нТл, то есть порядка аномалий, обусловленных магнитной неоднородностью литосферы, и высокочастотные с амплитудой порядка 1 нТл.

По данным 15 спокойных дней (в основном из первой половины срока полета) построена модель поля MGST 4/81 [15]. Она включает гармоники до 13 степени и порядка; внешнее поле не исследовано. Затем были получены свидетельства различий между моделями по нисходящим (dusk) и восходящим (dawn) траекториям, вызванных влиянием экваториального электроджета на dusk-данные. В модели GSFC(12/83) исключены dusk/dawn-различия.

Новая спутниковая эпоха началась в 2000 г. запуском серии спутников Ørsted, CHAMP, SAC/C (Ørsted-2), на которых установлены трехкомпонентные феррозондовые магнитометры и точные системы астроориентации, а также модульные OVN-магнитометры (работающие на эффекте Оверхаузера). Новые надежды связываются с перспективой длительной (5 лет) совместной работы спутников CHAMP и SAC/C (Ørsted-2).

Как показано по материалам Magsat [16, 17], надежды на эффективную оценку вековых вариаций ГМП по спутниковым данным не оправдываются. По крайней мере, в двух областях изучения ВВ спутниковые измерения не дают важной информации, это:

1) распределение и "западный дрейф" локальных, с размерами до 3000 км, "фокусов" ВВ и 2) структура и режим "джерков" – кратковременных ускорений ВВ.

Параметры магнитных спутников

Таблица 2

Характеристика	Названия спутников			
	Magsat	Ørsted	CHAMP	SAC/C
Старт	Октябрь 1979	Февраль 1999	Июль 2000	ноябрь 2000
Окончание	Июнь 1980	Апрель 2001	(2005 ?)	(2004 ?)
Орбита	эллиптическая	эллиптическая	круговая	круговая
Высота, км	350–560	620–850	460→300	702
Орбита-время	dusk-down	≈2 ^h AM/PM	0 AM	≈ 10 AM
Наклон орбиты	96,76°	96,62°	87,3°	98,22°
Магнитометры	Квантовый, 2 нТл; Феррозонд. 3-комп. 5 нТл	OVH-протон., 0,1 нТл; феррозонд. 3-комп. 2 нТл	OVH-протон., 0,1 нТл; феррозонд. 3-комп. 2 нТл	Гелиевый, 1 нТл; феррозонд. 3-комп. 2 нТл
Ориентация, точность	звездно-солнечная, 0,5–10′	звездная, 0,2–1′	звездная, ~ 0,1′	звездная, ~ 0,1′
Положение, точность	станции слежения, 60–300 м	GPS-приемник 1–3 м	GPS-приемник 1–3 м	GPS-приемник 1–3 м

Спутниковые данные успешно используются при построении глобальных моделей ГМП (IGRF – International Geomagnetic Reference Field, МАП – Международное Аналитическое Поле) [14,

18]. Задача изучения структуры ВВ не является приоритетной для спутниковой магнитометрии [16]. Детальное изучение пространственно-временной структуры ВВ предполагает выявление и отслеживание движения локальных фокусов, предположительно обусловленных с турбулентными вихрями конвективных течений во внешнем ядре вблизи границы с мантией. Действием этих вихрей объясняется формирование нижнемантийных термохимических плюмов. Густота сети наблюдений должна быть такой, чтобы обнаруживать фокусы с размерами порядка расстояния между "горячими точками" (зонами базальтового магматизма, обусловленного мантийными плюмами) [19]. Средние расстояния между соседними МО Сибири и Дальнего Востока превышают минимальные размеры фокусов вековых вариаций МПЗ. Недостаточно густой является сеть МО почти везде в мире, кроме Европы, Северной Америки и Японии. Поэтому сеть примерно 200 МО дополнялась до 90-х годов измерениями в ПВХ и на повторных станциях (их число в мире достигало 450, больше всего – в Канаде, Великобритании, США и СССР).

1.7. Вековые вариации ГМП по спутниковым данным

Вековые вариации являются одним из элементов пространственно-временной структуры геомагнитного поля. Изучение этих изменений внутреннего поля имеет большое значение в проблеме генерации ГМП. ВВ выявляются путем сравнения регулярных, через 5 лет, повторных измерений ГМП по всей Земле. До эпохи спутников это было сравнение данных измерений в МО и ПВХ. Для этого существует два метода обработки данных:

а) построение карт изопор (разностей значений элементов ГМП между отстоящими на 5 лет эпохами) и сравнение этих карт по ряду 5-летних интервалов;

б) сравнение результатов сферического гармонического анализа (СГА), выявление изменений коэффициентов разложения или характеристик синтетического поля за каждый 5-летний интервал.

Первый метод позволяет выявлять "фокусы" ВВ – области, ограниченные замкнутыми изопорами, их зарождение, дрейф и распад, а также разделять ВВ на дрейфующую и пространственно стабильную компоненты. Метод имеет ограничения, связанные с неравномерностью распределения МО и ПВХ по поверхности

Земли. Акватории океанов, территории южных континентов и (в последние 15 лет) восточные территории России имеют очень редкую сеть. Изучение ВВ по измерениям в МО и ПВХ – пунктам с фиксированным положением – облегчается тем, что в разностях значений элементов (через 5 лет) исключена статическая часть ГМП, в том числе магнитные аномалии от верхней части литосферы.

Второй метод позволяет изучать изменение во времени отдельных наборов гармоник разложения, прежде всего, первых гармоник, определяющих параметры геомагнитного диполя: модуль магнитного момента, его направление, смещение центра диполя от центра масс Земли. Это своего рода "глобализация" данных измерений: коэффициенты разложения относятся ко всей Земле, и территории с редкой измерительной сетью характеризуются почти на равных с другими. Методом СГА обнаружено регулярное изменение дипольной части ГМП: уменьшение во времени модуля магнитного момента диполя, уменьшение угла между осью диполя и осью вращения Земли, изменение положения центра диполя относительно центра масс Земли. Дипольное поле составляет около 90 % полного поля. В поле ВВ вклад недипольной части в относительном выражении намного больше доли дипольного поля. Это видно из сравнения изменений с увеличением порядка (n) учитываемых коэффициентов гармоник главного поля и ВВ [6, 14]. Синтезированные по данным СГА карты ГМП и карты изопор разных лет при их сравнении обнаруживают западный дрейф – смещение по поверхности Земли элементов структуры ГМП, в том числе ММА. Но в результатах СГА теряются фокусы ВВ и их дрейф; для их выявления нужны методы анализа, не сглаживающие, как СГА, региональные особенности поля ВВ [20].

В 1999–2000 гг. векторные измерения выполнялись на спутнике Ørsted. В настоящее время идет информация с действующих спутников CHAMP, SAC-C (Ørsted-2). Орбиты спутников отличаются по форме (круговая, эллиптическая), высоте (200–1000 км), наклону к экватору (65–97°), синхронизации по Солнцу: "утро-вечер" (dusk-down), "полдень-полночь" (noon-midnight) и др. В зависимости от наклона орбиты измерения покрывают значительные части поверхности над Землей. Спутники имеют оборудование для своего позиционирования, сейчас это GPS, а при векторных измерениях, кроме того, системы астроориентации датчиков в

географической системе координат. Особенно велико значение точной ориентации датчика X -компоненты по географическому меридиану.

Спутники летают в области пространства с большой интенсивностью переменных магнитных полей ионосферных и магнитосферных токов, влияние которых необходимо исключать. В полное поле входит переменная по траектории полета составляющая аномального поля литосферы, а также разнообразные поля токов в ионосфере и магнитосфере.

Очевидно, по данным спутниковых измерений нельзя сравнивать значения компонент поля в пространственно фиксированных точках в разное время. Для обработки этих данных применяется метод СГА либо в форме анализа пространственной структуры поля в разные периоды измерений, либо совместного пространственно-временного анализа. В связи с проблемой единственности результатов СГА необходимо обратиться к исходным положениям геомагнетизма.

Представление геомагнитного потенциала в виде ряда по сферическим функциям предложено Гауссом [21]. Это основа моделей аналитического поля (МАП, IGRF).

Ряд Гаусса предполагает разложение по сферическим полиномам потенциала – гармонической функции; форма ряда выводится из частного решения уравнения Лапласа.

Потенциал не измеряется, принципиальной основой его определения является задача Неймана: потенциал $U(\rho, \varphi, \lambda)$ – гармоническая функция в некоторой области (внешнем пространстве), восстанавливается по ее нормальной производной, непрерывно заданной на всей границе этой области. Эта граница – сфероидалная поверхность Земли.

Потенциал является аддитивной функцией обратного расстояния, $U(1/r)$; гравитационный потенциал Земли во внешнем пространстве

$$V = G \int_{\nu} (1/r) dm. \quad (2)$$

Чтобы для магнитного потенциала U была справедлива формула типа (2), введено понятие магнитных масс.

Для гравитационного поля $g = V_z = -\partial V/\partial \rho$, заданного на почти сферической поверхности, $\partial V/\partial \rho = \partial V/\partial n$ (n – внешняя нормаль к поверхности), условия задачи Неймана выполнены. Для разложе-

ния геомагнитного поля достаточно задать вертикальную производную $Z = -\partial U/\partial\rho$, а в горизонтальных производных $X = -\partial U/\rho\partial\varphi$ и $Y = -\partial U/\rho\cos\varphi\partial\lambda$ нет необходимости. Чтобы определить коэффициенты ряда g_{nm} , h_{nm} до заданного n , а их число $N = n(n + 2)$, нужно задать поле в N пунктах, желательно равномерно распределенных по сфере. Если пунктов больше, применяется способ наименьших квадратов (СНК). В геомагнетизме число входных данных легко увеличивается втрое добавлением к данным измерений Z данных X и Y .

Как отмечалось выше, МО и ПВХ неравномерно распределены на земной поверхности. Возникает вопрос о единственности разложения (коэффициентов ряда). Она имеет место в смысле единственности представления *конкретного набора данных*, но не единственности *параметров геомагнитного поля*. Теоретическая единственность в последнем смысле возможна лишь при точном задании поля на всей поверхности.

Проблема единственности приобрела в геомагнетизме новый смысл, когда потребовалось подвергнуть СГА данные модульных спутниковых измерений. Идея метода модульного СГА [22] состоит в подстановке в формулу $T = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2}$ выражения компонент X , Y , Z в форме ряда Гаусса. Для упрощения решения полученного сложного уравнения используется итерационный метод Кейна [23]. В качестве начального приближения T_0 принимается одна из предыдущих МАП, а поправки к коэффициентам ряда этой модели Δg_{nm} , Δh_{nm} подбираются (с использованием СНК) до совпадения модельных значений $T = T_0 + \delta T$ с данными спутниковых измерений T_C . Изменения поля δT вводят по линейной дифференциальной формуле:

$$\delta T = \delta X(X_0/T_0) + \delta Y(Y_0/T_0) + \delta Z(Z_0/T_0) \quad (3)$$

В (3) модуль вектора вариации δT вычисляется как сумма проекций его компонент на направление вектора T_0 . Поскольку это направление мало отличается от направления вектора дипольного поля, недипольные компоненты вариаций практически не принимаются во внимание. Эта формула может быть получена как полный дифференциал модуля измененного поля T (исходное поле T_0). Количественные различия полного дифференциала $dT = dX(X_0/T_0) + dY(Y_0/T_0) + dZ(Z_0/T_0)$ и точных изменений модуля

$$\Delta T = [(X_0 + \delta X)^2 + (Y_0 + \delta Y)^2 + (Z_0 + \delta Z)^2]^{1/2} - T_0 \quad (4)$$

незначительны. Поскольку с этим подходом связана возможность определения по данным СГА значений ВВ, суть проблемы состоит в неоднозначности получаемых оценок ВВ.

Легко показать, что $\delta T = \delta X(X_0/T_0) + \delta Y(Y_0/T_0) + \delta Z(Z_0/T_0)$ или точные ΔT (4) совпадают с модулем ВВ $T_e = (\delta X^2 + \delta Y^2 + \delta Z^2)^{1/2}$ только в том случае, когда изменения всех компонент вектора \mathbf{T} пропорциональны их значениям: $\delta X/X_0 = \delta Y/Y_0 = \delta Z/Z_0$. Изменение поля считается линейным (как при изменении масштаба единиц измерения), без изменения направления вектора \mathbf{T} . Постоянство склонения D и наклонения I в каждой точке означает неизменность углов ориентировки главного земного диполя. Заложенное в (2) предположение линейности вариаций ГМП означает, таким образом, что они вызваны только изменением модуля магнитного момента земного диполя. Реальные вариации ГМП этому условию, как известно, не соответствуют. Наиболее показательно в сравнение значений D , I , T в 2000 г. с их вариациями [24]. Не пропорциональны значениям T их вариации, вопреки предположению формулы (1), но еще больше не соответствуют (1) значения D и его вариаций и, особенно, I и его вариаций I [24, см. рис. 2–4].

Применение итерационного метода СГА при построении МАП цепью от одной эпохи к другой создает зависимость МАП друг от друга: "наследуются" погрешности коэффициентов МАП g_{nm} , h_{nm} , плохо определяются коэффициенты ВВ Δg_{nm} , Δh_{nm} и вариации недипольного поля, хотя они содержатся в коэффициентах МАП и ВВ, так как заложены в исходной модели. Отмеченные многими исследователями разнообразные погрешности коэффициентов g_{nm} , h_{nm} и g_{nm} , h_{nm} [17, 25] являются следствием вынужденной замены – анализа модуля T , а не компонент вектора \mathbf{T} .

Итак, по модульным измерениям (по изменению T) нельзя однозначно определить, в какой мере изменилась каждая из компонент X , Y и Z , даже если в исходные данные для СГА включены (в качестве реперов) данные о ВВ по нескольким МО [4]. Оценки ВВ по модульным измерениям предпринимались неоднократно – по данным спутников POGO (1965–1971 г), "Космос-49" (1967 г) и "Космос-321" (1970 г), Magsat (1980 г.). Из сравнения спутнико-

вых и обсерваторских оценок ВВ в [17] сделан вывод, что из-за резкого возрастания в результатах СГА модульных спутниковых данных «перпендикулярных» ошибок недипольных компонент ГМП данные МО являются предпочтительными для построения моделей ВВ.

Первые трехкомпонентные измерения ГМП были выполнены со спутника Magsat. Это не были в полном смысле слова векторные измерения (вместо обычных компонент вектора \mathbf{T} рассматриваются "вертикальная компонента", компонента "нормальная к магнитному полю" и модуль вектора) [15 и др.].

Варьирующие характеристики ГМП, относящиеся к фокусам, проявляются в коэффициентах СГА с $n > 12-18$ (длины волн порядка 2–3 тыс. км). В эту же часть спектра входят региональные аномалии намагниченности литосферы. О точности выделения того и другого по данным Magsat свидетельствуют материалы [26] сравнения данных измерений по совпадающим трассам Magsat в восточной части Индийского океана от Индонезии до Южно-Индийского хребта. На рис. 1 в [26] видно, что неоднородности поля с длинами волн порядка 2000 км различаются по амплитуде на 20–25 % (от полного диапазона изменений около 16 нТл.) Сравнение этих аномалий (синтез гармоник с $n \geq 14$) по данным Magsat и Ørsted [27] показывает, что они имеют интенсивность порядка ± 5 нТл, как и различия между моделями по данным измерений на этих спутниках.

Главный источник систематических помех для спутниковых измерений – магнитные поля флуктуирующих токовых систем в ионосфере, где летают спутники, и в магнитосфере. Эти эффекты удастся устранить с точностью, приемлемой при построении моделей ГМП, но недостаточной для надежной оценки ВВ. Важен вывод работы [18]: точность измерений с низколетящих спутников лимитируется не аппаратурой, а фоном, создаваемым внешними токовыми системами. Естественный шум много больше инструментальных помех. В [27] на основе анализа данных Ørsted, CHAMP и Ørsted-2 показано, что использующиеся методы учета магнитосферных эффектов по простым моделям токовых систем оставляют систематические длинноволновые погрешности с амплитудой до 10 нТл.

Надо отметить, что векторные данные (Magsat, Ørsted) относятся к широтам до $\pm 50^\circ$, а на более высоких широтах неэффективны

системы ориентации и не удается с приемлемой точностью исключить магнитные эффекты токовых систем в ионосфере.

Оценить точность значений ВВ, получаемых из сравнения моделей IGRF, можно на основе характеристик точности этих моделей в разные годы. В последние 20 лет эта точность составляет ± 100 нТл, когда не было спутников, и ± 50 нТл в 2000 г. (Ørsted). По таким данным можно получить оценки скорости ВВ с точностью не лучше ± 20 нТл/год. Реальные ВВ во многих регионах, в том числе в фокусах, не превосходят этого значения. ВВ вводятся в IGRF только для интерполяции моделей главного поля; они плохо представляют реальные изменения ГМП ("very poor model" [28]).

