

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Оренбургский государственный университет»
Кафедра геологии

А.Г Соколов, О.В. Попова

НОРМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Рекомендовано к изданию Редакционно-издательским советом
федерального государственного бюджетного образовательного учреждения
высшего профессионального образования «Оренбургский государственный
университет» в качестве методических указаний для студентов, обучающихся по
программам высшего профессионального образования
по специальности 130101.65 Прикладная геология

Оренбург

2012

УДК 550.38 (07)

ББК 26.21 я 7

С 59

Рецензент - кандидат геолого-минералогических наук, доцент И.А. Никифоров

Соколов, А.Г.

С 59 Нормальное магнитное поле Земли: методические указания к лабораторной работе / А.Г. Соколов, О.В. Попова. Оренбургский государственный университет – Оренбург: ОГУ, 2012. –24 с.

Методические указания написаны в соответствии с требованиями образовательной программы ФГОС ВПО № 62 – Государственные требования к минимуму содержания и уровню подготовки выпускников (введены в действие с 17.01.2011 г.) Министерства образования и науки Российской Федерации и предназначены для выполнения лабораторной работы по дисциплинам: «Полевая геофизика» специализации «Геология нефти и газа» и «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» специализации «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений твердых полезных ископаемых» для студентов 3-4 курсов геолого-географического факультета.

УДК 550.38 (07)

ББК 26.21 я 7

© Соколов А.Г.

Попова О.В., 2012

© ОГУ, 2012

Содержание

| | |
|---|----|
| Введение | |
| 1 Краткие теоретические сведения | 5 |
| 2 Задание к лабораторной работе | 15 |
| 3 Указания к выполнению лабораторной работы | 20 |
| Список использованных источников | 24 |

Введение

Данные методические указания разработаны для проведения лабораторной работы по курсу «Полевая геофизика» для специализации Геология нефти и газа и по курсу «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» для специализации Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений твердых полезных ископаемых. Целью настоящей работы является ознакомление с нормальным магнитным полем Земли и методами его определения.

Задачами работы являются оценка элементов нормального магнитного поля (полного вектора и его вертикальной и горизонтальной составляющих) аналитическим и картографическим методами.

По итогам выполнения работы составляется отчет, содержащий сведения о магнитном поле Земли и о методике определения его элементов, а также результаты такого определения.

1 Краткие теоретические сведения

В любой доступной для непосредственных наблюдений точке земного шара — и на его поверхности, и в самых глубоких горных выработках, и в сверхглубоких скважинах, а также вне земного шара, всюду действуют магнитные силы, связанные с намагниченностью Земли в целом. Геомагнитным (т. е. земным магнитным) полем называется пространство, в котором проявляется действие магнитных сил Земли. В первом приближении магнитное поле Земли можно рассматривать как поле шара, намагниченного по оси, расположенной под углом $11,5^\circ$ к оси вращения Земли (рисунок 1). Магнитный момент Земли составляет $8,3 \cdot 10^{22}$ А·м².

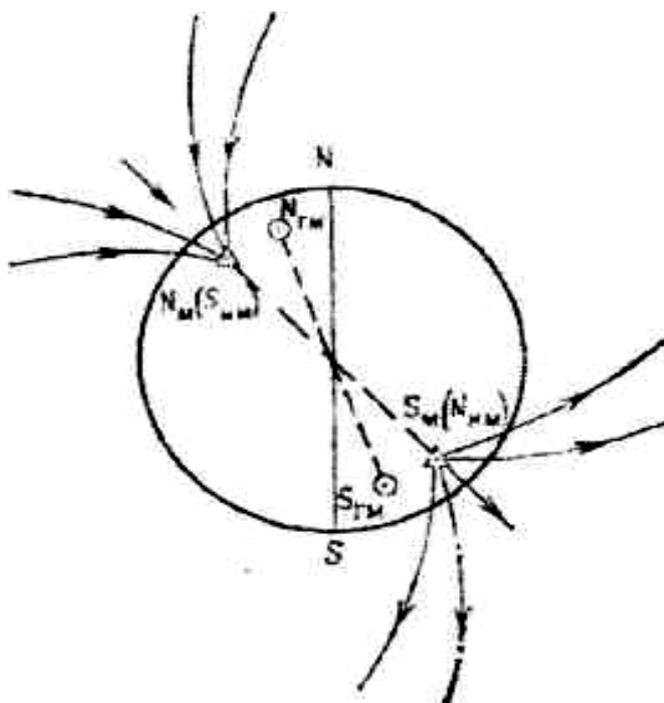


Рисунок 1 - Схема магнитного поля Земли.

N, S – северный и южный географические полюсы;

N_M, S_M - условные северный и южный магнитные полюсы;

$N_{ИМ}, S_{ИМ}$ - истинные (в физическом смысле) северный и южный магнитные полюсы;

$N_{ГМ}, S_{ГМ}$ - условные северный и южный геомагнитные полюсы.

Магнитное поле Земли характеризуется магнитной индукцией, являющейся векторной величиной, обозначаемой в магниторазведке T . Индукцию геомагнитного поля в профессиональной терминологии называют также полной силой геомагнитного поля [1, 2].

