

## Dajki klastyczne i brekcje sejsmotektoniczne w utworach permu basenu Nachodu (Sudety Środkowe)

Jurand Wojewoda<sup>1</sup>, Stanisław Burliga<sup>1</sup>



J. Wojewoda



S. Burliga

**Clastic dikes and seismotectonic breccia in Permian deposits of the Nachod Basin (Middle Sudetes).** *Prz. Geol.*, 56: 857–862.

*Abstract.* Clastic dikes have been evidenced in Permian conglomerates occurring near Kudowa Zdrój in the Nachod Basin, the Sudetes, NE Bohemian Massif. The lithology of the dikes is the same as that of the polymictic conglomerate hosting them; they only differ in textural characteristics. The spatial orientation of the dikes points out to their genetic relationship with a nearby fault that, in a map view, separates Permian and Cretaceous formations. The dikes must have intruded after tectonic rotation of conglomerate beds on the fault to a position similar to the present one and they represent record of post-diagenetic seismotectonic events.

**Keywords:** clastic dikes, seismotectonic breccia, Permian, Nachod Basin, Sudetes

Struktury sejsmotektoniczne są ważnym wskaźnikiem aktywności tektonicznej obszarów depozycyjnych. Większość z nich powstaje w trakcie lub w niedługim czasie po depozycji osadów, a przed ich diagenezą. Ustalanie sejsmotektonicznej natury struktur w skałach osadowych jest zwykle procedurą wielowątkową i w wielu przypadkach polega na eliminacji innych możliwych mechanizmów ich powstania (Seilacher, 1984). W Sudetach zjawiska o przypuszczalnie sejsmotektonicznym pochodzeniu zostały opisane między innymi z utworów karbonu (Teisseyre, 1967), permu (Aleksandrowski i in., 1986), kredy (Wojewoda, 1987) i neogenu (Mastalerz & Wojewoda, 1991, 1993).

Do najbardziej spektakularnych procesów, które towarzyszą trzęsieniom ziemi, należy pęknięcie gruntu, otwieranie się szczelin i erupcje upłynnionego materiału (m.in. Dutton, 1889; Reibisch, 1935; Price, 1933; Reimnitz & Marshall, 1965; Coulter & Migliacco, 1966; Penick, 1976; Hesse & Reading, 1978; Sieh, 1981). Skutkiem tych procesów są struktury deformacyjne wewnątrz osadów, takie jak brekcje, spękania (m.in. Seilacher, 1969; Sims, 1973, 1975), iniecyjne dajki oraz kliny klastyczne (m.in. Reibisch, 1935; Price, 1933; Hayashi, 1964; Foster & Karlstrom, 1966; Hayashi, 1966; Reichel, 1968; Tröger i in., 1968; Rastogi, 2004; Rust, 2005). Podział dajek klastycznych ze względu na kształt ścianek szczelin oraz ze względu na mechanizm wypełniania szczelin zaproponował Hayashi (1964).

Deformacja osadów może być efektem reakcji osadów na wstrząsy, przejawiającej się ich kruchym pękaniem lub upłynnieniem (Plaziat i in., 1990; Guiraud & Plaziat, 1993; Purser i in., 1993; Cartwright & Mansfield, 1998), może również powstać na skutek reakcji na przemieszczenie wzdłuż powierzchni uskoków występujących poniżej osadów (m.in. Sieh, 1981; El-Isa & Mustafa, 1986). Towarzyszący tym procesom wzrost ciśnienia porowego wywołuje efekt tzw. pompowania sejsmicznego, który często jest wskazywany jako główna przyczyna otwierania szczelin, brekcejonowania osadu i wewnątrzszczelinowych przepływów upłynnionego materiału (por. m.in. Sibson i in., 1975; Kämpf i in., 1985; Labaume i in., 2004).