По этим причинам в исследованиях вековых вариаций ГМП, а также в изучении изменений пространственной структуры ГМП на основе построения его аналитических моделей (типа F) долго не потеряют своего значения методы наземных измерений – в обсерваториях и ПВХ.

1.8. Векторная магнитометрия в геологии

Современные методы магнитной разведки эффективны в основном на этапах поисков рудных месторождений. Разведочная стадия, особенно применительно к рудным телам сложной формы, имеющим намагниченность, в которой преобладает интенсивная остаточная компонента, часто с обратной полярностью, опирается на данные бурения, каротажа (в том числе каротажа магнитной восприимчивости), а полевая магниторазведка играет малую роль. Разведка железорудных месторождений не является исключением.

Это вызвано двумя обстоятельствами:

1) большое число и сложная форма рудных тел в пределах конкретных месторождений не соответствует условиям единственности решения обратных задач магниторазведки (оценки значений параметров рудных тел);

2) в задачах разведки железорудных месторождений неэффективны широко распространенные модульные магнитные съемки (с удобными в других отношениях протонными магнитометрами). По таким съемкам часто создается неадекватное представление об аномальном магнитном поле месторождения, особенно при боль-

шой остаточной намагниченности, не совпадающей по направлению с главным геомагнитным полем.

3) в задачах поисков кимберлитовых трубок на Сибирской платформе, где индуктивно намагниченные трубки находятся в полях развития траппов или перекрыты этими сильно намагниченными, с преобладанием остаточной намагниченности, телами. Векторная магнитометрия дает возможность разделить намагниченные тела по направлению и интенсивности намагниченности.

Совершенствование алгоритмов обработки данных и способов решения обратных задач модульной магнитометрии в этих условиях не приводит к успеху. Основным направлением геофизических исследований железорудных месторождений в последние десятилетия было *моделирование* рудных объектов по комплексу геологических и геофизических данных. Чем меньше возможности магниторазведки, тем больше и разнообразнее должна быть геологическая и геохимическая информация, используемые при построении моделей. Но геологические материалы, прежде всего, данные бурения, сопряжены с большими затратами труда и средств. Преодоление этого кризиса возможно на основе привлечения векторной магнитной съемки, позволяющей получить полную информацию о геомагнитном образе месторождения в целом и каждого рудного тела отдельно и восстановить приоритет методов *решения обратных задач* в оценке параметров рудных тел [29].

Известно, что в условиях, когда аномальное поле имеет относительно небольшую интенсивность (< 5000 нТл), не представляет сложности интерпретация магнитных аномалий ΔT (разности модулей реального T и нормального T_0 полей), так как эта величина не очень сильно отличается от T_a (модуля разности векторов магнитной индукции реального и нормального полей).

Рис. 2. Соотношение T_a и ΔT в при разных T_a и T_0 .

Исключением являются железорудные месторождения (рис. 2), которым соответствуют высокоинтенсивные и резко дифференцированные магнитные аномалии.

Причины этого:

а) значительная роль в намагниченности I железных руд ее остаточной компоненты I_r , направление которой часто не совпадает с направлением современного главного поля T_0 ,

б) зависимость индуктивной намагниченности I_i не только от главного геомагнитного поля T_0 , но и от собственного аномального поля залежи $T_a(x,y,z)$, т. е. намагниченность зависит от положения и геометрии тел.

Направления векторов магнитной индукции реального и нормального полей в этих условиях могут сильно различаться, поэтому аномалии T_a невозможно выявить по результатам модульной съемки. Поскольку T_a не равно ΔT , интерпретация ΔT в этих условиях приводит к ошибочным результатам. Поэтому для оценки параметров железорудных тел целесообразно использовать данные векторных съемок.

Постановке задачи развития метода векторной магнитометрии способствовало создание феррозондовых теодолитов [30] для измерения склонения и наклона геомагнитного поля, не уступающих по чувствительности феррозондовых датчиков многим зарубежным моделям [31–33]. Эти приборы успешно используются в изучении пространственно-временной структуры геомагнитного поля, где требования к точности измерений много выше, чем в задачах поисков и разведки железорудных месторождений. Прототипом феррозондового теодолита модели А. Ф. Павлова [30] послужила конструкция ИЗМИРАН (Ю.А.Бурцев и др. [34]).

Первые результаты разработки эффективной (по производительности и точности) методики векторной магнитной съемки для разведки железорудных месторождений получены на магнетитовом месторождении Самсон в Хакасии [35]. Получаемая от векторной съемки информация много обширней и полезней для оценки параметров рудных залежей, чем можно ожидать в самых благоприятных условиях от модульной съемки. Кроме железорудных объектов, такая методика может быть полезна, в частности, при поисках под сильно магнитными траппами Сибирской платформы относительно слабо намагниченных алмазоносных кимберлитовых трубок [36].

2. ФЕРРОЗОНДОВЫЕ ТЕОДОЛИТЫ И ВЕКТОРНЫЕ МАГНИТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

2.1. Конструкция феррозондового теодолита

Феррозондовые магнитометры, предназначенные для измерений силовых компонент ГМП (магнитометры) и угловых элементов (теодолиты) основаны на *датчиках*, работающих на принципе электромагнитной индукции. Существует довольно много типов датчиков. Общим для них является система соленоидов с сердечниками из магнитомягкого сплава (пермаллоя $Ni_{0,79}, Fe_{0,17}, Mo_{0,04}$) который способен намагничиваться почти до насыщения в слабых магнитных полях, таких как измеряемое земное магнитное поле. Первичная обмотка питается переменным током с постоянной частотой. Во вторичной обмотке индуцируется ток, характер (частота, форма сигнала) изменения которого во времени (по отношению к питающему току) зависят от конструкции датчика и его ориентировки относительно направления вектора индукции земного поля.

Конструкции датчиков различаются формой сердечников, их взаимным расположением, направлением навивки первичных и измерительных обмоток. Для измерений с разными целями и в разных условиях используются различные модели датчиков. В настоящее время в геомагнетизме используются в основном датчики со схемой "второй гармоники". Элементом такой схемы являются два параллельных сердечника в форме пластин или стержней (или противоположные стороны тора, сжатого эллипсоида), помещенные в катушки с противоположной навивкой; и охваченные общей измерительной катушкой.

Измерительная катушка имеет одну из двух схем (рис.3):

- схему Вакье – с охватывающей оба сердечника катушкой;
- схему Фёрстера – с отдельной намоткой на сердечники, так что, как и в схеме Вакье, на одном сердечнике направление намотки первичной и измерительной катушек совпадает, а на другом противоположно.

Рис. 3. Схемы датчиков второй гармоники по схемам Фёрстера (I) и Вакье (II);

Обозначения: 1 – сердечник, 2 – первичная обмотка, 3 – измерительная обмотка

Для изучения магнитных полей далекого космоса, планет Солнечной системы, структуры магнитосферы используются феррозондовые магнитометры с тремя ортогональными датчиками (X , Y , Z), произвольно ориентированными в пространстве. С ними можно в автоматическом режиме получать значения модуля магнитной индукции в широком диапазоне его значений и при любой ориентировке прибора относительно магнитного поля. При более или менее точной оценке этой ориентировки можно определить и направление поля. Для измерений на космических аппаратах требуются компактные, легкие магнитометры с малым энергопотреблением; именно таковы феррозондовые магнитометры. Свои требования предъявляются к навигационным датчикам, магнитометрам для технического контроля, магнитометрам для измерений в море, аэромагнитометрам, наземным геологоразведочным магнитометрам, приборам для измерений в обсерваториях и пунктах векового хода. Далее речь пойдет о двух последних категориях феррозондовых магнитометров.

Фирмы ASC Scientific (Bartington Instruments) [31], CRS (Center for Remote Sensing) [32], Speake Sensor Products [33], Институт доктора Фёрстера [1], Wuntronic GmbH, Stefan Mayer Instruments и др., а в нашей стране – в основном научные организации НИИЯФ НГУ, ИЗМИРАН и др. изготавливают разнообразные феррозондовые датчики и магнитометры. Некоторые из них применяются в геомагнетизме и магниторазведке.

Принцип датчика "второй гармоники" состоит в следующем (рис.4). В первичные обмотки соленоидов (с разными направлениями витков) подается переменный ток $I = I_0 \sin \omega t$, ω – круговая частота. Магнитное поле этого тока H имеет ту же частоту ω , но его направление для одного соленоида противоположно направлению поля другого, поскольку направления тока \mathbf{I} в соленоидах противоположны.

Рис.4. Принцип формирования второй гармоники

Обозначения: снизу – магнитные поля катушек H_1 и H_2 , сверху слева – гистерезисная кривая $I(H)$ сердечника, справа – сложение магнитных полей соленоидов B_1 и B_2

Составляющая напряженность поля по оси соленоида B_1 :

$$B_1 = \pm N \mu \mu_0 I_0 \sin(\omega t). \quad (5)$$

Здесь N – число витков соленоида, μ – магнитная проницаемость сердечника, μ_0 – магнитная постоянная. Знаки B_1 двух соленоидов датчика разные.

Во внешнем поле \mathbf{T} , если ось x направлена вдоль оси соленоида, то в декартовых координатах составляющие суммарного поля T_Σ равны: $T_{\Sigma x} = B_1 + T \cos \theta_x$, $T_{\Sigma y} = T \cos \theta_y$, $T_{\Sigma z} = + T \cos \theta_x$. Для каждого соленоида модуль суммы земного поля и поля соленоида T_Σ и его направление определяются выражениями:

$$T_\Sigma = ((B_1 + T \cos \theta_x)^2 + (T \cos \theta_y)^2 + (T \cos \theta_x)^2)^{1/2}, \quad (6)$$

$$\theta_\Sigma = \text{atan}(((T \cos \theta_y)^2 + (T \cos \theta_x)^2)^{1/2} / (B_1 + T \cos \theta_x)). \quad (7)$$

Если сложить два выражения (6), то из-за разных знаков B_1 поле идентичных сердечников исключается, остается только влияние измеряемого поля. При отсутствии внешнего поля сигнал датчика такой конструкции в идеале равен нулю.

Внешнее поле на одном из полупериодов питающего поля складывается с ним. Суммарное намагничивающее поле превышает поле, необходимое для насыщения. На [рисунке 4](#) кривая гистерезиса приведена в форме зависимости $B(H)$, $B = \mu_0 \mu H = \mu_0(H + J)$. Из-за нелинейности магнитной проницаемости сердечника (μ) и кривой гистерезиса амплитуда индуцированного поля, соответствующая разным полупериодам питающего поля, различна. Поэтому суммарное поле B меняется с частотой 2ω . Индуцированный ток во вторичной обмотке имеет эту же частоту и зависит от внешнего поля T . (Это простая модель явления; реально кривая гистерезиса более сложна, в спектре сигнала присутствует ряд четных гармоник).

Различия между магнитометрами – измерителями компонент и DI -магнитометрами (феррозондовыми теодолитами) состоит в принципе действия измерительного блока. Для магнитометра важно иметь точную зависимость между параметрами электрического тока в измерительной катушке и значением измеряемой компоненты поля, по направлению которой ориентирована катушка. В феррозондовом теодолите используется положение нулевого тока,

что имеет место, когда сердечники перпендикулярны вектору T земного поля, и их намагничивание полем питающего тока из-за противоположных по направлению обмоток не приводит к возникновению тока в измерительной катушке.

Феррозонды характеризуются:

- высокой чувствительностью – минимальное изменение измеряемого элемента поля, которое способен зарегистрировать прибор при измерениях силовых компонент чувствительность составляет у лучших приборов 1 нТл, для угловых величин – 0,1";

- возможностью точной (0,1 %) калибровки;

- широким диапазоном измерений силовых компонент – от 10^3 до 10^5 нТл;

- малым температурным коэффициентом, менее 0,01 нТл/°С в диапазоне температур от -20 до 50° С;

- низким уровнем собственных шумов;

- небольшими размерами, 10–20 см, и весом около 1–2 кг (вместе с измерительным блоком); малым энергопотреблением.

Эти характеристики позволяют использовать феррозондовые датчики в магнитометрах и градиометрах в широком диапазоне научных и технических применений.

Для трехкомпонентных феррозондовых магнитометров важной характеристикой качества является отклонение от ортогональности датчиков (неортогональность). У лучших моделей магнитометров эта величина составляет 0, 1° (MAG-O3MS фирмы Stefan Mayer Instruments) или 0,2° (APS-520 фирмы WUNTRONIC GmbH). Магнитометр LEMI-008 Львовского Центра Института космических исследований, работающий на МО Новосибирск, имеет неортогональность до 0,5°.

Влияние этого фактора поясним на [рис. 5](#). Датчик измеряет сумму проекций на свою ось чувствительности ортогональных компонент магнитной индукции. В плоскости (xOz) это компоненты X и Z .

Рис. 5. Влияние компонент Z и X друг на друга при условии неортогональности датчиков феррозондового магнитометра.

При измерении Z

$$Z_{\text{изм}} = Z \cos \alpha_Z + X \sin \alpha_Z, \quad (8)$$

а при измерении X

$$X_{\text{изм}} = X \cos \alpha_X + Z \sin \alpha_X, \quad (9)$$

В обоих случаях углы α считаются положительными, если фактическая ось смещена в сектор положительных значений X и Z .

При указанных выше малых углах неортогональности первые слагаемые не очень сильно отличаются от измеряемых величин X и Z , соответственно, но вторые имеют довольно большие (по модулю) значения, в особенности при измерениях X .

В общем случае: α_X – угол неортогональности оси датчика X в плоскости xOz , α_Z – угол оси датчика Z в той же плоскости, β_Y – угол оси датчика Y в плоскости yOz , β_Z – угол оси датчика Z в той же плоскости, γ_X – угол оси датчика X в плоскости xOy , γ_Y – угол оси датчика Y в той же плоскости; углы положительны, если оси датчиков смещены в секторы положительных значений соответствующих компонент. В этих обозначениях имеем:

$$X_{\text{изм}} = X \cos \alpha_X \cos \gamma_X + Z \sin \alpha_X + Y \sin \gamma_X, \quad (10)$$

$$Y_{\text{изм}} = Y \cos \beta_Y \cos \gamma_Y + Z \sin \beta_Y + X \sin \gamma_Y, \quad (11)$$

$$Z_{\text{изм}} = Z \cos \alpha_Z \cos \beta_Z + X \sin \alpha_Z + Y \sin \beta_Z. \quad (12)$$

Определить реальные значения углов α , β , γ невозможно. Чтобы представить себе порядок величин, в табл. 2 приведены значения первых слагаемых и сумм вторых и третьих слагаемых в формулах (10–12) для значений: $X = 20000$ нТл, $Y = 5000$ нТл, $Z = 50000$ нТл в предположении $\alpha = \beta = \gamma$ (два значения: $0,1^\circ$ и $0,5^\circ$).

Эффект неортогональности осей датчиков трехкомпонентного феррозондового магнитометра

Таблица 3

Компоненты	Значения, нТл	Углы, град.	Слагаемое I, нТл	Слагаемые (II + III)	
				нТл	в % к I
X	20000	0,1	19999,94	95,97	0,48
		0,5	19998,48	479,93	2,40
Y	5000	0,1	4999,98	122,15	2,44

		0,5	4999,62	610,82	12,22
Z	50000	0,1	49999,85	43,62	0,09
		0,5	49996,20	218,15	0,44

Наибольшие погрешности как абсолютные, так и относительные, как видим, у Y . Значит, плохо определяется и D . Значения погрешностей очень велики, но они имеют систематический характер: постоянны, если при эксплуатации прибора не деформируется платформа, несущая датчики. Деформации могут быть вызваны действием механических нагрузок (в частности, вибраций) или изменений температуры. Погрешности постоянные или зависящие от температуры могут быть исключены. Для этого необходима калибровка прибора. Поэтому феррозондовые трехкомпонентные магнитометры нельзя считать абсолютными приборами.

Феррозондовый теодолит [30, 31, 34] представляет собой не имеющий магнитных деталей геодезический теодолит с установленным на его трубе датчиком феррозонда, работающего по схеме второй гармоники, и электронный блок регистрации. Измерения выполняются нулевым методом. Когда ось феррозонда перпендикулярна вектору магнитной индукции земного поля, на выходе измерительной катушки ток равен нулю. Электронный блок, таким образом, фиксирует нулевой ток в положениях оси датчика, перпендикулярных вектору магнитной индукции T : при горизонтальном положении трубы и датчика фиксируется направление магнитного меридиана, в вертикальной плоскости магнитного меридиана определяется наклонение.

Датчик крепится к трубе теодолита на специальном лафете, позволяющем регулировать (минимизировать) углы установки датчика относительно оптической оси теодолита.

