

UKD 550.348.098.33.097:551.24(438:251)“10/19“

Władysław KARASZEWSKI

Wstrząsy sejsmiczne w Polsce (bez Karpat i Sudetów) i ich związek z budową głębszego podłoża

Polska znajduje się zasadniczo w strefie asejsmicznej, jednak na przeważającej jej części rejestrowano w ostatnim tysiącleciu słabe wstrząsy sejsmiczne, sporadycznie powodujące szkody materialne. Ich występowanie pozostaje w związku z dyslokacjami głębszego podłoża. Na obszarze Wielkopolski impulsy idące z podłoża tłumi gruby płaszcz salinarnego cechsztynu. Na przedgórzu podobną rolę spełnia miocen, osiągający tu znaczne miąższości. Również usztywniony dawno obszar platformy wschodnio-europejskiej jest niemal pozbawiony wstrząsów.

WSTĘP

Już od dawna zwracano uwagę na ścisły związek wstrząsów sejsmicznych i tektoniki. Epicentra trzęsień ziemi są, jak wiadomo, związane zwykle z przebiegiem większych dyslokacji, często występują na przecięciu dwóch uskoków. Na pobliskich terenach pogranicza polsko-czeskiego w Sudetach problem ten był m.in. rozważany w związku z sudeckim trzęsieniem ziemi w 1901 r. (J. Woldřich, 1901; F. Sturm, 1903). Obydwaj badacze podkreślają ścisłą współzależność zaobserwowanych wówczas wstrząsów tektonicznych z przebiegiem znanych uskoków sudeckich. Epicentrum tego trzęsienia ziemi znajdowało się w strefie dyslokacji obrzeżającej od południowego zachodu wałbrzyskie zagłębienie węglowe, biegnącej w sąsiedztwie czeskich miast Hronov i Trutnov. Na rozchodzenie się fal sejsmicznych miały również wpływ i inne uskoki sudeckie. Szczególnie wyraźnie zaznaczyło się to w strefie przebiegu „dyslokacji łużyckiej”, odgraniczającej paleozoiczny masyw Sudetów od północnoczeskiego zapadliska kredowego i wzdłuż biegnącej w jej przedłużeniu „linii Łaby”. W strefie tej ostatniej dyslokacji, której północno-zachodnie przedłużenie towarzyszy „wałowi flechtyńskiemu”, wstrząsy sejsmiczne dotarły wówczas aż do Magdeburga.

F. Sturm (1903) zaobserwował m. in., że wpływ wymienionych uskoków i innych dyslokacji sudeckich zaznaczył się w przebiegu fal sejsmicznych również wówczas, kiedy epicentrum wstrząsów znajdowało się poza obszarem Sudetów,

jak to miało miejsce w czasie trzęsienia ziemi w słowackiej części Karpat, z epicentrum w Żylinie, w 1858 r.

Przykładem współzależności wstrząsów sejsmicznych od budowy geologicznej na obszarze naszych Karpat jest częste nawiedzanie trzęsieniami strefy skałkowej, zwłaszcza miejscowości leżących po obydwu stronach Pienin, m.in. w Szczawnicy, Krościenku, Maniowych, Sromowcach, Haligowcach (W. Łaska, 1902; E. Mojsicovics 1902; J. Pagaczewski, 1958).

Większa część powierzchni Polski jest zaliczana do strefy asejsmicznej (W.W. Bielousow i in., 1967). Obszarów sejsmicznych w ścisłym znaczeniu tego słowa nie mamy, tylko południową część Polski włącza się do przejściowej strefy penesejsmicznej (J. Pagaczewski, 1958). Obejmowałyby ona Karpaty, Sudety i Zagłębie Górnośląskie. Ścisłe rozgraniczenie obu stref nastęrcza trudności, bo np. wschodnia część naszych Karpat nie podlega widocznym wstrząsom, na co zwracali uwagę dawniejsi nasi badacze (W. Łomnicki, *vide* S. Zych, 1931) oraz współcześni radzieccy (D. Gofsztejn, 1964).

Obszarem penesejsmicznym Polski południowej nie będę się bliżej zajmował, jednak wypadnie mi czasami nawiązywać do niego w związku z budową geologiczną przyległych od północy obszarów. Głównym przedmiotem mych rozważań będzie pozostały obszar Polski, którym się pod tym względem mniej dotychczas interesowano.

Obszar Nizu Polskiego w szerokim znaczeniu tego słowa, a więc łącznie ze strefą wyżyn południowopolskich, chociaż zaliczony do strefy asejsmicznej, podlegał niejednokrotnie wstrząsom, niekiedy powodującym uszkodzenia budynków.

Ostatnie silniejsze wstrząsy na obszarze Polski środkowej i południowo-wschodniej miały miejsce w 1932 r. Szczegółową relację o nich zawdzięczamy E. Janczewskiemu (1932). W 1904 r. dały się odczuć wstrząsy w wielu miejscowościach Pomorza, zwłaszcza Pomorza Zachodniego związane ze skandynawskim trzęsieniem ziemi, z epicentrum przypuszczalnie usytuowanym w „Rowie Oslo” (W. Deecke, 1905, 1907). Południowe obrzeżenie Bałtyku było ponadto nawiedzane wstrząsami w grudniu 1908 r. i z początkiem 1909 r. (B. Doss, 1910a, b, 1912; A. Tornquist, 1908, 1909).

Informacje o wcześniejszych wstrząsach na obszarze naszego kraju, począwszy od XI wieku, zostały zebrane głównie przez E. Jeittelesa (1860) i lwowskiego badacza czeskiego pochodzenia W. Łaskę (1902a, b), oraz w ostatnich latach przez T. Olczaka (1962) i J. Pagaczewskiego (1972). Poza tym szereg dalszych rozproszonych informacji znajdujemy w innych źródłach, do których dostęp niejednokrotnie nastęrcza znaczne trudności.

Wiarygodność przeważającej części tych przekazów nie budzi poważniejszych wątpliwości, zwłaszcza że w większości wypadków pozostają one w ścisłym związku z budową geologiczną podłoża.

