



Przegląd zastosowania metody interferometrii sejsmicznej

Review of seismic interferometry applications

Mgr inż. Rafał Czarny*)

Treść: Artykuł w sposób przeglądowy przedstawia szerokie możliwości zastosowania interferometrii sejsmicznej. Metoda jest stosunkowo nowa, mając na uwadze pierwsze eksperymenty wykonane w 2001 roku, i aktualnie znajduje się w fazie dynamicznego rozwoju. W pracy omówiono jej zastosowanie w wielu zagadnieniach związanych z odwzorowaniem budowy wnętrza Ziemi oraz warstw przy powierzchniowych, a także zagadnień geoinżynierskich z np. monitorowania czynnych osuwisk. Przedstawione przykłady badań zostały opublikowane w uznanych czasopismach naukowych.

Abstract: The aim of this paper is to review the wide range of seismic interferometry applications. Despite the fact that only 10 years have passed since the first application was implemented in seismology, seismic interferometry is currently used in many issues beginning with analysis of the Earth's deep interior and ending with the time-laps velocity changes at active landslides. The presented research results were published in leading scientific journals.

Słowa kluczowe:

interferometria sejsmiczna, funkcja Greena, fale powierzchniowe, fala Rayleigha, fale koda

Key words:

seismic interferometry, Green's function, surface waves, Rayleigh wave, coda waves

1. Wprowadzenie

Interferometria sejsmiczna **IS** (ang. *seismic interferometry*) jest nową, dynamicznie rozwijającą się metodą polegającą na odwzorowaniu odpowiedzi impulsowej ośrodka (funkcji Greena) pomiędzy parą czujników za pomocą operacji korelacji wzajemnej lub dekonwolucji zarejestrowanych sygnałów sejsmicznych na tych czujnikach. Metoda bazuje zarówno na źródłach aktywnych, jak i pasywnych, z włączeniem szumu sejsmicznego.

Metoda jest oparta na założeniach J. Claerbouta sformułowanych w 1968 r. [6], a zweryfikowanych na przykładzie badań heliosejsmologicznych [21] oraz laboratoryjnych [8, 30]. Metoda została opisana teoretycznie przez Wapenaar i Fokkema w 2006 r. [28].

Aktualnie **IS** oferuje bardzo szerokie możliwości zastosowania, od obrazowania wglębnych struktur skorupy ziemskiej, monitorowania zmian w nich zachodzących, do zastosowań geoinżynierskich. Ze względu na rodzaj źródła stosowanego w badaniach metodą **IS** w literaturze występują pojęcia takie jak: tomografia szumem sejsmicznym (ang. *ambient noise tomography*), lub interferometria fal koda (ang. *coda wave interferometry*).

W artykule przedstawiono przegląd dotychczasowych ważniejszych przykładów zastosowania metody interferometrii sejsmicznej.

2. Przykłady odwzorowania sejsmicznego struktury warstw głęboko położonych oraz warstw powierzchniowych Ziemi

IS znalazła po raz pierwszy zastosowanie przy odwzorowaniu głębokich struktur litosfery. W 2003 roku Campillo i Paul [5] przedstawili wyniki korelacji wzajemnej (ang. *cross-correlation*) fali kodowej (ang. *coda wave*), która powstaje z rozproszenia pola falowego w niejednorodnym ośrodku. Dla tej samej pary sejsmometrów (rys. 1, sejsmometry PLIG i YAIG) dokonali korelacji wzajemnej zarejestrowanych wstrząsów, a następnie uśrednili wyniki. Uzyskane w ten sposób sejsmogramy dla sejsmometrów PLIG i YAIG były zbliżone do teoretycznej funkcji Greena fal powierzchniowych typu Rayleigha (rys. 1a i 1b, składowa Z/Z) i Love'a (rys. 1A i 1B, składowa Z/R). W 2005 r. przeprowadzono podobne badania [24] z wykorzystaniem niskoczęstotliwościowego szumu sejsmicznego, składającego się głównie z mikrosejsmy (ang. *microseism*) [15], generowanego w pobliżu zachodniego wybrzeża Stanów Zjednoczonych. W efekcie korelacji wzajemnej 30-dniowej rejestracji szumu sejsmicznego otrzymano funkcje Greena fali Rayleigha dla różnych okresów (rys. 2b i 2c, PHL - MLAC). Wyniki były zbliżone do zarejestrowanej na stacji PHL fali Rayleigha pochodzącej od wstrząsu z epicentrum w punkcie 1 (w pobliżu stacji MLAC) (rys. 2b i 2c, *event 1* - PHL). Wykorzystując dostępną sieć sejsmometrów *USArray* wyznaczono rozkład prędkości grupowej fali Rayleigha dla wybrzeża Kalifornii (rys. 2d).

Dotychczas opublikowano wiele prac naukowo-badawczych dotyczących uszczegółowienia budowy zarówno

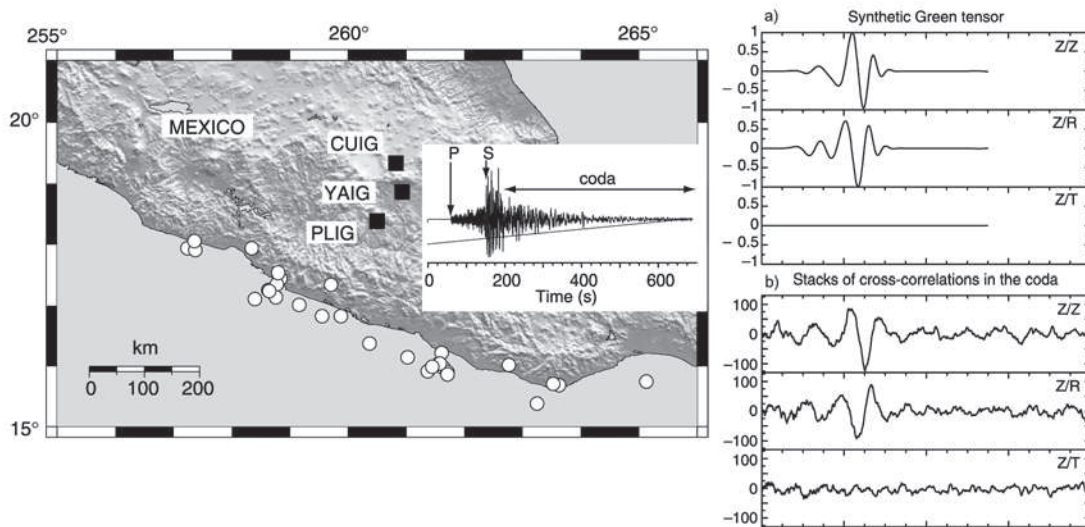
*) Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk, Zakład Geoinżynierii i Inżynierii Środowiska, Kraków

