

Sejsmiczność Polski w świetle danych historycznych

Barbara Guterch¹



Seismicity in Poland in the light of historical records. *Prz. Geol.*, 57: 513–520.

A b s t r a c t. Poland is a country of low seismic activity and return periods of earthquakes are long. Thus, historical records of seismic events are here the main source of information. Earthquake catalogue since XVI century, without foreshocks and aftershocks, is listed. Epicenters of seismic events are distributed mainly in southern Poland along Sudetes and Carpathians, and in central and northwestern Poland, generally along the Teisseyre-Tornquist Zone. The historical data from the Precambrian Platform in northeastern Poland, and from the Fore-Sudetic Block and the Carpathian Foredeep are too poor for evaluation of earthquake parameters with sufficient accuracy. The Orawa-Nowy Targ Basin in the Carpathians is the best seismically recognized region in Poland. A series of seismic events occurred on November 30, 2004, with the main earthquake of magnitude $M = 4.4$ and epicentral intensity $I_0 = 7$ in the EMS-98 scale, caused even damage to buildings. Similar events were recorded there in years 1935 and 1717. The Kaliningrad earthquakes of $M = 5.0$ and $M = 5.2$ on September 21, 2004 occurred in the area of the Precambrian Platform supposed to be aseismic. The earthquakes caused slight damage to individual buildings in more than 100 localities in northern and northeastern Poland. The seismicity of Poland can be only well recognized by monitoring of micro shocks, i.e. seismic events of $M < 2$ by arrays of local seismic stations located both in active and supposedly aseismic areas.

Keywords: earthquake, seismicity, epicentral intensity, magnitude

Polska jest krajem o słabej aktywności sejsmicznej, gdzie katastrofalne trzęsienia ziemi nie występują. Rozpoznanie aktywności sejsmicznej musi być oparte głównie na trzęsieniach historycznych, aby mogły być uwzględnione dane z jak najdłuższego okresu. Trzęsienia historyczne są wstrząsami sejsmicznymi, o których brak jest danych instrumentalnych, a parametry ogniska (przede wszystkim lokalizacja i głębokość oraz intensywność w ognisku I_0 i magnituda M) są wyznaczone z danych makrosejsmicznych. W Polsce pierwszym lokalnym wstrząsem tektonicznym rejestrowanym instrumentalnie było trzęsienie na Podhalu z 17.03.1966 r. o intensywności 4–5 w skali EMS-98 i magnitudzie 2,9, ale z powodu braku dostatecznej ilości dobrej jakości zapisów ze stacji sejsmicznych lokalizacja trzęsienia mogła być wyznaczona tylko na podstawie danych makrosejsmicznych. Informacje makrosejsmiczne były też uzupełnieniem pomiarów instrumentalnych wszystkich późniejszych trzęsień obserwowanych w Polsce.

Obszar Polski znajduje się w zasięgu makrosejsmicznym katastrofalnych trzęsień pochodzących ze śródziemnomorskiej strefy sejsmicznej, ale ze względu na znaczną odległość do epicentrow tych trzęsień intensywności obserwowane w Polsce są niewielkie, zwykle poniżej 5 w skali EMS. Trzęsienie alpejskie z rejonu Friuli we Włoszech z 6.05.1976 r., o magnitudzie wynoszącej 6,0 (wg *National Earthquake Information Center* — NEIC), było odczuwalne w południowo-zachodniej Polsce aż po Kalisz, Poznań, Głogów, gdzie obserwowano intensywność 2, a na Dolnym Śląsku intensywność 3 i 4 (Guterch & Lewandowska-Marciniak, 1976). Obszar makrosejsmiczny karpackiego trzęsienia ziemi z rejonu Vrancea w Rumuni z 4.03.1977 r., o magnitudzie 6,4 (wg NEIC), sięgnął aż po Moskwę, Finlandię, Turcję i Rzym. Intensywność 4 była obserwowana w południowo-zachodniej Polsce, a intensywność 3 i 2 była odczuwalna we wschodniej i środkowej Polsce aż po Pomorze (Guterch & Lewandowska-Marciniak, 1977). Ponadto obszar makrosejsmiczny trzęsień na Słowacji, przede wszystkim z okolic Żyliny, i w Czechach wielokrotnie obejmował południową Polskę.

Trzęsienia ziemi w Polsce do XVI w.

Najstarsze informacje o trzęsieniach ziemi w Polsce znajdujemy w kronikach Długosza (1415–1480) i Miechowity (1457–1523), ale ze względu na enigmatyczność zapisów nie można ustalić, gdzie znajdowały się epicentra tych zjawisk. Dla przykładu: nie mamy żadnych podstaw, aby oceniać parametry ewentualnego trzęsienia ziemi z roku 1016, odnotowanego w kronice Długosza (1867, str. 185): *Zdarzone tegoż roku w królestwie Polskiem trzęsienie ziemi uznano za zjawisko cudowne*. Wszystkie późniejsze wzmianki o tym trzęsieniu ziemi powtarzają informację za Długoszem. Dla tego samego zjawiska Jeitteles (1860) podaje: *trzęsienie ziemi w Krakowie*. To dopełnienie Jeittelesa wydaje się wątpliwej wiarygodności, nie jest bowiem oparte literaturą źródłową.

Prawdopodobnie Długosz pomylił się także w dacie trzęsienia, podając dla roku 1200: *Dnia 5 maja trzęsienie ziemi w Polsce i przyległych krajach przypadło w samo południe, i w następnych dniach po kilkakroć powtarzające się, wiele powywracało wież domów i grodów, które iż w Polskim kraju rzadko się wydarza, wzięte było za dziw wielki, a niektórych przesadną napelniło trwogą* (1868, str. 151). Ten piękny opis (typowy dla silnego trzęsienia ziemi ze wstrząsami następczymi) dotyczy zapewne trzęsienia alpejskiego, w Górnej Styrii, z 4.05.1201 r. i świadczy o tym, że Polska znajdowała się w obszarze makrosejsmicznym tego wydarzenia.

Podobnie enigmatyczny jest również zapis Macieja Miechowity (1521): *Roku Pańskiego 1257, w przeddzień kalend lutowych, w godzinie tercji silne trzęsienie ziemi nastąpiło w Królestwie Polskim* (kalendy — pierwszy dzień miesiąca, czyli w przeddzień kalend lutowych może oznaczać 31 stycznia, tercja — przedpołudniowa modlitwa brewiarzowa, tłumaczenie: mgr Zofia Kurzelanka). Relacja Długosza (1868, str. 352) jest nieco obszerniejsza: *w Krakowie i we wszystkich miastach i krainach polskich było trzęsienie ziemi, które u Polaków, niezwyčajnych takiego zjawiska, stało się dziwem straszliwym*. Według źródeł czeskich i niemieckich wydaje się, że chodzi tu o rok 1259, a potwierdza to Laska (1902). Jednakże i w tym wypadku parametrów epicentrum nie można określić.

¹Institut Geofizyki PAN, ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa; bguterch@igf.edu.pl

Przytoczone relacje potwierdzają, że od zarania naszej pamięci historycznej występowały w Polsce trzęsienia ziemi, chociaż nie potrafimy ich zlokalizować i podać magnitudy. Świadczą również, że obszar Polski znajdował się w zasięgu makrosejsmicznym katastrofalnych trzęsień europejskich.