Większa część wstrząsów odczuwanych na Nizu Polskim jest odbiciem trzęsień ziemi nawiedzających kraje przyległe, a w szczególności strefę fałdowań alpejskich. Najświeższym takim przykładem jest ostatnie katastrofalne trzęsienie ziemi w Rumunii z epicentrum w paśmie Vrancea, niejednokrotnie dającym znać o sobie, m.in. również w 1875 r., kiedy to wstrząsy objęły okolice Lwowa (F. Kreutz, 1876). Masyw Vrancea znajduje się — jak wiadomo — w miejscu raptownego załamania łuku Karpat i zmiany kierunku z południkowego na równoleżnikowy. Z tym samym epicentrum były związane odczuwane na obszarze Polski wstrząsy w latach 1901 i 1940 oraz przypuszczalnie wspomniane wstrząsy z 1932 r. Wstrząsy w strefie krakowsko-śląskiej wiążą się głównie z trzęsieniami ziemi w Karpatach Słowackich,

ze wspomnianym już epicentrum w Żylinie i na Nizinie Węgierskiej (Komarno). Wstrząsy w obrzeżeniu Bałtyku są — jak już wspomniałem — odbiciem skandy-nawskich trzęsień ziemi, związanych m.in. z dźwiganie się ku górze tarczy bałtyc-kiej, odciążonej od pokrywy lodowej.

PRZEGLĄD PODLEGAJĄCYCH WSTRZĄSOM OBSZARÓW NIŻU POLSKIEGO (*SENSU LATO*)

Jak widać z załączonej mapki (fig. 1), rozmieszczenie wstrząsów na obszarze Polski jest bardzo nierównomierne, co ma swoje uzasadnienie w głębszej budowie geologicznej naszego kraju. W związku z zasadniczym rysem budowy Polski opis wypada rozpocząć od obszaru platformy wschodnioeuropejskiej i stąd posuwać się ku zachodowi i południowemu zachodowi.

Północno-wschodnia część Polski (wchodząca w skład platformy wschodnioeuropejskiej) należy do najrzadziej podlegających wstrząsom obszarów naszego kraju. Jediną miejscowością leżącą na obszarze, gdzie z rzadka dają się odczuć wstrząsy, jest Białystok. Tutaj zanotowano m.in. wstrząs w 1803 r. (W. Łaska, 1902a). Rzecz charakterystyczna, że w czasie marcowego trzęsienia ziemi w Rumunii w 1977 r. również odczuto wstrząsy w tym mieście. Pozostaje to, jak sądzę, w związku z położeniem Białegostoku w strefie styku dwóch wielkich skarp grawimetrycznych ograniczających rozdzielające się w bliskim sąsiedztwie dwa obszary grawimetrycznych wyżów — północnomazowieckiego i podlaskiego (A. Dąbrowski, 1956).

Częściej jest nawiedzany wstrząsami obszar dawnych Prus Wschodnich, szczególnie wzdłuż strefy Gąbina (Gusiewa) — Tylży (Sowietska) — A. Tornquist (1909) i inni.

W przeciwieństwie do środkowego obszaru platformy wschodnioeuropejskiej jej strefa peryferyczna jest niespokojna. Tu znajdują się ogniska wstrząsów z lutego 1932 r. opisane przez E. Janczewskiego (1932). Szczególnie silne wstrząsy miały miejsce między Płockiem a Płońskiem i na Podlasiu między Kockiem a Żelechowem. Słabsze wstrząsy zauważono w tym samym czasie we wsi Dziesiąta, na S od Lublina. E. Janczewski podkreślił ich związek z budową geologiczną głębszego podłoża, zwracając uwagę na równoległe położenie strefy nawiedzanej wstrząsami do tzw. linii Tornquista (wcześniej już wykreślonej przez lwowskiego badacza W. Teisseyre'a)

Wszystkie ogniska ówczesnych wstrząsów: mazowieckie, podlaskie i lubelskie znajdują się w obrębie wielkich skarp grawimetrycznych, obrzeżających platformę wschodnioeuropejską, na których istnienie zwracali m.in. uwagę T. Olczak (1951) i A. Kisłowski (1951). Strefa ta odbija się również wyraźnie w obrazie mapy magnetycznej, toteż tędy A. Dąbrowski i K. Karaczun znaczą przebieg „górnjej skarpy platformy”. W źródłach historycznych znajdujemy dalsze świadectwa sejsmiczności tej strefy. Jednym z takich ognisk wstrząsów jest Warszawa, leżąca w połowie odległości między ogniskiem płockim i podlaskim. Silne wstrząsy powodujące znaczne uszkodzenia budynków notowano tu m.in. w 1680 r. Objęły one prócz stolicy jej sąsiedztwo w promieniu około 35 km. Miały więc nieco większy zasięg niż ognisko podlaskie w 1932 r., którego promień wstrząsów wynosił 25 km, a powierzchnia ok. 350 km² (E. Janczewski, 1932).

Słabsze wstrząsy nawiedziły Warszawę w 1802 r. (W. Łaska 1902a). Nic więc dziwnego, że odczuliśmy je również w czasie ostatniej katastrofy, która objęła Rumunię i inne kraje. Najbardziej zaznaczyły się one w strefie Powiśla i w sąsiedztwie warszawskiej skarpy, m.in. na Placu Zwycięstwa na wyższych piętrach wieżowców, a więc na uwarunkowanej tektonicznie linii Wisły. Warto przy tym zwrócić



Fig. 1. Występowanie wstrząsów sejsmicznych w Polsce

Occurrence of seismic quakes in Poland

1 — miejsca zarejestrowanych wstrząsów

1 — places where quakes were recorded

uwagę na okoliczność, że Warszawa leży zarazem w obrębie wspomnianej już „skarpy” obrzeżającej od południowego wschodu grawimetryczny wyż północno-mazowiecki, na której znajduje się Białystok podlegający wstrząsom równocześnie ze stolicą.