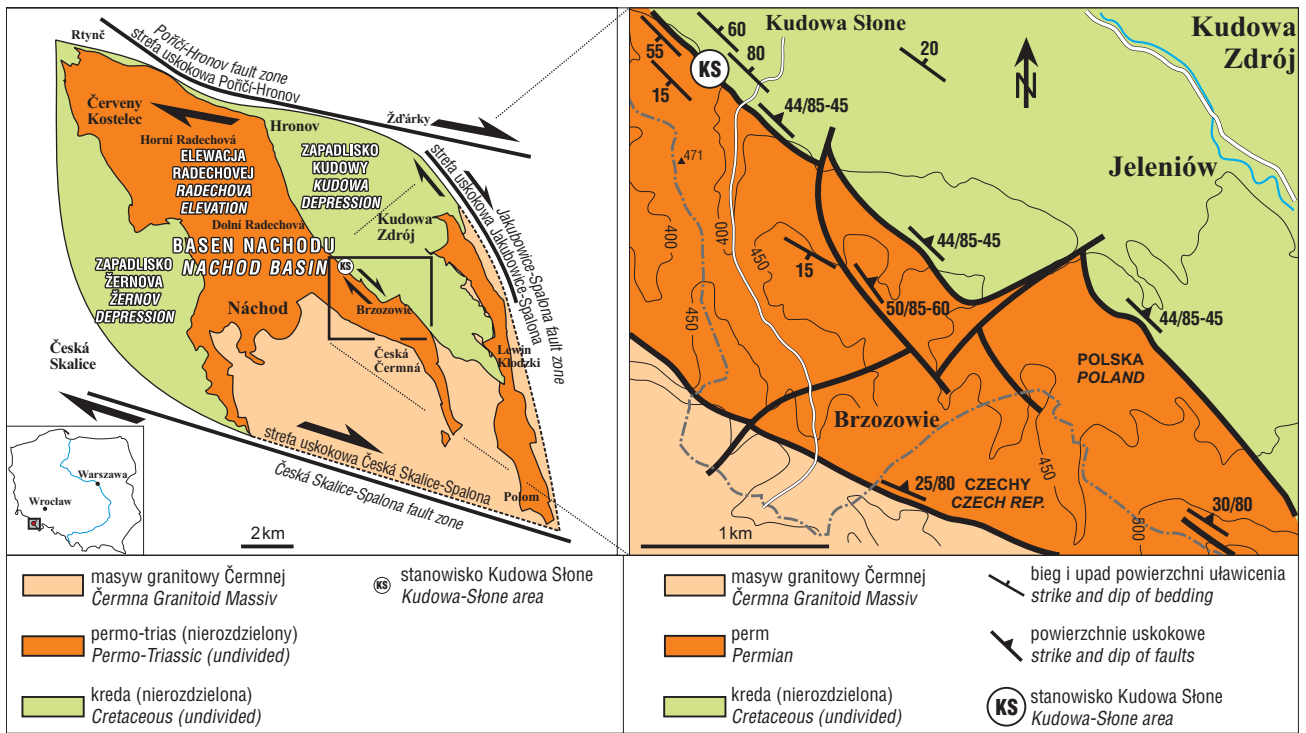
Przy północnym uskoku ramowym tzw. rowu Brzozowia (ryc. 1 i 2), który jest lokalną strukturą w basenie Nachodu (por. Wojewoda, 2007), w obrębie zlepieńców polimiktycznych (ogniwo zlepieńców ze Słonego), zaliczanych przez analogię litologiczno-facjalną do saksońskiej formacji z Trutnova (por. Holub, 1976), natrafiono na związane przestrzennie z uskokiem struktury deformacyjne — brekcje i dajki klastyczne (ryc. 3). Struktury te wyznaczają ok. 8-metrowej szerokości strefę zaburzeń przy powierzchni uskoku (ryc. 2). Dwie występujące w tej strefie dajki klastyczne oznaczono symbolami: A (dajka grubsza, dalej od uskoku) i B (dajka cieńsza, bliżej uskoku) — ryc. 4 i 5.

### Zlepieńce ze Słonego

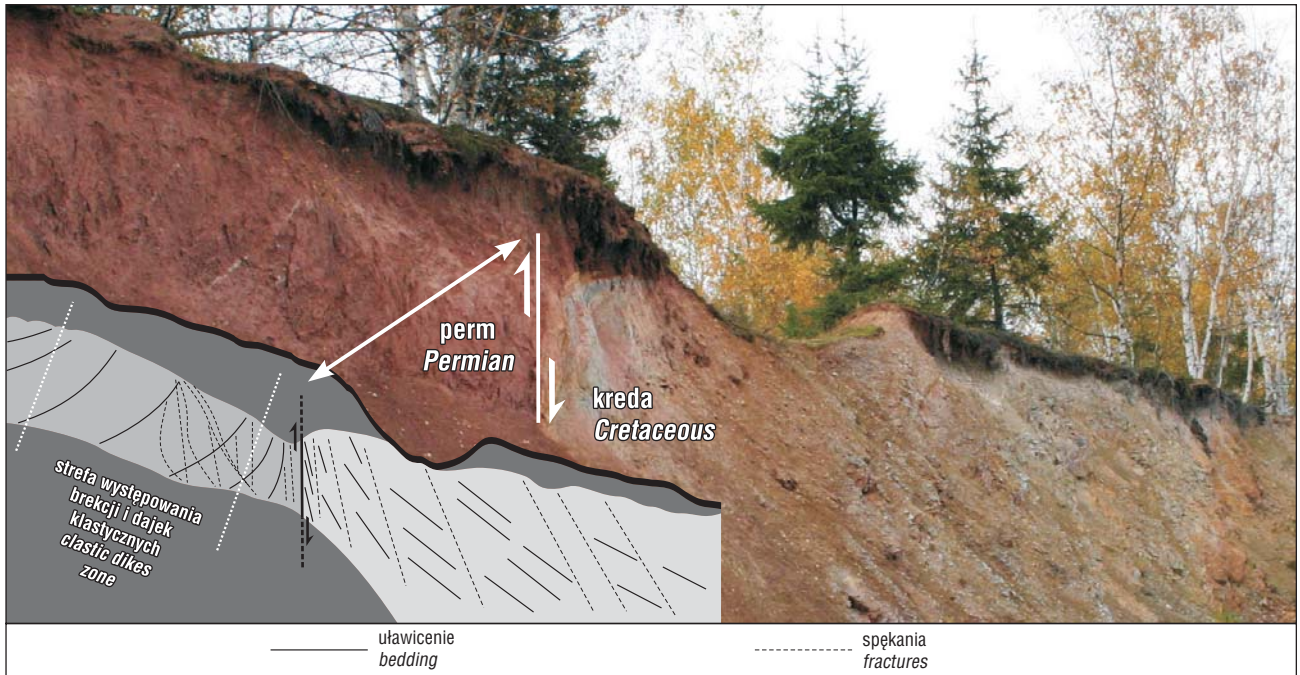
Zlepieńce ze Słonego to różne odmiany zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych, w obrębie których występują cienkie wkładki różnoziarnistych piaskowców i mułowców. Zlepieńce te mają przeważnie zwarty szkielet ziarnowy (ryc. 3A). Średnice największych ziaren wynoszą ponad 15 cm. Podrzednie występują też zlepieńce o rozproszonym szkielecie ziarnowym. Większe otoczaki są na ogół elipsoidalne i dyskoidalne lub mają wyraźnie zaokrąglone naroża. Sporadycznie występują otoczaki bardzo dobrze obtoczone, jak również ostrokrawędziste okruchy kwarcowe lub skaleniowe, które należą do najdrobniejszej frakcji szkieletu ziarnowego. Piaszczysto-mułowa masa wypełniająca zawiera takie same składniki lityczne jak szkielet ziarnowy, jednakże pospolitsze są w tej frakcji ziarna kwarcowe i skaleniowe. Wszystkie składniki są słabo spojone lepiszczem ilasto-żelazistym, które nadaje skałom czerwono-fioletowe zabarwienie.