Katalog trzęsień ziemi w Polsce

Pierwszy katalog trzęsień ziemi w Polsce był opisowy. Zestawił go Laska (1902) — profesor astronomii na Uniwersytecie we Lwowie. Katalog Pagaczewskiego (1972) zaś podaje, jeśli dane na to pozwalają, parametry ogniska: lokalizację, głębokość, intensywność w ognisku w skali MSK-64 oraz magnitudę. Aby obliczyć globalne mapy hazardu sejsmicznego, Stucchi (1994) opracował wytyczne do unifikacji katalogów krajowych. Kierując się wymogami międzynarodowymi, opracowano wspólny, jednorodny katalog trzęsień dla Czech, Słowacji i Polski (Schenkova i in., 1999). Wspólny katalog był konieczny, żeby uniknąć duplikacji wstrząsów historycznych, które często, zwłaszcza w obszarze granicznym, są podawane przez poszczególnych autorów z odmiennymi parametrami, a z upływem lat tych powtórzeń — wynikłych nawet z błędów drukarskich w datowaniu — przybywa. Intensywność została określona w skali MSK-64. Katalog ten jest na bieżąco korygowany i uzupełniany.

Najwięcej kontrowersji wzbudziło trzęsienie z 5.06.1443 r. w środkowej Słowacji (48,71°N, 18,94°E, $I_o = 8$), którego epicentrum Karnik (1958) mylnie zlokalizował na terenie bloku przedsudeckiego. Polska znalazła się w obszarze makrosejsmicznym tego trzęsienia. W Krakowie zawałiło się sklepienie kościoła Św. Katarzyny, we Wrocławiu powstały liczne szkody w budynkach, w Brzegu został uszkodzony kościół Św. Mikołaja. Sklepienie kościoła Św. Katarzyny w Krakowie jest wyjątkowo wysokie i mogło mieć wadę konstrukcyjną, ponieważ zostało też uszkodzone podczas trzęsienia ziemi z 3.12.1786 r., gdy intensywność w Krakowie wynosiła tylko 5. Wszystkie wstrząsy w katalogu Pagaczewskiego (1972) między rokiem 1433 a 1443 (pozycje od 20 do 24) uznano za mylne interpretacje tego samego głównego trzęsienia na Słowacji.

Nie znaleziono też w kronikach miasta Brzeg potwierdzenia trzęsienia z roku 1483, które według Karnika (1958) miało spowodować uszkodzenie tego samego kościoła Św. Mikołaja, jak to z 5.06.1443 r. Według Grünhagena (1870; str. 129) właśnie tego dnia w Brzegu: *na skutek trzęsienia ziemi spadła część sklepienia w kościele Św. Mikołaja* (w oryginale: *Erdbeben, in Folge dessen ein Stück Gewölbe von der Nikolaikirche einstürzt*). Należy więc uznać rzekomy wstrząs z roku 1483 — pozycja 25. w katalogu Pagaczewskiego (1972) oraz pozycja 1. w katalogu Guterch i Lewandowskiej-Marciniak (2002) — również za duplikat trzęsienia z 5.06.1443 r. Przykład ten podano, aby pokazać, jak niejednoznaczny jest przekaz źródeł, na których musi się opierać katalog trzęsień historycznych, i jak łatwo jest pomylić rzeczywiste epicentrum trzęsienia z jego odczuwaniem w rejonach odległych nawet o setki kilometrów.

Nie znaleziono również potwierdzenia rzekomego trzęsienia ziemi w Toruniu w roku 1572 (Pagaczewski, 1972). W Archiwum Państwowym w Toruniu nie natrafiono na informacje o tak spektakularnym wydarzeniu, jak trzęsienie ziemi w XVI w., podczas kiedy np. burze są odnotowywane (np. Zerkeke, 1711).

Zasadniczo katalog trzęsień ziemi w Polsce, tzn. zlokalizowanych trzęsień o wyznaczonej magnitudzie i intensywności w ognisku, zawiera sporadyczne zjawiska od końca XV w., jednak bardziej kompletny jest on dopiero od XVIII w., kiedy to parametry wstrząsów można było ustalić z większą wiarygodnością. Podobna sytuacja jest z katalogami sejsmicznymi Czech i Słowacji. Mamy prawo sądzić, że katalog zawiera tylko zjawiska ekstremalne. Słabsze ($I_o < 6$) zostały tylko sporadycznie odnotowane i współcześnie bowiem bywają niezarejestrowane. Skróconą wersję katalogu, to znaczy listę trzęsień głównych, bez wstrząsów poprzedzających i następczych, zamieszczono w tabeli 1. Intensywność została podana w obecnie obowiązującej skali makrosejsmicznej EMS-98 (Grünthal, 1998). Obie podobne, 12-stopniowe skale makrosejsmiczne EMS-98 i MSK-64 są opisowe. Skala EMS umożliwia dokładniejsze wyznaczenie intensywności z danych makrosejsmicznych, przede wszystkim gdy intensywność jest większa, precyzyjniej bowiem definiuje szkody budowlane pod względem ich ilości i wielkości. W skali EMS nie ma wartości połówkowych, a zapis typu $I_o = 4-5$ oznacza, że intensywność może być 4 lub 5.

Trzęsienia podzielono na dwie grupy. Do pierwszej zaliczono wstrząsy, których błąd lokalizacji epicentrum $\Delta\phi, \Delta\lambda < 50$ km, a błąd intensywności $\Delta I_o \leq 1$. Trzęsienia o większym błędzie wyznaczenia parametrów epicentrum uznano za mniej wiarygodne, co w tabeli 1. zostało zaznaczone w kolumnie 2. Natomiast na mapie (ryc. 1) oprócz trzęsień z epicentrami w granicach Polski podano również wstrząsy zlokalizowane poza granicami, według katalogu Schenkovej i in. (1999), których $I_o \geq 5$. Zarówno katalog, jak i mapa nie podają epicentrow słabych wstrząsów, rejestrowanych tylko instrumentalnie.

Rejony występowania wstrząsów sejsmicznych w Polsce

Obserwowane na przestrzeni wieków wstrząsy sejsmiczne w północno-zachodniej i środkowej Polsce zazwyczaj mieszczą się w szerokiej strefie Teisseyre'a-Tornquista. Są to przede wszystkim wstrząsy na Pomorzu Zachodnim (rejon I) oraz na obszarze Gór Świętokrzyskich, koło Płocka i w Lubelskiem (rejon II). Nieliczne i słabo udokumentowane są wstrząsy na platformie prekambryjskiej w północno-wschodniej Polsce (rejon III). Najbardziej aktywny sejsmicznie jest obszar wzdłuż południowej granicy Polski: Sudety (rejon IV), Karpaty (rejon VII i VIII) oraz Beskid Sudecki i Śląsk Cieszyński w strefie kontaktu Masywu Czeskiego i Karpat (rejon VI). Natomiast blok przedsudecki (rejon V) oraz zapadlisko przedkarpackie (rejon IX) są słabo rozpoznane, parametry ognisk zostały tu określone z dużym błędem.

Rejon I, Strefa Teisseyre'a-Tornquista (Pomorze Zachodnie). Najstarszy znany wstrząs wystąpił w okolicach Wałcza ($I_o = 6$). Podobnej intensywności seria wstrząsów wystąpiła 11.02.1909 r. i była odczuwalna wzdłuż wybrzeży Bałtyku, najsilniej w okolicach Kołobrzegu, Białogardu i Koszalina. Odnotowano tam powierzchniowe pęknięcia gruntu do 200 m długości. Podobne informacje o występowaniu szczelin powtarzają się przy okazji innych wstrząsów w strefie Teisseyre'a-Tornquista oraz na platformie prekambryjskiej.

