

## Monitoring tąpnięć kopalnianych na podstawie odcinkowej analizy korelacyjnej i widmowej zapisu drgań sejsmicznych

**Streszczenie:** Autorzy w publikacji analizują rzeczywistą realizację drgań tąpnięć kopalnianych (o czasie trwania 8,2 s), otrzymaną ze stacji sejsmicznej LGOM. Realizację podzielono na siedem odcinków (po 1,2 s), z których wyestymowano funkcje autokowariancji i gęstości widma mocy. Przykład analizy otrzymanych charakterystyk zestawiono na rysunkach 1–7. Bazując na analizie rozkładu widma drgań w dyskretnym (po czasie) zbiorze estymat charakterystyk i parametrów (moc widma, struktura częstotliwościowa widma, wariancja z realizacji odcinkowych), zaproponowano metodologię i narzędzia do badań porównawczych tąpnięć kopalnianych w postaci kart atlasu tąpnięć dla LGOM.

**Słowa kluczowe:** tąpnięcia kopalniane, analiza sygnałów.

### **Monitoring of mining bounces on the basis of sectional correlational and spectral analysis of seismic vibrations**

**Summary:** In this publication the authors have analysed the real mining bounces signal (of 8.2 sec. duration) received from the LGOM seismic station. The signal was divided into 7 segments (of 1.2 sec. duration each) from which the auto covariance and the spectra energy density functions were estimated. The sample results of the characteristic analysis are presented in Figs.1–7. On the basis of spectral density analysis of the oscillation spectrum in discrete (in time) set of estimates of the characteristics and parameters (spectral power, spectrum frequency structure, segment realizations variance) there was suggested a metrology and tools for comparative study of mining bounces in the form of the bounces atlas sheets for LGOM region.

**Keywords:** mining bounces signal, vibration analysis.

## 1. Wprowadzenie i cel opracowania

Jak dotąd stacje sejsmiczne podają do publicznej wiadomości dane dotyczące intensywności zarejestrowanych trzęsień ziemi, posługując się przy określaniu wielkości drgań sejsmicznych skalą Richtera [2], znaną od 1935 r. Jest to pomiar maksymalnej amplitudy mierzony w mikronach ( $1 \mu m = 10^{-6} m$ ) Stopień w skali Richtera jest wykładnikiem

logarytmu dziesiętnej tej liczby mikronów. Wprawdzie w 1964 r. w Paryżu UNESCO jako przedstawiciel ONZ przyjęło skalę MSK-64 [1], którą w ciągu 10 lat (zgodnie z wymogami) ratyfikowały wszystkie zainteresowane kraje (wśród nich w 1974 r. Polska), ale nadal stosowane są powszechnie stopnie Richtera, a nie stopnie intensywności wg maksymalnej wartości przyspieszenia drgań, jak podaje skala zalecana przez UNESCO. Zdarzają się takie wstrząsy sejsmiczne i drgania nimi wywołane, przynoszące wiele szkód, które narastają w czasie ich trwania. Są to wstrząsy pochodzące od wulkanów czynnych lub wygasłych, które „ożywają”, znajdujących się zarówno na lądzie, jak i pod wodą. Wydaje się jednak, że pomiar jednej maksymalnej amplitudy wstrząsu to zbyt mało. Proponujemy uwzględnić cały przebieg drgań, wyznaczać jego moc i energię. Autorzy pragną sprawdzić podaną metodę pomiaru mocy drgań na rzeczywistym, a nie teoretycznym przebiegu amplitudy drgań sejsmicznych, które zmierzono w warunkach rzeczywistych. Ponieważ Polska leży w obszarze asejsmicznym, mamy do dyspozycji tylko drgania zarejestrowane w czasie tąpnięć kopalnianych występujących w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym. Należy tu zaznaczyć, że każdy wybuch wulkanu czy trzęsienie ziemi są poprzedzone wstępnymi wstrząsami, które mogą trwać nawet dwa-trzy dni, co nie występuje przy tąpnięciach kopalnianych. Opracowana metoda określająca moc drgań rejestrowanych przez czujniki sejsmiczne może w dużym stopniu pomóc w monitoringu takich wybuchów. Odpowiednie oprogramowanie analizujące na bieżąco zarejestrowane drgania może ocenić zbliżające się zagrożenie. Prowadzone są liczne badania nad zagadnieniami związanymi z tąpnięciami w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, jak i Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym. Dotyczą one metod wskaźnikowych opracowanych na podstawie przedniszczeniowych charakterystyk naprężeniowo-odkształceniowych [7].

## 2. Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy (LGOM)

Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy (LGOM) to obszar przemysłowy w województwie dolnośląskim, w pięciu jego powiatach: głogowskim, polkowickim, lubińskim, legnickim i mieście Legnica. Jest to jeden z największych ośrodków wydobywania miedzi na świecie i największy w Polsce. Zamieszkuje go prawie pół miliona mieszkańców. LGOM znajduje się na Nizinie Śląskiej i na Wzgórzach Dalkowskich, w środkowej części północnego obszaru województwa. Przepływają przez niego dwie duże rzeki – Odra, nad którą leży Głogów, i Kaczawa z leżącą nad nią stolicą LGOM-u, Legnicą, liczącą ponad 100 tys. mieszkańców. Miasta Lubin i Głogów liczą po ok. 70 tys. mieszkańców, a Polkowice ponad 20 tys. Wszystkie te cztery miasta rozciągają się z południa na północ w odległości ok. 20 km od siebie [2, 5, 6]. Pokłady miedzi w Polsce (LGOM) powstały w erze proterozoicznej, czyli w okresie od 520 do 185 mln lat temu, w ostatnim, szóstym okresie tej ery, zwanym permem (od miasta rosyjskiego Perm). Perm występował od 210 do 185 mln lat temu. Po nim nastąpiła era mezozoiczna z trzema okresami – triasem, jurą, kredą. W interesującym nas permie ziemie

polskie były zalane morzem. W morzu tym gromadziły się osady soli potasowych, soli kuchennej, miedzi, ołowiu czy cynku. Złoża miedzi odkryte zostały w 1957 r. (dr Jan Wyżykowski, prof. Józef Zwierzycki i inni). Złoża te oprócz miedzi zawierają domieszki srebra, niklu, kobaltu, molibdenu, wanadu, cynku i ołowiu [2]. W LGOM istnieją kopalnie: Lubin, Rudna, Polkowice-Sieroszowice, a także zakłady wzbogacania rudy. Zbudowano huty miedzi w Legnicy i Głogowie (Żukowice). LGOM to największy państwowy ośrodek przemysłowy, największy skarb narodowy w dzisiejszej Polsce.