Вектор индукции геомагнитного поля T может быть разложен на составляющие. Обычно для этой цели используется прямоугольная система координат с центром в точке измерения. Плоскость XOY принимается горизонтальной, ось X — направленной на географический север, ось Y — на восток, ось Z — по вертикали вниз (рисунок 2).

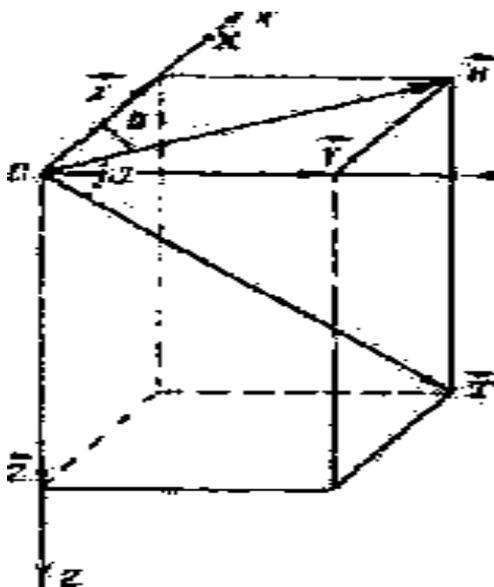


Рисунок 2 - Элементы земного магнетизма.

Составляющие вектора T по указанным осям обозначаются соответственно X , Y , Z и называются северной, восточной и вертикальной. Проекция полного вектора индукции поля T на горизонтальную плоскость называется горизонтальной составляющей и обозначается H . Очевидно, что горизонтальная составляющая H является векторной суммой составляющих X и Y : $H = X + Y$. Между численными значениями

горизонтальной, северной и восточной составляющими существует зависимость: $H^2 = X^2 + Y^2$.

Вертикальная плоскость $ОН$, в которой лежат векторы H и T , называется *плоскостью магнитного меридиана*. Линии сечения поверхности Земли плоскостью магнитного меридиана называются *магнитными меридианами*, направление которых определяется направлением вектора H . Положение магнитного меридиана используется для определения магнитного азимута какого-либо направления. *Магнитным азимутом* называется угол между направлением магнитного меридиана в данной точке и заданным направлением. Угол отсчитывают от направления магнитного меридиана по часовой стрелке. Магнитные меридианы сходятся в *магнитных полюсах Земли*, где угол магнитного склонения составляет 90° .

Магнитный полюс, находящийся вблизи северного географического, называется северным, вблизи южного географического - южным. Местоположения географических и магнитных полюсов земного шара не совпадают, но они расположены относительно близко (рисунок 1).

Координаты северного магнитного полюса Земли 73° с.ш. и 100° з.д., южного - 68° ю.ш. и 143° в.д. Чисто условный смысл названий магнитных полюсов Земли раскрывается, если учесть, что магнитный полюс свободно подвешенной в центре тяжести магнитной стрелки, который поворачивается в сторону географического севера, назван северным полюсом, а он, по физическим законам магнетизма, может притягиваться только южным магнитным полюсом какого-либо другого магнита, роль которого в данном случае выполняет земной шар.

Соответственно южный полюс магнитной стрелки может притягиваться только северным магнитным полюсом, расположенным фактически

вблизи южного географического и, в связи с этим, названным южным магнитным.

Кроме магнитных полюсов Земли существует понятие *геомагнитных полюсов*, вводимое при построении аналитических зависимостей индукции магнитного поля Земли от координат точек земной поверхности. Координаты северного геомагнитного полюса $78^{\circ}30'$ с.ш. и $69^{\circ}6'$ з.д., южного $78^{\circ}30'$ ю.ш. и $110^{\circ}54'$ в.д. Принципиальная разница между магнитными полюсами Земли и геомагнитными полюсами состоит в том, что магнитные полюса определяются путем магнитных измерений и отражают фактическую картину поля, а геомагнитные полюса определяются расчетным путем, исходя из предположения об однородной намагниченности земного шара, создающей поле, эквивалентное полю диполя, помещенному в центре Земли. Геомагнитные полюса — это точки, в которых ось диполя пересекает земную поверхность (рисунок 1). Исходя из природы главного магнитного поля Земли (электрические токи внутри земного шара), следует сделать вывод, что понятия магнитного и геомагнитного полюсов являются сугубо условными, отражающими только то обстоятельство, что земную поверхность пересекают в определенных участках входящие или выходящие воображаемые силовые линии поля.

Угол D между плоскостями географического и магнитного меридианов называется *углом магнитного склонения* или просто *склонением*. Склонение отсчитывается от направления оси X (т.е. от направления на север) в пределах 180° и считается к востоку положительным (восточным), к западу отрицательным (западным). Очевидно, угол D является углом между осью X и горизонтальной составляющей H . Угол J между вектором полной силы поля T и горизонтальной плоскостью XOY называется *углом магнитного наклонения* или просто *наклонением*, отсчитывается от горизонтальной плоскости вниз в *наклонения* или просто *наклонением*, отсчитывается от горизонтальной плоскости вниз в пределах 90° и

принимается в этом направлении положительным (в северном полушарии). В южном полушарии угол J отрицательный, так как там вектор T направлен вверх.