Wielkie sztormy na Bałtyku powodujące zalanie łąd ludność Pomorza nazywała „niedźwiedziem morskim”,

Tab. 1. Katalog trzęsień ziemi w Polsce; klasa: 1 — wiarygodne ($\Delta\varphi, \Delta\lambda < 50$ km, $\Delta I_o \leq 1$), 2 — niepewne ($\Delta\varphi, \Delta\lambda \geq 50$ km, $\Delta I_o > 1$); wstrząsy pop. — poprzedzające, wstrząsy nast. — następcze
 Table 1. Catalogue of earthquakes in Poland; class: 1 — reliable ($\Delta\varphi, \Delta\lambda < 50$ km, $\Delta I_o \leq 1$), 2 — uncertain ($\Delta\varphi, \Delta\lambda \geq 50$ km, $\Delta I_o > 1$); foresh. — foreshocks, aftersh. — aftershocks

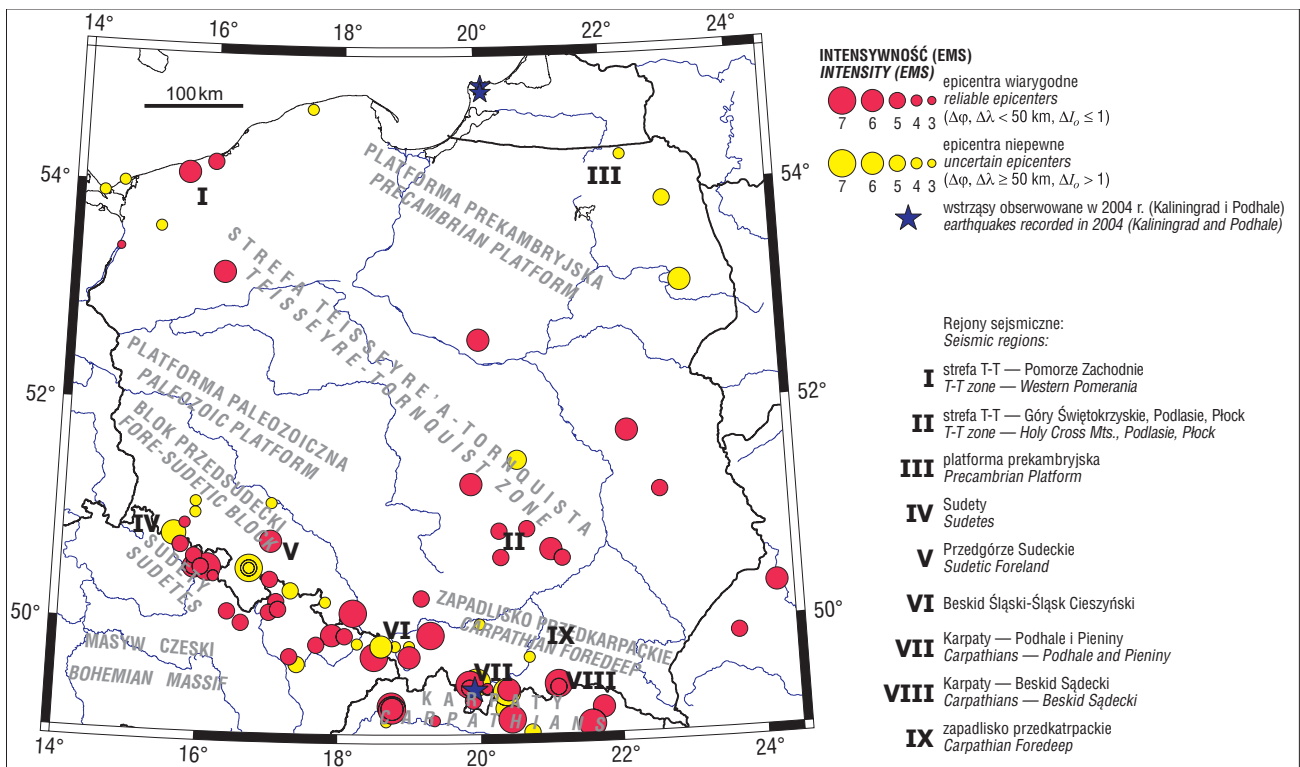
| Lp. No | Klasa Class | Data Date | Współrzędne Coordinates | | Intensywność w epicentrum Epicentral intensity EMS | Głębokość ogniska Depth of the epicenter [km] | Magnituda Magnitude | | Rejon Region | Uwagi Remarks |
|-----------|----------------|--------------|----------------------------|-----------|--|---|---------------------------------|---|-----------------|---|
| | | | φ | λ | | | makrosejsmiczna macroseismic | instrumentalna from instrumental data | | |
| 1 | 2 | 23.07.1496 | 50,3 | 17,3 | 5 | . | 3,6 | . | V | - |
| 2 | 2 | 10.02.1562 | 50,5 | 16,7 | 7 | . | 4,9 | . | IV | - |
| 3 | 2 | 15.09.1594 | 51,1 | 15,9 | 5 | . | 3,6 | . | V | - |
| 4 | 1 | 1606 | 53,2 | 16,2 | 6 | . | 4,3 | . | I | - |
| 5 | 2 | 13.02.1615 | 50,5 | 16,7 | 5 | . | 3,6 | . | IV | - |
| 6 | 2 | 1716 | 49,4 | 19,9 | 6 | . | 4,0 | . | VII | - |
| 7 | 2 | 11.03.1717 | 49,4 | 19,9 | 7 | . | 4,4 | . | VII | - |
| 8 | 2 | 31.06.1751 | 50,8 | 15,6 | 6–7 | . | 4,6 | . | IV | - |
| 9 | 1 | 26.01.1774 | 50,1 | 18,2 | 7 | . | 4,9 | . | VI | - |
| 10 | 2 | 10.05.1778 | 51,0 | 15,9 | 4 | . | 3,0 | . | V | - |
| 11 | 1 | 22.08.1785 | 49,7 | 19,0 | 6–7 | 16 | 4,8 | . | VI | - |
| 12 | 1 | 3.01.1786 | 53,4 | 14,6 | 3–4 | . | 2,7 | . | I | - |
| 13 | 1 | 27.02.1786 | 49,7 | 18,5 | 7 | 25 | 4,4 | . | VI | wstrząsy pop., nast. foresh., aftersh. |
| 14 | 2 | 4.03.1786 | 50,5 | 16,7 | 4 | . | 3,0 | . | IV | - |
| 15 | 2 | 3.10.1786 | 49,7 | 18,6 | 4 | . | 3,0 | . | VI | - |
| 16 | 1 | 3.12.1786 | 49,9 | 19,3 | 7 | 35 | 5,4 | . | VI | wstrząsy pop., nast. foresh., aftersh. |
| 17 | 2 | 13.03.1790 | 51,1 | 17,0 | 4 | . | 3,0 | . | V | - |
| 18 | 2 | 02.1799 | 51,1 | 17,0 | 4 | . | 3,0 | . | V | - |
| 19 | 1 | 10.1799 | 50,90 | 15,75 | 4 | . | 3,0 | . | IV | - |
| 20 | 2 | 8.01.1803 | 53,1 | 23,1 | 5–6 | . | 4,0 | . | III | wstrząsy pop. foresh. |
| 21 | 2 | 9.09.1823 | 50,2 | 17,8 | 4 | . | 3,0 | . | VI | - |
| 22 | 1 | 2.06.1829 | 50,7 | 15,7 | 5 | . | 3,6 | . | IV | - |
| 23 | 1 | 6.02.1837 | 50,68 | 21,04 | 6 | . | 4,3 | . | II | - |
| 24 | 1 | 8.02.1837 | 50,24 | 19,17 | 5–6 | . | 4,0 | . | | - |
| 25 | 2 | 6.08.1841 | 51,50 | 20,58 | 5–6 | . | 4,0 | . | II | - |
| 26 | 2 | 24.02.1842 | 50,0 | 20,0 | 4 | . | 3,1 | . | IX | - |
| 27 | 2 | 8.03.1842 | 50,0 | 20,0 | 4 | . | 3,1 | . | IX | - |
| 28 | 2 | 15.01.1855 | 49,8 | 18,8 | 4 | . | 3,0 | . | VI | - |
| 29 | 2 | 16.12.1857 | 49,7 | 20,7 | 4 | . | 3,1 | . | VIII | kilka wstrząsów group of shocks |
| 30 | 2 | 26.12.1872 | 49,8 | 19,0 | 4 | . | 3,0 | . | VI | - |
| 31 | 1 | 12.07.1876 | 49,8 | 18,6 | 4 | . | 3,0 | . | VI | - |
| 32 | 1 | 25.11.1877 | 50,4 | 17,0 | 5 | . | 3,6 | . | IV | - |
| 33 | 1 | 11.06.1895 | 50,75 | 17,00 | 6–7 | 8 | 4,5 | . | V | wstrząsy pop., nast. foresh., aftersh. |
| 34 | 2 | 29.08.1907 | 54,0 | 14,6 | 4 | . | 3,0 | . | I | - |
| 35 | 2 | 30.12.1908 | 54,3 | 22,3 | 4 | . | 3,0 | . | III | wstrząsy rojowe swarm |
| 36 | 1 | 11.02.1909 | 54,1 | 15,6 | 6 | . | 4,0 | . | I | kilka wstrząsów group of shocks |
| 37 | 2 | 6.05.1909 | 49,4 | 21,0 | 4 | . | 3,1 | . | VIII | - |
| 38 | 2 | 1.12.1912 | 54,7 | 17,5 | 4 | . | 3,0 | . | I | - |
| 39 | 2 | 13.09.1920 | 53,6 | 15,2 | 4 | . | 3,0 | . | I | - |
| 40 | 2 | 15.12.1924 | 53,9 | 14,3 | 4 | . | 3,0 | . | I | - |
| 41 | 1 | 20.11.1926 | 51,28 | 19,90 | 6 | . | 4,2 | . | II | wstrząs nast. aftershock |
| 42 | 1 | 11.06.1928 | 54,2 | 16,0 | 5 | . | 3,6 | . | I | wstrząs pop. foreshock |

