Uniwersytet Śląski w Katowicach Wydział Nauk Przyrodniczych w Sosnowcu Instytut Nauk o Ziemi

ROZPRAWA DOKTORSKA

Związki widma H/V drgań skrętnych i translacyjnych z przypowierzchniowymi warunkami geologicznymi

mgr Dariusz Nawrocki

Promotor: prof. dr hab. Lesław Teper Promotor pomocniczy: dr hab. Maciej Mendecki prof. UŚ

Sosnowiec 2025

Niniejszym pragnę złożyć podziękowania panu prof. dr hab. Lesławowi Teperowi, panu prof. dr hab. Grzegorzowi Mutke, panu dr hab. Maciejowi Mendeckiemu za błyskotliwe uwagi i cenne wsparcie przy realizacji niniejszej rozprawy.

Spis treści

1. Abstract
2. Streszczenie
3. Lista publikacji
4. Inne publikacje, związane z rozprawą:14
5. Wprowadzenie
6. Teza i cele pracy
7. Drgania skrętne
7.1 Geneza drgań skrętnych 19
7.2 Mechanizm generacji drgań skrętnych w źródle wstrząsu
7.3 Rejestracja drgań skrętnych
7.4 Relacje skalowania
8. Zjawisko efektu lokalnego
8.1 Metoda H/V
8.2 Estymacja H/V dla zrotowanych składowych powierzchniowych
8.3 Stosunek H/V dla drgań skrętnych
8.4 Spektrum Fouriera
8.5 Spektrum odpowiedzi
9. Obszar badań
9.1 Budowa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego
9.2 Sejsmiczność Górnośląskiego Zagłębia Węglowego42
9.3 Miejsca prowadzenia obserwacji sejsmologicznej
10. Wyniki badań
10.1 Estymacja stosunku H/V dla drgań skrętnych i analiza wpływu amplifikacji na relacje skalowania
10.2 Analiza porównawcza wpływu wybranej metody spektralnej na estymacje krzywej H/V
10.3 Wpływ rotacji sygnałów horyzontalnych na estymowane spektrum H/V 55

11. Podsumowanie	
12. Spis literatury	
13. Spis obrazów	
14. Artykuły tworzące rozprawę doktorską	74
14.1 Artykuł I	74
14.2 Artykuł II	
14.3 Artykuł III	
15. Określenie wkładu pracy w powstanie publikacji	
15.1 Artykuł I	
15.2 Artykuł II	
15.3 Artykuł III	

1. Abstract

The conduction of the seismological observation is still related to recording the signals of the translational motions, which provide the analysis and research of the natural and induced seismicity. Apart from translational motions, the rotational motion is observed and recorded as a consequence of the natural (Igel et al. 2006; Igel et al. 2007; Liu et al. 2009; Schreiber et al. 2009; Wu et al. 2009; Igel et al. 2011; Brokešová & Málek, 2013; Brokešová & Málek, 2015; Salvermoser et al., 2017; Sbaa et al. 2017; Ringler et al. 2018, Perron et al. 2018) and induced seismicity (Kalab & Knejzlik, 2012; Kalab et al., 2013; Zembaty et al. 2017; Fuławka et al. 2020; Mutke et al. 2020, Nawrocki et al. 2024). However, the unequivocal mechanism of its generation is still unknown (Kozák, 2009). So far, the researches were performed by using empirical and synthetic data sets, and their target was connected with engineering and spectral aspects (Trifunac 2008; Falamarz-Sheikhabadi & Ghafory-Ashtiany, 2012 Basu et al. 2015; Falamarz-Sheikhabadi & Ghafory-Ashtiany 2015; Bońkowski et al. 2018; Bońkowski et al. 2019; Bońkowski et al. 2020; Guéguen et al. 2021; Guéguen & Astroga, 2021), the next step of the surveys should be investigating the soil-structure interactions. The site effect, defined by the amplification factor and resonance frequency, is connected with the mentioned soilstructure interaction and plays an important role in the amplitude of the motion amplifications (Finn Et al. 2004). The most known method of the parameters of the site effect estimation is the horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR) (Nakamura, 1989) method, named H/V, which is based on the estimation of the spectral ratio between horizontal and vertical components of the records. Applicability of such a method to estimate the site effect parameters of the rotational motion is possible, however, for the inversed ratio of the HVSR. In light of studies presented by Nawrocki et al. (2021), the approach's motivation is related to the direction of the propagation rotational components. Therefore, torsion, which is the vertical component of the rotation, refers to the horizontal components of the translations, while rocking, which describes the horizontal components of the rotation, refers to the vertical direction of the translational motions (Zembaty, 2006). Consequently, the new method is defined as torsion-to-rocking spectral ratio (TRSR) (Nawrocki et al., 2021). The wave part of the registered signals used in the HVSR and TRSR analysis should encompass only the S-wave part (Nakamura, 2000; Nakamura, 2019). The motivation for using the TRSR approach in the estimation rotational site effect is connected with the double-couple source mechanism, in which the rotational vibration's radiation pattern is similar to a shear wave (Suryanto, 2006). The double-couple focal mechanism is the necessary conditions, which allow to use of the mentioned approach of the rotational site effect estimation. Mainly, sources of the registered seismic events as an effect of the hard coal exploitations at the Uppear Silesian Coal Basin are characterized by a double-couple focal mechanism (Stec, 2006), which, after detailed analysis, allows for the estimation of the TRSR.

In the following dissertation, the 210 seismic events, which were localized in the USCB region, were analyzed to find: Relations of the H/V spectrum of the rotational and translational motion with the subsurface geological conditions.

The first step of the research was the estimation of the amplification spectrum for a rotational and translational motion for two seismic stations. For the first station, the conducted researchers obtained similar values of the resonance frequency for both motions, but for the second station, the results differed by 1.40 Hz. Explanation of that observation was thought that the strong fracturing presence at defined depth caused resonance of the rotational motion shallower than in case of the translational motions. Application of the estimated values of the amplification to estimate the models of the scaling relations shows that correction by the amplification reduces the value of the SH waves' phase velocity and gets closer to the values obtained from different geophysical surveys.

The next stage examined the differences between the H/V obtained using the Fourier Amplitude Spectrum (FAS) and response spectrum acceleration (RSA) method. A comparison of both approaches presented that the RSA method produced a lower amount of amplification peaks, but the comparison between rotational and translational results presented that the dimensions of the foundation where the sensors are mounted significantly influenced the torsion component, causing damping the amplitudes and precluding the TRSR estimation.

In the last step, the rotation of the time histories of the horizontal components of the rotational and translational motions and re-estimation of the amplification spectrum for each case of the rotation signals were carried out. The radar plots of the amplification variation presented circular and ellipsoidal path trajectory. Ellipsoidal path trajectory suggest local anisotropy of the surface geological layer occurrence and directional amplification effect; however, the circumstances' circular emptiness exists. The circular path trajectory were obtained for the first peak of the rotational amplification. In contrast, the ellipsoidal was noticed for the translations' first amplification peak and the rotations' second peak. The difference in the resonance frequency values between them reaches 3.00 Hz. Consequently, such a thesis can be put forward: the different geophysical layers may be responsible for rotational and

translational resonance, but it couldn't be excluded that defined geophysical layers can produce different levels of resonance for rotational and translational motions.

The results of the surveys which were carried out prove that rotational motion is affected by site effect, and obtained values of the parameters are different in comparison to the translational motions, which gives the motivation to conclude that the site effect of the rotational and translational motion is producing by geological layers, which occur on different depth levels.

The following conclusions were formulated during the research connected with that dissertation:

- 1. Different values of the resonance frequency of rotational and translational motions can affect the local anisotropy occurrence such as fractures and faults.
- 2. Differences in resonance frequency values do not have to be related to different depth levels of the layers, which are responsible for resonance generation.
- 3. The tendency to obtain different parameters of the site effect by rotational and translational motions does not exclude the generation of the resonance by the same geophysical layer.
- 4. The response spectrum method application allows for precise which of the amplification peaks is dominant.
- 5. The fundamental limitation of the amplification spectrum estimation of the rotational motion is the damping of the torsion component, which is related to the dimension of the foundation.
- 6. Estimating the scaling relations for the peak values corrected by an amplification effect allows for a more reliable estimation of the phase velocity value of the SH wave group in the subsurface layers.
- 7. The scaling relations, which assume a zero value of the b- component, allow to determine the model more accurately than in the opposite situation.
- 8. Analysis of the scaling relations presented an impact of the circumstances connected with the epicentral distance, seismic energy and damping on the measured peak rotational values. Consequently, the analysis should be performed separately for each station despite the similar values of the parameter.

The obtained results of the research constitute a multi-faceted contribution to the theoretical and practical knowledge, connected with the estimation of the site effect parameters of the rotational motion by using the TRSR method, dependencies between parameters values of the site effect of both motions or impact of the spectrum method estimation on the HVSR and TRSR results.

However, the presentation about the mechanism, which influenced the site effect parameter values of the rotational motions and an indication of the scaling relation model, which includes correction of the amplification, provides a starting point for subsequent scientific research consistent with the current work.

2. Streszczenie

Prowadzenie obserwacji sejsmologicznej wiaże się z rejestracją drgań translacyjnych, które stanowią podstawę dla prowadzonych badań i analiz związanych z sejsmicznością naturalną jak i indukowaną. Należy jednak podkreślić, że oprócz drgań translacyjnych w ośrodku występują jeszcze drgania skrętne, które również stanowią skutek występowania wstrzasów naturalnych (Igel i in. 2006; Igel i in. 2007; Liu i in. 2009; Schreiber i in. 2009; Wu i in. 2009; Igel i in. 2011; Brokešová i Málek, 2013; Brokešová i Málek, 2015; Salvermoser i in., 2017; Sbaa i in. 2017; Ringler i in. 2018, Perron i in. 2018) i indukowanych (Kalab i Knejzlik, 2012; Kalab i in., 2013; Zembaty i in. 2017; Fuławka i in. 2020 ; Mutke i in. 2020, Nawrocki i in. 2024). Choć jak wskazują źródła, właściwy mechanizm ich generacji nie został do tej pory jednoznacznie określony (Kozák, 2009). Badania oparte na analizie empirycznie zarejestrowanych sygnałów i tych wygenerowanych w sposób syntetyczny, ukierunkowane były głównie na studia o podłożu spektralnym oraz inżynierskim (Trifunac 2008; Falamarz-Sheikhabadi i Ghafory-Ashtiany, 2012 Basu i in. 2015; Falamarz-Sheikhabadi i Ghafory-Ashtiany 2015; Bońkowski i in. 2018; Bońkowski i in. 2019; Bońkowski i in. 2020; Guéguen i in. 2021; Guéguen i Astroga, 2021). Ich celem etapie powinno być zbadanie interakcji obiektu budowlanego kolejnym W z przypowierzchniową warstwą skalną. Efekty lokalne, definiowane przez amplifikacje i częstotliwość rezonansową ośrodka, są zjawiskiem powiązanym ze wspomnianą interakcją i dotyczą wzmocnienia amplitud drgań propagujących przez ośrodek (Finn i in. 2004). Jedną z metod pozwalających na estymację krzywej amplifikacji, jest stosunek spektrum drgań horyzontalnych do spektrum drgań pionowych (ang. Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio, HVSR) (Nakamura, 1989). Zastosowanie niniejszej metody do wyznaczenia krzywej amplifikacji drgań skrętnych jest możliwe, jednakże dla stosunku odwrotnego do HVSR, czyli stosunku spektrum drgań pionowych do horyzontalnych. Motywuje się to propagacją: pionowych drgań skrętnych (tzw. torsji, ang. torsion) w płaszczyźnie równoległej względem osi horyzontalnych drgań translacyjnych, oraz horyzontalnych drgań skrętnych (tzw. kołyszące, ang. rocking) w płaszczyźnie równoległej względem pionowych drgań translacyjnych (Zembaty, 2009). W konsekwencji stosunek ten definiowany jest jako stosunek spektrum drgań torsyjnych do spektrum drgań kołyszących (Torsion-to-Rocking Spectral Ratio, TRSR) (Nawrocki i in. 2021). Zakres sygnału ujętego do analizy HVSR i TRSR, w zgodzie z rekomendacjami powinien pochodzić od grupy fal typu S (Nakamura 2000; Nakamura 2019). W oparciu o mechanizm podwójnej pary sił w ognisku wstrząsu stwierdzono, że radiacja sejsmiczna grupy fal S jest identyczna jak drgań skrętnych (Suryanto, 2006), co daje umotywowanie estymacji parametrów uzyskanych efektów lokalnych drgań skrętnych niniejszą metodą. Warunkiem jest jednak wystąpienie mechanizmu podwójnej pary sił w ognisku analizowanego przypadku wstrząsu. Większość z zarejestrowanych wstrząsów indukowanych eksploatacją górniczą w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) charakteryzuje się mechanizmem podwójnej pary sił (Stec 2006), co przy rzetelnym wyborze zarejestrowanych zjawisk powala na estymację parametrów efektów lokalnych drgań skrętnych.

W ramach niniejszej rozprawy przeprowadzono łączną analizę 210 zjawisk sejsmicznych, których ogniska zostały zarejestrowane w obszarze GZW, pod kątem zbadania: Związków widma H/V z przypowierzchniowymi warunkami geologicznymi.

Pierwszym etapem pracy było wyznaczenie krzywych H/V dla drgań skrętnych i translacyjnych, zarejestrowanych przez dwa niezależne stanowiska. Uzyskane wyniki wykazały w pierwszym przypadku zbliżone wartości częstotliwości rezonansowej pomiędzy drganiami translacji i rotacji, natomiast w drugim przypadku wskazały rozbieżności sięgające 1.40 Hz. Za wyjaśnienie przyczyn niniejszej obserwacji uznano występowanie sieci spękań górotworu na danej głębokości, które skutkują wyższą wartością rezonansu drgań skrętnych, co pozwoliło na wyodrębnienie płycej zalegającej warstwy odpowiedzialnej za ich rezonans. Zastosowanie natomiast w kolejnym etapie wyznaczonych wartości amplifikacji do wyznaczenia modeli relacji skalowania wykazało, że korekta szczytowych wartości amplifikacji obniża wartość prędkości fazowej propagacji fal SH.

Kolejnym etapem było zbadanie różnic pomiędzy zastosowaniem spektrum Fouriera i spektrum odpowiedzi w estymacji stosunku H/V. Wyniki uzyskane z porównania dwóch sposobów estymacji wykazały, że krzywa H/V wyznaczona z metody spektrum odpowiedzi przedstawia mniej pików amplifikacji, a tym samym pozwala na zawężenie liczby pików związanych z efektem lokalnym. Ponadto udowodniono wpływ rozmiaru fundamentu na otrzymywaną krzywą amplifikacji drgań skrętnych, która ze względu na tłumienie składowych pionowych ulega spłaszczeniu, a tym samym uniemożliwia analizę spektrum.

Ostatnim etapem badań były estymacje krzywych amplifikacji H/V dla każdego przypadku obrócenia kątowego sygnałów składowych horyzontalnych. Wyznaczone wykresy planarnych zmian wartości amplifikacji w zależności od kąta rotacji układu współrzędnych przedstawiały okręgi jaki elipsoidy. Oś na strukturach elipsoidalnych, wzdłuż których zachodzą największe zmiany wartości amplifikacji określa azymut kierunku efektu amplifikacji świadczący o anizotropii ośrodka skalnego, związanej z obecnością struktur nieciągłych. Efekt kierunkowej amplifikacji nie występuje w przypadku gdy, wspomniane wykresy planarne

tworzą okręgi, co zostało zaobserwowane dla piku krzywej amplifikacji drgań skrętnych. Zbieżny kierunek azymutów efektu znaczących zmian wartości amplifikacji został zaobserwowany dla pierwszego piku drgań translacyjnych i drugiego drgań skrętnych, osiągając różnicę częstotliwości rezonansowej rzędu 3.00 Hz. W konsekwencji można postawić tezę, że różne warstwy geofizyczne mogą odpowiadać za amplifikację danego typu przemieszczeń (translacyjnych/skrętnych), przy czym nie można wykluczyć, że dana warstwa geofizyczna wykaże różne wartości amplifikacji i częstotliwości rezonansowej drgań, w zależności od typu przemieszczenia.

Wyniki przeprowadzonych badań w toku niniejszej pracy dowodzą, że drgania skrętne ulegają zjawisku efektów lokalnych, osiągając inne niż w przypadku drgań translacyjnych wartości amplifikacji jak i częstotliwości rezonansowej, co świadczy, że efekty lokalne drgań skrętnych i translacyjnych pochodzą od struktur geologicznych zalegających na różnej głębokości.

Przeprowadzone w toku niniejszej pracy badania umożliwiły sformułowanie następujących wniosków:

- 1. Odmienna wartość częstotliwości rezonansowej drgań translacyjnych i skrętnych może być efektem występowania lokalnych nieciągłości takich jak spękania oraz uskoki.
- Różnice w wartości częstotliwości rezonansowej pomiędzy drganiami translacyjnymi jak i skrętnymi nie muszą świadczyć o różnych głębokościach zalegania warstw geologicznych.
- Tendencja do osiągania różnych wartości częstotliwości rezonansowej i amplifikacji przez drgania skrętne i translacyjne nie wyklucza generowania rezonansu przez tę samą warstwę geofizyczną.
- 4. Zastosowanie metody spektrum odpowiedzi pozwala na dokładne określenie, który z pików amplifikacji widoczny na spektrum można określić jako dominujący.
- Zasadniczym ograniczeniem estymacji spektrum H/V dla drgań skrętnych jest tłumienie składowej pionowej, związane z rozmiarami podłoża, na którym posadowiony był czujnik.
- Estymacja relacji skalowania z uwzględnieniem korekty o wartość wyznaczonej amplifikacji pozwala na bardziej wiarygodną estymację prędkości fazowej propagacji grup fal SH w warstwie przypowierzchniowej.
- Relacja skalowania, która uwzględnia zerową wartość parametru b umożliwia wyznaczenie modelu z większą dokładnością niż w przypadku założenia niezerowej wartości niniejszego parametru.

8. Analiza relacji skalowania wykazała potencjalny wpływ czynników związanych z dystansem epicentralnym, energią jak i tłumieniem na mierzone wartości pików drgań skrętnych. Tym samym relacja skalowania powinna być analizowana dla danego miejsca pomiarowego oddzielnie tzn. bez uwzględniania danych z innego stanowiska nawet w przypadku zbieżnych wartości parametru V_{s30} .

Uzyskane wyniki badań stanowią wielopłaszczyznowy wkład do wiedzy teoretycznej jak i praktycznej, związany z: procedurą estymacji częstotliwości rezonansowej i amplifikacji drgań skrętnych z wykorzystaniem metody TRSR ; zależnościami pomiędzy parametrami efektów lokalnych drgań skrętnych jak i translacyjnych czy też wpływem sposobu estymacji spektrum na wyniki HVSR i TRSR. Natomiast przedstawienie mechanizmów w ośrodku skalnym, których wystąpienie wpływa na wartości parametrów efektów lokalnych drgań skrętnych oraz wskazanie modelu relacji skalowania dla pomiarów skorygowanych o wartość amplifikacji daje punkt zaczepienia względem kolejnych, zbieżnych z nurtem pracy badań naukowych.

3. Lista publikacji

Rozprawa doktorska została napisana w oparciu o następujące publikacje:

Nawrocki, D., Mendecki, M. J., Mutke, G., & Teper, L. (2025). Influence of Site Effects on Scaling Relation Between Rotational and Translational Signals Produced by Anthropogenic Seismicity. Applied Sciences, 15(1), 102. <u>https://doi.org/10.3390/app15010102</u>

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024) Estimation of the resonance frequency of rotational and translational signals evoked by mining-induced seismicity. Frontiers in Earth Science. 2024, 12, 1403043. <u>10.3389/feart.2024.1403043</u>

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024). The effects of component rotation on H/V spectra: a comparison of rotational and translational data. Geology, Geophysics and Environment, 50(2), 145-154. <u>https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.2.145</u>

Oryginały publikacji zostały dołączone do niniejszej pracy w Rozdziale 14 (14.1-14.3). Określenie wkładu pracy poszczególnych autorów zostało dołączone na końcu rozprawy.

4. Inne publikacje, związane z rozprawą:

Artykuły:

- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L. (2021). Rotational-translational scaling relations from induced seismic events –comparison before and after amplification correction. Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, 28(2), 18–28. ttps://doi.org/10.26345/egrse-018-21-202.
- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L., (2022). Estimation of site resonance frequency using HVSR method for rotational and translational signals: result comparison from Fourier and response spectrum methods. [in:] Arion C., Scupin A., Ţigănescu A. (eds.), Proceedings of the Third European Conference on Earthquake Engineering and Seismology – 3ECEES: September 4 – September 9 2022, Bucharest, Romania, Conspress, Bucureşti, 4539–4546.

Prezentacje:

- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L., (2021, 19.04-30.04). Spectral ratio comparison between translation and rotational records from induced seismic events. EGU General Assembly 2021 in session SM2.1 'Sensing ground translation, rotation, and strain instrumentation, theory and applications. (prezentacja)
- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L., (2021, 08.09-09.09). Rotational- translational scaling relations from induced seismic events - comparison before and after site effect correction. OVA-21 – New Knowledge and Measurements in Seismology, Engineering, Geophysics and Geotechnical Engineering Czechy – Ostrawa, (prezentacja).
- Nawrocki D., (2022, 29.03-30.03). Rotational- translational scaling relations from induced seismic events - comparison before and after site effect correction. OVA-22 – New Knowledge and Measurements in Seismology, Engineering, Geophysics and Geotechnical Engineering Czechy – Ostrawa, (prezentacja).
- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L., (2022, 01.06-03.06). H/V spectral ratios of rotational and translational signals: dependence the sensors deploying on site effect parameters

values 38th Czech-Polish-Slovak Symposium -"On Mining and Environmental Geophysics".Słowacja - Stará Lesná,. (prezentacja)

- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L., (2022, 04.09-09.09). Estimation of site resonance frequency using HVSR method for rotational and translational signals: result comparison from Fourier and response spectrum method. Third European Conference on Earthquake Engineering and Seismology 3ECEES. Bucharest, Romania (prezentacja).
- Nawrocki D., (2022, 21.11-23.11). Estimating the site effect parameters from rotational and translational signals produced by anthropogenic seismicity. 6th International Working Group on Rotational Seismology Meeting. Paryż, Francja, (prezentacja).
- Nawrocki D., (2023, 28.03-29.03). The FSR estimation of rotational and translational signals registered as an effect of induced seismicity. OVA-23 New Knowledge and Measurements in Seismology, Engineering, Geophysics and Geotechnical Engineering, Czechy Ostrawa, (prezentacja).
- Nawrocki D., (2024, 03.12-05.12). Influence of the rotational and translational component rotation on H/V spectra despite of the applied spectrum estimation method. 39th Polish-Czech-Slovak Symposium on Mining and Environmental Geophysics 2024. Ustroń, Polska (prezentacja).

5. Wprowadzenie

Drgania translacyjne prędkościowe i przyspieszeniowe są podstawowym typem ruchu rejestrowanego na świecie przez stanowiska sejsmologiczne. W konsekwencji wszystkie prowadzone badania związane z sejsmicznością naturalną i indukowaną opierają się na analizie zarejestrowanych sygnałów drgań translacyjnych. Jednakże niniejszy typ przemieszczeń nie jest jedynym możliwym do zarejestrowania wskutek wystąpienia zjawiska sejsmicznego. Otóż oprócz efektu propagacji fal sejsmicznych istnieje jeszcze możliwość rejestracji drgań skrętnych (Lee i in. 2009). Jednoznaczny mechanizm generacji niniejszych drgań nie został do tej pory poznany, a stosunkowo krótkie czasookresy prowadzonych rejestracji wynikały z ograniczeń technicznych, co w ten czas uniemożliwiło poznanie natury wyżej wspomnianego zjawiska (Kozák, 2009). Aktualnie obserwacja drgań skrętnych, które są efektem występowania zjawisk naturalnych (Igel i in. 2006; Igel i in. 2007; Liu i in. 2009; Schreiber i in. 2009; Wu i in. 2009; Igel i in. 2011; Brokešová i Málek, 2013; Brokešová i Málek, 2015; Salvermoser i in., 2017; Sbaa i in. 2017; Ringler i in. 2018, Perron i in. 2018) jak i indukowanych (Kalab i Knejzlik, 2012; Kalab i in., 2013; Zembaty i in. 2017; Fuławka i in. 2020; Mutke i in. 2020, Nawrocki i in. 2024) zyskuje stopniowo na powszechności. Analiza drgań skrętnych ukierunkowana była głównie na badania o podłożu spektralnym i inżynierskim (Trifunac 2008; Falamarz-Sheikhabadi i Ghafory-Ashtiany, 2012 Basu i in. 2015; Falamarz-Sheikhabadi i Ghafory-Ashtiany 2015; Bońkowski i in. 2018; Bońkowski i in. 2019; Bońkowski i in. 2020; Guéguen i in. 2021; Guéguen i Astroga, 2021), czego naturalną konsekwencją wydaje się być zbadanie w kolejnym etapie interakcji zachodzącej pomiędzy przypowierzchniową warstwą geologiczną i obiektem budowlanym usytuowanym na niej. Zjawiskiem powiązanym z tzw. interakcją przypowierzchniowej warstwy skalnej jest tzw. efekt lokalny (ang. site effect), który dotyczy wzmocnienia (amplifikacji) amplitud drgań propagujących przez niniejszy ośrodek przy danej częstotliwości rezonansowej. Metodą, która umożliwia estymację krzywej amplifikacji, jest stosunek spektrum drgań horyzontalnych do spektrum drgań pionowych (ang. Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio, HVSR) (Nakamura, 1989), jednakże zauważyć należy, że jest ona rekomendowana przede wszystkim do wyznaczania efektów lokalnych przy zastosowaniu spektrum fal typu S (Nakamura, 2000; Nakamura, 2019). Zastosowanie jej względem analizy drgań skrętnych, jest możliwe przy założeniu wyznaczenia stosunku odwrotnego względem drgań skrętnych, czyli stosunku spektrum drgań pionowych do horyzontalnych (Ringler i in. 2018). Niniejsze podejście motywowane jest faktem rozchodzenia się pionowych drgań skrętnych (tzw. torsji, ang. torsion) w płaszczyźnie równoległej względem osi horyzontalnych drgań translacyjnych (Zembaty, 2009). Analogicznie, poziome drgania skrętne (tzw. kołyszące, ang. rocking) rozchodzą się w płaszczyznach równoległych względem pionowych drgań translacyjnych (Zembaty, 2009). W konsekwencji H/V dla rotacji definiuje się jako stosunek spektrum drgań torsyjnych do spektrum drgań kołyszacych (Torsion-to-Rocking Spectral Ratio, TRSR) (Nawrocki i in. 2021). Kwestia wzbudzającą pewne kontrowersje jest zakres zarejestrowanego sygnału drgań skretnych, który mógłby być użyty do estymacji stosunku H/V. W oparciu o mechanizm generacji drgań skrętnych w źródle sejsmicznym, jaki ma związek z czystym ścinaniem, stwierdza się, że radiacja sejsmiczna grupy fal S jest identyczna jak drgań skrętnych (Suryanto 2009), co zaś w połączeniu z rekomendacją związaną ze stosowaniem sygnału grupy fal S do estymacji stosunku H/V dla drgań translacyjnych, daje umotywowanie estymacji parametrów efektów lokalnych drgań skrętnych niniejsza metodą. Oczywistym jest, że zastosowanie niniejszej metody będzie zasadne w przypadku wstrząsów sejsmicznych, których źródło jest charakteryzowane przez mechanizm podwójnej pary sił. Większość z zarejestrowanych wstrząsów indukowanych eksploatacją górniczą w obszarze Górnoślaskiego Zagłębia Węglowego (GZW) charakteryzuje się mechanizmem podwójnej pary sił (Stec 2006). Tym samym, rzetelny wybór zjawisk sejsmicznych z niniejszego obszaru umożliwia estymację parametrów efektów lokalnych drgań skrętnych. Opierając się na powyższym wywodzie jak i płynących z niego konkluzji, w toku niniejszej rozprawy przeprowadzono łączną analizę 210 zjawisk sejsmicznych pod kątem zbadania: Związków widma H/V z przypowierzchniowymi warunkami geologicznymi.

6. Teza i cele pracy

Szczegółowe cele niniejszej pracy obejmują sprawdzenie czy:

- 1. Wartości parametrów efektów lokalnych osiągają zbliżone wartości niezależnie od analizowanego typu drgań.
- Korekta szczytowych wartości amplitud drgań o wartość amplifikacji skutkuje poprawieniem poziomu dopasowania danych do modelu jak i zmianą wartości jego parametrów.
- 3. Wyznaczone relacje skalowania dla drgań skorygowanych o wartość amplifikacji są zbieżne dla dwóch różnych stanowisk.
- 4. Warunki posadowienia czujników wpływają na otrzymywane krzywe amplifikacji.
- 5. Sposób estymacji spektrum H/V wpływa podobnie na otrzymywane krzywe amplifikacji niezależnie od analizowanego typu drgań.
- 6. Określone warunki geologiczne wykazują skłonność do generacji różnej wartości parametrów efektu lokalnego dla drgań skrętnych i translacyjnych.
- 7. Obecność lokalnej anizotropii przypowierzchniowych warstw geologicznych generuje zbieżną kierunkowość spektrum H/V, niezależnie od analizowanego typu drgań.

Zbadanie powyższych stwierdzeń potwierdzi prawdziwość stawianych tez w niniejszej pracy, czyli:

- 1. Drgania skrętne ulegają zjawisku amplifikacji jak i rezonansu.
- 2. Parametry efektów lokalnych osiągają różne wartości, które zależą od typu drgania.
- 3. Efekty lokalne drgań skrętnych i translacyjnych pochodzą od struktur skalnych zalegających na różnej głębokości.

Natomiast analiza przedstawionych celów i tez stawianych w niniejszej pracy opiera się na założeniu, że:

Metoda HVSR, zaadaptowana względem kierunków propagacji drgań skrętnych w ośrodku, umożliwia estymację parametrów efektów lokalnych niniejszego typu drgań. Z kolei analizowane drgania skrętne są skutkiem wystąpienia zjawisk sejsmicznych, których źródła charakteryzują mechanizmy podwójnej pary sił, powszechnych w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

7. Drgania skrętne

7.1 Geneza drgań skrętnych

Założenie związane z obecnością drgań o charakterze skręceniowym, które stanowią efekt wystąpienia wstrząsu górotworu, wiąże się z dokonanymi obserwacjami charakterystycznych deformacji struktur budowlanych. Owe deformacje wiązały się każdorazowo z obrotem pewnej części danej struktury o kąt. Najstarszym odnotowanym przypadkiem deformacji kątowej obiektu jest rotacja elementów obelisku San Bruno wokół płaszczyzny poziomej (Rys.7.1.1), jaka jest konsekwencją wystąpienia wstrząsu sejsmicznego w Kalabrii (południowe Włochy), w 1783 roku (Kozák, 2009). Kolejne przypadki deformacji kątowej były odnotowywane sukcesywnie w trakcie XIX i XX wieku. Za przykłady mogą posłużyć: obroty pomników wskutek wystąpienia wstrząsu w Catanii (1818r.); skręcenia kominów fabrycznych wskutek wystąpienia wstrząsu w Szkocji (1839 r.); rotacja postumentów cmentarnych wskutek wystąpienia wstrząsu w San Francisco (1906 r.). Sukcesywnie odnotowywane deformacje kątowe posłużyły do stworzenia światowego katalogu zrotowanych obiektów (*ang. – Earthquake-Rotated Object's, EROs*), który na chwilę obecną zawiera 184 udokumentowane przypadki (Cucci i in. 2016).

W oparciu o liczbę odnotowanych przypadków deformacji kątowej w pewnych regionach globu, wyróżnia się następujące strefy koncentracji niniejszego zjawiska: zachodni i wschodni skraj Ameryki Północnej, zachodnie wybrzeże Ameryki Południowej, półwysep Apeniński, Japonia, Oceania (Cucci i in., 2016). Prowadzone rozważania nad potencjalnymi przyczynami występowania deformacji kątowej obiektów doprowadziły do wyróżnienia następujących mechanizmów generacji niniejszego zjawiska: (1) efekt rotacji obiektu jest związany z przejściem promienia falowego lub fal refleksyjnych przez środek jego ciężkości; (2) występuje w ośrodku fala rotacyjna, której generacja jest efektem propagacji fali translacyjnej przez niejednorodny ośrodek geologiczny; (3) wystąpienie deformacji jak i rotacji w źródle sejsmicznym lub w momencie propagacji fali translacyjnej skutkuje generacją drgań skrętnych; (4) drgania skrętne są skutkiem powiązania antysymetrycznych naprężeń ośrodka z gęstością właściwą cząstek go budujących; (5) propagacja fali sprężystej związanej z deformacją trwałą ośrodka skalnego jest źródłem drgań skręceniowych (Kozák, 2009). Biorąc pod uwagę wspomniane powyżej mechanizmy, wystąpienie drgań skrętnych może być związane zatem z następującymi przypadkami: (1) wzbudzenie drgań skrętnych zachodzi w źródle wstrzasu

19

sejsmicznego, wskutek padania wygenerowanej fali translacyjnej na niejednorodności będące efektem generacji szczelin oraz sfałdowań w niniejszym źródle; (2) fala rotacyjna zostaje wzbudzona w momencie wystąpienia wstrząsu sejsmicznego i jest sprzężona z propagującymi falami bezpośrednimi; (3) sekwencja propagujących fal bezpośrednich jak i powierzchniowych skutkuje wystąpieniem deformacji kątowej obiektów, które są usytuowane na powierzchni; (4) drganie skrętne są skutkiem propagacji drgań translacyjnych przez niejednorodny ośrodek skalny, nie pochodzą zatem od potencjalnie wygenerowanej fali sprężystej.



Rys. 7.1.1 Obelisk San Bruno z perspektywy kierunkowej : a) i b), (Kozák, 2009).



Rys. 7.1.2 Rotacja dzwonnicy wskutek wystąpienia wstrząsu w Shonai (Kozák, 2009).

7.2 Mechanizm generacji drgań skrętnych w źródle wstrząsu

W zgodzie z wymienionymi mechanizmami wystąpienie deformacji rotacyjnej może być efektem zaistnienia drgań skrętnych, wygenerowanych w ognisku wstrząsu sejsmicznego. Sytuacja ta jest możliwa w przypadku, gdy mechanizm danego wstrząsu sejsmicznego jest opisany przez podwójną parę sił (*ang. Double-Couple, DC*). Zakładając możliwość podlegania przez skorupę ziemską elastycznym odkształceniom, siły związane z efektem rotacyjnym mogą zostać wyznaczone w zgodzie z klasyczną teorią sprężystości. W konsekwencji, biorąc pod uwagę nieskończenie małe zjawisko deformacji, przemieszczenie punktu z pozycji x do x + dx jest określone zależnością (Aki i Richards, 2002):

$$\boldsymbol{u}(\boldsymbol{x} + \boldsymbol{d}\boldsymbol{x}) = \boldsymbol{u}(\boldsymbol{x}) + \boldsymbol{G}\boldsymbol{d}\boldsymbol{x} \tag{7.2.1}$$

gdzie:

G – gradient sił.

Powyższe równanie, po rozpisaniu gradientu sił przyjmuje następującą postać:

$$u(x + dx) = u(x) + \varepsilon dx + \omega \times dx \tag{7.2.2}$$

gdzie:

$$\boldsymbol{\varepsilon}$$
 – odkształcenie,

$$\boldsymbol{\omega}$$
 – obrót ciała.

Obrót ciała całkowicie sztywnego określa następująca zależność (Aki i Richards, 2002):

$$\boldsymbol{\omega} = \frac{1}{2} \nabla \times \boldsymbol{u}(\boldsymbol{x}) \tag{7.2.3}$$

gdzie:

∇ – operator Nabla.