Makroskopowa identyfikacja zlepieńców w odświeżeniu z wychodniami dajek klastycznych oraz obserwacje w płytkach cienkich wskazują, że główną masę ich szkieletu ziarnowego stanowią składniki lityczne (ryc. 3A). Są to głównie otoczaki gnejsów, łupków serycytowo-kwarcowych, łupków łuszczkowych, łupków zieleńcowych, kwarcytów, granitoidów oraz kwarcu żyłowego. Skały krystaliczne o podobnym zróżnicowaniu i wykształceniu występują współcześnie w sąsiedztwie oraz podłożu osadów permjskich w obrębie formacji Nového Města oraz metamorfiku Gór Orlickich (Domečka & Opletal, 1974; Żelaźniewicz, 1977a, b). Z dużą pewnością można zatem

<sup>1</sup>Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; jurand.wojewoda@ing.uni.wroc.pl, stanislav.burliga@ing.uni.wroc.pl



**Ryc. 1.** Schemat lokalizacyjny stanowiska Kudowa Słone (KS) w obrębie basenu Nachodu (z lewej) i rowu Brzozowia (z prawej) — według Wojewody (2007, zmieniony)  
**Fig. 1.** Geological setting of Kudowa Słone area (KS) in the Nachod Basin (to the left) and the Brzozowie Graben (to the right) — after Wojewoda (2007, modified)



**Ryc. 2.** Północny uskok ramowy rowu Brzozowia  
**Fig. 2.** Northern border fault of the Brzozowie Graben

przyjąć, że zlepienie są zbudowane z materiału lokalnego, który był transportowany na niewielką odległość. Zróżnicowanie zlepieńców na odmianę o zwartym i o rozproszonym szkieletcie ziarnowym jest widoczne w skali odsłonięcia.

Miejscami zlepienie wykazują jednokierunkową imbrykację podprądową i niskokątowe warstwowanie przekątne. Tworzą soczewkowate ławice lub wielozestawy. Powszechnie występują w nich rozległe i płytkie powierzchnie ero-

zyjne — przypuszczalnie kopalne koryta rzeczne. Zespół facji jest typowy dla środowiska zwirowanej rzeki roztokowej (Miall, 1996; por. Wojewoda, 2007). Osie koryt, imbrykacja otczaków w brukach korytowych oraz niskokątowe warstwowanie przyrostu bocznego jednoznacznie wskazują na kierunek paleotransportu ku zachodowi i północnemu zachodowi, co odpowiada ogólnemu schematowi paleogeograficznemu basenu Nachodu (por. Wojewoda, 2007).