lokalnej [9, 10, 13, 18, 22, 25, 26, 30, 31, 32], jak i globalnej [19, 23, 27]. Jednym z ciekawszych przykładów jest opublikowana w 2014 r. praca Schaeffera i Lebedeva [23] prezentująca obecnie najdokładniejszy opis pola prędkości fali poprzecznej dla całego globu, uzyskanej z prędkości grupowej fali Rayleigha dla różnych głębokości. Rysunek 3d przedstawia przykład pola prędkości grupowych fali Rayleigha na głębokości 56 km.

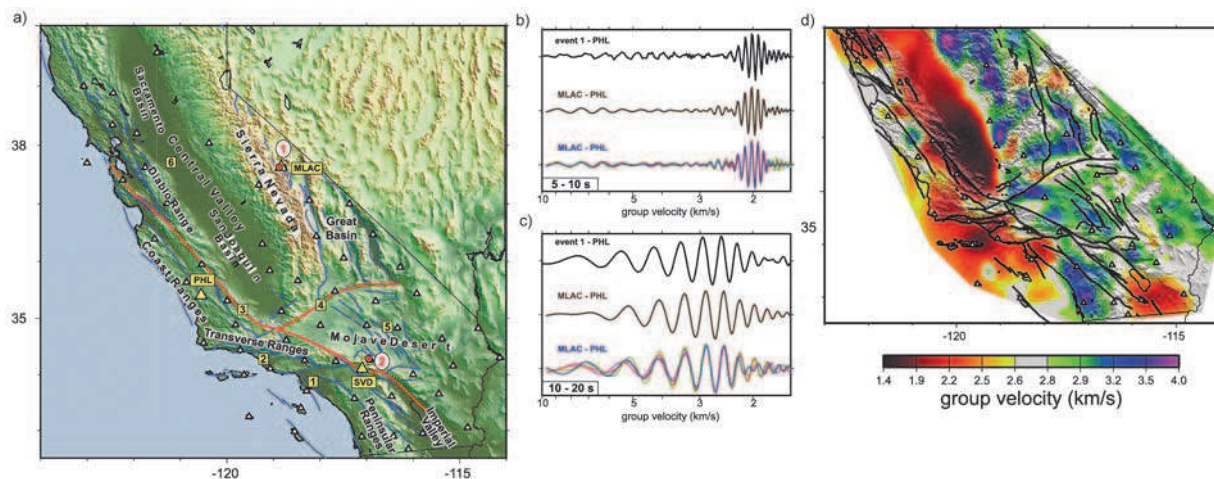
Odtworzenie funkcji Greena fal powierzchniowych Rayleigha typu P+SV oraz Love'a typu SH za pomocą IS umożliwiło również analizę anizotropii ośrodka. Za przykład mogą posłużyć rezultaty badań opublikowane w 2010 r., dotyczące rozkładu anizotropii w zachodniej części Stanów Zjednoczonych [12]. Rysunek 4 prezentuje zmienność azymu-

tu oraz amplitudy (długość czerwonych słupków) anizotropii dla prędkości fazowej fali Rayleigha o różnych okresach.

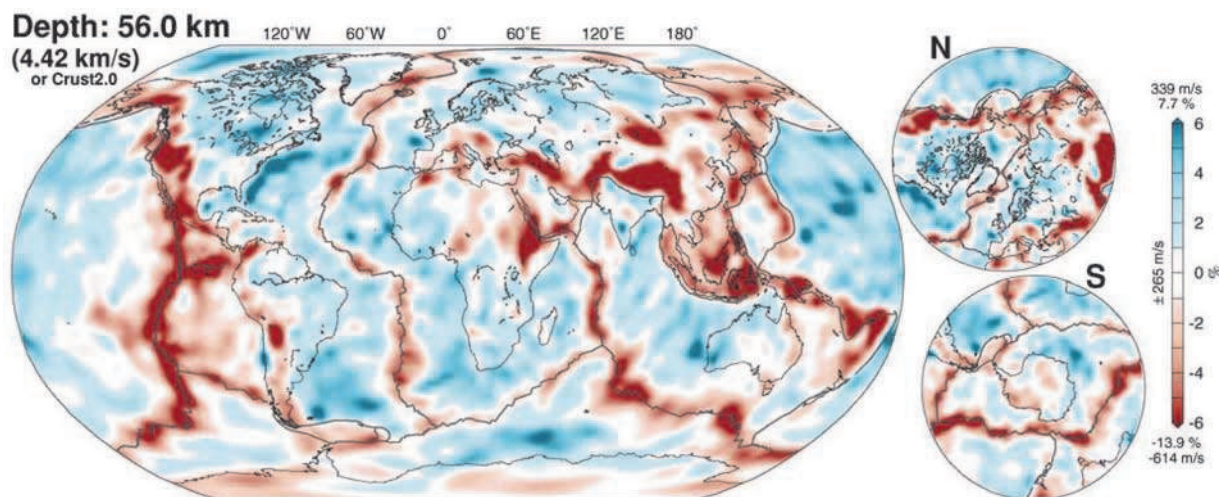
W ostatnich latach podjęto również próbę odwzorowania funkcji Greena fal objętościowych z szumu sejsmicznego metodą IS [1]. Ze względu na o wiele większy współczynnik tłumienia fal objętościowych w porównaniu do fal powierzchniowych, nie udało się odwzorować wszystkich fal dla każdego możliwego promienia propagacji (rys. 5b), jakie można wyróżnić dla danych modelowych (rys. 5c). Pomimo tych ograniczeń, zaletą badań jest odtworzenie fal objętościowych przechodzących przez wnętrze Ziemi w dowolnym układzie geometrycznym źródło – odbiornik. Takie podejście uszczegółowiło dotychczasowe badania wykonywane za pomocą źródeł telesejsmicznych.