Pełen opis zmian naprężeń w otoczeniu danego punktu x wymaga znajomości trzech składowych przemieszczenia translacyjnego, sześciu składowych opisujących pole naprężeń oraz trzech składowych przemieszczenia rotacyjnego (Suryanto, 2006). Zakładając, że w centrum układu współrzędnych znajduje się przestrzeń objęta zjawiskiem czystego ścinania, przestrzeń uskoku zawarta jest w płaszczyźnie (x_1, x_2), natomiast kierunek upadu przypada wzdłuż osi x_1 , (Rys 7.2.1). W konsekwencji, pole przemieszczeń u(x, t) można wyrazić w zależności od momentu sejsmicznego (Suryanto, 2006):

$$M_0(t) = \mu \langle \Delta u(t) \rangle A \tag{7.2.4}$$

gdzie:

 μ - moduł ścinania,

 $\langle \Delta u(t) \rangle$ - średnia wartość przemieszczenia wzdłuż uskoku,

A - powierzchnia ścinania, równoległa do płaszczyzny uskoku.

Zależność definiująca pole przemieszczeń przyjmie postać równania (Suryanto, 2006):

$$\vec{u}(x,t) = \frac{1}{4\pi\rho} A^{N} \frac{1}{r^{4}} \int_{\frac{r}{v_{s}}}^{\frac{r}{v_{p}}} \tau M_{0}(t,\tau) d\tau$$

$$+ \frac{1}{4\pi\rho v_{p}^{2}} A^{IP} \frac{1}{r^{2}} M_{0} \left(t - \frac{r}{v_{p}}\right)$$

$$+ \frac{1}{4\pi\rho v_{s}^{2}} A^{IS} \frac{1}{r^{2}} M_{0} \left(t \frac{r}{v_{s}}\right)$$

$$+ \frac{1}{4\pi\rho v_{p}^{3}} A^{FP} \frac{1}{r^{2}} \dot{M}_{0} \left(t - \frac{r}{v_{p}}\right)$$

$$+ \frac{1}{4\pi\rho v_{s}^{3}} A^{FS} \frac{1}{r^{2}} \dot{M}_{0} \left(t - \frac{r}{v_{s}}\right).$$
(7.2.5)

W każdym z członów, funkcja A funkcję promieniową (ang. *radiation pattern*), wyrażoną następującymi równaniami (Suryanto, 2006):

$$A^{N} = 9\sin(2\theta)\cos(\phi)\hat{r} - 6(\cos(2\theta)\cos(\phi)\hat{\theta} - \cos(\theta)\sin(\phi)\hat{\phi}),$$

$$A^{IP} = 4\sin(2\theta)\cos(\phi)\hat{r} - 2(\cos(2\theta)\cos(\phi)\hat{\theta} - \cos(\theta)\sin(\phi)\hat{\phi}),$$

$$A^{IS} = -3\sin(2\theta)\cos(\phi)\hat{r} + 3(\cos(2\theta)\cos(\phi)\hat{\theta} - \cos(\theta)\sin(\phi)\hat{\phi}),$$

$$A^{FP} = \sin(2\theta)\cos(\phi)\hat{r},$$

$$A^{FS} = \cos(2\theta)\cos(\phi)\hat{\theta} - \cos(\theta)\sin(\phi)\hat{\phi}.$$

(7.2.6)

gdzie:

 r, θ, ϕ określają współrzędne sferyczne,

 $\hat{r}, \hat{\theta}, \hat{\phi}$ stanowią wektory jednostkowe w sferycznym układzie współrzędnych.

Indeksy N, I, F odnoszą się do bliskiego, średniego i dalekiego pola badań.

Całkowite, statyczne przemieszczenie określa następujące równanie (Suryanto, 2006):

$$u(x,\infty) = \frac{M_0(\infty)}{4\pi\rho r^2} \left[A^N \left(\frac{1}{2v_s^2} - \frac{1}{2v_p^2} \right) + \frac{A^{IP}}{v_p^2} + \frac{A^{IS}}{v_s^2} \right]$$
(7.2.7)

Rotację ciała całkowicie sztywnego definiuje równanie (Suryanto, 2006):

$$\omega(x,t) = \frac{1}{2} \nabla \times u(x,t)$$
$$= \frac{-A^{R}}{8\pi\rho} \left[\frac{3}{v_{s}^{2} r^{3}} M_{0} \left(t - \frac{r}{v_{s}} \right) + \frac{3}{v_{s}^{3} r^{3}} \dot{M}_{0} \left(t - \frac{r}{v_{s}} \right) + \frac{1}{v_{s}^{4} r} \ddot{M}_{0} \left(t - \frac{r}{v_{s}} \right) \right]$$
(7.2.8)

$$A^{R} = sin(\phi)cos(\theta)\widehat{\theta} + cos(\phi)cos(2\theta)\widehat{\phi}$$
(7.2.9)

gdzie:

 A^R jest funkcją promieniową trzech składowych rotacyjnych.

Na graficznej reprezentacji przebiegu funkcji radiacji dla grupy fal P (Rys.7.2.2a), znak dodatni odpowiada zajściu przemieszczenia o charakterze kompresyjnym, natomiast ujemny wiąże się z przemieszczeniem o charakterze dylatacyjnym. Centralnie umiejscowiona para strzałek obrazuje zjawisko ścinania. Najwyższe wartości amplitudy są spodziewane pośrodku płatów radiacyjnych, zatem pod kątem 45° (Suryanto, 2006). Graficzna reprezentacja funkcji radiacji grupy fal S jest obrócona pod kątem 45° względem funkcji radiacji grupy fal P (Rys 7.2.2b). Zakłada ponadto obecność składowych radialnych jak i transwersalnych. Centralna para strzałek przedstawia ścinanie, natomiast strzałki usytuowane na wierzchołkach płatów radiacyjnych obrazują kierunek przemieszczenia (Suryanto, 2006). Reprezentacja graficzna funkcji radiacji fali rotacyjnej jest obrócona względem grupy fal P o 45° (Rys. 7.2.2c). Porównanie reprezentacji graficznych funkcji radiacji fali rotacyjnej i fali S pozwala stwierdzić, że pikowe amplitudy przemieszczenia rotacyjnego zostaną zarejestrowane w identycznej płaszczyźnie jak w przypadku fal poprzecznych. W konsekwencji, pikowe amplitudy przemieszczenia rotacyjnego powinny występować w korelacji czasowej z rejestrowaną grupą fal poprzecznych na sejsmogramie (Suryanto, 2006).



Rys.7.2.1 Układ kartezjańskich i sferycznych współrzędnych składowych radialnych i transwersalnych przemieszczenia i skręcenia spowodowanego ścinaniem powierzchni A i przemieszeniem wzdłuż uskoku $\langle \Delta u(t) \rangle$.



Rys.7.2.2 Reprezentacje graficzne funkcji promieniowej: a) fali P; b) fali S; c) drgań skrętnych, wyemitowanych wskutek czystego ścinania w ognisku wstrząsu.

7.3 Rejestracja drgań skrętnych

Istotnym z perspektywy prowadzonej analizy drgań skrętnych na podłożu spektralnym i amplitudowym jest zarejestrowanie sygnałów o wysokim stosunku poziomu sygnału względem szumu. Ponadto ważne jest, aby czujnik odpowiadający za rejestrację sygnału wykazywał niezmienność charakterystyki amplitudowo-częstotliwościowej w zależności od czynników niezależnych, np. temperatury otoczenia (Bernauer i in. 2012) jak i umożliwiał rejestrację sygnałów w pełnym pasmie częstotliwości. Dokonania na podłożu techniki rejestracji umożliwiają aktualnie prowadzenie obserwacji sejsmometrycznej drgań skrętnych zjawisk telesejsmicznych (Anderson i in. 1994, Belfi i in. 2012) oraz zlokalizowanych w małej odległości epicentralnej (Fuławka i in. 2020; Mutke i in. 2020). Aktualnie, zarejestrowane sygnały drgań skrętnych pochodzą od drgań wygenerowanych przez wstrząsy naturalne (np. Igel i in. 2006; Igel i in. 2007; Liu i in. 2009; Schreiber i in. 2009; Wu i in. 2009; Igel i in. 2011; Brokešová i Málek, 2013; Brokešová i Málek, 2015; Salvermoser i in., 2017; Sbaa i in. 2017; Ringler i in. 2018, Perron i in. 2018), jak również przez detonację ładunków wybuchowych (np. Brokešová i Málek, 2013; Teisseyre i in. 2021). Sygnały drgań skrętnych, które są efektem wystąpienia wstrząsu indukowanego eksploatacją podziemną stanowią pewien trend prowadzenia obserwacji niniejszych drgań ze względu na możliwość uzyskania zapisów od wstrząsów charakteryzujących się niską odległością epicentralną jak i stosunkowo wysoką energią sejsmiczną, a tym samym wysokimi wartościami amplitud. Przykłady niniejszych zapisów pochodzą m.in. z okręgu Karviny, lezącej w Republice Czeskiej (GZW) (Kalab i Knejzlik, 2012; Kalab i in., 2013) jak również z polskiej części GZW (Zembaty i in. 2017; Mutke i in. 2020; Nawrocki i in. 2024) oraz LGOM-u (np. Kurzych i in. 2014; Fuławka i in. 2020). Zarejestrowane sygnały stanowiły podstawę przeprowadzenia badań o charakterze inżynierskim (Trifunac 2008; Falamarz-Sheikhabadi i Ghafory-Ashtiany, 2012; Basu i in. 2015; Falamarz-Sheikhabadi i Ghafory-Ashtiany 2015; Bońkowski i in. 2018; Bońkowski i in. 2019; Bońkowski i in. 2020; Guéguen i in. 2021; Guéguen i Astroga, 2021), związanych z relacją skalowania (Igel i in. 2007; Lee i in. 2009; Liu i in. 2009; Zembaty i in. 2017; Nawrocki i in. 2025) czy też relacją tłumienia (Mutke i in. 2020) jak i analizą parametrów efektów lokalnych (Sbaa i in. 2017; Ringler i in. 2018; Nawrocki i in. 2021; Nawrocki i in. 2024).

7.4 Relacje skalowania

Relacja skalowania opisuje zależność matematyczną pomiędzy szczytowymi wartościami prędkości drgań skrętnych rejestrowanych wzdłuż osi pionowej, a wypadkową wartością szczytowych drgań przyspieszenia translacyjnego propagujących wzdłuż składowych horyzontalnych i przyjmuje postać funkcji liniowej. Funkcja opisująca zależność wektora rotacji od przemieszczenia opisana jest wzorem (Wang i in. 2009):

$$\Omega(x,t) = \frac{1}{2} \nabla \times u(x,t)$$
(7.4.1)

gdzie:

 $\Omega(x, t)$ – wektor rotacji,

u(x, t) – przemieszczenie pola falowego w danym momencie czasu t,

 ∇ – operator Nabla.

Zakładając, że odległość epicentralna do źródeł wstrząsów osiąga zakres wartości telesejsmicznych, sejsmiczne pole falowe może być przybliżone za pośrednictwem równań fali płaskiej. Tym samym poprzecznie propagujące fale określa zależność:

$$\boldsymbol{u} = \left[\boldsymbol{0}, \boldsymbol{u}_{\boldsymbol{y}}\left(\boldsymbol{t} - \frac{\boldsymbol{x}}{\boldsymbol{c}}\right), \boldsymbol{0}\right]$$
(7.4.2)

gdzie:

c - prędkość fazowa.

Zakładając, że źródło analizowanych fal zlokalizowane jest w odległości telesejsmicznej, zależność pomiędzy pionową składową prędkościowych drgań skrętnych $\dot{\Omega}_z(x, t)$ i poprzecznymi, przyspieszeniowymi drganiami translacyjnymi $\ddot{\mathbf{u}}_v(\mathbf{x}, \mathbf{t})$ dana jest równaniem:

$$\dot{\Omega}_{z}(x,t) = -\frac{1}{2c}\ddot{u}_{y}(t-\frac{x}{c})$$
(7.4.3)

W zgodzie z założeniami związanymi z propagacją fal płaskich przyjmuje się, że translacyjne przyspieszenie jak i pionowe, prędkościowe drganie rotacyjne są zgodne w fazie:

$$\frac{\dot{u}_y(x,t)}{\Omega_z(x,t)} = -2c \tag{7.4.4}$$

W oparciu o wzór (7.4.4), analizowane były relacje tłumienia, które zakładały zależność liniową pomiędzy szczytowymi wartościami pików zarejestrowanych drgań. Opierając się na anglojęzycznych akronimach, wzór (7.4.4) wyraża się następująco:

$$PRV_Z = aPGA_H \tag{7.4.5}$$

gdzie:

a – określa opóźnienie względem analizowanej grupy fal,

PRV_Z – szczytowa wartość prędkościowych drgań skrętnych wokół pionowej osi (*ang, Peak Rotational Velocity*),

 PGA_H – wypadkowa wartość przyspieszeniowych drgań translacyjnych wzdłuż horyzontalnych osi (*ang. Peak Ground Acceleration*).

Natomiast, wypadkowa wartość PGA_H , wyrażona w zależności od szczytowych wartości amplitud zmierzonych na osiach horyzontalnych *x* i *y* określa zależność:

$$PGA_{H} = max_{\sqrt{PGA_{X}^{2} + PGA_{Y}^{2}}}^{2}$$
(7.4.6)

Liniowość zależności była badana przede wszystkim dla szczytowych wartości, które były wyznaczone z zarejestrowanej grupy fal powierzchniowych (Igel i in. 2007; Lee i in. 2009; Liu i in. 2009; Takeo i in. 2009; Sbaa i in. 2017), aczkolwiek analiza niniejszej relacji również była przeprowadzona względem grupy fal poprzecznych S (Nawrocki i in. 2021; Nawrocki i in. 2025). Mimo, że prowadzone są obserwacje sejsmologiczne drgań skrętnych, wyjaśnienie rozbieżności modelu liniowego względem rejestracji nie zostało satysfakcjonująco wyjaśnione. Opierając się jednakże na wynikach badań przedstawionych przez Sbaa i in. (2017), zależność parametrów relacji skalowania wiąże się z typem podłoża, na którym umiejscowione są czujniki. Typ podłoża, w przypadku niniejszych badań został określony na podstawie parametru V_{s30} . Ponadto wykazano, że relacja skalowania określona za pomocą modelu funkcji potęgowej wykazuje lepszy poziom dopasowania do danych niż w przypadku zastosowania funkcji liniowej. Idąc za sugestią związaną z zależności parametrów relacji skalowania Nawrocki i in. (2021, 2025) zbadali wpływ amplifikacji na estymowane wartości parametrów funkcji liniowej. W konsekwencji, wykazano poprawę dopasowania modelu do danych empirycznych jak i zmianę wartości parametrów relacji skalowania wskutek redukcji zmierzonych wartość szczytowych o wartość wyznaczonej amplifikacji.

8. Zjawisko efektu lokalnego

Mikrozonacja jest definiowana jako proces mapowania hazardu sejsmicznego w skali lokalnej, celem rozpoznania efektów lokalnych (ang. site effect), definiowanych przez parametry amplifikacji i częstotliwości rezonansowej (Finn i in. 2004). Analiza różnych przypadków silnych wstrząsów na świecie wykazała, że poziom zniszczeń różnych struktur jest zależny od warunków gruntowych. Pod pojęciem warunków gruntowych należy rozumieć właściwości geotechniczne skał jak i nieskonsolidowanych osadów, a także ogół cech geomorfologicznych oraz tektonicznych danego obszaru. Do najistotniejszych zmiennych, które określają mikrozonację efektów lokalnych zalicza się częstotliwość rezonansową i amplifikację drgań. Stwierdzenie osiągnięcia wyższych wartości amplitud na podłożu luźnym niż zwięzłym przez propagujące drgania sejsmiczne było jedną z obserwacji podczas odnotowanego w 1819 wstrząsu w Japonii (Milne, 1898). Natomiast demonstracja zasadności analizy efektów lokalnych miała miejsce podczas zarejestrowanego wstrząsu w 1985 w Meksyku, gdy skutki propagacji fal były widoczne do 300 km od ogniska (Tobin, 1997). Największe zaobserwowane zniszczenia miasta były uważane za skutek wystąpienia amplifikacji drgań w częstotliwościach propagujących fal sejsmicznych przez warstwy osadowe, na których posadowione były budynki. Uznaje się, że głównymi czynnikami kontrolującymi poziom drgań podłoża są: źródło wstrząsu, promień sejsmiczny oraz efekty lokalne. Wielokrotnie, efekty lokalne stanowią istotna przyczynę występowania zniszczeń obiektów budowlanych, zwłaszcza w przypadku posadowienia niniejszych obiektów na warstwach skał osadowych. Metoda HVSR (ang. Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) (Nakamura, 1989), nazywana dalej H/V, stanowi jeden z najprostszych jak i najlepiej poznanych sposobów estymacji efektów lokalnych mimo, że nie doczekała się po dzień dzisiejszy naukowego wyjaśnienia.

8.1 Metoda H/V

Estymacja krzywej spektralnej H/V pozwala na uzyskanie informacji związanej z wartością parametrów efektów lokalnych w oparciu o jednostanowiskową rejestrację trzech składowych sygnału sejsmicznego. Wyznaczony na spektrum dominujący pik określa jednocześnie wartość częstotliwości rezonansowej jak i amplifikacji, będącej efektem jedynie propagacji horyzontalnie spolaryzowanych fal poprzecznych SH (Nakamura, 1989; Nakamura, 2000; Nakamura, 2019). Tym samym, zakładając że na analizowanym obszarze warstwę skalną przykrywa pokrywa osadowa, stosunek spektrum horyzontalnego pomiędzy warstwą osadów a warstwą skalną wyraża następujące równanie:

$$S_T = \frac{H_s(f)}{H_B(f)} \tag{8.1.1}$$

gdzie

 $H_s(f)$ - spektrum składowej horyzontalnej, zmierzonej na powierzchni warstwy osadowej $H_B(f)$ - spektrum składowej horyzontalnej, zmierzonej na powierzchni warstwy skalnej

Natomiast stosunek spektrum wertykalnego pomiędzy warstwą osadów, a warstwą skalną określa równanie:

$$S_S = \frac{V_S(f)}{V_B(f)} \tag{8.1.2}$$

gdzie

 $V_s(f)$ - spektrum składowej wertykalnej, zmierzonej na powierzchni warstwy osadowej

 $V_B(f)$ - spektrum składowej wertykalnej, zmierzonej na powierzchni warstwy skalnej.

Opierając się na powyższych równaniach (8.1.1 i 8.1.2) oraz biorąc pod uwagę założenie, że stosunek amplifikacji podłoża skalnego spełnia zależność $\frac{H_B}{V_B} = 1$; stosunek H/V dany jest wzorem:

$$HVSR(f) = \frac{S_T}{S_S} = \frac{V_B}{V_S} \cdot \frac{H_S}{H_B} = \frac{H_S}{V_S}$$
(8.1.3)

Równanie (8.1.3) opisuje stosunek spektrum składowej horyzontalnej względem spektrum składowej pionowej. W praktyce wyznacza się HVSR osobno dla każdej ze składowych horyzontalnych jak i łącznie. Tym samym w postaci logarytmicznej, wzór uwzględniający spektrum dwóch składowych horyzontalnych określony jest następująco (Zhu i in. 2020, Nawrocki i in. 2024):

$$log_{10}HVSR_{AVi}(f) = 0.5[log_{10}(S_{Txi}(f)) + log_{10}(S_{Tyi}(f))] - log_{10}(S_{Tzi}(f))$$
(8.1.4)

gdzie:

 $S_{Txi}(f)$ - spektrum składowej horyzontalnej drgań translacyjnych, wzdłuż osi OX, $S_{Tyi}(f)$ - spektrum składowej horyzontalnej drgań translacyjnych, wzdłuż osi OY, $S_{Tzi}(f)$ - spektrum składowej pionowej drgań translacyjnych.

Spektrum składowych ujętych do estymacji H/V jest w większości przypadków estymowane za pośrednictwem transformaty Fouriera. Obliczony stosunek H/V tą metodą wymaga dodatkowego filtrowania ze względu na generowanie pików, nie związanych z parametrami efektu lokalnego analizowanego terenu. W celu wygładzenia spektrum stosowana jest funkcja wygładzająca Konno-Ohmachi (Konno i Ohmachi, 1998) dana wzorem:

$$W_B(f, f_c) = \frac{\sin\left[\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)^b\right]}{\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)^b}$$
(8.1.5)

gdzie:

b - szerokość pasma,

 f_c - częstotliwość centralna.

W oparciu o kryteria doboru parametrów estymacji stosunku H/V na podstawie SESAME (Bard i in. 2004), określenie szerokości okna czasowego, jak i ich ilości w zależności do spodziewanej wartości częstotliwości rezonansowej jest czynnikiem warunkującym poprawną estymację krzywej amplifikacji. Z perspektywy statystycznej, liczba cykli warunkująca poprawną estymację spektrum powinna wynieść co najmniej 200. Pod pojęciem liczby cykli rozumie się iloczyn liczby okien czasowych, długość okna czasowego, jak i oczekiwaną częstotliwość rezonansową.

Zastosowanie funkcji wygładzającej nie jest tożsame z filtracją otrzymanego spektrum, a tym samym nie warunkuje jednoznacznego wskazania piku amplifikacji związanego z dominującymi efektami lokalnymi na badanym terenie. Zdarza się, że estymowane spektrum wskazuje więcej niż jeden dominujący pik, który na równi z innymi spełnia wyszczególnione przez SESAME kryteria wiarygodności lub przedstawia pik o szerokim zakresie częstotliwości, który również uniemożliwia jednoznaczne określenie wartości parametrów efektu lokalnego (Albarello, 2001; Zhu i in. 2020). W pierwszym przypadku, wystąpienie dodatkowych pików może być związane z czasową obecnością drgań

pochodzenia industrialnego, jak i obecnością anizotropii lokalnych warunków geologicznych czy też pobliską obecnością spękań i uskoków (Pischiutta i in. 2015; Pischiutta i in. 2023). Z kolei obecność na spektrum nieczytelnego, szerokiego piku ma w większości przypadków związek ze źle przymocowanym czujnikiem do podłoża, bądź występowaniem trawiastej otuliny. Rozwiązaniem wspomnianego problemu z jednoznacznym określeniem parametrów efektów lokalnych jest estymacja stosunku H/V z użyciem metody spektrum odpowiedzi (Miura i in. 2019; Carpenter i in. 2020; Zhu i in. 2020), a następnie porównanie go z otrzymanym spektrum za pośrednictwem transformaty Fouriera. Ze względu na fakt, że spektrum odpowiedzi wykazuje silne tendencje do zależności od parametrów analizowanych wstrząsów (magnitudy lokalnej, dystansu epicentralnego czy też mechanizmu) (Zhao i in. 2009; Stafford i in. 2017) możliwe jest wystąpienie różnic w wartości częstotliwości rezonansowej względem transformacji Fouriera. Niemniej przedział częstotliwości wystąpienia piku na spektrum otrzymanym z metody spektrum odpowiedzi powinien przybliżyć wskazanie głównego piku związanego z parametrami efektów lokalnych, otrzymanego przy zastosowaniu transformaty Fouriera (Nawrocki i in. 2022).

Stosunek H/V może być wyznaczony w oparciu o wyznaczone spektrum sygnału szumu (np. Stephenson i in. 2009; Stanko i in. 2017) lub zarejestrowanych drgań pochodzących od wstrząsów (np. Pischiutta i in. 2023). W tym drugim przypadku stosowane są przedziały czasowe uwzględniające zakres rejestracji fali P-S lub tylko i wyłącznie grupy fal S (Zhu i in. 2020). Analiza porównawcza krzywych H/V estymowanych z sygnału szumu sejsmicznego i zapisów falowych wykazała w wielu przypadkach rozbieżności wartości parametrów efektu lokalnego oraz kształtu spektrum (Satoh i in. 2001; Vantassel i in. 2024). Za główną przyczynę rozbieżności uznaje się zależność stosunku H/V estymowanego z zapisów sejsmicznych od rejestrowanych wartości szczytowych drgań prędkościowych jak i przyspieszeniowych, dystansu epicentralnego jak również uśrednionej prędkości propagacji fali poprzecznej w gruncie do głębokości 30 m (V_{530}) (Vantassel i in. 2024). Za przyczyny, które również mogą mieć wpływ na zaistniałe rozbieżności uznaje się: anizotropię osadów czwartorzędowych, lokalny poziom szumu sejsmicznego oraz długość zapisu danej grupy falowej, wziętej do analizy (Satoh i in. 2001; Vantassel i in. 2024).

8.2 Estymacja H/V dla zrotowanych składowych powierzchniowych

Standardowo stosunek H/V wyznaczany był dla bezpośrednich rejestracji trzech składowych: drgań lub szumu sejsmicznego. Zaobserwowano, że skutkiem wymuszonej rotacji o dany kat zarejestrowanych sygnałów składowych horyzontalnych, otrzymane spektrum ulega zmianie (Cultrera i in. 2002; Giulio i in. 2009; Panzera i in. 2017; Rupakhety i Sigbjörnsson 2013; Pinzón i in. 2019). Opierając się z kolei na badaniach zainicjowanych przez Pischiutta i in. (2015, 2023, 2024), estymacja H/V dla zrotowanych sygnałów translacyjnych może wykazać obecność nieciągłości geologicznych, która objawia się znacznymi zmianami wartości amplifikacji w danym kierunku. Samo zjawisko nazywane jest efektem amplifikacji kierunkowej (ang. Directional Amplification effect, DA). Tym samym, przeprowadzona analiza względem rozpoznanych uskoków wykazała, że spektrum H/V wykazuje ortogonalną kierunkowość zmian wartości amplifikacji względem kierunku zalegania uskoków. Analiza anizotropii za pośrednictwem spektrum H/V jest możliwa poprzez estymację niniejszego spektrum dla każdego przypadku otrzymanego sygnału horyzontalnego wskutek rotacji o dany kąt. Sama rotacja sygnałów, wykorzystywana w sejsmologii do estymacji składowej radialnej i transwersalnej dla kąta azymutu wstecznego (ang. Backazimuth) jest określona następującym układem równań (Havskov i Ottemöller, 2010):

$$\begin{bmatrix} X_R \\ Y_R \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} X_D \\ Y_D \end{bmatrix}$$
(8.2.1)

gdzie:

 X_D - bezpośrednio zarejestrowany sygnał wzdłuż osi E-W,

 Y_D - bezpośrednio zarejestrowany sygnał wzdłuż osi N-S,

 X_R – sygnał otrzymany po rotacji sygnału , składowa radialna dla kąta azymutu wstecznego,

 Y_R - sygnał otrzymany po rotacji sygnału , składowa transwersalna dla kąta azymutu wstecznego,

 $\boldsymbol{\theta}$ - zadany kąt rotacji.

8.3 Stosunek H/V dla drgań skrętnych

W zgodzie z prowadzonymi obserwacjami sejsmometrycznymi, drgania skrętne są rejestrowane na równi z drganiami translacyjnymi, jako efekt występowania naturalnych i indukowanych zjawisk sejsmicznych. Biorąc pod uwagę kierunek propagacji drgań i przyjmując za odwzorowanie kartezjański układ współrzędnych, drgania wzdłuż osi pionowej nazywane są torsją (*ang. torsion*), natomiast wzdłuż osi horyzontalnych kołysaniem (*ang. rocking*) (Zembaty 2006, 2009). Porównując kierunki propagacji drgań skrętnych i translacyjnych zauważalne jest, że płaszczyzna propagacji drgań torsyjnych pokrywa się z płaszczyzną propagacji horyzontalnych drgań translacyjnych, natomiast płaszczyzna propagacji drgań kołyszących pokrywa się z płaszczyzną pionowych drgań translacyjnych (Rys.8.3.1). Na tej podstawie stwierdzono, że stosunek H/V drgań skrętnych powinien być estymowany dla sygnału grupy fal S, jako odwrotność stosunku liczonego dla drgań translacyjnych (8.3.1) (Sbaa i in. 2017, Ringler i in. 2018, Nawrocki i in.2024). Biorąc zaś pod uwagę nazewnictwo propagujących drgań skrętnych, stosunek H/V został nazwany jako TRSR (*ang. Torsion-to-Rocking Spectral Ratio*) (Nawrocki i in. 2022, Nawrocki i in. 2024) i zdefiniowany następującą zależnością:

$$log_{10}TRSR_{AVi}(f) = log_{10}(S_{Rzi}(f)) - 0.5 \left[log_{10}(S_{Rxi}(f)) + log_{10}(S_{Ryi}(f)) \right]$$
(8.3.1)

gdzie:

 $S_{Rxi}(f)$ - spektrum składowej horyzontalnej drgań skrętnych (kołysania), wzdłuż osi OX, $S_{Ryi}(f)$ - spektrum składowej horyzontalnej drgań skrętnych (kołysania), wzdłuż osi OY, $S_{Rzi}(f)$ - spektrum składowej pionowej drgań skrętnych (torsja).



Rys. 8.3.1 Kierunki propagacji drgań translacyjnych (a), skrętnych (b). Porównanie płaszczyzn wystąpienia torsji(c) i kołysania (d) z odpowiednimi płaszczyznami drgań translacyjnych.

8.4 Spektrum Fouriera

Analiza widmowa sygnału, tj. w domenie częstotliwości opiera się na dekompozycji zarejestrowanego sygnału na podstawowe funkcje z rodziny sinus i cosinus. Ciągłe i dyskretne przekształcenie Fouriera, prowadzące do procesu transformaty Fouriera, zaliczane są do metod analizy sygnału w dziedzinie częstotliwości. Ciągła postać transformaty Fouriera jest określona równaniem.

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) \cdot e^{-j2\pi ft} dt$$
(8.4.1)

gdzie:

j – jednostka urojona ($j^2 = -1$), f – częstotliwość [Hz], t – czas [s].

Obliczona całka Fouriera obrazuje widmo amplitudowe funkcji s(t), a tym samym zależność amplitud poszczególnych składowych sygnału określonego funkcją s(t) od częstotliwości. Tym samym następuje przeniesienie analizy danego sygnału z dziedziny czasu do dziedziny częstotliwości. Przebieg amplitudy w zależności od częstotliwości nazywany jest widmem amplitudowym jak też spektrum częstotliwości.

Wielokrotnie, w analizie sygnałów wykorzystywana jest dyskretna transformacja Fouriera (DFT) – zwłaszcza w przypadku analizy sygnałów nieciągłych (próbkowanych). Definiowana jest analogicznie jak transformata Fouriera, jednakże całkę zastępuję sumowanie:

$$S(m) = \sum_{0}^{N-1} s(n) \cdot e^{\frac{-j2mn\pi}{N}}$$
(8.4.2)

gdzie:

S(m) – dyskretna transformata Fouriera w m-tym punkcie,

N – liczba próbek wykorzystanych do estymacji DFT,

s(n) – n- ta próbka zdyskretyzowanego przebiegu w czasie, $n \in [0, N-1]$.

O ile uzyskane widmo pozwala na dość dokładne zapoznanie się z częstotliwościowym charakterem analizowanego sygnału, o tyle nie pozwala na jasne określenie wystąpienia danej częstotliwości na przebiegu czasowym. Analiza falkowa sygnału jak również algorytm iteracyjny matching-pursuit pozwala na poznanie pełnego rozkładu spektrum częstotliwościowego danego sygnału z ujęciem zależności generacji określonych częstotliwości względem punktu w czasie.

8.5 Spektrum odpowiedzi

Analiza spektrum odpowiedzi traktowana jest jako analityczna metoda oceny wpływu drgań na obiekty budowlane (Ciesielski i in. 1993). Umotywowane jest to zjawiskiem wymuszenia kinematycznego danej budowli wskutek przekazania jej drgań pochodzących z podłoża. Generacja niniejszych drgań może być efektem: cyklicznego ruchu komunikacyjnego (drgania drogowe), wystąpienia wstrząsu górotworu (drgania sejsmiczne) jak i cyklicznej pracy maszyn wzbudzających fale harmoniczne (drgania parasejsmiczne). Sama zaś metoda stanowi podstawę do estymacji sił bezwładności wskutek drgań podłoża. Opisuje ona zależność szczytowych (maksymalnych) wartości amplitud drgań oscylatora o jednym stopniu swobody dynamicznej, który został poddany wymuszeniu kinematycznemu w postaci drgań podłoża u(t), od okresu drgań własnych jak i tłumienia niniejszego oscylatora (Chmielewski i Zembaty 1998; Ciesielski i in. 1993; Tatara 2002) (Rys 8.5.1):



Rys. 8.5.1 Układ o jednym stopniu swobody poddany wymuszeniu kinematycznemu (Chmielewski i Zembaty 1998).

Równanie wspomnianego wyżej ruchu można zapisać następująco:

$$m\ddot{q}^t + c\dot{q} + kq = 0 \tag{8.5.1}$$

gdzie:

q – przemieszczenie względne,

 q^t – przemieszczenie całkowite,

k- sztywność sprężyny oscylatora,

c-tłumienie oscylatora,

m – masa drgająca.

35

Przemieszczenie względne całkowite, w oparciu o rysunek (8.5.1) można wyrazić w zależności od zadanego wymuszenia podłoża *u*:

$$\boldsymbol{q}^{t} = \boldsymbol{q} + \boldsymbol{u} \tag{8.5.2}$$

Podstawiając powyższe równanie (8.5.4) do równania 1 otrzymuje się:

$$\boldsymbol{m}(\boldsymbol{\ddot{q}}+\boldsymbol{\ddot{u}})+\boldsymbol{c}\boldsymbol{\dot{q}}+\boldsymbol{k}\boldsymbol{q}=\boldsymbol{0} \tag{8.5.3}$$

A następnie:

$$m\ddot{q} + c\dot{q} + kq = -m\ddot{u}(t) \tag{8.5.4}$$

Dzieląc obustronnie równanie przez masę m, równanie (8.5.4) otrzymuje następującą postać:

$$\ddot{q} + \frac{c}{m}\dot{q} + \frac{k}{m}q = -\ddot{u}(t) \tag{8.5.5}$$

Jeżeli:

$$\frac{k}{m} = \omega^4 \tag{8.5.6}$$

$$\frac{c}{m} = 4D\omega \tag{8.5.7}$$

gdzie:

 $\boldsymbol{\omega}$ – kołowa częstotliwość drgań własnych oscylatora,

D – ułamek tłumienia krytycznego,

to:

$$\ddot{q} + 4D\omega\dot{q} + \omega^4 q = -\ddot{u}(t) \tag{8.5.8}$$

Rozwiązanie równania (8.5.8) stanowi całka Duhamela:

$$q(t,\omega,D) = -\frac{1}{\omega\sqrt{1-D^2}}\ddot{u}(t)\int_0^t \ddot{u}(t)e^{-\omega D(t-\tau)}\sin(\omega\sqrt{1-D^2})(t-\tau)d\tau \qquad (8.5.9)$$

Powyższa całka przedstawia splot zarejestrowanego sygnału z funkcją sinusa jak i eksponentą, a tym samym równanie (7.5.9) można zapisać następująco:

$$q(t,\omega,D) = -\frac{1}{\omega\sqrt{1-D^4}}\ddot{u}(t) * \left\{ e^{-\omega Dt}\sin\left(\omega\sqrt{1-D^4}\right) \right\}$$
(8.5.10)

Oscylator o jednym stopniu swobody poddawany jest wymuszeniu w postaci pewnego ruchu podłoża, przy założeniu rożnych częstotliwości kołowych drgań własnych ω_0 jak i stałemu tłumieniu krytycznemu *D*. Maksymalne względne przemieszczenie drgań masy oscylatora nazywane jest względnym przemieszczeniowym spektrum odpowiedzi (8.5.11):

$$S_d(\omega, D) = max_t |q(t, \omega, D)|$$
(8.5.11)
Analogicznie estymowane są prędkościowe spektra odpowiedzi oscylatora. W oparciu o pierwszą pochodną całki Duhamela po czasie otrzymywane są amplitudy prędkości drgań oscylatora tłumionego. Wyznaczone szczytowe wartości względne prędkości drgań oscylatorów przyporządkowywane są okresowi drgań własnych oscylatorów dając w efekcie względne prędkościowe spektrum odpowiedzi (8.5.14):

$$S_{v}(\omega, D) = max_{t} |\dot{q}(t, \omega, D)|$$
(8.5.14)

Bezwzględne spektrum odpowiedzi przyspieszenia definiuje się jako: rozkład bezwzględnych przyspieszeń mas oscylatorów o tej samej wartości tłumienia krytycznego w zależności od okresu drgań własnych oscylatorów w odpowiedzi na zadane drganie:

$$S_{ab}(\omega, D) = max_t |\ddot{q}(t, \omega, D) + \ddot{u}(t)|$$
(8.5.13)

Powyższe równanie (8.5.13) można obliczyć w oparciu o zależność (8.5.8):

$$\ddot{q}(t,\omega,D) = -2D\omega\dot{q}(t,\omega,D) - \omega^2 q(t,\omega,D)$$
(8.5.14)

Przedstawiając w postaci splotów funkcji:

$$\ddot{q}(t,\omega,D) + \ddot{u}(t) = q(t,\omega,D) = -\frac{\omega(1-D^2)}{\omega\sqrt{1-D^2}}\ddot{u}(t) *$$

$$\left\{e^{-\omega Dt}\sin\left(\omega\sqrt{1-D^2t}\right)\right\} + 2D\omega\ddot{u}(t) * \left\{e^{-\omega Dt}\cos\left(\omega\sqrt{1-D^2t}\right)\right\}$$
(8.5.15)

Wyznaczone spektra odpowiedzi są wykorzystywane do estymowania maksymalnej odpowiedzi układu o jednym stopniu swobody dla zadanego zapisu ruchu podłoża. Wielokrotnie spotykane jest, że spektra odpowiedzi estymowane są na podstawie względnego przemieszczeniowego spektrum odpowiedzi. Wyznaczone w ten sposób spektra odpowiedzi nazywane są pseudospektrami, co umotywowane jest zarówno przybliżeniem sinusoidalnym jak i zmierzaniem do wartości rzeczywistych tym bardziej im mniejsze jest tłumienie. Zdefiniowane są następującą zależnością:

$$S_a(\omega, D) = \omega S_d(\omega, D) = \omega^2 S_d(\omega, D)$$
(8.5.16)

Różnice pomiędzy bezwzględnym przyspieszeniowym i pseudoprzyspieszeniowym spektrum są znaczne pomiędzy 1Hz i 4Hz, natomiast w przypadku pseudoprędkościowym i względnym prędkościowym spektrum odpowiedzi różnice są nieznaczne i występują poniżej 1Hz (Chmielewski i Zembaty, 1998).