Следовательно, угол J является углом между горизонтальной составляющей H и полным вектором T . Склонение D наклонение J , горизонтальная составляющая H , составляющие поля (вертикальная Z , северная X и восточная Y) называются элементами земного магнетизма. Элементы H, Z, X, Y измеряются в теслах или долях теслы, элементы D и J — в градусах. Значение и направление вектора T в данной точке пространства определяется тремя параметрами, для которых наиболее характерны следующие сочетания:

- а) три составляющие X, Y, Z ;
- б) две составляющие и один угол (H, Z, D или H, Z, J);
- в) два угла и одна составляющая (D, J, Z , или D, J, H).

При изучении распределения индукции геомагнитного поля на земной поверхности достаточно измерить H, D и J , так как сведений об этих величинах достаточно для вычисления всех составляющих по координатным осям и полного вектора T :

$$X=H\cos D; Y=H\sin D; Z=H\operatorname{tg} J; T=\sqrt{Z^2+H^2}$$

В магнитной разведке в настоящее время используются обычно параметры $\Delta T, T, \Delta Z$, значительно реже H и ΔH , иногда D .

Представление об изменении составляющих геомагнитного поля на поверхности Земли можно получить, используя выражение для магнитного потенциала (магнитного диполя):

$$U = \frac{M}{R^2} \cdot \cos \theta,$$

где M - магнитный момент Земли,

R - её радиус,

θ - угол между магнитной осью Земли и линией, соединяющей точку исследования с центром Земли.

Угол θ связан с магнитной широтой φ по формуле $\theta = 90^\circ - \varphi$.

Для определения составляющих Z и H надо подсчитать производные магнитного потенциала по соответствующим направлениям. Эти производные равны:

$$Z = \frac{2M}{R^3} \cdot \cos \theta \quad (1)$$

$$H = \frac{M}{R^3} \cdot \sin \theta \quad (2)$$

Полный вектор $T = \frac{M}{R^3} \cdot \sqrt{1 + 3 \cdot \cos^2 \theta}, \quad (3)$

или $T = \sqrt{Z^2 + H^2} \quad (4)$

При магнитных съемках аномальное поле определяется как разность наблюдаемого и нормального полей:

$$T_a = T_{изм} - T_o$$

За нормальное поле принимается сумма дипольного магнитного поля Земли и поля материковых аномалий:

$$T_o = T_{дин} + T_m$$

Любой из элементов земного магнетизма не постоянен во времени, а непрерывно изменяет свои значения. Такие изменения получили название *вариаций элементов земного магнетизма* (геомагнитные вариации). Учет геомагнитных вариаций имеет существенное значение в магниторазведке, так как они вносят иногда значительные искажения в наблюдаемые данные, полученные при измерениях точными приборами. Изучение характера магнитных вариаций показало, что их можно разделить на быстрые (с периодом до 1 года) — периодического и непериодического характера, медленные (с периодом более 1 года) и магнитные бури.

Быстрые вариации обусловлены электрическими токами в верхних слоях атмосферы (ионосферы). *Медленные* вариации, получившие название *вековых*, связаны с источниками, находящимися внутри земного шара, и, как предполагается, имеют одинаковое происхождение с магнитным полем Земли. *Магнитные бури*, представляющие собою кратковременные, наиболее интенсивные изменения магнитного поля, обусловлены влиянием тех же ионосферных процессов, которые вызывают и полярные сияния. Отдельные пики достигают нескольких сотен, а иногда и тысячи нанотесл.

Наблюдаемое магнитное поле Земли разделяют на две части: *постоянное (главное) поле* внутреннего происхождения с вековыми вариациями¹ и *переменное поле*, имеющее внешнее происхождение [2]. Переменное магнитное поле Земли является частью электромагнитного поля Земли. Переменное магнитное поле Земли является векторной разностью между наблюдаемой индукцией магнитного поля и его средним значением за какой либо длительный промежуток времени (год, месяц) — это *вектор магнитных вариаций*.

¹ Строгого постоянства какой-либо части наблюдаемого магнитного поля Земли не существует. Термин «постоянное поле» отражает тот факт, что эта часть магнитного поля Земли существует всегда, в отличие, например, от магнитных бурь, которые бывают кратковременными.

Вариации переменного поля делятся на спокойные или невозмущенные (т.е. плавного и закономерного характера) и возмущенные (беспорядочного характера с непрерывно изменяющимися периодами, амплитудами и фазами). Невозмущенные вариации делятся на солнечно-суточные, лунно-суточные и вековые.

Вековые вариации представляют собой плавные, но достаточно интенсивные изменения поля с периодом 500—800 лет; за время жизни одного поколения их можно считать неперiodическими. Для ориентировочного представления об их интенсивности можно привести такие примеры. В Лондоне магнитное склонение в 1580 г. было восточным около $+11^\circ$. В течение длительного времени оно уменьшалось и в 1820 г. оказалось западным — 24° . Таким образом, за 240 лет оно изменилось на 35° . С 1820 г. по настоящее время оно увеличивается. Или второй пример: в последние десятилетия в районе Каспийского моря вертикальная составляющая вектора геомагнитного поля ежегодно увеличивалась на $+100$ нанотесл.