Rys. 1. Lokalizacja stanowisk sejsmometrycznych (czarne kwadraty) oraz wynik korelacji wzajemnej dla stanowiska PLIG i YAIG dla różnych składowych (a) wraz z ich teoretyczną funkcją Greena (b) [5]
 Fig. 1. Location map of the seismometers (black rectangles) and comparison between the cross-correlation traces at stations PLIG and YAIG (A) and theoretical Green's functions (B) [5]

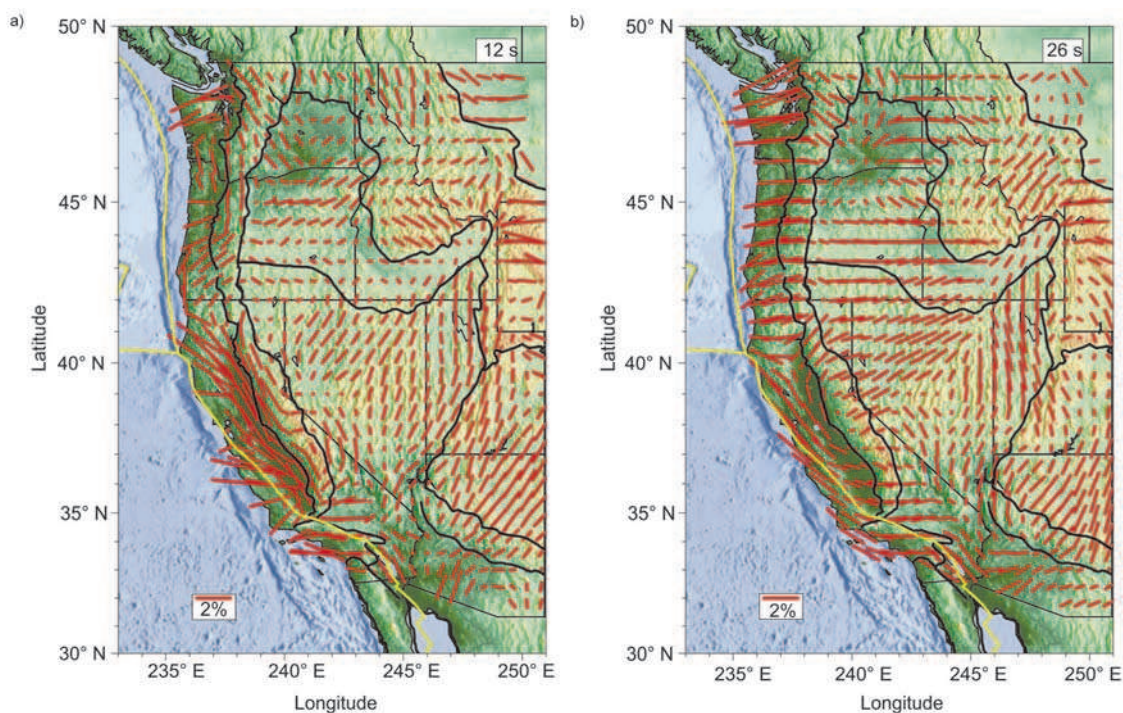


Rys. 2. Lokalizacja obszaru badań (a) oraz funkcje Greena fali powierzchniowej Rayleigha dla okresu od 5 do 10 s (b) i od 10 do 20 s (c), wyznaczone z wstrząsu (punkt 1, mapa lokalizacyjna) oraz z 30 dni zapisu szumu sejsmicznego między stacjami MLAC i PHL. Mapa zmian prędkości grupowej fali Rayleigha dla okresu fali wynoszącej 7,5 s (d) [24]
 Fig. 2. Location map (A) and Rayleigh wave Green's functions for two periods (5-10s (B) and 10-20 s (C)) gained from earthquake (point 1, location map) and from ambient noise between MLAC and PHL stations. Group velocity map for Rayleigh wave for period equal to 7,5 s (d) [24]



Rys. 3. Zmienność prędkości grupowej fali Rayleigha na głębokości 56 km [23]

Fig. 3. Perturbation of Rayleigh wave group velocity map at 56 km depth [23]



