

Ćwiczenie 55

Pomiar składowej poziomej indukcji magnetycznej Ziemi

1 Przebieg doświadczenia

1.1 Przyrządy pomiarowe

- Skala kątowna w puszcze kompasu, działka minimalna $\delta\alpha = 1^\circ$.
- Amperomierz o zakresie 2A, działka minimalna $\delta I = 0,01\text{A}$.

1.2 Wyniki pomiarów

W tabeli 1 przedstawiono wyniki pomiarów. Dane I_\uparrow, I'_\uparrow pochodzą z serii pomiarowych przy zwiększonym natężeniu, $I_\downarrow, I'_\downarrow$ – przy zmniejszonym. Serie pomiarowe $I'_\uparrow, I'_\downarrow$ wykonane zostały przy kierunku przepływu prądu zamienionym w stosunku do serii pomiarowych I_\uparrow, I_\downarrow . Zaparafowana oryginalna tabela pomiarów – załączona.

$\alpha[^\circ]$	$I_\uparrow[\text{A}]$	$I_\downarrow[\text{A}]$	$I'_\uparrow[\text{A}]$	$I'_\downarrow[\text{A}]$
0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	0,06	0,07	0,06	0,04
10	0,11	0,12	0,1	0,1
15	0,16	0,16	0,15	0,14
20	0,22	0,22	0,22	0,2
25	0,28	0,27	0,28	0,27
30	0,34	0,34	0,34	0,33
35	0,41	0,41	0,4	0,41
40	0,5	0,49	0,49	0,5
45	0,6	0,59	0,6	0,58
50	0,7	0,68	0,71	0,72
55	0,86	0,83	0,87	0,85
60	1,02	1,01	1,05	1,06
65	1,25	1,24	1,34	1,32
70	1,76	1,74	1,74	1,74

Tabela 1: Pomiary doświadczalne

1.3 Wyniki doświadczenia

Składowa pozioma indukcji magnetycznej Ziemi ma wartość $B_Z = 18,74(20)\mu\text{T}$.

2 Opis doświadczenia

2.1 Opis teoretyczny

Ze znanymi dobrze zjawiskami natury elektrycznej wiążą się też zjawiska magnetyczne. Podobnie do pól elektrycznych, przestrzeń przenikają pola magnetyczne, pochodzące od źródeł, którymi są ładunki w ruchu, lub magnesy trwałe (np. sztabkowe). Pole opisuje się trzema wartościami wektorowymi: *indukcją magnetyczną* \vec{B} , *natężeniem pola* \vec{H} i *nadmagnetyzowaniem* \vec{M} , spełniającymi tożsamości

$$\vec{B} = \mu\mu_0\vec{H} \quad (1)$$

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{M}). \quad (2)$$

Stałe $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \frac{\text{Tm}}{\text{A}}$, μ to odpowiednio *przenikalność magnetyczna próżni* i *względna przenikalność magnetyczna ośrodka*, analogiczne do ϵ_0, ϵ w rozważaniach elektrycznych. *Tesla*, 1T, to jednostka indukcji magnetycznej.

Podstawowa zależność wiążąca \vec{B} z siłą działającą na ładunek q poruszający się w polu z prędkością \vec{v} to *prawo Lorentza*

$$\vec{F} = q\vec{v} \times \vec{B}, \quad (3)$$

lub też w postaci dla odcinka przewodnika długości Δl , przez który płynie prąd I

$$\vec{F} = I\vec{\Delta l} \times \vec{B}. \quad (4)$$

Możemy napisać wyrażenie na element indukcji pochodzący od elementu przewodnika (w postaci skalarnej), by je scałkować i otrzymać wartość indukcji pochodzącą od nieskończonego przewodnika.