| Lp. No | Klasa Class | Data Date | Współrzędne Coordinates | | Intensywność w epicentrum Epicentral intensity EMS | Głębokość ogniska Depth of the epicenter [km] | Magnituda Magnitude | | Rejon Region | Uwagi Remarks |
|--------|-------------|------------|-------------------------|-------|--|---|------------------------------|---------------------------------------|--------------|--|
| | | | φ | λ | | | makrosejsmiczna macroseismic | instrumentalna from instrumental data | | |
| 43 | 1 | 6.02.1932 | 50,6 | 21,2 | 5-6 | . | 4,0 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 44 | 1 | 6.02.1932 | 51,75 | 22,20 | 6 | . | 4,3 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 45 | 1 | 6.02.1932 | 50,61 | 20,32 | 5-6 | . | 4,0 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 46 | 1 | 9.02.1932 | 50,6 | 21,2 | 5-6 | . | 4,0 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 47 | 1 | 10.02.1932 | 52,60 | 20,03 | 6 | . | 4,3 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 48 | 1 | 11.02.1932 | 50,6 | 21,2 | 5-6 | . | 4,0 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 49 | 1 | 11.02.1932 | 51,75 | 22,20 | 6 | . | 4,3 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 50 | 1 | 11.02.1932 | 50,85 | 20,30 | 5-6 | . | 4,0 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 51 | 1 | 11.02.1932 | 50,87 | 20,70 | 5-6 | . | 4,0 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 52 | 1 | 11.02.1932 | 50,61 | 20,32 | 5-6 | . | 4,0 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 53 | 1 | 11.02.1932 | 51,20 | 22,65 | 5-6 | . | 4,0 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 54 | 1 | 24.02.1932 | 52,60 | 20,03 | 6 | . | 4,3 | . | II | wstrząsy rojowe swarm |
| 55 | 1 | 23.03.1935 | 49,45 | 19,85 | 7 | 3 | 4,4 | . | VII | wstrząsy pop., nast. foresh., aftersh. |
| 56 | 2 | 03.1942 | 49,4 | 19,9 | 4-5 | . | 3,0 | . | VII | - |
| 57 | 1 | 17.03.1966 | 49,3 | 19,9 | 4-5 | 3 | 3,0 | 2,3 | VII | wstrząsy pop., nast. foresh., aftersh. |
| 58 | 1 | 29.06.1992 | 49,42 | 21,10 | 5 | 3 | 3,3 | 3,1 | VIII | wstrząsy pop., nast. foresh., aftersh. |
| 59 | 1 | 1.03.1993 | 49,45 | 21,10 | 7 | 3 | 4,4 | 3,6 | VIII | wstrząsy nast. aftersh. |
| 60 | 2 | 1.06.1994 | 53,83 | 22,90 | 5-6 | . | 4,0 | . | III | - |
| 61 | 1 | 11.09.1995 | 49,42 | 19,85 | 5 | 2 | 3,5 | 3,3 | VII | wstrząsy nast. aftersh. |
| 62 | 1 | 13.10.1995 | 49,40 | 20,10 | 4 | 2 | 2,9 | . | VII | - |
| 63 | 1 | 13.10.1995 | 49,41 | 20,10 | 4 | 2 | 2,9 | . | VII | - |
| 64 | 1 | 30.11.2004 | 49,40 | 19,92 | 7 | 3 | 4,4 | 4,3 | VII | wstrząsy nast. aftersh. |
| 65 | 1 | 2.12.2004 | 49,40 | 19,92 | 5 | 3 | 3,6 | 3,5 | VII | wstrząsy nast. aftersh. |
| 66 | 1 | 9.12.2004 | 49,40 | 19,92 | 5 | 3-5 | 3,4 | 3,2 | VII | wstrząsy nast. aftersh. |
| 67 | 1 | 23.01.2005 | 49,40 | 19,92 | 4-5 | 3-5 | 3,1 | 2,9 | VII | wstrząsy nast. aftersh. |
| 68 | 1 | 29.01.2005 | 49,40 | 19,92 | 5 | 3-5 | 3,4 | 3,4 | VII | wstrząsy nast. aftersh. |
| 69 | 1 | 2.06.2005 | 49,40 | 19,92 | 5 | 3-5 | 3,4 | 3,1 | VII | wstrząsy nast. aftersh. |

a współcześnie próbuje się takie zjawiska interpretować jako falę tsunami od podmorskiego trzęsienia ziemi. Ekstremalne zjawiska przyrody, jak katastrofalne burze, powodzie i sztormy na morzu, nazywano też „trzęsieniami”, aby podkreślić nadzwyczajność i wielkość opisywanego zjawiska.