2.2. Ошибки измерений феррозондовыми теодолитами

Измерения вектора магнитной индукции T сводятся к измерению трех его элементов, по которым можно полностью определить вектор и вычислить другие его компоненты. При использовании феррозондовых теодолитов – измерителей склонения D и наклонения I , третьим элементом является модуль T магнитной индукции, для измерения которого используется протонный магнитометр. В принципе измерения должны проводиться в одной точке

и одновременно. Но угловые элементы и T измеряются разными приборами, и встает вопрос точности совмещения датчиков.

Чувствительность датчиков наших феррозондовых теодолитов позволяет измерять склонение и наклонение с точностью до $2''$, что много меньше значимых при изучении ВВ изменений этих элементов. Источниками погрешностей угловых измерений DI -магнитометрами являются:

- несовпадение оси феррозонда и оптической оси теодолита,
- неполная магнитная чистота феррозондового теодолита,
- ошибки измерения углов, зависящие от типа теодолита.

Протонные магнитометры обеспечивают необходимую точность (порядка 1 нТл) измерений модуля T магнитной индукции, так что дальше речь пойдет только об угловых измерениях.

При недостатке феррозондовых теодолитов для измерений в ПВХ, а также для магнитных съемок в геологических целях иногда приходится использовать как магнитно-чистые приборы, в том числе с невысокой точностью угловых измерений ($1'$), так и более точные ($0,1'$), но с девиационными эффектами. Возможности и условия использования не вполне чистых в магнитном отношении феррозондовых теодолитов обсудим в дальнейшем.

При измерениях склонения D и наклонения I нулевым методом имеется восемь нулевых положений датчика феррозондового теодолита: четыре при определении склонения (датчик над и под трубой, ориентированной на восток или запад) и четыре при измерении наклонения (объектив к северу или к югу при положениях датчика над или под трубой). Полная схема из восьми измерений является стандартной для МО и позволяет устранить влияние несовпадения осей датчика и теодолита и погрешности юстировки теодолита.

В некоторых случаях (при вариационных измерениях и на магниторазведочных профилях) для ускорения процедуры измерений можно ограничиться одним отсчетом на каждый измеряемый элемент поля. Условия применения такой упрощенной схемы измерений рассмотрим ниже. Здесь же отметим, что для этого нужно знать ориентационные поправки к отсчетам феррозондовых теодолитов при измерениях склонения и наклонения в избранных положениях (датчика по отношению к трубе и ориентировки трубы). Они определяются в результате измерений по полной схеме. Эти

положения выбираются по критерию минимума значений поправок.

В табл. 4 приведены примеры записи измерений феррозондовыми теодолитами по полной схеме и определения ориентационных поправок для применения упрощенной схемы измерений. Это данные для двух теодолитов Т5А, не вполне чистых в магнитном отношении. Поэтому с последнем столбце (в скобках) приведены значения девиационных поправок. Используются следующие обозначения: буквы В и З при измерении D , С и Ю при измерении I означают направление объектива теодолита; знаки (+) и (-) означают положение датчика феррозонда над и под трубой; например В+ и С- обозначают соответственно: объектив к востоку, датчик над трубой и объектив к северу, датчик под трубой.

Процедура измерений начинается с установки теодолита по уровням, приведения трубы в горизонтальное положение и установки на горизонтальном круге отсчета, равного азимуту мира ($55^{\circ}29,5'$), когда визир трубы теодолита наведен на мир. Это значит, что нулем отсчета горизонтального круга является направление на север по географическому меридиану.

Схема записи измерений и определение ориентационных поправок теодолитов Т5А

Таблица 4

ПВХ Шира, 6.07.04, Т5А № 63895				
Положение	Измеренные углы	Кажущиеся углы	Средние углы	Ориентационные поправки
Азимут Мира $55^{\circ}29,5'$				
В+	$95^{\circ} 15,5'$	$5^{\circ} 15,5'$	$5^{\circ} 13,8'$	$-0^{\circ} 10,0$
З+	$272^{\circ} 29,0'$	$2^{\circ} 29,0'$	$4^{\circ} 47,2'$	
В-	$275^{\circ} 12,1'$	$5^{\circ} 12,1'$	$5^{\circ} 00,5'$	$(\delta D_{\text{дев}} = 0^{\circ} 07,8)$
З-	$97^{\circ} 05,4$	$7^{\circ} 05,4$		
Азимут ММ $5^{\circ}00,5'$				
С-	$14^{\circ} 33,8'$	$75^{\circ} 26,2'$	$74^{\circ} 24,2'$	
Ю+	$195^{\circ} 50,4'$	$74^{\circ} 09,6'$	$74^{\circ} 30,6'$	$0^{\circ} 17,8$
С+	$163^{\circ} 22,1'$	$73^{\circ} 22,1'$	$74^{\circ} 27,4'$	$(\delta I_{\text{дев}} = -0^{\circ} 21,7)$
Ю-	$344^{\circ} 51,6'$	$74^{\circ} 51,6'$		

Азимут Миры 55°29,5'				
ПВХ Шира, 14.07.04, Т5А № 63927				
B+	95° 09,6'	5° 09,6'	6° 19,8'	-0° 01,5
З+	275° 42,3'	5° 42,3'	4° 16,4'	
B-	277° 30,0'	7° 30,0'	5° 08,1'	($\delta D_{\text{дев}} = 0^\circ 01,4$)
З-	92° 50,5	2° 50,5		
Азимут ММ 5°29,7'				
C-	13° 28,7'	76° 31,3'	75° 18,2'	-1° 02,7
Ю+	196° 04,0'	73° 56,0'	75° 39,0'	
C+	164° 05,0'	74° 05,0'	75° 28,6'	($\delta I_{\text{дев}} = -1^\circ 23,6$)
Ю-	347° 22,2'	77° 22,0'		
Азимут Миры 55°29,5'				

Пояснения:

- 1) В столбце 4 осреднение проводится сначала по одинаковым направлениям, а затем по полученным данным вычисляется общее среднее значение; (такая процедура помогает избежать просчетов в полевых вычислениях).
- 2) Положения, кажущиеся углы в которых ближе всего к общим средним значениям, принимаются для измерений по упрощенной схеме (они выделены жирным шрифтом). Ориентационной поправкой является разность между общим средним значением угла и кажущимся значением для этого положения.
- 3) Повторные измерения азимута миры нужны для контроля качества измерений: если расхождения велики, измерения повторяются, начиная с проверки установки теодолита по уровням.

Надо отметить, что приведенные значения ориентационных поправок верны на конкретный период работы между регулировками.

Регулировка оказывается необходимой, если из-за вибраций при перевозке теодолита (в футляре) ослабляются винты крепления датчика. Тогда неаккуратная работа при измерениях (случайный нажим на датчик рукой) может привести к изменению углов ориентировки датчика относительно трубы теодолита.

Путем изменений углов установки датчика можно подобрать приемлемые значения этих поправок, как в табл. 4. В данном случае лучшими вариантами ориентировки являются:

для Т5А № 63895: В+ ($\delta D_{\text{оп}} - 0^\circ 10,0$) и Ю+ ($\delta I_{\text{оп}} - 0^\circ 17,8$);

для Т5А № 63927: В+ ($\delta D_{\text{оп}} - 0^\circ 01,5$) и С- ($\delta I_{\text{оп}} - 1^\circ 23,6$).

Из этих двух приборов при одновременной регистрации угловых элементов ГМП в разнесенных точках (см. ниже) Т5А № 63895 лучше использовать для измерения I , а Т5А № 63927 – для измерения D , так как соответствующие поправки у них меньшие.

Выбор типа теодолитов осуществляется по соответствию требованиям к точности измерения D . Эта величина более чувствительна, чем I , к погрешностям юстировки теодолитов, влиянию углов несоосности феррозонда и оптической трубы, отчего погрешность измерения D , как правило, в 3 раза превышает погрешность измерения I .

Теодолиты 2Т30 (у них магнитные детали заменены немагнитными) имеют цену наименьшего деления $5'$; точность около $1'$. Для непосредственных измерений в ПВХ такие теодолиты недостаточно точны. Их можно использовать для оценки значений девиационных поправок теодолитов Т5А путем многократных одновременных измерений в пунктах с известными значениями D и I , в МО или ПВХ, а также для векторных магнитных съемок на железорудных месторождениях.

Теодолиты Т5А имеют цену деления $0,5'$, реальную точность отсчета $0,1'$. По этим показателям такие приборы вполне пригодны для измерений в ПВХ. Но в наших теодолитах Т5А определенные девиационные эффекты указывают на существование магнитных деталей. Их влияние можно исключить, если известны значения девиационных поправок.

Значения девиационных поправок зависят от характеристик геомагнитного поля. Они определяются расположением магнитных деталей относительно датчика феррозонда и их намагниченностью, которая представляет собой векторную сумму не зависящей от поля остаточной намагниченности и пропорциональной напряженности поля индуктивной намагниченности.

Действительно, по данным сравнения значений D и I , измеренных в МО Ключи ($D = 5,3^\circ$, $I = 73,4^\circ$, $T = 60600$ нТл) теодолитами Т5А и немагнитным обсерваторским теодолитом 3Т2КП получены следующие значения девиационных поправок (15.05.2004 г.):

$$T5A \text{ № } 63895: \delta D_d = -0^\circ 11,0', \delta I_d = -0^\circ 34,5';$$

$$T5A \text{ № } 63927: \delta D_d = -0^\circ 23,6', \delta I_d = -2^\circ 01,5'.$$

В ПВХ Шира ($D = 8,7^\circ$, $I = 73,5^\circ$, $T = 59300$ нТл) 15.07.2004 г. (см. табл. 4) значения девиационных поправок составили:

$$T5A \text{ № } 63895: \delta D_d = 0^\circ 07,8'; \delta I_d = -0^\circ 21,7'$$

$$T5A \text{ № } 63927: \delta D_d = 0^\circ 01,4'; \delta I_d = -1^\circ 23,6'.$$

Среднеквадратические ошибки единичного определения девиационных поправок в каждом цикле измерений не превысили $1,8'$, а погрешность среднего из 8–10-кратных определений составила $0,6'$.

Как видим, значения девиационных поправок обнаруживают зависимость от параметров магнитного поля. Поэтому определение этих поправок необходимо выполнять в районе полевых измерений.

Использование в измерениях на ПВХ таких теодолитов возможно только при определении девиационных поправок непосредственно в ПВХ. Очевидно, что для сравнения необходим немагнитный теодолит. Поскольку высокоточных немагнитных теодолитов мало, можно пойти на использование 30-секундных немагнитных теодолитов типа 2Т30, но при условии определения девиационных поправок теодолитов Т5А по данным многократного сравнения результатов измерений D и I в ПВХ с учетом вариаций ГМП. Такие определения проводятся примерно при тех же значениях напряженности ГМП, при которых должны выполняться полевые измерения, чтобы избежать возможных ошибок, связанных с зависимостью значений поправок от параметров поля.

Ось феррозондового датчика в принципе не может совпадать с оптической осью теодолита. Положение датчика на зрительной трубе характеризуется:

– величинами смещений геометрического центра феррозонда от оптического центра трубы в вертикальной плоскости вращения вдоль (l) и поперек (d) оптической оси и в горизонтальной плоскости (f);

– углами в горизонтальной (α) и вертикальной (β) плоскостях; эти углы ось феррозонда составляет с оптической осью трубы.

Смещения l , d и f не влияют на результаты измерений углов склонения D и наклона I , если углы α и β равны нулю. Они имеют значение, если α и β больше 5° .

Оценим влияние несовпадения оси датчика и оптической оси теодолита. Примем вертикальный угол α между оптической осью трубы и осью феррозонда положительным при отклонении вверх конца феррозонда, направленного к объективу трубы, а горизонтальный угол β между этими осями положительным при отклонении этого же конца феррозонда от оси теодолита вправо, в сторону положительных углов на горизонтальном круге теодолита. При измерении D труба теодолита устанавливается горизонтально (будем пренебрегать погрешностями юстировки самого теодолита), чтобы исключить влияние на феррозонд вертикальной компоненты магнитного поля Z . Но при $\alpha \neq 0$ влияние Z остается. При измерении нулевым методом феррозонд устанавливается перпендикулярно вектору магнитной индукции T – в горизонтальной плоскости, когда измеряется D , и в вертикальной плоскости магнитного меридиана, когда измеряется I . Из-за погрешностей установки феррозонда (ненулевых углов α и β) эти установки точно не реализуются. При измерениях D угол β непосредственно входит как систематическая ошибка, а по причине отклонения феррозонда от горизонтального положения (α) на него влияет вертикальная компонента магнитного поля Z , так что теодолит фиксирует вместо $D + \pi/2$ угол $D + \pi/2 \pm (\beta \pm \alpha Z/T)$. Аналогично, при измерениях I угол α непосредственно искажает результат, а при $\beta \neq 0$ – несовпадении плоскости вращения трубы теодолита с плоскостью магнитного меридиана – возникает эффект влияния горизонтальной составляющей поля H . Теодолит фиксирует угол $I + \pi/2 \pm (\alpha \pm \beta H/T)$. Итак, эффекты неточной юстировки феррозонда равны:

$$\delta D_{\text{оп}} = \pm(\beta \pm \alpha Z/T), \quad \delta I_{\text{оп}} = \pm(\alpha \pm \beta H/T) \quad (13)$$

Из формул (13) следует, что угол α имеет большее влияние, чем β , так как обычно Z много больше H (например, в ПВХ Шира $Z/H = 3,5$). Поэтому положение феррозонда относительно трубы теодолита в вертикальной плоскости требует более строгой юстировки, чем в горизонтальной плоскости, тем более, что в принятом способе крепления феррозонда к трубе сбоку ошибка установки β обычно мала. Зависимость ориентационных поправок от соотношения горизонтальной и вертикальной компонент поля, то есть от I , означает, что поправки могут быть различными, например, в

разных точках съемки на железорудных месторождениях. При изучении вариаций геомагнитного поля в одном ПВХ это не имеет значения, так как вариации много меньше значений компонент полного поля, соотношение которых остается практически постоянным.

Влияния изменений температуры на результаты измерений феррозондовыми теодолитами в реальном диапазоне летних температур от 0 до +40 °С не обнаружено. Тем не менее, при измерениях в солнечную погоду ПВХ накрывают тентом, во избежание деформаций теодолита из-за его нагрева Солнцем и смещения уровней.

2.3. Методика измерений при изучении вековых вариаций

Критическое значение при изучении вековых вариаций ГМП имеет точность измерения D , в меньшей степени – I , а необходимую точность измерения модуля вектора магнитной индукции T вполне обеспечивают современные протонные магнитометры.

Магнитные измерения при изучении вековых вариаций ГМП проводятся на магнитных обсерваториях (МО) и пунктах векового хода (ПВХ). Каждый из этих видов измерений имеет специфику.

2.3.1 Измерения в обсерваториях

Векторные магнитные измерения с феррозондовыми теодолитами на магнитных обсерваториях используются для контроля базисных линий магнитографов. Методику измерений в МО Новосибирск (Ключи) по нашей просьбе изложил начальник этой обсерватории С.Ю.Хомутов. Следует обратить внимание на то, что при любом новом измерении теодолит ставится на столб со свободной ориентировкой по странам света. В этом есть большой смысл: значения угловых элементов в обсерватории меняются в не очень больших пределах, и необходимо избежать психологического настроя на известное значение.

Общие положения

Методика предназначена для абсолютных измерений с помощью *DI*-магнитометра на базе теодолита 3Т2КП, имеющего автокомпенсатор шкалы вертикального круга ВК. Для других теодолитов, с уровнем при алидаде ВК, корректировку горизонтальности зрительной трубы перед измерениями *D* необходимо выполнять по этому уровню (или записывать показания этого уровня для последующего учета поправки).

Эти измерения на обсерватории необходимы для вычисления базисных значений вариометров, в случае МО Новосибирск (Ключи) – аналоговых вариометров с фоторегистрацией. Для этого делаются отметки на магнитограмме (фиксируя время с точностью до 1 мин). Для цифрового трехкомпонентного магнитометра время фиксируется с точностью до 1 с.

Перед измерениями:

- Необходимо убедиться, что магнитолог не имеет металлических предметов (лучше всего это делать во время первого измерения при нулевом показании нуль-индикатора, приближаясь к датчику, удаляясь от него или поворачиваясь возле него).

- Тщательно установить теодолит *DI*-магнитометра по уровням. В процессе измерений необходимо периодически контролировать нивелировку.

- Проверить установку часов, используемых для регистрации времени измерений.

- Записать в журнале наблюдений сопутствующую информацию – дату, ФИО магнитолога, тип и номер инструмента, температуру в павильоне, другие особенности во время измерений, отметить погодные условия, условия видимости мира.