$$dB = \frac{\mu\mu_0}{4\pi} \frac{I \sin \theta dl}{r^2} \quad (5)$$

$$B = \int dB = \frac{\mu\mu_0 I}{2\pi r}, \quad (6)$$

gdzie θ to kąt między wektorami \vec{r} , $d\vec{l}$. Jeśli zaś policzymy analogiczną wartość dla przewodnika kołowego ($r = \text{const}$, $\sin \theta = 1$), otrzymamy

$$B = \frac{N\mu\mu_0 I}{2R}, \quad (7)$$

gdzie N to ilość zwojów. Dla magnesów trwałych zdefiniować możemy wektorową wielkość zwaną *momentem magnetycznym*: jeśli na magnes w polu o indukcji \vec{B} działa moment siły \vec{M} , to

$$\vec{M} = \vec{p}_m \times \vec{B}. \quad (8)$$

Z istnienia pola magnetycznego Ziemi ludzkość korzysta od wieków, choć nadal tak naprawdę nie wie, skąd ono pochodzi. Wiemy, że nasza planeta wytwarza słabe pole, którego biegun S znajduje się na Oceanie Arktycznym na północ od Kanady, N zaś – na Antarktydzie. Południki geograficzne przecinają się z południkami magnetycznymi pod kątem zwanym *deklinacją magnetyczną*, linie sił pola nachylone są do powierzchni pod kątem zwanym *inklinacją magnetyczną*.

Hipotez próbujących wyjaśnić pochodzenie pola jest wiele, wszystkie są trudne do sprawdzenia, między innymi przez to, że nie sposób przeprowadzić dokładnych badań wnętrza Ziemi (choć ta sytuacja zmienia się wraz z postępem technologicznym). Wynioskowano natomiast, że skoro temperatury wnętrza Ziemi przekraczają temperaturę Curie dla ferromagnetyków, powyżej której niemożliwe jest trwale ich namagnesowanie, jedynym źródłem pola może być przepływ prądów elektrycznych w płynnym wnętrzu Ziemi.

2.2 Opis układu doświadczalnego

W doświadczeniu stosujemy metodę busoli stycznych.

Układ doświadczalny stanowi ramka z sześcioma zwojami drutu miedzianego o promieniu $R = 0,125(1)\text{m}$, w której środku znajduje się szklana puszka z igłą kompasu. Całość zamontowana jest obrotowo, tak, by można było ustawić ramkę pionowo, puszkę poziomo, zaś igłę (przy działającym tylko ziemskim polu magnetycznym) – w zerze skali zamontowanej w puszcze. Złożono obwód elektryczny składający się z zasilacza prądu stałego, ramki ze zwojami i amperomierza. Zmieniano natężenie prądu, notując jego wartości dla wychyleń igły magnetycznej z zakresu $0 \div 70^\circ$ stopni co 5° , najpierw je zwiększając, potem zmniejszając. Po zmianie kierunku przepływu prądu przez zwoje pomiary powtórzono.

Skoro suma (prostopadłych) wektorów indukcji magnetycznej $\vec{B}_I + \vec{B}_Z$ (odpowiednio pochodzącej od prądu przepływającego przez zwoje i będącej składową poziomą indukcji pola ziemskiego) wychyla igłę do kąta α , to znaczy, że

$$\text{tg } \alpha = \frac{B_I}{B_Z}. \quad (9)$$

Jeśli połączymy to równanie z równaniem (7) i faktem $N = 6$, otrzymamy zależność

$$\text{tg } \alpha = \frac{3\mu\mu_0 I}{RB_Z}. \quad (10)$$

Po wyliczeniu współczynnika kierunkowego a prostej regresji zależności $(\text{tg } \alpha)(I)$ będziemy mogli wyliczyć B_Z . Ponieważ doświadczenie przeprowadzane jest w otoczeniu powietrznym, $\mu = 1$, więc ostateczny wzór jest postaci