W dniu 17.09.1497 r. na Bałtyku miał miejsce ogromny sztorm. Na zamku w Darłowie przebywała wtedy księżna Anna, córka Kazimierza Jagiellończyka, żona księcia Bogusława X. Wydarzenie opisał szczegółowo mnich z klasztoru kartuzów Korona Marii w Darłowie (Czerner,

1991). Według opisu zjawisko rozpoczęło się huraganem w południe, a kulminacja nastąpiła w nocy. Powódź była ogromna, w Darłówku zostały zniszczone nabrzeża portowe, prawie wszystkie domy były uszkodzone, było potonęło, rzeczka Lutowa została zapiaszczona. Cztery cumujące w porcie statki zostały wyrzucone na ląd (jeden koło Żukowa Morskiego, dwa w Darłowie koło klasztoru kartuzów, a jeden w pobliżu kaplicy Św. Gertrudy). W Żukowie potonęli ludzie. Okna w kościele parafialnym w Darłowie zostały potłuczone, spadła część dachu z wieży kościelnej, runęło przedbramie Bramy Wieprzańskiej. We wsi Krupy



Ryc. 1. Mapa epicentrow trzęsień ziemi w Polsce od XVI w. w skali intensywności EMS-98. Epicentra w Czechach i na Słowacji podano dla $I_0 \geq 5$ (według katalogu Schenkovej i in., 1999)

Fig. 1. Earthquake epicenters in Poland since XVI century in the intensity EMS-98 scale. Epicenters in the Czech Republic and Slovakia for $I_0 \geq 5$ (after Schenková et al., 1999)

został przewrócony wiatrak. Wydaje się, że zjawisko obserwowane w 1497 r. nie było trzęsieniem ziemi, a raczej bardzo silnym sztormem na Bałtyku. Fala tsunami nie uszkodziłaby dachu na wieży, a przede wszystkim zjawisko trwało zbyt długo, co najmniej ok. 10 godzin.

Rejon II, Strefa Tesisseyre'a-Tornquista (Góry Świętokrzyskie, Podlasie i okolice Płocka). Najstarszy znany wstrząs, o intensywności 6, wystąpił 6.02.1837 r. koło Rakowa (Góry Świętokrzyskie); na okolicznych polach powstały szczeliny ok. jednocalowej szerokości. Podobnej wielkości wstrząs obserwowano prawie 100 lat później — 20.11.1926 r. na południe od Piotrkowa Trybunalskiego. W lutym 1932 r. wystąpiły rojowe wstrząsy sejsmiczne (Janczewski, 1933). Najsilniej trzęsienie było odczuwalne w okolicach Małogoszczy, Kielc, Jędrzejowa, Bogorii i Płocka. Wszystkim wstrząsom towarzyszyło powstawanie powierzchniowych szczelin gruntu, na Podlasiu nawet do 1 km długości. W miejscowości Rogoźno Szczeglickie koło Bogorii zapadła się ziemia i powstał lej ok. 1,2 m średnicy. Koło Płocka zostały uszkodzone budynki.

Rejon III, platforma prekambryjska. Historycznie jedynym przejawem lokalnej aktywności sejsmicznej są słabo udokumentowane wstrząsy z 8.01.1803 r. w Białymstoku, 30.12.1908 r. w Gołdapi i 1.06.1994 r. koło Augustowa. Trzęsienia ziemi koło Kaliningradu z 21.09.2004 r., o $M = 5,00$ i 5,2, świadczą, że okres powtarzalności wstrząsów w tym rejonie jest bardzo długi i same obserwacje makrosejsmiczne są dalece niewystarczające do oceny sejsmiczności.

Rejon IV, Sudety. Zarówno dane polskie, jak i czeskie potwierdzają występowanie wstrząsów sejsmicznych

wzdłuż głównego pasma Sudetów Zachodnich, w Karkonoszach i w Kotlinie Kłodzkiej. Na mapie (ryc. 1) są podane również wstrząsy sudeckie zlokalizowane w Czechach (Schenková i in., 1999).

Rejon V, Przedgórze Sudeckie. Przedgórze Sudeckie jest bardzo słabo rozpoznane sejsmicznie. Parametry trzęsień mają małą wiarygodność, jak np. wstrząsów odczuwanych w latach 1790 i 1799 we Wrocławiu lub w 1496 r. w Nysie. Wyjątkiem jest trzęsienie z 11.06.1895 r. o intensywności 6–7, z epicentrum w rejonie brzeźnego uskoku sudeckiego. Było to pierwsze trzęsienie, dla którego systematycznie zbierano dane makrosejsmiczne. Zajął się tym specjalna służba Cesarskiej Akademii Nauk w Wiedniu, powołana po silnym trzęsieniu ziemi w okolicach Lublany z 14.04.1895 r. Dane makrosejsmiczne pozwoliły na wyznaczenie głębokości hipocentrum, która wyniosła 8 km i nie odbiegała od wartości obserwowanych w Masywie Czeskim (Prochazkova, 1990).

Rejon VI, Beskid Śląski-Śląsk Cieszyński. Rejon był szczególnie aktywny sejsmicznie w latach 1774–1786, kiedy wystąpiły tam 3 trzęsienia o intensywności 7 i jedno o intensywności 6–7. Trzęsienia ziemi z lat 1785–1786 miały głębokość ognisk 16 km, 25 km i 35 km, natomiast średnia głębokość ognisk w Masywie Czeskim i Karpaty Zachodnich nie przekracza 10 km. Przypuszcza się, że większa głębokość ognisk świadczy o tym, że hipocentrum trzęsień wystąpiło w strefie kontaktu Karpat i Masywu Czeskiego. Brak jest późniejszych danych o występowaniu w tym rejonie trzęsień, których wielkości i liczba odpowiadałyby aktywności sejsmicznej w XVIII w. Współcześnie nie rejestruje się tam lokalnych wstrząsów tektonicznych.

Rejon VII, Karpaty — Podhale i Pieniny. Pieniński pas skałkowy (PPS) jest jednym z najlepiej rozpoznanych sejsmicznie rejonów w Karpatach Zachodnich. Trzęsienia ziemi w Pieninach, lokalizowane na Słowacji w latach 1901 i 1840, miały intensywność 7 i 6–7 (Schenkova i in., 1999). Kotlina Orawsko-Nowotarska (KON), położona wzdłuż PPS, jest najbardziej aktywnym sejsmicznie rejonem w Polsce (Guterch i in., 2005; Guterch, 2006). Niedawno — 30.11.2004 r. wystąpiło w KON trzęsienie o intensywności 7 i magnitudzie 4,4, po którym seria wstrząsów następczych trwała ok. roku. Podobnej wielkości trzęsienia zdarzały się w KON wcześniej — 17.03.1717 r. i 23.03.1935 r. Trzęsienie w 2004 r. było odczuwalne aż po Kraków, Zabrze, Racibórz, a w samym obszarze epicentralnym wystąpiły szkody budowlane. Mapa makrosejsmiczna trzęsienia jest przedstawiona na rycinie 2. Najwyższą intensywność makrosejsmiczną (6–7 EMS) obserwowano na południowy wschód od Czarnego Dunajca, w miejscowościach Ciche Dolne, Bystre Stare Górne, Czerwiene, Ratułów, Sierockie, Skrzypne Dolne i Skrzypne Górne, gdzie w większości budynków wystąpiły niewielkie szkody budowlane, takie jak drobne pęknięcia tynku wewnątrz lub na zewnątrz budynków (stopień 1 w skali EMS). Kominny zostały częściowo uszkodzone w wielu domach (stopień 2 w skali EMS). Średniej wielkości szkody konstrukcyjne wystąpiły natomiast w pojedynczych budynkach (stopień 2–3 w skali EMS). Tego typu zniszczenia obserwowano w kościele w Miętustwie i w dwóch pobliskich budynkach. W szkole w Skrzypnym Dolnym dwie ściany wewnętrzne trzeba było natychmiast odbudować, uszkodzenia ścian zagrażały bowiem konstrukcji budynku.

