

DEFORMACJE PRZED- I POKONSOLIDACYJNE W SKAŁACH OSADOWYCH TERYGENICZNEJ STREFY PRZEJŚCIOWEJ PZt (CECHSZTYN/PSTRY PIASKOWIEC DOLNY) NA OBSZARZE SYNKLINY GRODZIECKIEJ, SUDETY: INTERPRETACJA PROCESOWA ORAZ IMPLIKACJE REGIONALNE

PRE- AND POST-CONSOLIDATED SEDIMENT DEFORMATIONS IN THE TRANSITIONAL TERRIGENEOUS SERIES PZt (ZECHSTEIN/LOWER BUNTSANDSTEIN) IN THE GRODZIEC SYNCLINE, SUDETES: PROCESS INTERPRETATION AND REGIONAL IMPLICATIONS

KAROL DURKOWSKI¹, DOMINIK SOKALSKI², JURAND WOJEWODA³

Abstrakt. Na obszarze synkliny grodzieckiej, wschodniej części synklinorium północnosudeckiego osady najwyższego cechsztynu są reprezentowane przez mułowce i bardzo drobnoziarniste piaskowce, które płynnie i w sposób ciągły przechodzą w typowe osady pstrego piaskowca. Utwory te należą do terygenicznego strefy przejściowej PZt, której najwyższą część budują heterolity falowe. W heterolitach wyróżniono strefę licznych deformacji przed- i pokonsolidacyjnych. Deformacje przedkonsolidacyjne posiadają liczne cechy charakterystyczne dla sejsmitów, natomiast geneza deformacji pokonsolidacyjnych nie jest jednoznaczna i wymaga dalszych badań. Strefa deformacji stanowi ważny poziom korelacyjny na obszarze synkliny grodzieckiej, który jest także obserwowany w analogicznych osadach monokliny przedsudeckiej w rejonie Głogowa i Rudnej.

Słowa kluczowe: synklina grodziecka, deformacje przed- i pokonsolidacyjne, pstry piaskowiec, cechsztyń, Sudety.

Abstract. In the Grodziec Syncline (Eastern part of the North-Sudetic Synclinorium) the uppermost Zechstein sediments are represented by mudstones and very fine grained sandstones, which smoothly continue into typical Buntsandstein deposits. These sediments belong to Transitional Terrigenous Series (PZt), which uppermost part is developed as heterolithic tempestites. A zone abundant in pre- and post-consolidated sediment deformation structures was distinguished within heterolithic sediments. The pre-consolidated sediment deformation structures have numerous features of seismites, on the other hand post-consolidated deformation structures raise more doubts about their origin and require more future research. A zone of pre- and post-consolidated sediment deformation is an important correlation horizon for the Grodziec Syncline. Furthermore, such zone is also observed in the analogous deposits of the Fore-Sudetic Monocline in the Glogow–Rudna area.

Key words: Grodziec syncline, pre- and post-consolidated sediment deformation, post-consolidated sediment deformation, Buntsandstein, Zechstein, Sudetes.

WPROWADZENIE

W latach 2011–2016 KGHM Polska Miedź S.A. wykonywała prace poszukiwawczo-rozpoznawcze złoża rud miedzi na terenie synkliny grodzieckiej (synklinorium północnosudeckie) (fig. 1). Profilowanie otworów wiertniczych, w tym dozór i nadzór geologiczny, były wykonywane przez

pracowników firmy KGHM Cuprum Sp. z o.o. CB-R między innymi autorów niniejszego artykułu – Durkowskiego i Sokalskiego. Podstawowym celem wierconych otworów było zbadanie parametrów strefy złożowej rud miedzi, jednakże w czasie opisywania rdzeni wiertniczych poczyniono

¹ KGHM Cuprum Centrum Badawczo-Rozwojowe, ul. gen. W. Sikorskiego 2-8, 53-659 Wrocław; e-mail: kdurkowski@cuprum.wroc.pl.

² KGHM Polska Miedź S.A., ul. M. Skłodowskiej-Curie 48, 59-301 Lubin; e-mail: dominik.sokalski@kgmh.com.

³ Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, pl. M. Borna 30, 50-205 Wrocław; e-mail: jurand.wojewoda@ing.uni.wroc.pl.