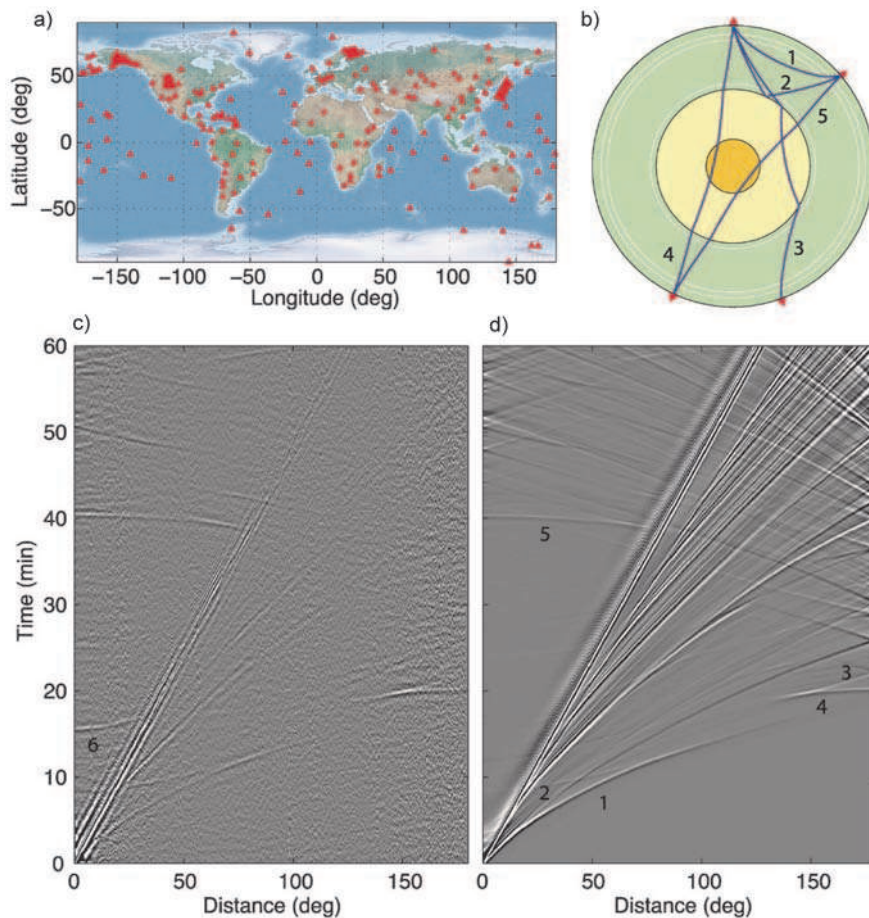
Rys. 4. Rozkład anizotropii w zachodniej części Stanów Zjednoczonych dla prędkości fazowej fali Rayleigha o okresie (a) 12 s oraz (b) 26 s [12]

Fig. 4. Maps of (a) 12 s and (b) 26 s period Rayleigh wave phase velocity azimuthal anisotropy in the western part of the United States [12]

Metoda **IS** znalazła również zastosowanie przy rozpoznaniu utworów przypowierzchniowych [2, 20]. Do najbardziej znanych przykładów należą badania przeprowadzone w Kalifornii z udziałem ponad 5000 geofonów oddalonych od siebie o około 100 m [11]. W wyniku przetwarzania i interpretacji 2-tygodniowej rejestracji szumu sejsmicznego, uzyskano trójwymiarowy model pola prędkości fal poprzecznych do głębokości około 1000 m. Rysunek 6b przedstawia pole prędkości poprzecznej na głębokości 650 m. Wyniki potwierdziły wcześniej rozpoznaną budowę geologiczną tego rejonu.

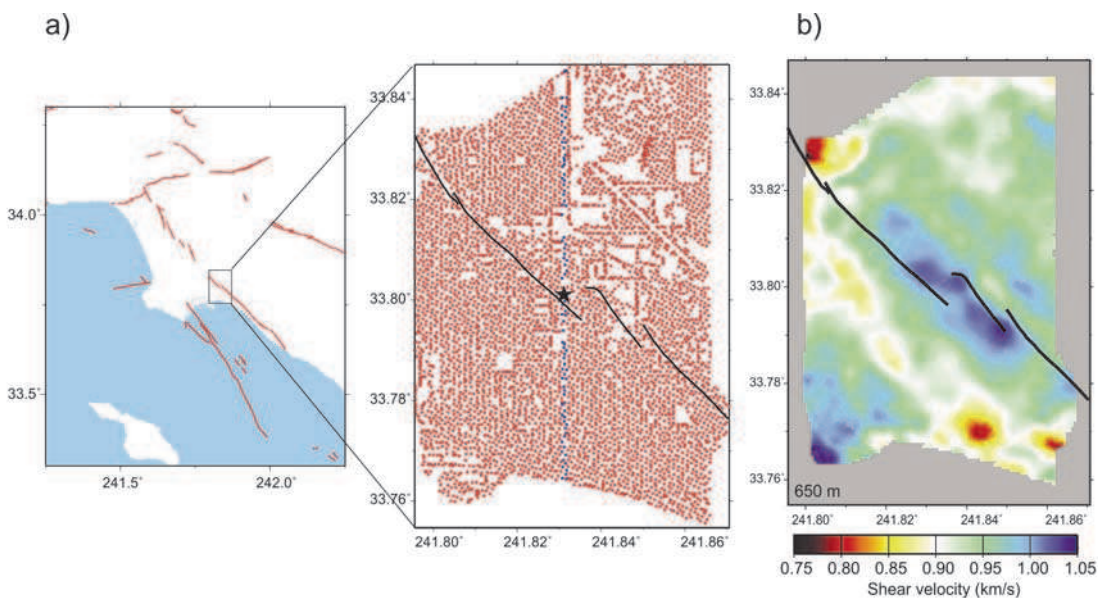
Z praktycznego punktu widzenia o wiele bardziej interesujące wydają się próby zastosowania metody **IS** do celów poszukiwania złóż węglowodorów. Niestety duże problemy

w dokładnym odwzorowaniu funkcji Greena fal objętościowych z szumu sejsmicznego, w którym dominują fale dyspersyjne, nie pozwalają jak na razie efektywnie konkurować z powszechnie stosowaną metodą seismiki poszukiwawczej. Niemniej jednak prowadzone są intensywne badania teoretyczne nad rozwiązaniem tego problemu, jak np. obrazowanie Marchenki (ang. *Marchenko imaging*) [29]. Do nielicznych przykładów zastosowania **IS** do rozpoznania ośrodka za pomocą refleksyjnych fal objętościowych należą badania wykonane w Libii w 2013 r. [7]. Autorzy przedstawili porównanie sekcji sejsmicznej uzyskanej z 11-godzinnej zapisu szumu sejsmicznego, zinterpretowanego zgodnie z metodą **IS** (rys. 7a i 7c) z wynikami badań z wykorzystaniem źródeł aktywnych



Rys. 5. Lokalizacja wykorzystanych stacji sejsmicznych – a; promienie wybranych fal objętościowych – b, rezultat korelacji wzajemnej różnych par sejsmometrów rozmieszczonych na powierzchni Ziemi – c, wraz z sejsmogramem syntetycznym dla modelu PREM – d [1]