9. Obszar badań

9.1 Budowa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Górnośląskie Zagłębie Weglowe (GZW) jest obszarem znanym ze względu na prowadzoną podziemną eksploatację węgla kamiennego i współtowarzyszącym niej zagrożeniom o charakterze sejsmicznym. Z perspektywy lokacyjnej, niniejszy teren można przybliżyć do trójkąta rozpościerającego się pomiędzy Tarnowskimi Górami, Krakowem i Morawską Ostrawą, czyli zalegającym w zapadlisku przedgórskim śląsko-morawskiej strefy fałdowej Waryscydów (Gabzdyl i Gorol 2008). Wspomniane zapadlisko jest wypełnione utworami węglonośnymi górnego karbonu (silez), w których występują pokłady złóż węgla kamiennego. Zaobserwowana segmentacja blokowa o charakterze równoleżnikowym ma zasadniczy wpływ na sedymentację utworów węglonośnych. Zważywszy na fakt zmiennej grubości bloków, wnioskuje się o zróżnicowanej dynamice podłoża basenu jak i sedymentacji. Wyróżnia się od północy następujące bloki: Tarnowskich Gór, Bytomia, Centralny, Cieszyna i Čadcy. Biorąc pod uwagę uwarunkowania geologiczne przyjmuje się umownie, że zasięg występowania warstw węglonośnych karbonu górnego definiuje granicę GZW (Rys. 9.1.1). Tym samym, z zachodu niniejszy obszar ograniczony jest występowaniem sfałdowanych utworów fliszowych karbonu dolnego, z południa pasem erozyjnym przebiegającym pod nasunięciem fliszu karpackiego oraz neogenem, natomiast północno-zachodnią strefą graniczną jest linia zalegania utworów permu oraz triasu. Wykształcenie głównych struktur GZW uwarunkowane było ruchami skonsolidowanego podłoża (Kotas 1968, 1972). Opierając się na badaniach przeprowadzonych przez Kotasa (1972, 1985), cokół krystaliczny zbudowany jest z mniejszych bloków oddzielonych od siebie głębokimi nieciągłościami, o przeważającym kierunku zachodnio-wschodnim (Kotas, 1985; Goszcz, 1986).

Charakter budowy tektonicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego upatrywany jest jako zasadniczy efekt orogenezy waryscyjskiej, podczas której powstawały główne systemy fałdów i uskoków. Niemniejsze znaczenie miały ruchy przesuwcze wzdłuż rozłamów wgłębnych jak i strefach ograniczających zagłębie, które odpowiadały za wykształcenie struktur pokrywy paleozoicznej. Wyróżnia się trzy strefy wykształcenia strukturalnego w utworach serii produktywnej (Konstantynowicz, 1984) (Rys. 9.1.1.):

- 1. Strefę tektoniki fałdowej
- 2. Strefę tektoniki blokowej (dysjunktywnej)
- 3. Strefę tektoniki fałdowo-blokowej

Strefa tektoniki fałdowej stanowi wąski pas o szerokości ok. 25 km i trajektorii SSW-NNE, występujący w zachodniej części GZW. Rozpościera się od zachodniej granicy, aż do nasunięcia orłowsko-boguszowskiego, cechując się silnie sfałdowanymi utworami karbonu (Chećko i in. 2013). Większość struktur niniejszej strefy została wykształcona przy dominującym udziale horyzontalnych składowych kompresyjnego pola naprężeń, będącego skutkiem ekspansji od strony zachodniej frontu morawsko-śląskiej gałęzi waryscydów (Idziak i in. 1999).



Rys. 9.1.1 Litostratygrafia i tektonika GZW: 1 - Seria Paraliczna; 2 - Górnośląska Seria Piaskowcowa;
3 - Seria Piaskowcowa;
4 - Krakowska Seria Piaskowcowa;
5 - ważne uskoki,
6 - nasunięcia).

Strefa tektoniki blokowej rozpościera się w kierunku wschodnim od strefy fałdowej, a struktury ją tworzące charakteryzuje przebieg równoleżnikowy. Rozciąga się w kierunku wschodnim względem nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (Chećko i in. 2013). W strefie tektoniki blokowej stwierdzona została obecność znacznej liczba uskoków normalnych jak i ścisłe powiązanie z blokową budową podłoża. Znaczny obszar niniejszej strefy zajęty jest przez nieckę główną – strukturę o charakterze synkliny, której oś przebiega łukiem z zachodu na wschód oraz dalej na południowy zachód przez środek GZW. Kolejnymi strukturami, występującymi w kierunku północnym względem niecki głównej są: siodło główne oraz brachysynklina Bytomia. Ponadto wyróżnia się następujące jednostki tektoniczne: niecka główna, niecka bytomsko-dąbrowska, siodło główne, siodło Jastrzębia oraz niecka Drogomyśla (Chećko i in. 2013). Sieć uskoków ma w głównej mierze przebieg równoleżnikowy, jednakże w części centralnej udokumentowane są dyslokacje o kierunku południkowym.

Strefa tektoniki fałdowo-blokowej zalega w północnej jak i północno-wschodniej części GZW, granicząc ze strefą tektoniki dysjunktywnej. Wergencja struktur, czyli obecność asymetrycznego układu fałdów i uskoków o dominującym przebiegu NW-SE, przeciętego uskokami o kierunku południkowym jest elementem charakterystycznym dla niniejszej strefy (Jureczka i Kotas, 1995).

Rozpoznanie tektoniki karbonu produktywnego było przeprowadzane na podstawie analizy uzyskanych wyników z prac geologicznych, geofizycznych jak i górniczych (np. Herbich 1981; Teper 1998; Idziak i in. 1999; Pilecka 2015). Na tej podstawie stwierdza się, że nieznaczne pokrycie regionu osadami mezozoicznymi uniemożliwia dokładne poznanie wpływu alpejskich ruchów tektonicznych na strukturalną budowę GZW. Niemniej opierając się na uogólnionej analizie sieci uskoków triasowych, wnioskuje się o powtarzalności przez nie kierunku zalegania zgodnego z siecią uskoków karbonu (Pilecka, 2005). Sieć uskokowa utworów karbońskich, których kontynuację zaobserwowano w triasie i miocenie charakteryzuje się systemem subrównoleżnikowych uskoków, o strukturze półzrębowej. Na tej podstawie stwierdzono, że powstawanie nowych stref uskokowych podczas orogenezy alpejskiej jak i odnowienie starszych stref uskokowych nie zmieniło ukształtowania GZW nadanego podczas orogenezy waryscyjskiej.

W oparciu o przeprowadzone badania geologiczne stwierdzono, że podłoże GZW zbudowane jest z utworów: prekambru, kambru, dewonu oraz karbonu (Jureczka i Kotas, 1995). Kompleks prekambryjski utworzony jest przez zmetamorfizowane skały pelitowe oraz psamitowe, natomiast kambr stanowią jedynie utwory klastyczne. Warstwa skał dewońskich zbudowana jest przez utwory klastyczne (Dewon Górny), szare i ciemnoszare warstwy dolomitowe (Dewon Środkowy) oraz wapienie organiczne i detrytyczne (Dewon Górny). Kontynuację Górnego Dewonu stanowią skały węglanowe, zaliczane już do Karbonu Dolnego, w których skład wchodzą: wapienie detrytyczne, organodetrytyczne, pseudo-oolitowe. Natomiast w Karbonie Górnym znaduje się analogiczny typ skał wapiennych, jednakże poprzewarstwiany przez tufity, mułowce oraz lidyty (Chećko i in. 2013). Utwory karbonu produktywnego zalegają asymetrycznie na całym obszarze ujawniając przy tym dwudzielną budowę. Seria paraliczna (SP), stanowiąca dolną część zalega na morskich osadach siliciklastycznych, natomiast górna część, tworzona przez: górnośląską serię piaskowcową (GSP), serię mułowcową (SM) oraz krakowską serię piaskowcową (KSP) zalega panakoradantnie na części dolnej (Chećko i in., 2013). Nadkład karbonu produktywnego

40

stanowią utwory zaliczane do arkozy kwaczalskiej. Utwory permskie, w których skład wchodzą: martwica wapienna, zlepieńce myślachowickie, ogniwo porfirowo-wapienne, tufy filipowickie, melafiry i porfiry zaobserwowano na wschodnich i północnych krańcach GZW. Natomiast obszar niecek bytomskiej, chrzanowskiej, wilkoszyńskiej i długoszyńskiej jest charakterystyczny z perspektywy występowania utworów triasu. Pstry piaskowiec, iłowce jak i mułowce budują dolny trias, natomiast powyżej zalegają margle i wapienie jamiste. Struktury charakterystyczne dla Jury, czyli margle glaukonitowe oraz wapienie skaliste występują na wschodnich krańcach GZW. Warstwy trzeciorzędowe zbudowane przez piaskowce i iły występują w formie nieciągłej pokrywy osadowej. Osady czwartorzędowe tworzą warstwę o zmiennej miąższości, zależnej od morfologii terenu (Chećko i in. 2013).

9.2 Sejsmiczność Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Aktywność sejsmiczna odnotowana w obszarze GZW jest ściśle związana z prowadzoną eksploatacją wegla kamiennego. Ze względu na genezę, wyróżnia się następujące kategorie zjawisk sejsmicznych (Stec, 2006): górniczo-tektoniczne oraz górnicze. Wstrząsy o charakterze górniczo-tektonicznym są efektem interakcji prowadzonej eksploatacji górniczej z warunkami tektonicznymi. Ogniska niniejszych zjawisk występują w strefach zaburzonych tektonicznie, cechując się zdecydowanie większą energią sejsmiczną niż w przypadku zjawisk górniczych. Generalnie, w oparciu o wiele estymacji mechanizmów niniejszych zjawisk stwierdza się, że składowa implozyjna i eksplozyjna stanowią po 15 % tensora momentu sejsmicznego, natomiast 70% stanowi komponent związany z czystym ścinaniem (Stec, 2006). Zjawiska o charakterze górniczym są efektem samej eksploatacji węgla kamiennego, a tym samym ogniska wstrząsów występują w pobliskim sąsiedztwie prowadzonych ścian. Elementem charakteryzującym niniejszy typoszereg jest zdecydowanie mniejsza energia sejsmiczna i dominujący eksplozyjny charakter mechanizmu. Patrząc z perspektywy statystycznej, składowa eksplozyjna jak i kompresyjna tensora momentu sejsmicznego waha się w przedziale 20-50 %, natomiast składowa ścinająca osiąga marginalne wartości (mniejsze od 10%) (Stec, 2006). W oparciu o zarejestrowane dane w okresie 1993 - 2012 stwierdza się, że następuje sukcesywny spadek liczby zjawisk sejsmicznych względem lat siedemdziesiątych i osiemdziesiątych ubiegłego wieku na obszarze GZW. Ówcześnie w trakcie roku odnotowywanych było od 2000 do prawie 4000 zjawisk sejsmicznych, z czego kilkadziesiąt stanowiło silne wstrząsy o energii sejsmicznej $E_s \ge 10^7 J$ (Stec i Lurka, 2015). Pewnym wyjątkiem jest okres od 1998 do 2003 roku, gdy zaobserwowany został wzrost liczby zjawisk sejsmicznych, analogicznie jak w roku 2005. Najliczniej występowały zjawiska sejsmiczne w roku 2003 i 2005, a ich liczba wyniosła odpowiednio 1524 i 1451. Kolejne lata, za wyjątkiem nieznacznego wzrostu w 2010 roku przyniosły sukcesywny spadek aktywności sejsmicznej (Stec i Lurka, 2015). Patrząc z perspektywy energii sejsmicznej zarejestrowanych zjawisk, odnotowano 19562 wstrząsów o energii sejsmicznej $E_s \ge 10^5 J$, z czego 2661 zjawisk wyemitowało energię rzędu 10⁶ J. Zarejestrowano także 268 wstrząsów o energii sejsmicznej rzędu 10⁷/, 22 o energii 10⁸/, oraz 4 o energii 10⁹/ (Stec i Lurka, 2015). W efekcie stwierdza się wzrost liczby wstrząsów o najwyższych energiach oraz spadek liczby zjawisk o energiach na poziomie $10^5 I$. W oparciu o dane lokalizacyjne ognisk wstrząsów dostrzeżono nieregularność ich występowania na całym obszarze GZW. Hipocentra zostały zlokalizowane w jednostkach strukturalnych, które cechowały się głębokim zaleganiem pokładów węglowych jak i otoczonych kompleksami piaskowcowymi o wysokich parametrach wytrzymałościowych. Do niniejszych jednostek zaliczono: nieckę bytomską, siodło główne, nieckę główną, nieckę kazimierzowską oraz nieckę jejkowicką (Stec i Lurka, 2015). Analizując sumarycznie wyemitowaną energię sejsmiczną, największa jej cześć przypadła na siodło główne (54%) oraz nieckę bytomską (42%), klasyfikując tym samym niniejsze rejony jako obszary o największym zagrożeniu sejsmicznym. Znaczna liczba ognisk wstrzasów została zlokalizowana w niecce jejkowickiej, jednakże o zdecydowanie niższej energii sumarycznej rzędu 12%, natomiast w przypadku obszaru niecki głównej energia średnia wstrząsów osiągnęła poziom 19% przy niskiej liczbie zjawisk. Zmniejszony poziom eksploatacji węgla kamiennego w rejonie niecki kazimierzowskiej skutkował odnotowaniem najniższego poziomu aktywności sejsmicznej (Stec i Lurka, 2015). Pełny opis aktywności sejsmicznej w GZW jest możliwy poprzez skorelowanie jej z charakterystyką budowy geologicznej górotworu karbońskiego (Stec, 2009). W rezultacie rejon uskoku kłodnickiego w siodle głównym był obszarem cechującym się największym poziomem aktywności sejsmicznej co miało bezpośredni związek z eksploatacją prowadzoną w warstwach siodłowych oraz rudzkich. Eksploatacja pokładów 502, 510 i 418 skutkowała wystąpieniem wstrząsów o najwyższych energiach sejsmicznych rzędu 10^8 / i 10^9 /. (Stec i Lurka, 2015), natomiast eksploatacja pokładów 207 i 209 warstw łaziskich była związana z aktywnością sejsmiczną niecki głównej. Natomiast prowadzona eksploatacja węgla kamiennego w pokładach warstw jaklowieckich 703 i 713 skutkowała wystąpieniem największej liczby wstrząsów w niecce jejkowickiej (Stec i Lurka, 2015).

9.3 Miejsca prowadzenia obserwacji sejsmologicznej

Sygnały sejsmiczne drgań skrętnych i translacyjnych pochodnych od wstrząsów górniczych rejestrowane były w sumie przez cztery stanowiska sejsmiczne (Rys 9.3.1). Pierwsze z nich, Planetarium (PLA) mieściło się w podziemiach Planetarium Śląskiego w Chorzowie, gdzie uwarunkowania techniczne stanowiska umożliwiły zamontowanie czujników na betonowym postumencie. Usytuowanie stanowiska z dala od istotnych tras komunikacyjnych pozwoliło na rejestrację zapisów sejsmometrycznych w bardzo dobrym stosunku szumu do sygnału, co przełożyło się na zarejestrowanie 70 przypadków wstrząsów, głównie Z rejonu wydobycia prowadzonego przez KWK Murcki-Staszic. W skład katalogu z niniejszego stanowiska wchodzą zjawiska, których magnituda lokalna M_1 zawierała się w przedziale od 2.4 do 3.5, a odległość epicentralna od 5.70 km do 20.40 km. Stanowisko Imielin (IMI) zlokalizowane było na terenie chronionym zapory zbiornika Dziećkowice w Chełmie Śląskim. Czujniki w tym przypadku zostały usytuowane w studzience technicznej, tuż przy budynku ochrony. Usytuowanie czujników umożliwiło rejestrację 60 zapisów sejsmicznych, będących efektem pobliskiej eksploatacji węgla kamiennego, prowadzonej przez KWK Piast-Ziemowit, Ruch Ziemowit. W katalogu zostały ujęte zjawiska, których magnituda lokalna M_1 zawierała się w przedziale od 1.7 do 2.7, a odległość epicentralna od 0.65 km do 5.52 km. Stanowisko sejsmiczne Ziemowit (ZIE) usytuowane było w budynku ochrony, zlokalizowanym na terenie zapory zbiornika Dziećkowice w Chełmie Śląskim. Dystans względem stanowiska IMI wynosił ok 5 m, natomiast czujniki zostały ustawione w rogu budynku, pomiędzy zewnętrzną ścianą nośną i wewnętrzną ścianą działową. Okres prowadzonej obserwacji pozwolił na zarejestrowanie 45 zjawisk sejsmicznych, które zostały zarejestrowane również przez stanowisko IMI. Przedziały magnitud lokalnych omawianych zjawisk jak i dystansu epicentralnego były identyczne dla stanowisk IMI jak i ZIE. Czwarte stanowisko sejsmiczne znajdowało się w Żarkach k. Libiąża, rejestrując wstrząsy pochodne od prowadzonej eksploatacji węgla kamiennego przez ZG Janina (JAN). Magnitudy lokalne zarejestrowanych zjawisk zawierały się w przedziale od 2.2 do 3.4, natomiast odległość epicentralna wahała się od 0.50 km do 30.00 km.

Pomiary drgań translacyjnych prowadzone były za pośrednictwem trójskładowego akcelerometru EA-120, którego zakres pomiarowy wynosił ±2g, a zakres dynamiki 128 dB. Pomiary drgań skrętnych na stanowisku JAN wykonywane były za pośrednictwem sejsmometru rotacyjnego R-2, natomiast sejsmometry R-1 odpowiadały za prowadzone rejestracje na pozostałych stanowiskach. Zarówno sejsmometry R-1 jak i R-2 należą do rodziny

44

trójskładowych sejsmometrów rotacyjnych elektrochemicznych, w których ruch substancji elektrolitycznej generuje proporcjonalną do prędkości kołowej różnicę potencjałów napięcia (Eentec 2006; Bernauer i in. 2012; Leugoud i Kharlamov, 2012; Huang i in. 2013). Sejsmometry R-1 i R-2 charakteryzuje czułość odpowiednio na poziomie $1.2 \cdot 10^{-7} \frac{rad}{c}$ i 6.0 · $10^{-8} \frac{rad}{s}$ oraz dynamika odpowiednio 110dB i 117dB. W oparciu o przeprowadzone badania (Nigbor i in. 2009, Bernauer i in. 2012) czułość, a tym samym i wartość parametrów przez sejsmometry rotacyjne wykazuje silną zależność od temperatury rejestrowanych otoczenia. Prowadząc obserwacje sejsmometryczne, przeprowadzany wielokrotnie pomiar temperatury otoczenia przedstawiał temperaturę niższą od 18°C, co w zgodzie z przeprowadzonymi testami laboratoryjnymi (Bernauer i in. 2012) umożliwia pracę na zarejestrowanych danych bez potrzeby wykonywania korekty zarejestrowanych sygnałów. Akwizycja danych w każdym przypadku odbywała się za pośrednictwem 12-kanałowego rejestratora DR-4000, wyposażonego w 24-bitowy przetwornik, w pełni zsynchronizowanego z uniwersalnym czasem koordynowanym południka 0° (ang. Universal Time Coordinated -UTC). Miejsca posadowienia stacji wykazują znaczne podobieństwa w budowie geologicznej (Buła i Kotas 1994; Jureczka i in. 1995), na którą składają się osady czwartorzędowe przykrywające piaskowcowe utwory Triasu, jak i zalegające pod nimi utwory Karbonu. Sytuacja ta nie ma jednakże miejsca w przypadku stanowiska PLA, gdyż warstwy Triasu w tym miejscu nie zostały rozpoznane. Utwory czwartorzędowe zbudowane są z luźnych osadów piaszczystych, ilastych i mulastych. Natomiast w przypadku Karbonu, głównie występują przewarstwione formacjami węglonośnymi piaskowce i mułowce.



Rys. 9.3.1 Informacje o obszarze badań: a) umiejscowienie w Polsce; b) uproszczony profil geologiczny dla stanowisk IMI i ZIE; c) uproszczony profil geologiczny dla stanowiska PLA; d) uproszczony profil geologiczny dla stanowiska JAN; e) dokładna mapa lokalizacji stanowisk i ognisk analizowanych wstrząsów.

10.Wyniki badań

10.1 Estymacja stosunku H/V dla drgań skrętnych i analiza wpływu amplifikacji na relacje skalowania

Zależność pomiędzy wartościami szczytowych amplitud drgań skrętnych i translacyjnych, zarejestrowanych w efekcie wystąpienia wstrząsu sejsmicznego nosi nazwę relacji skalowania (Rozdział 7.4). W praktyce, relacja skalowania jest analizowana pomiędzy pionową składową drgań skrętnych i wypadkową zapisów horyzontalnych drgań translacyjnych. Maksymalne zaś wartości drgań, ujętych w relacji skalowania odczytywane były z zarejestrowanej na sejsmogramach grupy fal powierzchniowych. Zauważyć należy, że mechanizm generacji drgań skrętnych nie wyklucza ich rejestracji jako konsekwencji propagacji fal poprzecznych. W konsekwencji zasadnym wydawałoby się zbadanie relacji skalowania dla maksymalnych wartości drgań, które zostały zarejestrowane dla wspomnianej grupy fal bezpośrednich. Jednakże, analiza szczytowych wartości rejestrowanych przemieszczeń dla grup fal poprzecznych skłania do zweryfikowania wpływu efektu parametrów lokalnych, czyli amplifikacji na dokonywane rejestracje drgań skrętnych i translacyjnych. Sposobem estymacji warunków lokalnych drgań translacyjnych jest analiza HVSR, którą pod postacią TRSR można zaadaptować do wyznaczenia krzywej amplifikacji drgań translacyjnych (Rozdział 8.3). Ocena wpływu amplifikacji na relację skalowana została opisana w publikacji (Rozdział 14.1):

Nawrocki, D., Mendecki, M. J., Mutke, G., & Teper, L. (2025). Influence of Site Effects on Scaling Relation Between Rotational and Translational Signals Produced by Anthropogenic Seismicity. Applied Sciences, 15(1), 102. <u>https://doi.org/10.3390/app15010102</u>

Dane sejsmometryczne, które zostały wykorzystane do przeprowadzonej analizy stanowiły rezultat prowadzonej obserwacji sejsmometrycznej na stanowiskach zlokalizowanych w Planetarium Śląskim (m. Chorzów) oraz zaporze zbiornika Dziećkowice (m. Chełm Śląski). Niniejsze stanowiska, oznaczone odpowiednio kodami PLA oraz IMI, wyposażone w czujniki niezależnie mierzące sygnały drgań skrętnych i translacyjnych rejestrowały wstrząsy indukowane podziemną eksploatacją węgla kamiennego przez pobliskie zakłady górnicze. W przeprowadzonej analizie zostało wykorzystanych łącznie 130 zapisów wstrząsów.

Estymacja krzywych spektralnych efektów lokalnych nie warunkuje każdorazowo jednoznacznego określenia częstotliwości rezonansowej czy amplifikacji m.in. wskutek wystąpienia więcej niż jednego piku lub obecność szerokiego piku bez określonego wierzchołka na niniejszym spektrum (Zhu i in. 2020). Ponadto określenie parametrów związanych z szerokością okna bądź krotnością zaznaczenia sygnału do wejściowego do poprawnej estymacji spektrum H/V wymaga znajomości spodziewanej częstotliwości rezonansowej na analizowanym obszarze (SESAME). W konsekwencji pierwszym etapem badań było wyznaczenie teoretycznych krzywych spektralnych przy pomocy metody opisanej przez Szczygła i in. (2020). Na tej podstawie określone zostały parametry związane z liczbą cykli, potrzebną do poprawnej estymacji stosunku H/V. Teoretyczna częstotliwość rezonansowa wynosiła, odpowiednio dla stanowiska PLA i IMI : 4.25 Hz i 1.65 Hz.

W kolejnym etapie zostały wyznaczone krzywe amplifikacji dla drgań skrętnych i translacyjnych przy zastosowaniu metody H/V (Rozdział 4.1). W przypadku stanowiska IMI, wyniki HVSR i TRSR wykazały obecność dwóch pików amplifikacji, spełniających kryteria wiarygodności określone przez SESAME, odpowiednio: 1.60 Hz i 2.20 Hz dla drgań translacyjnych oraz 1.80 Hz i 4.40 Hz dla drgań skrętnych. Trzeci pik TRSR, który występował dla częstotliwości rzędu 3.50 Hz nie spełniał kryteriów wiarygodności narzuconej przez SESAME. Ze względu na dominujący charakter pierwszego maksimum amplifikacji nad kolejnym jak i zgodność z teoretycznie wyznaczoną krzywą spektralną uznano, że pierwsze maksima HVSR i TRSR definiują wartości parametrów efektów lokalnych. Natomiast w przypadku stanowiska PLA, wyniki HVSR i TRSR wykazały obecność jednego piku amplifikacji, określonego dla częstotliwości rezonansowej odpowiednio: 4.20 Hz dla drgań translacyjnych jak i 5.40 Hz dla drgań skrętnych. Porównanie krzywych spektralnych pomiędzy stanowiskami zwraca uwagę na znaczną różnicę wartości częstotliwości rezonansowych pomiędzy drganiami skrętnymi i translacyjnymi, które zostały zarejestrowane przez stanowisko Planetarium. Wyjaśnienie niniejszej obserwacji wiąże się z obecnością zwierciadła wód podziemnych jak i kompleksu spękań, które wpływają na płytsze zaleganie warstw skalnych odpowiadających za rezonans drgań skrętnych. Przedstawiony tok rozumowania zyskuje zasadność w obliczu przeprowadzonej analizy wpływu lokalnych nieciągłości na drgania translacyjne oraz skrętne (Singh i in. 2020). Otóż wykazano, że obecność nieciągłości geologicznych ma zasadniczy wpływ na pomiary składowych gradientu pola falowego (m.in. drgań skrętnych), co skutkuje przesunięciem fazy i amplitudy sygnału, a sama intensywność procesu jest zależna od kontrastu prędkości propagacji fal w ośrodku.

Ostatni etap badań dotyczył estymacji parametrów relacji skalowania, która była przeprowadzona wielotorowo. Otóż, obliczenia zostały przeprowadzone dla modelu funkcji liniowej uwzględniającej osobno: zerową jak i niezerową wartość parametru b (wyrazu wolnego), oraz ze względu na podobne wartości parametru uśrednionej prędkości fal poprzecznych do granicy 30 m (tzw. Parametr V_{S30}) łącznie, jak i osobno dla danych zarejestrowanych przez stanowisko PLA oraz IMI. Analogicznie przebiegła estymacja parametrów modeli relacji skalowania dla danych skorygowanych o wartość dominującej amplifikacji, czyli szczytowych wartości sygnałów podzielonych przez wartość amplifikacji. Opierając się na uzyskanych wartościach parametrów relacji skalowania można sformułować następujące wnioski: (1) model, który nie uwzględnia niezerowej wartości parametru b wykazuje lepsze dopasowanie modelu względem danych obserwowanych; (2) korekta szczytowych wartości drgań o wartość amplifikacji skutkuje obniżeniem wartości parametru a - nachylenia modelu względem osi oraz podwyższenia wartości parametru b; (3) mimo zbieżnej wartości parametru V_{S30} na obu stanowiskach widoczne są znaczne rozbieżności umiejscowienia punktów względem wyznaczonego modelu. Zadaniem parametru b jest zasadzie poprawa dopasowania estymowanego modelu względem danych, co W w analizowanych przypadkach nie jest obserwowane. Wskazuje to tym samym na zasadność estymacji relacji skalowania bez uwzględnienia niezerowej wartości niniejszego parametru. Drugi z wniosków wskazuje na zależność wartości parametrów modelu względem zastosowania korekty o wartość amplifikacji. O ile zasadność stosowania niezerowej wartości parametru b, jak wspomniano wcześniej, budzi watpliwości o tyle obserwacja zmian wartości parametru a stanowi istotną obserwację. Otóż parametr a jest związany odwrotnie proporcjonalnie z prędkości fazową grup fal SH, a tym samym określa on pewną zależność względem przypowierzchniowych warunków geologicznych (Ringler i in. 2018). Korekta o wartość amplifikacji sprawiła bowiem, że wartość prędkości fazowej grupy SH na stanowiskach IMI i PLA spadła odpowiednio z : 1101 m/s do 496 m/s oraz z 982 m/s do 387 m/s. Ostatni z wniosków, związany z rozbieżnością wartości względem modelu globalnego wskazuje na możliwość wystąpienia dodatkowych czynników warunkujących rejestrowane wartości drgań skrętnych, które również należałoby ująć w analizie, takich jak: odległość epicentralna, relacja tłumienia oraz parametry źródła.

Wyniki analizy przedstawionej w artykule można podsumować następująco: (1) obecność nieciągłości geologicznych może skutkować osiąganiem wyższych częstotliwości rezonansowych przez drgania skrętne, a tym samym różne warstwy geofizyczne w danym ośrodku są odpowiedzialne za generowanie amplifikacji drgań skrętnych jak i translacyjnych;

49

(2) relacje skalowania wykazują lepsze dopasowanie danych do modelu dla danych skorygowanych o wartość amplifikacji; (3) redukcja zmierzonych wartości drgań o wartość amplifikacji skutkuje obniżeniem wartości prędkości fazowej, związanej z propagacją fal SH, a tym samym wykazuje korelację względem parametrów związanych z przypowierzchniowymi warunkami geologicznymi.

10.2 Analiza porównawcza wpływu wybranej metody spektralnej na estymacje krzywej H/V

Krzywa spektralna efektów lokalnych, wyznaczoną metodą HVSR jest stosunkiem spektrum drgań składowej horyzontalnej i pionowej. Natomiast pod pojęciem spektrum może być rozumiane spektrum Fouriera lub spektrum odpowiedzi (Rozdział 8.4 i 8.5). Wspomniane metody estymacji spektrum nie powinny być traktowane zamiennie, gdyż estymowane wartości parametrów mogą od siebie odbiegać, co wiąże się z faktem, że współrzędna widmowa Fouriera nie jest kontrolowana przy podobnej częstotliwości co rzędna widmowa odpowiedzi przy wysokiej częstotliwości oscylatora, ale jest określana przez amplitudy Fouriera w szerokim zakresie częstotliwości (Bora i in. 2016). Przyjęło się, że stosunek H/V jest wyznaczany dla stosunku spektrum Fouriera, jednakże biorąc pod uwagę możliwość wystąpienia wielu pików, estymacja dodatkowej krzywej spektralnej przy użyciu metody spektrum odpowiedzi powinna pomóc w jednoznacznym określeniu wartości parametrów efektów lokalnych. Porównanie niezależnie wyznaczonych dla drgań skrętnych i translacyjnych krzywych amplifikacji (Rozdział 14.2):

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024) Estimation of the resonance frequency of rotational and translational signals evoked by mining-induced seismicity. Frontiers in Earth Science. 2024, 12, 1403043. 10.3389/feart.2024.1403043

Wykorzystane dane do przeprowadzenia analizy opisanej w publikacji są efektem prowadzonej obserwacji sejsmometrycznej przez cztery stanowiska, zlokalizowane w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W przypadku dwóch stanowisk, Imielin (IMI) i Ziemowit (ZIE) analizowane dane pokrywały się w pewnym zakresie – były pochodną dokładnie tych samych wstrząsów. Na podłożu lokalnych warunków geologicznych stwierdzić można, że umiejscowienie niniejszych stanowisk było identyczne, a dystans między nimi wynosił 5m. Zasadniczą różnicą był sposób posadowienia czujników, które ustawione były na stanowisku IMI i ZIE odpowiednio: w studzience na płycie chodnikowej; na podłodze budynku w rogu ścian nośnej i działowej. W przypadku kolejnego stanowiska, Janina (JAN), czujniki zostały umiejscowione na wylewce betonowej w garażu, natomiast na ostatnim stanowisku – Planetarium (PLA), zostały umiejscowione na betonowym postumencie. Na wszystkich

wymienionych stanowiskach rejestrację drgań skrętnych i translacyjnych były prowadzone niezależnie.

Porównanie wyników HVSR i TRSR otrzymanych omówionymi metodami dla stanowiska Planetarium wykazało, że: (1) różnica w częstotliwości rezonansowej otrzymanej dla drgań translacyjnych wynosi 0.30 Hz za wyjątkiem składowej EW otrzymanej z zastosowania spektrum Fouriera, gdzie różnica ta wyniosła 1.50 Hz; (2) różnica pomiędzy spektrum amplifikacji drgań skrętnych wyznaczona przy pomocy spektrum Fouriera i spektrum odpowiedzi wyniosła 0.10 Hz.

W przypadku stanowiska JAN, krzywa amplifikacji drgań translacyjnych wyznaczona przy użyciu spektrum Fouriera wykazała obecność trzech pików amplifikacji, które odpowiadały częstotliwości: 1.50 Hz, 2.0 Hz, and 2.40 Hz, natomiast krzywa wyznaczona przy użyciu spektrum odpowiedzi wykazała obecność tylko jednego piku, który odpowiadał częstotliwości 1.90 Hz. Analizując składowe horyzontalne, metoda spektrum odpowiedzi umożliwiła tylko na rozpoznanie piku amplifikacji składowej wschodnio-zachodniej, odpowiadającej częstotliwości 1.80 Hz. Natomiast zastosowane spektrum Fouriera, w przypadku składowych horyzontalnych umożliwiło na rozpoznanie pików amplifikacji dla częstotliwości: 2.40 Hz w przypadku składowej wschodnio-zachodniej oraz 1.60 Hz dla składowej północno-południowej. Krzywa amplifikacji drgań skrętnych wyznaczona przy pomocy metody spektrum odpowiedzi wykazała obecność maksimum amplifikacji przy częstotliwości 1.80 Hz dla wszystkich składowych jak i dodatkowego piku przy częstotliwości 4.00 Hz, który był widoczny tylko w przypadku krzywej uśrednionej. Zastosowanie metody spektrum Fouriera w obliczeniu stosunku H/V dla drgań skrętnych wykazało obecność odpowiednio dwóch, trzech jak i czterech pików amplifikacji, które odpowiadały następującym częstotliwościom: 1.80 Hz i 4.40 Hz dla spektrum uśrednionego, 0.80 Hz, 1.80 Hz i 4.00 Hz dla składowej północno-południowej; 1.00 Hz, 2.00 Hz, 3.20 Hz i 4.40 Hz dla składowej wschodnio-zachodniej.