### 3. Tąpnięcia kopalniane w LGOM

Tąpnięcia albo tąpnięcia są to podziemne wstrząsy z odgłosami, spowodowane pękaniem mocnych, sprężystych skał. Wywoływane są naruszeniem równowagi sił w skałach górotworu wskutek eksploatacji złóż (tąpnięcia stropowe) lub ruchów tektonicznych (tąpnięcia tektoniczne). Są one przyczyną powstawania zawałów [2]. Zawałem nazywamy zawalenie się stropu (górnego) wierzchniej powierzchni wyrobiska, spowodowane przekroczeniem wytrzymałości skał i obudowy kopalnianej pod wpływem ciśnienia górotworu [2]. Występuje ono samorzutnie lub powodowane jest celowo przez górników poprzez kontrolowane usuwanie obudowy w eksploatowanym górotworze [2]. Górotworem nazywamy utwory skalne skorupy ziemskiej, w której prowadzone są roboty górnicze [2]. Wyrobisko w przekroju poprzecznym ma cztery ściany: górną – zwaną stropem, dolną – zwaną spągami i dwie boczne – zwane ociosami. Przed zawaleniem (zawałem) zabezpiecza się je, budując obudowę. Nie tylko w LGOM, ale i w całym kraju występują tąpnięcia przy wydobywaniu rud i węgla. Według dostępnych materiałów w okresie od stycznia 2005 do czerwca 2016 r. było ich kilkanaście o sile od 2,9 do 4,7 stopni wg skali Richtera, co odpowiada maksymalnej amplitudzie mierzonego drgania od 0,8 do 50 mm. Najsilniejsze z nich, o sile 4,7 stopni Richtera, wystąpiło w Oddziale Zakładów Górniczych Rudna 19 marca 2013 r. o godz. 22.09. Epicentrum zlokalizowano na obszarze Polkowice–Lubin–Głogów [5]. Zwykle czas trwania wstrząsów wywołanych tąpnięciami wynosi od 2 do 8–10 s. Tąpnięcia kopalniane wyrządzają duże szkody w terenie zurbanizowanym (pęknięcia, zawalenia itp.), jeżeli wyrobiska są pod miastami (np. kopalnie węgla na Śląsku). Ocenia je Górnicza Skala Intensywności GSI-2004-V, obowiązująca obecnie w LGOM [1]. Tąpnięcia kopalniane są wynikiem działalności człowieka (wydobywanie kopaliny) i w odczuciu zwykłych ludzi ich szkodliwość jest mniejsza od szkodliwości trzęsień skorupy ziemskiej wywołanych przez naturę.

### 4. Trzęsienia ziemi

Trzęsienie ziemi powstaje przez gwałtowne rozładowanie naprężeń w skorupie ziemskiej związane z ruchem warstw skalnych. Najwięcej, bo ok. 90% wszystkich trzęsień stanowią trzęsienia tektoniczne skorelowane z ruchem mas skalnych wzdłuż uskoku,

połączonym z globalnymi ruchami płyt tektonicznych. Nagromadzenie naprężeń jest przeważnie wynikiem zablokowania ruchu skał wzdłuż tego uskoku na granicy płyt tektonicznych [6]. Uwalniana przy tym energia rozchodzi się w postaci fal sejsmicznych. Część tych fal dociera na powierzchnię ziemską jako fala powierzchniowa powodująca zniszczenia. Pozostała część energii zamienia się na ciepło i deformuje skały [6]. Miejsce, gdzie zapoczątkowane zostało to gwałtowne uwolnienie energii na powierzchni uskoku, nazywamy ogniskiem trzęsienia ziemi lub hipocentrum. Jest to pewna powierzchnia uskoku. Rzut jej na powierzchnię Ziemi nazywa się epicentrum. Położona jest ona bezpośrednio nad ogniskiem trzęsienia ziemi [2].

Do epicentrum najszybciej docierają fale sejsmiczne rozchodzące się z hipocentrum we wszystkich kierunkach. To tu przeważnie występują największe zniszczenia i drgania o największych wartościach, jakie można odczytać ze skali Richtera [1]. Skala ta, przyjęta na sesji Europejskiej Komisji Sejsmologicznej w Paryżu [5], używana jest w Europie od 1964 r. do chwili obecnej.

Uwalniana z hipocentrum energia rozchodzi się w postaci fal sejsmicznych. Są to:

- fale P (podłużne), które przenoszą się w ciałach stałych (uskokach) i w cieczach (jądro ziemskie), docierają najszybciej na powierzchnię Ziemi (epicentrum), przy czym pokonują nieraz całe wnętrze ziemskie,
- fale S (poprzeczne), które przenoszą się tylko w ciałach stałych (skałach), są wolniejsze od podłużnych, powodują ruch falisty skał (jak fale na morzu),
- fale powierzchniowe, które są najwolniejsze i powodują największe zniszczenia.

Wyróżnia się dwa rodzaje fal podłużnych:

- fale Rayleigha (przemieszczenia prostopadłe do gruntu),
- fale Love'a (przemieszczenia równoległe do gruntu) [6].

Trzęsienia ziemi, ze względu na przyczynę ich powstawania dzielimy na cztery grupy:

- tektoniczne (najczęstsze), będące wynikiem przesunięć wzdłuż powierzchni uskoków (ok. 90%),
- wulkaniczne, związane z erupcjami wulkanów, czyli opróżnieniem komór magmowych (ok. 7%),
- zapadliskowe (zapadowe), związane z obszarami krasowymi (ok. 2%),
- antropogeniczne, związane z działalnością człowieka (tąpania kopalniane itp., ok. 1%), omówione powyżej.

Ze względu na głębokość ogniska (hipocentrum) [6] można je podzielić na:

- płytkie, do 70 km pod powierzchnią Ziemi (ok. 85%),
- średnie, od 70 do 350 km (ok. 12%),
- głębokie od 350 do 700 km (ok. 3%).