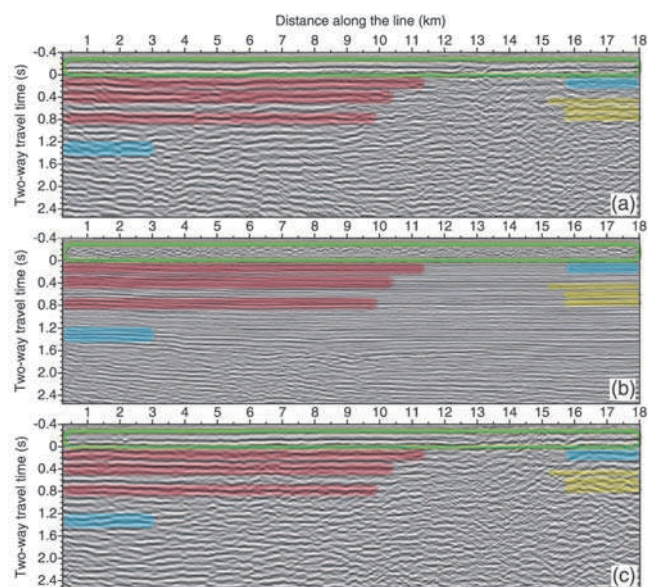
Fig. 5. Location of the seismic stations – a, ray paths of the selected body-waves – b, results of seismic noise cross-correlation – c, and synthetic seismograms for PREM model – d, [1]



Rys. 6. Rozmieszczenie czujników (a) oraz przykład pola prędkości poprzecznej na głębokości 650m na obszarze Long Beach w Kalifornii (b) [11]

Fig. 6. Location of geophones (a) and example of time-slice at 650m depth for shear wave velocity (b) [11]

(rys. 7b). Pomimo gorszej rozdzielczości metody **IS**, udało się zidentyfikować główne granice refleksyjne (rys. 7a i 6c, linie zielone i czerwone), jak również granice o mniejszej impedancji akustycznej (rys. 7, linie niebieskie i żółte) po zastosowaniu identyfikacji refleksów na etapie przetwarzania wstępnego (rys. 7c).



Rys. 7. Przykład sekcji sejsmicznych dla identycznej geometrii pomiaru z wykorzystaniem – a) **IS** i szumu sejsmicznego, – b) tradycyjnej sejsmiki refleksyjnej oraz – c) **IS** i szumu sejsmicznego z dodatkowym etapem przetwarzania polegającym na identyfikacji fal odbitych [7]

Fig. 7. Seismic cross-sections gained from – a) seismic noise and seismic interferometry, – b) from active sources and – c) from event-driven seismic interferometry [7]

3. Monitorowanie zmian deformacji ośrodka w czasie

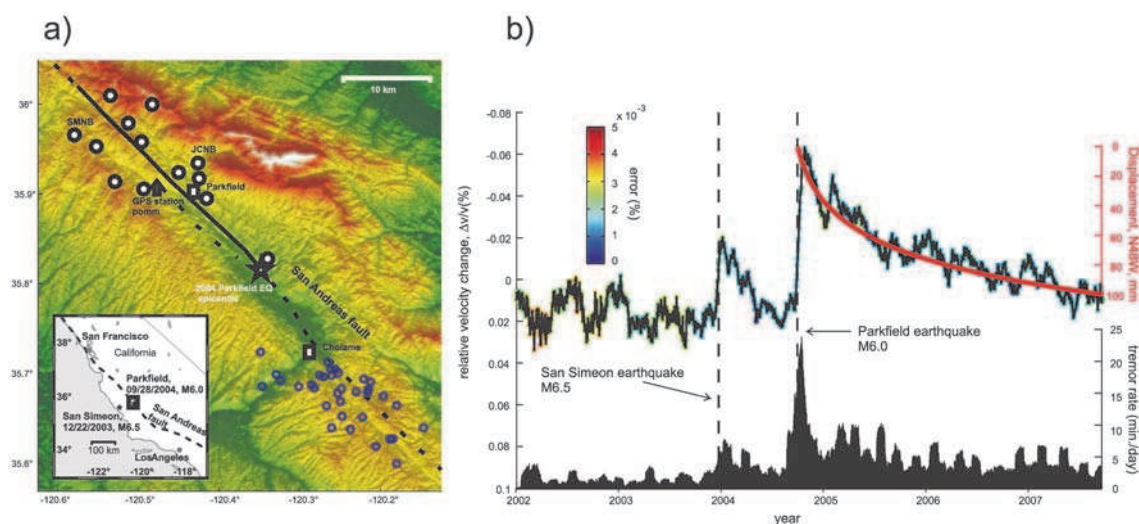
Niewątpliwie dużą zaletą **IS** jest używanie jako źródła szumu sejsmicznego, który rozprzestrzenia się w każdym miejscu na Ziemi. W odróżnieniu od dotychczas stosowanych metod, bazujących na źródłach pasywnych związanych z sejsmicznością antropogeniczną lub naturalną oraz źródłach aktywnych, **IS** stwarza możliwość ciągłej analizy ośrodka w czasie i przestrzeni.

W roku 2008 opublikowano rezultaty badań nad zmianami prędkości zachodzącymi w tzw. falach koda (ang. *coda waves*), otrzymanych z szumu sejsmicznego zgodnie z metodyką **IS**, w okresie 8 lat na obszarze charakteryzującym się dużą aktywnością sejsmiczną, jakim jest niewątpliwie rejon uskoku św. Andrzeja w Kalifornii [3]. Zaobserwowano wzrost względnej prędkości fal koda przed wystąpieniem wstrząsu w Parkfield, o magnitudzie 6,0 oraz spadek prędkości po wystąpieniu zjawiska (rys. 8b).

Równocześnie z opisanymi badaniami [3] prowadzony był podobny eksperyment na obszarze wulkanu Piton de la Fournaise, który jest jednym z najbardziej aktywnych na świecie [4]. Autorzy badań zauważyli wyraźny wzrost względnego czasu propagacji fali koda pomiędzy sejsmometrami na około 30 dni przed wystąpieniem erupcji (rys. 9a). Duża liczba stanowisk sejsmometrycznych pozwoliła również na przestrzenną lokalizację względnych zmian tych prędkości (rys. 9b) pokrywającą się z miejscem późniejszej erupcji.