Niezależnie od składowej, krzywa amplifikacji otrzymana z metody spektrum Fouriera dla stanowiska IMI, wykazała w przypadku drgań translacyjnych obecność dwóch pików amplifikacji, które wystąpiły dla częstotliwości rzędu 1.60 Hz i 2.20 Hz. Krzywa amplifikacji wyznaczona za pośrednictwem spektrum odpowiedzi wykazała obecność jednego piku amplifikacji, który odpowiadał częstotliwości 1.60 Hz. Analizując natomiast krzywe spektralne drgań skrętnych dostrzega się, że w przypadku metody spektrum Fouriera występują trzy piki amplifikacji, które odpowiadają częstotliwości 1.80 Hz, 3.40 Hz, i 4.60 Hz. Natomiast w oparciu o metodę spektrum odpowiedzi, krzywa amplifikacji wyszczególnia dwa piki

amplifikacji, które występują dla częstotliwości 1.80 Hz i 4.60 Hz. Krzywe amplifikacji drgań translacyjnych ze stanowiska ZIE, wyznaczone zarówno metodą spektrum Fouriera jak i spektrum odpowiedzi wykazują duże podobieństwo względem analogicznych krzywych, wyznaczonych z danych rejestrowanych przez stanowisko IMI. Natomiast krzywe amplifikacji drgań skrętnych, niezależnie od zastosowanej metody nie wykazują obecności żadnego z pików, które widoczne były dla analogicznych danych ze stanowiska IMI.

W oparciu o przedstawione wyniki porównania krzywych H/V wyznaczonych metodą spektrum Fouriera jak i spektrum odpowiedzi nasuwają się następujące obserwacje: (1) metoda spektrum odpowiedzi przedstawia zdecydowanie mniejszą liczbę pików amplifikacji niż metoda spektrum Fouriera, (2) wartości amplifikacji uzyskane z metody spektrum odpowiedzi są zdecydowanie niższe niż w przypadku zastosowania metody spektrum Fouriera, (3) wystąpienie określonych okoliczności skutkuje niemożnością estymacji spektrum H/V drgań skrętnych na stanowisku ZIE.

Pierwsza obserwacja potwierdza zasadność stosowania metody spektrum odpowiedzi jako dodatkowego sposobu estymacji krzywej H/V, który może weryfikować poprawność określenia danego piku amplifikacji jako generalnego. Jednakże biorąc pod uwagę osiągane wartości amplifikacji przez piki wyznaczone z metody spektrum odpowiedzi, wciąż pierwszorzędnym narzędziem do określenia wartości parametrów efektu lokalnego jest metoda oparta na wyznaczeniu spektrum Fouriera. Tym samym estymacja krzywej amplifikacji H/V metodą spektrum odpowiedzi wydaje się zasadna w przypadkach, gdy występuje więcej niż jeden pik amplifikacji na krzywej spektralnej wyznaczonej z metody spektrum Fouriera. Powyższe konkluzje mają zastosowanie do analizy spektralnej przy użyciu krzywych H/V zarówno drgań skrętnych jak i translacyjnych.

Trzecia z obserwacji, związana z brakiem pików na krzywej amplifikacji wyznaczonej dla drgań skrętnych zarejestrowanych przez stanowisko ZIE, mogłaby błędnie sugerować, że: (1) drgania skrętne nie ulegają amplifikacji, (2) uwarunkowania geologiczne nie wykazują skłonności do amplifikacji drgań, (3) zastosowana metoda estymacji amplifikacji drgań skrętnych jest błędna. Biorąc pod uwagę wyniki estymacji krzywej amplifikacji dla drgań skrętnych zarejestrowanych przez stanowisko IMI, powyżej sformułowane wnioski można jednoznacznie odrzucić. Zasadnym w tej sytuacji wydaje się znalezienie przyczyny zaistniałego stanu rzeczy. Otóż, w oparciu o zaprezentowane wyniki badań przez Falamarz-Sheikhabadi i Ghafory-Ashtiany (2015), stwierdza się, że rozmiar podłoża na którym stoją czujniki drgań skrętnych zasadniczo wpływa na spektrum wyznaczone ze składowej pionowej co skutkuje wytłumienie całego spektrum. Obserwacja ta jednakże jest prawdziwa wobec drgań skrętnych

co można wyjaśnić następująco, otóż: efekty oddziaływania kinematycznego pomiędzy gruntem, a konstrukcją wpływają na pomiary drgań skrętnym w większym stopniu niż na analogiczne pomiary drgań translacyjnych ze względu uzyskiwanie w ruchu skrętnym wyższej częstotliwości niż w przypadku drgań translacyjnych (Trifunac, 1982; Zembaty, 2009).

10.3 Wpływ rotacji sygnałów horyzontalnych na estymowane spektrum H/V

Estymacja stosunku H/V dla każdego przypadku rotacji o dany kąt składowych horyzontalnych znajduje zastosowanie przy analizie lokalnej anizotropii ośrodka oraz efektu lokalnej amplifikacji (Rozdział 8.2). Re-estymacja krzywej amplifikacji umożliwia prześledzenie zmian częstotliwości rezonansowej i amplifikacji w zależności od zadanego kąta obrotu, jednakże odnosząc się do literatury światowej, zmiany parametrów efektów lokalnych były analizowane w oparciu o zapisy drgań translacyjnych. Porównanie zmian spektrum amplifikacji wyznaczonej w zależności do rotacji zarejestrowanych sygnałów drgań skrętnych i translacyjnych przy użyciu metody H/V zostało przedstawione w publikacji (Rozdział 14.3):

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024). The effects of component rotation on H/V spectra: a comparison of rotational and translational data. Geology, Geophysics and Environment, 50(2), 145-154. <u>https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.2.145</u>

W pierwszym etapie niniejszej pracy zostały wyznaczone krzywe spektralne H/V dla bezpośrednich rejestracji sygnałów, będących efektem prowadzonej eksploatacji węgla kamiennego w Chełmie Śląskim (Polska, GZW). Dane sejsmometryczne 60 wstrząsów zostały zarejestrowane przez stanowisko IMI, na którym niezależnie były rejestrowane drgania skrętne i translacyjne. Kolejny etap dotyczył rotacji składowych horyzontalnych drgań translacyjnych z krokiem rzędu 5° aż do 180°, co prowadziło do re-estymacji stosunku H/V. Analogiczne kroki estymacji zostały przeprowadzone dla składowych horyzontalnych drgań skrętnych.

Wyznaczone spektrum amplifikacji drgań translacyjnych charakteryzowało się obecnościa dwóch maksimów amplifikacji, które odpowiadały częstotliwościom rezonansowym odpowiednio 1.60 Hz i 2.20 Hz. W przypadku spektrum TRSR rozpoznano trzy maksima amplifikacji, jakie odpowiadały następującym wartościom częstotliwości rezonansowej: 1.80 Hz, 3.60 Hz, 4.60 Hz. Dyskusja zawarta w niezależnie opublikowanych badaniach, które dotyczyły wyznaczenia spektrum amplifikacji przy użyciu spektrum odpowiedzi dla dokładnie tego samego zestawu danych, pozwoliła na ograniczenie ilości maksimów amplifikacji (Nawrocki i in. 2022). Tym samym uznano, że częstotliwość rezonansowa drgań translacyjnych wynosi 1.60 Hz, natomiast dla drgań skrętnych występują dwa piki amplifikacji określone dla częstotliwości 1.80 Hz i 4.60 Hz. W konsekwencji analizę wpływu rotowania zarejestrowanych sygnałów zawężono do przedziałów częstotliwości, które odpowiadały wystąpieniu maksimum amplifikacji dla każdego przypadku rotacji. Zestawione na wykresach planarnych zmiany wartości amplifikacji drgań translacyjnych względem zadanego kąta przedstawiają okręg dla przypadku uśrednionego jak i zrotowane elipsoidy dla kierunków horyzontalnych. Oś na elipsoidach wzdłuż której następują zasadnicze zmiany wartości amplifikacji wyznacza azymut efektu kierunkowości amplifikacji. Azymuty kierunku efektu amplifikacji drgań translacyjnych i drugiego piku drgań skrętnych wykazały zbieżność trajektorii. W przypadku pierwszego rozpoznanego maksimum drgań skrętnych, zjawisko kierunkowości amplifikacji nie zostało rozpoznane, gdyż zmiany wartości amplifikacji względem zadanego kąta rotacji przedstawiały na wykresie planarnym struktury okręgu. Opierając się tylko i wyłącznie na spektrach amplifikacji otrzymanych z sygnałów bezpośrednio zarejestrowanych (nie poddanych rotacji), można wyciągnąć wniosek, że: względem danych warunków geologicznych posadowienia stanowiska sejsmicznego częstotliwość rezonansowa drgań translacyjnych jak i skrętnych różni się od siebie nieznacznie. Opierając się na wspomnianych powyżej wykresach planarnych i zbieżnym kierunku największych zmian wartości amplifikacji drgań translacyjnych i amplifikacji drgań skrętnych III piku, będących pochodną od lokalnie występującej anizotropii, nasuwają się następujące obserwacje: (1) dominująca amplifikacja translacji jest również zależna od obecnej anizotropii w gruncie; (2) dominująca amplifikacja drgań skrętnych jest niezależna od obecnej anizotropii, mimo iż odpowiadają za nią warstwy zalegające na podobnej głębokości jak w przypadku drgań translacyjnych; (3) dominująca amplifikacja translacji wykazuje korelacje z amplifikacją III piku drgań skrętnych. W oparciu o efekty badań prezentowane przez Nawrockiego i in. (2022), różnice w wartościach częstotliwości rezonansowej pomiędzy drganiami translacyjnymi i skrętnymi mogą mieć związek z obecnością płycej zalegających, spękanych struktur skalnych, które mogą być odpowiedzialne za generację drgań skręceniowych (Kozák, 2006; Moryia i Teisseyre, 2006). Jednakże niniejszy mechanizm nie uzasadnia w żaden sposób zaobserwowanej zbieżności pomiędzy dominującym pikiem amplifikacji drgań translacyjnych, jak i trzecim pikiem drgań skrętnych. Tym samym nie można wykluczyć, że dana warstwa geofizyczna w obrębie ośrodka skalnego wykaże różne wartości amplifikacji i częstotliwości rezonansowej drgań, w zależności od typu przemieszczenia.

11. Podsumowanie

Implementacja metody H/V do estymacji parametrów efektów lokalnych drgań skrętnych pozwoliła na poszerzenie zastosowania samej metody z jednej strony, a z drugiej umożliwiła poznanie ich wartości częstotliwości rezonansowej i amplifikacji. Zważywszy na fakt, że analiza przeprowadzona była równolegle dla drgań translacyjnych i drgań skrętnych, zarejestrowanych wskutek wystąpienia tych samych zjawisk sejsmicznych, porównanie otrzymanych wyników było dokładne i miarodajne.

W pierwszym z cyklu publikacji artykule opisano wyniki estymacji parametrów efektu lokalnego dla drgań skrętnych i translacyjnych, zarejestrowanych na dwóch stanowiskach sejsmicznych - IMI oraz PLA. Wyznaczono również wartości parametrów relacji skalowania dla danych: surowych i skorygowanych o wartość amplifikacji. W zależności od analizowanej stacji wyznaczone wartości częstotliwości rezonansowej dla drgań skrętnych wykazywały różnice na poziomie 0.20-0.40 Hz (IMI) oraz 1.20-1.40 Hz (PLA). W oparciu o dostępne przekroje geologiczne wyciągnięto wniosek, że sieć spękań górotworu na danej głębokości skutkuje wyższą wartością rezonansu drgań skrętnych, co przekłada się na płycej zalegającą warstwę odpowiedzialną za ich rezonans. Niniejszy wniosek został poparty wynikami badań przedstawionych przez Singh i in. (2020), na podstawie których stwierdzono, że obecność nieciągłości geologicznych ma zasadniczy wpływ na pomiary składowych gradientu pola falowego, co skutkuje przesunięciem fazy jak i amplitudy sygnału. Natomiast na podstawie przeprowadzonej estymacji parametrów relacji skalowania wykazano, że korekta szczytowych wartości amplitud o wyznaczoną wartość amplifikacji obniża wartość prędkości fazowej propagacji fal SH. Zważywszy na fakt, że oba stanowiska charakteryzują się zbliżonymi wartościami V_{S30} , estymowany był również model łączny, czyli uwzględniający dane z obu stanowisk na raz. Znaczny rozrzut zmierzonych wartości względem modelu globalnego wskazuje na możliwość wystąpienia dodatkowych czynników, które nie zostały ujęte w analizie (np. dystans epicentralny, relacja tłumienia oraz parametry źródła).

W drugim z cyklu publikacji artykule przedstawiono różnice pomiędzy zastosowaniem spektrum Fouriera i spektrum odpowiedzi w estymacji stosunku H/V. Uzyskane wyniki z porównania dwóch sposobów estymacji wykazały, że krzywa H/V wyznaczona z metody spektrum odpowiedzi przedstawia mniej pików amplifikacji, co skutkuje zawężeniem określenia właściwych wartości parametru efektu lokalnego (Rys.11.1,11.2). W przypadku pików uznanych za generalne, różnice pomiędzy wartościami częstotliwości rezonansowej z obu metod osiągają wartości rzędu 0.10-0.30 Hz. Dodatkowo, wykazano zasadniczy wpływ

rozmiaru fundamentu na otrzymywaną krzywą amplifikacji drgań skrętnych. Otóż rozmiar postumentu, na którym zostały posadowienie czujniki, skutkuje wytłumieniem drgań rejestrowanych przez składowa pionową, a tym samym spłaszczeniem całego spektrum. Konsekwencją niniejszej sytuacji jest niemożność określenia wartości parametrów efektu lokalnego. Uwagę zwraca fakt, iż niniejsza obserwacja dotyczyła tylko drgań skrętnych, co z kolei skłania ku stwierdzeniu, że efekty oddziaływania kinematycznego pomiędzy gruntem a konstrukcją wpływają na pomiary drgań skrętnym w większym stopniu niż na analogiczne pomiary drgań translacyjnych, co jest związane z uzyskiwaniem w ruchu skrętnym wyższych częstotliwości niż w przypadku drgań translacyjnych (Trifunac 1982; Zembaty 2009) (Rys.11.3). Tym samym uszczegółowiono sposób prowadzenia obserwacji sejsmologicznej drgań skrętnych tak, aby estymacja krzywych H/V była możliwa dla innych lokalizacji stanowisk sejsmologicznych.



Rys. 11.1 Porównanie krzywych amplifikacji, otrzymanych jako stosunki spektrów Fouriera i odpowiedzi na stanowisku PLA: a) TRSR av; b)TRSR-ns;c) TRSR-ew; d) HVSR- av; e) HVSR-ns; f) HVSR-ew (Nawrocki i in. 2024).



Rys. 11.2 Porównanie krzywych amplifikacji, otrzymanych jako stosunki spektrów Fouriera i odpowiedzi na stanowisku JAN: a) TRSR av; b)TRSR-ns;c) TRSR-ew; d) HVSR- av;
e) HVSR-ns; f) HVSR-ew. (Nawrocki i in. 2024).



Rys. 11.3 Porównanie krzywych amplifikacji, otrzymanych jako stosunki spektrów Fouriera i odpowiedzi na stanowiskach IMI i ZIE: a) TRSR av; b)TRSR-ns;c) TRSR-ew; d) HVSR-av; e) HVSR-ns; f) HVSR-ew. (Nawrocki i in. 2024).

Trzecia z cyklu publikacja przedstawia wyniki przeprowadzonej estymacji krzywych amplifikacji H/V dla każdego przypadku obrócenia o kąt sygnałów drgań horyzontalnych, zarejestrowanych na stanowisku IMI. Niniejsza metoda analizy H/V znajduje zastosowanie w przypadku określenia kierunku występowania lokalnej anizotropii przypowierzchniowych warstw skalnych, czy tez uskoków (Pischiutta i in. 2015; 2023; 2024). Wyznaczone w efekcie badań wykresy planarne zmian wartości amplifikacji w zależności od kąta rotacji układu współrzędnych wykazały, że dla I piku amplifikacji drgań translacyjnych jak i II piku amplifikacji drgań skrętnych zachodzi zjawisko kierunkowości amplifikacji. Potencjalne różnice w wartościach częstotliwości pomiędzy różnymi typami drgań mogą być związane z obecnością płycej zalegających, spękanych struktur skalnych (Kozák 2006, Moryia i Teisseyre 2006). Wspomniane struktury, w zgodzie z Singh i in. (2020), mają istotny wpływ na pomiary składowych gradientu pola falowego, czego efektem jest przesunięcie fazy jak i amplitudy sygnału. Powyższe stwierdzenia nie wyjaśniają jednakże zaobserwowanej zbieżności pomiędzy dominującym pikiem amplifikacji drgań translacyjnych, jak i trzecim pikiem drgań skrętnych dając umotywowanie do sformułowania tezy, że: zjawisko amplifikacji drgań skrętnych i translacyjnych może mieć związek z różnymi warstwami geofizycznymi w obrębie ośrodka, przy czym nie można wykluczyć, iż dana warstwa wykazuje różne wartości parametrów efektów lokalnych w zależności od typu przemieszczenia.

Kwintesencją zwieńczającą przeprowadzone badania jak i otrzymane wyniki jest stworzony model ideowy, który znajduje oparcie w niezależnych badaniach teoretycznych, przedstawiający zależność generowania rezonansu drgań skrętnych od poziomu kompakcji struktur skalnych (Rys. 11.4).



Rys. 11.4 Model zachodzenia zjawiska efektu lokalnego dla drgań skrętnych i translacyjnych w przypowierzchniowej warstwie skalnej (Nawrocki i in. 2024).

Wyniki przeprowadzonych badań w toku niniejszej pracy potwierdzają zasadność jak i zgodność ze stanem faktycznym stwierdzeń przedstawionych w punktach 1-7 (Rozdział 2), a tym samym dowodzą, że drgania skrętne ulegają zjawisku efektów lokalnych, osiągając inne niż w przypadku drgań translacyjnych wartości amplifikacji i częstotliwości rezonansowej. Świadczy to, że efekty lokalne drgań skrętnych i translacyjnych pochodzą od struktur zalegających na różnej głębokości. Przeprowadzone w toku niniejszej pracy badania umożliwiły sformułowanie następujących wniosków:

- 1. Odmienna wartość częstotliwości rezonansowej drgań translacyjnych i skrętnych może być efektem występowania lokalnych nieciągłości takich jak spękania oraz uskoki.
- Różnice w wartości częstotliwości rezonansowej pomiędzy drganiami translacyjnymi jak i skrętnymi nie muszą świadczyć o różnych głębokościach zalegania warstw geologicznych.
- Tendencja do osiągania różnych wartości częstotliwości rezonansowej i amplifikacji przez drgania skrętne i translacyjne nie wyklucza generowania rezonansu przez tę samą warstwę geofizyczną.
- 4. Zastosowanie metody spektrum odpowiedzi pozwala na dokładne określenie, który z pików amplifikacji widoczny na spektrum można określić jako dominujący.
- 5. Zasadniczym ograniczeniem estymacji spektrum H/V dla drgań skrętnych jest tłumienie składowej pionowej, związane z rozmiarami podłoża, na którym posadowiony był czujnik.

- Estymacja relacji skalowania z uwzględnieniem korekty o wartość wyznaczonej amplifikacji pozwala na bardziej wiarygodną estymację prędkości fazowej propagacji grup fal SH w warstwie przypowierzchniowej.
- 7. Relacja skalowania, która uwzględnia zerową wartość parametru *b* umożliwia wyznaczenie modelu z większą dokładnością niż w przypadku założenia niezerowej wartości niniejszego parametru.
- 8. Analiza relacji skalowania wykazała potencjalny wpływ czynników związanych z dystansem epicentralnym, energią jak i tłumieniem na mierzone wartości pików drgań skrętnych. Tym samym relacja skalowania powinna być analizowana dla danego miejsca pomiarowego oddzielnie tzn. bez uwzględniania danych z innego stanowiska nawet w przypadku zbieżnych wartości parametru V_{S30} .

Wkład do badań i analiz naukowych będący efektem niniejszej pracy należy rozpatrywać na wielu płaszczyznach. Pierwszą z nich stanowi aspekt wykorzystania zapisów drgań skrętnych w analizie o charakterze geofizycznym i sejsmologicznym, czyli zastosowanie zarejestrowanych danych w celu innym niż dokumentacyjny. Drugą z kolei należy postrzegać z perspektywy implementacji metody HVSR do nowych, niestosowanych dotąd na szeroką skalę badań nad parametrami efektów lokalnych drgań skrętnych. Kolejną jest porównanie otrzymanych krzywych H/V drgań skrętnych i translacyjnych, które zostały otrzymane różnymi sposobami estymacji spektrum. Idąc tym tokiem, następnymi aspektami są: analiza porównawcza otrzymanych krzywych w zależności od sposobu posadowienia czujników na stacjach sejsmologicznych oraz porównanie wpływu rotowania zarejestrowanych sygnałów na otrzymywane metodą H/V krzywe amplifikacji drgań skrętnych i translacyjnych. Niewątpliwym efektem finalnym jest przedstawienie potencjalnych mechanizmów w ośrodku skalnym, których występowanie wpływa na wartości parametrów efektów lokalnych drgań skrętnych i przedstawienie modelu relacji skalowania dla wartości amplitud skorygowanych o wartość amplifikacji. Powyżej przytoczone aspekty wpływają na postrzeganie niniejszej rozprawy doktorskiej za nowatorską i wnoszącą istotny wkład do wiedzy teoretycznej, praktycznej i pomiarowej w obszarze sejsmologii indukowanej. Prowadzone badania i wyciągnięte na ich podstawie wnioski stanowią także preludium do dalszych rozważań naukowych.

12. Spis literatury

- Aki K. Richards P. G. (1980). Quantitative Seismology, W.H. Freeman, San Francisco, California
- Albarello D. (2001). Detection of spurious maxima in the site amplification characteristics estimated by the HVSR technique. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91, 718–724. https://doi.org/10.1785/0119990172
- Anderson R. Bilger H.R. Stedman G.E. (1994). Sagnac Effect—A Century of Earth-Rotated Interferometers. Am. J. Phys. . 62, 975–985
- Bard P.Y. SESAME Participants. (2004). The SESAME project: An overview and main results. In Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper 2207, Vancouver, BC, Canada, 1–6 August 2004.
- Basu D. Whittaker A.S. Constantinou M.C. (2015). Characterizing rotational components of earthquake ground motion using a surface distribution method and response of sample structures. J. Eng. Struct. 99, 685–707. https://doi.org/10.1016/j.engstruct.2015.05.029
- Belfi J. Beverini N. Bosi F. Carelli G. Di Virgilio A. Kolker D. Maccioni E. Ortolan A. Passaquieti R. Stefani F. (2012). Performance of "G-pisa" ring laser gyro at the VIRGO site. J. Seismol., 16(4):757–766
- Bernauer F. Wassermann J. Igel H.(2012). Rotational sensors—a comparison of different sensor types. *J Seismol* **16**, 595–602. https://doi.org/10.1007/s10950-012-9286-7.
- Bońkowski, P.A., Zembaty, Z., & Minch, M.Y. (2018). Time history response analysis of a slender tower under translational-rocking seismic excitations. Eng.Struct. 155, 387-393.
- Bońkowski P.A. Zembaty Z. Minch M.Y. (2019). Engineering analysis of strong ground rocking and its effect on tall structures. Soil Dyn. Earthq. Eng. 116, 358–370. Https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.10.026
- Bońkowski P. A. Bobra P. Zembaty Z. Jędraszak B. (2020). Application of Rotation Rate Sensors in Modal and Vibration Analyses of Reinforced Concrete Beams. *Sensors*, 20(17), 4711. https://doi.org/10.3390/s20174711
- Bora S. S. Scherbaum F. Kuehn N. Stafford P. (2016). On the relationship between Fourier and Response spectra: implications for the adjustment of empirical ground-motion

prediction equations (GMPEs). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106, 1235–1253. https://doi.org/10.1785/0120150129

- Brokešová J. Málek J. (2013). Rotaphone, a self-calibrated six-degree-of-freedom seismic sensor and its strong-motion records. Seismol. Res. Lett. 84(5), 737-744. https://doi.org/10.1785/0220120189
- Brokešová J. Málek J. (2015). Six-degree-of-freedom near-source seismic motions II: examples of real seismogram analysis and S-wave velocity retrieval. J Seismol 19, 511–539 (2015). https://doi.org/10.1007/s10950-015-9480-5
- Carpenter N. S. Wang Z. Woolery E. W. (2020) An Evaluation of Linear Site-Response Parameters in the Central and Eastern United States and the Importance of Empirical Site-Response Estimations. Bull. Seismol. Soc. Am 110 (2): 489–507. doi: https://doi.org/10.1785/0120190217
- Chećko J. Głogowska M. Kura K. Jureczka J. Krieger W. Rolka M. Wilk S. (2009).
 Charakterystyka formacji i struktur odpowiednich do geologicznego składowania
 CO2.[in:] Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania
 CO2 wraz z ich programem monitorowania. *Raport Merytoryczny nr 3: Segment I, Rejon GZW. Państwowy Instytut Geologiczny.*
- Chmielewski T. Zembaty Z. (1998) Podstawy dynamiki budowli. Wydawnictwo "Arkady", Warszawa
- Cultrera G. A. Rovelli G. Mele R. Azzara A. Caserta F. Marra. (2003). Azimuth-dependent amplification of weak and strong ground motions within a fault zone (Nocera Umbra, central Italy), *J. Geophys. Res.*, 108, 2156, https://doi:10.1029/2002JB001929,
- Cucci L. Tertulliani A. Lombardi A. M. (2016). The First World Catalog of Earthquake-Rotated Objects (EROs), Part I: Outline, General Observations, and Outlook. *Bull. Seismol. Soc. Am. 106*(2), 373-385. https://doi.org/10.1785/0120150255
- Eentec(2006)Electrochemicalsensortransducers.Dostępnahttp://www.eentec.com/pdf/ELECTROCHEMICA-1.pdf(ostatni dostęp marzec 2017)
- Falamarz-Sheikhabadi, M.R., Ghafory-Ashtiany, M. (2012). Approximate formulas for rotational effects in earthquake engineering. J Seismol 16, 815–827 .https://doi.org/10.1007/s10950-012-9273-z

- Falamarz-Sheikhabadi M. R. Ghafory-Ashtiany M. (2015). Rotational components in structuralloading.SoilDyn.Earthq.Eng.75,220–233.https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2015.04.012
- Finn W.D.L. Onur T. Ventura C.E. (2004). Microzonation: developments and applications. In:Ansal, A. (Ed.), Recent advances in earthquake geotechnical engineering and microzonation. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, pp. 3e26.
- Fuławka K. Pytel W. Pałac-Walko B. (2020). Near-Field Measurement of Six Degrees of Freedom Mining-Induced Tremors in Lower Silesian Copper Basin. Sensors, 20(23), 6801. https://doi.org/10.3390/s20236801
- Gabzdyl W. Gorol M. (2008). Geologia i bogactwa mineralne Górnego Śląska i obszarów przyległych. Gliwice: Wyd. Politechniki Śląskiej.
- Goszcz A. (1986). Niektóre zagadnienia geodynamiki górotworu karbońskiego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle nowych interpretacji prac badawczych z zakresu geofizyki i tektonofizyki. Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Górnictwo, (149).
- Giulio D. Cara G. F. Rovelli A. Lombardo G. Rigano R. (2009) Evidences for strong directional resonances in intensely deformed zones of the Pernicana fault, Mount Etna, Italy, J. *Geophys. Res.*, 114, B10308, doi:10.1029/2009JB006393.
- Guéguen P. Astorga, A. (2021). The Torsional Response of Civil Engineering Structures during Earthquake from an Observational Point of View. Sensors, 21(2), 342. https://doi.org/10.3390/s21020342
- Guéguen P. Guattari F. Aubert C. Laudat T. (2021). Comparing Direct Observation of Torsion with Array-Derived Rotation in Civil Engineering Structures. Sensors, 21(1), 142. https://doi.org/10.3390/s21010142
- Herbich E. (1981). Analiza tektoniczna sieci uskokowej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.In Annales Societatis Geologorum Poloniae (Vol. 51, No. 3-4, pp. 383-434).
- Huang H. Agafonov V. Yu H. (2013). Molecular electric transducers as motion sensors: A review. *Sensors*, *13*(4), 4581-4597. https://doi.org/10.3390/s130404581.
- Idziak A. Teper L. Zuberek W. M. (1999). Sejsmiczność a tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego. Katowice.

- Igel H. Schreiber U. Flaws A. Schuberth B. Velikoseltsev A. Cochard A. (2005). Rotational motions induced by the M8. 1 Tokachi-oki earthquake, September 25, 2003. Geophys. Res. Lett. 32(8). https://doi.org/10.1029/2004GL022336
- Igel H. Cochard A. Wassermann J. Schreiber U. Velikoseltsev A. Pham N.D. (2007). Broadband observations of rotational ground motions. Geophys. J. Int. 168, 182–197. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03146.x
- Igel H. Nader M. F. Kurrle, D. Ferreira A. M. Wassermann J. Schreiber K. U. (2011). Observations of Earth's toroidal free oscillations with a rotation sensor: The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake. Geophys. Res. Lett. 38(21). https://doi.org/10.1029/2011GL049045.
- Jureczka J. Kotas A. (1995) Upper Silesian Coal Basin, w: The Carboniferous system in Poland, red. A. Zdanowski, H. Żakowa, "Pr. *Państwow. Inst. Geol.*" nr 148.
- Kaláb Z. Knejzlik J. (2012). Examples of rotational component records of mining induced seismic events from Karviná region. *Acta Geodyn. Geomater*, 9(2), 166.
- Kaláb Z. Knejzlik J. Lednicka M. (2013). Application of newly developed rotational sensor for monitoring of mining induced seismic events in the Karvina region. Acta Geodyn. Geomater, 10(2), 170.
- Konno K. Ohmachi T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88 (1): 228–241. doi: https://doi.org/10.1785/BSSA0880010228
- Konstantynowicz E. (1984) Geologia surowców mineralnych. T. 1 Surowce energetyczne, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Kotas A. (1968). Budowa geologiczna podłoża utworów produktywnych GZW. Kwrt. Geol, 12(4), 5-55.
- Kotas A. (1972). Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych. Komitet Górnictwa PAN, I, 5-55.
- Kotas A. (1985). Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. In Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Materiały Konferencji Naukowej. Sosnowiec maj (pp. 17-46).