Oprócz tego trzęsienia ziemi dzielimy na [6]:

- wstępne (słabe),
- zasadnicze (najsilniejsze),
- następcze (wtórne wstrząsy – słabsze).

Na całym świecie stacje sejsmiczne rejestrują ok. 100 tys. wstrząsów rocznie. Rejestruje się je za pomocą przyrządów zwanych sejsmometrami, a w przypadku graficznej rejestracji – sejsmografami. Trzęsienia powodują ogromne zniszczenia w naturze. Jak dotąd nie mamy skutecznych środków i sposobów, aby im zapobiegać. Monitoring wybuchów lądowych i podmorskich może jedynie ograniczyć zakres strat poniesionych w wyniku tego zjawiska.

## 5. Estymacja mocy drgań w czasie tąpnięcia

Do pomiaru drgań sejsmicznych służą czujniki składające się z masy sejsmicznej i podtrzymującej ją sprężyny. Sprężyna ma charakterystykę liniową określoną stałą sprężyny  $k$  w jednostkach SI [N/m]. Energia zarejestrowanych drgań równa się pracy wykonanej przez sprężynę podtrzymującą masę sejsmiczną. Każde wychylenie masy (ściśnięcie lub rozciągnięcie sprężyny) to praca wykonana siłą  $\Delta P$  na odpowiedniej drodze  $\Delta l$ . Stała  $k$  sprężyny to stosunek przyrostu siły  $\Delta P$  do wychylenia  $\Delta l$  podawana w jednostkach niuton na metr [N/m].

$$k = \frac{\Delta P}{\Delta l} = \frac{\Delta P}{A} \left[ \frac{N}{m} \right] \quad (1)$$

gdzie:

$A$  – amplituda przemieszczenia masy sejsmicznej,

$\Delta P$  siła przy przemieszczeniu  $A$ .

Stąd mamy:

$$\Delta P = k \cdot A \quad (2)$$

Praca sprężyny równa się energii, czyli:

$$\Delta L = \Delta E = \frac{1}{2} \Delta P \cdot \Delta l = \frac{1}{2} k \cdot A \cdot A = \frac{1}{2} k A^2 \left[ \frac{N}{m} m^2 = N \cdot m = J \right] \quad (3)$$

Moc  $M$  to wartość energii (pracy) w jednostce czasu, czyli:

$$M = \frac{E}{t} \left[ \frac{J}{s} \right]. \quad (4)$$

Chcąc wyznaczyć moc drgań sejsmicznych, musimy zarejestrowaną cyfrową realizację tąpnięcia rozłożyć na szereg geometryczny Fouriera. Estymaty amplitud składowych harmonicznym tego szeregu wyznaczamy, stosując np. szybką transformatę Fouriera (FFT) [17]. Otrzymane dwustronne, amplitudowe widmo rozpatrywanych drgań należy przetworzyć na jednostronne [1, 3, 8]. Moc drgań harmonicznym będzie polem pod wykresem jednostronnej gęstości widma mocy, którą można wyestymować (zalecane) z funkcji autokorelacji realizacji odcinkowych [1, 3, 8, 10], stosując procedurę FFT (zalecane). Pole powierzchni pod wykresem gęstości widma mocy jest wariancją sygnału drgań opisującego proces tąpnięcia (tzw. składowa dynamiczna procesu tąpnięcia), która jest wartością funkcji autokowariancji (realizacji centrowanej) dla czasu równego zero. Wiedzę o procesie tąpnięcia można uzyskać z charakterystyk korelacyjnych i widmowych wyestymowanych z realizacji odcinkowych, przy spełnieniu wymogów co do podziału realizacji na odcinki (długość i miejsca rozdziału odcinków – realizacje odcinkowe – muszą się rozpoczynać i kończyć w punktach wartości średniej odcinka realizacji).

$$M = \frac{1}{2} k \int_0^{\infty} A_i^2 \cdot df_i \left[ \frac{N}{m} \cdot m^2 \cdot \frac{1}{s} = \frac{N \cdot m}{s} = W \right] = k \cdot \text{wariancja} \quad (5)$$

Aby otrzymać moc drgań sejsmicznych, należy:

- 1) z badanej realizacji (8,2 s) wyestymować funkcję autokowariancji,
- 2) estymatę funkcji autokowariancji transformować na płaszczyznę częstotliwościową przez zastosowanie transformaty Fouriera – otrzymamy wówczas estymatę pojedynczej widmowej gęstości mocy z ujawnioną strukturą prążków składowych widma mocy,
- 3) wyznaczyć widmo kwadratów amplitud w funkcji częstotliwości i go scałkować lub całkowanie zastąpić sumowaniem wg wzoru (6) [8]:

$$N = \sum_{i=0}^{\infty} N_i = \frac{1}{2} k \sum_{i=0}^{\infty} A_i^2 \cdot f_i \quad (6)$$

gdzie:

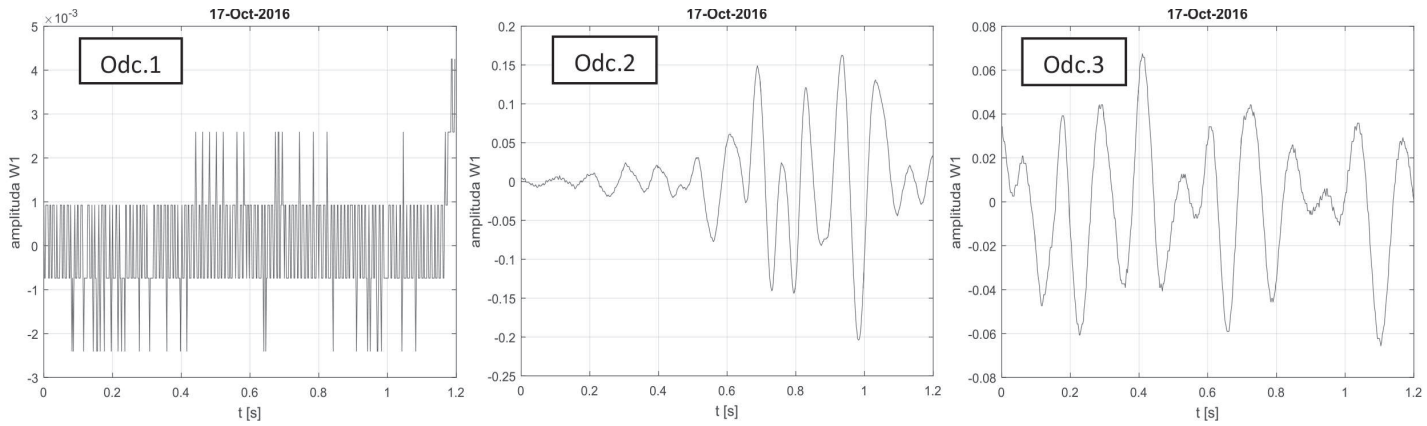
$k$  – stała sprężyny,

$A_i^2$  – kwadrat amplitudy uśrednionej  $i$ -tej harmonicznej widma drgań,

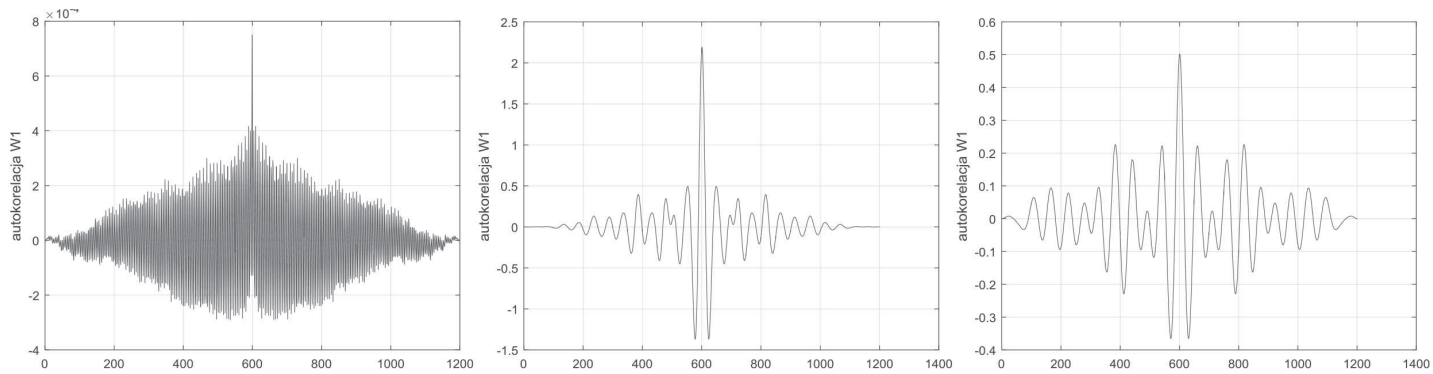
$f_i$  – częstotliwość  $i$ -tej harmonicznej w [Hz].

## 6. Przykład obliczenia mocy drgań tąpnięcia kopalnianego

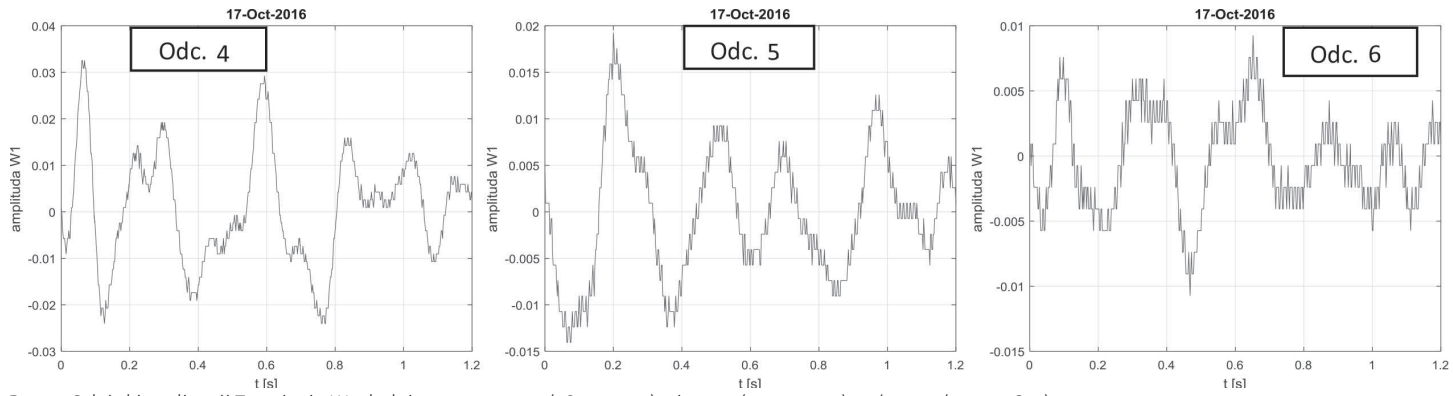
Zarejestrowany w stacji sejsmicznej LGZM szereg czasowy tąpnięcia W1 (rys. 1a) trwał ok. 8–10 s i zawierał 4096 liczb. Informacje o stałej  $k$  przyrządu (sejsmometru) i kroku próbkowania nie zostały podane. Z tego powodu nie będzie można podać mocy drgań (tąpnięcia) w [W]. Szereg czasowy W1 podzielono na siedem odcinków, w tym sześć odcinków, o wartości 600 jednostek każdy. Przyjmując stały krok próbkowania  $\Delta t = 0,002$  s, czas trwania całej realizacji wynosi ok.  $T_r = 8,2$  s, zaś realizacji odcinkowej  $T_o = 1,2$  s. Częstotliwość próbkowania  $f_p = 1/0,002 = 500$  Hz.



