

GEOFIZYKA STOSOWANA

Wykład – 45 godzin

Prowadzący: **prof. dr hab. Adam Idziak**

forma zaliczenia przedmiotu: egzamin ustny

Ćwiczenia – 30 godzin

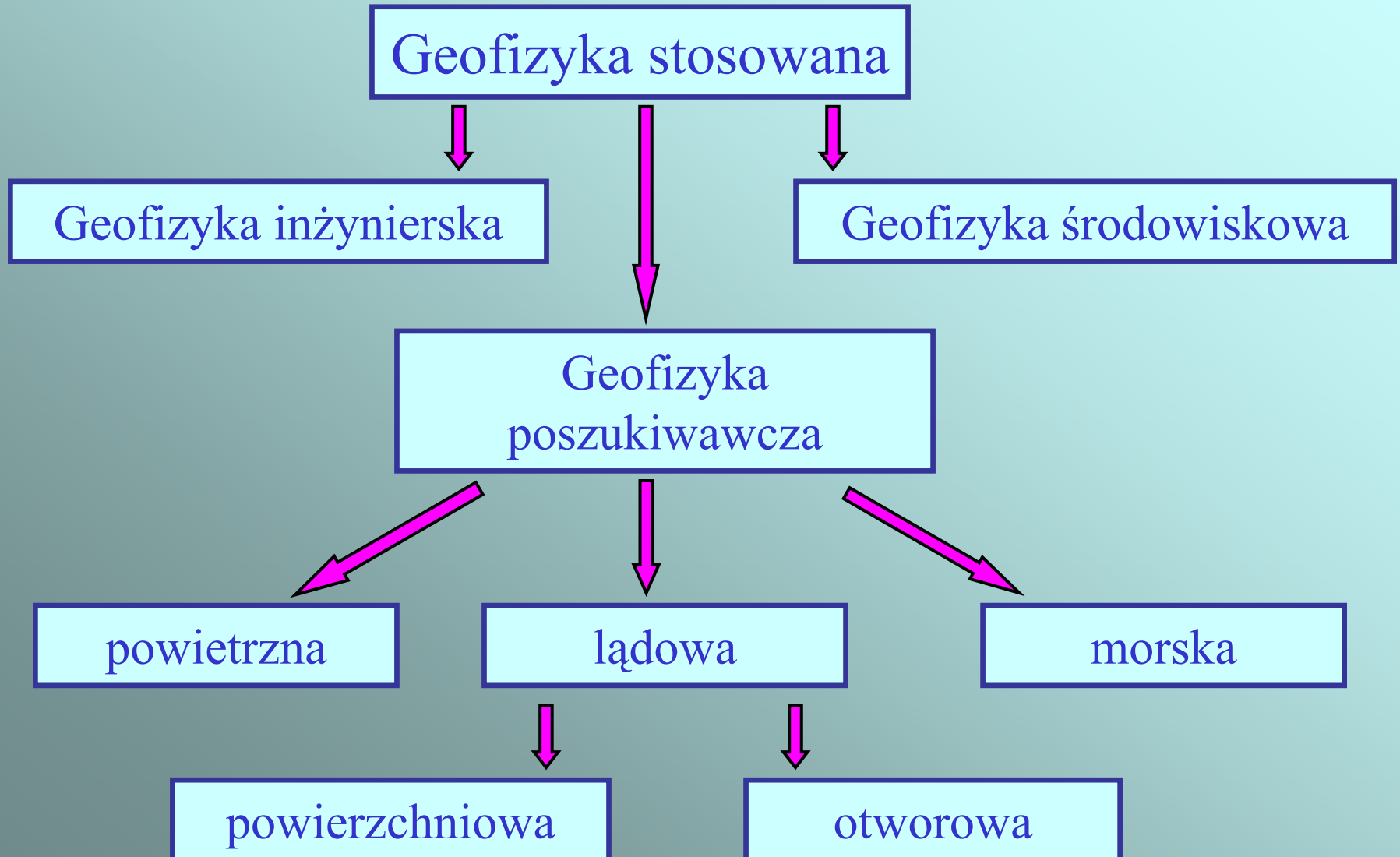
Prowadzący: **dr Ryszard Dubiel,**

mgr Iwona Stan-Kłeczek

Zalecana literatura:

1. Z.Fajkiewicz(red.) Zarys geofizyki stosowanej. Wyd. Geologiczne, Warszawa, 1972;
2. Z.Kasina Metodyka badań sejsmicznych. Wyd. Inst. GSMiE PAN, Kraków, 1998;
3. Z. Kasina Przetwarzanie sejsmiczne. Wyd. Centrum PPGSMiE PAN, Kraków, 1998;
4. W.Zuberek, L.Chodyń, A.Idziak, B.Żogała Ćwiczenia terenowe dla studentów geologii. Wyd. Uniw. Śl., Katowice 1985
5. H.R. Burger Exploration geophysics of the shallow subsurface. Prentice Hall PTR, New Jersey, 1992
6. A.E.Scheidegger Foundations of Geophysics, Elsevier, Amsterdam – New York, 1976

GEOFIZYKA STOSOWANA – wykład 1



Metody pól naturalnych:

➡ wykorzystują pola **grawitacyjne**, **elektryczne**, **magnetyczne** i **elektromagnetyczne** Ziemi poszukując lokalnych perturbacji, które mogą być wywołane przez pewne cechy budowy geologicznej.

Metody pól sztucznych:

➡ opierają się na lokalnym wzbudzaniu pól **elektrycznych** lub **elektromagnetycznych**, których rozkład zależy od własności fizycznych skał w otoczeniu punktu wzbudzenia.

↪ do tej grupy zaliczyć można także jedną z najważniejszych metod geofizyki poszukiwawczej - celowe **wzbudzenie fal sejsmicznych**

Nazwa metody Symbol	Rodzaj pola fizycznego	Badana własność fizyczna	Mierzone parametry
Sejsmiczna (S)	pole sił sprężystości	gęstość i moduły sprężystości	czas propagacji pomiędzy źródłem a odbiornikiem
Elektryczna (E)			
a) oporowa (SO)	pole elektryczne	oporność właściwa	opór elektryczny ośrodka skalnego
b) polaryzacji samoistnej (PS)	pole elektrostatyczne naturalne	przewodność elektryczna	potencjał pola elektrycznego
c) polaryzacji wzbudzonej (PW)	indukowane pole elektryczne	pojemność elektryczna i stała dielektryczna	spadek potencjału elektrycznego w czasie
Magnetyczna (M)	ziemskie pole magnetyczne	podatność magnetyczna	natężenie pola magnetycznego
Elektromagnetyczna (EM)	naturalne lub wzbudzone pole elektromagnetyczne	impedancja ośrodka	amplituda bądź faza odbieranego sygnału
Radarowa (Rd)	pole elektromagnetyczne wysokiej częstotliwości	stała dielektryczna	czas propagacji odbitego impulsu
Grawimetryczna (G)	pole grawitacyjne	gęstość ośrodka	natężenie pola grawitacyjnego
Radiometryczna (R)	pole sił jądrowych	promieniotwórczość naturalna lub wzbudzona	aktywność promieniotwórcza natężenie promieniowania

Metody geofizyczne dobierane są w zależności od założonego celu rozpoznania. Często stosowany jest kompleks badań wykonywanych kolejno lub równolegle.

Przykład 1: Poszukiwanie złóż ropy i gazu

- wstępne rozpoznanie grawimetryczne mające na celu wykrycie obecności dużych basenów sedymentacyjnych
- ogólne rozpoznanie metodami sejsmicznymi w celu poznania budowy warstwowej basenu
- szczegółowe rozpoznanie sejsmiczne wytypowanych miejsc potencjalnego występowania węglowodorów

Przykład 2: Rozpoznanie budowy i morfologii stropu wysadu solnego.

Cechy wyróżniające wysad solny spośród skał otaczających:

- ❖ **względnie niska gęstość,**
- ❖ **ujemna podatność magnetyczna,**
- ❖ **względnie duża prędkość fal sejsmicznych,**
- ❖ **duża oporność właściwa**

Pozwalają one na wykorzystanie pojedynczo lub równolegle następujących metod:

- 🔴 **magnetycznej** - wykrycie wysadu w oparciu o obniżone wartości natężenia ziemskiego pola magnetycznego
- 🔴 **grawitacyjnej** - okonturowanie wysadu, określenie średniej gęstości
- 🔴 **sejsmicznej** - rozpoznanie przebiegu granic warstw nadległych
- 🔴 **elektrycznej** – rozpoznanie budowy geologicznej, badania elektrooporowe w przypadku niezbyt dużych głębokości zalegania lub telluryczne w przypadku wysadów przykrytych grubym nadkładem

Anomalie geofizyczne

lokalne lub regionalne perturbacje naturalnych pól fizycznych powodujące odstępstwa od teoretycznych lub uśrednionych (normalnych) wartości tych pól charakterystycznych dla całej kuli ziemskiej lub rozległego obszaru.

Anomalie dodatnie - wzrost wartości parametru pola w porównaniu z wartością normalną,

Anomalie ujemne - obniżenie wartości parametru pola w porównaniu z wartością normalną.

Zadanie proste i odwrotne w geofizyce poszukiwawczej.

Zadanie proste - polega na wyznaczeniu wartości badanej wielkości fizycznej w oparciu o znajomość struktury wewnętrznej oraz własności fizycznych badanego ośrodka

Zadanie odwrotne - polega na wyznaczeniu (dedukcji) niektórych cech wewnętrznej struktury skorupy ziemskiej na podstawie pomiarów geofizycznych prowadzonych na powierzchni



Niejednoznaczność rozwiązania zadania odwrotnego

☀ znacząco różniące się struktury geologiczne mogą dawać te same lub bardzo zbliżone wartości parametrów mierzonych

☀ niepewności pomiarowe, związane z dokładnością stosowanych przyrządów mogą dawać dodatkowy wkład do niepewności rozwiązania zadania odwrotnego

W celu zmniejszenia niepewności rozwiązania stosuje się następujące środki:

■ prowadzenie dla badanego ośrodka pomiarów różnych wielkości fizycznych stosując kompleks metod geofizycznych

■ stosowanie coraz bardziej zaawansowanej technicznie aparatury pomiarowej o coraz większej dokładności

■ dowiązanie wyników badań geofizycznych do wyników bezpośredniego rozpoznania budowy geologicznej np. otworami wiertniczymi, w odsłonięciach itp.