Trzęsienia w KON są płytkie, ich ogniska nie przekraczają 5 km głębokości, a zatem są generowane w warstwie fliszu podhalańskiego. Obszar makrosejsmiczny jest niewielki (dla $I_0 = 4-5$, średnica obszaru jest rzędu 10 km), co może być powodem, że danych o trzęsieniach historycznych w KON jest mało. Wyniki badań spekań klastów, prowadzone od 1998 r. na południowym brzegu Kotliny Orawskiej w obszarze epicentralnym wstrząsów

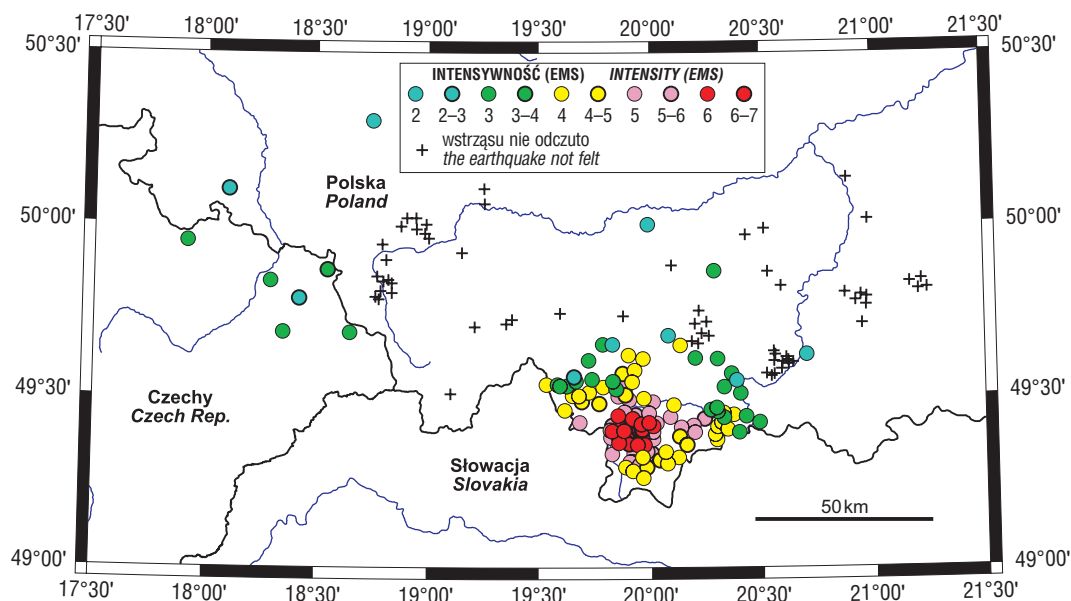
z 30.11.2004 r., potwierdzają tektoniczną aktywność KON w okresie od środkowego miocenu do czwartorzęd (Tokarski & Zuchiewicz, 1998; Zuchiewicz i in., 2002).

Rejon VIII, Karpaty — Beskid Sądecki. W latach 1992–1993 wystąpiły w Beskidzie Sądeckim serie wstrząsów, których intensywność trzęsień głównych wynosiła 5 i 7 (Guterch i in., 2000). Podobnie jak wstrząsy w KON miały niewielką głębokość ognisk — mniejszą niż 5 km. Aktywność historyczna jest potwierdzona tylko jednym wstrząsem o słabej wiarygodności z 6.05.1909 r. W listopadzie 2007 r. zarejestrowano instrumentalnie kilka wstrząsów, najsilniejszy o magnitudzie 2,7. Identyfikacja tych wstrząsów była możliwa dzięki stacji sejsmologicznej Stebnicka Huta na Słowacji, założonej w 2006 r.

Rejon IX, zapadlisko przedkarpackie. Podobnie jak blok przedsudecki jest to region słabo rozpoznany, parametry ognisk są określone z dużym błędem. Wymienianie na przestrzeni wieków w opisie wstrząsów historycznych Krakowa wydaje się raczej być związane z odczuwaniem trzęsień karpackich w tym mieście.

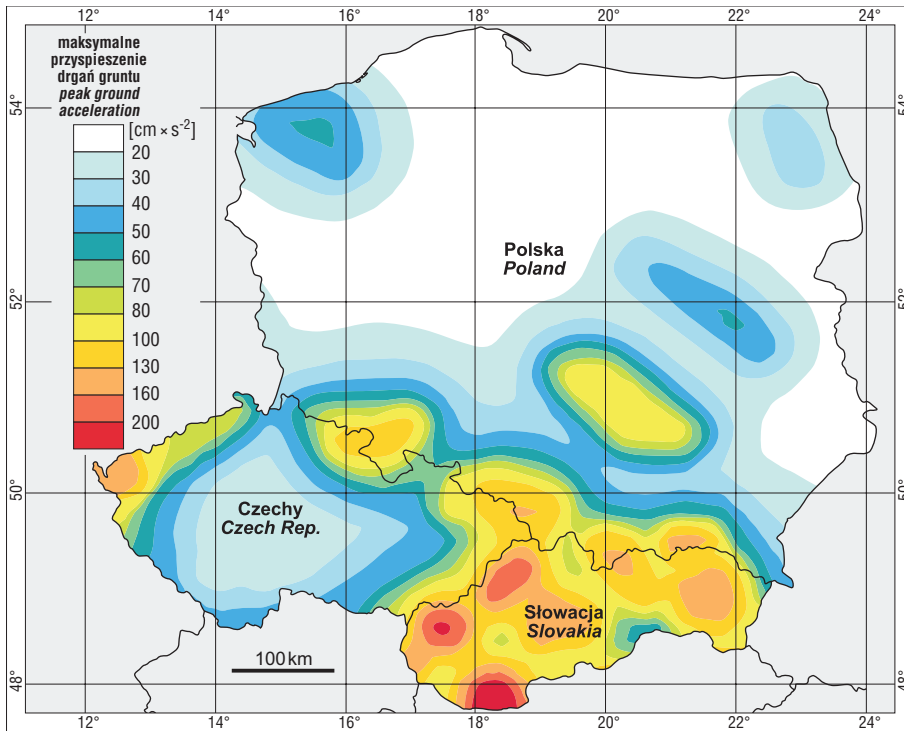
Hazard sejsmiczny a trzęsienia z roku 2004

Katalogi trzęsień poszczególnych krajów były podstawą do opracowania map hazardu sejsmicznego (w skali maksymalnego horyzontalnego przyspieszenia gruntu) dla Europy przez Grünthala (1999) oraz globalnych map hazardu sejsmicznego przez Giardiniego i in. (1999). Na podstawie katalogów Czech, Polski, Słowacji i krajów ościennych Schenk i in. (2001) wykonali szczegółowe mapy hazardu sejsmicznego zarówno w skali intensywności, jak i maksymalnego przyspieszenia gruntu dla Czech, Polski i Słowacji. Mapa hazardu sejsmicznego, wyznaczona na podstawie maksymalnego horyzontalnego przyspieszenia gruntu, z 90-procentowym prawdopodobieństwem, że przyspieszenie nie zostanie przekroczone w okresie 105 lat, jest przedstawiona na rycinie 3. Maksymalna wartość



Ryc. 2. Mapa intensywności w skali EMS-98 głównego trzęsienia ziemi na Podhalu, w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej z 30.11.2004 r., $M = 4,4$, $I_0 = 7$

Fig. 2. Map of intensities in the EMS-98 scale of the main earthquake in Podhale, in the Orawa-Nowy Targ Basin, on November 30, 2004, $M = 4.4$, $I_0 = 7$



Ryc. 3. Mapa hazardu sejsmicznego, określonego dla maksymalnego przyspieszenia gruntu, policzona z 90-procentowym prawdopodobieństwem, że wartości przyspieszenia nie zostaną przekroczone w okresie 105 lat (okres powtarzalności 1000 lat) (wg Schenka i in., 2001)