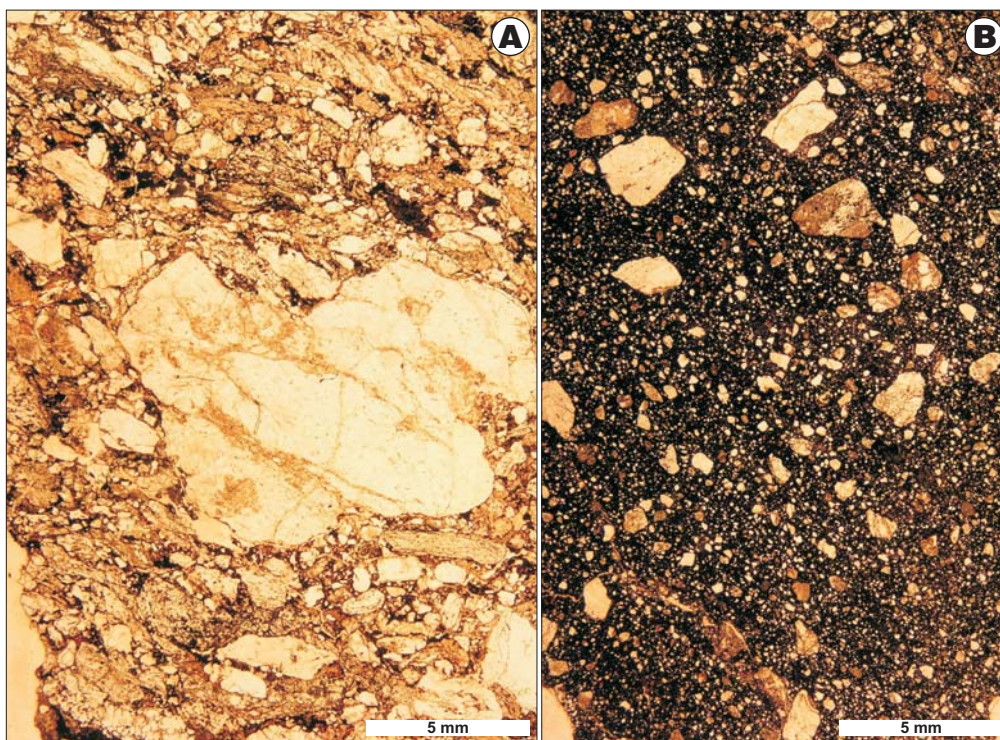
### Dajki i brekjeje sejsmotektoniczne

Dajki klastyczne mają podobny skład litologiczny szkieletu ziarnowego do zlepieńców, lecz ziarna ich szkieletu są rozproszone w piaszczysto-mułowym matriksie i spojone ilasto-żelazistym cementem (ryc. 3B). Skały te mają intensywniejszą barwę niż skała otoczenia — są niemal bordowe. W skali odsłonięcia zauważalne jest zróżnicowanie cech teksturalnych w żyłach. W dolnej części wyrobiska (NE część odsłonięcia) dajki są zbudowane ze zlepieńca o rozproszonym szkielecie ziarnowym, w którym dominują otoczaki lityczne frakcji ok. 0,5–2 cm, przy czym większe otoczaki mają kształt płaskoelipsoidalny i są półobtoczone lub obtoczone, natomiast drobniejsze ziarna mają bardziej izometryczny pokrój i słabsze obtoczenie; są wśród nich także ziarna nieobtoczone. Część składników szkieletu ziarnowego kontaktuje ze sobą, w szczególności w strefach brzeżnych żyły, w których ponadto dominuje piaszczysty matriks. W środkowej, osiowej części dajki szkielet jest bardziej rozproszony, a matriks mułowo-piaszczysty. W strefie tej występują największe otoczaki (do 2 cm).

zgodnie z przebiegiem dajki i mają wyraźnie zaokrąglone krańce (ryc. 4C). Tkwią one w mułowym matriksie bliżej NE ściany dajki.

W około 6-metrowej szerokości pasie osadów przyległych do uskoku (ryc. 4D) występują nieregularne strefy brekcyj o grubości do 2 m. Brekcje te współwystępują z dajkami, wraz z którymi tworzą strefy nawiązujące do uławicenia osadów (ryc. 5). Intraklasty brekcyj są zbudowane z porozrywanych fragmentów ławic i zestawów zlepieńca. Mają zwykle zaokrąglone, romboidalne lub elipsoidalne kształty.

W badanych wycinkach dajek klastycznych uporządkowanie składników szkieletu ziarnowego makroskopowo jest słabo czytelne. Jedynie w dolnej części wyrobiska większe otoczaki wykazują uporządkowaną orientację względem ścian dajki — są ustawione pod kątem 5–25° do granicy dajki i zachowują równoległość biegu największych płaszczyzn do biegu dajek (ryc. 4B). Linijne uporządkowanie składników szkieletu jest dostrzegalne w płytkach cienkich prób pobranych zarówno w dolnej, jak i górnej części wyrobiska. Wydłużone składniki szkieletu



Ryc. 3. Obraz mikroskopowy zlepieńca (A) i skały wypełniającej dajkę (B). Światło przechodzące, nikole równoległe

Fig. 3. Microphotographs of host conglomerates (A) and dike rocks (B). Transmitted light, parallel nicols