- Leugoud R. Kharlamov A. (2012). Second generation of a rotational electrochemical seismometer using magnetohydrodynamic technology. *J Seismol* .16(4), 587-593 .https://doi.org/10.1007/s10950-012-9290-y.
- Kozák J.T. (2006). Development of earthquake rotational effect study. [in:] Teisseyre R., Majewski E. & Takeo M.(eds.), Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects, Springer, Berlin, Heidelberg, 3–10.https://doi.org/10.1007/3-540-31337-0_1.
- Kozák, J. T. (2009). Tutorial on earthquake rotational effects: historical examples. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99(2B), 998-1010.https://doi.org/10.1785/0120080308
- Kurzych A. Jaroszewicz L.R. Krajewski Z. Teisseyre K.P. Kowalski J.K. (2014) Fibre Optic System for Monitoring Rotational Seismic Phenomena. Sensors .14, 5459–5469. https://doi.org/10.3390/s140305459
- Lee W.H.K. Huang B.S. Langston C.A. Lin C.J. Liu C.C. Shin T.C. Teng T.L. Wu C.F.(2009).
 Review: Progress in rotational ground motion observations from explosions and local earthquakes in Taiwan. Bull. Seismol. Soc. Am. 99, 958–967.https://doi.org/10.1785/0120080205
- Liu C.C. Huang B.S. Lee W.H.K. Lin C.J. (2009). Observing rotational and translational ground motions at the HGSD station in Taiwan from 2007 to 2008. Bull. Seismol. Soc. Am. 99, 1228–1236. https://doi.org/10.1785/0120080156
- Milne J. (1898). Seismology, first ed. Kegan Paul, Trench, Trube, London.
- Miura H. Okamura T. Matsuoka M. Leal M. García H. Pulido N. (2019). Empirical models for surface- and body-wave amplifications of response spectra in the bogotá basin, Colombia. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 109, 987–1004. https://doi.org/10.1785/0120180154
- Moriya T. Teisseyre R. (2006). Design of rotation seismometer and non-linear behavior of rotation components of earthquakes. In Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects; Teisseyre, R., Majewski, E., Takeo, M., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2006; pp. 439–450.
- Mutke G. Lurka A. Zembaty Z. (2020) Prediction of rotational ground motion for mininginduced seismicity—Case study from Upper Silesian Coal Basin, Poland. Eng. Geol. 276, 105767. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105767

- Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Q. Rep. Railway Tech. Res. Inst. 30 (1), 25e33.
- Nakamura Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, The 12th World Conf. on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, 30January–4 February 2000, Paper Number 2656.
- Nakamura Y. (2019) What Is the Nakamura Method?. Seismol. Res. Lett. 90 (4): 1437–1443. https://doi.org/10.1785/0220180376
- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L. (2021). Rotational-translational scaling relations from induced seismic events –comparison before and after amplification correction. Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, 28(2), 18–28. ttps://doi.org/10.26345/egrse-018-21-202.
- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L., (2022). Estimation of site resonance frequency using HVSR method for rotational and translational signals: result comparison from Fourier and response spectrum methods. [in:] Arion C., Scupin A., Ţigănescu A. (eds.), Proceedings of the Third European Conference on Earthquake Engineering and Seismology 3ECEES: September 4 September 9 2022, Bucharest, Romania, Conspress, Bucureşti, 4539–4546.
- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L. (2024) Estimation of the resonance frequency of rotational and translational signals evoked by mining-induced seismicity. Front. Earth Sci. 2024, 12, 1403043. 10.3389/feart.2024.1403043
- Nawrocki D. Mendecki M. Teper L. (2024). The effects of component rotation on H/V spectra: a comparison of rotational and translational data. Geology, Geophysics and Environment, 50(2), 145-154. https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.2.145
- Nawrocki D. Mendecki M. J. Mutke G. Teper L. (2025). Influence of Site Effects on Scaling Relation Between Rotational and Translational Signals Produced by Anthropogenic Seismicity. Appl. Sci., 15(1), 102. https://doi.org/10.3390/app15010102
- Nigbor, R. L., Evans, J. R., & Hutt, C. R. (2009). Laboratory and field testing of commercial rotational seismometers. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99(2B), 1215-1227.https://doi.org/10.1785/0120080247
- Panzera F. Halldorsson B. Vogfjörð K. (2017). Directional effects of tectonic fractures on ground motion site amplification from earthquake and ambient noise data: A case study

in South Iceland. *Soil Dynam Earthq. Eng.*, *97*, 143-154. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2017.03.024

- Pinzón L. A. Pujades L. G. Macau A. Carreño E. Alcalde J. M. (2019). Seismic site classification from the horizontal-to-vertical response spectral ratios: use of the Spanish strong-motion database. *Geosciences* 9 (7), 294. doi:10.3390/geosciences9070294
- Pischiutta M. Savage M.K. Holt R.A. Salvini F. (2015) Fracture-related wavefield polarization and seismic anisotropy across the Greendale Fault. J. Geophys. Res. Solid Earth .120, 7048–7067. https://doi.org/10.1002/2014JB011560
- Pischiutta M. Rovelli A. Salvini F. Fletcher J.B. Savage M.K. (2023) Directional Amplification at Rock Sites in Fault Damage Zones. Appl. Sci. 13, 6060. https://doi.org/10.3390/app13106060
- Pischiutta M. Pastori M. Improta L. Salvini F. Rovelli A. (2014). Orthogonal relation between wavefield polarization and fast S-wave direction in the Val d'Agri region: an integrating method to investigate rock anisotropy. J. geophys. Res.119, 396, 408 10.1002/2013JB010077
- Ringler A. Anthony R. Holland A. Wilson D. Li, C. J. (2018). Observations of Rotational Motions from LocalEarthquakes Using Two Temporary Portable Sensors in Waynoka, Oklahoma. Bull. Seismol. Soc. Am. 108 (6), 3562–3575. https://doi.org/10.1785/0120170347
- Rupakhety R. Sigbjörnsson R. (2013). Rotation-invariant measures of earthquake response spectra. *Bull. Earthq. Eng.* 11, 1885–1893. https://doi:10.1007/s10518-013-9472-14
- Sbaa S. Hollender F. Perron V. Imtiaz A. Bard P.Y. Mariscal A. Cochard A. Dujardin A. (2017). Analysis of rotation sensor data from the SINAPS@ Kefalonia (Greece) post-seismic experiment—Link to surface geology and wavefield characteristics. Earth Planets Space, 69, 124. https://doi.org/10.1186/s40623-017-0711-6
- Satoh T. Kawase H. Matsushima S. (2001) Differences Between Site Characteristics Obtained From Microtremors, S-waves, P-waves, and Codas. Bull. Seismol. Soc. Am .91 (2): 313–334. https://doi.org/10.1785/0119990149
- Schreiber K. U. Hautmann J. N. Velikoseltsev A. Wassermann J. Igel H. Otero J. Wells J. P. (2009). Ring laser measurements of ground rotations for seismology. Bull. Seismol. Soc. Am 99(2B), 1190-1198. https://doi.org/10.1785/0120080171

- Singh S. Capdeville Y. Igel H. (2020). Correcting wavefield gradients for the effects of local small-scale heterogeneities. Geophys. J. Int. 220, 996–1011. https://doi.org/10.1093/gji/ggz479
- Stanko D. Markušić S. Strelec S. Gazdek M. (2017). HVSR analysis of seismic site effects and soil-structure resonance in Varaždin city (North Croatia). *Soil Dynam Earthq. Eng.* 92, 666–677. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2016.10.022
- Stec K. (2007). Characteristics of seismic activity of the Upper Silesian Coal Basin in Poland. Geophys. J. Int., 168(2), 757-768. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03227.x
- Stec K. (2009). Metody wyznaczania mechanizmu ognisk wstrząsów. Prace Naukowe GIG Górnictwo i Środowisko 4/1, s. 223–236.
- Stec K. Lurka A. (2015). Charakterystyka i sejsmologiczne metody analizy aktywności sejsmicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Przegląd Górniczy*, 71.
- Stephenson W. J. Hartzell S. Frankel A. Asten M. Carver D. Kim W. (2009). Site characterization for urban seismic hazards in lower Manhattan, New York City, from microtremor array analysis. *Geophys Res. Lett.* 36. https://doi.org/10.1029/2008GL036444
- Suryanto W. (2006). Rotational motions in seismology: theory and application. *LMU München Fac. Geosciences*. Dissertation
- Szczygieł J. Wróblewski W. Mendecki M.J. Hercman H. Bosák P. (2020) Soft-sediment deformation structures in cave deposits and their possible causes (Kalacka Cave, Tatra Mts., Poland). J. Struct. Geol. 2020, 140, 104161. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104161
- Takeo M. (2009). Rotational motions observed during an earthquake swarm in April 1998 offshore Ito, Japan. Bull SeismolSoc Am. 99, (2B),1457–1467. https://doi.org/10.1785/0120080173
- Tatara T. (2002): Działanie drgań powierzchniowych wywołanych wstrząsami górniczymi na niską tradycyjną zabudowę mieszkalną. Zeszyty naukowe Politechniki Krakowskiej, seria Inżynieria Lą dowa nr 74, Kraków

- Teisseyre K. P. Dudek M. Jaroszewicz L. R. Kurzych A. T. Stempowski L. (2021). Study of Rotational Motions Caused by Multiple Mining Blasts Recorded by Different Types of Rotational Seismometers. *Sensors*, 21(12), 4120. https://doi.org/10.3390/s21124120
- Teper L. (1998). Wpływ nieciągłości podłoża karbonu na sejsmotektonikę północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego Katowice.
- Tobin G.A. (1997). Natural Hazards: Explanation and Integration. Guilford Press
- Trifunac M. D. (1982). A note on rotational components of earthquake motions on ground surface for incident body waves. Int. J. Soil Dyn. Earthq. Eng. 1, 11–19. https://doi:10.1016/0261-7277(82)90009-2
- Trifunac M.D. (2009). The role of strong motion rotations in the response of structures near earthquake faults. Soil Dynam Earthq. Eng., 29, 382-393 https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2008.04.001.
- Wang, H.; Igel, H.; Gallovič, F.; Cochard, A. (2009) Source and Basin Effects on Rotational Ground Motions: Comparison with Translations. Bull. Seismol. Soc. Am., 99, 1162– 1173. https://doi.org/10.1785/0120080115
- Wu C. F. Lee W. H. Huang H. C. (2009). Array deployment to observe rotational and translational ground motions along the Meishan fault, Taiwan: a progress report. Bull. Seismol. Soc. Am, 99(2B), 1468-1474.
- Vantassel J. P. Ilgac M. Zekkos A. A. Yong A. Hassani B. Martin A. J. (2024) Are the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquakes and Microtremors the Same?. Bull. Seismol. Soc. Am .114 (6): 3078–3092. https://doi.org/10.1785/0120240039
- Zembaty Z. (2006). Deriving seismic surface rotations for engineering purposes in *Earthquake* source asymmetry, structural media and rotation effects. Editors R. Teisseyre, M. Takeo, and E. Majewski (Berlin, Heidelberg: Springer), 549–568.
- Zembaty Z. (2009). Tutorial on surface rotations from wave passage effects: stochastic spectral approach. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 1040–1049. https://doi.org/10.1785/0120080102
- Zembaty Z. Mutke G. Nawrocki D. Bobra P. (2017) Rotational ground-motion records from induced seismic events. Seismol. Res. Lett. 88, 13–22. https://doi.org/10.1785/0220160131

- Zhao J. Zhang J.J. Irikura K. (2009). Site effect of using response spectral amplification ratios for soil sites—variability and earthquake-magnitude and source-distance dependent amplification ratios for soil sites. Soil Dynam Earthq. Eng., 29, 1262-1273. *https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2009.02.005*
- Zhu, C., Cotton, F., and Pilz, M. (2019). Testing the depths to 1.0 and 2:5 km=s velocity isosurfaces in a velocity model for Japan and implications for ground motion modelling.
 Bull. Seismol. Soc. Am. 109, 2710–2721. https://doi.org/:10.1785/0120190016.
- Zhu, C., Cotton, F., and Pilz, M. (2020). Detecting site resonant frequency using HVSR: fourier versus response spectrum and the first versus the highest peak frequency. Bull. Seism. Am. 110 (2), 427–440. Htpps://doi.org/:10.1785/0120190186.
13. Spis obrazów

Rys. 7.1.1 Obelisk San Bruno z perspektywy kierunkowej : a) i b), (Kozák, 2009) 20
Rys. 7.1.2 Rotacja dzwonnicy wskutek wystąpienia wstrząsu w Shonai (Kozák, 2009) 20
Rys. 7.2.1 Układ kartezjańskich i sferycznych współrzędnych składowych radialnych i
transwersalnych przemieszczenia i skręcenia spowodowanego ścinaniem powierzchni A i
przemieszeniem wzdłuż uskoku Δut
Rys. 7.2.2 Reprezentacje graficzne funkcji promieniowej: a) fali P; b) fali S; c) drgań skrętnych,
wyemitowanych wskutek czystego ścinania w ognisku wstrząsu
Rys. 8.3.1 Kierunki propagacji drgań translacyjnych (a), skrętnych (b). Porównanie płaszczyzn
wystąpienia torsji(c) i kołysania (d) z odpowiednimi płaszczyznami drgań translacyjnych33
Rys. 8.5.1 Układ o jednym stopniu swobody poddany wymuszeniu kinematycznemu
(Chmielewski i Zembaty 1998)
Rys. 9.1.1 Litostratygrafia i tektonika GZW: 1 - Seria Paraliczna; 2 - Górnośląska Seria
Piaskowcowa; 3 - Seria Piaskowcowa; 4 - Krakowska Seria Piaskowcowa; 5 - ważne uskoki,
6 - nasunięcia)
Rys. 9.2.2 Informacje o obszarze badań: a) umiejscowienie w Polsce; b) uproszczony profil
geologiczny dla stanowisk IMI i ZIE; c) uproszczony profil geologiczny dla stanowisk PLA;
d) uproszczony profil geologiczny dla stanowisk JAN; e) dokładna mapa lokalizacji stanowisk
i ognisk analizowanych wstrząsów 46
Rys. 11.1 Porównanie krzywych amplifikacji, otrzymanych jako stosunki spektrów Fouriera i
odpowiedzi na stanowisku PLA: a) TRSR av; b)TRSR-ns;c) TRSR-ew; d) HVSR- av; e)
HVSR-ns ;f) HVSR-ew (Nawrocki i in. 2024)
Rys. 11.2 Porównanie krzywych amplifikacji, otrzymanych jako stosunki spektrów Fouriera i
odpowiedzi na stanowisku JAN: a) TRSR av; b)TRSR-ns;c) TRSR-ew; d) HVSR- av; e)
HVSR-ns; f) HVSR-ew. (Nawrocki i in. 2024)
Rys. 11.3 Porównanie krzywych amplifikacji, otrzymanych jako stosunki spektrów Fouriera i
odpowiedzi na stanowiskach IMI i ZIE: a) TRSR av; b)TRSR-ns;c) TRSR-ew; d) HVSR- av;
e) HVSR-ns; f) HVSR-ew. (Nawrocki i in. 2024)
Rys. 11.4 Model zachodzenia zjawiska efektu lokalnego dla drgań skrętnych i translacyjnych
w przypowierzchniowej warstwie skalnej (Nawrocki i in. 2024)

14. Artykuły tworzące rozprawę doktorską

14.1 Artykuł I

Article





Influence of Site Effects on Scaling Relation Between Rotational and Translational Signals Produced by Anthropogenic Seismicity

Dariusz Nawrocki 10, Maciej J. Mendecki 10, Grzegorz Mutke² and Leslaw Teper 1,*0

¹ Institute of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Silesia in Katowice, Bedzinska 60,

- 41-200 Sosnowiec, Poland; dariusz.nawrocki@us.edu.pl (D.N.); maciej.mendecki@us.edu.pl (M.J.M.)
 ² Department of Geology, Geophysics and Surface Protection, Central Mining Institute (GIG), Gwarkow 1,
- 40-166 Katowice, Poland; g.mutke@gig.eu
- * Correspondence: leslaw.teper@us.edu.pl

Abstract: The measurements of rotational and translational seismic signals were carried out at the Imielin and Planetarium stations located in the central part of the Upper Silesian Coal Basin, Southern Poland. Local seismicity, produced by the surrounding hard coal mines, allowed the collection of 130 seismic events. This study aimed to analyze the influence of site effects on rotational ground motion using the horizontal-to-vertical spectral ratio method. We performed the analysis using two approaches: obtaining the spectral ratio of the rotational motion and investigating the impact of the site effect on the scaling relation. The spectral ratio comparison between rotations and translations shows that the value of the rotational amplification coefficient is almost three times lower than that for the translations. The comparisons of the scaling relation models, obtained for raw data and corrected by the amplification factor data, revealed that removing the site effect from the signals increases the data to model approximation, reducing the value of the SH-wave phase velocity almost three times. The studies suggest that the local site conditions independently affect the rotational and translational motions.

Keywords: HVSR; mining-induced seismicity; site effects; rotational ground motion



Academic Editor: Felix Borleanu Received: 8 October 2024 Revised: 23 December 2024 Accepted: 24 December 2024

Published: 26 December 2024 Citation: Nawrocki, D.; Mendecki, M.J.: Mutke, G.; Teper, L. Influence of Site Effects on Scaling Relation Between Rotational and Translational Signals Produced by Anthropogenic Seismicity. Appl. Sci. 2025, 15, 102. https://doi.org/10.3390/ app15010102

Copyright: © 2024 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/ licenses/by/4.0/). 1. Introduction

Rotational ground motion is described by three components: torsion, as motion around a vertical axis, and rocking-around two horizontal axes [1]. Generally, rotational seismology is used to study the effects of natural seismicity [2-6], but the influence of anthropogenic seismicity has also been taken into consideration in the last decade [7-9]. Separate topics concern the rotation-to-translation scaling relations or transformations [10,11] and the generation of a specific sequence of translational and rotational motions in anisotropic media [12,13]. In addition, one should note that concerns about the effects of rotational motions on civil structures [14-17] and their potential responsibility for the instability of the failure mechanism of landslides and slopes [18,19] have increased significantly over the past two decades. Nevertheless, one poorly documented issue still needs to be addressed: the relation between rotation and site conditions. Regarding the translations, the site effect parameters can be estimated using the horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratio method [20]. Further research has shown that the H/V method can be used to estimate the rotational site effect parameters after rewriting the equations [11,21-24]. The new formula assumes the torsion-to-rocking spectral ratio (TRSR) estimations, which correspond to the horizontal rotation spectrum to the vertical rotation spectrum [11,21-24]. The explanation

for rewriting the original H/V formula is motivated by the fact that torsion represents motion in the horizontal plane, while rockings are motions in the vertical plane [21]. In the literature, one can find comparisons of the rotational and translational amplification spectrum performed for the rotation of the registered components [23] and related to estimating the spectrum ratio [24]. However, given that the amplification effect and the resonance of the wave in the ground affect the observed translational and rotational signals [22–24], the parameters of the scaling relation between the rotational and translational peak values should also be affected by the site effect [4,5,9,11,25–27]. The main contributions of the current research are as follows:

- Investigated the possibility of estimating the site effect parameters of rotational motion using the rewritten horizontal-to-vertical spectral ratio method and comparing the obtained results to the translational motion.
- Estimated the scaling relation between the maximum peak values of horizontal ground acceleration (PGA) and vertical rotational velocity (PRV) for two models, y = ax and y = ax + b, checking whether the intercept b is significant and what physical meaning it may have.
- Analyzed the influence of amplification on the scaling relation function by reestimating the models for amplification factor-corrected data sets.

The rest of the manuscript is arranged as follows: Section 2 presents a detailed description of the site conditions, seismic data characteristics, and applied methods; Section 3 presents the results of the analysis; Section 4 explores the discussion part of the paper; and finally, Section 5 concludes the study.

2. Materials and Methods

2.1. Site Conditions

The IMI station was installed near the Dziećkowice water reservoir and two mines: the Sobieski Mine and the Ziemowit Mine in the Upper Silesian Coal Basin (USCB), Poland (Figure 1).



Figure 1. Study site information: (a) Investigation area on the map of Poland; (b) Sketch of USCB with study site location (modified after [28]); (c) Map of the study site with seismic event distribution

and IMI station locations; (d) Generalized geological profile of the IMI station site; (e) Map of the study site with seismic event distribution and PLA station locations; (f) Generalized geological profile of the PLA station site.

The PLA station was located in the City of Chorzów, in the central part of the USCB, and recorded events from mines located at greater distances, such as the Bielszowice Mine, the Murcki-Staszic Mine, and the Sośnica Mine. The study presented here deals with the site effects; hence, we investigated the local geology from a physical perspective for a three-layered model: loose material (subsoil), intermediate layer, and rigid basement (Figure 1d,f). The rigid basement for both station sites is a Carboniferous coal-bearing formation built mainly of sandstones, mudstones, and siltstones interbedded with hard coal seams [27,29,30]. The upper depth level of the rigid basement reached 62 and 10 m for IMI and PLA station sites, respectively. The intermediate layer, which exists in the IMI station, is represented by weathered Triassic sandstones (Buntsandstein), which reach a thickness of 52 m (Figure 1d). This layer is intermediate because its elastic properties are between rigid and loose material due to the strongly weathered rocks [28,31]. A similar intermediate layer is present beneath the PLA station. However, this resonant layer is approximately 15 m thick and comprises Carboniferous rocks, which are strongly weathered and fractured, and near-surface sediments are 5 m thick clay (Figure 1f). The top layer near the stations comprises Quaternary sediments (Figure 1d,f), represented by a mix of sand, pebbles, mud, alluvia, and peats [28,31]. The physical properties of the subsurface have already been investigated. The average S-wave velocity value for the IMI and PLA at a depth of 30 m (Vs30 parameter) below ground level was 408 m/s and 512 m/s, respectively, as obtained from The Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) [9].

2.2. Data and Sensors

The Upper Silesian Coal Basin, known as a seismically active mining area, is mainly characterized by two general types of events: mining-related and mining-tectonic seismicity [32]. Seismic events exclusively associated with mining have relatively low energy and occur near mine roadways. In contrast, tectonic-related events generally have higher energy and are generated in dislocation zones, often far from mine working sites. The focal mechanism of mining seismicity events is generally characterized by a relatively small shear component compared to the explosive and compressional components. The opposite situation was noticed in the case of the mining-tectonic seismicity, where the shear component reached 70% of the total seismic moment tensor solution, corresponding to the double-couple source mechanism. The seismic signals from the seismic data collected at both sites were characterized by peak motion values at the S-wave phase. They were, therefore, considered to be the effect of mining-tectonic seismicity. During the seismic observations, 60 events occurred at the IMI station site. The strongest of these, whose local magnitude reached ML 2.7, occurred on 24 June 2015. In the catalogue, the local magnitudes of the events range from 1.7 to 2.7 at distances ranging from 0.74 to 5.6 km (Table 1). All event sources were located in the SSW direction with respect to the seismological station. Relatively large events occurring at a short distance of only 1 km from the seismological station in Imielin result in a high resolution of the seismic signal (Figure 2a).

_	_	_	_		

4 of 19

		IM	II STATION	PLA STATION			
Energy [J]	M_L	Epicentral Dis Number for the Ener Range [kn		Number	Epicentral Distance for the Energy Range [km]		
$1.0\times10^{5}5.0\times10^{5}$	1.7-2.0	35	0.75-5.13	0	-		
$6.0\times10^{5}9.9\times10^{5}$	2.1-2.3	13	0.65-1.42	0	<u>5</u> ;		
$1.0\times10^65.0\times10^6$	2.4-2.5	7	1.17-5.52	22	5.68-18.99		
$6.0\times10^68.5\times10^6$	2.6-2.7	5	1.34-4.20	28	5.63-18.32		
$1.3\times10^72.4\times10^7$	2.8-2.9	-	-	12	5.67-20.43		
$3.2\times10^77.6\times10^7$	3.0-3.2	-	-	5	5.91-12.38		
$1.2\times10^82.8\times10^8$	3.3–3.5	-	-	3	8.20-9.70		





Figure 2. Seismogram of the seismic event: (a) Registered at the PLA station on 3 June 2016, the local magnitude reached 3.5, and the epicentral distance was equal to 9.7 km; (b) Registered at the IMI station on 9 June 2017, the local magnitude reached 2.1, and the epicentral distance was equal to 1.3 km.

Seventy events were noticed at the field of the PLA station. The strongest one occurred on 3 June 2016, and its magnitude reached ML 3.4. The catalogue contains events with local magnitudes ranging from 2.5 to 3.4 at a distance ranging from 5.7 to 20.4 km (Table 1). The event sources are located mainly in the NEE direction relative to the seismological station. The distance between the source and the station is higher than in the IMI station, but the seismic energy is also relatively higher. Therefore, the signal resolution is comparable to the second station (Figure 2b). Each analyzed event (Figure 1c,e) was registered by the EENTEC measuring set, composed of the seismic recorder DR-4000 linked to the GPS module, translational accelerometer EA-120, and rotational seismometer R-1. EA-120 is a triaxial force-balanced accelerometer with a scale range equal to ± 2 g and a dynamic range equal to 128 dB. R-1 is a well-known triaxial rotational seismometer, the resolution of which is equal to 1.2×10^{-7} [rad/s], with a dynamic range equal to 110 dB, frequency band ranging from 0.05 to 20 Hz, and amplitude clip at the level of 0.1 rad/s at 1 Hz [33]. In the case of the PLA station, the sensors were mounted in the basement at a concrete pedestal, while in the IMI station, the sensors were deployed in a thin vault at 1.20 m depth. The temperature in both places was stable and lower than 18 °C, which helped

avoid problems with the measurement reliability of the rotational sensor [34]. The sensor channel orientation was X- in the East–West direction, Y- in the North–South direction, and Z-axis in the vertical direction. The seismic catalogue of registered events, which contained the data related to the location and energy, was prepared based on the records from the IS-EPOS (European Plate Observing System) platform, a unit of the Upper Silesian Geophysical Observation System [35]. The waveforms, including translational acceleration and rotational velocity signals, were processed using the Butterworth filter in the ca. 1 Hz to 20 Hz frequency range and filter order equal to 6.

2.3. Site Effect

Studies of site effects are elaborate and well-known, starting with the study by Nakamura [20]. The resonance frequency of the near-surface layer and the corresponding amplification coefficient are the two main parameters of site effects. In the case of twolayered geology represented by loose sediment and rigid basement, the resonance frequency is related to the former layer (Figure 3c). However, geology is usually complex; the resonating layer can combine many layers of different geology and elastic properties. The resonance frequency largely depends on the thickness of this resonating layer, which acts as a bandpass filter that enhances selected frequencies. The amplification coefficient shows how many times amplitudes are amplified; thus, it can affect the registered signals by increasing the registered amplitudes for specific frequencies. The amplification increases as the impedance between stiff and loose rocks increases (Figure 3c). The empirical method allowing to find the site effect parameters is the horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR) technique, based on a spectral ratio of translation amplitude recorded for two main directions (Figure 3a): horizontal, H, and vertical, V [36–40].



Figure 3. Motion directions in: (a) translation and (b) rotation, and (c) an ideal sketch of amplification effect in a soft layer.

2.3.1. Theoretical HVSR

The site effects can also be estimated using predictive theoretical formulas. The H/V ground motion spectrum was calculated for the one-dimensional model of horizontal layers, considering vertically propagating shear waves. Such an assumption results from analyzing seismograms from the research area, where S-type waves transmit most seismic energy. Each layer is homogeneous and isotropic and is characterized by thickness, density, shear modulus, and damping coefficient. In our cases, the shear velocity to calculate shear modulus was taken from seismic surveys and the presented geological profiles (Figure 1d,f). In this study, we applied the formula from the paper of Szczygiel [4]. The theoretical calculation uses dependencies between acoustic impedance, absorption/attenuation coefficient, soft layer thickness, shear velocity in soft and rigid layers, and the shock-wave frequency. The maximum value of the calculated H/V ratio corresponds to the amplification coefficient and the expected resonance frequency. This theoretical relation assumes that the layers are infinite in their lateral extent and, hence, should be considered a steady-state approximation of the site effect parameters [41,42]. The HVSR method tends to underestimate the value of

the amplification coefficient of the ground motion in comparison to the classic standard spectral ratio [43,44]. Moreover, the HVSR spectrum can present more than one significant peak, leading the subjective analysis to accept the first (fundamental) or highest peak as the determinable resonance frequency [44]. Therefore, the theoretical models were estimated to avoid potential inaccuracies in analyzing the HVSR result.

2.3.2. Empirical HVSR

The site effect coefficients and the empirical HVSR analysis, using single station measurements, have so far only been studied using translational motion recordings but not for rotation. Therefore, we adapted the HVSR method to rotation in this study, considering the opposite direction of motions. The rotational motion is described as the curl of three components: the torsion (around the vertical axis) and two components of rocking (around the horizontal axis). The planar orientation of the rotational components allowed us to estimate the rotational HVSR as the torsion-to-rocking spectral ratio (TRSR) technique to find the local site effects for rotational data [21,23,24]. The H/V ratio curves were calculated using the J-SESAME (Site Effects Assessment Using Ambient Excitations) software (version 1.08) [36]. In our case, mining tremors were the source of data. Each recorded tremor was cataloged as a translational (acceleration) and rotational (velocity) waveform, and the values of peak ground acceleration (PGA) in $\left[\frac{m}{s^2}\right]$ and peak rotational velocity (PRV)

in $\left\lfloor \frac{rad}{s} \right\rfloor$ were also found. The ambient noise was removed. The H/V ratios were calculated according to the SESAME criteria, which allowed us to select a reliable amplification peak. The main criteria correspond to the number of time windows and their duration, which are selected according to the expected values of the resonant frequency.

The length of the windows is inversely proportional to the minimum expected resonance frequency value. Consequently, the longer time windows should be used at the sites where low resonance frequency is expected. The number of time windows corresponds with the minimum requirement to ensure statistical stability, and according to the SESAME criteria, the Gaussian statistic is achieved for the 200 significant cycle numbers at least. The number of significant cycles is determined by multiplying the window length, number of windows, and resonance frequency. Moreover, these criteria are called criteria I and II of reliability. The following two criteria, criteria III and IV of reliability, define the frequency ranges of resonant frequency with a measurement error. First, the waveforms were windowed. In our case, the windows overlap due to the short duration of each event (a few seconds). Considering that peak values of the signals were noticed at the S-wave phase, which is an effect of the double-couple source mechanism of the analyzed events, the HVSR estimations procedure was carried out only for the S-wave content. Next, the cut signals were transformed using the Fast Fourier Transform (FFT) and smoothed using the Konno–Ohmachi logarithmic window function [44]. In the end, the estimated HVSRs for each event were averaged [36,38]. The time series of the windows allowed us to estimate signal curves after S-wave generation. The microtremor signals were a vestigial element whose potential impact on the H/V spectrum was insignificant. The following equation gives the averaged H/V estimations of the *i*-th event registered by translational signals:

$$log_{10}HVSR_{AVi}(f) = 0.5[log_{10}(S_{Txi}(f)) + log_{10}(S_{Tyi}(f))] - log_{10}(S_{Tzi}(f))$$
(1)

where *S* denotes the spectrum result obtained from horizontal T_x and T_y and vertical T_z components of the translational motion.

7 of 19

Estimation of the H/V for the horizontal component of the translational motion can be described by the following formula:

$$log_{10}HVSR_{ki}(f) = [log_{10}(S_{Tki}(f))] - log_{10}(S_{Tzi}(f))$$
(2)

where *k* determines the analyzed components of the recordings.

The H/V of the rotations is estimated under the assumption that the torsion tilts are in a parallel plane to the horizontal recordings of the translations, while the rocking tilts are in a parallel plane to the vertical recordings of the translations [11,21,23,24] (Figure 3b). In consequence, rotational H/V is the opposite of translational H/V. Therefore, we called HVSR for rotation signals the torsion-to-rocking spectral ratio (TRSR).

The averaged TRSR of the *i*-th event describes the formula as follows [23,24]:

$$log_{10}TRSR_{AVi}(f) = log_{10}(S_{Rzi}(f)) - 0.5[log_{10}(S_{Rxi}(f)) + log_{10}(S_{Rvi}(f))]$$
(3)

where *S* is the spectrum result obtained from rocking R_x and R_y and torsion R_z components of the rotational registration. In the case of the horizontal component analysis, Equation (3) is rewritten as follows:

$$log_{10}TRSR_{ki}(f) = log_{10}(S_{Rzi}(f)) - [log_{10}(S_{Rki}(f))]$$
(4)

where k determines the analyzed components of the recordings.

The described HVSR procedure was applied to the rotational motion waveforms as well.

2.4. Scaling Relation

The six types of motion affect each of the surface sites. Three of them, known as the translational motions, are registered along the horizontal X and Y axes and the vertical Z axis. The rest of them, representing rotational motions, are registered around the axes. The vector of the rotation angle $\Omega(x, t)$ is defined at the surface point x as follows [12]:

$$\Omega(x,t) = \frac{1}{2}\nabla \times u(x,t)$$
(5)

where u(x, t) denotes wave field displacement at a given point in time t.

Considering the teleseismic distances of the seismic source, the seismic-wave field can be approximated by the plane waves [12]. The transverse plane waves, which are propagating at the phase velocity *c*, are described as follows [12]:

$$u = \left[0, u_y\left(t - \frac{x}{c}\right), 0\right] \tag{6}$$

Considering the studies of the rotational motion and translational motion registered at the teleseismic distances [2,45], under the plane-wave assumption, the vertical component of the rotation rate $\Omega_z(x, t)$ and the transverse translational acceleration $\ddot{u}_y(x, t)$ are derived using the following relation:

$$\dot{\Omega}_{z}(x,t) = -\frac{1}{2c}\ddot{u}_{y}(t-\frac{x}{c})$$
⁽⁷⁾

Assuming that the plane waves, transverse translational acceleration, and vertical rotation rate are in phase at all times [46], their ratio is given as follows:

$$\frac{\bar{u}_y(x,t)}{\Omega_z(x,t)} = -2c \tag{8}$$

Following the recent studies [4,5,11,26,45], the scaling relation between rotational and translational motion was investigated as two linear functions (with and without intercept) [2,4]:

$$PRV_Z = aPGA_H \tag{9}$$

$$PRV_Z = aPGA_H + b \tag{10}$$

where *a* and *b* are the linear function coefficients. Moreover, the *a*-parameter in the case of the Love-wave analysis corresponds to a slowness [45]. The PRV_z is the vertical peak rotation velocity, and the PGA_H is a horizontal peak of the ground acceleration, which is calculated as follows:

$$PGA_H = max \sqrt[2]{PGA_X^2 + PGA_Y^2}$$
(11)

Considering that the double-couple focal mechanism characterizes the analyzed events, the origin of the torsion is related to SH wave propagation and starts after the first arrival of the S-wave on the seismogram [47]. Therefore, the scaling relations of the directly registered peak values of the motions were estimated for the models determined in Equations (9) and (10). Next, directly registered peak values were reduced by the estimated amplification value, and scaling relations were assessed again. The correction by an amplification value should be understood as separated by dividing the peak values of the signals by the amplification value obtained for the highest amplification peak (SESAME). In that case, the general equation, assuming the occurrence of the intercept, is given by the following formula:

$$\frac{PRV_Z}{maxTRSR_{AV}} = amax\sqrt[2]{\left(\frac{PGA_x}{maxHVSR_x}\right)^2 + \left(\frac{PGA_y}{maxHVSR_y}\right)^2 + b}$$
(12)

3. Results

3.1. Site Effect Curves of the Translational and Rotational Motion

Based on the geological profiles (Figure 1d,f), the theoretical HVSR curves were estimated for the IMI and PLA stations as the first step of the analysis. The investigation of local geology allowed us to assess the two-layered geophysical models for both stations. The parameters required to estimate the theoretical HVSR curve are shown in Table 2, containing values of the shear wave velocities (Vs), densities, attention coefficient, and the thickness of the resonant (soft) layer. The velocities in the resonant layer were found in the research performed in the same area [9], where the MASW technique was applied to recognize Vs30. For the IMI station, the Vs30 = 400 m/s value was used in the calculation. In the case of PLA, the average Vs value up to 20m was set as 340 m/s. The thickness of the resonant layer in the IMI station corresponded to the complex of loose Quaternary deposits and strongly weathered Triassic hydrocarbonates, which reached a thickness of over 60 m. The basement velocities were arbitrarily assumed [48], Table 2. The theoretical calculation of the site effects allowed us to estimate the amplification coefficients as 6.4 and 4.7 with corresponding resonance frequencies of 1.65 Hz and 4.25 Hz for the IMI and PLA stations, respectively.

Table 2. Parameters of two-layered geophysical models and theoretical site effects.

Vs Basement [m/s]	Vs Resonant [m/s]	Density Basement [g/cm ³]	Density Resonant [g/cm ³]	Attenuation Factor	Thickness [m]	Max (H/V)	f ₀ [Hz]
3800	400	2.5	1.8	0.05	62.0	6.4	
2200	340	2.1	1.8	0.05	20.0	4.7	4.25
	Vs Basement [m/s] 3800 2200	Vs Vs Basement [m/s] Resonant [m/s] 3800 400 2200 340	VsVsDensityBasementResonantBasement[m/s][m/s][g/cm³]38004002.522003402.1	VsVsDensity BasementDensity Resonant [g/cm³]Im/s][m/s][g/cm³]38004002.522003402.1	Vs Basement [m/s]Vs Resonant [m/s]Density Basement [g/cm³]Density Resonant [g/cm³]Attenuation Factor38004002.51.80.0522003402.11.80.05	Vs Basement [m/s]Vs Resonant [g/cm³]Density Resonant [g/cm³]Attenuation FactorThickness [m]38004002.51.80.0562.022003402.11.80.0520.0	Vs Basement [m/s]Vs Resonant [g/cm³]Density Resonant [g/cm³]Attenuation FactorThickness [m]Max (H/V)38004002.51.80.0562.06.422003402.11.80.0520.04.7

The spectral ratios were estimated according to the SESAME criteria [35]. Each seismic record of 130 events was processed similarly. However, the difference between the process parameters was connected with the values of predicted resonance frequency and, therefore, the number of significant cycles, according to the SESAME criteria. As mentioned above, the number of significant cycles should exceed 200. Thus, in the case of the IMI station, the calculation was carried out under the assumption of the expected 1.65 Hz resonance frequency and windowing of the signals in a 5 s long time series (50 windows per signal). The calculation in the case of the PLA station was performed considering the expected 4.25 Hz resonance frequency and windowing the signals in a 3 s long time series (50 windows per signal). The empirical amplification and resonance frequency were found for average horizontal, EW, and NS directions. Subsequently, the arithmetic average was calculated from all events (Figures 4 and 5). The ratio curves of the IMI station records allowed us to distinguish two general HVSR peaks and two TRSR peaks (Table 3). The first maximum was observed at frequencies ranging from 1.4 Hz to 1.6 Hz for translation and at 1.8 Hz for rotation. The second maximum of translation occurred at frequencies ranging from 2.2 Hz to 2.4 Hz, while for rotation, it ranged from 4.4 Hz to 4.6 Hz. The analysis of the PLA station records allowed to distinguish only one general HVSR peak and one TRSR peak (Table 3), observed at frequencies ranging from 4.2 Hz to 5.8 Hz for translation and 5.4 Hz to 5.8 Hz for rotation. Each of the spectral ratios for all 130 seismic events satisfied the first, second, and third rules concerning the criteria of reliable HVSR estimations. Consequently, according to the satisfied criteria of time-window length and the number of windows, dividing peak values of the seismic signals by the estimated amplification coefficient was allowed. Considering the HVSR and TRSR estimation results for the IMI station, we assumed that the first peak represented the central values of site effect parameters because it dominates over other H/V maxima observed on the curve. Considering the HVSR and TRSR estimation results for the IMI station, we assumed that the first peak represented the central values of site effect parameters because it dominates over other H/V maxima observed on the curve. In the case of the PLA station, only one maximum was generated, which allowed us to assume that it represents the main values of the local site effect coefficients. The recognized peaks of the TRSR and HVSR curves fulfilled the SESAME criteria, e.g., the ranges of the standard deviation of the resonant frequency.



Figure 4. HVSR and TRSR curves of 60 events from the IMI station: (a) Average HVSR for translational acceleration and theoretical amplification model (green line); (b) HVSR in EW direction for translational acceleration; (c) HVSR in NS direction for translational acceleration; (d) Average TRSR rotational velocity; (e) TRSR in EW direction for rotational velocity; (f) TRSR in NS direction for rotational velocity.