При количественной оценке вековых вариаций для некоторой точки земной поверхности находят среднегодовые значения того или иного элемента по наблюдениям разных лет. Изменение их относят к единице времени — одному году. Осредненную величину изменений за один год называют вековым ходом. Величина векового хода в разных точках земной поверхности различна.

Земное магнитное поле представляет собой относительно сложную картину, и его принято изображать в виде магнитных карт. Карты составляют на общепринятой топографической основе.

Карты изолиний (т. е. линий, соединяющих точки дневной поверхности с одинаковой величиной того или иного элемента вектора геомагнитного поля) модулей векторов T , Z , H , X или Y называют картами

изодинам соответствующего элемента, карты изолиний склонения — картами изогон, изолиний наклонения — картами изоклин.

На картах может быть изображена характеристика наблюдаемого, нормального или аномального полей. В связи с существованием векового хода карты всегда строят по значениям поля, отнесенным к середине определенного года, и называют картами эпохи этого года. На мировых магнитных картах фактического поля отчетливо проявляются положительные и отрицательные материковые аномалии. Материковую аномалию относят к положительным в случаях, когда фактическое поле больше поля диполя. Вся территория России располагается в пределах одной из положительных аномалий — Восточно-Азиатской с максимумом в точке с координатами 45° с.ш. и 100° в.д. Интенсивность аномалии примерно 17500 нТл, т.е. составляет около 30 % максимального поля диполя. Восточно-Азиатскую аномалию, как показывают расчеты, можно объяснить глубинным источником, расположенным приблизительно на половине земного радиуса. Если считать результаты расчетов верными, можно заключить, что материковые аномалии имеют природу, аналогичную природе поля диполя.

Сопоставляя карты фактического поля разных эпох, можно сделать вывод, что материковые аномалии испытывают медленный дрейф к западу. Смещение их имеет порядок $0,2^\circ$ в год. Все эти факты проще объяснить, если допустить, что геомагнитное поле связано с электрическими токами в ядре Земли.

Карты нормального поля составляют путем осреднения и сглаживания фактического поля. Эта работа выполняется в ИЗМИРАН периодически, обычно через 5 лет. На рисунке 3 и 4 изображены карты изодинам Z_0 и H_0 эпохи 1975 года [2]. В разных точках участка съемки нормальное поле будет неодинаковым. Поскольку на картах нормального поля дана характеристика поля определенной эпохи, надо привести фактическое поле к эпохе карт

нормального поля. Для этого нужно знать скорость изменения поля со временем, т.е. вековой ход. Величину векового хода устанавливают по картам *изопор*. Карты составляются в ИЗМИРАН. На картах изолиниями соединяются точки земной поверхности с одинаковым вековым ходом того или иного элемента (рисунок 5,6).

2 Задание к лабораторной работе

1. Вычислить по формулам (1) - (4) значения Z , H и T нормального геомагнитного поля в точке с координатами φ и λ согласно своему варианту (таблица 1). Номер варианта определяется преподавателем (для студентов очной формы обучения) или шифром студента (при заочной форме обучения). Если шифр больше 12, то вариант определяется последней цифрой шифра.

2. Для той же точки определить значения Z , H и T для эпохи текущего года по картам нормального магнитного поля (рисунок 3-6).

Таблица 1 – Таблица вариантов с координатами точек измерения

| Вариант | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-------------------------|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Широта φ° | 0 | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | -10 | -20 | -30 | -40 | -60 |
| Долгота λ° | 20 | 40 | 60 | 80 | 100 | 120 | 140 | -20 | -40 | -60 | -80 | -90 |

Примечание - Положительные значения соответствуют северной широте и восточной долготе, отрицательные южной широте и западной долготе.

3. Ответить на следующие вопросы:

а) Какие составляющие вектора магнитного поля (T , Z , H , D , J) лучше измерять, чтобы получить больше информации о геологическом строении площади в высоких или низких широтах?

б) В чем причины расхождения значений нормального поля, определённого по формулам (1) - (4) и по картам нормального магнитного поля?

в) Как получают величину векового хода составляющих магнитного поля Земли, используемую для построения карт изопор?