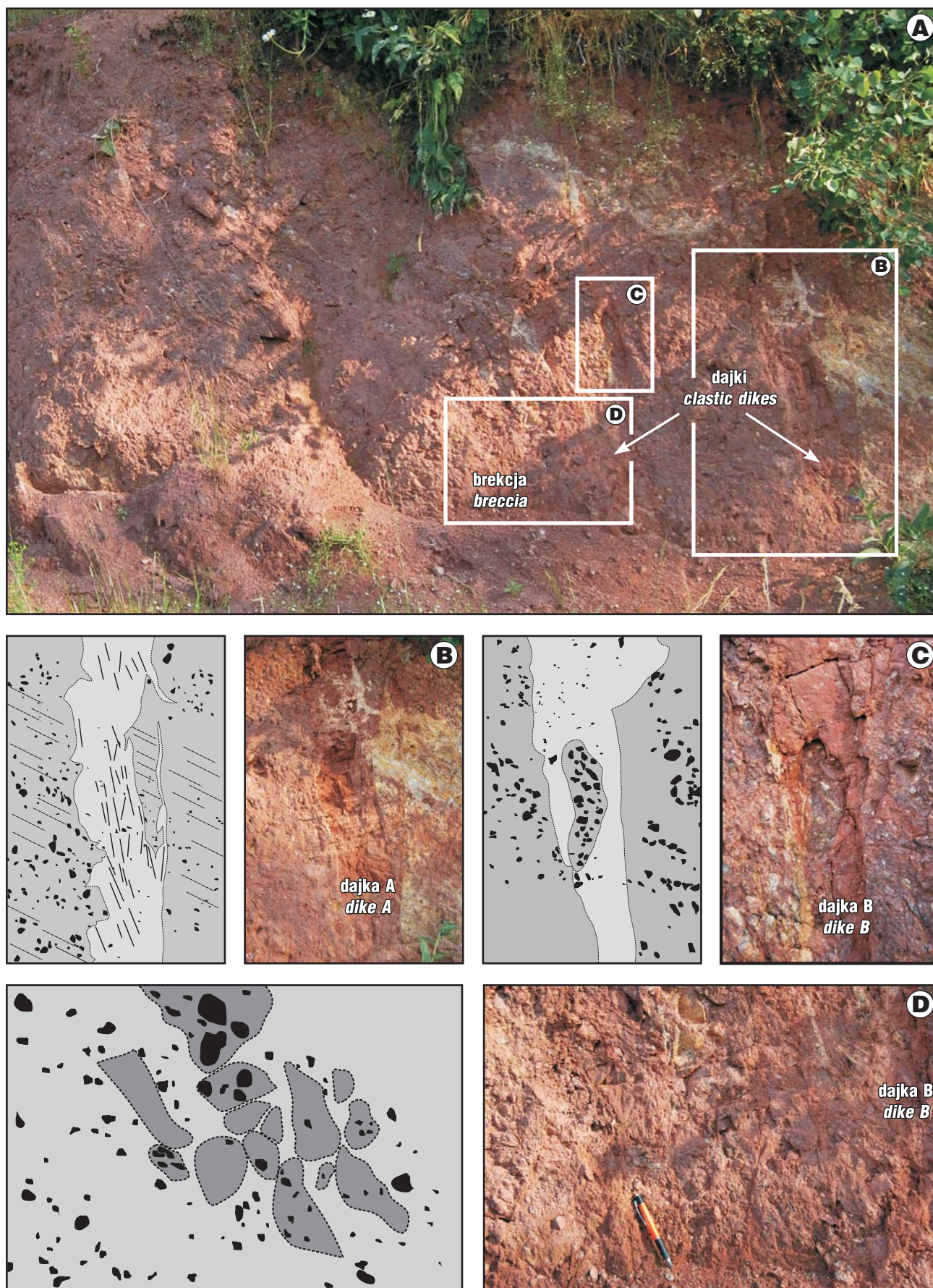
W szkielecie ziarnowym dajki A, odsłaniającej się w górnej części wyrobiska (SW część odsłonięcia, ryc. 4A), dominują ziarna o średnicy 1–2 mm, sporadycznie 0,5 cm (średnica największego znalezionej otoczaka miała 1 cm). Przeważnie są to słabo obtoczone ziarna kwarcowe i skałeniowe, rzadziej ziarna lityczne. Są one rozproszone w mułowo-drobnopiaszczystym matriksie, który stanowi główny składnik żyły (ryc. 3B, 4B). Podobnie jak w dolnej części wyrobiska, największe otoczaki są obserwowane w środkowej części dajki, wśród silnie mułowego matriksu.

W dajce B uwagę zwraca obecność inkorporowanych w strukturę żyły fragmentów skały osłony (ryc. 4C). Intraklasty te w przekroju prostopadłym do dajki są wydłużone

ziarnowego dłuższymi osiami układają się równoległe i subrównoległe do ścian żył. Ponieważ w płytkach widoczne są przekroje poprzeczne przez płaskoelipsoidalne otoczaki, można przyjąć, iż mikroskopowo czytelna lineacja wskazuje na podobne ułożenie składników szkieletu ziarnowego na całej rozciągłości dajek, bez względu na średnicę ziaren szkieletu (ryc. 4B).