Zapewne nie jest bez znaczenia, iż ognisko wstrząsów podlaskich znajduje się w przedłużeniu „skarpy grawimetrycznej” obrzeżającej od północnego zachodu grawimetryczny wyż podlaski. W podobnej sytuacji znajduje się ognisko lubelskie, niejednokrotnie nawiedzane wstrząsami (W. Łaska, 1902a; E. Janczewski, 1932), m.in. reagujące nawet na otwory strzałowe naszej sejsmiki (W. Karaszewski, 1968) i ostatnio na rumuńskie trzęsienie ziemi w 1977 r. Leży ono na przecięciu z ostro zarysowaną skarpią, ograniczającą depresję grawimetryczną włodawsko-krasnostawską. Skarpa ta rozdziela zarazem obszar o współczesnych dodatnich ruchach

po stronie północno-zachodniej od obniżającej się strefy depresji włodawskiej (J. Niewiarowski, T. Wyrzykowski, 1961).

Jak więc widzimy, środkowa część „górnjej skarpy platformy” ma szereg „reperów” sejsmicznych. Na tym odcinku w podobny sposób – z niewielkimi raczej odchyleniami – prowadzi swą „główną linię tektoniczną” J. Skorupa (1962) i „fleksurę” obrzeżającą platformę wschodnioeuropejską W. Pożaryski (1957). Większe trudności nastęrcza śledzenie dalszego przebiegu tej ważnej strefy w kierunku południowo-wschodnim i północno-zachodnim, co wynika z rozbieżności w poglądach na ten problem poszczególnych badaczy.

Sądę, że rozważając zagadnienie przebiegu południowo-wschodniego przedłużenia granicznej strefy „platformy wschodnioeuropejskiej” wypada uwzględnić istnienie strefy czynnej sejsmicznie Hrubieszów – Sokal, aktywnej m.in. w 1875 r. Przypada ona dość dokładnie na przedłużeniu „linii tektonicznej” wg J. Skorupy. Badacze radzieccy (m.in. A.W. Chiżniakow, 1964) prowadzą przez Sokal potężny uskoki o kierunku NW – SE, zrzucający powierzchnię krystaliniku o ok. 1000 m. Odgranicza ona centralną część zapadliska lwowskiego, w którym podłoże krystaliczne spada do głęb. 6–7 tys. m (M.W. Czirwinskaja i in., 1964) oraz rozdziela platformową fację wapienną od ilastej w sylurze (J. Znosko, 1964).

Naznacznie większe trudności nastęrcza przebieg północno-wschodniego odcinka obrzeżenia platformy, gdzie rozbieżności ujęć poszczególnych badaczy są szczególnie duże. Sądę, że przy kreśleniu jej przebiegu wypada uwzględnić m.in. sejsmiczność Warszawy, następnie Starożręb pod Płockiem, Lidzbarku, Hławy – jako najdalej wysuniętych ku wschodowi miejscowości podlegających wstrząsom w tej strefie – oraz Gdańska wielokrotnie nawiedzanego wstrząsami, m.in. reagującego na otwory strzałowe sejsmiki (W. Karaszewski, 1968) i na ostatnie rumuńskie trzęsienie ziemi z marca 1977 r.

Posuwając się ku zachodowi natrafiamy na obszar Pomorza nawiedzany m.in. wstrząsami przed pierwszą wojną światową. W Deecke (1905) rozesał po wstrząsach w 1904 r. ankietę, której wyniki pozwoliły mu na dość dokładny obraz zasięgu ówczesnych wstrząsów. Odbiła się w nim wyraźnie strefa Koszalina, przesledzona w latach powojennych przez polskich badaczy, m.in. R. Dadleza (1964). Ostatnią z miejscowości wymienionych przez W. Deecke’go w strefie naszego wybrzeża jest Kołobrzeg. O jego położeniu w strefie zdyslokowanej świadczy m.in. obecność solanek eksploatowanych od czasów przedhistorycznych.

W przyległej strefie niemieckiego wybrzeża wstrząsy notowano m.in. w Sassnitz na Rugii, Stralsundzie i Greifswaldzie. Przez wymienione miejscowości biegnie strefa silnych zaburzeń tektonicznych, o której donosili m.in. D. Weigel i J. Wagner w referacie na posiedzeniu Towarzystwa Geologicznego w Lipsku w maju 1964 r. Wiązą się z nią liczne przejawy halokinezy cechsztyńskiej. Zastępuje na uwagę jej azymut (wynoszący około 140°) mający swe odpowiedniki w przebiegu licznych stref tektonicznych na Niżu Polskim, o czym jeszcze będzie sposobność mówić niżej.

W miarę oddalania się od strefy wybrzeża Bałtyku coraz rzadziej napotykamy miejscowości nawiedzane wstrząsami. Należy do nich Szczecin, w którym notowano m.in. wstrząsy dość silne w 1786 r. (W. Łaska, 1902a) i na początku b. wieku (W. Deecke, 1905) oraz Gartz znajdujący się na SW od Szczecina (leżący na niemieckim brzegu Odry). Linia poprowadzona przez te miejscowości wyznacza strefę zaburzeń „dolnej Odry” o kierunku „reńskim” (ok. 25°), wymienianą niejednokrotnie w literaturze geologicznej.

Z obszaru położonego w większej jeszcze odległości od wybrzeża wymienić można za W. Deecke’em (*op. cit.*) po stronie niemieckiej Altentreptow (na N od

Neubrandenburg) i na naszym obszarze Marcinkowice na W od Wałcza (W. Łaska, 1902a). Ta ostatnia miejscowość znajduje się w strefie silnych gradientów obrazu grawimetrycznego w obrzeżeniu niecki szczecińskiej, gdzie R. Dadlez sugeruje przebieg wielkiej fleksury.