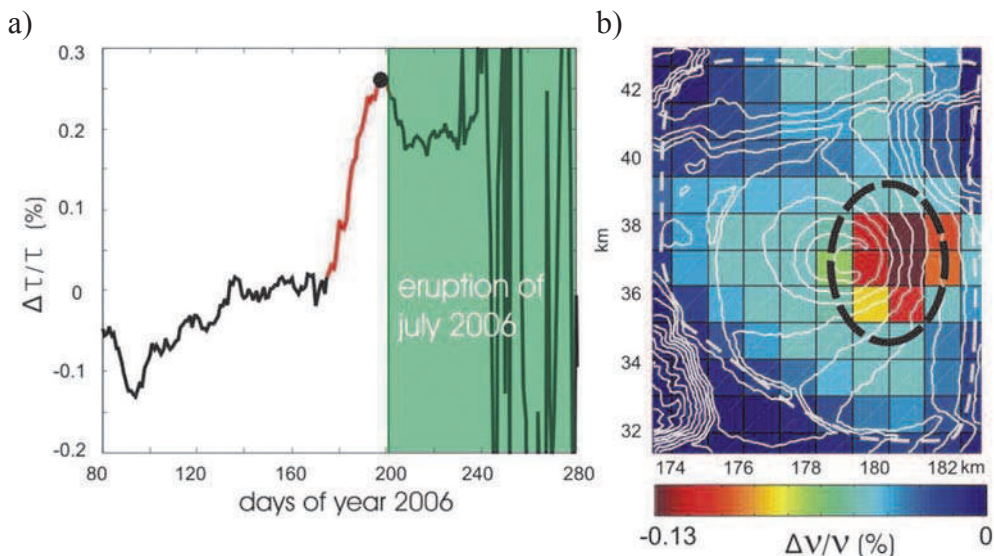
Na uwagę zasługują również badania wpływu znanego wstrząsu Thokou w Japonii z 11 marca 2011 r. o magnitudzie 8,9, na zmiany prędkości fali poprzecznej i anizotropii warstw przypowierzchniowych przed i po zdarzeniu [16]. Na rysunku 10 widoczny jest wyraźny spadek prędkości rzędu -10 % na obszarze znajdującym się najbliżej epicentrum wstrząsu.

W literaturze można również znaleźć zastosowania **IS** do oceny wpływu wstrząsów na prędkość fal sprężystych rozchodzących się w budynku, które można wiązać bezpośrednio ze stopniem jego zniszczenia. W pracy [17] autorzy analizowali wpływ wstrząsów na 8-piętrowy budynek w Fukushima (rys. 11b), porównując wyniki pomiarów prędkości obli-



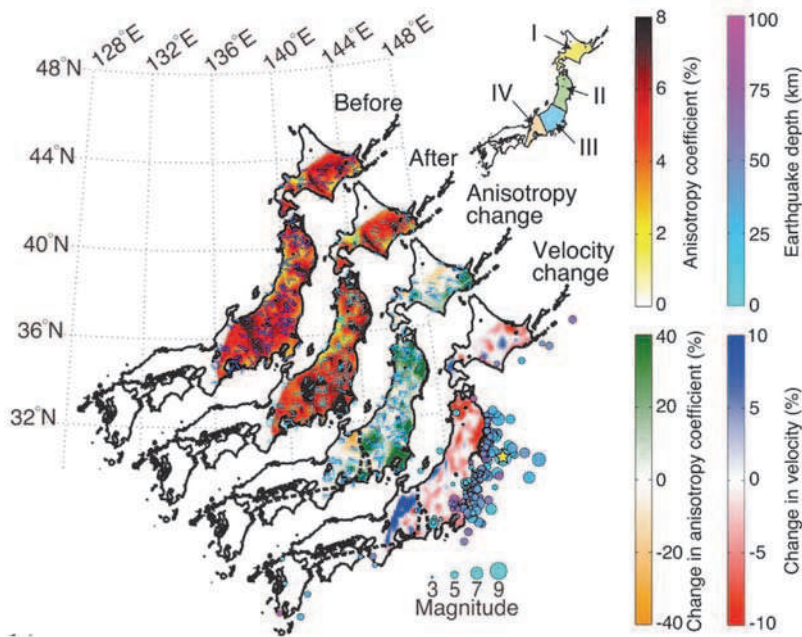
Rys. 8. Lokalizacja obszaru badań (a) oraz relatywne zmiany prędkości fali coda wraz z rozkładem sejsmiczności w okresie od 2002 do 2008 (b) [3]

Fig. 8. Location of the research area (a) and relative velocity changes according to natural seismicity from 2002 to 2008 (b) [3]



Rys. 9. Relatywne zmiany czasu propagacji fal koda na obszarze wulkanu Piton de la Fournaise (a) oraz lokalizacja relatywnych zmian prędkości w przestrzeni na dzień przed erupcją (b) [4]

Fig. 9. Relative time changes of coda wave propagation on Piton de la Fournaise before the eruption on July 2006 (a) and velocity perturbation one day before the beginning of eruption in space (b) [4]