На МО Ключи принята схема измерений (М+, З+, В+, З-, В-, М-), (С-, Ю+, С+, Ю-) и затем в обратной последовательности (М-, З-, В-, З+, В+, М+), (С+, Ю-, С-, Ю+). Как отмечалось выше, знак + означает, что датчик феррозонда расположен над трубой, знак -, что он находится под трубой.

При работе с инструментом нельзя касаться оптики, все вращения и повороты должны быть плавными, без рывков и усилий, повороты теодолита лучше делать двумя руками, чтобы прикладывать только крутящий момент, без боковых нагрузок; нельзя опираться на постамент. При выводе нуль-индикатора в центральное положение нужно находиться на максимальном удалении от прибора – на расстоянии вытянутой руки. Электронный блок датчика

необходимо установить как можно дальше от магнитометра (на расстоянии длины кабеля при условии хорошей видимости стрелки нуль-индикатора).

Измерение склонения D

Установить трубу горизонтально. Датчик находится над трубой (C). Поворотом теодолита по азимуту навести вертикальную нить на мирю (M). Записать отсчет (M^-) $199^{\circ}17'15''$ (Примеры данных здесь и далее взяты из конкретных измерений)

Повернуть теодолит объективом приблизительно на запад (З) Поворотами теодолита по азимуту с помощью микрометричного винта горизонтального круга (ГК) добиться нулевого положения стрелки измерительного. Отметить время. Включить метку на фотозаписи. Снять показания по шкале ГК (З+). Записать значение и текущее время ($Z^- = 237^{\circ}26'36''$, UT = 9:50:11).

Повернуть теодолит объективом на восток. Установить нулевое положение индикатора вращением микрометра по азимуту. Зафиксировать время. Отключить метку на фотозаписи. Снять отсчет по шкале ГК (B^+). Записать в журнал ($B^+ = 57^{\circ}41'52''$ и UT = 9:51:00).

Перевести трубу теодолита через зенит снова в положение объективом на запад и установить горизонтально. При этом датчик будет находиться под трубой.

Вращением микрометричного винта установить нулевое положения индикатора датчика. Отметить время. Включить метку. Снять отсчет по шкале ГК (З-). Записать ($Z^- = 57^{\circ}43'22''$ и UT = 9:51:54).

Повернуть теодолит по азимуту объективом примерно на восток, проверить горизонтальность трубы, вращением микрометра добиться нулевого положения стрелки индикатора. Зафиксировать время. Отключить метку. Снять и записать показания шкалы ГК (B^-) и записать текущее время ($B^- = 237^{\circ}38'27''$, UT = 9:52:46).

Навести трубу теодолита на мирю (датчик снизу). Записать отсчет по шкале ГК ($M^- = 19^{\circ}17'14''$). Большое различие значений M^+ и M^- (более $10''$) может быть следствием постоянной коллимационной погрешности или нарушения устойчивости прибора во время измерения. Различие между M^+ и M^- более $1'$ недопустимо.

Вычислить среднее значение из отсчетов по ГК (З+, В+, З-, В-) $GKd = 147^{\circ}37'34''$. Этот отсчет является положением магнитного меридиана на лимбе ГК. Второе положение отличается на 180° ($327^{\circ}37'34''$).

Измерение наклона I

Повернуть трубу теодолита объективом на север и установить по шкале ГК значение GKd или отличающееся на 180° . Датчик находится под трубой (-).

Вращением трубы теодолита вокруг горизонтальной оси добиться, чтобы стрелка индикатора датчика находилась в нулевом положении (сначала вручную, затем микрометренным винтом). Отметить время. Включить метку на фотозаписи. Снять показания шкалы вертикального круга ВК (С-). Записать значение и текущее время (С- = $286^{\circ}21'48''$, УТ = 9:54:44).

Переложить трубу через зенит в положение объективом на юг, вращением микрометренного винта ВК установить нулевое положение индикатора датчика. Датчик будет находиться над трубой. Отметить время. Отключить метку. Записать отсчет по шкале ВК (Ю+ = $106^{\circ}20'41''$, УТ = 9:55:26).

Развернуть теодолит вокруг вертикальной оси объективом на север (датчик над трубой). Установить отсчет по GKd или отличающийся на 180° .

Вращая трубу вокруг горизонтальной оси установить нулевое положение индикатора (С+). Зафиксировать время. Включить метку. Записать отсчет по шкале ВК (С+ = $73^{\circ}34'56''$, УТ = 9:56:26).

Переложить трубу через зенит в положение (Ю-). Добиться нулевого положения стрелки индикатора. Зафиксировать время. Отключить метку. Снять отсчет, записать его и текущее время в журнал (Ю- = $253^{\circ}36'49''$, УТ = 9:57:02).

Повторить измерения D и I , чередуя положения датчика под или над трубой. Периодически контролировать нивелировку теодолита.

Обработка результатов измерений

Вычисляем средний отсчет ГК на миру (с учетом различия в отсчетах на 180°):

$$M = ((M+) + (M-))/2 = 19^{\circ}17'15''$$

Вычисляем средний отсчет ГКd для нулевого положения датчика:

$$\text{ГКd} = ((3+) + (B+) + (3-) + (B-))/4 = 147^{\circ}37'34''$$

Вычисляем значение склонения на момент измерения:

$$D = AM - (360 - (\text{ГКd} - M)) = 8^{\circ}28'26'',$$

где $AM = 254^{\circ}23'01.2''$ – астрономический азимут миры.

Вычисляем среднее из отсчетов по ВК

$$I = ((C-) + (Ю+) + (C+) + (Ю-))/4.$$

Абсолютно значение наклона I равно. $73^{\circ}37'19''$ (это, напомним, конкретный пример).

2.3.2 Принципы измерений в пунктах векового хода

Наблюдения на повторных станциях в последние годы в ряде стран (Канада, США, Аргентина и др.) восстановлены. Повидимому, они будут восстановлены и в других регионах мира, где редка сеть обсерваторий. К сожалению, необходимость фиксирования направления географического меридиана (при измерениях D или X) является большим препятствием к созданию автономных измерительных комплексов (применяемые на спутниках системы астроориентации в наземных или морских условиях еще сложнее и дороже, чем в космосе). Восстановление сети повторных станций примерно с той же плотностью, которую эта сеть имела в 80-е годы прошлого века, позволит существенно уточнить представления о пространственно-временной структуре ВВ. Это необходимо для создания теории генерации магнитных полей Земли и планет, а также теории структурообразующих процессов в их ядрах и вышележащих оболочках.

Проведение измерений элементов магнитного поля в ПВХ имеет ряд аспектов, в том числе организационных (закладка, оборудование и поддержание ПВХ, переезды экспедиционных групп и т.п.), методических (требования к точности, оптимизация измерений и камеральной обработки, координатно-временное обеспечение) и технических (оснащение магнитометрами требуемой точности и др. приборами).

Основными требованиями к выбору положения ПВХ являются:
- оптимальное расстояние ПВХ от соседних пунктов, ~ 500 км,

- однородность поля в ближайшей окрестности ПВХ; на расстояниях порядка 10–20 м, аномалии T не должны быть больше 5 нТл.

Оснащение экспедиционных групп магнитометрами является, вероятно, наиболее существенной проблемой в организации измерений в ПВХ на таких обширных территориях, как Сибирь и Дальний Восток. Стандартный набор основных приборов для проведения таких работ в настоящее время – это феррозондовый теодолит (DI -магнитометр) для измерения склонения и наклона и протонный магнитометр для измерения модуля магнитной индукции. Протонных магнитометров производится достаточно, но с приборами для измерений D и I положение много сложнее.

Феррозондовые теодолиты (DI -магнитометры), как известно, промышленность России не выпускает. Их мало и в других странах. Единственным производителем этих приборов обсерваторского класса является компания Bartington Instruments Ltd [31], использующая немагнитные теодолиты Theo фирмы Carl Zeiss Jena и российские теодолиты ЗТ2КП. На МО Ключи имеется три таких DI -магнитометра. Два из них построены на базе теодолитов ЗТ2КП, имеющих погрешность измерения около 2", и один на базе немагнитного теодолита Theo020В – с отсчетной точностью около 5". В серийных теодолитах ЗТ2КП магнитные узлы заменены немагнитными. Приборы оснащены феррозондовыми измерителями, изготовленными на обсерватории [30]. Многие российские МО в настоящее время оснащены DI -магнитометрами, но практически везде в одном экземпляре. Они применяются для определения базисных значений вариационных магнитометров, и их использование в экспедиционных работах, прерывающих обсерваторские наблюдения на полевой сезон, практически невозможно. Таким образом, существуют реальные сложности с укомплектованием программы измерений на ПВХ DI -магнитометрами обсерваторского класса.

В полевых DI -магнитометрах могут быть использованы менее точные теодолиты. Как и в обсерваторских приборах, основная проблема – немагнитность теодолитов. Как показывает опыт, теодолиты с невысокой (около 1') точностью измерений (ТТ-5, Т-30, 2Т30), удастся сравнительно просто перебрать, заменив магнитные детали. Однако имеющиеся в нашем распоряжении более точные (0,1') теодолиты Т5А из-за конструктивной сложности пе-

ределать вне заводских условий практически невозможно, поэтому они обладают некоторой намагниченностью. При измерениях этими теодолитами выявлены девиационные эффекты – систематические разности между измеренными этими DI -магнитометрами значениями склонения D и наклонения I и действительными их значениями. Девиационные эффекты оцениваются путем измерений в пунктах с известным магнитным полем. Далее будут представлены результаты анализа погрешностей полевых DI -магнитометров, в том числе оценки постоянства девиационных поправок.

Рассмотрим основные методические вопросы измерений в ПВХ.

Принципиальное отличие изменений в пунктах векового хода от измерений в МО состоит в следующем. В ПВХ векторные измерения с феррозондовыми теодолитами и протонными магнитометрами должны *самостоятельно* обеспечить получение полной информации о среднегодовых значениях компонент вектора магнитной индукции земного поля за короткий промежуток времени, тогда как в МО такие измерения, не строго регулярные во времени (спорадические), используются для контроля базисных линий магнитографов. Технология измерений в ПВХ имеет некоторые отличия от измерений в МО, в том числе обусловленные соображениями удобства наблюдателей без существенной потери точности измерений.

Главные методические проблемы измерений в ПВХ;

- а) обеспечение необходимой точности измерений;
- б) учет суточных вариаций ГМП во время измерений в ПВХ;
- в) приведение измеренных мгновенных значений элементов магнитного поля к среднегодовым значениям этих элементов в общей системе с ближайшими магнитными обсерваториями.

2.3.3. Требования к точности измерений на ПВХ

Уровень точности, к которому следует стремиться при измерениях на ПВХ, это точность измерений в большинстве обсерваторий региона. Ее оценка нами выполнена по данным измерений на пяти МО: Екатеринбург (Арти, код ARS по реестру IAGA), Алма-Ата (AAA), Новосибирск (Ключи, код NVS), Подкаменная Тунгуска (POD), Иркутск (Патроны, код IRT) с 1 по 14 июля 1990 г. Это

месяц обычных полевых работ и год последних наблюдений на сети ПВХ Сибири. Если наблюдения в ПВХ Сибири будут продолжены, то сравнивать результаты придется именно с данными 1990 г. Затем по результатам имитационного моделирования измерений на ПВХ выбрана оптимальная схема процедуры измерений и приведения результатов к середине года. Роль ПВХ Ключи играла МО NVS, а материалы других обсерваторий были использованы для приведения результатов измерений на ПВХ к среднегодовым значениям МО. Приведенные значения в ПВХ Ключи сравнивались с реальными среднегодовыми значениями поля МО NVS.

Точность среднечасовых и среднесуточных значений элементов ГМП на пяти МО оценивалась методом конечных разностей. Допустим, вариация среднечасовых значений (например, T) в течение суток описывается полиномом степени n , тогда в разностях порядка $n + 1$ регулярное изменение исключается. Остаются погрешности измерений, которые определяются по формуле:

$$\varepsilon \leq \Sigma |\delta^n T| / \sqrt{m \Sigma C_n^2}, \quad (14)$$

где $|\delta^n T|$ – модуль разности n -ого порядка, ΣC_n^2 – сумма квадратов биномиальных коэффициентов степени n (в нашем случае $n = 8$), m – число значений в суточной выборке ($m = 24$). Погрешности среднесуточных значений элементов ГМП ввиду случайного характера изменений этих значений в выборке 14 суток (1–14 июля) оценивались как стандартные отклонения. В табл. 5 приведены значения этих погрешностей по пяти МО и трем элементам поля для степени полинома $n = 8$. Числа в числителе – погрешности среднечасовых значений, в знаменателе – среднесуточных.

Погрешности измерений ГМП на МО 1–14.07.1999 г.

Таблица 5

Элемент	AAA	ARS	NVS	POD	IRT
D , мин.	0,14/0,18	0,32/0,40	0,27/0,34	0,40/0,50	0,23/0,29
I , мин.	0,09/0,11	0,13/0,16	0,12/0,15	0,15/0,19	0,12/0,15
T , нТл	1,1/1,3	1,1/1,4	1,0/1,3	1,1/1,4	1,1/1,3

Из таблицы следует: чтобы измерения в ПВХ были близки по точности к данным МО 1990 г., точность в ПВХ должна быть не хуже: по $T - \pm 1,5$ нТл, по $D - \pm 0,4'$ и по $I - \pm 0,15'$.

2.3.4. Обоснование методики векторных измерений в ПВХ

При наблюдениях на ПВХ каждое определение полного вектора \mathbf{T} должно быть отнесено к одному моменту времени и одной точке пространства. Но измерения D , I , T выполняются последовательно и с использованием нескольких приборов (один-два феррозондовых теодолита и протонный магнитометр). Сравниваются такие схемы:

(а) измерения трех элементов поля в одной точке, последовательно меняя магнитометры,

(б) одновременные измерения трех элементов поля в близко расположенных точках.

В первом случае необходимо быть уверенным, что временные изменения поля малы, или иметь возможность их контролировать, например, с помощью цифрового трехкомпонентного вариометра. Вариант (б) предполагает незначительность градиентов компонент поля между пунктами и отсутствие взаимного влияния магнитометров друг на друга. Вариационные измерения с имеющимся у нас аппаратным комплексом показали предпочтительность второго способа. Он вполне реализуем, поскольку основным требованием к выбору положения ПВХ является однородность поля в ближайшей его окрестности, на расстояниях порядка 10 м. Подробное изучение, например, поля вблизи ПВХ Ши́ра, на площадке 144 м² по сети 1×1 м, показало, что значения T различаются не более чем на 6 нТл. Удалось выбрать три точки для измерений T , D и I (протонным магнитометром и двумя феррозондовыми теодолитами) с $\Delta T \approx 1$ нТл.

Схемы размещения точек измерений в ПВХ выбирались из следующих возможных вариантов:

а) в одной точке последовательно измеряются D и I феррозондовым теодолитом по полной программе (8 положений) и T протонным магнитометром;

б) в двух из трех разнесенных точек на ПВХ, в которых значения T различаются не более чем на 2 нТл, по полной программе измеряется один угловой элемент (D или I), а в третьей – T ;

в) вариант б, но измерения D и I по полной программе выполняются как контрольные, через 2–3 часа, а все остальные – по сокращенной программе – один отсчет на измеряемый угловой элемент.

Выбор произведен на основе сравнения результатов измерений по разным схемам. На рис. 6 приведены для сравнения данные векторных измерений 26.06.1999 г. в одной точке на столбе ПВХ Шира (верхний график) и данные измерений 28.08.2001 г. в четырех точках (включая этот столб), значения элементов ГМП в которых не отличаются более, чем на величины погрешностей измерений (нижний график).

Рис. 6. Сравнение данных измерений в одной точке на столбе ПВХ Шира (верхний график) и измерений в четырех точках (нижний график)

В первом случае значения D обнаруживают разброс порядка $\pm 1,8'$, а разброс I составляет около $\pm 0,6'$. При измерениях в разнесенных точках разброс много меньше. Это объясняется дополнительными погрешностями, связанными в первом случае с переустановкой теодолита, тогда как во втором случае, при измерениях по полной программе, иногда немного подправляются уровни.

Предпочтение отдано варианту в: при почти таком же уровне случайных погрешностей, как вариант б (оба удовлетворяют указанным выше требованиям), вариант в требует меньше затрат труда и удобнее для наблюдателей. Контрольные измерения по полной программе нужны для исключения систематических ошибок из-за ухода уровней теодолитов под действием ветра и солнечного нагрева (если нет защиты). В варианте измерений по одному отсчету на измеряемый элемент важно избежать систематических ошибок из-за несовпадения осей феррозонда и трубы теодолита. Это достигается введением ориентационных поправок.