Na południe od wymienionych ostatnio miejscowości i nawiedzanego niejednokrotnie wstrząsami Torunia wkraczamy na rozległy obszar, z którego brak relacji o odczuwalnych przez ludzi wstrząsach. Ogranicza go od wschodu linia Wisły z Toruniem i Warszawą; na południe natomiast rozciąga się on aż po nawiedzane wstrząsami: Żagań, Głogów, Kalisz i Piotrków. Mamy więc tu zadziwiająco spokojny sejsmicznie obszar obejmujący całą Nizinę Wielkopolską wraz z Ziemią Lubuską, Kujawami i częścią lewobrzeżnego Mazowsza. Pod względem geologicznym pokrywa się on z zasięgiem niecki szczecińskiej i mogileńsko-łódzkiej oraz przyległej do nich północnej części monokliny przedsudeckiej, a także środkowej części antyklinorium środkowopolskiego. Przepuszczalnie asejsmiczność tego rozległego terytorium można tłumaczyć znaczną miąższością osadów salinarnego cechsztynu, przekraczającą tu miejscami 1000 m, która skutecznie tłumi impulsy wędrujące z głębszego podłoża.

Na obszarze Polski zaznacza się obecność dwóch jeszcze obszarów pozbawionych wstrząsów sejsmicznych. Należy tu Kotlina Sandomierska wyścielona grubymi osadami młodszego trzeciorzędu, częściowo salinarnego, o miąższościach przekraczających miejscami 3000 m, spełniającego tę samą rolę co cechsztyn w rejonie Wielkopolski i przyległych do niej terytoriach. Nie notowano również wstrząsów na obszarze grawimetrycznego wyżu kielecko-lubelskiego, wyróżnionego pod tą nazwą przez T. Olczaka. Na asejsmiczność wyżów grawimetrycznych zwrócono uwagę m.in. we Francji (S. Coron, *vide* H. Termier, G. Termier, 1956).

W obrzeżeniu wspomnianego wyżu grawimetrycznego prócz wymienianych już terytoriów z wstrząsami (Lublin i Podlasie) można przytoczyć następujące rejonu: Sandomierz, Opatów, Kielce, gdzie zaobserwowano wstrząsy w 1786 r. (W. Łaska, 1902a), Kopcówka na E od Kielc, obszar położony na S od Bogorii oraz Chęciny i Kurozwęki (E. Janczewski, 1932; J. Samsonowicz, 1932).

Asejsmiczne zapadlisko podkarpackie sąsiaduje bezpośrednio z odczuwającym niejednokrotnie nawet silne wstrząsy terytorium Lwowa (W. Łaska, 1902b), a od zachodu Krakowa (J. Pagaczewski, 1964b; R. Kaleta, 1964). Silnie odczuwano m.in. trzęsienie ziemi w Wieliczce, zwłaszcza w 1785 r. (J. Pagaczewski, 1964a), słabiej w Bochni, Tarnowie i Rzeszowie (W. Łaska, 1902a).

W przeciwieństwie do wspomnianych asejsmicznych obszarów, grawimetrycznego wyżu kielecko-lubelskiego i zapadliska podkarpackiego, niejednokrotnie nawiedzana była wstrząsami niecka Nidy. Szczególnie uprzywilejowane są pod tym względem obydwaj jej brzegi, natomiast w osi niecki wstrząsy występują rzadko. Szczególnie liczne jest zagęszczenie wstrząsów w południowej części niecki, co niewątpliwie wiąże się z bliskim sąsiedztwem czynnego sejsmicznie Beskidu Zachodniego. Zasługuje na uwagę, iż rozwój zjawisk sejsmicznych zachodzi na całej długości omawianej niecki, przenikając nawet do peryferyjnych części niecki łódzkiej.

Po północno-wschodniej stronie tej niecki punkty sejsmiczne rozsiane są dość rzadko, przy czym niektóre z nich pozostają w widocznej współzależności ze znanymi uskokiemi, jak to ma miejsce z wstrząsami w Siesławicach pod Buskiem i w Busku. Pińczów, wymieniany wraz ze wspomnianymi miejscowościami z okazji trzęsienia ziemi w 1786 r., leży — jak wiadomo — również w strefie uskokuwej. Osada Małogoszcz notowana jest zarówno w związku z trzęsieniem ziemi w 1786 r. jak i 1932 r., kiedy to E. Janczewski zaobserwował tu, podobnie zresztą jak na Mazowszu i Podlasiu, powstawanie w ziemi szczeliny o kierunku SE — NW. Wy-

mienione ostatnio miejscowości są usytuowane wzdłuż skarpy grawimetrycznej, przedłużającej się ku NW, gdzie zaobserwowano wstrząsy już w obrzeżeniu niecki łódzkiej, m.in. we wsi Adelinów na SSW od Sulejowa, którym również towarzyszyło tworzenie się w ziemi szczelin (R. Fleszarowa, 1926). W tej samej strefie leży również Piotrków Trybunalski¹, notowany niejednokrotnie w kronikach dawnych trzęsień ziemi (W. Łaska, 1902a).

W środkowej części niecki Nidy notowano m.in. wstrząsy w Skalbmierzu, Sancygniowie, na NW od Działoszyc, w Krzęcicach na SW od Jędrzejowa i w samym Jędrzejowie: m.in. szczególnie silnie w siedzibie opactwa Cystersów. Najdalej ku N wysuniętą miejscowością w osi niecki nawiedzaną wstrząsami jest Włoszczowa.

Większe zagęszczenie punktów sejsmicznych, miejscami o dość znacznym – jak na nasze warunki – nasileniu wstrząsów spotyka się w południowo-zachodnim obrzeżeniu niecki Nidy. Z okolic Proszowice można wymienić wsie: Zembocin, Kowala, Klimontów, Nadzów, a dalej ku północnemu zachodowi: Wrocimowice (na S od Raclawic), Raclawice, Książ Wielki i pobliską Wielką Wieś ze szczególnie silnymi wstrząsami w 1786 r., Klimontów pod Sędziszowem oraz Mstyczów. Podlegały wstrząsom Szczekociny, Lelów i Koniecpol. Najdalej wysuniętą ku NW w tym szeregu jest wieś Garnek (w dolinie Warty, poniżej Częstochowy na S od Gidli) nawiedzona silnymi wstrząsami w 1786 r.