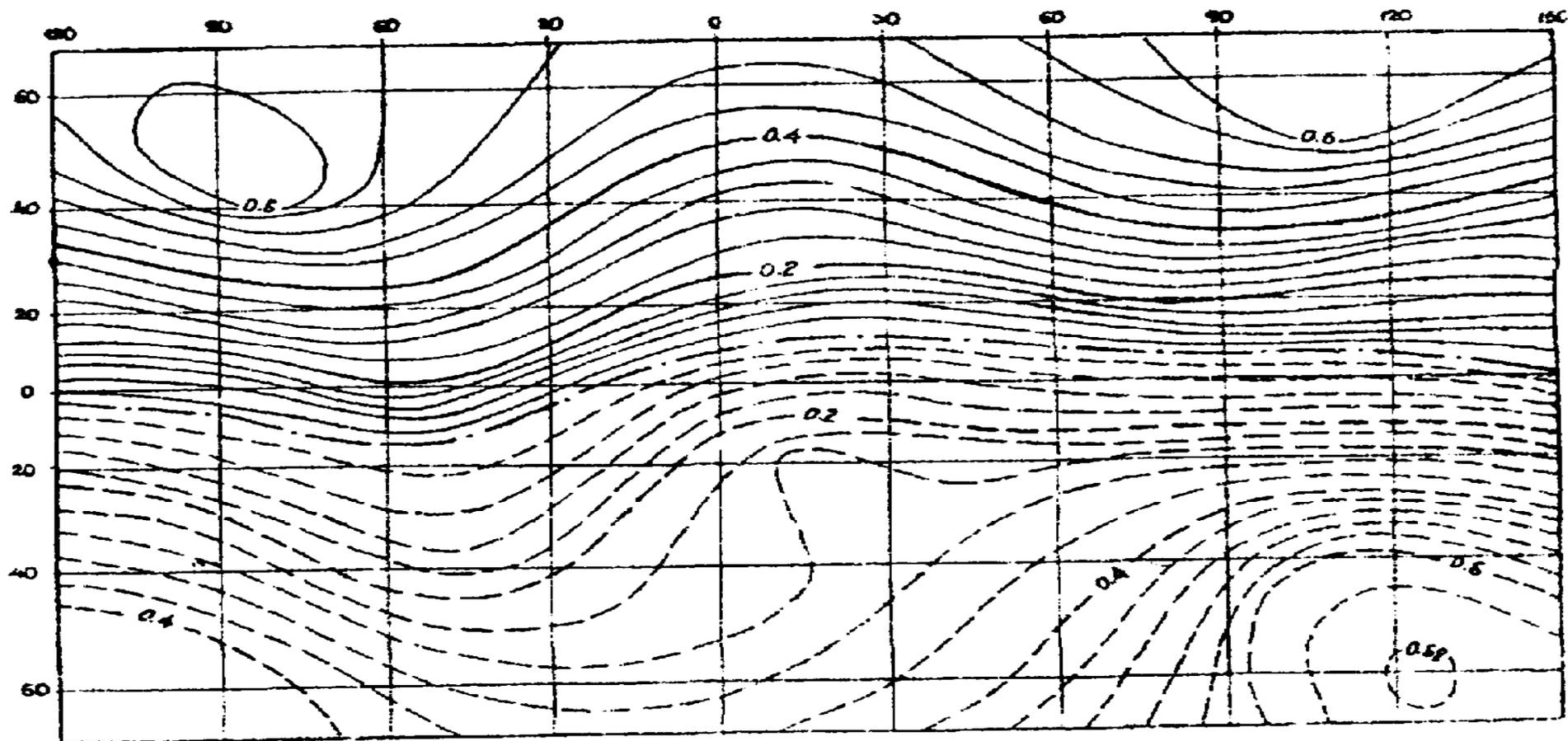


Рисунок 3 – Карта изодинам Z -составляющей нормального магнитного поля эпохи 1975 г. Масштаб 1:50 000 000. Изодинамы в эрстедах: 1 ————— положительные; 2 — ······· нулевые; 3 — - - - - - отрицательные.