Zastosowanie kompleksowych badań geofizycznych

Rodzaj zadania	Stosowane metody rozpoznania
Poszukiwanie złóż paliw kopalnych (ropa, gaz, węgiel)	S, G, M [EM]
Poszukiwanie złóż rud	M, EM, E [PO, PS, PW], R
Poszukiwanie złóż surowców chemicznych	S, [E], [G]
Poszukiwanie zbiorników wód podziemnych	E, S, [G], Rd
Badanie podłoża dla celów inżynierskich	E, S, Rd, [G], [M]

Obróbka danych w badaniach geofizycznych.

Pomiary geofizyczne - badanie, mierzenie i analiza zmian wielkości fizycznych w funkcji odległości i czasu.

Mierzone wielkości zamieniane są na sygnały elektryczne mające postać przebiegów ciągłych lub impulsowych

Przyrządy starszego typu - **ciągła rejestracja przebiegów analogowych.**

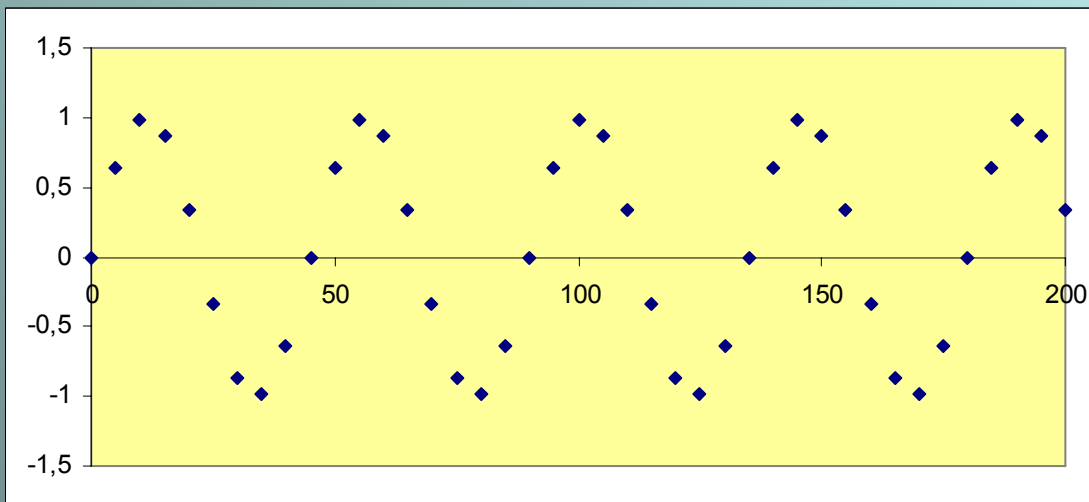
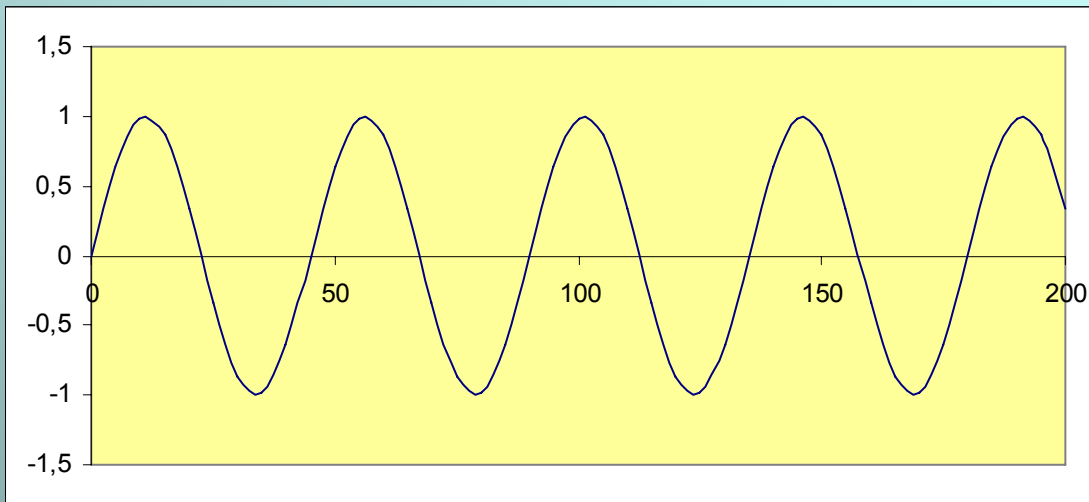
Współczesne przyrządy pomiarowe - **próbkowanie sygnału.**

Próbkowanie sygnału

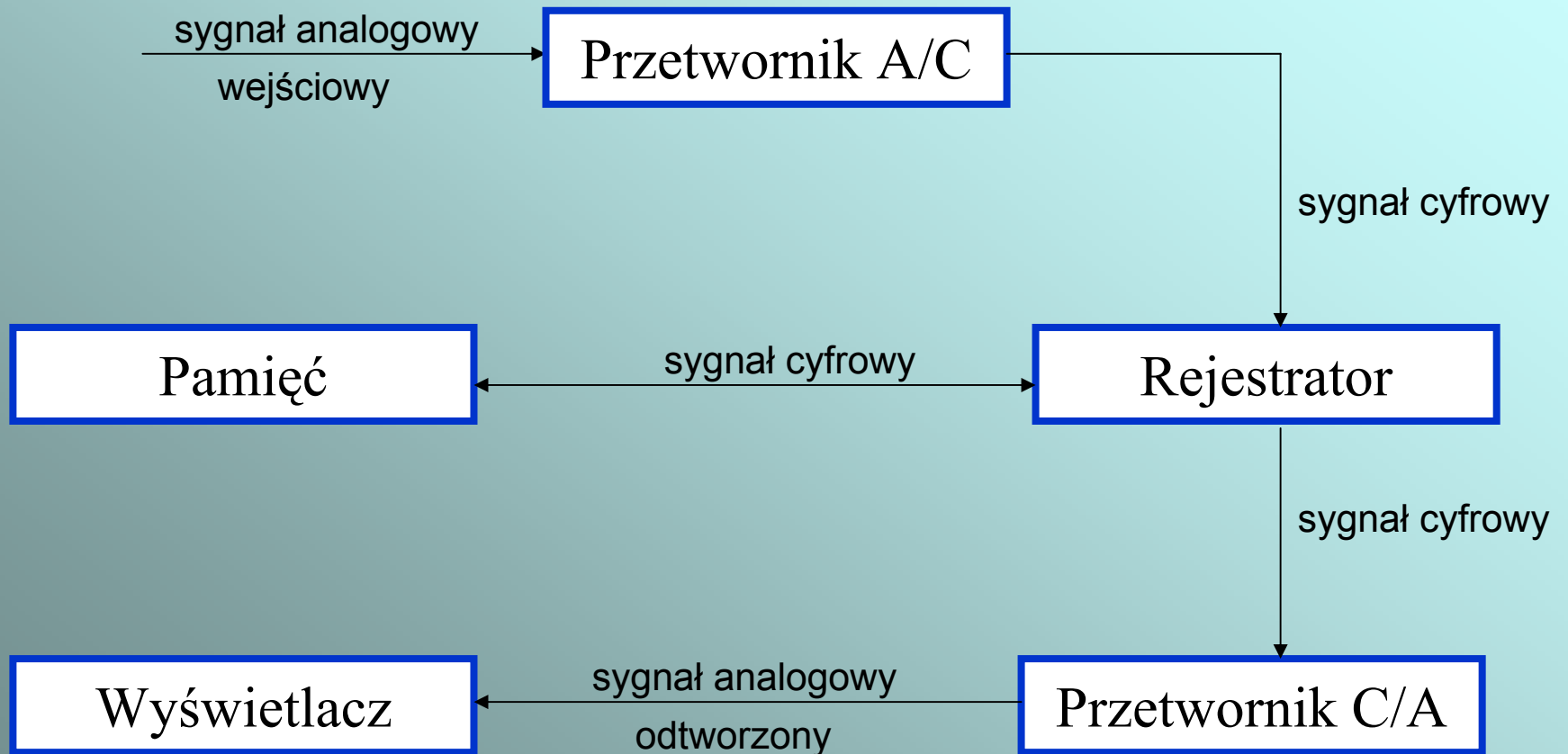
- pomiar wartości chwilowych, przeprowadzany w równych odstępach czasu
- przekształcanie wyników pomiarów na postać binarną
- zastosowanie komputera do gromadzenia i przetwarzania danych pomiarowych.

W wyniku próbkowania ciągła i gładka funkcja $f(t)$ reprezentowana jest przez ciąg dyskretnych wartości liczbowych $g(t_i)$ wyznaczonych ze stałym odstępem czasowym τ .

Próbkowanie sygnału analogowego



Przetwarzanie sygnału w nowoczesnej aparaturze geofizycznej



Układ w którym następuje próbkowanie sygnału nazywamy **przetwornikiem analogowo-cyfrowym**.

Dwa charakterystyczne parametry procesu próbkowania (czyli przetwornika A/C):

- ❖ zakres dynamiczny
- ❖ częstość próbkowania.