Ориентационные поправки определяются перед каждым циклом измерений из сравнения результатов измерений D и I по полной схеме и в одном фиксированном положении (ориентации теодолита и положения феррозонда по отношению к трубе – над или под ней). Сами эти фиксированные положения выбираются по принципу минимальности ориентационных поправок: принимается то положение, результаты в котором меньше других отличаются

ся от среднего. Из-за неидеальной жесткости крепления феррозонда на трубе возможны его смещения вследствие вибраций при транспортировке, поэтому ориентационные поправки регулярно контролируются.

Для теодолитов, не чистых в магнитном отношении, кроме того, определяются девиационные поправки. Они выводятся из данных синхронных измерений по полной схеме на МО или ПВХ базовым немагнитным теодолитом и исследуемым теодолитом.

Для проверки схемы измерений в разнесенных точках 13–14 июля 2003 г. выполнены параллельные измерения вариаций ГМП в ПВХ Шира двумя комплектами аппаратуры: первый – феррозондовый теодолит Т5А № 63895 и протонный магнитометр МПП-203, второй – феррозондовый теодолит Т5А № 63927 и квантовый магнитометр М-60. На **рис. 7** приведены результаты этих измерений.

Рис. 7. Сравнение данных параллельных измерений в ПВХ Шира двумя комплектами приборов: I – феррозондовый теодолит Т5А № 63895 и протонный магнитометр МПП-203, II – феррозондовый теодолит Т5А № 63927 и квантовый магнитометр М-60.

Заметим, что квантовый магнитометр М-60 не является абсолютным прибором, хотя точность относительных измерений им на порядок выше, чем МПП-203. Данные М-60 приведены к уровню данных протонного магнитометра МПП-203 по результатам сверки (свыше 60 синхронных измерений).

Отсутствие систематических расхождений свидетельствует о хорошем исключении девиационных эффектов, а уровень случайных погрешностей соответствует указанным выше требованиям к точности измерений в ПВХ. Похожий результат получен при измерениях по схеме ПВХ вблизи МО Ключи; сравнение с данными обсерватории не выявили существенных систематических погрешностей измерений (они по всем элементам в 2–3 раза меньше случайных погрешностей).

Точность данных оценивается:

а) по конечным разностям (формула 14) 8 порядка

I комплект (Т5А 63895 + МПП-203):

$\varepsilon D = 0,6'$, $\varepsilon I = 0,3'$, $\varepsilon T = 0,8$ нТл;

II комплект (Т5А 63927 + М-60):

$\varepsilon D = 0,4'$, $\varepsilon I = 0,2'$, $\varepsilon T = 0,5$ нТл;

б) по разности данных двух комплектов:

$\varepsilon D = 0,7'$, $\varepsilon I = 0,5'$, $\varepsilon T = 0,4$ нТл.

Это практически удовлетворяет указанным выше требованиям.

Преимуществами избранного способа разнесенных точек вариационных измерений перед последовательными измерениями разных элементов поля в одной точке являются:

а) возможность измерений с малым шагом по времени,

б) более полная реализация высокой чувствительности феррозондов,

в) исключение случайных погрешностей, обусловленных установкой теодолита.

Для исключения возможных систематических погрешностей, обусловленных внешними факторами (температуры, ветер и др.) используются данные периодических измерений обоих угловых элементов контрольным феррозондовым теодолитом.

Итак, для наблюдений на ПВХ более удобна схема отдельных измерений в близких точках, в которых значения поля T различаются не более чем на 1,5 нТл.

Обоснование распределения измерений во времени. Чтобы использовать при изучении пространственной структуры ВВ ГМП данные наблюдений в ПВХ в одной системе с данными МО, необходимо получить значения элементов ГМП в ПВХ, представленные как среднегодовые. Но наблюдения в ПВХ ведутся, как правило, в течение 3 дней. В практике измерений в ПВХ в разные годы и в разных условиях в эти 3 дня наблюдения производились по различным временным схемам:

а) схема "утро–вечер" (пока нет интенсивных вариаций ГМП), измерения с 5 до 7 и с 19 до 21 час. LT (местного времени) через 30 мин.; измеренные значения приводятся к среднегодовым значениям ближайшей МО (в предположении одинаковых суточных вариаций в ПВХ и МО);

б) схема измерений в дневное время (5–20 часов LT) через 15 мин с вычислением среднечасовых значений, которые приводятся к среднегодовым значениям ближайших МО путем интерполяции среднечасовых значений МО на положение ПВХ;

в) схема измерений, которую применяли для высокоширотных ПВХ, через 15 мин в течение трех суток без перерывов с привяз-

кой к среднегодовым значениям МО путем интерполяции на положение ПВХ разностей среднесуточных и среднегодовых значений элементов ГМП в МО.

Исследование этих схем, а также схемы полуночного отсчета (midnight), которая иногда используется при совместной обработке данных измерений на МО и со спутников [11], выполнено путем имитационного моделирования вариационных наблюдений по данным тех же 5 магнитных обсерваторий (Екатеринбург, Алма-Ата, Новосибирск, Подкаменная Тунгуска, Иркутск), которые использованы в [таблице 5](#).

Выбор времени (июль 1990 г.) обусловлен тем, что в 1990 г. последний раз проводились измерения на ПВХ, и если они будут возобновлены, сравнивать результаты надо будет с данными 1990 г. А июль – обычное время полевых измерений на сети ПВХ Сибири.

На [рис. 8](#) представлены графики значений D , I и T за период с 1 по 14 июля 1990 г. (для удобства – за вычетом среднегодовых значений – СГ) на МО ARS, NVS, IRT.

Рис. 8. Графики значений D , I и T за 1–14 июля 1990 г. на МО ARS, NVS, IRT

Этот период не содержал дней с большими возмущениями поля; обычно они легко распознаются по данным измерений в ПВХ, и эти измерения заменяются другими, после того как поле стабилизируется. Слабые возмущения имеют место, в том числе в избранном для модели ПВХ Ключи интервале 1–3 июля. Из этих дней несколько более возмущено поле 1 июля: это видно на кривых T – уменьшение амплитуды в Новосибирске (еще более резко – в Подкаменной Тунгуске).

Для обоснования выбора временной схемы измерений в [табл. 6](#) приведены средние за 14 суток (1–14 июля 1990 г.) значения элементов ГМП относительно их среднегодовых (СГ) значений с их стандартными отклонениями (внизу) по пяти МО для разных схем распределения "измерений" во времени.

Выбор схемы распределения измерений на ПВХ во времени

Таблица 5

Эле-	LT	ARS	IRT	NVS _{инт}	NVS	NVS _{инт}	AAA	POD
------	----	-----	-----	--------------------	-----	--------------------	-----	-----

МЕНТ				φ	λ			
	Сутки	-1,7	0,1	-0,8	-1,0	-1,2	-1,1	-1,3
		1,0	0,4	0,7	1,1	0,9	0,7	1,1
D, мин.	1-18	-2,0	-1,2	-1,6	-1,7	-2,1	-1,5	-2,6
		1,3	0,5	0,9	1,3	1,1	0,8	1,4
	Пол- ночь	6,8	-3	-0,2	-1,0	-1,8	-1,1	-2,5
		1,9	1,4	1,6	2,6	2,2	1,4	3,0
	Сутки	-1,1	-1,4	-1,3	-1,1	-1,2	-1,4	-1,0
		0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,4
I, мин.	1-18	-0,8	-1,3	-1,1	-1,0	-1,1	-1,3	-0,8
		0,5	0,6	0,6	0,5	0,6	0,7	0,5
	Пол- ночь	-0,1	-1,2	-0,7	0,8	0,5	-0,6	1,3
		0,8	0,9	0,8	0,8	1,0	1,0	0,8
	Сутки	-4,0	-3,0	-3,5	-2,2	-2,1	-1,0	-3,2
		3,8	2,2	3,0	2,6	3,4	4,4	2,4
T, нГл	1-18	-8,8	-4,9	-6,8	-4,1	-3,3	-3,4	-3,3
		4,0	2,8	3,4	3,5	4,3	5,1	3,5
	Пол- ночь	-5,5	-13,2	-9,3	-23,0	-23,5	-29,1	-17,9
		4,4	7,0	5,7	7,3	6,3	8,5	4,2

Здесь по обе стороны от выделенного жирным шрифтом столбца NVS (МО Новосибирск) приведены интерполированные значения элементов ГМП по данным других МО: станций с различной широтой AAA и POD (NVSинт_φ, курсив), и станций ARS и IRT, разнесенных по долготе (NVSинт_λ, курсив). В плане эти МО образуют четырехугольник, а МО NVS находится вблизи пересечения его диагоналей. Разные выборки данных оцениваются по следующим параметрам: вариации значений элемента между МО, стандартные отклонения по каждой МО, разности реальных значений в МО NVS и интерполированных по широте (φ) – между МО ARS и IRT, по долготе (λ) – между МО AAA и POD. В таблице видно, что по всем оцениваемым параметрам для всех элементов неудовлетворительны результаты для полуночных данных. Примерно такая же ситуация наблюдается для измерений по схеме "утро-вечер", материалы по которым в табл. 5 не приводятся. Важно оценить, насколько уступает схеме круглосуточных измерений схема измерений в светлое время (1–18 УТ), так как измерения в ночное время сопряжены с некоторыми техническими

трудностями. Видим, что по стандартным отклонениям различия не существенны, а различия значений элементов в отдельных обсерваториях практически не превышают разностей значений элементов ГМП в МО NVS, полученных по различным интерполяциям. Эти различия являются систематическими, что приводит к рекомендации для измерений на ПВХ: выполнять непрерывный ряд измерений в течение 3 суток.

2.3.5. Приведение данных измерений в ПВХ к середине года

Данные измерений в ПВХ при изучении вековых вариаций ГМП анализируются в одном блоке с данными МО. По данным МО и по моделям ГМП (типа IGRF) вековые вариации оцениваются путем сравнения среднегодовых значений элементов ГМП. В ПВХ измерения выполняются в течение всего 3 суток, хотя и во время, близкое к середине года. Требуется привести среднесуточные (или средние по трем суткам) значения элементов ГМП, полученные по данным измерений в ПВХ к среднегодовым значениям близких МО.

В работе [37] путем сравнения разных схем такого приведения выбрана наилучшая схема – интерполирования на координаты ПВХ разностей среднегодовых (СГ) и среднесуточных (СС) значений элементов ГМП и прибавления этой интерполированной разности к полученным по данным измерений в ПВХ СС-значениям. Более обстоятельная проверка эффективности такой схемы приведения была выполнена путем имитационного моделирования ПВХ Ключи. В качестве модельных данных взята выборка данных МО Новосибирск (Ключи) по принятой схеме измерений в ПВХ.

Подобным имитационным моделированием по ПВХ Ключи мы обосновали неэффективность прямого приведения мгновенных данных измерений в ПВХ к среднесуточным значениям близких МО. Для этого проведено сравнение реальных разностей среднесуточных (СЧ) и среднесуточных (СС) значений элементов ГМП в МО Новосибирск с их интерполированными значениями между двумя парами МО (AAA-POD и ARS-IRT) по двум интервалам времени: 1–3 июля и 11–13 июля 1990 г. Эти результаты приведены в [таблице 6](#). Кроме средних значений указанных величин, при-

ведены их стандартные отклонения, показывающие качество интерполяции между двумя парами магнитных обсерваторий.

Сравнение реальных и интерполированных разностей СЧ- и СС-значений элементов ГМП в МО NVS

Таблица 6

Элемент поля	МО интерполяции	1–3.07.90		11–13.07.90	
		Средние значения	Станд. отклон.	Средние значения	Станд. отклон.
D, мин.	AAA–POD	0,10	0,60	0,12	0,80
	ARS–IRT	-0,59	1,72	0,29	1,99
I, мин.	AAA–POD	0,12	0,42	0,35	0,55
	ARS–IRT	0,16	0,38	-0,02	0,27
T, нТл	AAA–POD	-0,6	5,6	1,6	5,6
	ARS–IRT	1,1	6,8	2,6	5,5

Из таблицы видно:

1) средние значения заметно меньше стандартных отклонений; это значит, что интерполяция не сопряжена с систематическими эффектами и вполне допустима;

2) интерполяция между МО AAA и POD, имеющими меньшее различие по долготе, предпочтительнее интерполяции между МО ARS и IRT; заметим, что при интерполяции разностей среднесуточных и среднегодовых значений (табл. 6) такого предпочтения нет, что очевидно: их вариации не зависят от широты или долготы;

3) погрешности интерполяции существенно больше погрешностей измерений элементов ГМП в МО (ср. с табл. 5) и больше нормативных погрешностей измерений, выведенных из данных табл. 4. Это говорит о нецелесообразности включения в технологическую процедуру наблюдений в ПВХ интерполяции среднесуточных (и тем более реально измеренных мгновенных) значений элементов ГМП.

Стандартные отклонения приведения (по этим же МО) данных в ПВХ Ключи, полученных по схеме «утро–вечер» 1–3 и 11–13 июля 1990 г. составили: для $D = \pm 1,1'$, $I = \pm 0,25'$, $T = \pm 4,6$ нТл. Вместе с тем, стандартные отклонения приведенных среднесуточ-

ных значений элементов ГМП в ПВХ Ключи к среднегодовым (СГ) значениям по тем же двум парам МО по выборке 1–14 июля 1990 г. оказались равными: для $D = \pm 0,6'$, $I = \pm 0,12'$, $T = \pm 2,7$ нТл. Это вдвое меньше погрешностей приведения часовых значений по системе "утро–вечер" и лишь немного превышает погрешностей измерений в МО (см. табл. 5).

Данные таблицы 6 подтверждают, что в Сибири и на Дальнем Востоке на расстояниях между МО порядка 1000 км невозможна приемлемая по точности интерполяция мгновенных значений элементов ГМП в связи с различием долготной зависимости разных составляющих суточного хода ГМП: S_q -вариации в различных по долготе пунктах синхронны по местному времени (LT), а "бухты" и другие сильные возмущения (в том числе магнитные бури) одновременно по мировому времени (UT).

На рисунке 9 показан средний за 14 дней суточный ход измеряемых в ПВХ элементов ГМП.

Рис. 9. Средний суточный ход элементов ГМП за 14 дней июля 1990 г.

В осреднении нерегулярные вариации, включая «бухты» сглаживаются, остаются закономерности S_q -вариаций. Для всех элементов ГМП виден долготный сдвиг в 4 часа между МО ARS и IRT (другие МО посередине между ними). Эти графики демонстрируют принципиальную возможность интерполяции между МО разностей СС и СГ значений для приведения данных измерений на ПВХ к среднегодовым значениям (кривые МО NVS лежат строго между кривыми пар МО ARS–IRT и AAA–POD).

На рисунке 10 приведены графики вариаций рассматриваемых элементов ГМП 1–3 июля 1990 г. по всем пяти МО. Выделены жирными линиями кривые для МО NVS, данные которой являются исходными для имитационной модели ПВХ Ключи.

Рис. 10. Вариации элементов ГМП 1–3 июля 1990 г. по пяти МО.

Следует обратить внимание на близость кривых для всех элементов в 16–20 час (UT), в т. ч. в полуночное время, что и дало основание использовать midnight-ординаты как наилучшим образом представляющие поле каждой МО (и окружающего региона)

при совместной обработке со спутниковыми данными [27]. Однако, на рисунке 10 видно, что эти значения для I и T не соответствуют среднесуточным значениям, и заметно, особенно для I , отличаются от среднегодовых значений.

В качестве модели измерений в ПВХ Ключи взяты среднечасовые значения D , I , T , полученные 1–3 июля 1990 г. в МО Новосибирск (NVS). По ним вычислены среднесуточные (СС) значения, приведенные к середине года (СГ) интерполяцией на положение в плане ПВХ Ключи относительно МО AAA и POD, ARS и IRT.

Естественно было обратиться к предложению [37] интерполировать между МО разности СС- и СГ-значений элементов ГМП.

Таблица 7 содержит результаты имитированных наблюдений в ПВХ Ключи:

- измеренные значения (поскольку все операции в обработке – это сложение и вычитание, из всех значений элементов на МО были исключены среднегодовые значения),

- интерполированные на ПВХ Ключи значения на МО (AAA_POD и ARS_IRT),

- разности между реальными (известными по данным МО Новосибирск) и интерполированными значениями; они обозначены как $\Delta(\text{AAA_POD})$ и $\Delta(\text{ARS_IRT})$.

Эти разности являются основным результатом модели. Они характеризуют точность приведения данных в ПВХ к среднегодовым значениям этих пар МО.

Погрешности интерполяции разностей среднесуточных и среднегодовых значений элементов ГМП, как видим, совсем немного превышают погрешности измерений (сравните с табл. 1). Следует обратить внимание на довольно большие значения этих разностей 1 июля. Эти сутки, как уже отмечалось, характеризуются более возмущенным магнитным полем, чем другие дни.