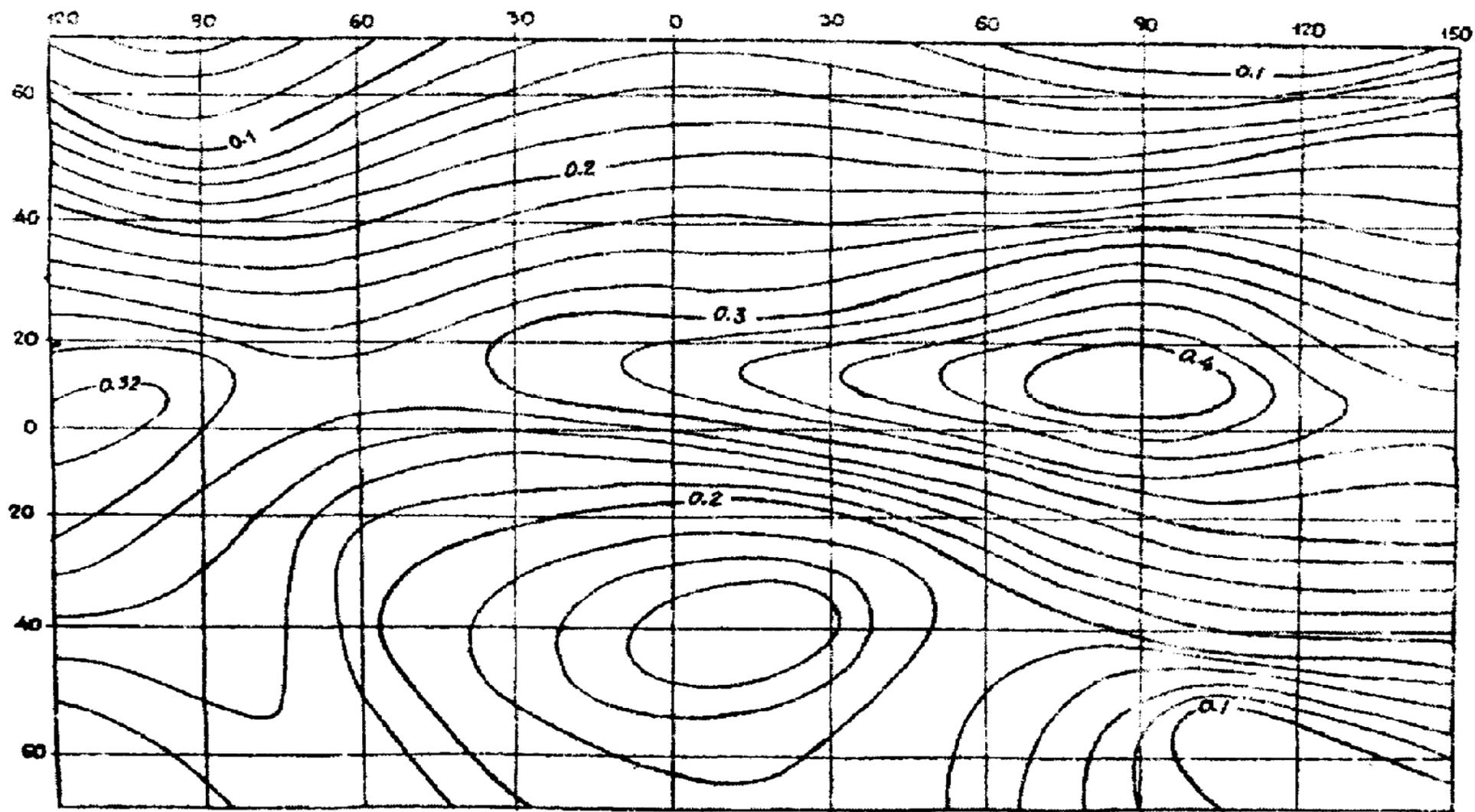


Рисунок 4 – Карта изодинам горизонтальной составляющей H напряженности нормального магнитного поля для эпохи 1975 г. Масштаб 1: 50 000 000. Изодинамы даны в эрстедах.