Zakres dynamiczny:

stosunek **maksymalnej** możliwej do zmierzenia amplitudy sygnału do **najmniejszej** amplitudy sygnału odróżnialnej od zera

$$Z = \frac{A_{\max}}{A_{\min}}$$

Zakres dynamiczny zwykle wyraża się w skali logarytmicznej w decybelach

$$Z [dB] = 20 \log_{10} \frac{A_{\max}}{A_{\min}}$$

Przykład:

Zakres dynamiczny 60 dB oznacza, że:

$$20 \log \frac{A_{\max}}{A_{\min}} = 60 \Rightarrow \log \frac{A_{\max}}{A_{\min}} = 3 \Rightarrow \frac{A_{\max}}{A_{\min}} = 1000$$

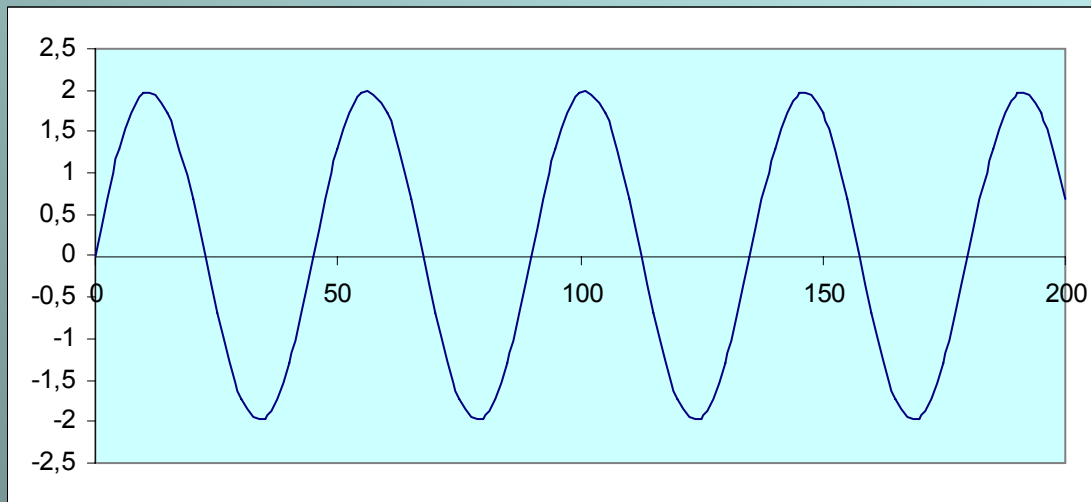
Zakres dynamiczny przyrządu pomiarowego wymaga również przetwornika A/C o odpowiedniej długości słowa maszynowego do zapisu wyników, np. dla zakresu dynamicznego 60dB wymagane jest słowo 11-bitowe, a dla zakresu dynamicznego 84dB ($A_{\max}/A_{\min} \approx 2^{14}$) przetwornik musi korzystać ze słów 15-bitowych.

CZĘSTOTLIWOŚĆ PRÓBKOWANIA

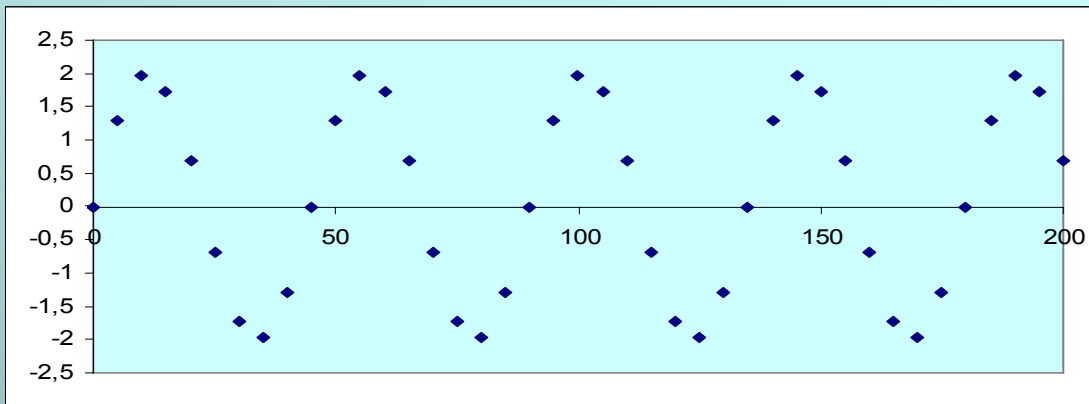
Częstotliwość próbkowania – odwrotność czasu próbkowania

$$f_p = \frac{1}{\tau_p}$$

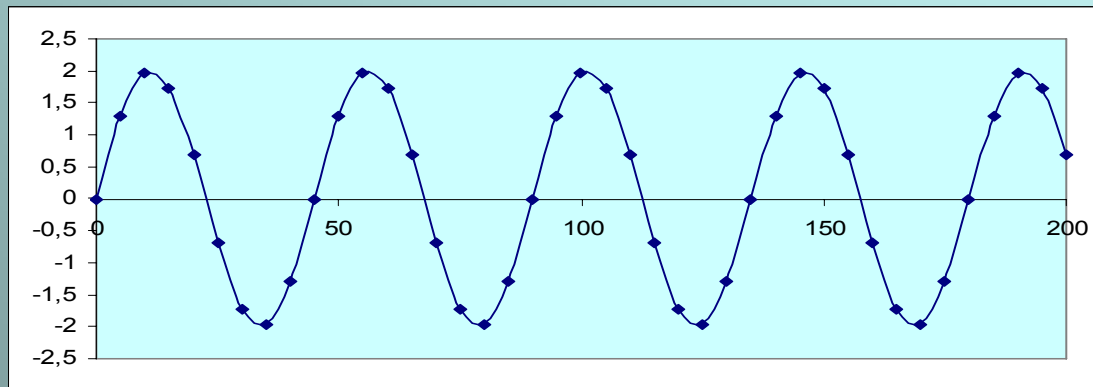
Istotnym zagadnieniem jest utrata informacji zawartej w sygnale oryginalnym. Można to sprawdzić zamieniając ponownie sygnał cyfrowy na sygnał analogowy.



sygnał wejściowy analogowy
o częstotliwości $f_s = 22$ Hz

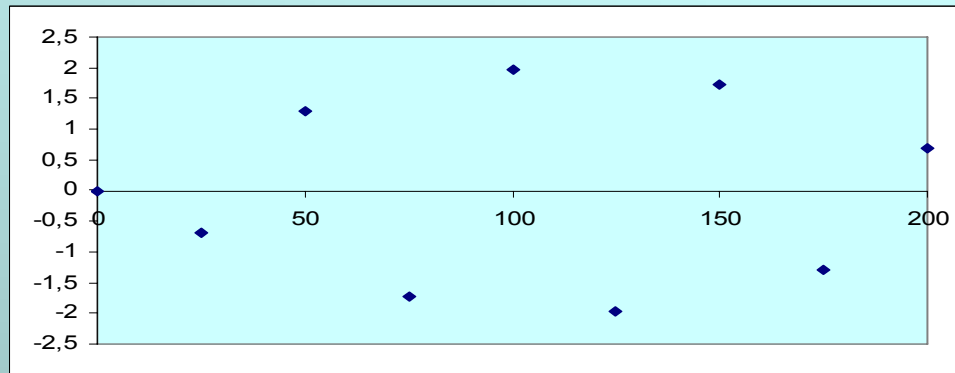


sygnał próbkowany ($\tau_p = 5 \text{ ms}$, $f_p = 200 \text{ Hz}$)

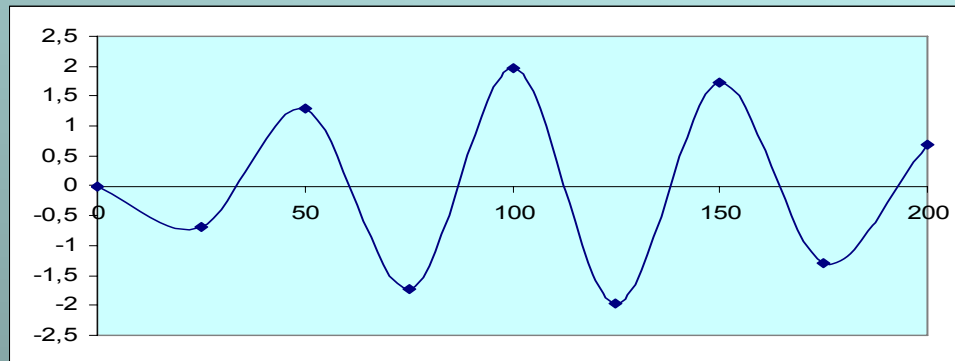


sygnał odtworzony

Jeśli częstotliwość próbkowania sygnału jest duża w porównaniu z częstotliwością sygnału wejściowego wówczas sygnał odtworzony zachowuje informacje o częstotliwości sygnału oryginalnego.



sygnał próbkowany ($\tau_p = 25$ ms, $f_p = 40$ Hz)



sygnał odtworzony

Jeśli częstotliwość próbkowania jest mniejsza od podwojonej częstotliwości sygnału wówczas przy ponownym przekształceniu otrzymujemy sygnał analogowy o częstotliwości mniejszej od częstotliwości sygnału oryginalnego.

Sygnal odtworzony zachowuje informację o częstotliwości sygnału oryginalnego jeśli częstotliwość próbkowania jest większa niż podwojona częstotliwość sygnału analizowanego. W sygnale próbkowanym zachowane zostaną wszystkie częstotliwości nie większe od tzw. **częstotliwości Nyquista** (f_N) określonej wzorem:

$$f_N = \frac{1}{2\tau_p}$$

Przykład: dla czasu próbkowania równego 5 ms zachowane zostaną wszystkie częstotliwości nie większe od:

$$\frac{1}{2 \cdot 5ms} = \frac{1}{0,01} = 100Hz$$

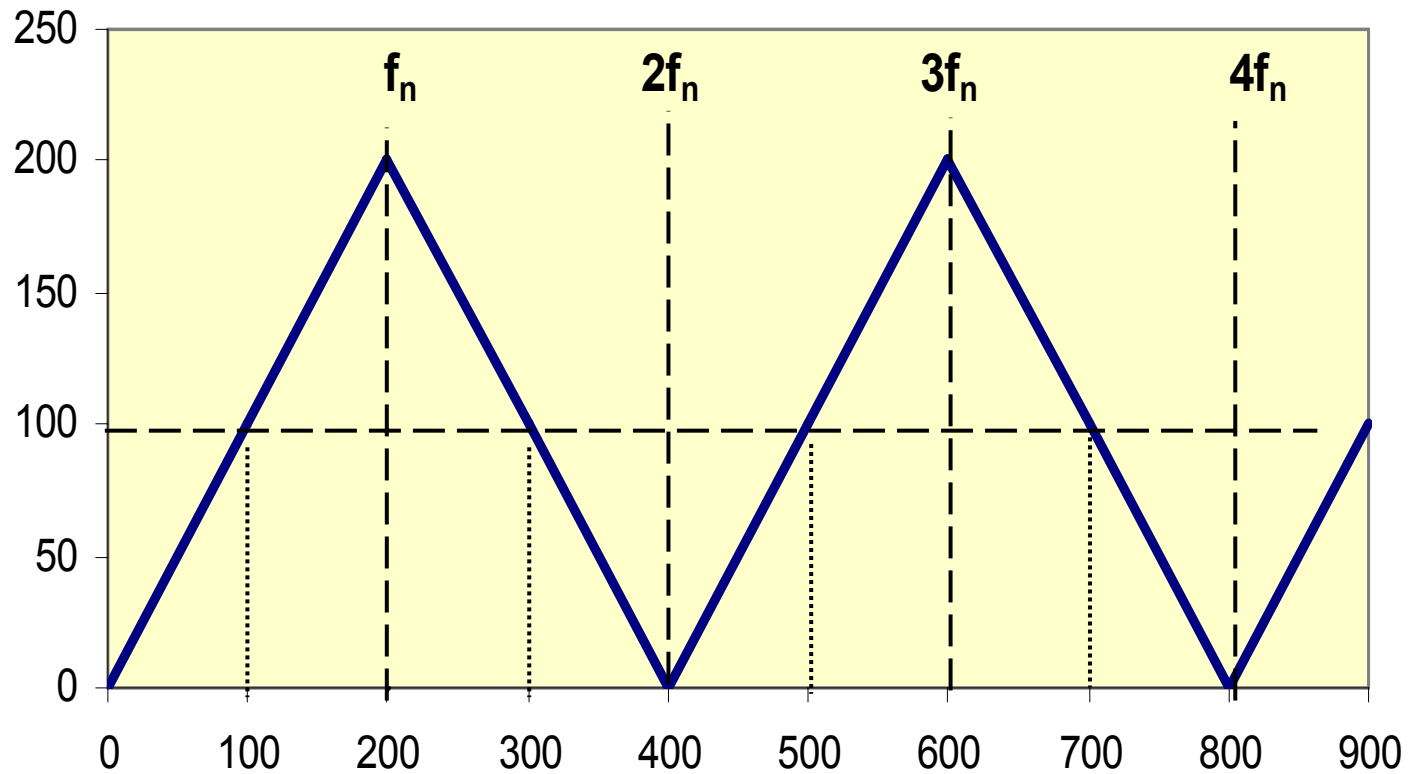
Próba odtworzenia sygnału o częstotliwości większej od 100 Hz spowoduje powstanie tzw. **aliasów** czyli fałszywych sygnałów o pozornej częstotliwości.

Powstawanie „aliasów”

częstotliwość próbkowania: 400 Hz

częstotliwość Nyquista: 200 Hz

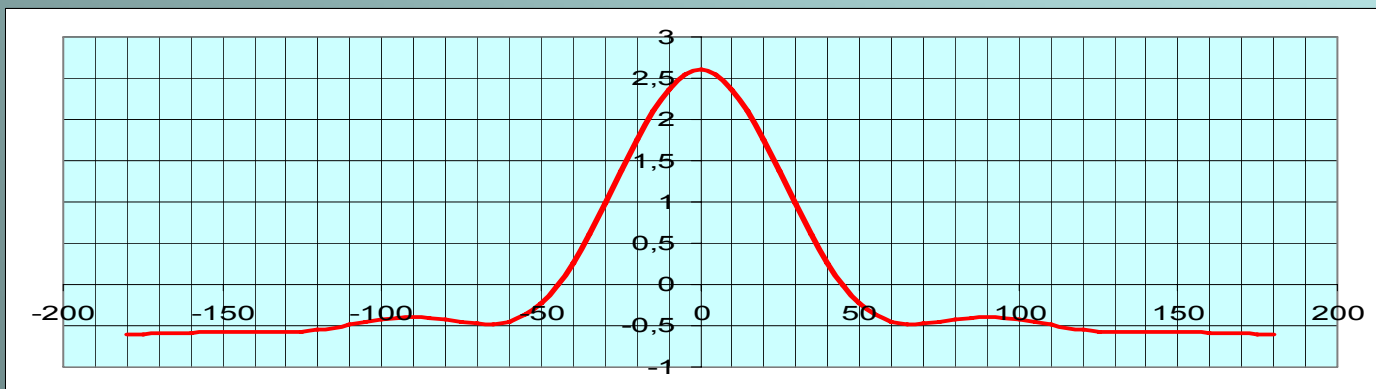
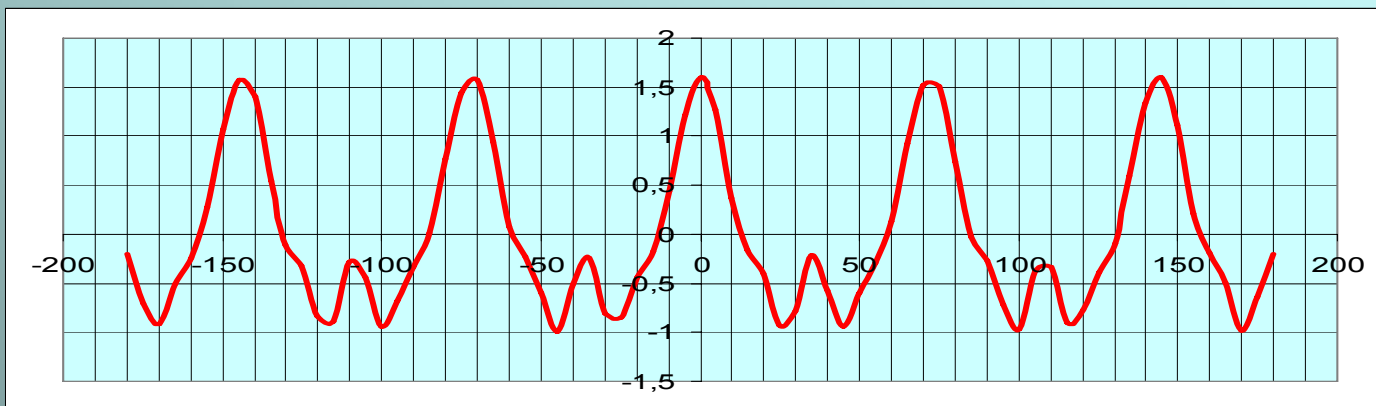
Częstotliwość sygnału odtworzonego [Hz]



Częstotliwość sygnału próbkowanego [Hz]

ANALIZA SPEKTRALNA SYGNAŁÓW

Sygnały rejestrowane przez przyrządy geofizyczne mogą mieć postać ciągłych przebiegów periodycznych lub jednokrotnych impulsów falowych.



Sygnały periodyczne można rozłożyć za pomocą analizy furierowskiej na serię fal cosinusoidalnych (lub sinusoidalnych) których częstotliwości są całkowitymi wielokrotnościami częstotliwości podstawowej f tzw. składowymi harmonicznymi o częstotliwości $f_n = n \cdot f$.

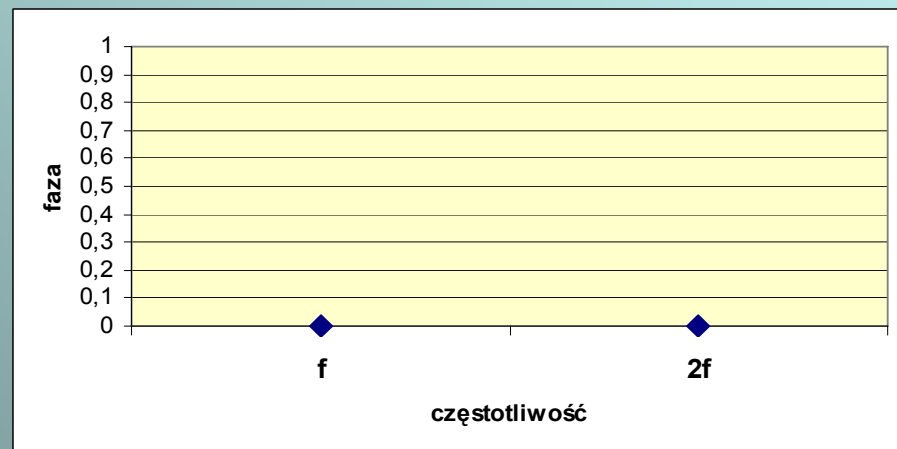
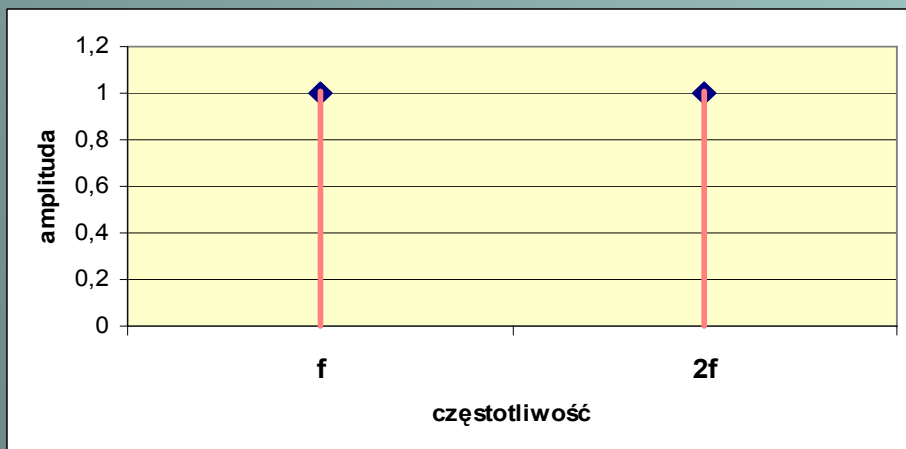
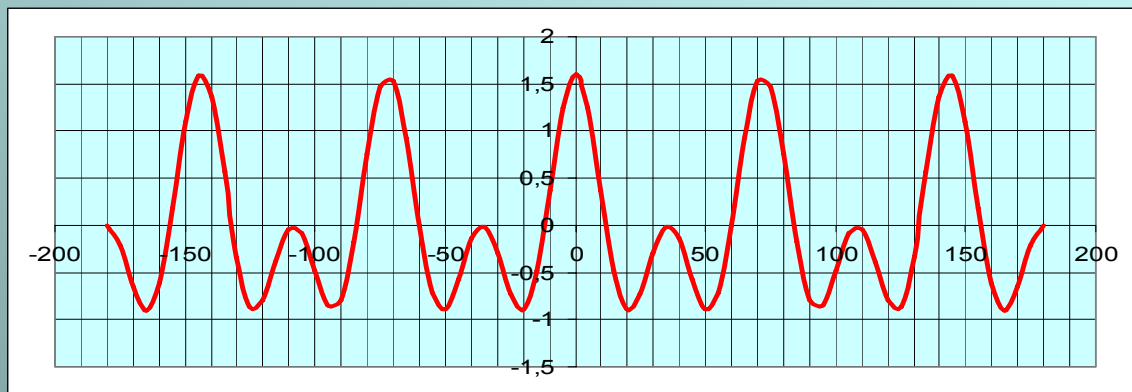
Rozkład przebiegu periodycznego na szereg Furiera ma postać:

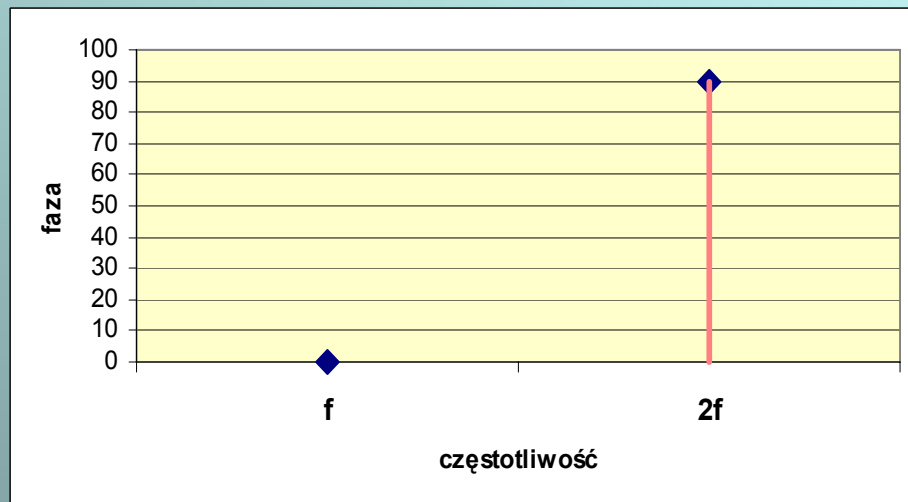
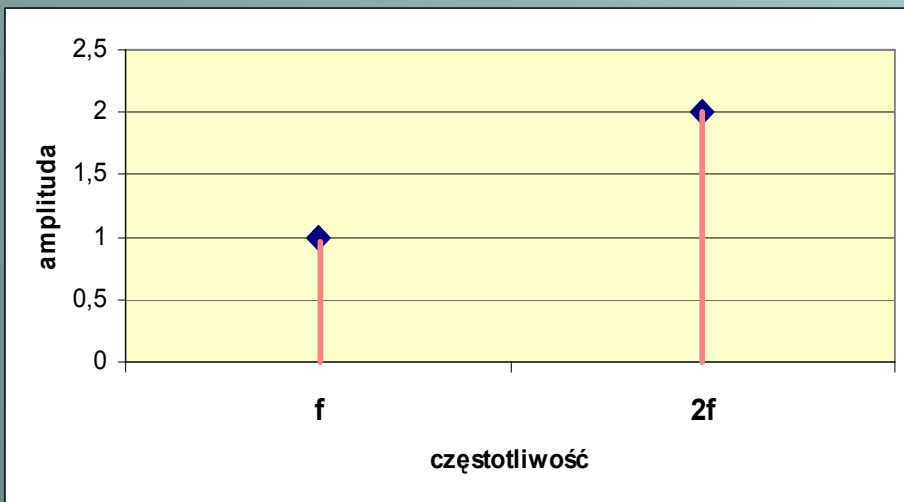
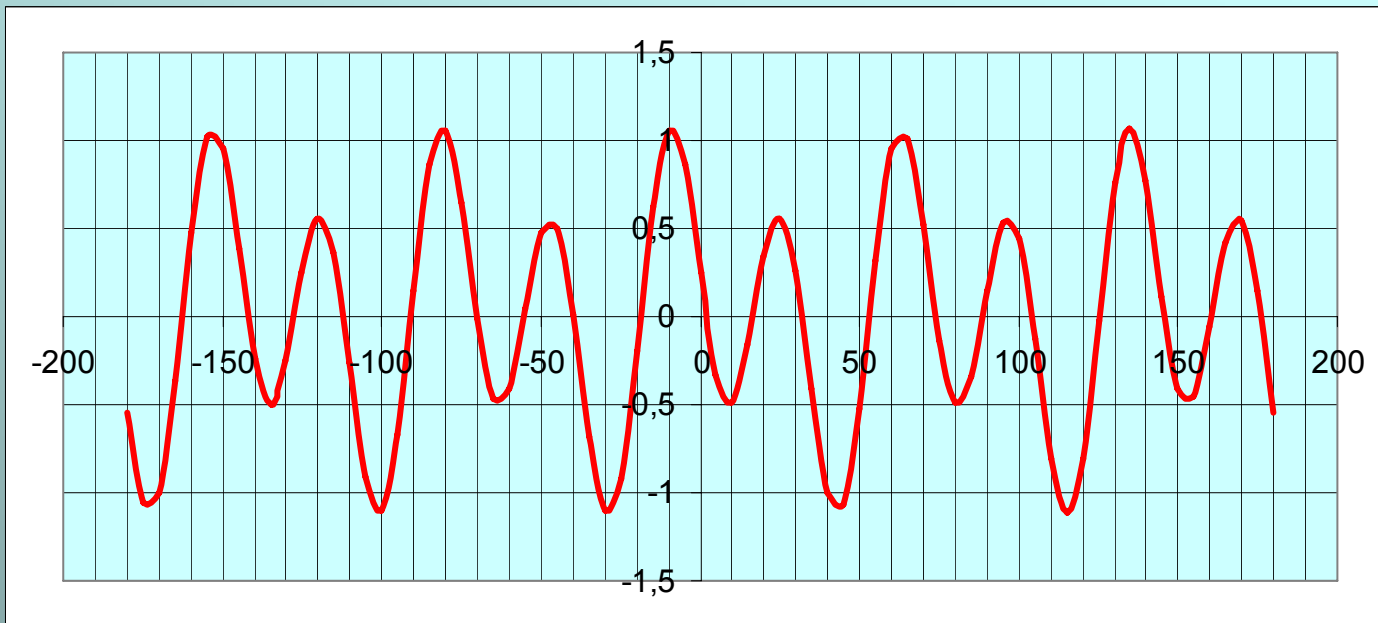
$$f(t) = \sum_{k=1}^{\infty} a_k \cdot \cos(2\pi f_k t + \phi_k)$$

gdzie:

- a_k - amplituda,
- f_k - częstotliwość,
- ϕ_k - przesunięcie fazowe składowej cosinusoidalnej

Sygnał czasowy, który w domenie czasu charakteryzowany jest przez zależność amplitudy od czasu może być również przedstawiony w domenie częstotliwości jako zależność amplitudy od częstotliwości $a_k(f_k)$ (spektrum amplitudowe) lub fazy od częstotliwości $\phi_k(f_k)$ (spektrum fazowe). Widma ciągłych przebiegów periodycznych są liniowe.



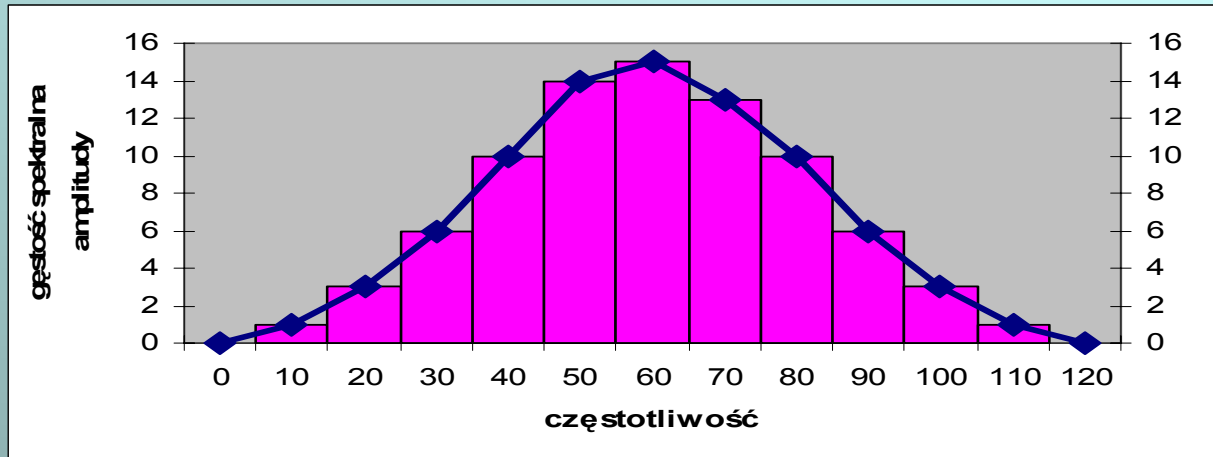


Nieperiodyczne impulsy falowe $g(t)$ możemy traktować jako sygnały o nieskończenie długim czasie trwania $T \rightarrow \infty$. Można je poddać analizie harmoniczej przyjmując nieskończenie małą częstotliwość podstawową $f \rightarrow 0$ i ciągłe, a nie liniowe, widma częstotliwościowe: amplitudowe $A(f)$ i fazowe $\Phi(f)$. Analizę prowadzi się w sposób przybliżony dzieląc cały zakres częstotliwości na odpowiednio małe przedziały $\langle f_{ak}, f_{bk} \rangle$. Każdemu przedziałowi przypisuje się częstotliwość środka f_k przedziału.