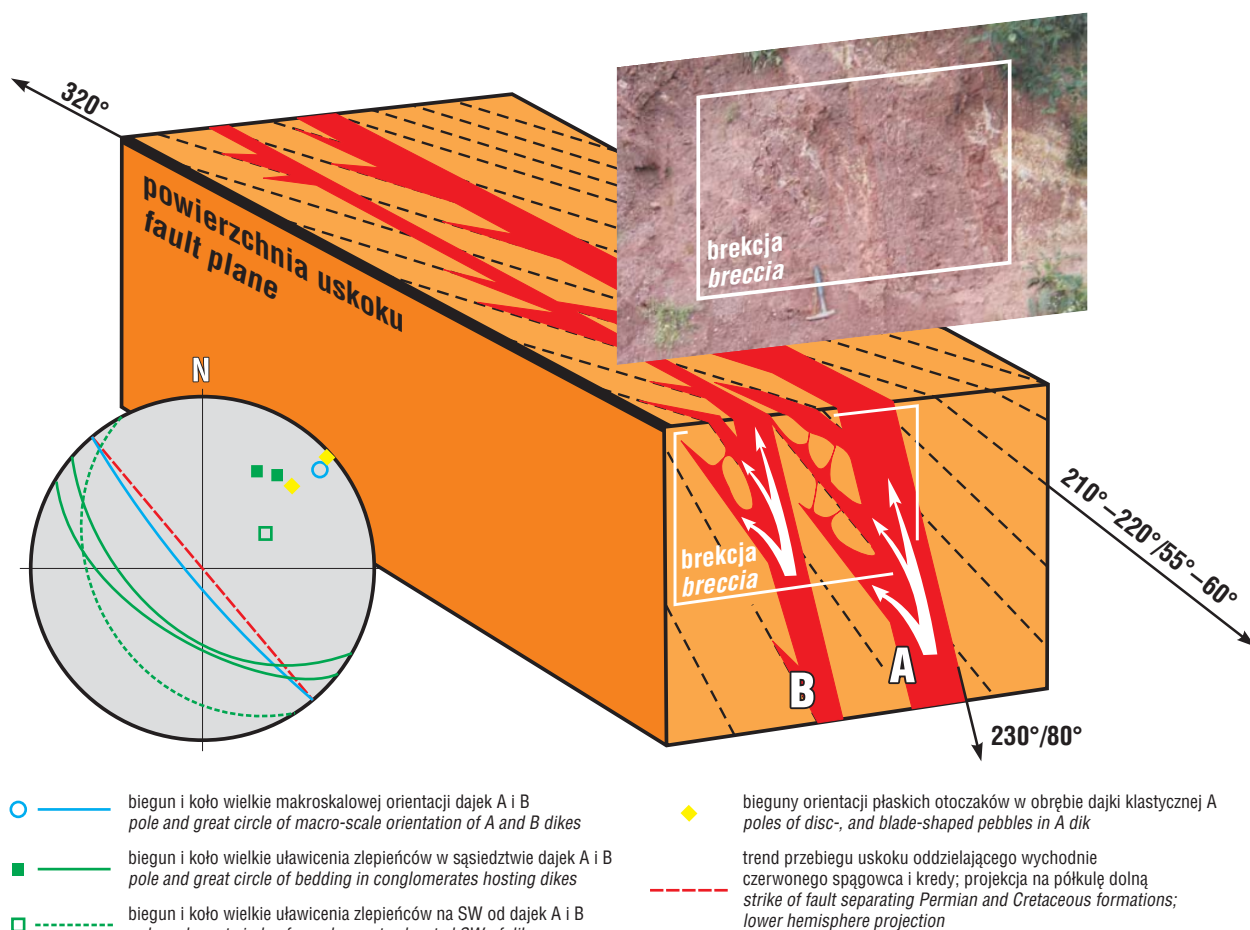
### Geneza dajek

Wyniki obserwacji struktury i tekstury dajek klastycznych przy uskoku ramowym rowu Brzozowia wskazują, iż powstały one w wyniku wypełnienia przyuskokowych



Ryc. 4. Dajki klastyczne w zlepięcach (A). Lineacja wypełnienia dajki A (B) i intraklasty w dajce B (C). Strefa zbrekcjonowanego zlepięca w sąsiedztwie dajki B (D)

Fig. 4. Clastic dikes in conglomerates (A). Lineation in A dike infill (B) and intraclasts within B dike infill (C). Brecciated conglomerate in the vicinity of B dike (D)



**Ryc. 5.** Schemat wzajemnych relacji przestrzennych między powierzchnią uskoku, orientacją warstwowania oraz dajek i brekcji sejsmotektonicznych

**Fig. 5.** Spatial relationships between the fault, dikes, bedding and seismotectonic breccia

szczelini w zlepieńcu, przez mieszaninę mułowo-piaszczysto-żwirową. Obecność w wypełnieniu dajek kierunkowej orientacji płaskoelipsoidalnych otoczków oraz zaokrąglonych intraklastów skał osłony jest przesłanką dużego zawodnienia osadu oraz sporej dynamiki jego przepływu przez szczelinę. Wobec braku liniowych wskaźników przepływu trudno jest precyzyjnie określić kierunek przemieszczania materiału klastycznego, jednakże ułożenie otoczków sugeruje transport równoległy do ścian żył. Na podstawie obecnej pozycji otoczków można sądzić, iż kierunki prądowe przebiegały bardzo stromo.

Podstawowym zagadnieniem w ustaleniu genezy opisywanych dajek jest określenie czasu ich powstania. Struktury tego typu powstają zarówno w nieskonsolidowanym i słabo skonsolidowanym osadzie, jak również w skałach zlitfikowanych, a nawet krystalicznych (por. m.in. Sibson i in., 1975; Kämpf i in., 1985; Labaume i in., 2004). W utworach czerwonego spągowca synklinorium śródsudeckiego udokumentowano podobnie wykształcone dajki klastyczne, związane z odwodnieniem nieskonsolidowanego osadu (Aleksandrowski i in., 1986, stanowisko Golińsk). Interpretując genezę analogicznych dajek w badanym stanowisku, należałoby zatem dopuścić możliwość, iż dajki klastyczne powstały w układzie warstw zbliżonym do pierwotnego. Ponieważ zlepieńce występujące w badanym stanowisku zostały zinterpretowane jako utwory roztokowo-aluwialne, należy przyjąć pierwotne nachylenie powierzchni sedymentacyjnych pod kątem nawet ok. 20–30° (por. Miall, 1966). Jest to kąt zbliżony do kąta nachylenia