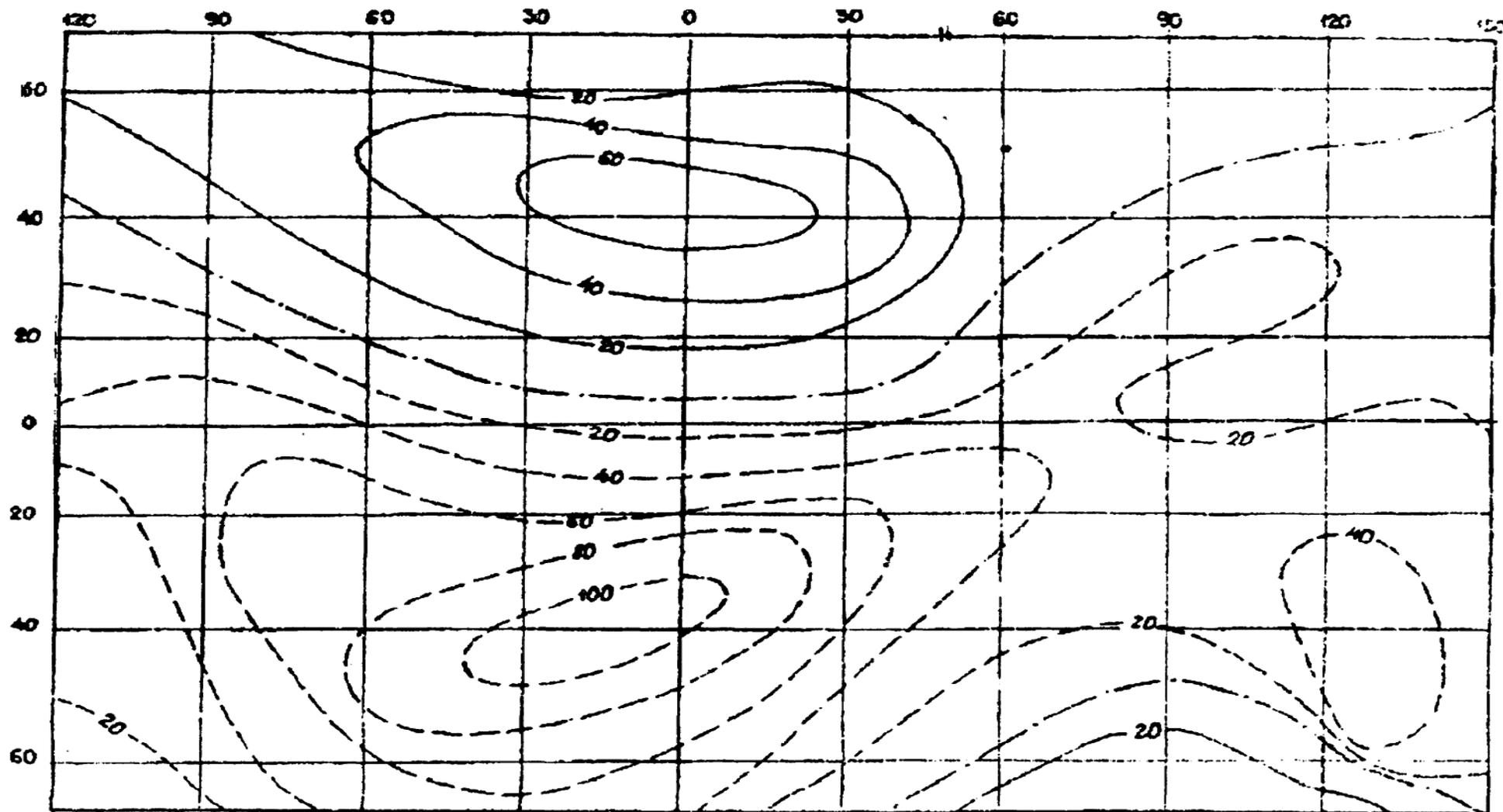


Рисунок 5 – Карта изопор Н – составляющей нормального магнитного поля для периода 1970-1975 г.г., изопоры даны в гаммах (нанотеслах): 1 ————— положительные; 2 — - - - - нулевые; 3 — - - - - отрицательные.

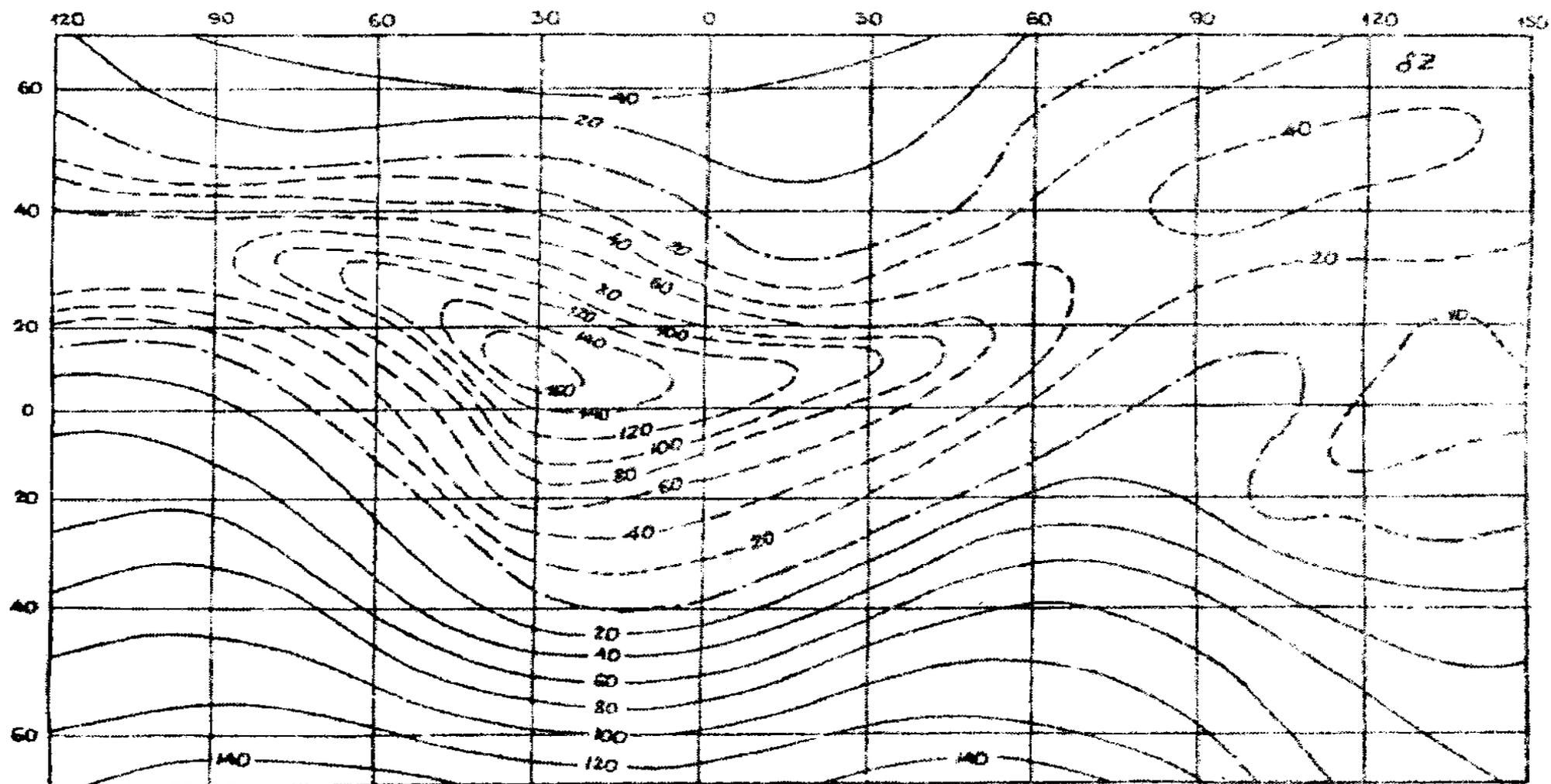


Рисунок 6 – Карта изопор Z-составляющей нормального магнитного поля для периода 1970-1975 г. г. Изопоры в гаммах (наноТеслах): 1 ————— положительные; 2 - - - - - нулевые; 3 - отрицательные.