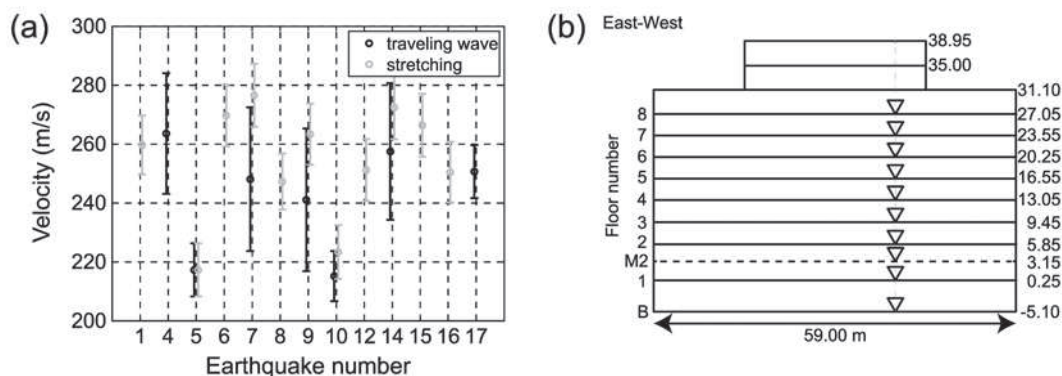
Rys. 10. Pole prędkości fal poprzecznych oraz anizotropii na obszarze Japonii przed i po wstrząsie Tohoku [16]

Fig. 10. Changes in shear-wave velocity and anisotropy coefficient before and after the Tohoku-Oki earthquake [16]

czonych bezpośrednio z wstrząsów (rys. 11, słupki czarne) z prędkością obliczoną z szumu sejsmicznego metodą IS po wstrząsie (rys. 11, słupki szare). Obliczone prędkości różniły się. Według autorów na prędkość mierzoną bezpośrednio z wstrząsu wpływa również posadowienie budynku, natomiast prędkość wyznaczona za pomocą IS dotyczy tylko budynku.

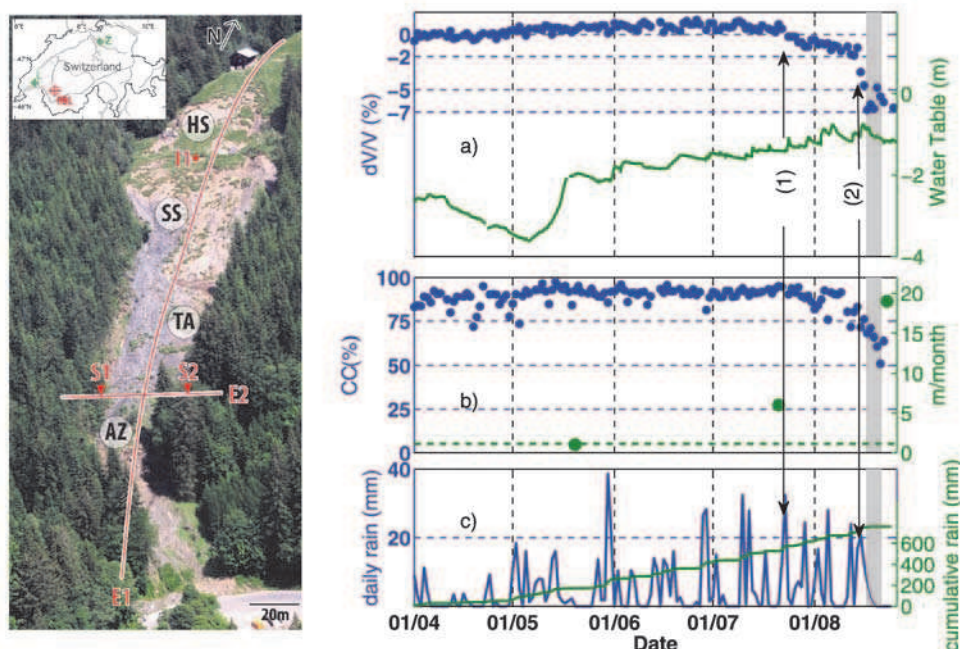
Metoda IS znalazła również zastosowanie do oceny ryzyka wystąpienia osuwiska. Pierwsze badania względnych zmian prędkości fal poprzecznych uzyskanych metodą IS

z wykorzystaniem szumu sejsmicznego na obszarze czynnego osuwiska zostały opublikowane w 2012 r. [14]. Eksperyment przeprowadzono na alpejskim zboczu w Szwajcarii, w miejscu wystąpienia przypuszczalnego osuwiska. Wykorzystano w tym celu rejestrację ciągłą na dwóch stanowiskach S1 i S2 (rys. 12). Widoczny efekt powolnego spadku prędkości fali poprzecznej od końca miesiąca sierpnia do dużego obniżenia prędkości rzędu -7% (rys. 12a, niebieskie kropki) na dzień przed osunięciem, pokazuje duże możliwości IS w predykcji wystąpienia osuwiska.



Rys. 11. Rozkład prędkości fal sprężystych dla 17 wstrząsów (a) zarejestrowanych czujnikami rozmieszczonymi na różnych kondygnacjach budynku (b) (Fukushima, Japonia) [17]

Fig. 11. Velocities estimated directly from earthquake (black bars) by seismic interferometry (gray bars) (a) on different levels of the building (b) [17]

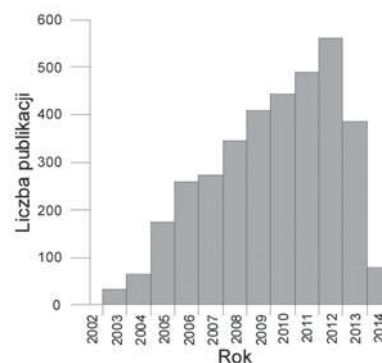


Rys. 12. Lokalizacja rejonu badań oraz – a) relatywne zmiany prędkości fali poprzecznej (dVV), – b) na terenie osuwiska Pont Bourquin (Szwajcaria) w zestawieniu z poziomem wód gruntowych oraz – c) wielkością dobowych opadów atmosferycznych [14]

Fig. 12. Location of research area and (a) relative shear-wave velocity changes with comparison of water table and (c) daily rain level [14]

4. Podsumowanie

Metoda interferometrii sejsmicznej ma niewątpliwą podstawową zaletę wynikającą z możliwości wykorzystania różnego rodzaju źródeł pasywnych. Jest to metoda, aktualnie dynamicznie rozwijana, stąd często uzyskiwane wyniki badań nie mogą być efektywnie porównywane z wynikami pozyskanymi uznanymi metodami sejsmicznymi. Jednak przedstawione przykłady zastosowania metody interferometrii sejsmicznej świadczą o dużych jej możliwościach. Liczba publikowanych artykułów z roku na rok wzrasta (rys. 13), dlatego można spodziewać się kolejnych, nowych interesujących rozwiązań metodycznych i o istotnym znaczeniu użytkowym.