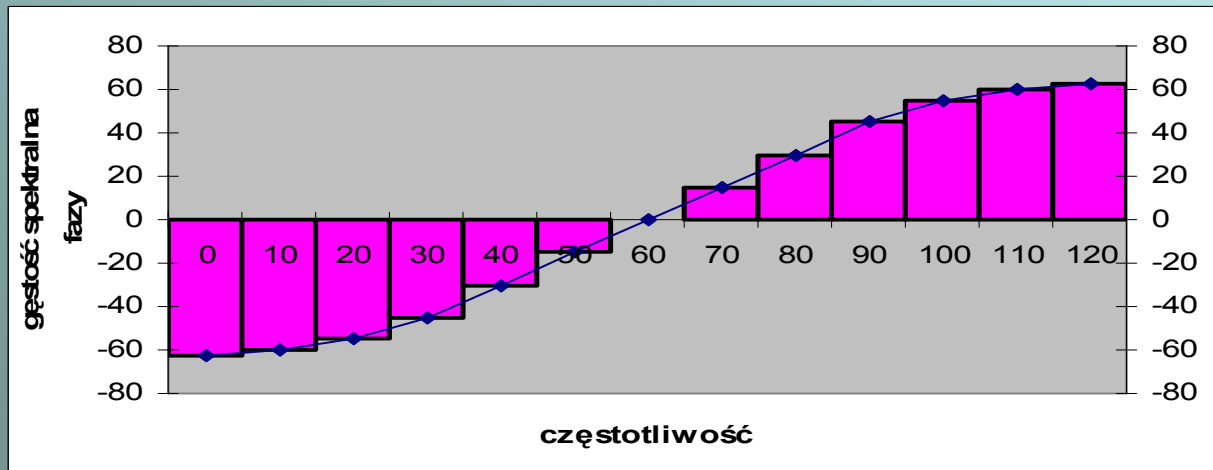
Przebieg impulsowy możemy przedstawić jako sumę fal sinusoidalnych, których częstotliwość jest równa częstotliwości środkowej f_k przedziału a amplituda oraz faza są całkami z gęstości amplitudowej i gęstości fazowej po tym przedziale. Im mniejsza długość przedziałów częstotliwościowych uwzględnianych w analizie tym lepiej szereg aproksymuje impuls falowy.

$$f_k = \frac{f_{ak} + f_{bk}}{2} \quad a(f_k) = \int_{f_{ak}}^{f_{bk}} A(f) df \quad \phi(f_k) = \int_{f_{ak}}^{f_{bk}} \Phi(f) df$$

Funkcje $A(f)$ i $\Phi(f)$ nazywamy odpowiednio widmem amplitudowym i widmem fazowym impulsu falowego.



widmo amplitudowe



widmo fazowe

Widma częstotliwościowe: amplitudowe i fazowe, możemy przedstawić łącznie jako funkcję zespoloną:

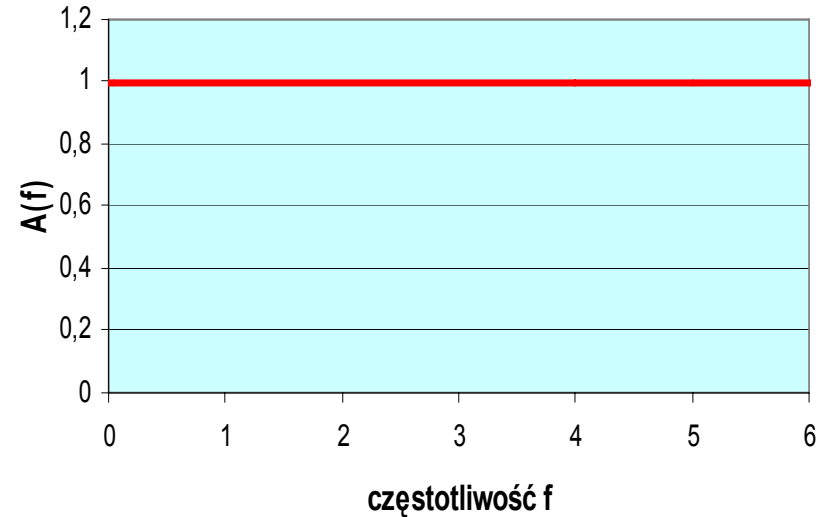
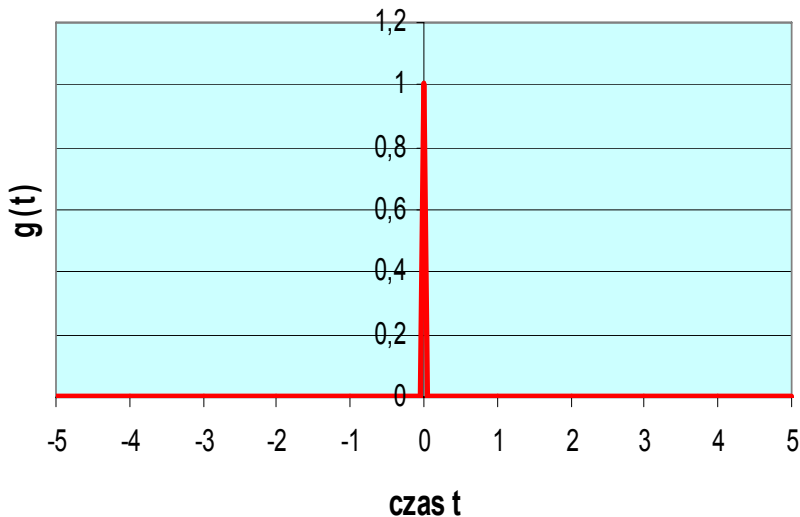
$$G(f) = A(f) e^{i\Phi(f)}$$

Jest ona transformatą furierowską przebiegu czasowego $g(t)$. Funkcje $g(t)$ i $G(f)$ tworzą tzw. parę furierowską. Znajomość jednej z funkcji pozwala na wyznaczenie drugiej funkcji. Stwarza to możliwość analizowania sygnału albo w domenie czasu albo w domenie częstotliwości

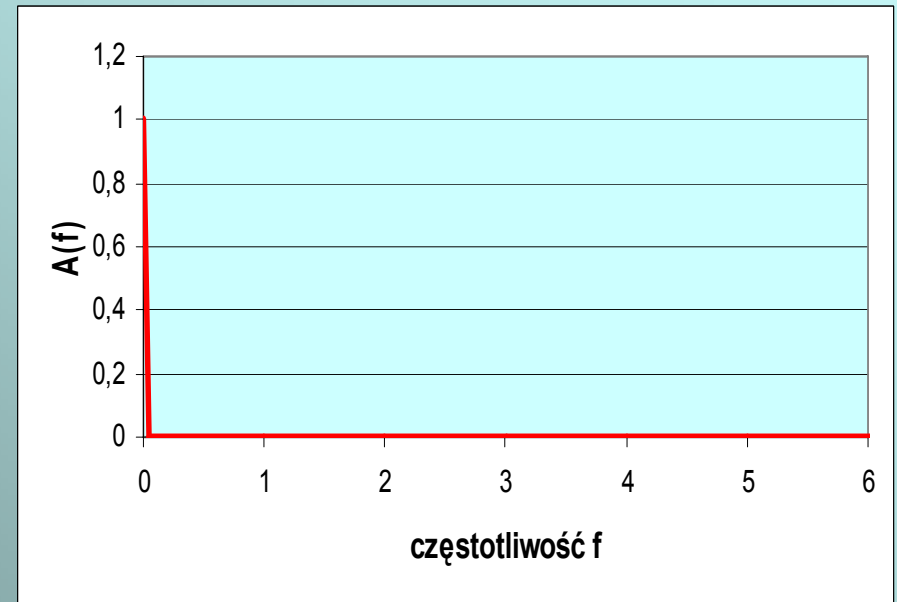
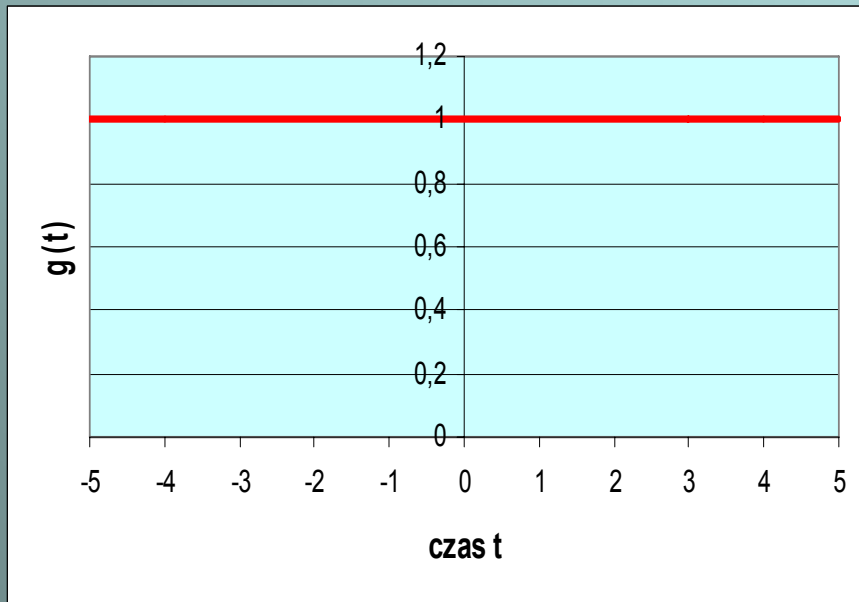
Przykłady

W rozpatrywanych przykładach funkcja $G(f)$ ma zerowe spektrum fazowe (tzn. wszystkie składowe sinusoidalne są zgodne w fazie w chwili $t=0$). $G(f)$ ma wtedy tylko część rzeczywistą równą $A(f)$. Impulsy falowe o zerowym spektrum fazowym są zawsze funkcjami parzystymi (tzn. symetrycznymi względem czasu $t=0$).