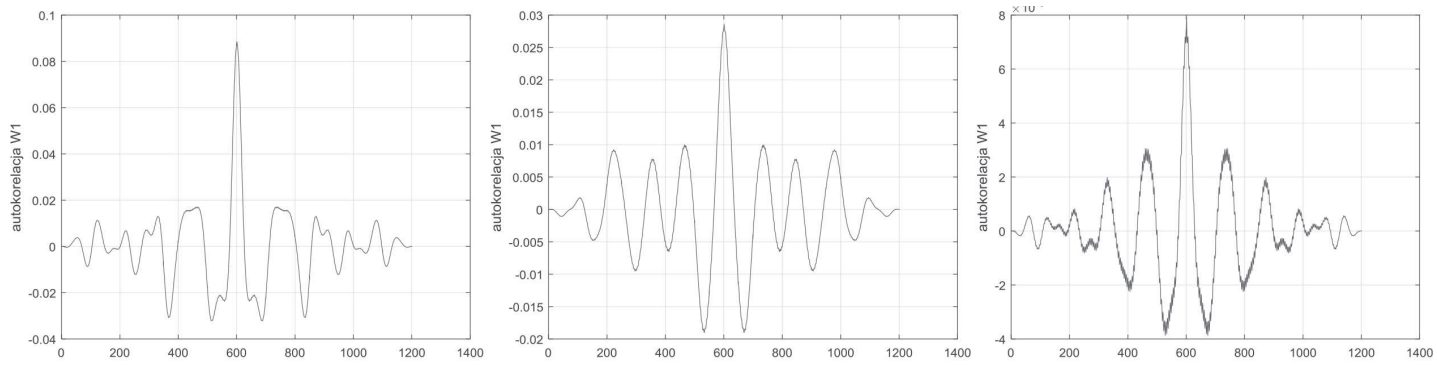
Rys. 1. Odcinki realizacji Tąpnienia W1, kolejno: pierwszy (2–602), drugi (600–1200), trzeci (1200–1800)



Rys. 2. Estymaty funkcji autokowariancji odcinków: pierwszego (strona lewa), drugiego (środkowy), trzeciego (strona prawa) realizacji W1

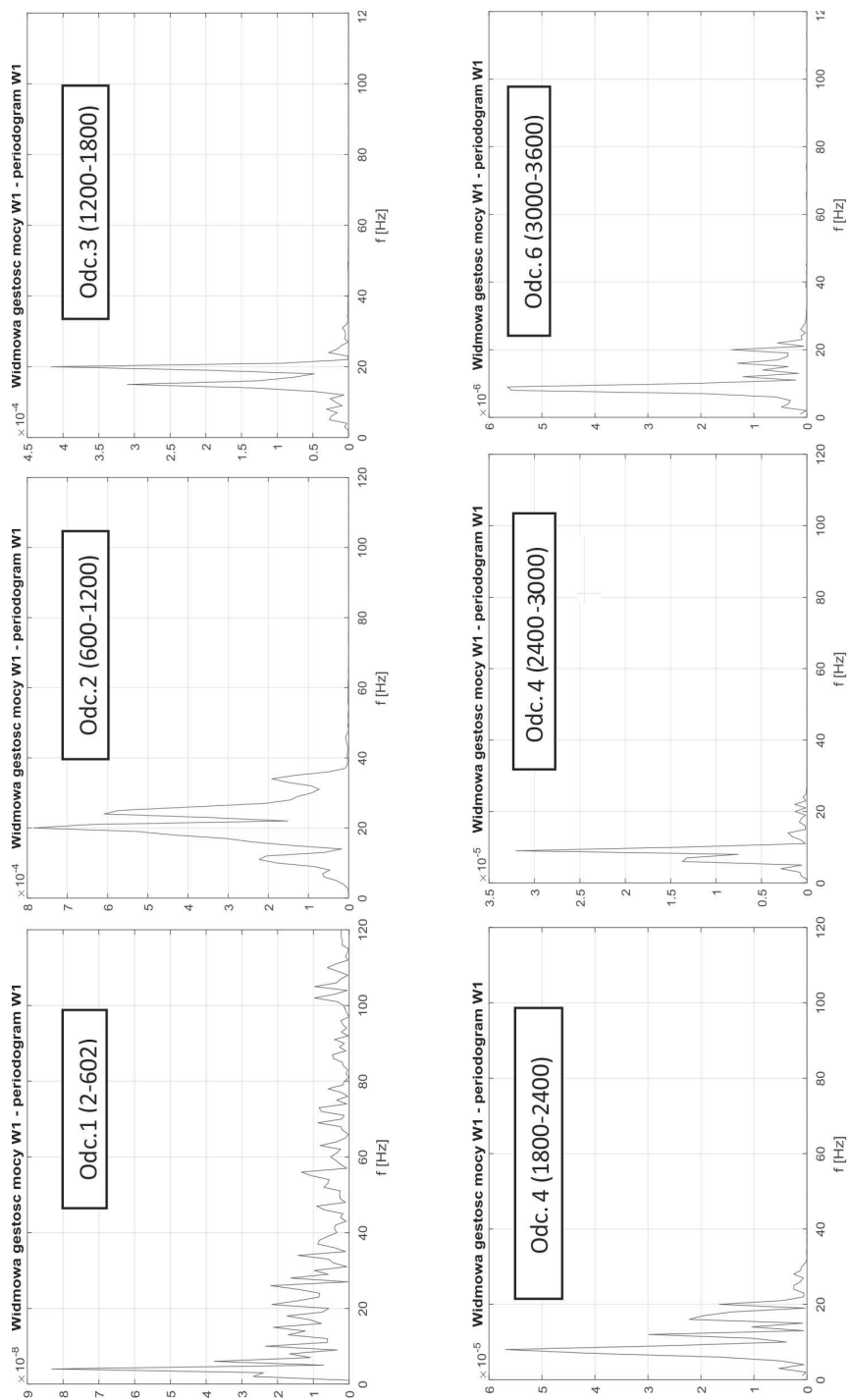


Rys. 3. Odcinki realizacji  $W_1$ , kolejno: czwartego (1800–2400), piątego (2400–3000), szóstego (3000–3600)