Większa część tych punktów układa się wzdłuż prostej o azymucie 135–140°. Jest to tzw. kierunek hercyński dyslokacji, w Górach Świętokrzyskich zwany godowskim. W przedłużeniu tej linii znajdują się nawiedzane wstrząsami Iwanowice (na SE od Kalisza) oraz Kalisz (W. Łaska, 1902a). Obie te miejscowości leżą w obrębie tej samej „skarpy grawimetrycznej” co i wyliczone poprzednio. Zwrócił uwagę na jej istnienie już T. Olczak (1951). Proponuję dla tej strefy nazwę linii sejsmicznej Raclawic – Szczekocin – Kalisz. Nie uwzględniana dotychczas w dostatecznym stopniu, odgrywa ona niewątpliwie poważną rolę w budowie geologicznej tego obszaru, a zwłaszcza jego głębszego podłoża. Świadczy o tym pokrywanie się jej ze strefą zwiększonych gradientów, która oddziela wyż magnetyczny południowo-zachodniej Polski od rozległej zatoki o małej pobudliwości magnetycznej, oddzielającej go od platformy wschodnioeuropejskiej. Zatoka ta obejmuje region świętokrzyski z niecką Nidy, łącząc się ku północnemu zachodowi z rozległą prowincją o małej pobudliwości magnetycznej, obejmującą zachodnią część Nizy Polskiego i część Nizy Niemieckiego.

Linia sejsmiczna Raclawice – Szczekociny – Kalisz odgranicza od północnego wschodu obszar młodszego paleozoiku występującego pod niegrubym płaszczem osadów mezozoicznych, podścielonego poważnie zaangażowanymi tectonicznie i silnie skonsolidowanymi osadami syluru z początkami metamorfizacji (S. Bukowy, 1964; J. Znosko, 1964). Obszar tego „antyklinorium krakowsko-częstochowskiego” – jak je wypada nazwać – pokrywa się ze strefą współczesnych ruchów dodatnich skorupy ziemskiej (J. Niewiārowski, T. Wyrzykowski, 1961). Strefa ta ciągnie się od okolic Poznania ku SW, przez Częstochowę na Kraków i skracając stopniowo na południe kieruje się na Beskid Żywiecki ku Słowacyźnie. Pokrywanie się tu anomalii grawimetrycznych i częściowo magnetycznych ze strefą dodatnich ruchów neotektonicznych nasuwa przypuszczenie, że antyklinorium krakowsko-częstochowskie przedłuża się w kierunku południowym. Wzmoczona wyraźnie

¹ Nic więc dziwnego, że również ostatnie wstrząsy ziemi w Polsce z grudnia 1980 r. odbyły się w tej strefie: w Piotrkowie, Sulejowie i Radomsku.

sejsmiczność Beskidu Wysokiego w przeciwstawieniu do Beskidu Niskiego może być spowodowana skrzyżowaniem się tego elementu tektonicznego z górotworem karpackim. Tym też można tłumaczyć wzmogoną sejsmiczność przyległych obszarów: krakowskiego i górnośląskiego. Tu warto wspomnieć, że współzależność wzmogonej sejsmiczności z ruchami neotektonicznymi jest zjawiskiem znanym, m. in. z europejskiej części Związku Radzieckiego (L.N. Bylinska, J.A. Mieszczek-riakow, 1964). Na wzmogienie sejsmiczności w strefach skrzyżowań górotworów zwrócili również uwagę ostatnio badacze czescy i rosyjscy. Warto też tu przypomnieć, że element strukturalny niecki Nidy przedłuża się zdaniem badaczy węgierskich i radzieckich, pod Karpatami na obszar Niziny Węgierskiej (W.G. Bondarczuk, 1967 i inni).

Na obszarze antyklinorium krakowsko-częstochowskiego notowano wstrząsy jedynie w części południowej. Na północ od rowu krzeszowickiego tylko Olkusz i Żarki były nimi nawiedzane. Pozostały obszar wyżu jest asejsmiczny, podobnie jak występujący w jego północno-zachodnim przedłużeniu wyż grawimetryczny ostrzeszowsko-krośnieński. Zachodzi więc tu podobne zjawisko jak na grawimetrycznym wyżu kielecko-radomskim. Punkty sejsmiczne pojawiają się natomiast na jego południowym zboczu: Toszek, Dobrodzień, Kluczbork, Namysłów, Oleśnica, Trzebnica. Linia łącząca te miejscowości tworzy łuk wypukłony ku NE, odtwarzając analogiczne wygięcie izoanomalii odgraniczającej wspomniany wyż od niżu Nysy Kłodzkiej.

Wzdłuż doliny Odry występuje szereg miejscowości nawiedzanych wstrząsami, niekiedy dość znacznymi, jak np. Brzeg, gdzie w 1443 r. runął kościół, Wołów, w którym w 1257 r. uległy częściowemu zburzeniu mury miejskie, oraz Głogów, w którym zostały zniszczone budynki w 1454 r. Miejscowości te układają się wzdłuż linii, na której leży ponadto Prószków (na SSW od Opola) Wrocław, w którym szczególnie często nawiedzane było wstrząsami Oławskie Przedmieście (W. Láska, 1902a; H. Jeitteles, 1860). Strefa ta, którą proponuję nazwać prószkowsko-wrocławsko-głogowską ma kierunek hercyński (godowski) i jest odległa od mającej podobny kierunek linii sejsmicznej Raclawic – Szczekocin – Kalisza o około 100 do 110 km.

T. Olczak (1951) wyróżnił tu grawimetryczną „relatywną depresję nadodrzańską”, której oś w północno-zachodniej części skręca łagodnie ku WNW, zgodnie z przebiegiem obrzeżającego ją od SW wyżu grawimetrycznego wału przedśudeckiego. W związku z tym strefa sejsmiczna prószkowsko-wrocławsko-głogowska, która początkowo wyznacza południowo-zachodni brzeg wspomnianej depresji, przerzuca się między Wrocławiem i Głogowem na stronę północno-wschodnią.