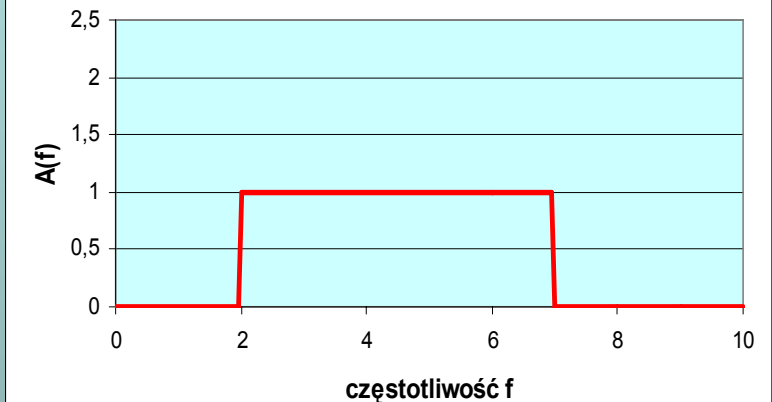
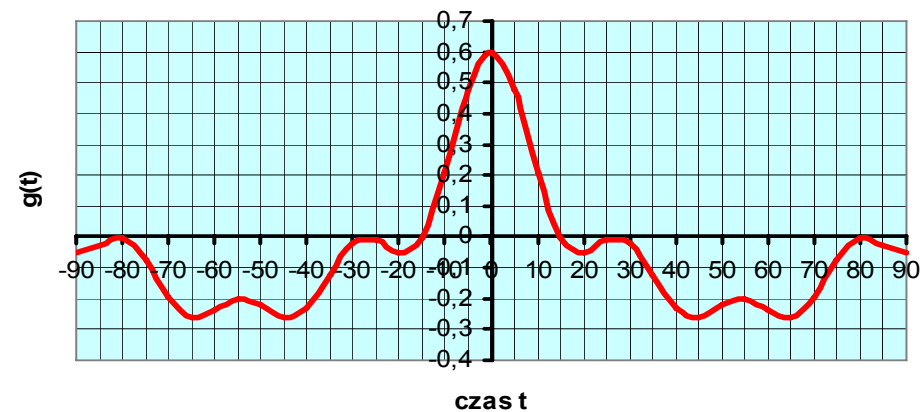
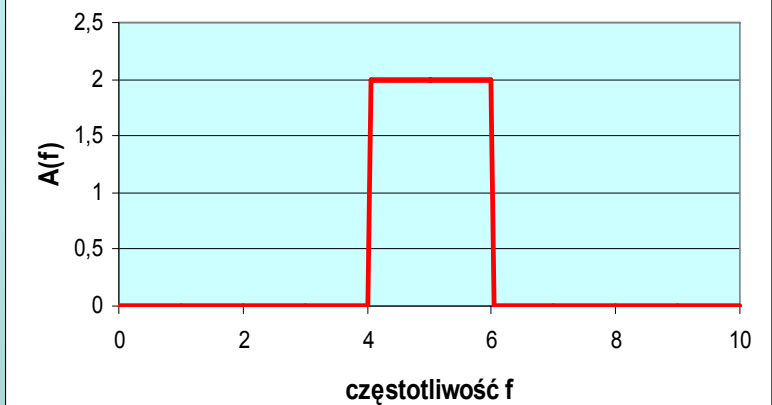
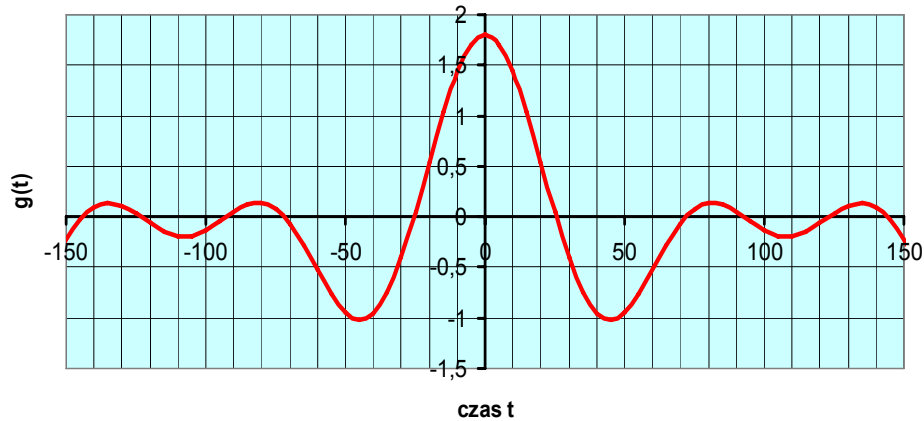
Impuls w kształcie funkcji δ -Diraca ma ciągłe widmo o stałej amplitudzie w całym zakresie częstotliwości od 0 do ∞ .



Impuls o stałej amplitudzie i nieskończonym czasie trwania (np. prąd stały) ma niezerową składową w widmie amplitudowym tylko dla $f=0$.



Impulsy falowe o skończonym czasie trwania mają różną od zera gęstość amplitudową dla pewnego przedziału częstotliwości, tym węższego im dłuższy jest czas trwania impulsu.



Jeśli spektrum fazowe sygnału jest liniowe, kształt sygnału nie ulega zmianie, lecz ulega przesunięciu w czasie.

Analizę spektralną można prowadzić również dla cyklicznych funkcji zależnych od odległości - $f(x)$. Zamiast częstotliwości wprowadzamy wówczas termin "liczba falowa" :

$$K = \frac{1}{\lambda}$$

λ - podstawowa odległość po której powtarza się cyklicznie dana wartość $f(x)$.

Rozkład harmoniczny ma postać:

$$f(x) = \sum_{l=1}^{\infty} A_l \sin(2\pi K_l x + \delta_l)$$

$$K_l = \frac{l}{\lambda}$$

Konwolucja

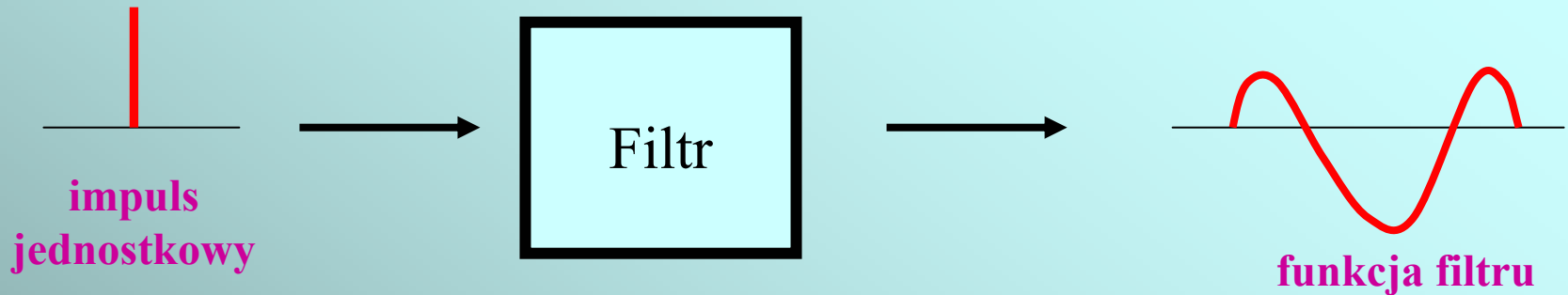
Operacja matematyczna opisująca **zmianę kształtu sygnału po przejściu przez filtr**. Filtr modyfikuje kształt sygnału poprzez usunięcie lub stłumienie niektórych amplitud lub przesunięć fazowych z widma częstotliwościowego. Filtracja jest nieodłączną cechą każdego kanału transmisyjnego

Efekt filtracji można opisać jako **konwolucję** (splot) sygnału wejściowego $g(t)$ z funkcją odpowiedzi impulsowej $f(t)$, której wynikiem jest sygnał wyjściowy $y(t)$:

$$Y(t) = g(t) * f(t)$$

Operacje konwolucji można zrealizować stosując operator całkowy

$$Y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(\tau) \cdot f(\tau - t) d\tau$$



W przypadku sygnału próbkowanego sygnał wejściowy reprezentowany jest przez dyskretną funkcję czasu $\{g_i\}$ ($i=1,2,\dots,m$). Jeśli funkcję filtru $\{f_j\}$ ($j=1,2,\dots,n$) zdyskretyzujemy z tym samym czasem próbkowania to sygnał wejściowy będzie reprezentowany przez ciąg wartości y_k :

$$y_k = \sum_{i=1}^m g_i \cdot f_{k-i} \quad (k = 1, 2, \dots, m + n - 1)$$

Sygnał wyjściowy będzie dłuższy od sygnału wejściowego.

Operacje konwolucji w domenie częstotliwości

transformata sygnału wejściowego

$$G(f) = A(f) e^{i\Phi(f)}$$

transformata funkcji filtru

$$H(f) = A'(f) e^{i\Phi'(f)}$$

transformata sygnału wyjściowego

$$Y(f) = A(f) \cdot A'(f) e^{i(\Phi(f) + \Phi'(f))}$$

Po obliczeniu funkcji $Y(f)$ można wyznaczyć jej parę furierowską i w ten sposób znaleźć postać sygnału wyjściowego w domenie czasu czyli $y(t)$.

Dekonwolucja

operacja pozwalająca na odtworzenie sygnału źródłowego na podstawie zarejestrowanego sygnału wyjściowego $y(t)$

$f^{-1}(t)$ - funkcja, która w wyniku konwolucji z funkcją $y(t)$ daje sygnał źródłowy

$$g(t) = y(t) * f^{-1}(t)$$

$$g(t) = (g(t) * f(t)) * f^{-1}(t) = g(t) * (f(t) * f^{-1}(t))$$

Splot funkcji $f(t)$ i $f^{-1}(t)$ musi dać w rezultacie impuls δ -Diraca

$$f(t) * f^{-1}(t) = \delta(t)$$

Podstawowym problemem w zagadnieniu dekonwolucji jest nieznanostwo zarówno sygnału Źródłowego jak i funkcji odpowiedzi impulsowej . **Nie jest więc moŹliwe deterministyczne wyznaczenie funkcji dekonwolucji.** Stosuje się wówczas odpowiednie metody statystyczne do wyznaczenia estymatora funkcji dekonwolucji.