Оценка точности приведения данных ПВХ Ключи к середине года путем интерполяции разностей СС и СГ-значений элементов ГМП

Таблица 7

Эл.	Величина	01.07	02.07	03.07	01–03.07
	AAA_POD	-1,98	-1,14	-0,96	-1,38
D ,	$\Delta(\text{AAA_POD})$	-0,06	0,06	0,24	0,12
мин.	ПВХ Ключи	-2,04	-1,08	-0,72	-1,26

	$\Delta(\text{ARS_IRT})$	-0,84	-0,54	-0,36	-0,60
	ARS_IRT	-1,20	-0,54	-0,36	-0,66
	AAA_POD	-1,44	-1, 14	-1, 22	-1,26
<i>I</i> ,	$\Delta(\text{AAA_POD})$	0,30	0,18	-0,06	0,12
мин.	ПВХ Ключи	-1,14	-0,96	-1,28	-1,14
	$\Delta(\text{ARS_IRT})$	0,18	0,24	0,16	0,18
	ARS_IRT	-1,32	-1,14	-1,44	-1,32
	AAA_POD	-3,5	-5,0	-0,9	-3,1
<i>T</i> ,	$\Delta(\text{AAA_POD})$	3,9	-1,3	-4,3	-0,6
нГл	ПВХ Ключи	0,4	-6,3	-5,2	-3,7
	$\Delta(\text{ARS_IRT})$	5,7	-1,1	-1,4	1,1
	ARS_IRT	-5,3	-5,2	-3,7	-4,7

На [рисунке 11](#) дано сравнение реальных значений этих элементов ГМП в МО Новосибирск с интерполированными на положение ПВХ Ключи значениями в МО AAA и POD, это кривые $K(A_P)$, и МО ARS и IRT, кривые $K(E_I)$. Различие между ними – кривые $d_K(A_P)$ и $d_K(E_I)$, как видим, часто превышает половину амплитуды вариаций.

Рис. 11. Сравнение реальных значений элементов ГМП в МО NVS с интерполированными на ПВХ Ключи значениями в МО AAA и POD, кривые $K(A_P)$, и МО ARS и IRT, кривые $K(E_I)$

Этим еще раз показана некорректность интерполяции СЧ (тем более, мгновенных) значений элементов поля в целях приведения к середине года. Вместе с тем отмечается близость (*D* и *I*) кривых $d_K(A_P)$ и $d_K(E_I)$ между собой и к нулю во временном интервале 12–22 часа UT, т. е. с 19 часов вечера до 5 часов утра LT. В этот интервал входят и упоминавшиеся раньше полуночные (mid-night) данные, и данные "nightside", в интервале 19–7 часов LT или "nonsanlit areas", когда Солнце более чем на 5° ниже горизонта, которые иногда используются при совместной обработке данных спутников и МО при построении аналитических моделей ГМП.

2.3.6 Организация измерений в пунктах векового хода

Сеть ПВХ создавалась с 1960 г. Это время проведения Международного геофизического года, когда работало наибольшее в ми-

ровой истории число магнитных обсерваторий, повторных станций, в том числе ПВХ. Большое число ПВХ в восточных областях страны было организовано из-за малой обеспеченности этой огромной территории магнитными обсерваториями.

При организации ПВХ выдерживались следующие условия:

1) примерная равномерность сети МО и ПВХ с расстояниями между ними 400–600 км;

2) наилучшая в условиях конкретного района транспортная доступность пункта;

3) однородность магнитного поля в ближней окрестности пункта, на расстояниях 10–20 м и отсутствие крупных магнитных аномалий в радиусе до 200 м.

В [38] посредством сравнения параметров ВВ, полученных по данным спутниковых измерений и сети МО доказаны неэффективность спутниковых методов изучения ВВ и необходимость восстановления системы наблюдений на ПВХ (повторных станциях) в регионах с редкой сетью МО.

По данным МО выявлена 2–4-летняя периодичность ВВ, которая имеет региональные особенности в областях с характерными размерами 2–3 тыс. км. На этом основании можно сформулировать требования к пространственному распределению ПВХ и интервалу времени между повторными наблюдениями.

Это исследование подтверждает, что средние расстояния между станциями (МО и ПВХ) должно быть примерно 400–600 км, что соответствует плотности сети 4–6 станции на 10^6 км². На территории Сибири и Дальнего Востока (площадь около 12 млн. кв. км) необходимы 50–60 станций. Из действовавшей ранее сети около 80 ПВХ и МО в настоящее время работают всего 10 МО, причем далеко не все – на современном уровне технического обеспечения, стабильности работы и точности данных наблюдений. Следовательно, сеть ПВХ может состоять из 40–50 пунктов. Это значит, что из ранее действовавшей сети 66 пунктов необходимо выбрать пункты, составляющие более или менее равномерную сеть, имеющие стабильное положение достаточно долгое время (в 80-е годы не переносились), с приемлемым в настоящее время доступом (транспортная сеть – дороги, реки) и удовлетворяющие указанным выше требованиям относительно однородности ГМП в пределах площади ПВХ в 100–150 м².

Среднее время повторения желательно 1–2 года. Это требует организации специальной группы наблюдателей, для которой работа на ПВХ является основной обязанностью, и обеспечение этой группы измерительной аппаратурой.

Необходимая аппаратура для организации наблюдений на ПВХ Сибири и Дальнего Востока 3–4 полевыми бригадами имеется. Каждая группа может быть снабжена двумя феррозондовыми теодолитами (из них обязательно один чистый в магнитном отношении) и протонным магнитометром. Не очень чистые в отношении намагниченности теодолиты можно использовать для измерений, если регулярно путем сравнения с чистыми приборами определять для них девиационные поправки. Такие теодолиты лучше использовать в измерениях I , величины не очень критичной к точности установки феррозонда в плоскости магнитного меридиана, так как зависимость погрешности I от ошибочной ориентировки довольно слабая, как δA^2 (δA – погрешность азимута, в радианах).

2.3.7. Технология измерений в пунктах векового хода

Первым делом по прибытии в ПВХ группа наблюдателей проводит обследование участка в целях установления:

- отсутствия новостроек и крупных железных предметов,
- сохранности столба и мира,
- магнитной чистоты участка вокруг столба.

Практика показывает, что доступность участка ПВХ привлекает другие организации к освоению таких территорий, в результате ПВХ приходится переносить на другое место. Там после обследования магнитной чистоты участка, выбора мира и установки столба выполняется новый полный цикл наблюдений. В таких случаях часто невозможно провести измерения разностей значений элементов ГМП в новом и старом пунктах, и цепь данных оказывается прерванной. Иногда, однако, измерения на старом ПВХ выполнить удается, и в дальнейшем анализе старые данные можно использовать, если полученные значения вариаций ГМП не противоречат их оценкам по данным соседних ПВХ.

Если столб не сохранился, он восстанавливается в месте, определенном по описанию ПВХ. Если утрачена мира, она может быть заменена другой; в любом случае измерения астрономического (географического) азимута мира в ПВХ являются обязательными.

Предлагаемая нами методика наблюдений в ПВХ с одновременным измерением компонент D , I , T в разнесенных точках предъявляет более высокие, чем раньше, требования к однородности магнитного поля. Так как все ПВХ расположены на участках отсутствия значительных магнитных аномалий, проверку однородности можно проводить только по модульным измерениям (T) протонными магнитометрами. Для этого на площадке вокруг столба с размерами 10 м на 10 м создается сеть пунктов измерений с шагом 1х1 м, и в каждой точке измеряются значения T и dT/dz . Значения T измеряются во всех точках на одинаковой высоте h , равной средней высоте датчика установленного на столбе феррозондового теодолита. Значения dT/dz определяются по измерениям T на двух высотах: h и $h + 1$ м. 1 м – это длина магниточувствительного блока протонного магнитометра. Тогда $dT/dz = T_h - T_{h+1}$.

Амплитуда аномалий T на этой площадке не должна превышать 5 нТл, амплитуда значений dT/dz – значений 5 нТл/м. В пределах площадки на расстояниях примерно 3 м от столба надо найти точки, в которых значение T не более чем на 1 нТл отличается от значения на столбе. Основной столб ПВХ предназначен для измерений D , а столбы-сателлиты – для измерений I и T . На каждом столбе устанавливаются приспособления для жесткого крепления приборов; на столбах для угловых измерений в качестве таких приспособлений используются немагнитные скобы или закрепленные на весь срок наблюдений подставки теодолитов. Каждый из столбов накрывается высоким тентом на двух Λ -образных опорах с перекладиной сверху и растяжками к забитым в грунт кольям для защиты от солнечного света, дождя и ветра. Эта конструкция устанавливается так, чтобы перекладина была направлена на мир, которая должна быть видна в просвете между ножками опоры. Опоры и перекладина изготавливаются из дюралевого труб, так как не везде можно найти другой подходящий материал (деревянные шесты).

Перед началом регулярных измерений теодолиты проверяются: с ними выполняются несколько циклов измерений по полной программе (если один из теодолитов не является в магнитном отношении чистым, такие измерения выполняются синхронно на двух столбах). Это позволяет оценить качество работы теодолитов, определить ориентационные поправки обоих теодолитов и девиационные поправки магнитного теодолита. Для измерений каждого из

угловых элементов целесообразно использовать тот теодолит, у которого меньше величина соответствующей ориентационной поправки. Для измерений D следует использовать более высокоточный и немагнитный теодолит, так как этот элемент менее устойчив и в большей мере определяет точность оценки других элементов.

В **таблице 8** приведен пример данных измерений в ПВХ Шира (в разнесенных точках) 6 июля 2003 г. Отсчитываемые углы обозначены апострофом; они отмечают направления, перпендикулярные к вектору T в горизонтальной плоскости (D') и вертикальной плоскости магнитного меридиана (I'). В первом столбце приведено мировое время (UT).

Пример измерений элементов ГМП в разнесенных точках

Таблица 8

UT	D'	I'	T	$D'_{сч}$	$I'_{сч}$	$T_{сч}$
7,00	9530,6	19611,0	60681			
7,25	9629,6	19610,9	60681			
7,50	9528,0	19609,8	60675	9548,3	19610,0	60674,0
7,75	9527,0	19609,2	60668			
8,00	9526,3	19609,0	60665			
8,25	9524,3	19608,8	60667			
8,50	9521,3	19608,8	60666	9521,8	19609,0	60665,4
8,75	9520,0	19609,3	60663			
9,00	9517,1	19609,3	60666			
9,25	9514,2	19609,3	60671			
9,50	9511,5	19608,8	60672	9513,2	19609,3	60671,8
9,75	9511,3	19609,0	60673			
10,00	9511,8	19610,0	60677			
10,25	9512,1	19610,0	60681			
10,50	9512,9	19610,2	60688	9513,1	19610,1	60685,4
10,75	9513,5	19610,0	60688			
11,00	9515,0	19610,3	60693			

В таком виде значения записываются в EXCEL-таблицу обработки, где вычисляются:

- углы D' , I' (или $D'_{сч}$, $I'_{сч}$) в градусах; в таблице они записаны без пробела между градусами и минутами, через запятую доли минут; в таблице предусмотрен перевод чисел такого формата в

градусы. В условиях спокойных суточных вариаций дальше можно сразу вычислять среднечасовые значения, но иногда полезен анализ изменений во времени всех элементов ГМП с 15-минутным интервалом;

- по D , I вычисляются значения склонения и наклонения (D , I);

- по D , I , T вычисляются другие элементы, по формулам (1).

Путем построения графиков в EXCEL контролируется ход изменений элементов ГМП, выявляются незакономерные выбросы и скачки. Анализируя изменение в это время разных элементов ГМП, можно довольно надежно выявить ошибочные измерения и определить причину этих ошибок (просчет или уход уровней теодолита).

2.4. Методика векторной магнитной съемки в геологии

Основные положения методики векторной магнитной съемки для поисков и разведки железорудных месторождений сводятся к следующему:

1. Строится правильная сеть точек измерений с прямолинейными и параллельными друг другу профилями. Это нужно не только для минимизации затрат труда на определение географического меридиана в каждой точке измерений, но и для более эффективной количественной интерпретации векторных магнитных аномалий. На участок съемки с такой сетью достаточно одного измерения географического азимута профиля. В случае невозможности организации системы параллельных профилей или когда для повышения качества интерпретации требуются профили с другими азимутами, несложные угловые измерения позволяют передать географический азимут с одного профиля на другой. На базовом пункте участка выполняются астрономические измерения географического азимута профиля (или миры – удаленного ориентира) путем наблюдения положения Солнца в фиксированные моменты времени. Азимут миры может быть также определен по GPS-измерениям географических координат миры и базового пункта.

2. Векторные магнитные измерения выполняются комплектом феррозондового теодолита и абсолютного модульного магни-

тометра. Обычно это протонный магнитометр, работающий на эффекте Оверхаузера. Но в пунктах с очень большими градиентами магнитного поля, где измерения с протонным магнитометром невозможны, приходится использовать квантовый магнитометр. Поскольку он не является абсолютным, он калибруется протонным магнитометром в точках с близкими значениями T , но с малыми градиентами. Измерения проводятся последовательно: сначала один оператор измеряет феррозондовым теодолитом на треноге угловые элементы D и I , затем теодолит снимается; второй оператор, работающий с модульным магнитометром, фиксирует положение в пространстве центра трубы теодолита; сюда помещается магнито-чувствительный блок (МЧБ) протонного магнитометра для измерений T .

3. На базовом пункте участка измерения феррозондовым теодолитом выполняются по полной схеме 8 положений; по ним контролируется стабильность и точность определения ориентационных поправок к данным измерений в ранее избранных стандартных положениях трубы и феррозонда. В пунктах съемочной сети выполняются измерения в последовательности: установка теодолита по уровням, выставление трубы горизонтально (на вертикальном круге – нули), ориентировка на миру (или вдоль профиля) с установкой на горизонтальном круге значения азимута миры (профиля). В этом случае нуль отсчета горизонтальных углов соответствует географическому меридиану, что предотвращает промахи, позволяя визуально контролировать измерения, и упрощает обработку данных. Большая часть измерений выполняется по упрощенной схеме, лишь в каждой 5-й или 10-й точках профиля (в зависимости от характера изменения измеряемых элементов ГМП) выполняются измерения по полной схеме. Они необходимы для контроля стабильности ориентационных поправок.

4. Обработка данных измерений включает: вычисление значений D и I с ориентационными и, если используется не стерильный в магнитном отношении теодолит, девиационными поправками, вычисление по T , D , I всех других элементов поля в электронных таблицах EXCEL.

Рассмотрим подробнее содержание пп. 1; вопросы п.5 рассмотрены ниже, в главе 3 «Обработка данных векторных измерений».

Построение съемочной сети

Участок съемки располагается так, чтобы изучаемый объект (месторождение) находилось в его средней части. Направление профилей – перпендикулярно длинной оси (вкрест простирания) структуры. Шаг съемки по профилям связан с необходимой точностью оценки параметров верхней кромки тела (положения контакта тела с вмещающей средой в плане и по глубине). Шагом съемки определяется ее масштаб: шаг съемки равен 1 см в масштабе отчетной карты. Обычно разведочные магнитные съемки на небольших или неглубоко залегающих залежах железных руд имеют масштабы от 1:1000 (шаг 10 м) до 1:5000 (шаг 50 м). Размеры участка съемки определяются ориентировочными размерами объекта, которые определяются длиной l и шириной d контура проекции на земную поверхность предполагаемых границ тела. Длина тела не является критической характеристикой: участок может вмещать контуры объекта целиком или только главную часть его. Ширина важнее. Участок съемки должен значительно перекрывать тело по ширине. Если тело почти вертикальное или о направлении его падения нет данных, профили в обе стороны от предполагаемых контуров тела удлиняются примерно на $1,5 d$. Если направление падения тела известно, то в эту сторону профили удлиняются на $1,5-2 d$, а в противоположную сторону – на $1-1,5 d$. Таки образом, площадь контура тела ld находится примерно в середине площади съемки $4 ld$. Такое увеличение длины профилей необходимо для того, чтобы аномалии тела были описаны достаточно полно, вплоть до асимптотического выхода в нормальное поле, что позволит при интерпретации аномалий надежно оценить глубину нижней кромки тела с обеих сторон.

Число профилей определяется длиной объекта и требуемой детальностью его изучения. Обычно расстояние между профилями составляет от 1 до 2–3 шагов съемки по профилям, в зависимости от степени изменчивости структуры и аномального поля по простиранию месторождения. При желании или необходимости детально изучить краевые части тела по простиранию, число профилей увеличивается на 2–4, а площадь съемки до $5 ld$.