Uskok obrzeżający wał przedśudecki jest odchylony od omawianej tu strefy sejsmicznej o podobny kąt, jak „sudecka dyslokacja diagonalna” (J. Oberc, 1964) od sudeckiego uskoku brzeźnego. Toteż strefa sejsmiczna prószkowsko-wrocławsko-głogowska jest mniej więcej równoległa do sudeckiej dyslokacji brzeźnej. Zasluguje przy tym na uwagę, że zajmuje ona pośrednie położenie między strefą sejsmiczną Raclawice – Szczekocin – Kalisz a wspomnianą na wstępie strefą czynną sejsmicznie Hronov – Trutnov, odległą od niej również o około 100–110 km. Posuwając się od strefy sejsmicznej Raclawice – Szczekocin – Kalisz ku północnemu wschodowi natrafiamy w tej samej odległości (ok. 100–110 km) potężny uskok brzeźny lubieńsko-mnichowsko-drzewicki o amplitudzie rzutu przekraczającej miejscami 600 m (W. Karaszewski, praca w druku). Brak przejawów sejsmiczności wzdłuż tego uskoku wiąże się zapewne z jego położeniem w obrębie wyżu grawimetrycznego kielecko-radomskiego. Oddziela on tam wychodnie jury środkowej i górnej o dość słabo zaburzonym tektonicznie układzie monoklinalnym od obszaru wy-

chodni dolnej jury o bardziej skomplikowanej tektonice. Jeszcze większe różnice zachodzą po obu stronach uskoku brzeżnego w rozwoju sedimentacji i tektoniki paleozoiku i starszego mezozoiku w związku z przebiegiem w bliskim sąsiedztwie, „dolnej skarpy” platformy wschodnioeuropejskiej, wyraźnie odbijającej się w obrazie mapy magnetycznej. Przez analogię można wnioskować, że i strefy sejsmiczne racławicko-szczekocińsko-kaliska oraz prószkowsko-wrocławsko-głogowska odzwierciedlają granice jednostek geologicznych, związane niewątpliwie z prastarym układem spękań skorupy ziemskiej, wielokrotnie odnawianym. I. Czebanenko (1963) podnosi znaczenie kierunku spękań $125-130^\circ$, wiążąc go z wpływem obrotu ziemi.

Warszawa, ul. Dąbrowskiego 75a, m 44

Nadesłano dnia 1 grudnia 1980 r.

PIŚMIENNICTWO

- BUKOWY S. (1964) — Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, **184**, p. 21–33.
- DADLEZ R. (1964) — Stan badań geologicznych w północno-zachodniej Polsce. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 386–387, nr 2.
- DĄBROWSKI A. (1956) — Carte gravimétrique de Pologne 1 : 2 000 000. W: *Atlas géologique de Pologne*. Inst. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1956) — Morfologia podłoża prekambryjskiego w północno-wschodniej Polsce. *Prz. Geol.*, **4**, p. 341–344, nr 8.
- DEECKE W. (1905) — Das Skandinavische Erdbeben von 23 Oktober 1904 und seine Wirkung in den südbaltischen Ländern. *Jber. Geogr. Ges. Greifswald*, **9**, p. 135–160.
- DEECKE W. (1907) — Geologie von Pommern. Berlin.
- DOSS B. (1910a) — Die historisch beglaubigten Einsturzbeben und seismischakustischen Phänomene der russischen Ostseeprovinzen. *Geol. Beitr. Z. Geophys.*, **10**.
- DOSS B. (1910b) — Die Erdstöße in den Ostseeprovinzen im Dezember 1908 und Anfang 1909. *Korespondenzblatt des Rigaer Naturforscher-Vereins*, nr 53, p. 73–108.
- DOSS B. (1912) — Über die Erdstürze in den Ostseeprovinzen in den Jahren 1908 und 1909. *Geol. Beitr. Z. Geophys.*, **11**.
- FLESZAROWA R. (1926) — Trzęsienie ziemi w Piotrowskiem. *Ziemia*, **11**, p. 15–16.
- JANCZEWSKI E. (1932) — Ruchy sejsmiczne zauważone w Polsce w lutym 1932 r. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **33**, p. 70–72.
- JEITTELES H. (1860) — Versuch einer Geschichte der Erdbeben in den Karpathen- und Sudeten-Ländern bis zu Ende des achtzehnten Jahrhunderts. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, [B], **12**, p. 287–349.
- KALETA R. (1964) — O trzęsieniu ziemi w Krakowie 1786 r. *Czas. Geogr.*, **35**, p. 96–101, nr 1.
- KARASZEWSKI W. (1968) — O wstrząsach sejsmicznych wywołanych przez działalność człowieka. *Prz. Geol.*, **16**, p. 476, nr 10.
- KARASZEWSKI W. (praca w druku) — Budowa geologiczna liasu w rejonie Skarżyska-Kamiennej, Szydłowca, Starachowic, *Biul. Inst. Geol.*
- KISŁOWA A. (1951) — Południowo-zachodnia krawędź platformy wschodnioeuropejskiej między Morzem Bałtyckim a Karpatami. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **19**, p. 479–482, nr 4.
- KREUTZ F. (1876) — Rzec o trzęsieniu ziemi oraz opis trzęsienia ziemi w Galicyi wschodniej w 1875 r. *Kosmos*, **1**, p. 1–12, 54–65, 100–119.
- LÁSKA W. (1902a) — Die Erdbeben Polens. *Mittheil. der Erdbeben-Commission. Anz. Akad. Wiss. (Wien), N.F.*, nr 8, [1901].