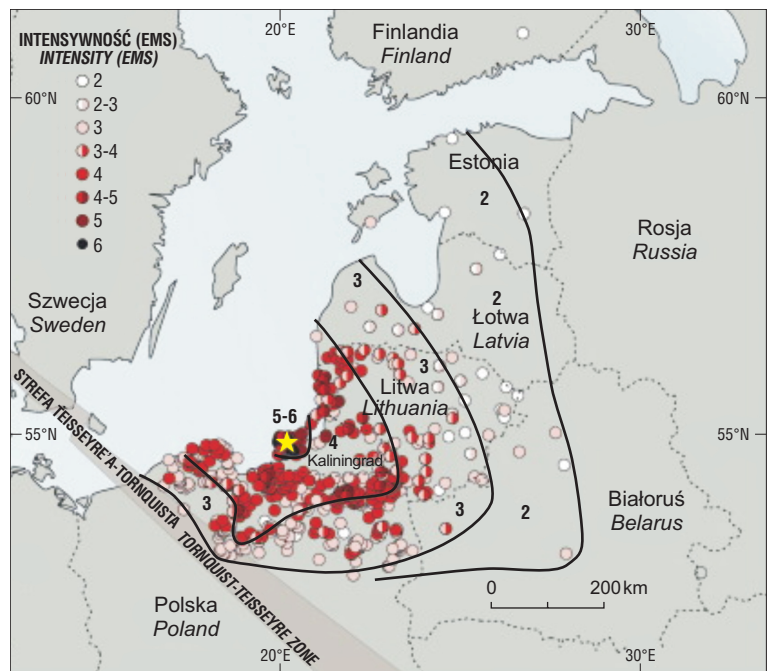
Fig. 3. Earthquake hazard map in peak ground acceleration with the 90% probability of non-exceedance within 105 years (the return period of 1000 years) (after Schenk et al., 2001)

hazardu sejsmicznego występuje wzdłuż południowej granicy Polski w Sudetach i Karpatach oraz wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista, głównie w rejonie Gór Świętokrzyskich. Wielkość hazardu sejsmicznego na wschodnich wybrzeżach Bałtyku w Polsce oraz w Zatoce Gdańskiej znalazła się poniżej przyspieszenia 20 cm/s^2 oraz poniżej intensywności 3.

Rok 2004 był sprawdzianem naszej wiedzy o sejsmiczności Polski. Trzęsienie na Podhalu z 30.11.2004 r. o magnitudzie 4,4 i intensywności w ognisku 7 nie było zaskoczeniem. Natomiast absolutnym zaskoczeniem dla sejsmologii europejskiej były trzęsienia ziemi na półwyspie Sambia u wybrzeży Bałtyku (w rejonie Kaliningradu) z 21.09.2004 r. o magnitudzie 5,0 (11:05 GMT) i 5,2 (13:32 GMT). Przez sejsmologów rosyjskich ten rejon platformy prekambryjskiej był uznawany za asejsmiczny i w ogóle nie był rozpatrywany, a dopiero na mapach sejsmicznego rejonowania z roku 1998 zaliczono go do obszarów, na których intensywność 5 nie powinna być przekroczona w okresie 500–5000 lat (Nikonov, 2004). Na tym obszarze nie było stacji sejsmicznych w związku z minimalną oceną hazardu sejsmicznego. Seria wstrząsów następczych, odczuwana przez ludność na półwyspie Sambia, nie była rejestrowana instrumentalnie. Najbliższą stacją sejsmologiczną była polska stacja koło Suwałk, leżąca w odległości 220 km od epicentrum. Po trzęsieniu zaczęto krytycznie weryfikować zapisy historyczne o ekstremalnych zjawiskach przyrodniczych, jak powodzie u wybrzeży Bałtyku, i wiązać je z efektem tsunami od ewentualnego podmorskiego trzęsienia ziemi. Wyniki tych badań są jak dotąd dyskusyjne.

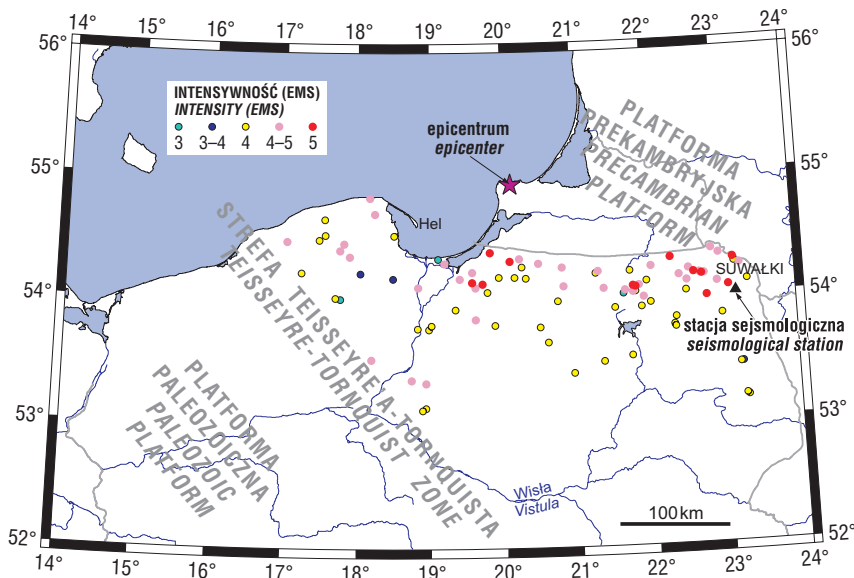
Obszar makrosejsmiczny drugiego, silniejszego trzęsienia o magnitudzie 5,2 objął platformę wschodnioeuropejską po Białoruś, Finlandię, Szwecję, Norwegię, Łotwę, Estonię i Polskę.

Mapa makrosejsmiczna trzęsienia jest prezentowana na rycinie 4. Intensywność była gwałtownie tłumiona w strefie Teisseyre'a-Tornquista. Trzęsienie spowodowało liczne szkody budowlane w Kaliningradzie. Najbardziej spektakularnym było obsunięcie się nasypu kolejowego na odcinku kilkudziesięciu metrów koło Swietłogorska u wybrzeży Bałtyku. Obserwowano również powierzchniowe szczeliny w gruncie do 100 m długości i ok. 20 cm szerokości, przesunięcia w pionie i wzdłuż uskoku. Niewielkie szkody budowlane, głównie 1. stopnia w skali EMS, wystąpiły w północno-wschodniej Polsce w ok. 100 miejscowościach, chociaż intensywność była oceniana sporadycznie



Ryc. 4. Mapa intensywności kaliningradzkiego trzęsienia ziemi z 21.09.2004 r., godz. 13:32 GMT, w skali EMS-98; $M = 5,2$ (według Gregersena i in., 2007)

Fig. 4. Map of intensities in the EMS-98 scale of the $M = 5.2$ Kaliningrad earthquake in Russia, on September 21, 2004 (after Gregersen et al., 2007)



Ryc. 5. Rozkład szkód budowlanych zgłoszonych w Polsce po trzęsieniach ziemi koło Kaliningradu z 21.09.2004 r. Intensywność w skali EMS-98 podano dla trzęsienia o godz. 13:32 GMT ($M = 5,2$)
Fig. 5. Damage to buildings reported after the Kaliningrad earthquakes on September 21, 2004. Intensities are given in the EMS-98 scale for $M = 5.2$ earthquake at 13:32 GMT

na 5 (ryc. 5). Najwięcej szkód budowlanych wystąpiło w Suwałkach, gdzie zgłoszono uszkodzenia ok. 50 budynków.