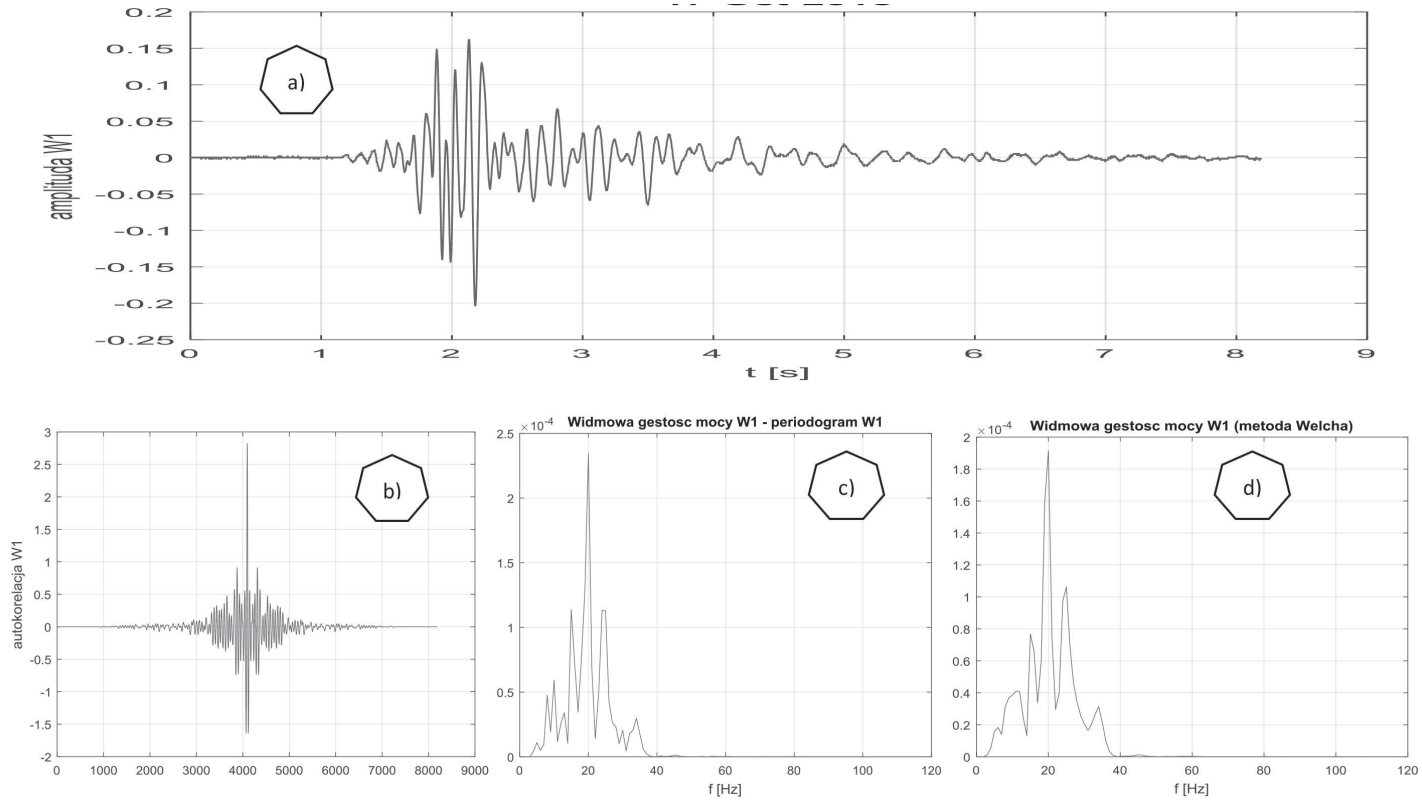


Rys. 4. Estymaty funkcji autokowariancji odcinków: czwartego (strona lewa), piątego (środkowy), szóstego (strona prawa) realizacji  $W_1$



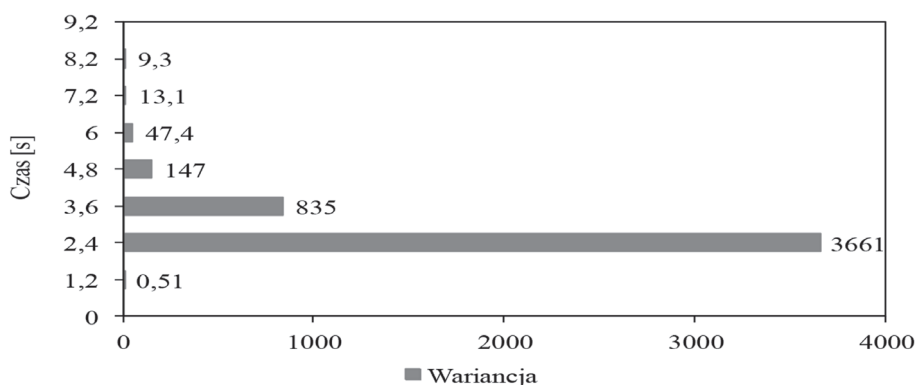


Rys. 5. Estymaty widmowej gestosci mocy liczone z kolejnych odcinkow (1,2 s) realizacji Tąpnięcia W1 (okres próbkowania  $\Delta = 0,002$  s)



Rys. 6. Przykładowe opracowanie karty „Atlasu Tąpnięć” z realizacji  $W1$ : a) realizacja  $W1$  o czasie trwania ok. 8,2 s, b) estymata funkcji autokorelacji, c) estymata widmowej gęstości mocy liczona metodą FFT, d) estymata widmowej gęstości mocy liczona metodą Welch

Zgodnie z twierdzeniem Shannona częstotliwość górna graniczna (Nyquista)  $F_N = 250$  Hz, częstotliwość dolna dobrze rozróżnialna  $f_d = 1/T_o = 0,83$  Hz. Na rysunku 1b, c, d, e przedstawiono wyestymowane funkcje autokowariancji, widmowej gęstości mocy liczonej z funkcji autokowariancji oraz widmowej gęstości mocy liczonej algorytmem Welch'a [12, 20]. Na podstawie charakterystyk widmowych określa się częstotliwości charakteryzujące tąpnięcie. Są to: 20 Hz – o maksymalnej mocy, ok. 5 Hz – najniższa i ok. 35 Hz – najwyższa. Tak więc zakres skali częstotliwościowej widmowej gęstości mocy liczonej z odcinków po 1,2 s jest dobrany poprawnie. Z rysunków 1c, d, e wynika, że można zawęzić zakres częstotliwościowy nawet do 60 Hz, co stwarza możliwość liczenia charakterystyk widmowych z odcinków o długości  $T_o = 0,6$  s, co daje  $f_d = 1/0,6 = 1,66$  Hz  $< 5$  Hz. Zastosowanie odcinka realizacji o takiej długości zwiększy liczbę punktów na wykresie  $Moc = f(\text{czas})$  z rysunku 7. Na rysunkach 2, 3, 4, 5 zestawiono (w celu łatwego porównania) funkcje korelacji, widmowe gęstości mocy liczone z realizacji odcinkowych (1, 2 s). Można zauważyć różnicę pomiędzy charakterystykami z całej realizacji tąpnięcia a poszczególnymi wykresami z realizacji odcinkowych. Dalsze badania realizacji tąpnięć należy ustawić pod kątem szukania związków pomiędzy charakterystykami widmowymi z realizacji (modelami nieparametrycznymi procesu tąpnięć) a właściwościami ośrodka propagacji fal sejsmicznych.