Rys. 13. Liczba publikowanych artykułów dotyczących zastosowania interferometrii sejsmicznej w latach 2002-2014

Fig. 13. Seismic interferometry publication statistics in the period of 2002-2014

Artykuł został opracowany w wyniku realizacji projektu nr PBS1/A2/13/2013 o akronimie LOFRES, uzyskanego w ramach I konkursu Programu Badań Stosowanych dofinansowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju.

Literatura

1. Boué P., Poli P., Campillo M., Pedersen H., Briand X., Roux P.: Teleseismic correlations of ambient seismic noise for deep global imaging of the Earth. *Geophysical Journal International*, 2013, 194(2), 844-848.
2. Behm M., & Snieder R.: Love waves from local traffic noise interferometry. *The Leading Edge*, 2013, 32(6), 628-632.
3. Brenguier F., Campillo M., Hadziioannou C., Shapiro N. M., Nadeau R. M., Larose E.: Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations. *Science*, 2008, 321(5895), 1478-1481.
4. Brenguier F., Shapiro N.M., Campillo M., Ferrazzini V., Duputel Z., Coutant O., Nercessian A.: Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*, 2008, 1(2), 126-130.
5. Campillo M., Paul A.: Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 2003, 299(5606), 547-549.
6. Claerbout J. F.: Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 1968, 33(2), 264-269.
7. Draganov D., Campman X., Thorbecke J., Verdel A., Wapenaar K.: Seismic exploration-scale velocities and structure from ambient seismic noise (> 1 Hz). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013, 118(8), 4345-4360.
8. Fink M., Cassereau D., Derode A., Prada C., Roux P., Tanter M., Wu F.: Time-reversed acoustics. *Reports on progress in Physics*, 2000, 63(12), 1933.
9. Gudmundsson Ó., Khan A., Voss P.: Rayleigh-wave group-velocity of the Icelandic crust from correlation of ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 2007, 34, L14314.
10. Li H., Bernardi F., Michelini A.: Love wave tomography in Italy from seismic ambient noise, *Earthquake Science*, 2010a, 23, 487-495.
11. Lin F. C., Li D., Clayton R. W., Hollis D.: High-resolution 3D shallow crustal structure in Long Beach, California: Application of ambient noise tomography on a dense seismic array. *Geophysics*, 2013, 78(4), Q45-Q56.
12. Lin F. C., Ritzwoller M. H., Yang Y., Moschetti M. P., Fouch M. J.: Complex and variable crustal and uppermost mantle seismic anisotropy in the western United States. *Nature Geoscience*, 2011, 4(1), 55-61.
13. Lin F.C., Ritzwoller M. H., Townend J., Bannister S., Savage M. K.: Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand, *Geophysical Journal International*, 2007, 170, 649-666.
14. Mainsant G., Larose E., Brönnimann C., Jongmans D., Michoud C., & Jaboyedoff M.: Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003-2012), 2012, 117(F1).
15. McNamara D. E., Buland R.P.: Ambient noise levels in the continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2004, 94, 4, 1517-1527.
16. Nakata N., Snieder R.: Time-lapse change in anisotropy in Japan's near surface after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(11).
17. Nakata N., Snieder R., Kuroda S., Ito S., Aizawa T., Kunimi T.: Monitoring a Building Using Deconvolution Interferometry. I: Earthquake-Data Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2013, 103(3), 1662-1678.
18. Nicolson H., Curtis A., Baptie B., Galetti E.: Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles. *Proceedings of the Geologists' Association*, 2012, 123, 74-86.
19. Nishida K., Montagner J.P., Kawakatsu H.: Global surface wave tomography using seismic hum. *Science*, 2009, 326(5949), 112-112.
20. Nunziata C., De Nisco G., Panza G.F.: S-waves profiles from noise cross correlation at small scale. *Engineering Geology*, 2009, 105(3), 161-170.
21. Rickett J., Claerbout J.: Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring. *The leading edge*, 1999, 18(8), 957-960.
22. Saygin E., Kennett B. L.N.: Ambient seismic noise tomography of Australian continent, *Tectonophysics*, 2010, 481, 116-125.
23. Schaeffer A.J., Lebedev S.: Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. *Geophysical Journal International*, 194(1), 2013, 417-449.
24. Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H.: High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 2005, 307(5715), 1615-1618.
25. Stehly L., Fry B., Campillo M., Shapiro N.M., Guilbert J., Boschi L., Giardini D.: Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophysical Journal International*, 2009, 178, 338-350.
26. Villaseñor A., Yang Y., Ritzwoller M.H., Gallart J.: Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure, *Geophysical Research Letters*, 2007, 34, L11304.
27. Visser, K., Trampert J., & Kennett B.L.N.: Global anisotropic phase velocity maps for higher mode Love and Rayleigh waves. *Geophysical Journal International*, 2008, 172(3), 1016-1032.
28. Wapenaar K., Fokkema J.: Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, 2006, 71(4), SI33-SI46.
29. Wapenaar K., Thorbecke J., Van der Neut J., Broggini F., Slob E., Snieder R.: Marchenko imaging. *Geophysics*, 2014, Vol. 79 (3), WA39-WA57
30. Weaver R.L., Lobkis O.I.: Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Physical Review Letters*, 2001, 87(13), 134301.
31. Yang Y., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Shapiro N.M.: Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophysical Journal International*, 2007, 168, 259-274.
32. Zheng S., Sun X., Song X., Yang Y., Ritzwoller M.H.: Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9, Q05020.
33. Zheng Y., Yang Y., Ritzwoller M.H., Zheng X., Xiong X., Li Z.: Crustal structure of the northeastern Tibetan plateau, the Ordos block and the Sichuan basin from ambient noise tomography. *Earthq. Science*, 2010, 23, 465-476.