Предпочтительна прямоугольная форма участка с параллельными профилями, ориентированными по короткой стороне участка. По длинным сторонам разбиваются магистрали.

С провешивания одной из магистралей и начинается разбивка сети. На этой магистрали выбирается базовый пункт участка, который должен иметь геодезическую привязку – географические координаты. Они определяются методом теодолитных засечек пунктов геодезической сети (тригопунктов) или GPS-измерениями. С базового пункта должен быть хороший обзор:

1) на большое удаление (3–5 км), где выбирается основной ориентир – мира. Желательно, чтобы визирная часть мира находилась в горизонте (на одном уровне) с трубой теодолита, установленного на базовом пункте. Тогда при измерениях азимута мира не нужно будет менять наклон трубы теодолита и снова возвращать в горизонтальное положение для измерений D (будет исключена причина возможных просчетов в измерениях).

2) вдоль магистрали, на которой по прямой линии выставляются нулевые пикеты съемочных профилей. Эта разбивка магистрали (и затем разбивка профилей) должна выполняться теодолитом и со всей тщательностью, так как направления магистрали и особенно профилей служат ориентирами для первоначальной установки на каждом пункте измерений нуля горизонтального круга в направлении географического меридиана.

С каждого нулевого пикета на магистрали провешивают профили, а затем расставляют на них пикеты с заданным шагом съемки. На заданном расстоянии от магистрали (5–10 шагов съемки) на профилях выставляются вешки; они выравниваются, чтобы образовать вторую магистраль. Эта процедура повторяется до тех пор, пока не будет провешена магистраль по концам профилей.

Для контроля правильности сети в ее угловых точках следует измерить углы между профилями и магистралями: они должны быть прямыми. Посредством GPS-измерений координат угловых точек участка удастся обнаружить грубые ошибки формирования сети и определить путь их исправления.

Азимут мира определяется путем астрономических измерений положения Солнца в фиксированные моменты времени [39]. Азимут мира в базовом пункте можно получить из GPS-измерений координат базового пункта и мира. Для этого последовательно в базовом пункте и пункте мира до 10 раз измеряются плановые координаты. Простой абсолютный GPS-измеритель типа Garmin имеет среднюю погрешность определения координат 5–6 м при

7–10 используемых спутника. 10-кратные измерения координат приводят к снижению погрешности до 2 м.

Принцип определения азимута по координатам пункта и миры состоит в следующем. Так как расстояние между пунктом и миром мало по сравнению с радиусом Земли, в основной формуле для азимута

$$A = \arctg(\Delta\lambda\cos\varphi/\Delta\varphi) \quad (15)$$

$\Delta\varphi$ и $\Delta\lambda$ – разности широт и долгот пункта и миры в радианах.

Возможны 4 относительных положения пункта ($\varphi_{\text{П}}$, $\lambda_{\text{П}}$) и миры ($\varphi_{\text{М}}$, $\lambda_{\text{М}}$), которым соответствуют разные формулы для азимута миры в пункте наблюдения; считается, что азимут может изменяться от 0 до 2π (360°):

$$1) \varphi_{\text{П}} < \varphi_{\text{М}}; \lambda_{\text{П}} < \lambda_{\text{М}} : \quad A_1 = \arctg(\Delta\lambda\cos\varphi/\Delta\varphi) \quad (15\text{-а})$$

$$2) \varphi_{\text{П}} > \varphi_{\text{М}}; \lambda_{\text{П}} < \lambda_{\text{М}} : \quad A_2 = \pi - \arctg(\Delta\lambda\cos\varphi/\Delta\varphi) \quad (16)$$

$$3) \varphi_{\text{П}} > \varphi_{\text{М}}; \lambda_{\text{П}} > \lambda_{\text{М}} : \quad A_3 = \pi + \arctg(\Delta\lambda\cos\varphi/\Delta\varphi) \quad (17)$$

$$4) \varphi_{\text{П}} < \varphi_{\text{М}}; \lambda_{\text{П}} > \lambda_{\text{М}} : \quad A_4 = 2\pi - \arctg(\Delta\lambda\cos\varphi/\Delta\varphi) \quad (18)$$

Если считать, что азимут, как и склонение, изменяется от 0 (севера) до $\pm 180^\circ$ (юга), в (17) первым слагаемым будет $-\pi$, а в (18) первое слагаемое отсутствует (равно нулю). Вычисления по этим формулам легко реализуются в EXCEL.

Зная азимут миры, можно определить азимуты магистрали и профиля, начинающегося с базового пункта. По азимуту магистрали определяются азимуты всех профилей (перпендикулярных магистрали). При измерениях на профилях наиболее удобный ориентир – это направление профиля. Значительный рельеф в пределах участка создает некоторые трудности:

1) линия визирования по профилю всегда оказывается наклонной, и надо внимательно следить, чтобы после ориентировки при-

бора по азимуту профиля для измерений D труба теодолита была установлена горизонтально;

2) при движении по профилю в гору длина линии визирования (видимой части профиля) сокращается. Чтобы ориентировка не потеряла в точности, профиль должен быть строго прямолинейным. При подходе к перевалу следующая точка профиля может оказаться невидимой. Это надо предусмотреть заранее; за 2–3 точки обратным визированием на начало профиля определить новый азимут (азимут профиля $\pm 180^\circ$). Еще лучше найти по этому азимуту удаленный ориентир (локальную миру) и перевальную часть профиля пройти с его использованием. На перевале, когда далеко видно в обе стороны, еще раз поворотом трубы на 180° находим вторую локальную миру – удаленный ориентир по другую сторону горы. Такая технология ориентировки наиболее удобна для применения в сложно пересеченном рельефе.

3. ОБРАБОТКА ДАННЫХ ВЕКТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

3.1. Определение элементов ГМП в пунктах векового хода

Вычисление среднесуточных значений элементов ГМП

Данные измерений в ПВХ представляют собой трехсуточные, в идеале непрерывные, ряды значений D , I , T с шагом по времени 1/4 часа. Для дальнейших вычислений и анализа качества данных целесообразно не сразу вычислять средние значения D , I , T за весь период наблюдений, а делать это поэтапно.

Сначала вычисляются среднечасовые значения: осреднение по 5 точкам (данные измерений в *:00 входят в два соседних среднечасовых значения), результат относится к середине часа. Это необходимо потому, что во многих МО (кроме входящих в систему Intermagnet) именно среднечасовые значения являются первой доступной детальной исходной информацией (в обсерваториях системы Intermagnet такой являются минутные значения).

Затем по среднечасовым значениям вычисляются среднесуточные значения D , I , T (осреднение по 24 точкам), результат относится к 12:00 UT. Если в течение суток были перерывы в измерениях, (чаще они случаются ночью LT), для сохранения качества среднечасовых значений используются один из двух способов; для

реализации этих способов необходимы среднечасовые значения элементов ГМП в близких МО на соответствующие сутки или их части, включающие перерывы:

1) восстановление хода кривых суточных вариаций во время, включающее перерывы наблюдений в ПВХ, по аналогии с поведением тех же кривых в МО;

2) определение по данным МО разностей между среднесуточными значениями элементов ГМП и средними значениями по этим суткам за вычетом значений во время перерывов в измерениях на ПВХ, затем интерполирование этих разностей на положение ПВХ и прибавление их как поправок к среднечасовым значениям в ПВХ (по суткам с перерывами в измерениях).

Вычисление среднегодовых значений элементов ГМП в ПВХ

Для вычисления в ПВХ значений, определенных в системе среднегодовых значений элементов ГМП в близких магнитных обсерваториях приведения (МОП), используется схема приведения "к середине года", предложенная в [37]. Существо этой схемы выше указывалось, здесь показана последовательность действий. В этой процедуре нужны среднесуточные на время наблюдений в ПВХ и среднегодовые значения элементов ГМП в нескольких самых близких МОП (по разным направлениям). Поскольку среднегодовые значения в МО вычисляются по окончании года, данный этап обработки выполняется в начале следующего года.

Интерполяция разностей среднегодовых и среднесуточных значений в МОП в точку планового положения ПВХ может быть выполнена разными способами в зависимости от числа и расположения МОП относительно конкретного ПВХ.

1) Наиболее естествен способ, который применен в исследовании "модели ПВХ Ключи" (см. с. 56). ПВХ Ключи, в плане совмещенный с МО Новосибирск, находится вблизи пересечения диагоналей четырехугольника, образованного расположением МО Алма-Ата и МО Подкаменная Тунгуска примерно по меридиану, а МО Екатеринбург и Иркутск – примерно на одной широте. ПВХ Ключи находится близко к пересечению и примерно в середине этих диагоналей. В такой ситуации интерполяция разностей СГ и СС-значений элементов поля на ПВХ сводится к попарному осреднению: разностей по МО Алма-Ата и МО Подкаменная Тунгу-

ска и разностей по МО Екатеринбург и МО Иркутск, сравнению их и, если различия не слишком велики – окончательному осреднению полученной пары средних значений для каждого элемента ГМП. В случаях неравенства между собой расстояний от ПВХ до разных МОП возможна линейная интерполяция с учетом этих расстояний.

2) Часто такого "окружения" ПВХ обсерваториями приведения нет, например, такая обсерватория одна. В таких случаях, когда невозможна интерполяция, приходится использовать предположение однородности разностей СГ и СС-значений в этом регионе, т. е. принимать для ПВХ среднее значение разностей СГ и СС-значений по имеющимся обсерваториям.

Суммированием СС-значения каждого элемента ГМП в ПВХ с полученной одним из указанных способов интерполированной разностью СГ и СС-значений, получаем значения элементов ГМП в ПВХ, приведенные к среднегодовым значениям этих элементов в ближайших МО. Для краткости эта операция называется "приведением к середине года".

За трое суток получаются по три значения каждого элемента ГМП, что предоставляет возможность вычислить среднее из этих трех значений и стандартное отклонение, характеризующее точность данных измерений в ПВХ.

3.2. Вычисление векторных магнитных аномалий

Вычисление компонент аномального поля

Ниже приведены формулы для вычисления элементов геомагнитного поля по измеренным значениям склонения D , наклонения I и модуля магнитной индукции T . Они являются общими в том смысле, что справедливы для любых соотношений знаков и значений компонент полного поля (X, Y, Z) и аномального поля (X_a, Y_a, Z_a) и, следовательно, при любых значениях угловых элементов, в полном или аномальном поле (D, I, D_a, I_a).

Элементы полного поля вычисляются по формулам:

$$H = T \cos I, \text{ если } I > 0, \text{ иначе } H = -T \cos I, \quad (19)$$

$$X = H \cos D, \text{ если } -\pi/2 < D < \pi/2, \text{ иначе } X = -H \cos D, \quad (20)$$

$$Y = H \sin D, \text{ если } -\pi/2 < D < \pi/2, \text{ иначе } X = -H \sin D, \quad (21)$$

$$Z = T \sin I, \text{ если } I > 0, \text{ иначе } Z = -T \sin I. \quad (22)$$

Для EXCEL двойные неравенства в (20 и 21) нужно развернуть; например, вместо (2) будет:

$$\begin{aligned} X &= -H \cos D, \text{ если } D < -\pi/2, \\ \text{иначе } (X &= -H \cos D, \text{ если } D > \pi/2, \text{ иначе } X = H \cos D). \end{aligned} \quad (23)$$

Для вычисления элементов аномального поля используются формулы (считаем все компоненты нормального поля, величины с индексом 0, известными):

$$X_a = X - X_0; \quad Y_a = Y - Y_0; \quad Z_a = Z - Z_0; \quad \Delta T = T - T_0. \quad (24)$$

$$\begin{aligned} H_a &= (X_a^2 + Y_a^2)^{1/2}, \text{ если } X_a \cos D_0 + Y_a \sin D_0 \geq 0, \\ \text{иначе } H_a &= -(X_a^2 + Y_a^2)^{1/2}; \end{aligned} \quad (25)$$

$$|H_a| = (X_a^2 + Y_a^2)^{1/2}; \quad (26)$$

$$\begin{aligned} T_a &= (H_a^2 + Z_a^2)^{1/2}, \text{ если } Z_a \sin I_0 + H_a \cos I_0 \geq 0, \\ \text{иначе } T_a &= -(H_a^2 + Z_a^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (27)$$

$$|T_a| = (H_a^2 + Z_a^2)^{1/2}; \quad (28)$$

$$\begin{aligned} D_a &= \arctg(Y_a/X_a), \text{ если } X_a \geq 0, \\ \text{иначе } D_a &= \arctg(Y_a/X_a) + \pi, \text{ если } Y_a \geq 0, \text{ и} \\ D_a &= \arctg(Y_a/X_a) - \pi, \text{ если } Y_a < 0; \end{aligned} \quad (29)$$

$$\begin{aligned} I_a &= \arctg(Z_a/H_a), \text{ если } H_a \geq 0, \\ \text{иначе } I_a &= \arctg(Z_a/H_a) + \pi, \text{ если } Z_a \geq 0, \text{ и} \\ I_a &= \arctg(Z_a/H_a) - \pi, \text{ если } Z_a < 0; \end{aligned} \quad (30)$$

$$H_n(X_a, Y_a) = X_a \cos D_0 + Y_a \sin D_0; \quad (31)$$

$$T_n(H_a, Z_a) = Z_a \sin I_0 + H_a \cos I_0. \quad (32)$$

Последние две величины используются в критериях определения знаков H_a и T_a .

Как видим, по измеренным значениям T , D и I и по заданным значениям элементов нормального поля T_0 , X_0 , Y_0 , Z_0 просто определяются силовые компоненты, имеющие скалярный характер (ΔT , X_a , Y_a , Z_a), которые являются разностями соответствующих компонент полного и нормального полей. Сложнее вычисляются угловые элементы аномального поля (D_a и I_a) и особенно векторные компоненты \mathbf{H}_a и \mathbf{T}_a . Для характеристики последних модулям H_a и T_a целесообразно приписать знаки в соответствии с направлением этих векторов относительно нормального поля. В знакопеременных полях железорудных месторождений необходимо разделять положительные и отрицательные аномалии H_a и T_a . Критерии выбора знаков аномалий H_a и T_a основаны на направлении нормального поля. Считаем $H_a > 0$, если сумма проекций северной X_a и восточной Y_a составляющих аномального поля на направление \mathbf{H}_0 положительна, иначе $H_a < 0$; аналогично, $T_a > 0$, если положительна сумма проекций горизонтальной H_a и вертикальной Z_a составляющих аномального поля на направление вектора индукции нормального поля \mathbf{T}_0 . При таком способе определения знаков H_a и T_a переход значений каждой из этих величин через ноль возможен двумя путями:

1) уменьшением модуля до нуля и затем его увеличением с другим знаком; это естественные изменения, которые непрерывно прослеживаются по профилю или площади;

2) поворотом вектора с большим модулем с переходом из одной полуплоскости в другую (горизонтальные полуплоскости разделены прямой, ортогональной вектору \mathbf{H} , вертикальные полуплоскости магнитного меридиана разделены прямой, ортогональной \mathbf{T}).

Эти переходы через ноль аномального значений H_a и T_a во втором случае оказываются чувствительными к выбору параметров нормального поля, а также к погрешностям измерений, превышающих их обычный уровень (отскокам, просчетам). В подобных случаях возникают также скачки D_a и I_a (это не относится к формальным скачкам с переходом через $\pm 180^\circ$). В связи с этим появляется возможность выбора оптимальных параметров нормального поля на стадии вычисления аномалий, а также выявления и

последующего исправления промахов в измерениях, используя регулярность графиков аномальных значений элементов ГМП. Некоторые примеры такого рода приведены ниже при описании технологии выбора параметров нормального поля.

Часто при качественной интерпретации магнитных аномалий вместе с T_a со знаками используется модуль T в обычном смысле слова, т. е. без учета знака (24). Их сравнение позволяет надежно выделить аномалии, которые могут быть связаны с разным знаком намагниченности или с формой и положением аномального тела, определяющими локализацию аномалии противоположного знака по краю основной аномалии.

Выбор нормального поля

Обычно размеры участка железорудного месторождения невелики, и параметры главного геомагнитного поля в его пределах можно считать постоянными. Это позволяет принимать в качестве нормального поля значения компонент вектора T_0 в одной точке. Эта точка, очевидно, должна находиться за пределами аномалий залежи, в спокойном поле. В этой точке по полной схеме выполняются векторные магнитные измерения D, I, T , желателен неоднократные – для оценки точности значений элементов ГМП в этой точке. По формулам (19–23) вычисляются значения элементов H, X, Y, Z , которые вместе с измеренными значениями D, I, T принимаются как значения элементов нормального поля. Для вычисления компонент аномального поля T_a необходимы X_0, Y_0, Z_0 , а также T_0 для вычисления ΔT , см. формулы (24). По полученным значениям компонент X_a, Y_a, Z_a вычисляются остальные элементы аномального поля: H_a, T_a , с учетом знака, их модули $|H_a|$ и $|T_a|$, D_a, I_a , формулы (25–30). Для определения знаков H_a и T_a используются знаки $H_n(X_a, Y_a)$ и $T_n(H_a, Z_a)$ – проекций X_a, Y_a и H_a, Z_a на направления векторов нормального поля, соответственно, H_0 и T_0 .