Figure 5. HVSR and TRSR curves of 70 events from the PLA station: (a) Average HVSR for translational acceleration and theoretical amplification model (green line); (b) HVSR in EW direction for translational acceleration; (c) HVSR in NS direction for translational acceleration; (d) Average TRSR rotational velocity; (e) TRSR in EW direction for rotational velocity; (f) TRSR in NS direction for rotational velocity.

Type of Motion Translation Rotation			IMI St	PLA Station				
	- Component	Max	kimum I	Max	imum II	Maximum		
	component	f ₀ [Hz]	Amplification Peak Value	f ₀ [Hz]	Amplification Peak Value	f ₀ [Hz]	Amplification Peak Value	
	AV HVSR PGA	1.6	6.8	2.2	3.9	4.2	4.7	
Translation	EW PGA	1.6	6.7	2.4	3.4	5.8	4.3	
	NS PGA	1.4	7.1	2.2	4.1	4.2	5.6	
	AV TRSR PRV	1.8	2.5	4.4	1.6	5.6	1.9	
Rotation	EW PRV	1.8	3.1	4.6	1.7	5.8	2.7	
	NS PRV	1.8	3.7	4.4	1.7	5.4	1.8	

Table 3. Resonance frequencies and amplification factors were obtained for rotation and translation in each component: average, EW (x-axis), and NS (y-axis).

3.2. Peak Rotation and Translation Scaling Relations

The scaling relation for peak rotation and peak translation was analyzed for the set containing all data (IMI + PLA) and separated data sets (Figure 6). Moreover, two models were evaluated for each data set, i.e., linear function without intercept (Figure 6a,c) and linear function with intercept (Figure 6b,d). Statistical assessment was performed by applying the determination coefficient (R2) and the standard error of estimate (SEE). The fitting procedure was the orthogonal distance regression method. Assuming that the estimation of the HVSR and TRSR curves and peak values of the rotational and translational

signals were found for the same type of body wave, the peak values were divided by the empirical amplification coefficients for the S-wave. Therefore, all calculations were conducted twice, first for the data sets with raw peak values and the second for data sets divided by the appropriate amplification coefficient.



Figure 6. Peak rotation scaling relations for the raw and corrected data: (a) Assuming both station records as one model without intercept; (b) Assuming both station records as one model with intercept; (c) Separation models for the IMI and PLA station without intercept; (d) Separation models for the IMI and PLA station with intercept.

The estimation results assuming the orthogonal distance regression method are shown in Table 4. Twelve linear models were considered, and eight showed the determination coefficient R2 > 0.90. This simple parameter indicated that the linear models without an intercept generally fit better than those with an intercept b. Moreover, it is noticeable that the correction procedure produced higher values of slope a than the raw data points in each case. In the case of the entire model, the slope increased from 4.07 \times 10^{-4} to 9.37 \times 10^{-4} , while for the model without the intercept, the values changed from 4.62×10^{-4} to 1.29×10^{-3} . An opposite situation can be noticed for the *b*-parameter, which decreased from $5.1 imes 10^{-6}$ to 1.79×10^{-6} after data correction. The separate models for the IMI and PLA stations presented similar behavior. In the case of the IMI station, the correction caused an increase in *a*-parameter from 4.54×10^{-4} to 1.00×10^{-3} . The same parameters for the PLA station increased from 5.08×10^{-4} to 1.29×10^{-3} . Nevertheless, taking into account the model with the intercept for the IMI station, the correction procedure caused an increase in both regression parameters—from 3.73×10^{-4} to 8.74×10^{-3} for the slope and from 1.70×10^{-6} to 5.40×10^{-6} for the intercept. In the case of the PLA station, the regression parameters change their values from 4.20×10^{-4} to 9.47×10^{-4} and from 1.20×10^{-6} to 6.80×10^{-6} for the slope and intercept, respectively.

12 of 19

Station		Model Without Intercept			Model Intercept				
	Station	Type of Data	$a\pm \Delta a$	R ² SEE	$a\pm \Delta a$	$B\pm \Delta b$	R ²	SEE	
m . 1	Raw data	$(46.2\pm 0.6) imes 10^{-5}$	0.93	$1.6 imes 10^{-5}$	$(40.7 \pm 1.2) imes 10^{-5}$	$(5.1 \pm 1.4) imes 10^{-6}$	0.92	$1.6 imes10^{-5}$	
lotal –	Corrected data	$(129.0\pm1.3)\times10^{-5}$	0.93	$5.5 imes10^{-6}$	$(93.7\pm 2.1) imes 10^{-5}$	$(1.8 \pm 0.4) imes 10^{-6}$	0.93	$5.7 imes10^{-6}$	
	Raw data	$(45.4 \pm 1.3) imes 10^{-5}$	0.91	$2.1 imes 10^{-5}$	$(37.3 \pm 1.4) imes 10^{-5}$	$(1.7\pm 0.6) imes 10^{-6}$	0.89	$2.3 imes 10^{-5}$	
IMI –	Corrected data	$(100.8\pm2.4) imes10^{-5}$	0.93	$8.7 imes10^{-6}$	$(87.4 \pm 3.1) imes 10^{-5}$	$(5.4\pm1.2) imes10^{-6}$	0.88	$7.9 imes10^{-6}$	
DI A	Raw data	$(50.8 \pm 1.5) imes 10^{-5}$	0.92	$1.8 imes 10^{-6}$	$(42.0 \pm 1.9) imes 10^{-5}$	$(1.2\pm 0.5) imes 10^{-6}$	0.89	$1.6 imes10^{-6}$	
pla –	Corrected data	$(129.0 \pm 3.5) imes 10^{-5}$	0.92	$9.6 imes10^{-7}$	$(94.7 \pm 3.8) imes 10^{-5}$	$(6.8 \pm 1.2) imes 10^{-6}$	0.89	$8.6 imes10^{-7}$	

Table 4. Regression results.

4. Discussion

4.1. Site Effect Differences

Comparing the results for the HVSR and TRSR estimations, it can be noticed that the resonance frequencies were differential, and the rotational resonance frequencies were higher than translational. In the case of the IMI station, the resonance frequencies corresponding to the first maximum of the average H/V ratio reached 1.6 Hz and 1.8 Hz (Table 3) for translation and rotation, respectively. The PLA station also showed higher values of the rotational resonance frequency (for average H/V) of 5.6 Hz than the translational resonance frequency of 4.2 Hz (Table 3). Similar differences were observed for the EW and NS directions (Table 3). A question arises as to what influences the change in the resonance frequency. The resonance frequency can be approximated as follows [40]:

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} \tag{13}$$

where V_S is the shear wave velocity, H is the thickness, and f_0 denotes the resonance frequency. Considering the dependence on rotational resonance frequency similar to the translational motion, the rotational records were probably influenced by the amplification effect produced by shallow structures according to Equation (13). The difference in the resonance frequency for the IMI station is insignificant. Thus, the thickness of the resonance layer is similar for both types of motion. Nevertheless, the result from the PLA station showed a shift between the resonance frequencies, which can be related to the varied values of H (Equation (13)). Taking into account that both sensors were mounted directly in the same place and geological settings were unchanged, other factors might affect the resonance shift. As mentioned before, in the case of the PLA station, the 20 m thick resonance layer corresponded to the shallow Quaternary sediments (up to 5 m thick) and strongly weathered Carboniferous layer, mainly eroded or fractured. One of the factors that might affect the resonance frequency shift was related to the intense fractures occurring in the shallow layers. The geological structures were less compacted in the PLA station than in the IMI station, which could have caused the higher value of the rotational resonance frequency for the lower H-value (Figure 7) [22,24].



Figure 7. Models of translation and rotation resonance effects with amplified horizontal amplitudes in near-surface and different depth ranges [22,24].

Moreover, a detailed observation indicated the presence of a water body table at a depth of ca. 15 m below the surface. A simple assessment of the H-value for the rotation resonance effect showed that the resonance layer corresponded to the water table depth (Figure 7). Therefore, in the case of the PLA station, the water body did not influence the translational resonance effect but might have changed the nature of the rotational resonance. An in-depth investigation should be carried out to determine which factors (fractures, water bodies, or both) had a tangible impact on the rotational resonance frequency. Detailed surveys about the impact of local small-scale heterogeneities on the rotational motion [49] confirm the explanations presented above. The occurrence of the geological heterogeneities had a real effect on the wavefield gradient measurements: strain and rotation. In contrast, the impact of heterogeneities may be insignificant in the wavefield measurements (i.e., translational acceleration). The effect of the heterogeneities on the rotations can be caused by altering the phase and amplitude of the signal, whose intensity depends mainly on the velocity contrast but not on the spatial extent of the heterogeneities. Therefore, considering the results obtained for the resonance frequency for the IMI station and PLA station, it can be concluded that geological discontinuities change the nature of the rotational motion compared to the translational motion. Consequently, different geological layers can produce the rotational site effect and not the translational. The rotation amplification coefficients for the IMI and PLA stations were more than two times lower than those of the respective translational ones. As was mentioned above, the predictive models of the rotational amplification for the specific geological setting are unknown, and their relation to the translational site effect parameters is unknown. Therefore, at this moment, the presented observation cannot be treated as a constant and stable tendency for the rotational motion. Because translational amplification value depends on the arrangements of specific geological structures, their influence on the rotations might have occurred similarly. Nevertheless, some questions arose during this study: (a) Is the rotational amplification coefficient consistently lower than the corresponding translational one, or in some specific cases, is this trend opposite? (b) Can the translational and rotational site effect parameter relation be expressed with a mathematical function? Regarding the answer to the first question, some researchers [21] presented that the rotational H/V ratio was higher than the respective translational one. This leads to the conclusion that the local site conditions independently affect the rotational and translational motions, and therefore, the tendency to obtain a lower value of the amplification by rotational motion cannot be treated as constant. Thus, answering the second question, the potential mathematical expression between the rotational and translational site effect parameters probably does not exist because geological conditions affect the rotational and translational motions differently. Considering the parameters used in the H/V estimations, it is tough to ignore that the time window length (except in the case of the IMI station) should encompass the S-wave phase and the Rayleigh waves. However, the data sets from the IMI station exclude the presence of the Rayleigh waves on the 54 registered signals due to the meager epicentral distance. Considering that the analyzed seismic events were characterized by a double-couple source mechanism, the S-wave phase is dominant on the records. The minimum distance of the Rayleigh wave generation is given by the following formula [50]:

$$s_s = \frac{V_r}{\sqrt{\beta^2 - Vr^2}}d\tag{14}$$

where V_R is the Rayleigh wave velocity (which is equal to 0.9 β), β is the shear wave velocity, and d denotes the depth of the event source.

The depth of the events ranged from 1.0 km to 1.2 km, and the shear wave velocity of the surface layer was 2080 m/s, which caused the minimal distance of Rayleigh wave

generation to range from 2.0 km to 2.4 km. Epicentral distances up to 2.0 km characterized the 54 analyzed events from the IMI station. The epicentral distance for the rest of the events was 4.0 km to 5.5 km. Consequently, the possibility of encompassing the Rayleigh wave in H/V spectrum analysis is significant. However, the influence of those events on the estimated H/V spectrum (Figure 4) was negligible. In the case of the PLA station, the epicentral distance did not exclude the presence of the Rayleigh wave on the signals, but time widow length should not encompass the S-wave phase and the Rayleigh waves. Nevertheless, regarding the type of data recorded by the IMI and PLA stations, one is obligated to pay attention to aspects connected with the SESAME criteria and definition of the cycle numbers, except in terms of the time window length. Considering the SESAME criteria, the time window length should be fulfilled in the following criteria:

$$f_0 > \frac{10}{l_w} \tag{15}$$

where l_w is the window length and f_0 denotes resonance frequency.

Considering the data character of the IMI station, in the case of events from a longer distance than analyzed, the time window length of about 5s will encompass the surface waves. A similar situation occurs when the registered event is less distant at the PLA station-in that case, reducing the time window value and increasing the time window history. The natural consequence of that situation is the unfulfillment of the reliability criteria of the H/V curve from equation 15. In that situation, the estimation of the H/V spectrum of the registered microtremors may be treated as additional surveys, which can confirm the reliability of the spectrum obtained from the body wave analysis. Alternatively, the estimation process of the H/V spectrum of the rotational and translational motion can be carried out by using a response spectrum instead of the Fourier transform method [22,23]. The obtained peak can be used to determine the global resonance peak in the case of multiple peaks on the spectrum. Nevertheless, the limitation of the response spectrum method is the tendency of the scenario dependence (i.e., magnitude, distance, focal mechanism, etc.) of the events [22,23]. In the case of TRSR estimation by using the response spectrum method, the applicability of that method is strongly related to the dimension of the document where the sensors were deployed; increasing the dimension caused damping of the torsion component and, thus, sequence inability of the H/V estimation [23]. Nevertheless, as was mentioned above, the HVSR estimation, despite the aspect of the amplification curve reliability, may produce a spectrum in which the recognition of the general amplification is problematic due to the occurrence of a broad peak or unclear low amplification peak. Origin of that kind of spectrum is often related to lousy soil-sensor coupling, especially on wet soils or grass, low-frequency sites with either moderate impedance contrast at depth, occurrence of meteorological perturbation, wrongly chosen smoothing parameters, or short distance to the artificial ambient vibration sources, such as public work machines or trucks. In contrast, multiple amplification peaks in most cases are related to industrial origin (machinery occurrence) but, in many instances, may be associated with the local geology and strong fracturing occurrence [51,52]. In that case, geological conditions had to be diagnosed and supported by additive geophysical research, such as MASW or resistivity methods, to find the physical properties.

Finally, we may summarize the above-mentioned discussion as follows:

 The occurrence of the local small-scale heterogeneities had an impact on the rotational motion and is relatively responsible for the resonance frequency shift noted at the PLA station.

2. A comparison of the results from the PLA and IMI stations suggests that different geological layers can produce the rotational site effect rather than the translational.

Lower values of the rotational amplification in comparison to the translations cannot be treated as a constant.

4. The local site conditions independently affect the rotational and translational motions.

4.2. Scaling Relation

The tested linear models, with and without the intercept, showed a perfect fit assessment with R2 > 0.85 and low values of SEE < 2.5×10^{-5} . However, the models without the intercept provided the highest R2 values. This suggests that the model of PRV = aPGA seems to be more accurate than the model with intercept. Nevertheless, the analysis showed that all obtained models are reliable. According to previous research [11], the Vs30 significantly influences the regression parameters; however, the models (for IMI and PLA station) obtained for the raw data seem to be convergent, and comparable Vs30 values cause this similarity in both cases. So far, the presented scaling relations have not considered the amplification phenomenon in the near-surface layer. The scaling relations in the recent studies [4,5,11,26,45] were performed for the natural events registered in a greater epicentral distance than in the case of our study. Therefore, it is tough to ignore the possibility that the peak values were registered at the group of the surface waves, while in the case of our study, they were registered at the S-wave part. Therefore, the a coefficient should be considered as a slowness of the S-wave, while in the case of the recent studies [4,5,11,26,45], the a coefficient is connected with the slowness of the Love waves and denoted as the c. Therefore, the models presented in our study should be treated separately due to differences in estimating the scaling relation for the peak values registered at the group of the surface waves. Nevertheless, the primary issue is still connected with the site effect impact on the determined scaling relations. In the presented study, the estimated peak values of the H/V ratio were used to correct the peak values of the signals and, consequently, remove the site effect impact on the estimated scaling relation. Moreover, the peak values of the signals were divided by the single amplification value, which was allowed due to the generation of the single clear peak of the amplification on the H/V spectrum. In the case of multiple amplification peaks on the H/V spectrum, this procedure should be changed to dividing signal peak values respective to that event H/V spectrum. The designation of the general peak of the H/V ratio in case of multiple peak occurrences can be done by estimating the H/V ratio using the response spectrum method, which should present one general peak [43]. Taking into account the research carried out for the same database [22,23], the H/V ratio obtained from the response spectrum method presented identical general peaks for the same database, as was given during that research Therefore, the obtained general peak values of the H/V ratio can be used to reduce the impact of amplification on the signal peak values. The new models converge (Figure 8), confirming their universal application for the USCB area. If they were different, something else would influence their trend apart from amplification and local geological conditions.

The other worldwide models presented in Figure 8 differ from models from this study, which is an effect of the studied scaling relation for the signal peak values obtained for the surface waves. The presented scaling relations are based on two linear models: with and without the intercept. The function without the intercept has an explanation resulting from Equation (4). Nevertheless, some authors [5,26,45] used the function with the intercept *b*. The physical nature of the parameter is unknown; it is only mathematical. The calculated *b*-values were low and can be assumed to be negligible. However, the non-zero *b*-value suggests that the rotation peak can exist without a translation motion. Forcing the *b*-value to 0 improved the statistical fit of the observational data to the model and increased the slope, resulting in an insignificant *a*-value modification. Using the function with intercept b also has another limitation. As Figure 6b shows, fitting raw and corrected data can

create some estimation problems. The reason for this can be that one of the sensors was rotated by several degrees during the observation, and its registrations were disturbed by a deviation from the main geographic direction. However, errors of this type should affect the total recorded data. Thus, we can assume that a better fit would be obtained in terms of another estimation mode, which will depend on the exact ranges of recorded

affect the total recorded data. Thus, we can assume that a better fit would be obtained in terms of another estimation mode, which will depend on the exact ranges of recorded values-rotational or translational. Still, it cannot be taken for granted that one estimated model can be applied to all registration ranges. Based on recent research [21], in the case of the scaling relation between the vertical PRV and horizontal PGV, the function's slope is linked to the complexity of the local geology. The more excellent slope value should produce a higher value of the PRV for a given PGA of vertical component and, therefore, describe a more complicated surface geology [53]. Thus, considering our research, the potential connection of the a parameter with the complexity of the local geology cannot be excluded. Recent studies [5,11,26,45] connected the a parameter with the local surface geology. Considering that the presented scaling relation was obtained for the peak values of the S-wave signal part, a should be linked to the apparent SH wave phase velocity [21]. Considering similar studies [21], the estimated apparent SH-wave phase velocity c equaled 379 m/s, with a standard deviation of 114 m/s. In the case of our study, a is proportional to 1/(2c). Considering the results obtained for directly registered peak values and the model without intercept, the SH-wave phase velocity for the IMI and PLA stations was 1101 m/s and 982 m/s, respectively. However, the correction by an amplification value caused the SH-wave phase velocity for the IMI and PLA stations to reach 496 m/s and 387 m/s, respectively. The analyzed total models (Figure 5a,b) showed regression parameters similar to those for the separate IMI and PLA data. The question is whether these total models are universal. The location of the stations suggested similar geotechnical conditions due to the similar Vs30 value. Therefore, the obtained total models were expected to be a good approximation and match the empirical data. However, detailed visual inspection revealed that the model did not intersect the center of the points but generally emphasized points on the periphery. Therefore, the presented total model, obtained for two data sets with similar Vs30, cannot be treated as one model.



Figure 8. Comparison of the scaling relation models between peak values of the rotational velocity and translational acceleration [5,26,45].

The above discussion can be summarized as follows:

1. Correction of the data set by measured amplification value increases the approximation of the scaling relation model to the data by removing the local site effect from the data.

2. The scaling relation model without an intercept better approximated the data.

Correction by the amplification resulted in a lowered value of the apparent SH-wave and suggested a correlation of the function slope to the complexity of the local geology.

5. Conclusions

The presented study estimated the site effect parameters for rotational and translational motions registered at two separate stations. For the IMI station, the resonance frequencies of translational and rotational motions were almost the same, which indicates that the resonance effect occurred in the same near-surface rock volume. On the other hand, in the case of the PLA station, a significant difference between the resonance frequencies was observed, which suggested different depth levels of the resonance layer. The rotational resonance effect probably occurred in the shallower volume of rock than translational due to intense fractures and the water table. These geological factors affect the depth range of the rotational motion (Figure 7). The two studied stations were independent; however, by coincidence, they were characterized with similar Vs30 parameters. This similarity influenced the final result of the total model comparison, and the comparison of single-site models produced the a-parameter values close to each other. However, these similarities cannot be taken for granted. The correction of the scaling relation showed that amplification effects influenced the scaling relation model by changing the SH wave phase velocity value.

Author Contributions: Conceptualization, D.N. and L.T.; methodology, D.N. and M.J.M.; software, D.N.; validation, M.J.M., G.M. and L.T.; formal analysis, G.M. and L.T.; investigation, D.N.; resources, G.M.; data curation, D.N.; writing—original draft preparation, D.N. and M.J.M.; writing—review and editing, G.M. and L.T.; visualization, D.N.; supervision, L.T.; project administration, L.T.; funding acquisition, L.T. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This study was funded by the University of Silesia, Institute of Earth Sciences, Research program No. WNP/INOZ/2020_ZB32.

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: The data sets for this study can be found in the Central Mining Institute Repository (https://grss.gig.eu/repozytorium/, accessed on 10 October 2024). The data can be obtained by contacting the Department of Geology, Geophysics and Surface Protection of the Central Mining Institute (Grzegorz MUTKE: g.mutke@gig.eu). More information on the R-1, EA-120, and DR-4000 instruments is available at www.eentec.com (last accessed on 7 July 2020).

Acknowledgments: This study was funded by the project of the University of Silesia in Katowice: Pre-mining, mining and post-mining areas—space of threats and opportunities (WNP/INoZ/2020-ZB32). We would like to thank the anonymous reviewers for their valuable comments that helped to improve the quality of the original manuscript version.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflicts of interest.

References

- Zembaty, Z. Deriving seismic surface rotations for engineering purposes. In Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects; Teisseyre, R., Majewski, E., Takeo, M., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2006; pp. 549–568.
- Igel, H.; Cochard, A.; Wassermann, J.; Schreiber, U.; Velikoseltsev, A.; Pham, N.D. Broadband observations of rotational ground motions. *Geophys. J. Int.* 2007, 168, 182–197. [CrossRef]

3.

- Lee, V.W.; Liang, L. Rotational components of strong motion earthquakes. In Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, 12–17 October 2008.
- Lee, W.H.K.; Huang, B.S.; Langston, C.A.; Lin, C.J.; Liu, C.C.; Shin, T.C.; Teng, T.L.; Wu, C.F. Review: Progress in rotational ground motion observations from explosions and local earthquakes in Taiwan. Bull. Seismol. Soc. Am. 2009, 99, 958–967. [CrossRef]
- Liu, C.C.; Huang, B.S.; Lee, W.H.K.; Lin, C.J. Observing rotational and translational ground motions at the HGSD station in Taiwan from 2007 to 2008. Bull. Seismol. Soc. Am. 2009, 99, 1228–1236. [CrossRef]
- Stupazzini, M.; de la Puente, J.; Smerzini, C.; Käser, M.; Igel, H.; Castellani, A. Study of Rotational Ground Motion in the Near-Field Region. Bull. Seismol. Soc. Am. 2009, 99, 1271–1286. [CrossRef]
- Kalab, Z.; Knejzlik, J.; Lednicka, M. Application of newly developed rotational sensor for monitoring of mining-induced seismic events in the Karvina region. Acta Geodyn. Geomater. 2012, 2, 197–205. [CrossRef]
- Zembaty, Z.; Mutke, G.; Nawrocki, D.; Bobra, P. Rotational ground-motion records from induced seismic events. Seismol. Res. Lett. 2017, 88, 13–22. [CrossRef]
- Mutke, G.; Lurka, A.; Zembaty, Z. Prediction of rotational ground motion for mining-induced seismicity—Case study from Upper Silesian Coal Basin, Poland. Eng. Geol. 2020, 276, 105767. [CrossRef]
- Sarokolayi, L.K.; Beitollahi, A.; Abdollahzadeh, G.; Amreie, S.T.T.; Kutanaei, S.S. Modeling of ground motion rotational components for near-fault and far-fault earthquake according to soil type. Arab. J. Geosci. 2015, 8, 3785–3797. [CrossRef]
- Sbaa, S.; Hollender, F.; Perron, V.; Imtiaz, A.; Bard, P.-Y.; Mariscal, A.; Cochard, A.; Dujardin, A. Analysis of rotation sensor data from the SINAPS@ Kefalonia (Greece) post-seismic experiment—Link to surface geology and wavefield characteristics. *Earth Planets Space* 2017, 69, 124. [CrossRef]
- Wang, H.; Igel, H.; Gallovič, F.; Cochard, A. Source and Basin Effects on Rotational Ground Motions: Comparison with Translations. Bull. Seismol. Soc. Am. 2009, 99, 1162–1173. [CrossRef]
- Pham, N.D.; Igel, H.; Puente, J.; Käser, M.; Schoenberg, M. Rotational motions in homogeneous anisotropic elastic media. *Geophysics* 2010, 75, 47–56. [CrossRef]
- Trifunac, M.D. The role of strong motion rotations in the response of structures near earthquake faults. Soil Dyn. Earthq. Eng. 2009, 29, 382–393. [CrossRef]
- Basu, D.; Whittaker, A.S.; Constantinou, M.C. Characterizing rotational components of earthquake ground motion using a surface distribution method and response of sample structures. J. Eng. Struct. 2015, 99, 685–707. [CrossRef]
- Falamarz-Sheikhabadi, M.R.; Ghafory-Ashtiany, M. Rotational components in structural loading. Soil Dyn. Earthq. Eng. 2015, 75, 220–233. [CrossRef]
- Bońkowski, P.A.; Zembaty, Z.; Minch, M.Y. Engineering analysis of strong ground rocking and its effect on tall structures. Soil Dyn. Earthq. Eng. 2019, 116, 358–370. [CrossRef]
- Huang, M.; Fan, X.; Wang, H. Three-dimensional upper bound stability analysis of slopes with weak interlayer based on rotational-translational mechanisms. Eng. Geol. 2017, 223, 82–91. [CrossRef]
- Jiren, X.; Uchimura, T.; Wang, G.; Selvarajah, H.; Maqsood, Z.; Shen, Q.; Mei, G.; Qiao, S. Predicting the sliding behaviour of rotational landslides based on the tilting measurement of the slope surface. *Eng. Geol.* 2020, 269, 105554. [CrossRef]
- Nakamura, Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Q. Rep. RTRI 1989, 130, 25–33.
- Ringler, A.; Anthony, R.; Holland, A.; Wilson, D.; Lin, C.J. Observations of Rotational Motions from Local Earthquakes Using Two Temporary Portable Sensors in Waynoka, Oklahoma. Bull. Seismol. Soc. Am. 2018, 108, 3562–3575. [CrossRef]
- Nawrocki, D.; Mendecki, M.; Teper, L. Estimation of site resonance frequency using HVSR method for rotational and translational signals: Result comparison from Fourier and response spectrum methods. In Proceedings of the 3rd European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Bucharest, Romania, 4–9 September 2022.
- Nawrocki, D.; Mendecki, M.; Teper, L. Estimation of the resonance frequency of rotational and translational signals evoked by mining-induced seismicity. Front. Earth Sci. 2024, 12, 1403043. [CrossRef]
- Nawrocki, D.; Mendecki, M.; Teper, L. The effects of component rotation on H/V spectra: A comparison of rotational and translational data. *Geol. Geophys. Environ.* 2024, 50, 145–154.
- Igel, H.; Schreiber, U.; Flaws, A.; Schuberth, B.; Velikoseltsev, A.; Cochard, A. Rotational motions induced by the M8.1 Tokachi-oki earthquake, September 25, 2003. *Geophys. Res. Lett.* 2005, 32, L08309. [CrossRef]
- Takeo, M. Rotational motions observed during an earthquake swarm in April 1998 offshore Ito, Japan. Bull. Seismol. Soc. Am. 2009, 99, 1457–1467. [CrossRef]
- Sagan, G.; Teper, L.; Zuberek, W.M. Tectonic analysis of mine tremor mechanisms from the Upper Silesian Coal Basin. Pure Appl. Geophys. 1996, 147, 217–238. [CrossRef]
- Buła, Z.; Kotas, A. (Eds.) Geological Atlas of the Upper Silesian Coal Basin, Part III. Structural-Geological Maps 1:100 000; Państwowy Instytut Geologiczny: Warszawa, Poland, 1994.

- Teper, L. Geometry of fold arrays in the Silesian-Cracovian region of southern Poland. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond. 2000, 169, 167–179. [CrossRef]
- Mendecki, M.J.; Szczygieł, J.; Lizurek, G.; Teper, L. Mining-triggered seismicity governed by a fold hinge zone: The Upper Silesian Coal Basin, Poland. Eng. Geol. 2020, 274, 105728. [CrossRef]
- Jureczka, J.; Aust, J.; Buła, Z.; Dopita, M.; Zdanowski, A. Geological Map of the Upper Silesian Coal Basin (Carboniferous Subcrop) 1:200 000; Państwowy Instytut Geologiczny: Warszawa, Poland, 1995.
- 32. Stec, K. Characteristics of seismic activity of the Upper Silesian Coal Basin in Poland. Geophys. J. Int. 2006, 168, 757–768. [CrossRef]
- 33. eentec. Instruction Manual, Model R-1, St. Louis, Missouri. 2008. 8p. Available online: http://www.eentec.com/ (accessed on
- July 2020).
 Bernauer, F.; Wassermann, J.; Igel, H. Rotational sensors—A comparison of different sensor types. J. Seismal. 2012, 16, 595–602.
- Bernauer, F.; Wassermann, J.; Igel, H. Kotational sensors—A comparison of different sensor types. J. Seismell. 2012, 16, 595–602. [CrossRef]
- Mutke, G.; Kotyrba, A.; Lurka, A.; Olszewska, D.; Dykowski, P.; Borkowski, A.; Araszkiewicz, A.; Barański, A. Upper Silesian Geophysical Observation System—A unit of the EPOS project. J. Sustain. Min. 2019, 18, 198–207. [CrossRef]
- Bard, P.Y.; SESAME Participants. The SESAME project: An overview and main results. In Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper 2207, Vancouver, BC, Canada, 1–6 August 2004.
- Stephenson, W.J.; Hartzell, S.; Frankel, A.; Asten, M.; Carver, D.; Kim, W. Site characterization for urban seismic hazards in lower Manhattan, New York City, from microtremor array analysis. *Geophys. Res. Lett.* 2009, 36, L03301. [CrossRef]
- Pastén, C.; Sáez, M.; Ruiz, S.; Leyton, F.; Salomón, J.; Poli, P. Deep Characterization of the Santiago Basin using HVSR and Cross-correlation of Ambient Seismic Noise. *Eng. Geol.* 2015, 201, 57–66. [CrossRef]
- Stanko, D.; Markušić, S.; Strelec, S.; Gazdek, M. HVSR analysis of seismic site effects and soil-structure resonance in Varaždin city (North Croatia). Soil. Dynam Earthq. Eng. 2017, 92, 666–677. [CrossRef]
- Stanko, D.; Markušić, S. An empirical relationship between resonance frequency, bedrock depth and VS30 for Croatia based on HVSR forward modelling. Nat. Hazards 2020, 103, 3715–3743. [CrossRef]
- Szczygieł, J.; Wróblewski, W.; Mendecki, M.J.; Hercman, H.; Bosák, P. Soft-sediment deformation structures in cave deposits and their possible causes (Kalacka Cave, Tatra Mts., Poland). J. Struct. Geol. 2020, 140, 104161. [CrossRef]
- Kawase, H. Site effects on strong ground motions. In International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology; Lee, W.H., Jennings, P., Kisslinger, C., Kanamori, H., Eds.; 81B; Academic Press: Cambridge, MA, USA, 2002; pp. 1013–1030.
- Rong, M.; Fu, L.Y.; Wang, Z.; Li, X.; Carpenter, N.S.; Woolery, E.W.; Lyu, Y. On the amplitude discrepancy of HVSR and site amplification from strong-motion observations. Bull. Seismol. Soc. Am. 2017, 107, 2873–2884. [CrossRef]
- Zhu, C.; Cotton, F.; Pilz, M. Detecting Site Resonant Frequency Using HVSR: Fourier versus Response Spectrum and the First versus the Highest Peak Frequency. Bull. Seismol. Soc. Am. 2020, 110, 427–440. [CrossRef]
- Yin, J.; Nigbor, R.L.; Chen, Q.; Steidl, J. Engineering analysis of measured rotational ground motions at GVDA. Soil. Dyn. Earthq. Eng. 2016, 87, 125–137. [CrossRef]
- Konno, K.; Ohmachi, T. Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. Bull. Seismal. Soc. Am. 1998, 88, 228–241. [CrossRef]
- Suryanto, W. Rotational Motions in Seismology: Theory and Application. Ph.D. Dissertation, Ludwig-Maximilians University München, Faculty of Geosciences, München, Germany, 2006.
- 48. Schön, J. Physical Properties of Rocks: A Workbook; Elsevier: Oxford, UK, 2011; Volume 8.
- Singh, S.; Capdeville, Y.; Igel, H. Correcting wavefield gradients for the effects of local small-scale heterogeneities. *Geophys. J. Int.* 2020, 220, 996–1011. [CrossRef]
- 50. Okamoto, S. Introduction to Earthquake Engineering; University of Tokyo Press: Tokyo, Japan, 1984.
- Pischiutta, M.; Rovelli, A.; Salvini, F.; Fletcher, J.B.; Savage, M.K. Directional Amplification at Rock Sites in Fault Damage Zones. Appl. Sci. 2023, 13, 6060. [CrossRef]
- Pischiutta, M.; Savage, M.K.; Holt, R.A.; Salvini, F. Fracture-related wavefield polarization and seismic anisotropy across the Greendale Fault. J. Geophys. Res. Solid Earth 2015, 120, 7048–7067. [CrossRef]
- Moriya, T.; Teisseyre, R. Design of rotation seismometer and non-linear behavior of rotation components of earthquakes. In *Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects;* Teisseyre, R., Majewski, E., Takeo, M., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2006; pp. 439–450.

Disclaimer/Publisher's Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

14.2 Artykuł II



TYPE Original Research PUBLISHED 30 May 2024 DOI 10.3389/feart.2024.1403043

Check for updates

OPEN ACCESS

EDITED BY Bin Gong, Brunel University London, United Kingdom REVIEWED BY

Mohammad Azarafza, University of Tabriz, Iran Delei Shang, Shenzhen University, China

Maciej J. Mendecki, maciej.mendecki@us.edu.pl

RECEIVED 18 March 2024 ACCEPTED 07 May 2024 PUBLISHED 30 May 2024

CITATION

Nawrocki D, Mendecki MJ and Teper L (2024), Estimation of the resonance frequency of rotational and translational signals evoked by mining-induced seismicity. *Front. Earth Sci.* 12:1403043. doi: 10.3389/feart.2024.1403043

COPYRIGHT

© 2024 Nawrocki, Mendecki and Teper. This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

Estimation of the resonance frequency of rotational and translational signals evoked by mining-induced seismicity

Dariusz Nawrocki, Maciej J. Mendecki* and Leslaw Teper

Faculty of Natural Sciences, University of Silesia in Katowice, Sosnowiec, Poland

The horizontal-to-vertical (H/V) method is a fundamental fast tool to estimate local site effect parameters by using the registered signals of the translational motion. The spectral ratio is mostly calculated using the Fourier Spectrum Analysis (FSA), which may lead to problems with accurate resonant frequency determination due to evident multi-amplification peaks occurrence on the spectrum. Alternatively the H/V ratio may be estimated by use Response Spectrum Analysis (RSA), where only a general amplification peak is expected. However, the fundamental limitations of the RSA assumption are related to the real impact of the events' scenario dependence (i.e., magnitude, distance, focal mechanism, etc.). The limitations and advantages of the RSA and FSA are commonly known in the case of the analysis performed for the translational signals. Therefore, the critical question is: should the RSA and FSA methods be used to estimate the H/V ratio of the recorded rotational signals of the events? The article presents horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratios calculated for rotational and translational signals registered as an effect of mining-induced seismicity by four independent seismic stations located in Poland's Upper Silesian Coal basin. The spectral ratios of the signals were estimated using the RSA and the FSA method. The studies show that in the case of translational motion, the H/V estimations using the RSA derived clear information of the resonant frequency peak, confirming the method's usefulness in the case of multi-amplification peaks. The opposite situation was noticed in the case of the rotational motion. The derived H/V spectrum, using the RSA, produced single amplification peaks for the seismic stations, where the sensors were mounted on a small floor at a significant distance from the walls. In cases where the sensors were deployed on the building floor, a decrease in the reliability of the RSA and the FSA method was noticed. The results of the studies suggested that the possibility of the estimations of the H/V spectrum using the RSA and FSA algorithm is strongly limited for rotational motions due to the size of the floor and distance to the building walls where the sensors were mounted. The explanation of that fact is related to the effects of kinematic soil-structure interaction, which may significantly affect rotational measurements due to the tendency to obtain higher frequency content than in the case of the translations. Consequently, the values of the Z- component of the rotational motion may be

Frontiers in Earth Science

01

lovered than in the free-field measurements, decreasing the reliability of the ${\rm H/V}$ estimations for rotational motion.