Rys. 7. Zmiana mocy widma z upływem czasu realizacji tąpnięcia wyrażona wartościami wariancji realizacji odcinkowych

## 7. Aplikacja proponowanej metody do estymacji mocy drgań sejsmicznych wulkanów lądowych i podmorskich

Moc drgań sejsmicznych można wyznaczyć na podstawie każdego rodzaju wstrząsów skorupy ziemskiej. Można ją wyznaczyć dla wszystkich rodzajów trzęsień ziemi (tektonicznych, wulkanicznych, zapadliskowych i antropogenicznych). Wstrząsy sejsmiczne są dwójakiego rodzaju, w zależności od ich przyczyny. Jedne są wywołane siłami natury, a drugie, działalnością gospodarczą człowieka [1]. Do pierwszej grupy zaliczamy wstrząsy tektoniczne (stanowiące 90% wszystkich trzęsień), wulkaniczne (7%) oraz zapadliskowe (2%).

Tylko 1% wstrząsów (wstrząsy antropogeniczne) stanowią te, wywołane przez człowieka (wstrząsy kopalniane, próbne wybuchy bomb atomowych itp.) [6]. Zainteresowanie rejestracją drgań sejsmicznych sięga połowy XIX w., a szybki rozwój tej dziedziny wiedzy przypada na XX w. Do określenia intensywności trzęsień ziemi najlepiej nadawały się stopnie wprowadzone w 1935 r. przez Charlesa Richtera, stosowane powszechnie do dzisiaj ze względu na łatwość posługiwania się nimi. W międzyczasie zaproponowano inne skale intensywności trzęsień ziemi, jak: skala Mercallego (pomiar maksymalnej amplitudy przyspieszeń), skala MSK-64, zalecana przez UNESCO (pomiar maksymalnej amplitudy przyspieszeń w skali siedmiostopniowej), Górnicze Skale Intensywności (pomiar maksymalnej amplitudy prędkości drgań poziomych) [1].

Skala intensywności trzęsień ziemi stworzona przez Richtera ma już ponad osiemdziesiąt lat. Od czasów jej powstania rozwinęła się technika zapisu sygnałów oraz gromadzenia danych, jak i ich przetwarzania. Obecnie, przy użyciu szybkich komputerów możemy wykonywać obliczenia na zarejestrowanych sygnałach w czasie rzeczywistym. Tak więc szybkie przesłanie sygnałów zarejestrowanych drogą kablową czy radiową przy jednoczesnym dysponowaniu specjalistycznym oprogramowaniem daje gwarancję wyznaczenia charakterystyk amplitudowych, gęstości widmowych, które pozwalają przeprowadzić obliczenia mocy drgań i jej zmian podczas wstrząsu, np. w czasie trwania trzęsienia ziemi. Zaproponowana metoda pomiaru mocy drgań może być szczególnie przydatna przy erupcji wulkanów lądowych i podmorskich, ponieważ drgania takie trwają stosunkowo długo, można więc śledzić zmiany mocy drgań w sposób ciągły. Krótsze przebiegi drgań sejsmicznych (tektonicznych, zapadliskowych czy antropogenicznych) również pozwalają na pomiar ich mocy, ale do monitoringu celem ostrzeżenia już się nie nadają, bo nie można przewidzieć, kiedy wystąpią.

## 8. Zastosowanie proponowanej metody do monitoringu wybuchów wulkanów na lądzie i pod wodą

Do monitorowania nadają się tylko wulkany lądowe oraz podmorskie, czynne lub uśpione. Emitowane przez nie drgania stanowią ok. 7% wszystkich drgań sejsmicznych. W pobliżu tych wulkanów są rozmieszczone stacje sejsmiczne z urządzeniami do automatycznej rejestracji i teledacji danych do ośrodków nadzorujących. Inteligentne czujniki drgań, przemieszczeń, przyspieszeń zakotwiczone są w gruncie lub w skałach. Wyposażone są w układy przetwarzające wielkości fizyczne, analogowe na elektryczne sygnały cyfrowe. Procesem pomiarowym steruje jednostka centralna w stacji sejsmicznej, która określa parametry przetwarzania (częstotliwość próbkowania, zakres, liczbę próbek) i tryb pracy czujników (start/stop, kalibracja, diagnostyka, inne). Wyniki pomiarów są pobierane i przechowywane w czujnikach do momentu odpytania przez stację sejsmiczną. Czujniki, stacje sejsmiczne, stacja dyspozytorska tworzą razem cyfrowy system o rozproszonej inteligencji

(DCS), którego podstawowym zadaniem jest sterowanie pomiarem drgań i akwizycja danych, a następnie wykrywanie i monitorowanie obszaru zagrożeń erupcją wulkaniczną.