Autokorelacja i korelacja krzyżowa

Funkcję korelacji $C(\tau)$ możemy uzyskać w wyniku konwolucji dwóch funkcji przesuniętych względem siebie w czasie o odstęp τ . Jeśli spleatamy w ten sposób dwa różne sygnały to funkcję taką nazywamy funkcją korelacji krzyżowej, jeśli funkcję spleatamy ze sobą to otrzymamy funkcję autokorelacji.

sygnał ciągły

korelacja
krzyżowa

$$C_{xy}(\tau) = \int_{t=0}^{T-\tau} x(t) \cdot y(t + \tau) dt$$

auto-
korelacja

$$C_y(\tau) = \int_{t=0}^{T-\tau} y(t) \cdot y(t + \tau) dt$$

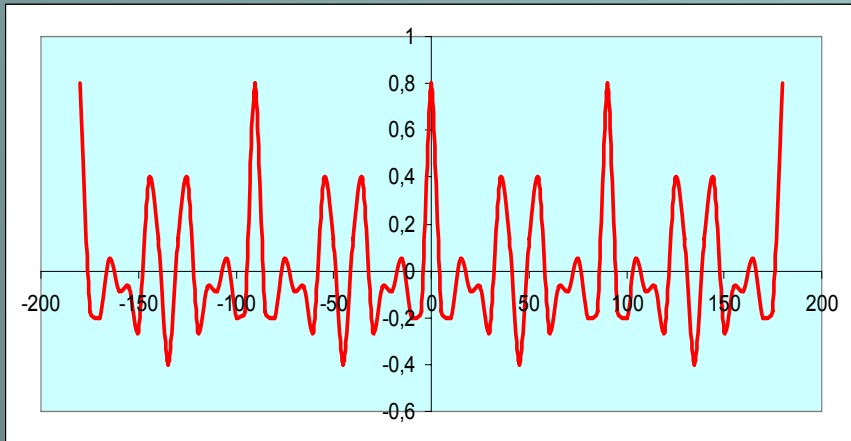
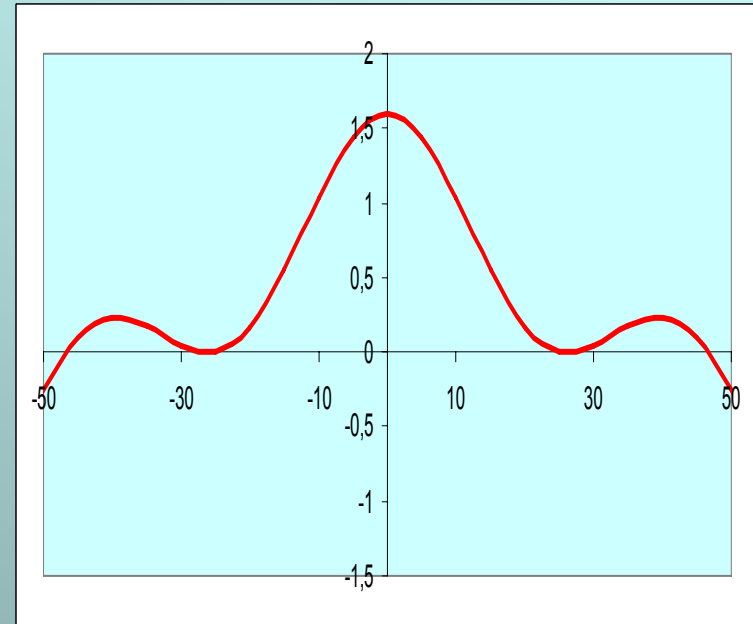
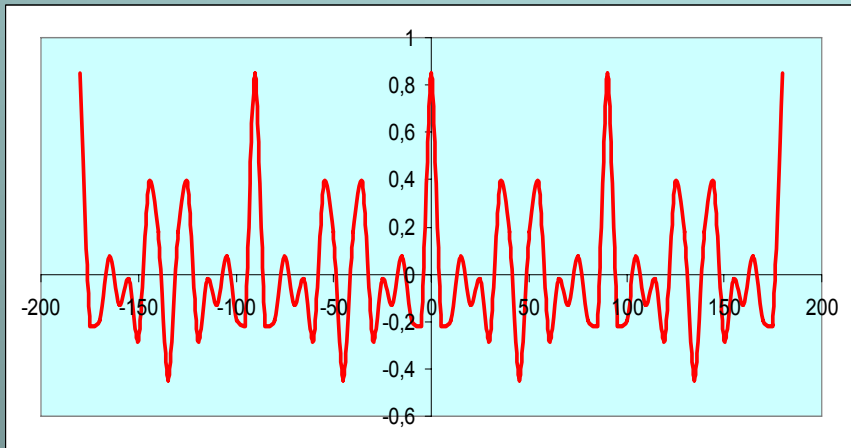
sygnał dyskretny

$$C_{xy}(\tau) = \sum_{k=1}^{n-\tau} x_k y_{k+\tau} \quad \tau \leq \frac{n}{2}$$

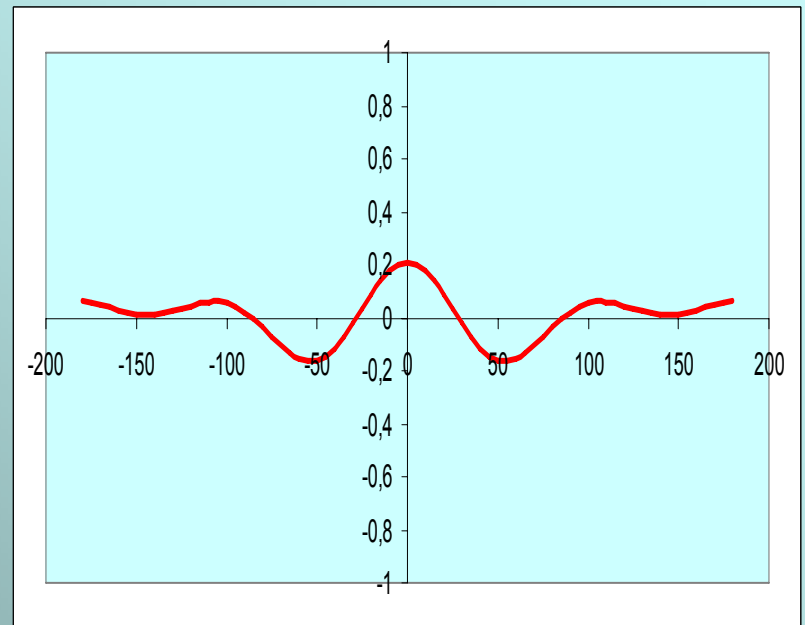
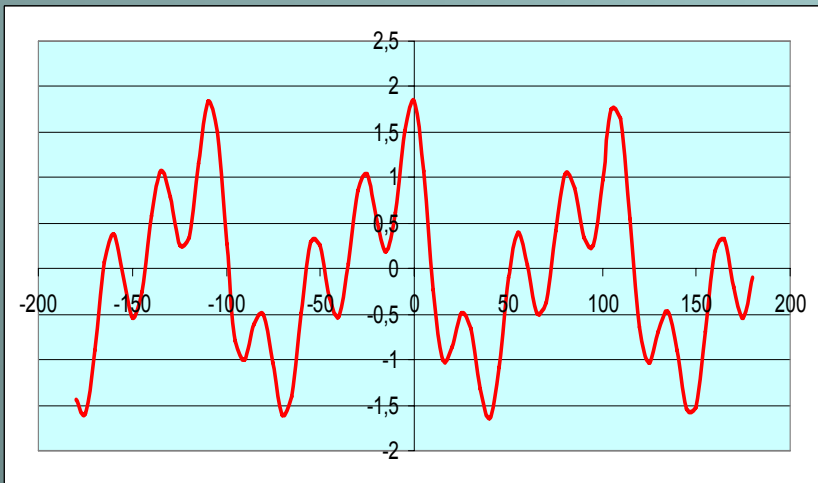
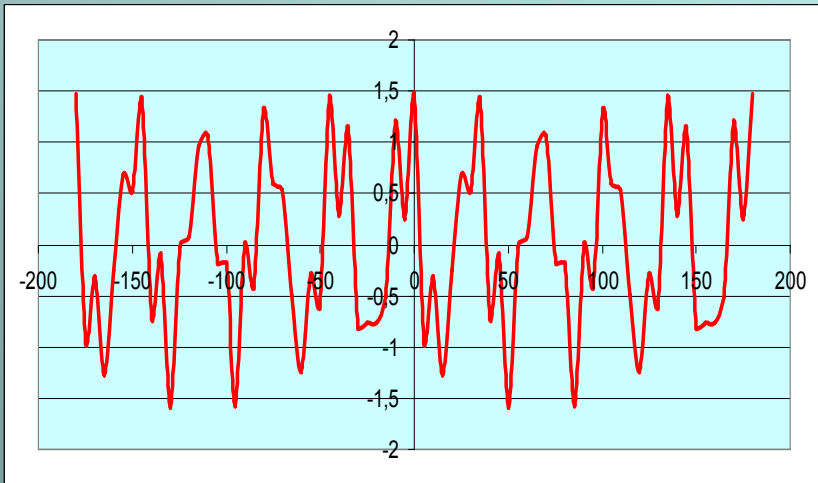
$$C_y(\tau) = \sum_{k=1}^{n-\tau} y_k y_{k+\tau} \quad \tau \leq \frac{n}{2}$$

Funkcja korelacji krzyżowej jest miarą podobieństwa sygnałów.

Dwa podobne sygnały dają wyraźny pik funkcji $C(\tau)$ dla $\tau \rightarrow 0$.



Dla zupełnie odmiennych sygnałów funkcja $C(\tau)$ jest prawie wszędzie bliska zeru



Filtracja sygnałów

Jednym z ważnych pojęć w przetwarzaniu sygnałów geofizycznych jest stosunek sygnału do szumu (SNR). Jeśli stosunek ten jest mały filtracja jest najlepszym sposobem wydzielenia sygnału użytecznego.

Filtracja sygnału jest najprostsza do przeprowadzenia w domenie częstotliwości poprzez konwolucję widma sygnału odebranego z widmem filtra.

Filtry częstotliwościowe dzielimy na:

- dolnoprzepustowe
- górnoprzepustowe
- pasmowe
- wycinające

Charakterystyki amplitudowo - częstotliwościowe filtrów



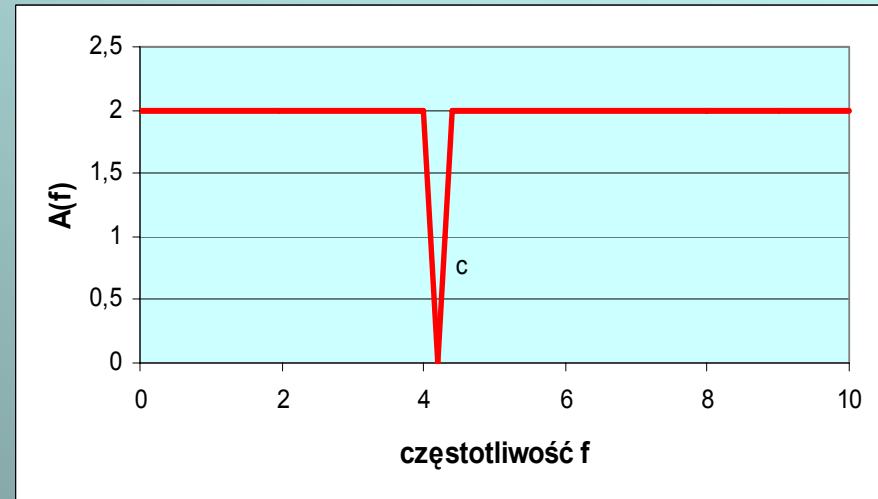
filtr górnoprzepustowy



filtr dolnoprzepustowy



filtr pasmowy



filtr wycinający