3 Указания к выполнению лабораторной работы

С 1963 г. введена как предпочтительная «Международная система единиц» (СИ). Наряду с ней в специальных областях, в том числе и в области магнитных измерений, разрешено использовать симметричную систему единиц Гаусса — СГС. В магниторазведке в настоящее время используются обе системы.

За единицу напряженности магнитного поля принимают такое поле, которое действует на единицу магнитной массы с силой в 1 дин. Эта единица носит название эрстеда (Э). При изучении геомагнитного поля эта единица является слишком крупной. В связи с этим в практике широко используют или стотысячную долю эрстеда — гамму (γ) или тысячную — миллиэрстед (мЭ).

Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность выражаются в единицах СГС, не имеющих специального названия. Целые единицы СГС тоже являются слишком крупными и чаще используют миллионные (10^{-6} ед. СГС, или микроединицы СГС), стотысячные (10^{-5} ед. СГС) или тысячные (10^{-3} ед. СГС) доли целой единицы. Сокращенная запись одной и той же величины, например магнитной восприимчивости магнетита, по форме может быть различной:

$$k = 0,2 \text{ ед. СГС}; k = 200\,000 \cdot 10^{-6} \text{ ед. СГС}; k \cdot 10^{+6} = 200\,000 \text{ ед. СГС}.$$

Магнитную индукцию принято выражать в гауссах (Гс). Физическая сущность и размерность ее такие же, как и для единицы напряженности — эрстеда².

² Магнитную индукцию в системе СИ выражают, в теслах (Тл).

1 Э = 10^{-4} Тл; 1 гамма соответствует $10^{-9} \text{ Тл} = 1 \text{ нТл}$

Интенсивность намагничения выражают в единицах СГС, или SGSM. В системе СИ ей соответствует ампер/метр.

Магнитный момент, представляющий собой произведение интенсивности намагничения на объем, также выражают в единицах СГС, а в системе СИ - в $A \cdot m^2$.

Соотношение между единицами измерения в системах СГС и СИ дано в таблице 2.

Для расчёта значений магнитного поля по формулам (2), (3) радиус Земли можно принять равным 6370 км.

Расчет можно произвести либо в единицах системы СГС, либо в единицах системы СИ, но конечные результаты по пп.1-2 задания должны быть в одной системе. При расчетах в системе СГС магнитный момент M удобнее принять равным $0.33R^3$.

По картам нормального поля значения Z , H , приведенные к эпохе текущего года, можно определить следующим образом.

1. По координатам φ и λ найти указанную точку на карте (рисунок 3 или 4) и путем линейной интерполяции определить значения Z (или H) для эпохи времени построения карты.

2. Таким же образом определить значение векового хода по карте изопор (рисунок 5 и 6). Это определит знак и величину изменений магнитного поля за один год. Умножив это значение на разницу лет (текущий год минус год эпохи карты нормального поля) и алгебраически сложив результат со значением нормального поля, определенного по рисунку 3 или 4 получим значение составляющей поля для текущего года, например, величина Z_0 в 2000 г. составит: Z_0 в 2000г= Z_0 эпохи 1975 г+ (2000-1975) $\cdot\delta Z$, где δZ - величина векового хода, определенная по карте изопор.

Таблица 2 - Связь между единицами измерения в системах СГС и СИ

| Физическая величина | Обозначение | Наименование единицы, ее обозначение | | Соотношение между единицами СГС и СИ. |
|-------------------------------|-------------|--------------------------------------|-----------------------------|--|
| | | СГС | СИ | |
| Длина | h, R | Сантиметр | метр (м) | $1 \text{ см} = 10^{-2} \text{ м}$ |
| Магнитная индукция | $T(B)$ | СГС | Тесла (Тл) | $1 \text{ СГС} = 10^{-4} \text{ Тл}$ |
| Напряженность магнитного поля | $T(H)$ | Эрстед (Э) | Ампер на метр (А/м) | $1 \text{ Э} = \frac{10^3}{4\pi} \text{ А/м}$ |
| Магнитная восприимчивость | К | СГС | СИ | $1 \text{ СГС} = \frac{1}{4\pi} \text{ СИ}$ |
| Интенсивность намагничивания | J | СГС | Ампер на метр (А/м) | $1 \text{ СГС} = \frac{1}{(4\pi)^2} 10^3 \text{ СИ}$ |
| Магнитный момент | М | СГС | $\text{А} \cdot \text{м}^2$ | $1 \text{ СГС} = \frac{1}{(4\pi)^2} 10^3 \text{ СИ}$ |

Список использованных источников

- 1 Геофизические методы поисков и разведки: учеб. для вузов / под редакцией В.П. Захарова, Л. Изд-во Недра, 1982. - 304 с.
- 2 Геофизика: учеб. для вузов / под ред. В.К. Хмелевского; МГУ им. М.В. Ломоносова. – 2-е изд. – М.: КДУ, 2009. – 320с.