warstw zlepieńcowo-piaskowcowych w SW części opisywanego wyrobiska, a jednocześnie zgodny z nachyleniem analogicznych facjalnie zlepieńców w obszarach ościenych. Niestety, w wyniku rotacji za pomocą siatek Lamberta-Schmidta warstwy zlepieńców do kąta upadu warstw ok. 30°, ulegające takiej samej rotacji dajki przyjmują nachylenie ok. 45–50° i kierunek zapadu zgodny z warstwowaniem. Kontynuując rotację warstw do poziomu, obserwuje się sukcesywne zmniejszanie kąta nachylenia dajek. Wyklucza to poprawność przyjętej interpretacji, gdyż układ taki — nawet dopuszczając możliwość jego wygenerowania — jest niemożliwy do zachowania w luźnym osadzie. Na skutek kolapsu grawitacyjnego zawodniony materiał mułowo-piaszczysty uległby wyciśnięciu na powierzchnię. Co więcej, kanały odwodnieniowe w osadzie i powstające dajki mają najczęściej orientację pionową. Rotując zatem w dalszej kolejności układ, aż do uzyskania pionowej orientacji dajek, nadajemy warstwowaniu nachylenie 60–70°, co również wyklucza prawidłowość interpretacji dajek klastycznych z rejonu Słonego jako struktur powstałych w osadzie nieskonsolidowanym.

Zarówno uporządkowanie płaskich otoczków, jak i wydłużenie intraklastów zlepieńcowych w żyłach implikują bardzo stromy, niemal pionowy, przepływ materiału żyłowego w obecnej orientacji dajek. Ponadto wewnętrzna strefowość teksturalna osadu (ściślej upakowany szkielet ziarnowy przy ścianach żyły A oraz rozproszony szkielet ziarnowy, drobniejsza masa wypełniająca i największe otoczki w osiowej partii tej żyły) sugeruje etapowość powsta-

wania struktury dajki. Reaktywacja szczelin jest cechą typową dla osadów skonsolidowanych. Poczynione obserwacje łącznie wskazują, iż dajki klastyczne w czerwonym spagowcu w rejonie Kudowy powstały już po cementacji osadów permskich, w układzie warstw obserwowanym współcześnie — po tektonicznej rotacji warstw zlepieńców do pozycji zbliżonej do współczesnej. Ponieważ przyczyną zestromienia warstw zlepieńcowych było ich ciągnięcie przyuskokowe, można wnioskować również o uskokowej genezie dajek klastycznych. Wniosek ten wydaje się znajdować potwierdzenie w prostoliniowym przebiegu dajek, ich względnie stałej miąższości oraz zgodności biegów dajek i pobliskiego uskoku.

Opisywane dajki wypełniają spękania równoległe bądź subrównoległe do uskoku, powstałe na skutek pionowego przemieszczenia skrzydeł uskokowych. Nie ma jednak wskaźników do jednoznacznego określenia zwrotu przemieszczenia poziomego na uskoku. Nie ma również pewności, skąd mógł pochodzić materiał wypełniający dajki. Najprawdopodobniej powstał wskutek uwadniania i rozłazowania pierwotnego matriksu w zlepieńcach lub z niszczenia osadów mułowcowo-piaszkowych, które w omawianym odslonięciu występują zarówno poniżej, jak i powyżej zlepieńców (ryc. 5). Materiał ten mógł być następnie przemieszczany pod ciśnieniem w strefach zluźnień i w szczelinach w następstwie wspomnianego procesu pompowania sejsmicznego (Sibson i in., 1975; Kämpf i in., 1985).

### Podsumowanie

Dajki i brekcje klastyczne stwierdzone w obrębie zlepieńców ze Słonego na obszarze basenu Nachodu wykazują wyraźny związek przestrzenny z pobliskim uskokiem. Są to struktury powstałe po przynajmniej częściowej lityfikacji osadów, wskutek rozłazowania, upłynnienia oraz iniekcji pod ciśnieniem pierwotnego matriksu lub towarzyszących zlepieńcom osadów piaszczysto mułowych. Tym samym ich sejsmotektoniczna geneza wydaje się bardzo prawdopodobna.

Badania sfinansowano ze środków budżetowych Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego (granty 2022/W/ING/08-5 oraz 2022/W/ING/08-63).

### Literatura

ALEKSANDROWSKI P., ŚLIWIŃSKI W. & WOJEWODA J. 1986 — Frontally and surficially fluidized slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian, Intrasudetic Basin. 7<sup>th</sup> IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook, Excursion A-1: 9–29.  
 CARTWRIGHT J.A. & MANSFIELD C.S. 1998 — Lateral displacement variation and tip geometry of normal faults in the Canyonlands National Park, Utah. *J. Struct. Geol.*, 20: 3–19.  
 COULTER W.H. & MIGLIACCO R. 1966 — Effects of the earthquake of March 27, 1964 at Valdez Alaska. *U.S. Geol. Surv., Washington, Prof. Paper*, 542-C.  
 DOMEČKA K. & OPLETAL M. 1974 — Granitoidy západní části orlicko-kladské klenby. *Acta Universitatis Carolinae — Geologica*, 1: 75–109.  
 DUTTON C.E. 1889 — The Charleston earthquake of August 31, 1886. Ninth Annual Report of the Directorate. *U.S. Geol. Surv., Washington, D.C.*, 209–528.  
 EL-ISA Z.H. & MUSTAFA H. 1986 — Earthquake deformations in the Lisan deposits and seismotectonic implications. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 86: 413–424.  
 FOSTER H.L. & KARLSTROM T.N.V. 1966 — Ground Breakage and associated effects in the Cook Inlet Area, Alaska, resulting from the March 27, 1964, earthquake. *U.S. Geol. Surv., Washington, Prof. Paper*, 543-F.