$$B_Z = \frac{3\mu_0}{Ra}. \quad (11)$$

3 Obliczenia

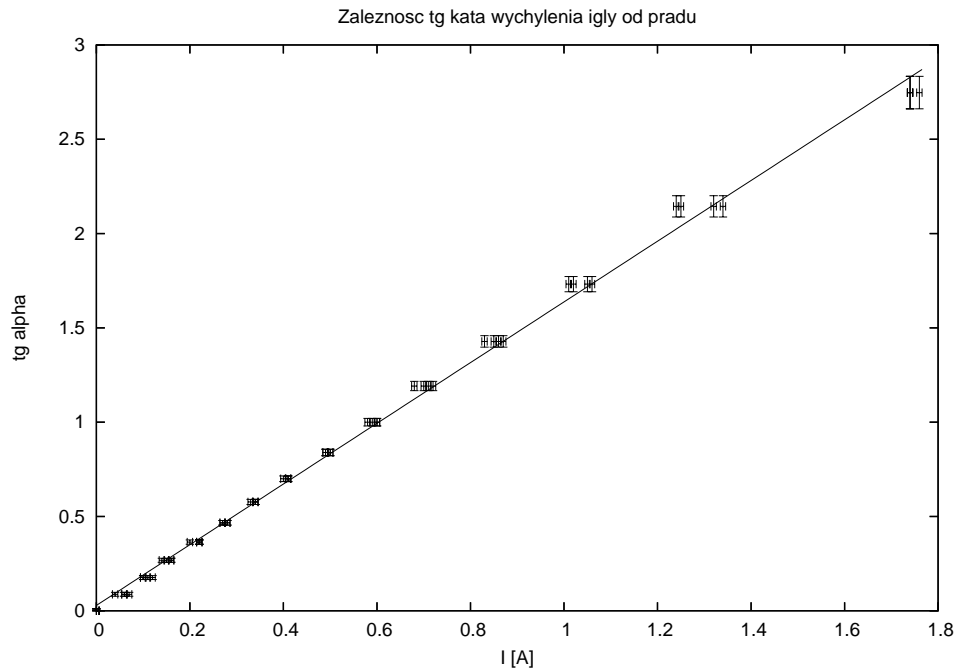
3.1 Opracowanie wyników

Dla zależności $(\text{tg } \alpha)(I)$ wyliczono programem Gnuplot współczynniki prostych regresji. Współczynnik kierunkowy wynosi

$$a = 1,609[\text{A}^{-1}]. \quad (12)$$

Po skorzystaniu z wzoru (11) otrzymamy

$$B_Z = \frac{3 \cdot 4\pi \cdot 10^{-7}}{0,125 \cdot 1,609} = 187,4 \cdot 10^{-7}[\text{T}]. \quad (13)$$



Rysunek 1: Zależność $(\operatorname{tg} \alpha)(I)$

3.2 Rachunek błędów

Niepewności wartości I , $\operatorname{tg} \alpha$ odłożono na wykresie 1 jako słupki błędów:

$$u(I) = \frac{0,01}{\sqrt{3}} = 0,0058[\text{A}], \quad (14)$$

$$u(\operatorname{tg} \alpha) = \frac{\partial \operatorname{tg} \alpha}{\partial \alpha} u(\alpha) = \frac{\pi}{180\sqrt{3} \cos^2 \alpha}. \quad (15)$$

Niepewność współczynnika kierunkowego prostej regresji wyliczona programem Gnuplot wynosi

$$u(a) = 0,011[\text{A}^{-1}]. \quad (16)$$

Niepewność wartości B_Z wyliczę z wzoru (15) instrukcji ONP

$$u(B_Z) = 12\pi \cdot 10^{-7} \sqrt{\left(\frac{u(R)}{R^2 a}\right)^2 + \left(\frac{u(a)}{R a^2}\right)^2} = 2,0 \cdot 10^{-7} [\text{T}], \quad (17)$$

gdyż π można wziąć praktycznie z dowolną dokładnością.

4 Wnioski

Powyższy wykres przedstawia zależność tangensa kąta wychylenia igły od prądu przepływającego przez obwód. Dopasowanie punktów pomiarowych do prostej regresji jest dość dobre, błąd względny wartości B_Z wynosi niewiele ponad 1%.

W tablicach można znaleźć (średnią) wartość indukcji magnetycznej pola Ziemi w Polsce, wynosi ona $47\mu\text{T}$. Ponieważ mierzymy jedną jej składową, wynik tego samego rzędu wielkości można uznać za poprawny.