- LÁSKA W. (1902b) – Z powodu ostatniego trzęsienia ziemi w Galicji, IX posiedzenie naukowe 12-XI-1901. *Kosmos*, **29**, p. 282.
- MOJSISOVIC S. (1902) – Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1901 innerhalb des Beobachtungsgebietes erfolgten Erdbeben. *Mittheil. der Erdbeben-Commission. Anz. Akad. Wiss. (Wien), N.F.*, nr 10.
- NIEWIAROWSKI J., WYRZYKOWSKI T. (1961) – Wyznaczenie współczesnych ruchów pionowych skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Pr. Inst. Geodez. i Kart.*, **8**, p. 102–112, nr 1.
- OBERC J. (1964) – Główna dyslokacja sudecka diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów waryscyjsko-laramijskich. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 478–490, nr 3.
- OLCZAK T. (1951) – Mapa grawimetryczna Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.* **64**.
- OLCZAK T. (1962) – Sejsmiczność Polski w okresie 1901–1950. *Acta Geophys. Pol.*, **10**, p. 3–11, nr 1.
- PAGACZEWSKI J. (1958) – Trzęsienia Ziemi i jej budowa. *Urania*, **29**, p. 1–18, nr 1.
- PAGACZEWSKI J. (1964a) – O wstrząsie, który spowodował szkody w Wieliczce w 1591 roku. *Biul. Obs. Geof. w Krakowie*, nr 1, p. 98–100.
- PAGACZEWSKI J. (1964b) – Trzy silne trzęsienia ziemi odczute w Krakowie i okolicy w latach 1785 i 1786. *Wszechświat*, nr 2, p. 39–43.
- PAGACZEWSKI J. (1972) – Katalog trzęsień ziemi w Polsce z lat 1000–1970. *Mat. Pr. Inst. Geof. PAN*, **51**, p. 3–36.
- POŻARYSKI W. (1957) – Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. *Kwart. Geol.*, **1**, p. 383–424, nr 3/4.
- SAMSONOWICZ J. (1932) – Wyniki badań geologicznych uzyskane podczas rewizji zdjęć na arkuszu Opatów. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **33**, p. 51–58.
- SKORUPA J. (1963) – Główne elementy tektoniki krystalicznego podłoża platformy wschodnio-europejskiej dla obszaru Polski w nawiązaniu do danych geofizycznych. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, cz. IV, p. 125–136.
- STURM F. (1903) – Das sudetische Erdbeben von 10 Januar 1901. *Neues Jb. Miner. Beil.*, **16**, p. 199–240.
- TEISSEYRE W. (1921) – O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **1**, p. 103–138, nr 2.
- TERMIER H., TERMIER G. (1956) – *Traité de Géologie*. Paris.
- TORNQUIST A. (1908) – Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ostpreussischen Scholle. *Schr. Phys.-Ökon. Ges. Königsb.*, **49**, p. 1–12.
- TORNQUIST A. (1909) – Über in Ostpreussen beobachteten Erdbebenerscheinungen an der Jahreswende 1908–1909. *Schr. Phys.-Ökon. Ges. Königsb.*, **50**, p. 26.
- WOLDŘICH J.N. (1901) – Das nordostböhmisches Erdbeben vom 10 Jänner 1901. *Mittheil. der Erdbeben-Commission Anz. Akad. Wiss. (Wien), N.F.*, nr 6.
- WYRZYKOWSKI T. (1959) – Zagadnienie współczesnych ruchów pionowych skorupy ziemskiej na obszarze Polski i ich badanie metodą powtarzalnej niwelacji precyzyjnej. *Biul. Inst. Geodez. i Kartogr.*, **9**, p. 125–128, nr 2.
- ZNOSKO J. (1964) – Poglądy na przebieg kaledonidów w Europie. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 697–712, nr 4.
- ZYCH S. (1931) – Trzęsienia ziemi w Polsce. *Czas. Geogr.*, **9**, p. 218–221.
- БЕЛОУСОВ В.В., СОРСКИЙ А.А., БУНЕ В.И. (1967) – Сейсмоструктурная карта Европы. *Инст. Физ. Земли АН СССР. Москва*.
- БЫЛИНСКАЯ Л.Н., МЕШЕРЯКОВ Ю.А. (1864) – О связи градиентов вертикальных движений тектонических поверхностей земли с сейсмичностью на примере территории западной части СССР. *Докл. АН СССР*, **154**, стр. 586–569, № 3.
- БОНДАРЧУК В.Г. (1967) – Геологічна структура Української РСР та проблеми тектоники. *Геол. Журнал*, **4**, [I], 27.

- ГОФШТЕЙН Д. (1964) — Неотектоника Карпат. Инст. Геол. и Геохимии Горюч. Ископ. АН УССР.
- ХИЖНЯКОВ А.В. (1964) — О погребённом рельефе фундамента Вольно-Подольской окраины Русской платформы в связи с перспективами нефтегазоносности палеозоя. Труды Укр. НИГРИ, вып. 9. стр. 10—16.
- ЧЕБАНЕНКО И.И. (1963) — Основные закономерности разломной тектоники земной коры и её проблемы. Труды ИГНС АН УССР, Геотект., вып. 12. Киев.
- ЧИРВИНСКАЯ М.В., КРАМАРЕНКО В.Н., КПИТОЧЕНКО И.Ф. (1964) — Тектонические и фациальные условия земель Украины как фактор нефтегазоаккумуляции. Геология нефти, Межд. Геод. Конгр. XXII сессия. Докл. Сов. Геол. стр. 205—120.

Владислав КАРАШЕВСКИ

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ТОЛЧКИ В ПОЛЬШЕ (БЕЗ КАРПАТ И СУДЕТ) И ИХ СВЯЗЬ СО СТРОЕНИЕМ ГЛУБИННОГО ФУНДАМЕНТА

Резюме

Большая часть Польши относится к несейсмической зоне (В.В. Белоусов и др., 1967). Только Судеты, Верхнесилезский бассейн и западная часть польских Карпат относятся к переходной сейсмической зоне (Я. Пагачевски, 1958). Однако и территория Польской низменности (в широком понимании — т.е. вместе с зоной южнопольских возвышенностей) неоднократно испытывала толчки, иногда приводившие к повреждению монументальных построек — костёлов и стен средневековых городов (Бжег в 1443 г, Глогув в 1454 г, Варшава в 1680 г, Величка в 1785 г и др.). Некоторые местности в течении веков не раз испытали подземные толчки.