GUIRAUD M. & PLAZIAT J.C. 1993 — Seismites in the fluvial Bima Sandstones: identification of paleoseismites and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225: 493–522.  
 HAYASHI T. 1966 — Clastic dikes in Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 37: 1–20.  
 HESSE R. & READING H.G. 1978 — Subaqueous clastic fissure eruptions and other examples of sedimentary transposition in the lacustrine Horton Bluff Formation (Mississippian), Nova Scotia, Canada. [W:] *Modern and Ancient Lake Deposits*, A. Matter & M.E. Tucker (red.), *Spec. Publ. IAS*, 2: 241–257.  
 KÄMPF H., BANKWITZ P., STRAUCH G., STIEHL G., GEISLER M., GERSTENBERGER H., HAASE G., KLEMM W., THOMAS R. & VOGLER P. 1985 — Local and regional processes and zoning in a hydrothermal Late Variscan vein mineralization from the southern part of the G.D.R. *Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig*, 94: 426–434.  
 LABAUME P., CARRIO-SCHAFFHAUSER E., GAMOND J.-F. & RENARD F. 2004 — Deformation mechanisms and fluid-driven mass transfers in the recent fault zones of the Corinth Rift (Greece). *C. R. Geoscience*, 336: 375–383.  
 MASTALERZ K. & WOJEWODA J. 1993 — Alluvial-fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene Pre-Kaczawa fan, SW Poland. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 17: 293–304.  
 MIALL A.D. 1996 — *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York.  
 PENICK J. JR. 1976 — The New Madrid earthquakes of 1811–1812, U. Missouri Press, Columbia, Mo.  
 PLAZIAT J.C., PURSER B.H. & PHILOBBOS E. 1990 — Seismic deformation structure (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt). *Bull. Soc. Geol. France*, 8: 419–439.  
 PRICE P.H. 1933 — Claydikes in Redstone coal, West Virginia and Pennsylvania. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geology*, 17: 1527–1531.  
 PURSER B.H., PLAZIAT J.C. & PHILOBBOS E. 1993 — Stratiform breccias and associated deformation structures recording Neogene earthquake in synrift sediments of the Egyptian Red Sea coast. *Geol. Soc. Egypt, Spec. Publ.*, 1: 189–204.  
 RASTOGI B.K. 2004 — Damage due to the  $M_w$  7.7 Kutch, India earthquake of 2001. *Tectonophysics*, 390: 85–103.  
 REIBISCH P. 1935 — Entstehung der Rücken und Käme im Rotliegenden des Döhlener Beckens. *Isis Jhg., Sitzungsberichte*, 6–7.  
 REIMNITZ E. & MARSHALL N.F. 1965 — Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments. *J. Geophys. Res.*, 70: 2363–2376.  
 REICHEL W. 1968 — Zyklische Sedimentation und ihre Ursachen im Unterrotliegenden des Döhlener Beckens bei Dresden. *Geologie-Berlin*, 17: 875–884.  
 RUST D. 2005 — Palaeoseismology in steep terrain: The Big Bend of the San Andreas fault, Transverse Ranges, California. *Tectonophysics*, 408: 193–212.  
 SEILACHER A. 1984 — Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. [W:] *Seismicity and Sedimentation*, M.B. Cita & F. Ricci Lucchi (ed.), *Marine Geology*, 55: 103–106.  
 SEILACHER A. 1969 — Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155–159.  
 SIBSON R.H., MC MOORE J.M. & RANKIN A.H. 1975 — Seismic pumping — a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. London*, 131: 653–659.  
 SIEH K.E. 1981 — A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes. [W:] *Earthquake Prediction — An International Review*, Richards Maurice Ewing Series, 4: 181–207.  
 SIMS J.D. 1973 — Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182: 161–163.  
 SIMS J.D. 1975 — Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29: 141–152.  
 TEISSEYRE A.K. 1967 — Clastic wedges in the Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Polon. Sci. Sér. géol. et géogr.*, 15: 15–22.  
 TRÖGER K., BEHR H.J. & REICHEL W. 1968 — Die tektonisch-fazielle Entwicklung des Elbe-Lineaments im Bereich der Elbtalzone. *Frei. Forsch. H.-Berlin*, C 241: 71–85.  
 WOJEWODA J. 1987 — Sejsmotektoniczne osady i struktury w kredowych piaszkowcach niecki śródsudeckiej. *Prz. Geol.*, 35: 169–175.  
 WOJEWODA J. 2007 — Perm basenu Nachodu. [W:] J. Wojewoda (ed.), *Review of Permian sedimentary successions of Boskovic Trough, Nachod Basin and Trutnov Basin. Sedimentologica*, 1: 85–99.  
 ŻELAŻNIEWICZ A. 1977a — Rozwój spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich. *Rocz. PTG*, 47: 163–191.  
 ŻELAŻNIEWICZ A. 1977b — Granitoidy masywu Kudowy–Oleśnic. *Geologia Sudetica*, 12: 137–162.