KEYWORDS

horizontal-to-vertical spectral ratios, Fourier spectrum, response spectrum, rotational motion, mining seismicity

1 Introduction

The adverse effects of shaking are significant and well-known problems occurring in seismic areas worldwide. Moreover, these harmful phenomena can be magnified by specific conditions of local geology. If loose near-surface layers are characterized by natural frequency (resonance frequency), which is in accordance with the shaking frequencies, the resonance effect can occur, and horizontal amplitudes amplify many times, resulting in more damage on the surface. Some investigations (e.g., Zhao and Xu, 2013; Stambouli et al., 2017; Zhu et al., 2019) suggested that the site resonance frequency can be used as a primary variable in site-effect model description. The resonance frequency and amplification factor are the site effect parameters that can be obtained directly from the horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR) method, in which the calculated spectra of the horizontal (H) and vertical (V) components of the signals are divided as follows: H/V. Taking into account some pieces of research (e.g., Miura et al., 2019; Zhu et al., 2020), the H/V spectral ratio can be estimated from the Fourier spectrum analysis (FSA) and from the response spectrum analysis (RSA). However using the FSA and RSA interchangeably may be a reason of inaccuracies in resonant frequency determination due to the following facts: (1) the response spectrum at the high frequency has a strong tendency to be scenario dependent (i.e. magnitude; distance, focal mechanism etc.) of the events (Stafford et al., 2017), which however may be reduced by rotation of the horizontal motions axis (Rupakhety and Sigbiörnsson 2013; Pinzón et al., 2019); (2) the Fourier spectral ordinate is not controlled at the similar frequency of the response spectral ordinate at a high oscillator frequency but is determined by Fourier amplitudes in a wide frequency range (Bora et al., 2016); (3) the H/V spectral ratio calculated from the standard Nakamura approach by using the FSA may present more than one significant peak, which fulfills the criteria of the amplification peak reliability and, in consequence, may lead to inconsistent analysis of determining the first or the highest peak as corresponding to the absolute resonance frequency of the site (Albarello, 2001; Zhu et al., 2020). So far, the input data for the calculation of the H/V can come from translational records of the natural earthquake or microtremor (e.g., Stephenson et al., 2009; Stanko et al., 2017; Stanko and Markuśić, 2020).

Considering the observation of the rotational motion as an effect of natural (e.g., Lee et al., 2009; Liu et al., 2009; Stupazzini et al., 2009) and induced seismicity (e.g., Kalab et al., 2012; Mutke et al., 2020) leads to the conclusion that the H/V ratio can also be applied to the rotational motion (Sbaa et al., 2017; Ringler et al., 2018; Nawrocki et al., 2021; Nawrocki et al., 2022). However, geometrical planes of registration rotational motion described as rocking (vertical plane) and torsion (horizontal plane) (Zembaty, 2006, 2009) obligated to estimate the rotational H/V curve as a ratio of the torsion-to-rocking components, which directly means the inverse of the translational H/V spectral ratio (Ringler et al., 2018; Nawrocki et al., 2021; Nawrocki et al., 2022) and, in consequence, leads to re-naming the method as a torsion-to-rocking spectral ratio (TRSR).

Taking into account the limitations to the RSA method, the fundamental questions are as follows: (1) can the RSA method be applied to estimate the rotational resonance frequency, producing comparable results obtained from the FSA? (2) Can potential differences between H/V curves obtained from the FSA and RSA be similarly observed for the rotational and translational data? Answers to the above questions motivated us to compare the H/V curves obtained from the FSA and RSA for the rotational and translational registration of the induced seismic events at the sites characterized by different settings of the stations.

2 Data description and study area

The tests of H/V methods were performed using mininginduced seismicity waveforms registered by four seismic stations located in the Upper Silesian Coal Basin (USCB), Poland (Figure 1). The seismic circumstance of the USCB allows us to divide two primary types of events, which are an effect of the mining and the mining-tectonic seismicity (Stec, 2006). Compared to the explosive and compressional components, a relatively small shear component characterized the mining seismicity events. Opposite details occur in the case of mining-tectonic seismicity, where the shear component is dominant, corresponding to the double-couple source mechanism. The occurrence of the peak values of the motion at the S-wave phase of the seismic signals confirmed that the analyzed events were linked to mining-tectonic seismicity.

First, the station, known as the PLA station, registered 60 relatively far-distant events, with epicentral distances ranging from 5 to 20 km and characterized by a local magnitude of 2.4-3.5. The equipment was mounted on the pedestal in the basement of the local planetarium. In the case of the following two stations, IMI and ZIE, the location of the sensors was almost the same, and the distance between them reached almost 5 mm. The measuring set of the IMI station was mounted in the technical venue (Zembaty et al., 2017), while the ZIE station was deployed on the ground floor of the one-story technical building, which did not have a basement. The sensors were mounted in the corner of load-bearing and partition walls. Both registered the close-distant events characterized by local magnitudes of 1.7-2.7 and epicentral distances up to 5 km. Nevertheless, the ZIE station registered 45 events, while in the IMI station, 60 events were recorded. The last of the stations, JAN, was situated in the basement center of the small building closest to

Nawrocki et al



the central exploitation. The catalog consists of 45 events, with a magnitude between 2.2 and 3.4, while the distance was between 0.5 and 30.0 km.

The location of the IMI, ZIE, and JAN stations was selected due to the relatively close distance to the potential area of the mining event occurrence. Considering the IMI and ZIE stations, the venue occurrence at the safety area allows for the analysis of the impact on the building on recorded signals. Due to the lack of technical circumstances caused in the case of the JAN station, the sensors were situated only inside the building instead of mounting in the building and the venue. In the case of the PLA, the described pedestal allows us to register events from a relatively far distance. Consequently, the location of the stations allows for the comparison of rotational signals registered from far and close distances. The equipment of the JAN station contains the accelerometer EA-120 and rotational seismometer R-2, but in the case of the remaining stations, the measuring set was composed of the accelerometer EA-120 and rotational seismometer R-1 (e.g., Lin et al., 2009; Liu et al., 2009). Each of the sensors was responsible for measuring the three axes of the movement and was linked to the Eentec recorders. The measured temperature at the stations was stable and lower than 18°C. Therefore, following the studies presented by Bernauer et al., 2012, potential problems with the measurement reliability of the rotational sensors were excluded.

Bula and Kotas (1994) and Jureczka et al. (1995) showed that the seismic stations were situated under similar geological conditions represented by the shallow layer of Quaternary sediments covering the intermediate layer of the Triassic sandstones except for the PLA station, where the rigid basement of Carboniferous formation was directly underneath them. The near-surface loose deposit comprised sands, pebbles, mud, and alluvia material (e.g., Bula and Kotas, 1994; Jureczka et al., 1995). Sandstones, mudstones, and siltstones represented the rigid basement interbedded with hard coal seams, building the Carboniferous formation (e.g., Teper, 2000; Mendecki et al., 2020) (Figures 1 b-d).



3 Site effect

3.1 General description

Generally, the site effect is defined by two parameters: the resonance frequency of the near-surface layer and the corresponding amplification. Considering two-layered geology composed of loose sediments and a rigid basement, the resonance frequency is related to the former layer due to the contrast of the acoustic impedance. The formation of the resonating layer can be a combination of many different geological layers characterized by different elastic properties. However, the resonance frequency as a value depends on its thickness, which works as a bandpass filter enhancing selected frequencies. On the other hand, the amplification coefficient determines the level of increasing the measured amplitudes of the signals and dependence on the acoustic impedance between stiff and loose rocks. The method that allows us to find site effect parameters from empirically registered signals is the HVSR technique. The HVSR amplification curve is formed by the spectral ratio of translation signals recorded for two main directions (Figure 3A): horizontal, H, and vertical, V (Nakamura, 1989; Bard, 2004; Stephenson et al., 2009; Pastén et al., 2015; Stanko et al., 2017; Stanko and Markušić, 2020).

The spectral ratio is generally estimated as a ratio of the Fourier amplitude spectrum of the registered signals, which, as was mentioned above, may produce more than one peak of the amplification curve and, therefore, make difficulties with the recognition of the corrected resonance frequency values (Albarello, 2001; Zhu et al., 2020). The multiamplification peaks, recognized as significant by SESAME criteria (Site EffectS Assessment using Ambient Excitations, 2004), can be a consequence of the industrial origin of the place and the occurrence of geological zones characterized by strong impedance contrast at different scales. However, Zhu et al. (2020) pointed out that the choice of the smoothing technique of the spectrum, such as the type of the smoothing operator or soothing degree, impacts the spectral ratio value and, therefore, the qualification of the significant peak. The FSA may be replaced by the RSA, which allows to determine the resonance frequency too but may underestimate the amplification value due to scenario dependency (Stafford et al., 2017; Rong et al., 2017). However, considering the multiple peak occurrence as a result of applying the FSA, the RSA may indicate the real amplification peaks and, therefore, the approximate resonant frequency value.

3.2 Translational and rotational H/V curve calculations

The HVSR of the *i*th event is described by the following equation (e.g., Zhu et al., 2020):

 $log_{10} HVSR_{AVi}(f) = 0.5 \left[log_{10}(S_{Txi}(f)) + log_{10}(S_{Tyi}(f)) \right] - log_{10}(S_{Txi}(f)),$ (1)

Frontiers in Earth Science

where S is the spectrum result of the FSA or RSA obtained from horizontal T_{x} , T_{y} , and vertical T_{z} components of the translational registration. In the case of the estimation of HVSR, the curve for one of the horizontal components (in that case, along the *x*-axis of registration), Eq. 1 can be rewritten as follows:

$$log_{10}HVSR_{xi}(f) = [log_{10}(S_{Txi}(f))] - log_{10}(S_{Tzi}(f)).$$
(2)

The torsion-to-rocking spectral ratio is rewritten as the HVSR for the rotational motion under the following assumption: the torsion tilts are in a parallel plane to the horizontal recordings of the translations, while the rocking tilts are in a parallel plane to the vertical recordings of the translations (Sbaa et al., 2017; Ringler et al., 2018; Nawrocki et al., 2022). Therefore, the accurate spectral ratio is the opposite of the basic HVSR. Regarding the planes of the rotational signal (Figure 2), the TRSR of the *i*th event can be described as follows (Nawrocki et al., 2022):

$$log_{10} TRSR_{AVi}(f) = log_{10}(S_{Rzi}(f)) - 0.5[log_{10}(S_{Rxi}(f)) + log_{10}(S_{Ryi}(f))],$$
(3)

where S is also the spectrum result of the FSA or RSA obtained from rocking R_x , R_y , and torsion R_z components of the rotational registration. The TRSR curve, including the estimation of the amplification for one of the rocking components (also along the *x*-axis), can be described as follows:

$$log_{10} TRSR_{xi}(f) = log_{10}(S_{Rzi}(f)) - [log_{10}(S_{Rxi}(f))].$$
(4)

The HVSR/TRSR estimations (Nakamura, 1989; Wang et al., 2019) were carried out for the S-wave phase, which was motivated by the following facts: 1) dominant peak values of the signals were recognized for the S-wave content and 2) double-couple focal mechanism, which is responsible for the generation of torsion as a consequence of SH-wave propagation (Suryanto, 2006), characterized the analyzed events. Therefore, the spectral H/V curves were estimated using the FSA (Nakamura, 1989), also known as the "Nakamura technique," and separately by using the RSA technique (Zhu et al., 2020). The spectral ratios were calculated for the filtrated signals of rotational velocity and translational acceleration using a Butterworth filter in the frequency range of ca. 1 Hz-20 Hz. The FSA was estimated by using the fast Fourier transform (FFT) method with the Hamming function of windowing. Estimations of the RSA were performed separately, assuming 5% damping for the whole dataset. The response spectrum acceleration was estimated for the translational signals, while in the case of rotation, the response spectrum velocity was obtained. Finally, curves estimated for each event were averaged separately for the FSA and RSA method results, distinguished in the article as H/V-FSA and H/V-RSA for the translations and T/R-FSA and T/R-RSA for the rotations.

4 Results

The results of comparisons obtained from the H/V-FSA and H/V-RSA showed that H/V-averaged spectrum curves distinguished similar resonance frequencies. However, the H/V-RSA presented a lower level of amplification than the H/V-FSA. Nevertheless, in the case of the comparison for the rest of the directions, the obtained resonance frequency values in some cases were divergent and dependent on the method used (see Figures 2–4).

Considering the results of the averaged HVSR estimations for the PLA station, the resonance frequency derived from H/V-FSA and H/V-RSA reached 4.2 Hz and 4.5 Hz, respectively. The H/V-RSA for the horizontal planes showed unchangeable resonance frequency values, the same as for the averaged HVSR. However, the horizontal H/V-FSA showed that the resonance frequency reached 6.0 Hz for the E–W direction, while for the N–S direction, it was 4.2 Hz. Nevertheless, the TRSR results showed consistency in the resonance frequency estimation on analyzed planes. Therefore, T/R-FSA and the T/R-RSA showed that the resonance frequency was 5.8 Hz and 5.7 Hz, respectively.

In the case of the IMI station, the H/V-FSA showed more than one general maximum: at 1.6 Hz (1.4 Hz in the case of the NS direction) and 2.2 Hz (2.4 Hz in the case of the EW direction). Data obtained from the H/V-RSA showed only one amplification maximum at 1.6 Hz despite the analyzed plane. The rotational amplification curve estimated from the T/R-FSA method showed three peaks at 1.8 Hz, 3.4 Hz, and 4.6 Hz, while based on the second method, two amplification peaks were found at 1.8 Hz and 4.6 Hz. The analyzed amplification spectrum of the translations from the ZIE station showed similarity to those estimated from the IMI station. It is worth highlighting that the both the IMI and ZIE stations were located close to each other but mounted on various foundations. The H/V-FSA showed two general maximums, at 1.6 Hz (1.4 Hz in the case of the NS direction) and 2.2 Hz, while the H/V-RSA derived only one maximum at 2.0 Hz (2.4 in the case of the EW direction). The T/R-FSA showed four amplification maximums, i.e., at 1.4 Hz, 2.0 Hz, 3.4 Hz, and 4.6 Hz, but the dominant, characterized by the highest amplification value, was at 2.0 Hz. The T/R-RSA approach distinguished the amplification peaks at 1.1 Hz and 4.4 Hz. The second amplification peak can be distinguished at 1.75 Hz but only during exact comparison to the T/R-FSA results.

Taking into consideration the JAN station, the averaged amplification curves of the translations presented peaks at 1.5 Hz, 2.0 Hz, and 2.4 Hz for the H/V-FSA. The H/V-RSA produced amplification peaks at 1.9 Hz. Considering the EW direction, the resonance frequency was 1.8 Hz for the H/V-RSA, and only the second maximum at 2.4 Hz was distinguishable for the H/V-FSA. On the other hand, the NS direction presented only the first maximum at 1.6 Hz for the H/V-FSA, while in the case of the H/V-RSA, it was impossible to find the resonance frequency. The averaged T/R-RSA allowed us to distinguish the resonance frequency at 1.8 Hz and 4.0 Hz, while for the T/R-FSA, the general maximums were observed at 1.8 Hz and 4.4 Hz. Considering the NS direction, the resonance frequency was 1.8 Hz for the T/R-RSA, and three peaks at 0.8 Hz, 1.8 Hz, and 4.0 Hz were distinguishable for the T/R-FSA. Nevertheless, in the case of the EW plane, the T/R-RSA generated a maximum at 1.8 Hz, while the T/R-FSA produced four distinguishable maximums at 1.0 Hz, 2.0 Hz, 3.2 Hz, and 4.4 Hz. Each of the distinguished amplification peaks fulfilled the SESAME criteria of peak reliability, e.g., the standard deviation ranges of resonant frequency (SESAME; 2004).



5 Discussion

5.1 Comparison of the RSA and FSA results

First, a comparison between H/V curve estimation was presented by using the FSA and the RSA. Generally, as was mentioned by Zhu et al. (2020), the FSA produced more amplification peaks than the RSA. As a consequence, the determination of the site effect parameters may generate disputes. However, estimating the H/V curves using the RSA cannot be treated as a method that specifies the site effect parameters, which confirms the spectrum curve from the JAN and ZIE stations. Considering the results for the JAN station, the translational spectrum curves produced an unreadable peak. On the contrary, in the case of the rotation, apart from the main peak, the second maxim at the main peak was observed for a wide frequency range, which excluded the determination of the resonance frequency. On the other hand, the maximum was clearly defined in the FSA in the respective frequency range. Therefore, in that case, only the results of the geophysical surveys may clearly define the site effect parameters of the JAN station proximity. Completely opposite observations to the JAN situation were obtained at the ZIE station, where the RSA method, in contrast to the FSA, did not produce an amplification peak of the rotational motion. A theoretical explanation of that fact may be that the close distance to the walls, which should avoid the occurrence of the torsion, damped the measuring signals or the position of the sensors was not in the mass center of the building (e.g., Gosar et al., 2010). The above explanation is supported by the PLA station results, where the sensors were mounted on the separated basement postument plinth far from the walls.

However, it could not be ignored that in the case of translational measurements, the RSA and FSA produced comparable general peaks to that obtained from the IMI station. Moreover, the TRSR derived from the FSA also presented a comparable amplification maximum to that obtained from the IMI station. Therefore, the reason for that observation can be treated as an influence on the dimension of the floor on the estimated response spectrum, as discussed by Falamarz-Sheikhabadi and Ghafory-Ashtiany (2015), which affected the torsional spectrum curve and, therefore, affected the whole TRSR (derived a the spectral ratio between the vertical and horizontal components). As was pointed out by Falamarz-Sheikhabadi and Ghafory-Ashtiany (2015), the effects of the kinematic soil-structure interaction may significantly affect the rotational measurement more than translational measurement due to the tendency to obtain higher-frequency content by rotational motion compared to the translations (Trifunac, 1982; Zembaty, 2009). Consequently, the torsion values in the building due to foundation interaction may be lower than those in the case of free-field measurements at the same site.

Nevertheless, the tendency of rotations to obtain higherfrequency content was presented by comparing the central

Frontiers in Earth Science



frequency values of the Fourier spectrum between rotations and translations (Zembaty, 2009). Still, that fact was also observed in the response spectrum comparison (Bońkowski et al., 2019) Considering the rest of the analyzed stations, the RSA confirmed the general peaks obtained by the FSA and precisely determined the primary resonance frequency. A separate aspect is connected with the frequency character of the rotational motion.

5.2 The reasons for the difference between the rotational and translational site effect parameters

Recent studies showed that rotational motion is characterized by higher frequency values than those of translational motion (e.g., Trifunac, 1982; Zembaty, 2009; Fuławka et al., 2020). In the case of the amplification spectrum analysis, obtaining high values of the resonant frequency by the rotational motion was observable for all stations apart from the JAN station data analysis. The derived values for the IMI and PLA stations suggested that a shallower geological layer produced rotational resonance than in the case of translations.

A potential explanation of the observation was related to the influence of the compaction level of the geological structures on rotational resonance generation, which means that the fracturing of the geological layers may be responsible for amplifying the registered rotational signal (Nawrocki et al., 2022). The occurrence

of the shallow fracturing of the Carboniferous layer below PLA station and Triassic rocks below the IMI station may be responsible for higher resonance frequency values of translations than those of the rotations. However, the results from the JAN station pointed out that deeper layers produced rotational resonance than those in the case of the translations. Considering the assumption of the presented theory, the results suggested strong compaction of the geological material. They excluded the trend invariability to obtain higher resonance frequency values by rotational motion. Taking into account research presented by Singh et al. (2020), the wavefield gradient measurements to which strain and rotations belong are influenced by geological heterogeneities. Altering the signal phase and amplitude is considered an effect of the impact of the heterogeneities on the rotations. Consequently, different geological layers can produce the rotational site effect than the translational rotation.

A separate aspect of the rotational site effect is related to the obtained amplification values compared to translations. In the case of the presented results during that research, rotational amplification tends to obtain lower values than translations. However, considering the research presented by Ringler et al. (2018), the rotational H/V spectrum may produce higher amplification values than translations. Consequently, local site circumstances impact the rotational and translational motion on different levels, and obtaining a lower amplification value by rotational motion cannot be treated as a constant.



5.3 Frequency characteristic of the H/V ratio

It is extremely difficult to ignore the fact that the estimation of the H/V spectrum by using only the RSA method might lead to incorrect data analysis. Considering the frequency character of the used spectral method, it was confirmed that Fourier and response spectral ratios are close at low-frequency ranges, with the first being larger than the latter at higher frequency ranges (Bora et al., 2016).

The translational HVSR_{RSA}/HVSR_{FSA} derived for the 207 KiK—net sites (Zhu et al., 2019) showed that the ratio was rarely constant in the frequency range between 1 Hz and 8 Hz while rapidly increasing (Zhu et al., 2019). Similar ratios, estimated separately for the rotational (TRSR_{RSA}/TRSR_{FSA}) and translational (HVSR_{RSA}/HVSR_{FSA}) data, presented different characters of the curve and higher values (Figure 5). The HVSR_{RSA}/HVSR_{FSA} in our research increased rapidly from 0.7 to 3.4 in the frequency range between 1.2 and 4.0 Hz. Below 4.0 Hz, fluctuations in the values occurred between 1.2 and 1.5 but under the rarely constant course of the curve. The opposite situation was observed in the case of the TRSR_{RSA}/TRSR_{FSA}, where two peaks were generated at 1.74 Hz and 4.24 Hz, Below 4.24 Hz, an increase in the value from 1.0 to 0.4 was observed, while below 7.0 Hz, fluctuations in the values occurred between 0.3 and 0.2 but under a rarely constant course of the curve.

The comparisons between rotational and translational ratios of the H/V presented different frequency dependencies between rotational and translational data, which were published by Zhu et al. (2019). The scenario-dependence effect, which affects the results of the response spectrum analysis, may be one of the relevant points in the presented results by us and Zhu et al. (2019). However, a separate aspect is connected with the event type: which was chosen for the analysis—far-field or near-field? Considering the KiK-net database, it is supposed that far-field events were analyzed by Zhu et al. (2019). The near-field events registered up to 20 km (Sharma et al., 2021) are

characterized by a shorter duration and higher frequency content than far-field events (Davoodi and Mani, 2015). Moreover, the response spectrum comparison between the records considered as the far-field and near-field shows that far-field events cause a higher-peak response than near-field ones. Considering that the presented results of our studies were performed for the near-field events, it is supposed that the critical issue of the differences in HVSR_{RSA}/HVSR_{FSA} curves is connected with the type of analyzed events.

6 Conclusion

The presented study compared the estimated H/V curves between Fourier and response spectrum analysis methods for the rotational and translational motion signals. Generally, the RSA method clarified the amplification peaks in a comparable frequency range to the FSA, except in the case of considering the stations where the sensors were mounted on the document or in the thin value. For the stations where sensors were mounted on the floor, determining site effect parameters from the RSA method was less accurate or impossible. In that situation, the H/V ratio estimated from the FSA method produced a more detailed spectrum curve despite the possibility of multi-peak generation. Considering rotational motion, the size of the floor where the sensors were mounted has a more significant impact on the calculated spectrum than in the case of translational motion analysis.

The H/V ratio estimated from the RSA and the FSA presented different frequency characters in previous studies. Consequently, the critical issue connected with the scenario dependence, which affects the RSA method, should be considered on a divisional basis of nearfield and far-field events. Therefore, the estimation of the H/V ratio using the RSA method should be considered an additive tool to verify the prominent amplification peak derived from the classical Nakamura approach but not primary.

Nawrocki et al.

Data availability statement

The datasets for this study can be found in the Central Mining Institute Repository (https://grss.gig.eu/repozytorium/). The data can be obtained by contacting the Department of Geology and Geophysics of the Central Mining Institute (Grzegorz MUTKE: g.mutke@gig.eu). More information on the R-1, EA-120, and DR-4000 instruments is available at www.eentec.com (last accessed on 07 July 2020).

Author contributions

DN: investigation, methodology, resources, visualization, writing-original draft, and writing-review and editing. MM: conceptualization, funding acquisition, investigation, and writing-review and editing. LT: funding acquisition, methodology, supervision, validation, and writing-review and editing.

Funding

The author(s) declare that no financial support was received for the research, authorship, and/or publication of this article.

References

Albarello, D. (2001). Detection of spurious maxima in the site amplification characteristics estimated by the HVSR technique. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91, 718–724. doi:10.1785/0119990172

Bard, P. Y. (2004). "The SESAME project: an overview and main results," in Proceedings, 13th World conference on earthquake engineering, Canada, August 1-6, 2004 (Vancouver). Paper 2207.

Bernauer, F., Wassermann, J., and Igel, H. (2012). Rotational sensors-a comparison of different sensor types. J. Seismol. 16, 595-602. doi:10.1007/s10950-012-9286-7

Bońkowski, P. A., Zembaty, Z., and Minch, M. Y. (2019). Engineering analysis of strong ground rocking and its effect on tall structures. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 7. doi:10.1016/j.soildyn.2018.10.026

Bora, S. S., Scherbaum, F., Kuehn, N., and Stafford, P. (2016). On the relationship between Fourier and Response spectra: implications for the adjustment of empirical ground-motion prediction equations (GMPEs). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106, 1235–1253. doi:10.1785/0120150129

Buła, Z., and Kotas, A. (1994). Geological atlas of the upper silesian Coal Basin, part III.Structural-geological maps 1:100 000 (Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny).

Davoodi, M., and Mani, S. (2015). Assessment of near-field and far-field strong ground motion effects on soil-structure SDOF system. Int. J. Civ. Eng., 153–166. doi:10.22068/IJCE.13.3.153

Falamarz-Sheikhabadi, M. R., and Ghafory-Ashtiany, M. (2015). Rotational components in structural loading. Soil Dyn. Earthq. Eng. 75, 220–233. doi:10.1016/j.soildyn.2015.04.012

Fuławka, K., Pytel, W., and Palac-Walko, B. (2020). Near-field measurement of six degrees of freedom mining-induced tremors in lower silesian copper basin. Sensors 20, 6801. doi:10.3390/s20236801

Gosar, A., Rošer, J., Šket Motnikar, B., and Zupančič, P. (2010). Microtremor study of site effects and soil-structure resonance in the city of Ljubljana (central Slovenia). Bull. Earthy. Eng. 8, 571–592. doi:10.1007/s10518-009-9113-x

Jureczka, J., Aust, J., Buła, Z., Dopita, M., and Zdanowski, A. (1995). Geological map of the upper silesian Coal Basin (carboniferousiferous subcrop) 1:200 000. *Paristw. Inst. Geol. Warszawa*.

Kalab, Z., Knejzlik, J., and Lednicka, M. (2012). Application of newly developed rotational sensor for monitoring of mining-induced seismic events in the Karvina region. ActaGeodyn. Geomater. 2 (170), 197–205, doi:10.13168/ AGG.2013.0020

Acknowledgments

The authors thank Professor Grzegorz Mutke from the Central Mining Institute in Katowice for sharing the registered signal of induced seismic events, registered at the Upper Silesian Coal Basin in Poland.

Conflict of interest

The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Publisher's note

All claims expressed in this article are solely those of the authors and do not necessarily represent those of their affiliated organizations, or those of the publisher, the editors, and the reviewers. Any product that may be evaluated in this article, or claim that may be made by its manufacturer, is not guaranteed or endorsed by the publisher.

Lee, W. H. K., Huang, B. S., Langston, C. A., Lin, C. J., Liu, C. C., Shin, T. C., et al. (2009). Review: progress in rotational ground motion observations from explosions and local earthquakes in Taiwan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99 (2B), 958–967. doi:10.1785/0120080205

Lin, C. J., Liu, C. C., and Lee, W. H. (2009). Recording rotational and translational ground motions of two TAIGER explosions in northeastern Taiwan on 4 March 2008. Bull. Seismol. Soc. Am. 99 (2B), 1237–1250. doi:10.1785/0120080176

Liu, C. C., Huang, B. S., Lee, W. H. K., and Lin, C.-J. (2009). Observing rotational and translational ground motions at the HGSD station in Taiwan from 2007 to 2008. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 1228–1236. doi:10.1785/0120080156

Mendecki, M. J., Szczygiel, J., Lizurek, G., and Teper, L. (2020). Mining-triggered seismicity governed by a fold hinge zone: the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Eng. Geol.* 274, 105728–728. doi:10.1016/j.enggeo.2020.105728

Miura, H., Okamura, T., Matsuoka, M., Leal, M., García, H., and Pulido, N. (2019). Empirical models for surface- and body-wave amplifications of response spectra in the bogota basin, Colombia. Bull. Seismol. Soc. Am. 109, 987–1004. doi:10.1785/0120180154

Mutke, G., Lurka, A., and Zembaty, Z. (2020). Prediction of rotational ground motion for mining-induced seismicity - case study from Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Eng. Geol.* 276, 105767–767. doi:10.1016/j.enggeo.2020.105767

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR RTR* 130, 25–33.

Nawrocki, D., Mendecki, M., and Teper, L. (2021). Rotational-translational scaling relations from induced seismic events – comparison before and after amplification correction. *Explor. Geophys. Remote Sens. Environ.* 28, 18–28. doi:10.26345/egrse-018-21-202

Nawrocki, D., Mendecki, M., and Teper, L. (2022). Estimation of site resonance frequency using HVSR method for rotational and translational signals: result comparison from Fourier and response spectrum methods. *Proc. 3rd ECEES, Buchar. Romania.*

Pastén, C., Sáez, M., Ruiz, S., Leyton, F., Salomón, J., and Poli, P. (2015). Deep characterization of the santiago basin using HVSR and cross-correlation of ambient seismic noise. *Eng. Geol.* 201, 57-66. doi:10.1016/j.enggeo. 2015.12.021

Pinzon, L. A., Pujades, L. G., Macau, A., Carreño, E., and Alcalde, J. M. (2019). Seismic site classification from the horizontal-to-vertical response spectral ratios: use of the Spanish strong-motion database. *Geosciences* 9 (7), 294. doi:10.3390/geosciences9070294

frontiersin.org

101

Nawrocki et al.

Ringler, A., Anthony, R., Holland, A., Wilson, D., and Lin, C. J. (2018). Observations of rotational motions from local earthquakes using two temporary portable sensors in waynoka, Oklahoma. Okla. Bull. Seismol. Soc.Am. 108. doi:10.1785/0120170347

Rong, M. L. Y., Fu, Z., Wang, X., Li, N. S., Carpenter, E. W., Lyu, Y., et al. (2017). On the amplitude discrepancy of HVSR and site amplification from strong-motion observations. *Bull. Seismol. Soc.Am.* 107, 2873–2884. doi:10.1785/0120170118

Rupakhety, R., and Sigbjörnsson, R. (2013). Rotation-invariant measures of earthquake response spectra. *Bull. Earthq. Eng.* 11, 1885–1893. doi:10.1007/s10518-013-9472-1

Sbaa, S., Hollender, F., Perron, V., Imtiaz, A., Bard, P.-Y., Mariscal, A., et al. (2017). Analysis of rotation sensor data from the SINAPS@ Kefalonia (Greece) post-seismic experiment—link to surface geology and wavefield characteristics. *Earth Planets Space* 2017 (69), 124–219. doi:10.1186/s10623-017-0711-6

Sharma, V., Shrimali, M. K., Bharti, S. D., and Datta, T. K. (2021). Seismic fragility evaluation of semi-rigid frames subjected to near-field earthquakes. J. Constr. Steel Res. 176, 106384. doi:10.1016/j.jcsr.2020.106384

Singh, S., Capdeville, Y., and Igel, H. (2020). Correcting wavefield gradients for the effects of local small-scale heterogeneities. *Geophys. J. Int.* 220 (2), 996–1011. doi:10.1093/gji/ggz479

Site EffectS Assessment using AMbient Excitations (SESAME) (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectralratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. SESAME Eur. Res. Proj. WP12 Deliv. D23.12.

Stafford, P., Rodriguez-Marek, A., Edwards, B., Kruiver, P., and Bommer, J.(2017). Scenario dependence of linear site-effect factorsfor short-period response spectral ordinates. *Bull. Seismol. Soc.Am.* 107, 2859–2872. doi:10.1785/0120170084

Stambouli, A. B., Zendagui, D., Bard, P. Y., and Derras, B. (2017). Deriving amplification factors from simple site parameters using generalized regression neural networks: implications for relevant site proxies. *Earth Planets Space* 69, 99. doi:10.1186/s40623-017-0686-3

Stanko, D., and Markušić, S. (2020). An empirical relationship between resonance frequency, bedrock depth and VS30 for Croatia based on HVSR forward modelling. *Nat. Hazards* 103 (3), 3715–3743. doi:10.1007/s11069-020-04152-z

Stanko, D., Markušić, S., Strelcc, S., and Gazdek, M. (2017). HVSR analysis of scismic site effects and soil-structure resonance in Varaždin city (North Croatia). Soil Dynam Earthg. Eng. 92, 666–677. doi:10.1016/j.soildyn.2016.10.022 Stec, K. (2006). Characteristics of seismic activity of the upper silesian Coal Basin in Poland. *Geophys. J. Int.* 168, 757-768. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03227.x

Stephenson, W. J., Hartzell, S., Frankel, A., Asten, M., Carver, D., and Kim, W. (2009). Site characterization for urban seismic hazards in lower Manhattan, New York City, from microtremor array analysis. *Geophys Res. Lett.* 36. doi:10.1027/2008CL036444

Stupazzini, M., de la Puente, J., Smerzini, C., Käser, M., Igel, H., and Castellani, A. (2009). Study of rotational ground motion in the near-field region. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99 (2B), 1271–1286. doi:10.1785/0120080153

Suryanto, W. (2006). Rotational motions in seismology: theory and application. LMU $M \ddot{u} n chen$ Fac. Geosciences. Dissertation.

Teper, L. (2000). "Geometry of fold arrays in the Silesian-Cracovian region of southern Poland," *Forced folds and fractures*. Editors J. W. Cosgrove, and M. S. Ameen (London: Geological Society, London, Special Publications).

Trifunac, M. D. (1982). A note on rotational components of earthquake motions on ground surface for incident body waves. *Int. J. Soil Dyn. Earthq. Eng.* 1, 11–19. doi:10.1016/0261-7277(82)90009-2

Wang, Z., Carpenter, N. S., and Woolery, E. W. (2019). Horizontal-to-Vertical spectral ratio of S-waves and SH-wave transfer functions at the vertical seismic and strong-motion arrays in the Central United States. J. Appl. Geophys. 162, 64–71. doi:10.1016/j.jappgco.2018.10.017

Zembaty, Z. (2006). "Deriving seismic surface rotations for engineering purposes," in Earthquake source asymmetry, structural media and rotation effects. Editors R. Teisseyre, M. Takeo, and E. Majewski (Berlin, Heidelberg: Springer), 549–568.