Знаки $H_n(X_a, Y_a)$ и $T_n(H_a, Z_a)$, а также значения D_a и I_a , в определенных условиях чувствительны к вариациям параметров нормального поля. Это проявляется, когда значения $H_n(X_a, Y_a)$ или $T_n(H_a, Z_a)$ близки к нулю, т. е. слагаемые в формулах (31) или (32) имеют противоположные знаки при близких абсолютных значениях. Используя это явление, можно осуществлять направленный подбор параметров нормального поля на этапе вычисления анома-

лий, обеспечивая в дальнейшем более высокое качество количественной интерпретации векторных магнитных аномалий. В модульной (и компонентной) магнитометрии такой возможности нет в принципе.

В качестве исходные значений элементов нормального поля обычно принимаются реальные значения ГМП в удаленной от аномального объекта точке, где его влияние предполагается незначительным. Как показывает опыт, такой выбор не всегда оптимален. Это проявляется:

а) в больших значениях аномалий силовых элементов на краях профилей вдалеке от эпицентра аномалии, если уровень нормального поля занижен, или

б) в скачках через ноль значений H_a и T_a , вычисленных с учетом знака (формулы 25 и 27), и/или аномалий угловых элементов D_a и I_a , когда уровень нормального поля завышен – как бы срезает часть аномалии (рис. 12).

Рис. 12. Пример скачков H_a , T_a , D_a и I_a при завышении уровня нормального поля (профиль 6 участка Самсон)

Чтобы избежать этого, значения силовых компонент нормального поля (X_0 , Y_0 , Z_0 , T_0) подбираются так, чтобы они были асимптотами реальных кривых по профилю в направлениях к наиболее удаленным от центра аномалии точкам. Но это далеко не всегда возможно, поскольку асимптоты аномальных кривых на противоположных концах профиля, как правило, различаются. Пример такого поведения аномалий видим на профиле 7 участка съемки на железорудном месторождении Самсон (рис. 13) при постоянном уровне нормального поля вдоль профиля.

Рис. 13. Пример несовпадения асимптот аномальных кривых на разных концах профиля 7 участка Самсон

В подобных случаях можно применить линейную интерполяцию значений силовых компонент нормального поля вдоль профиля: $Z_0(x) = Z_{00} + \delta Z_0 k \Delta x$, $T_0(x) = T_{00} + \delta T_0 k \Delta x$; примерно так же можно интерполировать X_0 и Y_0 , за исключением случаев, когда профиль ориентирован вдоль магнитного меридиана (тогда плохо интерполируется Y_0) или в поперечном направлении (плохо ин-

терполируется X_0). Один из вариантов вычисления магнитных аномалий с линейным изменением нормального поля приведен на рис. 14 по тому же профилю 7 участка Самсон.

Рис. 14. Пример вычисления магнитных аномалий в предположении линейного изменения нормального поля по профилю 7 участка Самсон

Как видим, удалось исключить все скачки в силовых и угловых элементах аномального поля.

Магнитные числа

Некоторую информацию о распределении источников векторных магнитных аномалий содержат так называемые магнитные числа G и G_a [40]. Они вычисляются следующим образом:

$$(33) \quad G = (H^2 + Z^2/4)^{1/2}; \quad G_a = (H_a^2 + Z_a^2/4)^{1/2}.$$

Это специфические характеристики совокупности магнитных диполей, из которых можно сложить источники полного поля (G) или аномального поля (G_a). Физический смысл магнитных чисел G и G_a объясним для одного диполя с магнитным моментом M . Потенциал U , компоненты Z и H вектора магнитной индукции T такого диполя на расстоянии R от его центра равны:

$$U = (M/R^2)\cos\theta; \quad Z = (2M/R^3)\cos\theta; \quad H = (M/R^3)\sin\theta, \quad (34)$$

где θ – угол между положительным направлением оси диполя и направлением в точку определения U , Z и H .

Геометрическая сумма H и $Z/2$ оказывается равной M/R^3 :

$$M/R^3 = (H^2 + Z^2/4)^{1/2}. \quad (35)$$

Представим, что диполь расположен на глубине h от земной поверхности, которую считаем горизонтальной, тогда $R^2 = x^2 + h^2$; отсчет x от эпицентра диполя. Тогда $\cos\theta = h/R$, $U = Mh/R^3$ и

$$(H^2 + Z^2/4)^{1/2} = M/R^3 = U/h. \quad (36)$$

Видна аналогия с полным градиентом G_g аномального гравитационного поля Δg_a горизонтальной вещественной линии [41]:

$$G_g = (V_{xz}^2 + V_{zz}^2)^{1/2} = 2G\lambda/(x^2 + h^2) = V_z/h, \quad (37)$$

где V_{xz} и V_{zz} – горизонтальная и вертикальная производные Δg_a (V_z), h – глубина залегания вещественной линии. На основании этой аналогии можно считать магнитные числа G и G_a полными градиентами магнитных потенциалов: полного поля U и аномального поля U_a .

Рассматриваются положительные значения G и G_a , хотя в случаях отрицательных аномалий, обусловленных обратно намагниченными телами, можно приписать величине G_a знак Z_a . Морфологически кривые G_a напоминают кривые гравитационных аномалий, норазмерность значений магнитных чисел – нанотеслы. Кривые G отмечают аномалии, аналогичные G_a , но на почти постоянном фоне, соответствующем нормальному полю.

На рисунке 15 приведены примеры магнитных чисел G и G_a по трем профилям участка магнетитового месторождения Самсон.

Рис. 15 Магнитные числа G и G_a по профилям 5, 6 и 7 участка Самсон

Несоответствие между аномалиями G и G_a , а также несовпадение асимптотических уровней G на соседних профилях является еще одним свидетельством неверного выбора нормального поля. На основе сравнения аномалий G и G_a можно производить корректировку параметров нормального поля по отдельным профилям и их увязку между соседними профилями, что имеет большое значение ввиду отсутствия формализованного алгоритма выбора нормального поля.

Заключение

Векторные магнитные измерения, широко применявшиеся в изучении пространственно-временной структуры геомагнитного поля, в последнее время приобретают большое значение в магни-

торазведке, в первую очередь, на железорудных месторождениях. Это стало возможным с появлением удобных в полевых измерениях приборов для измерений угловых элементов ГМП (склонения и наклона), какими явились феррозондовые теодолиты (*DI*-магнитометры).

В методическом пособии рассмотрены разнообразные вопросы методики и техники векторных магнитных измерений с использованием феррозондовых теодолитов в указанных задачах.

Обоснованы перспективы возобновления программы регулярных повторных измерений ГМП по системе магнитных обсерваторий и пунктов векового хода. Показано, что даже при имеющейся в настоящее время измерительной аппаратуре (недостатке современных высококачественных феррозондовых теодолитов) такие измерения можно выполнять, так как их результаты будут сравнимы по точности с точностью измерений на сети магнитных обсерваторий в 1990 г, когда были выполнены последние измерения в ПВХ Сибири. В дальнейшем с поступлением новых высокоточных приборов (феррозондовых теодолитов и абсолютных *T*-магнитометров) результаты могут быть сравнимы по точности с современными обсерваторскими измерениями. Важно, что измерения по системе МО и ПВХ снизит остроту проблемы малого числа пунктов векторных магнитных измерений в Сибири, что отрицательно сказывается на точности параметров земного магнитного поля, выводимых из результатов сферического гармонического анализа ГМП, и особенно на точности оценок характеристик вековых вариаций ГМП в Азии.

Намечены пути внедрения векторной магнитометрии в комплекс геофизических исследований, направленных на разведку железорудных месторождений.

Список литературы

1. **Geomagnetism.** Edit. J. A. Jacobs. *Academic Press*, 1987.
2. **Snare R.C.** A History of Vector Magnetometry in Space.
<http://www-ssc.igpp.ucla.edu/.../ESS265/History.html>
3. **Арбузов С. О.** Магниточувствительные поисковые приборы.
<http://st.ess.ru/publications>. *Специальная техника*, 2000, № 6, 18 с.
4. **Cain J.C.** Geomagnetic models from satellite surveys. *Revs. Geophys. and Space Phys.*, 1971, **9**, № 2, 259–253.

5 Thomson A., Macmillan S. The International Geomagnetic Reference Field (IGRF): 9th Generation BGS Candidate Main-Field Model for 1995.0. DGRF_1995_1, 2001. <http://bgs.ac.uk>

6. Cain J.C., Daniels W. E., Hendricks S. J., Jensen D. C. An evaluation of the main geomagnetic field, 1940–1962. *J. Geophys. Res.*, 1965, **10**, No. 15, p. 3647–3674.

7. Ладынин А. В., Павлов А.Ф., Попова А. А., Семаков Н. Н., Хомутов С. Ю. Методика изучения вековых вариаций геомагнитного поля по измерениям в магнитных обсерваториях и пунктах векового хода с использованием феррозондовых теодолитов. *Геология и геофизика*, 2005, (в печати).

8. Caruso M. J., Bratland T., Smith C. H., Schneider R. A new perspective on Magnetic Field Sensing. *Sensors*, 1998. <http://www.sensorsmag.com>

9. Ripka P. Magnetic Sensors and Magnetometers. *IoP electronic journals. Measurement Science and Technology*, 2004. <http://iop.org>

10. Potemra T. A., Zanetti L. J., Givens R. B., et all. Miniature Magnetometers designed on Xilophon Rezonators. *EOS Transections, AGU*, 1997, **78**, F571

11. Гордин В. М., Розе Е. Н., Углов Б. Д. Морская магнитометрия. М.: Недра, 1986, 232 с.

12. Бобров В. Н., Трофимов И. Л. Измерение *H* и *Z*-составляющих земного магнитного поля с помощью протонного магнитометра. *Геомагнетизм и аэрномия*, 1968, **8**, № 5, 920–926.

13. Магниторазведка. Справочник геофизика. 2-е изд. М.: Недра, 1990, 470 с.

14. Бенькова Н. П., Пушков А. Н. Магнитное поле Земли. //Итоги науки и техники ВИНТИ. Т. 5. Геомагнетизм и высокие слои атмосферы. 1980 с. 5–95.

15. Langel R.A. Results from Magsat mission. *APL Tech. Dig.*, 1982, Vol. 3, 307-324.

16. Barraclough D. R. Spherical harmonic analysis of the geomagnetic secular variation. A review of methods. *Phys. Earthand Planet. Inter.*, 1976, **12**, 365–387.

17. Barraclough D. R. A comparison of satellite and observatory estimates of geomagnetic secular variation. *J. Geophys. Res.*, 1985, **90**, No. B3, p. 2523-2526.

18. Langlais B., Manda M., Ulte-Guerard P. High-resolution magnetic field modelling: application to MAGSAT and Ørsted data.

Phys. Earth Plan. Inter., 2003, **135**, 77–91.

19. Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001, 409 с.

20. Бенькова Н. П., Головков В. П., Черевко Т. Н. Об оценке западного дрейфа геомагнитного поля. *Геомагнетизм и аэронавигация*, 1979, **19**, № 3, 579–581.

21. Гаусс К. Ф. Общая теория земного магнетизма. /Карл Фридрих Гаусс. Избранные труды по земному магнетизму. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1952, с.76–145.

22. Zmuda A. A. A method for analyzing values of scalar magnetic intensity, *J. Geophys. Res.*, 1958, **63**, No. 3, p. 477–490.

23. Cain J.C., Hendricks S. J., Langel R. A., Hudson W. V. A proposed model for the International Geomagnetic Reference Field, 1965. *J Geomagn. Geoelec.*, 1967, **19**, No.3, 335–355.

24. An Overview of the Earth's Magnetic Field. www.geomag.bgs.ac.uk/earthmag.html

25. Lowes F. J. The explanation of some covariances, associated with the Backus effect in the Ørsted model (9/99). *Phys. Earth Plan. Inter.*, 2003, **135**, 93–96.

26. Sailor R. V., Lazarevicz A. R., Brammer R. F. Spatial resolution and repeatability of Magsat crustal anomaly data over the Indian ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 1982, **9**, p. 289–292.

27. Olsen N., Sabaka T. J., Tøffner-Clausen L. Determination of the IGRF 2000 model. *Earth Planets Space*, 2000, **52**, 1175–1182.

28. Lowes F. J. The International Geomagnetic Reference Field: a “health” warning. *IAGA Division V-MOD Geomagnetic field modeling: IGRF proper use*. 2003. <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod>

29. Страхов В. Н. Математическое моделирование в теории интерпретации гравимагнитных полей. // Математическое и физическое моделирование железорудных месторождений и рудных полей. – Новосибирск, СНИИГГиМС, 1983, с. 7 - 17.

30. Pavlov A. F., Kuznetsov V. V., Nagorny J. N. Fluxgate declinometer and inclinometer. Boulder, Colorado, XXI IUGG General Assembly, Symposium GA5.01, 1995, p. 234.

31. Bartington Instruments Ltd. <http://www.ascscientific.com>

32. CRS Fluxgate Sensors / <http://www.centerforremotesensing.com>

33. GEM Advanced Magnetometers. <http://www.gemsys.ca>

34. **Абсолютный магнитный теодолит** для измерения склонения и наклона геомагнитного поля /Ю.А.Бурцев, Л.Н.Жузгов, Н.И.Зеленский, И.Х.Семенов/. В сб.: Экспериментальные исследования геомагнитного поля. М.: ИЗМИРАН, 1984, с 10–13.

35. **Ладынин А.В.**, Василевский А.Н., Павлов А.Ф., Попова А.А. Методика векторной магнитной съемки для разведки железорудных месторождений. *Геология и геофизика*, 2002, **43**, № 1, с.78–89

36. **Демиденко Л.А.**, Никулин В. И Методические рекомендации по применению векторной магниторазведки при поисках кимберлитов на трапповых площадях. Иркутск: ВостСНИИГГиМС, 1981, 100

37. **Ладынин А. В.**, Маслов В. А. К методике определения элементов геомагнитного поля на пунктах векового хода. *Геология и геофизика*, 1984, № 2, с. 109–113.

38. **Ладынин А. В.**, Попова А. А., Семаков Н. Н. Вековые вариации геомагнитного поля: сравнение спутниковых и наземных данных. *Геология и геофизика*, 2005, № ?, с. ?–?.

39. **Колмогоров В. Г.** Практикум по геодезии и топографии. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2004, 68 с.

40. **Семаков Н. Н.** Глобальные закономерности изменения магнитного момента Земли по данным магнитных обсерваторий. *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 11, с. 83–87.

41. **Ладынин А. В.** Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, РИО НГУ, 1995, 64 с.

Оглавление

Введение	3
1. Области применения и задачи векторной магнитометрии	5
1.1. Принципы магнитометрии	5
1.2. Типы магнитометрических приборов	7
1.3. Виды магнитных съемок	12
1.4. Магнитные обсерватории и пункты векового хода	13
1.5. Вековые вариации геомагнитного поля	14
1.6. Спутниковые магнитные измерения	17
1.7. Вековые вариации ГМП по спутниковым данным	20
1.8. Векторная магнитометрия в геологии	26
2. Феррозондовые теодолиты и векторные измерения	28
2.1. Конструкция и принцип работы феррозондового теодолита	28
2.2. Ошибки измерений с феррозондовыми теодолитами	34
2.3. Методика измерений при изучении вековых вариаций	40
2.3.1. <i>Измерения в обсерваториях</i>	41
2.3.2. <i>Принципы измерений в пунктах векового хода</i>	44
2.3.3. <i>Требования к точности измерений на ПВХ</i>	46
2.3.4. <i>Обоснование методики векторных измерений в ПВХ</i>	48
2.3.5. <i>Приведение данных измерений в ПВХ к середине года</i>	54
2.3.6. <i>Организация измерений в пунктах векового хода</i>	59
2.3.7. <i>Технология измерений в пунктах векового хода</i>	60
2.4. Методика векторной магнитной съемки в геологии	63
3. Обработка данных векторных измерений	68
3.1. Определение элементов ГМП в пунктах векового хода	68
3.2. Вычисление векторных магнитных аномалий	70
Заключение	76
Список литературы	78

УДК 550.383

ББК Д214.2я73-1

В269

Векторные магнитные измерения с феррозондовыми теодолитами. Методическое пособие / А. В. Ладынин, А. А. Попова, Н. Н. Семаков. Новосибирский гос. ун-т. Новосибирск, 2005. 82 с.