Zapisy drgań rejestrowanych na nośnikach elektronicznych stanowią bank danych do analizy. Wszystko to tworzy tzw. historię wulkanu, która jest potrzebna do monitoringu ostrzegawczego. Zanim wybuchnie wulkan, występują narastające drgania ziemi. Na przykład znany wulkan Wezuwiusz w 79 r. n.e. wybuchł po trzech dniach silnych, coraz to bardziej intensywnych, wstrząsów. Proponowana metoda monitoringu wybuchów wulkanów nie wymaga żadnych inwestycji (budowlanych, sprzętowych itp.). Należy tylko dysponować odpowiednim oprogramowaniem i mieć możliwość przetestowania układu. W trakcie testowania metody musimy sięgnąć do historii wulkanu, który jest przedmiotem badań. Zapoznanie się z historią pozwoli nam oszacować wartość mocy drgań, gdy wulkan zaczął wybuchać i stał się niebezpieczny dla ludzi i środowiska. W krajach, które mają czynne wulkany (Rosja, Indonezja, USA) zapisy takie istnieją i można je wykorzystać. Proponowana metoda ciągłego pomiaru mocy drgań sejsmicznych umożliwia automatyczne powiązanie stacji sejsmicznych z ośrodkami informacji (telewizja, radio). Byłby to monitoring non stop, ponieważ stacje seismologiczne pracują ciągle. Dzisiaj, przy zaawansowanej technice informatycznej, możemy dokonywać analiz w czasie rzeczywistym. Czas opóźnienia komunikatu powinien być możliwie krótki. Cały proces informowania społeczeństwa, aż do wybuchu wulkanu, należy podzielić na 5–7 stopni zagrożenia erupcją, podając na każdym stopniu siłę wstrząsów w skali Richtera i moc drgań w watach. Ostatecznie komunikat powinien być uzupełniony o podanie wartości liczbowej mocy drgań.

## 9. Uwagi końcowe

Można sformułować następujące uwagi i wnioski:

1. Użycie nowoczesnych narzędzi informatycznych (MATLAB, LabVIEW) i modułów elektronicznych do akwizycji i analizy sygnałów – tąpnięć kopalnianych – daje szansę na poprawę bezpieczeństwa pracy służb górniczych.
2. Ciągły monitoring wybranych miejsc LGOM zagrożonych szkodami górniczymi poprzez pomiar i dokumentowanie (atlas tąpnięć) parametrów i charakterystyk wstrząsów (drgań) i określenie ich mocy w czasie tąpnięcia pozwoli na porównywanie ich między sobą w LGOM i w kopalniach węgla w Polsce.
3. Analiza korelacyjna i widmowa dyskretnych szeregów czasowych z sześciu równych, kolejnych realizacji odcinkowych (po 600 liczb, każda pomnożona przez 0,002 s daje 1,2 s) wykazała (rys. 2, 3) zmienność struktur widmowych gęstości mocy (amplitudy, częstotliwości) z upływem czasu realizacji tąpnięcia i zmienność mocy drgań ( $k \cdot \delta^2$ ) w przyjętych odcinkach czasowych, prezentowana przez  $\delta^2$  (wariancję przemieszczeń).
4. Analiza ciągłego monitoringu tąpnięć kopalnianych daje w efekcie dwa wykresy: rozkład mocy drgań w kolejnych odcinkach czasowych realizacji tąpnięcia i zmiany struktury

(wartości amplitud i częstotliwości) charakterystyki widmowej w czasie. Pozwala to również na konstruowanie algorytmów do generacji ostrzeżeń przed wybuchami wulkanów lądowych i podmorskich na podstawie analizy obrazów z kolejnych okienek czasowych pobieranych (co np. 1 s), opracowywanych i zapisywanych lub kasowanych realizacji.

## Literatura

1. Piesiak S., Jamroziak K., Jarguliński W., *Identyfikacja wybuchów podziemnych i tąpnięć kopalnianych na podstawie pomiarów widm i energii zarejestrowanych drgań*, „Zeszyty Naukowe DWSPiT. Studia z Nauk Technicznych”, nr 4, 2015, Polkowice, s. 205–215.
2. *Wielka Encyklopedia Powszechna PWN*, Warszawa 2001–2005.
3. Trajdos-Wróbel T., *Matematyka dla inżynierów*, WNT, Warszawa 1965.
4. Bobrowski Cz., *Fizyka – krótki kurs dla inżynierów*, WNT, Warszawa 1978.
5. Internet, *Tąpnięcia w Polsce. Największe tąpnięcia w Polsce odczuwalne na powierzchni*.
6. Internet, *Wikipedia*, wolna encyklopedia.
7. Bukowska M., *Wskaźnikowe metody oceny skłonności do tępnięć Skał i górotworów*, „Prace naukowe GiG. Górnictwo i Środowisko”, nr 2, 2005, s. 95–107.
8. Gryz G., Jarguliński W., Balawender T., *Badania drgań wymuszonych w podłożu gruntowym*, „Wojskowy Przegląd Techniczny”, nr 11, 1974, s. 23–26.
9. Jarguliński W., *Analiza możliwości wykorzystania drgań podłoża gruntowego w technice mineńskiej*, „Biuletyn Naukowo-Metodyczny”, Wyższa Szkoła Oficerska Wojsk Inżynieryjnych im. gen. Jakuba Jasińskiego, Wojskowy Instytut Techniki Inżynieryjnej, artykuły nr 2/81, s. 127–132.
10. Kulisiewicz M., Piesiak S., *Metodologia modelowania i identyfikacji mechanicznych układów dynamicznych*, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław 1994.
11. Osiński Z., *Teoria drgań mechanicznych*, PWN, Warszawa 1979.
12. Blackman R. B., Tukey J. W., *Measurement of power spectra from the point view of communications engineering*, cz. 1, „Bell Technical Journal”, nr 37 (1), 2013.
13. Piesiak S., *Identyfikacja układów mechanicznych w dziedzinie nieliniowych i zdegenerowanych modeli dynamicznych*, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław 2003.
14. Roberts J. B., Spanos P. D., *Random vibration and statistical linearization*, Wiley, Chichester 1990.
15. Otnes R. K., Enochson L., *Analiza numeryczna szeregów czasowych*, WNT, Warszawa 1978.
16. Sradomski W., *MATLAB – praktyczny podręcznik modelowania*, Helion, Gliwice 2015.
17. Tłaczała W., *Środowisko LabVIEW™ w eksperymencie wspomaganym komputerowo*, WNT, Warszawa 2014.
18. Tarski Ł., Kornowski J., *Prognoza zagrożenia tąpnięciem na podstawie prognozy energii wstrząsu i znanych warunków lokalnych*, „Górnictwo i Geologia”, t. 6, z. 3, 2011.
19. Lyons Richard G., *Wprowadzenie do cyfrowego przetwarzania sygnałów*, WKiŁ, Warszawa 2010.
20. Osowski S., Cichocki A., Siwek K., *MATLAB w zastosowaniu do obliczeń obwodowych i przetwarzania sygnałów*, Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa 2006.