Zembaty, Z. (2009). Tutorial on surface rotations from wave passage effects: stochastic spectral approach. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 1040–1049. doi:10.1785/0120080102

Zembaty, Z., Mutke, G., Nawrocki, D., and Bobra, P. (2017). Rotational ground-motion records from induced seismic events. *Seismol. Res.Lett.* 88 (1), 13–22. doi:10.1785/0220160131

Zhao, J. X., and Xu, H. (2013). A comparison of V $_{\rm S30}$ and site period as site-effect parameters in response spectral ground-motion prediction equations. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 1–18. doi:10.1785/0120110251

Zhu, C., Cotton, F., and Pilz, M. (2019). Testing the depths to 1.0 and 2:5 km=s velocity isosurfaces in a velocity model for Japan and implications for ground motion modelling. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 109, 2710–2721. doi:10.1785/0120190016

Zhu, C., Cotton, F., and Pilz, M. (2020). Detecting site resonant frequency using HVSR: fourier versus response spectrum and the first versus the highest peak frequency. *Bull. Seism. Nn.* 110 (2), 427–440. doi:10.1785/012019186 Geology, Geophysics & Environment

2024, vol. 50 (2): 145-154

The effects of component rotation on H/V spectra: a comparison of rotational and translational data

Dariusz Nawrocki1, Maciej Mendecki2, Lesław Teper3

¹ University of Silesia in Katowice, Faculty of Natural Sciences, Sosnowiec, Poland, e-mail: dariusz.nawrocki@us.edu.pl (corresponding author). OPCID ID: 0000-0002-3330, 1209

(corresponding author). ORCID ID: 0000-0002-3230-1209 ² University of Silesia in Katowice, Faculty of Natural Sciences, Sosnowiec, Poland, e-mail: maciej.mendecki@us.edu.pl, ORCID ID: 0000-0003-0952-3302

³ University of Silesia in Katowice, Faculty of Natural Sciences, Sosnowiec, Poland, e-mail: leslaw.teper@us.edu.pl, ORCID 1D: 0000-0002-5065-5676

© 2024 Author(s). This is an open access publication, which can be used, distributed and re-produced in any medium according to the Creative Commons CC-BY 4.0 License requiring that the original work has been properly cited.

Received: 17 October 2023; accepted: 18 April 2024; first published online: 20 May 2024

Abstract: The presented investigation focused on site effect estimations, specifically resonance frequency and amplification. These estimations were carried out for both rotational and translational signals, using waveforms from mining-induced seismic events. Site effect parameters were calculated using the horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR) technique, which is commonly applied to translational records by comparing the spectral ratio between horizontal and vertical components. In this study, we also applied the horizontal-to-vertical (H/V) ratio to rotational records. However, due to the different orientations of motion propagation, we introduced the spectral H/V ratio for rotational motion as the torsion-to-rocking spectral ratio (TRSR). Furthermore, we analyzed these signals according to two approaches. First, we estimated the site effect parameters for directly registered signals, and secondly, we considered rotated components by varying the angle from 0° to 180° in 5-degree increments. Generally, the H/V curves indicated two peaks for translational motions and four peaks for rotational motions. The averaged H/V spectra and spectra obtained for different angles of component rotation showed insignificant fluctuation in amplification values for both rotational and translational motions. However, when comparing each component's spectrum for all angles, we observed changes in the site effect parameter values for both motion types. Radar plots depicting amplification values versus rotation angles for separated components revealed characteristic fluctuations, suggesting local anisotropy. Moreover, when comparing the radar plots between rotational and translational results, it was evident that rotational resonance frequencies shifted to higher frequency values, potentially indicating shallower geological layers as their source.

Keywords: HVSR, time history rotation, rotational motion, site effect, induced seismicity

INTRODUCTION

The estimation of site effect parameters using the horizontal-to-vertical spectral ratio method (HVSR), as described by Nakamura (1989, 2019), is widely recognized in seismological surveys and practice. The amplification spectrum is determined by dividing the horizontal-to-vertical Fourier spectrum of the P-S wave phase or S-wave phase (in the case of analyzing seismic event signals) or signal noise (e.g., Stanko et al. 2017, Zhu et al. 2019, Stanko & Markušić 2020). Peaks observed on the amplification spectrum define the resonance frequency and amplification value. The input data for HVSR estimation can stem from natural seismicity (e.g., Rong et al. 2017, Stanko et al. 2020,) as well as mininginduced seismicity (e.g., Olszewska & Lasocki 2004, Olszewska & Mutke 2018). However, in some cases, determining the main site effect parameters of the spectrum can be challenging due to the presence

https://doi.org/10.7494/gcol.2024.50.2.145

ISSN 2299-8004 | e-ISSN 2353-0790 | Wydawnictwa AGH

of multiple amplification peaks on the signal (e.g., Zhu et al. 2019). On the other hand, some research has shown (e.g., Rong et al. 2017) that the derived amplification values may be underestimated compared to standard spectral ratios and can also depend on the orientation of the sensor (Rupakhety & Sigbjörnsson 2013, Pinzón et al. 2019). Following studies presented by Zembaty (2006), a rotational movement was categorized as rocking (around the horizontal axis) and torsion (around the vertical axis). Until recently, the HVSR method was primarily used for determining translational site effect parameters. In light of studies presented by Nawrocki et al. (2021), the concept of the method can be applied to estimate site effect parameters from recordings of rotational motion. Therefore, the HVSR method adapted for rotational motion was described as the torsion-to-rocking spectral ratio (TRSR). Despite TRSR and HVSR addressing different types of motion, the key challenge of reliably determining the main peak remains. Considering the

impact of the rotation time history on the amplification spectrum, the following questions arise: Does the rotation of the time history alter the resonance frequency value? Does it induce fluctuations in both site effect parameters? Do rotation procedures yield similar observations for TRSR and HVSR? The presented paper aims to analyze and compare the results of estimating the H/V spectrum for translational and rotational motion after rotating the time history by angles ranging from 0° to 180°. This investigation was conducted at a single seismic station located in the Upper Silesian Coal Basin, where seismic data resulting from mining-induced seismicity were recorded.

DATA AND SITE CHARACTERISTICS

Seismological observations were conducted at a single station known as IMI, located in the Upper Silesian Coal Basin, Poland (Zembaty et al. 2017, Nawrocki et al. 2022) (Fig. 1A).



Fig. 1. Study area information: A) location on the territory of Poland; B) generalized geological profile of the IMI site; C) detailed map of registered seismic events

https://journals.agh.edu.pl/geol

Both translational and rotational signals were simultaneously recorded using two independent sensors: a rotational seismometer, R-1 (e.g., Lin et al. 2009, Liu et al. 2009), and a translational accelerometer, EA-120. Both sensors were connected to the DR-4000 data recorder, manufactured by Eentec. The measurement setup was installed at a shallow depth of 1.2 m. The recorded temperature remained stable and below 18°C, eliminating potential issues with the reliability of the rotational sensor (Bernauer et al. 2012). From a geological perspective, the site was characterized by a shallow layer of Quaternary sediments (including sands, pebbles, muds, and alluvia) resting above Triassic sandstones (Buła & Kotas 1994, Jureczka et al. 1995). Beneath these layers,

the rigid basement was formed by Carboniferous coal-bearing formations, composed of sandstones, mudstones, and siltstones interbedded with hard coal seams (Sagan et al. 1996, Mendecki et al. 2020, Teper 2000) (Fig. 1B). The estimated average shear wave velocity up to a depth of 30 m reached 408 m/s (Mutke et al. 2020). The seismic catalog comprised 60 registered events, with local magnitudes ranging from 1.7 to 2.7. The estimated epicentral distances varied from 0.75 km to 5.52 km (Fig. 1C), which in connection to the range of the local magnitudes caused high resolution of the recorded seismic signals (Fig. 2). A collection of all recorded seismograms used in the analysis was attached to the article as a supplementary file in online version.



Fig. 2. Seismogram of the seismic event registered at the IMI station on February 8, 2016, the local magnitude reached 1.93, and the epicentral distance was equal to 0.9 km

Geology, Geophysics and Environment, 2024, 50 (2): 145-154

METHODS

Analysis of the registered seismic data was performed for both types of seismic signals (i.e. rotations and translations) in the same way. Firstly, the signal rotation by an angle was performed assuming 5-degree step in the range from 0° to 180° (Fig. 3). The procedure of axes rotation to obtain the rotated amplitude response time histories can be expressed as the following matrix formula:

$$\begin{bmatrix} X_R \\ Y_R \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} X_D \\ Y_D \end{bmatrix}$$
(1)

where X_D and Y_D are the direct registered horizontal signals along the E-W and N-S axes, respectively, θ is an angle of axis rotation, and X_R and Y_R determine rotated signals.

The next step involves estimating site effect parameters, namely resonance frequency and amplification value, for each angle of signal rotation. To achieve this, we conducted H/V analysis for the S-wave phase of both signal types (Nakamura 1989, 2019). The expected resonance frequency was anticipated to be lower than 2 Hz, corresponding to the resonance of the Quaternary and Triassic deposits at this site (see Nawrocki et al. 2022). Therefore, following the SESAME criteria (SESAME 2004), the signals were windowed fifty times, each with a duration of approximately four seconds, from the S-wave arrival, which allowed us to mark off the signal part, including multiple reflections of SH waves and therefore a fulfilled statement of the Nakamura approach (Nakamura 1989, 2019).

Subsequently, they were transformed using the fast Fourier transform (FFT) and smoothed using

the Konno–Ohmachi logarithmic window function (Konno & Ohmachi 1998). The resulting signals were then processed further. The translational amplification spectrum was derived using the following equation (Zhu et al. 2020):

$$\log_{10}HVSR_{AV}(f) =$$

$$= 0.5 \left[\log_{10} \left(S_{T_x}(f) \right) + \log_{10} \left(S_{T_y}(f) \right) \right] \qquad (2)$$

$$- \log_{10} \left(S_{T_x}(f) \right)$$

where the S determines the result of using Fourier amplitude spectrum for the event signal, and T_x , T_y , and T_z denotes the horizontal and vertical components of the record.

H/V spectral ratio of the rotational motion, called TRSR, can be estimated as the ratio of torsional and rocking components (Sbaa et al. 2017, Ringler et al. 2018, Nawrocki et al. 2021) and described as the following equation:

$$\log_{10} TRSR_{AV}(f) = \log_{10} \left(S_{R_{z}}(f) \right) - 0.5 \left[\log_{10} \left(S_{R_{x}}(f) \right) + \log_{10} \left(S_{R_{y}}(f) \right) \right]$$
(3)

where the *S* determines the result of using Fourier amplitude spectrum for the event signal, and R_x , R_y , and R_z denotes the rocking and torsion components of the record.

In the end, results from the Equations (2) and (3), for each of the angles of rotation were averaged, which allowed us to calculate the resultant spectrum curve. Since the sensors recorded the signals simultaneously, we were able to extract identical parts of the signals from both rotational and translational records.



Fig. 3. Motion directions in translation (A) and rotation (B), and rotation matrix sketch (C)

https://journals.agh.edu.pl/geol

RESULTS

The H/V curve of directly registered translational signals revealed two prominent amplification peaks at 1.60 Hz and 2.20 Hz. In contrast, the rotational amplification spectrum exhibited three primary peaks at 1.80 Hz, 3.60 Hz, and 4.60 Hz. However, it has been pointed out by some researchers (e.g., Zhu et al. 2020) that H/V estimation using Fourier amplitude spectrum can yield multiple amplification peaks, making it challenging to determine the true resonance frequency. A suggested solution is to estimate H/V using response spectrum acceleration, which is expected to identify the true peak of the resonance frequency. Therefore, taking into account other research conducted on the same database (see Nawrocki et al. 2022), the general maximum for translational motion was found at 1.60 Hz, while for rotational motion, it was observed at 1.80 Hz and 4.60 Hz. Consequently, further analysis was conducted for the main resonance frequencies mentioned above, which met the SEISAME criteria for general amplification peaks. Rotation of the time history introduced fluctuations in the amplification values. The angles of rotation that resulted in maximum and minimum amplification values are listed in Table 1. In the case of H/V for translational motion components, the difference in angles between the maximum and minimum amplification values ranged from 20° to 30°, while for the averaged H/V, it reached 45°. However, concerning the first peak of rotational H/V, the angle difference for the respective EW and NS components was 90° and 10°, while for averaged H/V, it was 5°. Regarding the second rotational amplification peak, the angle difference for averaged H/V reached 45°, while for the EW and NS components, it was 90°.

Rotation by the angle of the time history of the signal caused changes in the shape of the origin amplification spectrum. In the case of the rotational motion, the rotation of the time history mainly caused changes with the amplification value (Fig. 4A–C).

In the case of translational motion, in addition to fluctuations in amplification values, observable changes in resonant frequencies were noted (see Fig. 4D–F).

Radar plots of the averaged translational motion amplification spectrum (see Fig. 5A) displayed an ellipsoidal structure characterized by a general peak maximum and a medium level of the rest values fluctuation. Similar ellipsoidal structures were observed for the rotational averaged H/V as well. However, the NS and EW components (see Fig. 5B, C) exhibited a distinct trend of higher and lower amplification values. A similar orientation of the NS and EW components was observed for the second amplification maximum of the rotational motion (see Fig. 5D–F). Nevertheless, the components of the first amplification peaks displayed an ellipsoidal structure.

Table 1

Comparison of the minimum, maximum and directly measured amplification value due to rotation of the time history by an angle

Type of motion Translation Rotation		Peak	Frequency range [Hz]	Directly measured		Minimum values		Maximum values	
	Direction			amplifi- cation	angle	amplifi- cation	angle	amplifi- cation	angle
	NS	1	1.5-2.0	7.10	0	3.88	130	9.18	110
Translation	EW	1	1.5-2.0	6.70	0	3.99	40	10.83	10
	AV	1	1.5-2.0	6.80	0	5.15	55	12.00	10
Rotation	NS	1	1.0-1.5	3.70	0	2.00	105	3.51	10
		4	4.0-4.7	1.37	0	1.04	135	2.25	45
	EW	1	1.0-1.5	3.10	0	2.00	105	3.62	115
		4	4.0-4.7	1.37	0	1.05	50	2.27	140
	437	1	1.0-1.5	2.50	0	1.99	105	3.12	110
	AV	4	4.0-4.7	1.32	0	1.31	160	1.37	115

Geology, Geophysics and Environment, 2024, 50 (2): 145-154



Fig. 4. H/V curves of directed registered signals (blue line) and rotated (grey lines): A) average TRSR; B) EW-dir TRSR; C) NS-dir TRSR; D) average HVSR; E) EW-dir HVSR; F) NS-dir HVSR

DISCUSSION

Considering the results of the data analysis presented in Table 1, rotating the time history by an angle led to both increases and decreases in amplification values when compared to the estimated H/V for directly recorded signals. It is worth noting that, based on the results, the angles that produced maximum and minimum values for the first peak of rotational motion were different from those for translational motion. The literature has previously noted the directionality of translational H/V (Rupakhety & Sigbjörnsson 2013, Pinzón et al. 2019), attributing it to the presence of local anisotropy in geological structures such as fractures, faults, and the occurrence of heterogeneous structures, which results in fluctuations in amplification values. Therefore, considering the similar resonant frequency values between the first peak of rotational and translational H/V, suggesting a similar depth of the resonant layer, it can be inferred that rotational H/V is influenced by a different

orientation of potential geological anisotropy compared to translational H/V. However, when examining the radar plots (see Fig. 5), it becomes apparent that rotational amplification creates an ellipsoidal structure without a specific orientation of minimum and maximum values. This is in contrast to the translational H/V radar plots. The second rotational amplification peak was observed at 4.60 Hz, which, assuming that the resonance frequency for rotations is similar to that for translations, can be approximated using the formula:

$$F_{R} = \frac{V_{s}}{4H}$$
(4)

where V_s is the shear velocity of the geological layer, H and F_R mean, respectively, thickness and resonance frequency, leading to the conclusion that the geological layer of the rotational resonance occurred shallower than in the case for translation motions. Thus, comparing the angles associated with maximum and minimum values between translations and rotations may appear unwarranted.

https://journals.agh.edu.pl/geol


Fig. 5. Radar plots of H/V curves for rotated data: A) average HVSR; B) EW- dir HVSR; C) NS-dir HVSR; D) average TRSR; E) EW-dir TRSR; F) NS-dir TRSR

Geology, Geophysics and Environment, 2024, 50 (2): 145-154

However, considering the results from the radar plots (see Fig. 4), the orientation of the structure between the respective horizontal components of rotational and translational motion displayed strong similarities. This suggests the potential conclusion that the resonant layer, in some cases, may produce varying values for the site effect parameters of rotational and translational motion.

Taking into account the findings presented by Nawrocki et al. (2022), it was suggested that the reason for the different resonance frequency values in rotational and translational motion was linked to the presence of rigid fractured structures (see Fig. 6). The motivation for this explanation was found in studies that investigated the mechanism of rotational source and attributed its occurrence to friction processes or defects within the medium (Kozák 2006, Teisseyre & Kozák 2006). While the possibility of fractures at the site could not be ruled out, based on the resonance frequency of the first rotational peak, it appears that the resonant layer is predominantly compacted (Nawrocki et al. 2022). However, the presented model did not sufficiently explain why higher resonance frequency values in rotational motion correspond to lower values in translational motion (see Fig. 6). Therefore, assuming that the directionality observed in translational H/V results from the presence of local anisotropy, and considering that the directionality orientation of translational motion aligns with the directionality orientation of rotational motion at higher resonance frequency values, it leads to the conclusion that site effect parameters for rotation and translation motion may differ even within the same geological structure.

Another aspect concerns the resonance frequency value of the primary H/V peak. In the case of translational motion (see Fig. 4), fluctuations in resonance frequency were observed. Considering the equation provided above (Equation (4)), changes in resonance frequency values are linked to the depth at which the resonance layer occurs. The fluctuation between directly measured data and rotated time histories reached 0.4 Hz. Considering the measured value of the averaged shear wave velocity up to 30 m, which reached 408 m/s (Mutke et al. 2020), the depth of the resonance layer changed within the range of 62–57 m.

Conversely, a different situation was observed for both amplification peaks in rotational H/V, where the resonance frequency value remained constant. Despite the rotation of the time history, it appears that the resonant layer of rotational motion did not exhibit changes in depth levels for each of the defined amplification peaks.

The last aspect concerned on the Rayleigh wave is an impact on the estimation of the S-wave phase H/V spectrum (Nakamura 2019). The minimum distance of the Rayleigh waves generation is given by the formula (Okamoto 1984):

$$s_s = \frac{V_R}{\sqrt{\beta^2 - V_R^2}} d$$
(5)

where V_R is the Rayleigh wave velocity equalled 0.9 β , β is the shear wave velocity, and *d* denotes the depth of the event source.



Fig. 6. Models of translation and rotation resonance effects with amplified horizontal amplitudes in near-surface and different depth ranges (after Nawrocki et al. 2022)

https://journals.agh.edu.pl/geol

The event depths ranged 1.0–1.2 km, while the shear wave velocity of the surface layer was 2080 m/s. Consequently, the minimal distance of Rayleigh wave generation ranged 2.0–2.4 km. The dataset taken into the analysis excludes the presence of the Rayleigh waves on the 54 registered signals, which was motivated by the meagre distance between the event source and the station, up to 2.0 km. The rest of the events were characterized by the epicentral distance, which was 4.0–5.5 km, and in consequence, the signal of the Rayleigh wave occurred. Nevertheless, their influence on the estimated H/V spectrum was negligible.

CONCLUSIONS

The presented study showed an estimation of the site effect parameters for directly measured and also for rotated signals of rotational and translational motion. The H/V spectrum, derived for each case of rotated signals, finally presented the fluctuation of the site effect parameter values, which suggested the occurrence of local anisotropy. The H/V spectrum of horizontal components, estimated for rotated time history, produced a characteristic ellipsoidal structure, which may indicate the local anisotropy orientation. The ellipsoidal structure orientation was comparable to the general amplification peak of the translations (1.60 Hz) and a third peak of the rotations (4.60 Hz). Considering the dependence of the resonance frequency value on the shear velocity and thickness, rotational amplification should be produced by shallower geological layers than in the case of translations. That subjection was fulfilled in the case of the comparisons between the first translational and rotational amplification peaks. However spatial orientation of the amplification structures produced incomparable results. Therefore, the possibility of the dependence of the site effect values for the same geological structure on the analyzed type of motion cannot be rejected.

The authors would like to thank Professor Grzegorz Mutke from the Central Mining Institute, Poland, for sharing the registered seismological data, including rotational and translational data from the seismic station.

Geology, Geophysics and Environment, 2024, 50 (2): 145-154

REFERENCES

- Bernauer F., Wassermann J. & Igel H., 2012. Rotational sensors – a comparison of differentsensor types. *Journal* of Seismology, 16(4), 595–602. https://doi.org/10.1007/ s10950-012-9286-7.
- Buła Z. & Kotas A. (eds.), 1994. Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Część III: Mapy geologicznostrukturalne [Geological atlas of the Upper Silesian Coal Basin. Part III: Structural-geological maps: 1:100 000]. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Jureczka J., Aust J., Buła Z., Dopita M. & Zdanowski A., 1995. Geological map of the Upper Silesian Coal Basin (Carboniferous subcrop) 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Konno K. & Ohmachi T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(1), 228–241. https:// doi.org/10.1785/BSSA0880010228.
- Kozák J.T., 2006. Development of earthquake rotational effect study. [in:] Teisseyre R., Majewski E. & Takeo M. (eds.), Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects, Springer, Berlin, Heidelberg, 3–10. https://doi.org/10.1007/3-540-31337-0_1.
- Lin C.-J., Liu C.-C. & Lee W.H.K., 2009. Recording rotational and translational ground motions of two TAIGER explosions in northeastern Taiwan on 4 March 2008. Builletin of the Seismological Society of America, 99(2B), 1237–1250. https://doi.org/10.1785/0120080176.
- Liu C.-C., Huang B.-S., Lee W.H.K. & Lin C.-J., 2009. Observing rotational and translational ground motions at the HGSD station in Taiwan from 2007 to 2008. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(2B), 1228–1236. https://doi.org/10.1785/0120080156.
- Mendecki M.J., Szczygieł J., Lizurek G. & Teper L., 2020. Mining-triggered seismicity governed by a fold hinge zone: The Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Engineering Geology*, 274, 105728. https://doi.org/10.1016/j.enggeo. 2020.105728.
- Mutke G., Lurka A. & Zembaty Z., 2020. Prediction of rotational ground motion for mining-induced seismicity – Case study from Upper Silesian Coal Basin, Poland. Engineering Geology, 276, 105767. https://doi.org/10.1016/ j.enggeo.2020.105767.
- Nakamura Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 30(1), 25–33.
- Nakamura Y., 2019. What is the Nakamura method? Seismological Research Letters, 90(4), 1437–1443. https://doi. org/10.1785/0220180376.
- Nawrocki D., Mendecki M. & Teper L., 2021. Rotational-translational scaling relations from induced seismic events – comparison before and after amplification correction. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, 28(2), 18–28. https://doi.org/10.26345/egrse-018-21-202.
- Nawrocki D., Mendecki M. & Teper L., 2022. Estimation of site resonance frequency using HVSR method for rotational and translational signals: result comparison from Fourier and response spectrum methods. [in:] Arion C., Scupin A., Tigănescu A. (eds.), Proceedings of the Third

153

111:7599302838

European Conference on Earthquake Engineering and Seismology – 3ECEES: September 4 – September 9 2022, Bucharest, Romania, Conspress, Bucureşti, 4539–4546. Okamoto S., 1984. Introduction to Earthquake Engineering.

2nd ed. University of Tokyo Press, Tokyo. Olszewska S., 2004. Application of the horizontal to verti-

- Ofszewska 5., 2004. Application of the horizontal to vertical spectral ratio technique for estimating the site characteristics of ground motion caused by mining induced events. Acta Geophysica Polonica, 52(3), 301–318.
- Olszewska D. & Mutke G., 2018. A study of site effect using surface-downhole seismic data in a mining area [paper presentation]. 16th European Conference on Earthquake Engineering, 18–21 June 2018, Thessaloniki, Greece. https://episodesplatform.eu/eprints/2123/1/Olszewska_ Mutke_1ECEE_fin2_20180305.pdf.
- Pinzón L.A., Pujades L.G., Macau A., Carreño E. & Alcalde J.M., 2019. Seismic site classification from the horizontal-to-vertical response spectral ratios: Use of the Spanish strong-motion database. *Geosciences*, 9(7), 294. https://doi.org/10.3390/geosciences9070294.
- Ringler A., Anthony R., Holland A., Wilson D. & Lin C.J., 2018. Observations of rotational motions from local earthquakes using two temporary portable sensors in Waynoka, Oklahoma. Bulletin of the Seismological Society of America, 108(6), 3562–3575. https://doi.org/10.1785/0120170347.
- Rong M., Fu L.-Y., Wang Z., Li X., Carpenter N.S., Woolery E.W. & Lyu Y., 2017. On the amplitude discrepancy of HVSR and site amplification from strong-motion observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6), 2873–2884. https://doi.org/10.1785/0120170118.
- Rupakhety R. & Sigbjörnsson R., 2013. Rotation-invariant measures of earthquake response spectra. Bulletin of Earthquake Engineering, 11(6), 1885–1893. https://doi.org/ 10.1007/s10518-013-9472-1.
- Sagan G., Teper L. & Zuberek W.M., 1996. Tectonic analysis of mine tremor mechanisms from the Upper Silesian Coal Basin. *Pure and Applied Geophysics*, 147(2), 217–238. https://doi.org/10.1007/BF00877479.
- Sbaa S., Hollender F., Perron V., Imtiaz A., Bard P.-Y., Mariscal A., Cochard A. & Dujardin A., 2017. Analysis of rotation sensor data from the SINAPS@ Kefalonia (Greece) post-seismic experiment – link to surface geology and wavefield characteristics. *Earth, Planets and Space*, 69, 124. https://doi.org/10.1186/s40623-017-0711-6.

- SESAME: Site EffectS assessment using AMbient Excitations, 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, processing and interpretation. SESA-ME European Research Project, WP12 – Deliverable D23.12, European Commission – Research General Directorate.
- Stanko D. & Markušić S., 2020. An empirical relationship between resonance frequency, bedrock depth and VS30 for Croatia based on HVSR forward modelling. *Natural Hazards*, 103(3), 3715–3743. https://doi.org/10.1007/ s11069-020-04152-z.
- Stanko D., Markušić S., Strelec S. & Gazdek M., 2017. HVSR analysis of seismic site effects and soil-structure resonance in Varaždin city (North Croatia). Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 92, 666–677. https://doi. org/10.1016/j.soildyn.2016.10.022.
- Teper L., 2000. Geometry of fold arrays in the Silesian-Cracovian region of southern Poland. [in:] Cosgrove J.W. & Ameen M.S. (eds.), Forced Folds and Fractures, Geological Society Special Publication, 169, The Geological Society, London, 167–179. https://doi.org/10.1144/gsl. sp.2000.169.01.12.
- Zembaty Z., 2006. Deriving seismic surface rotations for engineering purposes. [in:] Teisseyre R., Takeo M. & Majewski E. (eds.), Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects, Springer, Berlin, Heidelberg, 549–568. https://doi.org/10.1007/3-540-31337-0_38.
- Zembaty Z., Mutke G., Nawrocki D. & Bobra P., 2017. Rotational ground-motion records from induced seismic events. Seismological Research Letters, 88(1), 13–22. https://doi.org/10.1785/0220160131.
- Zhu C., Cotton F. & Pilz M., 2020. Detecting site resonant frequency using HVSR: Fourier versus response spectrum and the first versus the highest peak frequency. Bulletin of the Seismological Society of America, 110(2), 427–440. https://doi.org/10.1785/0120190186.

Supplementary data associated with this article (all of the registered rotational and translational seismograms on which the presented analysis was carried out) can be found, in the online version, at:

https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.2.145

https://journals.agh.edu.pl/geol

15. Określenie wkładu pracy w powstanie publikacji

15.1 Artykuł I

Załącznik nr 9 do pisma okólnego nr 2 Prorektora ds. nauki i finansów z dnia 19 lutego 2024 r.

Sosnowiec, 28.02.2024 miejscowość, data

Dariusz Nawrocki

imię i nazwisko kandydata

OŚWIADCZENIE OSOBY UBIEGAJĄCEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M. J., Mutke, G., & Teper, L. (2025). Influence of Site Effects on Scaling Relation Between Rotational and Translational Signals Produced by Anthropogenic Seismicity. Applied Sciences, 15(1), 102. https://doi.org/10.3390/app15010102

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na: estymacji krzywej amplifikacji H/V oraz wartości parametrów funkcji relacji skalowania, dla wszystkich danych wyszczególnionych w publikacji, opracowaniu wszystkich wizualizacji graficznych zawartych w pracy oraz napisaniu tekstu manuskryptu wraz ze wzorami matematycznymi zawartego w rozdziałach (Wstęp; Metodyka; Wyniki; Dyskusja; Podsumowanie).

flers d and -

podpis

OŚWIADCZENIE

WSPÓŁAUTORA OSOBY UBIEGAJĄEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Miejsce Sosnowiec, dnia 28.02.2024

dr hab. Maciej Mendecki, prof. UŚ

Imię i nazwisko współautora publikacji

Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski

Afiliacja

OŚWIADCZENIE

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M. J., Mutke, G., & Teper, L. (2025). Influence of Site Effects on Scaling Relation Between Rotational and Translational Signals Produced by Anthropogenic Seismicity. Applied Sciences, 15(1), 102. https://doi.org/10.3390/app15010102

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na: napisaniu streszczenia pracy; dyskusji otrzymanych wyników oraz nadzoru nad poprawnością metodyczną estymowanych krzywych spektrum H/V i modeli relacji skalowania.

Hacioj Menolecti

Podpis współautora publikacji

Załącznik nr 10 do pism

a okólnego nr 2 Prorektora ds. nauki i finansów z dnia 19 lutego 2024 r.

OŚWIADCZENIE

WSPÓŁAUTORA OSOBY UBIEGAJĄEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Miejsce Katowice, dnia 28.02.2024

prof. dr hab. Inż. Grzegorz Mutke Imię i nazwisko współautora publikacji

Zakład Geologii, Geofizyki i Ochrony Powierzchni Główny Instytut Górnictwa, Plac Gwarków 1, 40-166 Katowice Afiliacja

OŚWIADCZENIE

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M. J., Mutke, G., & Teper, L. (2025). Influence of Site Effects on Scaling Relation Between Rotational and Translational Signals Produced by Anthropogenic Seismicity. Applied Sciences, 15(1), 102. https://doi.org/10.3390/app15010102

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na: estymacji modelu teoretycznej amplifikacji, analizie statystycznej parametrów modeli relacji skalowania oraz dyskusji otrzymanych wyników.

OŚWIADCZENIE

WSPÓŁAUTORA OSOBY UBIEGAJĄCEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Miejsce Sosnowiec, dnia 28.02.2024

prof. dr hab. Lesław Teper

Imię i nazwisko współautora publikacji

Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski

Afiliacja

OŚWIADCZENIE

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M. J., Mutke, G., & Teper, L. (2025). Influence of Site Effects on Scaling Relation Between Rotational and Translational Signals Produced by Anthropogenic Seismicity. Applied Sciences, 15(1), 102. https://doi.org/10.3390/app15010102

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na: przygotowaniu tekstu manuskryptu związanego z opisem geologicznym terenu badań; przeprowadzeniu korekty języka angielskiego oraz weryfikacji poprawności metodycznej realizowanych w toku pracy badań.

15.2 Artykuł II

Załącznik nr 9 do pisma okólnego nr 2 Prorektora ds. nauki i finansów z dnia 19 lutego 2024 r.

Sosnowiec, 28.02.2024 miejscowość, data

Dariusz Nawrocki

imię i nazwisko kandydata

OŚWIADCZENIE OSOBY UBIEGAJĄCEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024) Estimation of the resonance frequency of rotational and translational signals evoked by mining-induced seismicity. Frontiers in Earth Science. 2024, 12, 1403043. 10.3389/feart.2024.1403043

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na: estymacji krzywej amplifikacji H/V przy użyciu metody spektrum odpowiedzi jak i spektrum Fouriera dla wszystkich danych wyszczególnionych w publikacji, opracowaniu wszystkich wizualizacji graficznych zawartych w pracy napisaniu tekstu manuskryptu wraz ze wzorami matematycznymi zawartego w rozdziałach (Wstęp; Metodyka; Wyniki; Dyskusja; Podsumowanie).

Jane Church

podpis

OŚWIADCZENIE

WSPÓŁAUTORA OSOBY UBIEGAJĄEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Miejsce Sosnowiec, dnia 28.02.2024

dr hab. Maciej Mendecki, prof. UŚ

Imię i nazwisko współautora publikacji

Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski

Afiliacja

OŚWIADCZENIE

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024) Estimation of the resonance frequency of rotational and translational signals evoked by mining-induced seismicity. Frontiers in Earth Science. 2024, 12, 1403043. 10.3389/feart.2024.1403043

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na: napisaniu streszczenia pracy oraz nadzoru nad poprawnością metodyczną estymowanego spektrum odpowiedzi oraz spektrum Fouriera dla analizowanych zapisów, a także dyskusji otrzymanych wyników.

Jaciej Menolecti

OŚWIADCZENIE

WSPÓŁAUTORA OSOBY UBIEGAJĄCEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Miejsce Sosnowiec, dnia 28.02.2024

prof. dr hab. Lesław Teper

lmię i nazwisko współautora publikacji

Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski

Afiliacja

OŚWIADCZENIE

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024) Estimation of the resonance frequency of rotational and translational signals evoked by mining-induced seismicity. Frontiers in Earth Science. 2024, 12, 1403043. 10.3389/feart.2024.1403043

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na: przygotowaniu tekstu manuskryptu związanego z opisem geologicznym terenu badań; przeprowadzeniu korekty języka angielskiego oraz weryfikacji poprawności metodycznej realizowanych w toku pracy badań.

an

15.3 Artykuł III

Załącznik nr 9 do pisma okólnego nr 2 Prorektora ds. nauki i finansów z dnia 19 lutego 2024 r.

Sosnowiec, 28.02.2024 miejscowość, data

Dariusz Nawrocki

imię i nazwisko kandydata

OŚWIADCZENIE OSOBY UBIEGAJĄCEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024). The effects of component rotation on H/V spectra: a comparison of rotational and translational data. Geology, Geophysics and Environment, 50(2), 145-154. https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.2.145

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na : wyznaczeniu sygnałów drgań skrętnych i translacyjnych wskutek rotacji układu współrzędnych oraz estymacji do każdego przypadku spektrum H/V; opracowaniu wszystkich wizualizacji graficznych pracy oraz napisaniu tekstu manuskryptu wraz ze wzorami matematycznymi zawartego w rozdziałach (Wstęp; Metodyka; Wyniki; Dyskusja; Podsumowanie).

elf on

podpis

OŚWIADCZENIE

WSPÓŁAUTORA OSOBY UBIEGAJĄEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Miejsce Sosnowiec, dnia 28.02.2024

dr hab. Maciej Mendecki, prof. UŚ

lmię i nazwisko współautora publikacji

Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski

Afiliacja

OŚWIADCZENIE

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024). The effects of component rotation on H/V spectra: a comparison of rotational and translational data. Geology, Geophysics and Environment, 50(2), 145-154. https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.2.145

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na: napisaniu streszczenia pracy; opracowaniu skryptu do wyznaczenia sygnałów drgań zrotowanych o dany kąt; ukierunkowaniu i weryfikacji realizowanych badań na płaszczyźnie efektu anizotropii; dyskusji uzyskanych wyników.

Mariej Mendechi

Podpis współautora publikacji

OŚWIADCZENIE

WSPÓŁAUTORA OSOBY UBIEGAJĄCEJ SIĘ O WŁASNYM WKŁADZIE W POWSTAWANIE PRACY

Miejsce Sosnowiec, dnia 28.02.2024

prof. dr hab. Lesław Teper

Imię i nazwisko współautora publikacji

Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski

Afiliacja

OŚWIADCZENIE

Oświadczam, że w pracy:

Nawrocki, D., Mendecki, M., & Teper, L. (2024). The effects of component rotation on H/V spectra: a comparison of rotational and translational data. Geology, Geophysics and Environment, 50(2), 145-154. https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.2.145

(autorzy, rok wydania, tytuł, czasopismo lub wydawca, tom, strony)

Mój udział polegał na: przygotowaniu tekstu manuskryptu związanego z opisem geologicznym terenu badań; wykonaniu korekty języka angielskiego oraz weryfikacji poprawności metodycznej realizowanych badań.