На карте (фиг. 1), где показаны местности, в которых наблюдались толчки, видно их неравномерное размещение. Эти точки группируются вдоль определённых линий или зон. Часть из них таким образом отражает простирающиеся известные сбросы или глубинных тектонических разломов. Поэтому можно предположить, что и другие зоны группировки этих точек обозначают до сих пор неизвестные сбросы или разломы. О правильности таких рассуждений свидетельствует чёткое совпадение упомянутых линий с зонами сгущения градиентов на гравиметрических и магнитных картах.

Удивительно полное отсутствие точек, где наблюдались толчки, на Восточно-Европейской платформе. Зато её обрамление весьма часто испытывало такие сейсмические толчки (последнее в 1932 г — Э. Янчевски). Они отмечались, в частности, в Подлясьи и правобережном Мазовше. Следует отметить, что они расположены в зоне одного из „уступов”, ограничивающих с ЮЗ упомянутую платформу (А. Домбровский, К. Карачун, 1965). В этой зоне лежит и Варшава, которая несколько раз испытала сейсмические толчки, в частности во время землетрясения в Румынии в 1977 году.

Обращает на себя внимание скопление таких точек, где отмечались толчки, по обоим сторонам тектонического элемента, называемого впадиной Ниды или Меховской впадиной. Обе эти зоны прослеживаются также на гравиметрических и магнитных картах. Поэтому можно судить, что с обеих сторон названного элемента имеются большие сбросы или тектонические разломы.

Группировка точек наблюдается также вдоль силезского отрезка Одры. Эти зоны проходят в основном в направлении 135—140° т.е. герцинском и 125—130°, которое И.И. Чебаненко (1963) связывает с направленностью первичных разломов земной коры, образовавшихся под влиянием вращения Земли. Следует обратить внимание также на то, что расстояние главных зон сгущения точек, где отмечены толчки, от известных больших нарушений, в частности, Судетских и Свентокшиских, почти постоянно и составляет около 100—110 км.

Надо отметить также несейсмичность Великопольши с Куявами и прилегающей частью Мазовша, что, вероятно обусловлено большой мощностью соленосного цехштейна, смягчаю-

шего импульсы, идущие из фундамента. Несеismicен также Предкарпатский прогиб, заполненный мощными до 3000 м отложениями миоцена. Отсутствие толчков в Радомско-Люблинском районе объясняется существованием гравиметрического максимума, на который обратил внимание Т. Ольчак (1951). Несеismicность гравиметрических максимумов наблюдается и по другим площадям, например во Франции (S. Coron, 1954, *fide* H. Termier, G. Termier, 1956).

Władysław KARASZEWSKI

EARTH TREMORS IN POLAND (EXCEPT FOR THE CARPATHIANS AND SUDETY MTS) AND THEIR RELATION TO DEEP BASEMENT STRUCTURE

Summary

The major part of the area of Poland is assigned to aseismic zone (W.W. Bielousow i in., 1967). The exceptions are the Sudety Mts, Upper Silesian Coal Basin, and western part of Polish Carpathians, placed in „transitional peneseismic zone” (J. Pagaczewski, 1958). However, quakes were also affecting the area of the Polish Lowlands in a wider sense (i.e. including the zone of South-Polish Uplands), sometimes resulting in destruction of buildings, including monumental buildings like churches and medieval city walls (Brzeg in 1443, Głogów in 1454, Warsaw in 1680, Wieliczka in 1785, etc.). Some towns were repeatedly affected by quakes in their history.

The enclosed map shows nonuniform distribution of towns in which quakes have been recorded. The points often display a tendency to concentration along some lines or zones. It should be noted that a part of them follow the course of the proven faults or deep fractures, as it is the case in the Sudety Mts. Therefore, it may be assumed that the remaining lines or zones of higher concentration of places affected by quakes mark the course of still unrecorded faults or deep fractures. This is further supported by consistent course of these lines and zones of marked increase in gradients in gravimetric and magnetic maps.

The map clearly shows almost complete lack of points corresponding to the recorded quakes in areas of the East-European Platform. The exception is here the Białystok region, situated at the contact of two „escarpments” in gravimetric map. It should be noted that the platform margin was relatively often affected by the quakes and the last of large quakes were recorded there in 1932 (E. Janczewski, 1932), affecting several towns in the Podlasie region and right-bank part of Mazowsze. Attention should be paid to the fact that the localities are situated in a zone interpreted by A. Dąbrowski and K. Karaczun (1956) as one of „escarpments” delineating the East-European Platform in SW. Warsaw, affected by several quakes (for the last time by Roumanian quake in March, 1977), is also situated in that zone.

It is also worth to note concentration of quake records at two sides of a tectonic element known as the Nida or Miechów Basin. The course of the two zones may be also traced in gravimetry and magnetic map so it may be assumed that the unit is delineated by large faults or crustal fractures at two sides. Therefore, the term „basin” may be used here with reference to shallower-seated structural stage only. Concentrations of localities affected by quakes may be also noted along Silesian section of the Odra River. Directions from 135° to 140°, i.e. Hercynian („Godów” in the Góry Świętokrzyskie Mts) dominate in the course of these zones. Such directions are regarded as related to original fracture pattern in the Earth crust, resulting from rotation (J.J. Czebanenko, 1963). Attention should be also paid to distances between major zones of concentration of places affected by quakes and the major known faults (including Sudetic and Góry Świętokrzyskie faults) are relatively uniform, equal c. 100–110 km.

It is also worth to note aseismic nature of the Wielkopolska region including Kujawy and right-bank part of Mazowsze. This is presumably due to large thickness of salinary Zechstein rocks (locally over 1000 m), having a damper effect on impulses coming from the basement. The area of the Carpathian Foredeep, with fill of Miocene rocks locally over 3000 m in thickness and partly salinary in character, also appears aseismic. The lack of quake records in the Radom-Lublin region appears related to the presence of a gravimetric high, found by T. Olczak (1951) and others. Aseismic nature of gravimetric highs is also known from other areas, e.g. from France (S. Coron, 1954, *fide* H. Termier, G. Termier, 1956).