Podsumowanie

Przedstawione dane obserwacyjne o trzęsieniach historycznych w Polsce dowodzą, że ogólnie rozpoznanie sejsmiczne naszego kraju jest niezadowalające. Jest to oczywiste na obszarach o niewielkiej sejsmiczności, gdzie spektakularne zjawiska zdarzają się rzadko, a tylko takie zachowują się w pamięci historycznej. Naszą wiedzę może poszerzyć tylko badanie mikrowstrząsów, czyli zjawisk sejsmicznych o magnitudzie $\ll 2,0$. Z liczby i wielkości mikrowstrząsów dowiemy się przede wszystkim, jak często i o jakiej maksymalnej magnitudzie mogą wystąpić trzęsienia w badanym obszarze. Takie informacje spodziewamy się uzyskać z monitoringu sejsmicznego Polski, rozpoczętego w maju 2008 r. (zob. Trojanowski i in., 2009).

Literatura

CZERNER M. 1991 — Procesja błagalno-pokutna wokół Darłowa 14.09.1991. Biblioteka Muzeum Zamku Książąt Pomorskich, Darłowo. Syg. 12/D: 1–2.
 DŁUGOSZ J. 1867–1868 — Dziejów Polski ksiąg dwanaście. [W:] Mecherzyński K. (tłum.) Jana Długosza kanonika krakowskiego dzieła wszystkie. Kraków. T. 2, 1867; t. 3, 1868.
 GIARDINI D., GRÜNTAL G., SHEDLOCK K.M. & ZHANG P. 1999 — The GSHAP Global Seismic Hazard Map. *Ann. Geofis.*, 42, 6: 1225–1228.
 GREGERSEN S., WIEJACZ P., DĘBSKI W., DOMAŃSKI B., ASSINOVSKAYA B., GUTERCH B., MĄTYNIEMI P., NIKULIN V.G., PACESA A., PUURA V., ARONOV A.G., ARONOVA T.I., GRÜNTAL G., HUSEBYE E.S. & SLIAUPA S. 2007 — The exceptional earthquakes in Kaliningrad district, Russia on September 21, 2004. *Phys. Earth Planet. Int.*, 164, 1–2: 63–74.
 GRÜNHAGEN C. 1870 — Urkunden der Stadt Brieg, urkundliche und chronikalische Nachrichten über die Stadt Brieg, die dortigen Klöster, die Stadt- und Stiftsgüter bis zum Jahre 1550. [W:] Codex Diplomaticus Silesiae. T. 9. Biblioteka Uniwersytetu we Wrocławiu. Syg. 15736 III.
 GRÜNTAL G. (ed.) 1998 — European Macroseismic Scale EMS-98. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 15.
 GRÜNTAL G. 1999 — Seismic hazard assessment for Central, North and Northwest Europe: GSHAP Region 3. *Ann. Geofis.*, 42, 6: 999–1011.
 GUTERCH B. 2006 — Seismic events in the Orawa-Nowy Targ Basin, Western Carpathians, November 30, 2004–December 2005. *Acta Geodyn. Geomater.*, 3, 3: 85–95.
 GUTERCH B. & LEWANDOWSKA-MARCINIAK H. 1976 — Zasięg obszaru makrosejsmicznego i zapisy trzęsienia włoskiego z regionu Friuli w Polsce. *Acta Geoph. Pol.*, 24, 3: 268–273.

GUTERCH B. & LEWANDOWSKA-MARCINIAK H. 1977 — The Roumanian earthquake of 4 March 1977; records and felt intensity in Poland. *Acta Geoph. Pol.*, 25, 4: 333–336.
 GUTERCH B. & LEWANDOWSKA-MARCINIAK H. 2002 — Seismicity and seismic hazard in Poland. *FoL. Quater.*, 73: 85–99.
 GUTERCH B., LEWANDOWSKA-MARCINIAK H., LABÁK P. & NIEWIADOMSKI J. 2000 — Macroseismic data of seismic events in 1992–1993, Krynica region, Western Carpathians. *Pub. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.*, B-21, 324: 133–147.
 GUTERCH B., LEWANDOWSKA-MARCINIAK H. & NIEWIADOMSKI J. 2005 — Earthquakes recorded in Poland along the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. *Acta Geoph. Pol.*, 53: 27–45.
 JANCZEWSKI E.W. 1933 — Ruchy sejsmiczne zauważone w Polsce w lutym 1932 roku. *Posiedz. Nauk. PIG*, 33: 70–72.
 JEITTELES H.L. 1860 — Versuch einer Geschichte der Erdbeben in den Karpathen und Sudeten-Ländern bis zu Ende des achtzehnten Jahrhunderts. *Z. Deut. Geol. Ges.*, 12: 287–349.
 KÁRNÍK V., MICHAL E. & MOLNAR A. 1958 — Erdbebenkatalog der Tschechoslowakei bis zum Jahre 1956. *Geofysikalni Sbornik 1957. Trav. Inst. Geoph. Acad. Tehecoslov. Sci.*, 69: 411–598.
 LASKA W. 1902 — Die Erdbeben Polens. *Mitteilungen der Erdbeben-Kommission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, 8: 1–36.
 MIECHOWITA M. 1521 — *Chronica Polonorum, Liber Tercius*. [W:] H. Wietor (red.) 1986, Krajowa Agencja Wyd., Kraków.
 NIKONOV A.A. 2005 — Were there worthy of note earthquakes and tsunamis within the South-Eastern Baltic area? Kaliningrad earthquake September 21, 2004. *Workshop Materials, Tartu*: 23–25.
 PAGACZEWSKI J. 1972 — Catalogue of earthquakes in Poland in 1000–1970 years. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.* 51: 3–36.
 PROCHAZKOVÁ D. 1990 — Seismicity of Central Europe, *Pub. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.*, B-14, 231: 96.
 SCHENK V., SCHENKOVÁ Z., KOTTNAUER P., GUTERCH B. & LABÁK P. 2001 — Earthquake hazards maps for the Czech Republic, Poland and Slovakia. *Acta Geoph. Pol.*, 49, 3: 287–302.
 SCHENKOVÁ Z., SCHENK V., KOTTNAUER P., GUTERCH B. & LABÁK P. 1999 — Earthquake catalogue for the Czech Republic, Poland and Slovakia.
 STUCCHI M. 1994 — Recommendations for the compilation of European parametric earthquake catalogue. [In:] Albini P. & Moroni A. (eds.) *Materials of the CEC project "Review of Historical Seismicity in Europe"* CNR. IRRS Milano, 2: 181–190.
 TOKARSKI A.K. & ZUCHIEWICZ W. 1998 — Fractured clasts in the Domański Wierch series. Contribution to structural evolution of the Orawa Basin (Carpathians, Poland) during Neogene through Quaternary times. *Prz. Geol.*, 46, 1: 62–66.
 TROJANOWSKI J., PLESIEWICZ B., GUTERCH A. & GRAD M. 2009 — Monitoring zagrożenia sejsmicznego obszaru Polski. *Prz. Geol.*, 57: 133–137.
 ZERNEKE J. 1711 — *Historiae Thoruniensis Nautragae Tabulae oder Kern der Thornischen Chronick; Welchen vom 1231sten biß an das 1711te Jahr. Arch. Państwowe, Toruń. Folia 3210*.
 ZUCHIEWICZ W., TOKARSKI A.K., JAROSIŃSKI M. & MÁRTON E. 2002 — Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. *EGU St. Mueller Spec. Publ. Series*, 3: 185–202.

Praca wpłynęła do redakcji 12.12.2008 r.
 Po recenzji akceptowano do druku 17.02.2009 r.