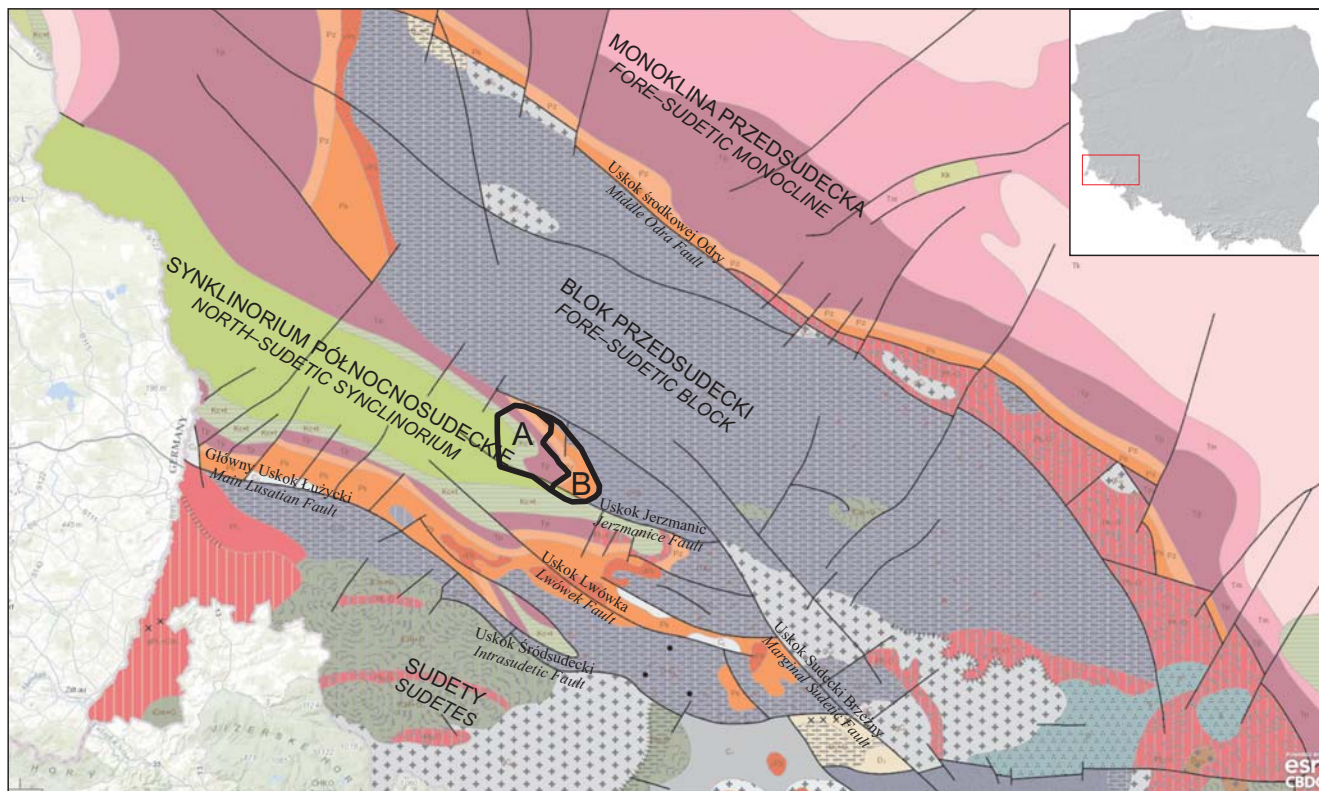


Fig. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle mapy geologicznej Polski
(wg <http://m.bazagis.pgi.gov.pl/cbdg>, zmodyfikowano; uskoki za Cymermanem, 2010)

Location of the study area on the geological map of Poland
(after <http://m.bazagis.pgi.gov.pl/cbdg>, modified; faults after Cymerman, 2010)

wiele interesujących obserwacji, również w obrębie wydzieleń znajdujących się powyżej serii złożowej (Durkowski, Sokalski, 2016). W trakcie sporządzania profili stratygraficznych dla poszczególnych otworów jedną z trudności było postawienie granicy pomiędzy utworami cechsztynu i pstrego piaskowca. Istotnym ułatwieniem w wyznaczeniu

tej granicy okazała się strefa licznych przed- i pokonsolidacyjnych deformacji osadu, występująca w obrębie serii piaszczysto-mułowcowo-ilastej terygenicznego przejściowej (PZt), która jest wyodrębniana na granicy utworów cechsztynu i pstrego piaskowca (Wagner i in., 1978; Wagner, 1987, 1994; Pieńkowski, 1989; Raczyński, 1997).

OBSZAR BADAŃ

Prace eksploracyjne były wykonywane na podstawie dwóch koncesji udzielonych KGHM dla obszarów „Synklina Grodziecka” oraz „Konrad” (fig. 1). Są one zlokalizowane na SE od Bolesławca na Dolnym Śląsku. Obszary koncesyjne mają łączną powierzchnię ok. 110 km². Na ich terenie

wykonano 22 otwory wiertnicze, w tym 19 o głębokości większej niż 700 m (fig. 2). Niestety jedynie w sześciu otworach wykonano pełne rdzeniowanie, zaczynając od utworów kredowych, a kończąc na permskich (przystropowych warstwach czerwonego spągowca). W pozostałych otworach rdzeń uzyskano wyłącznie z osadów permu, a w innych również ze stref granic stratygraficznych kreda/trias i trias/perm.

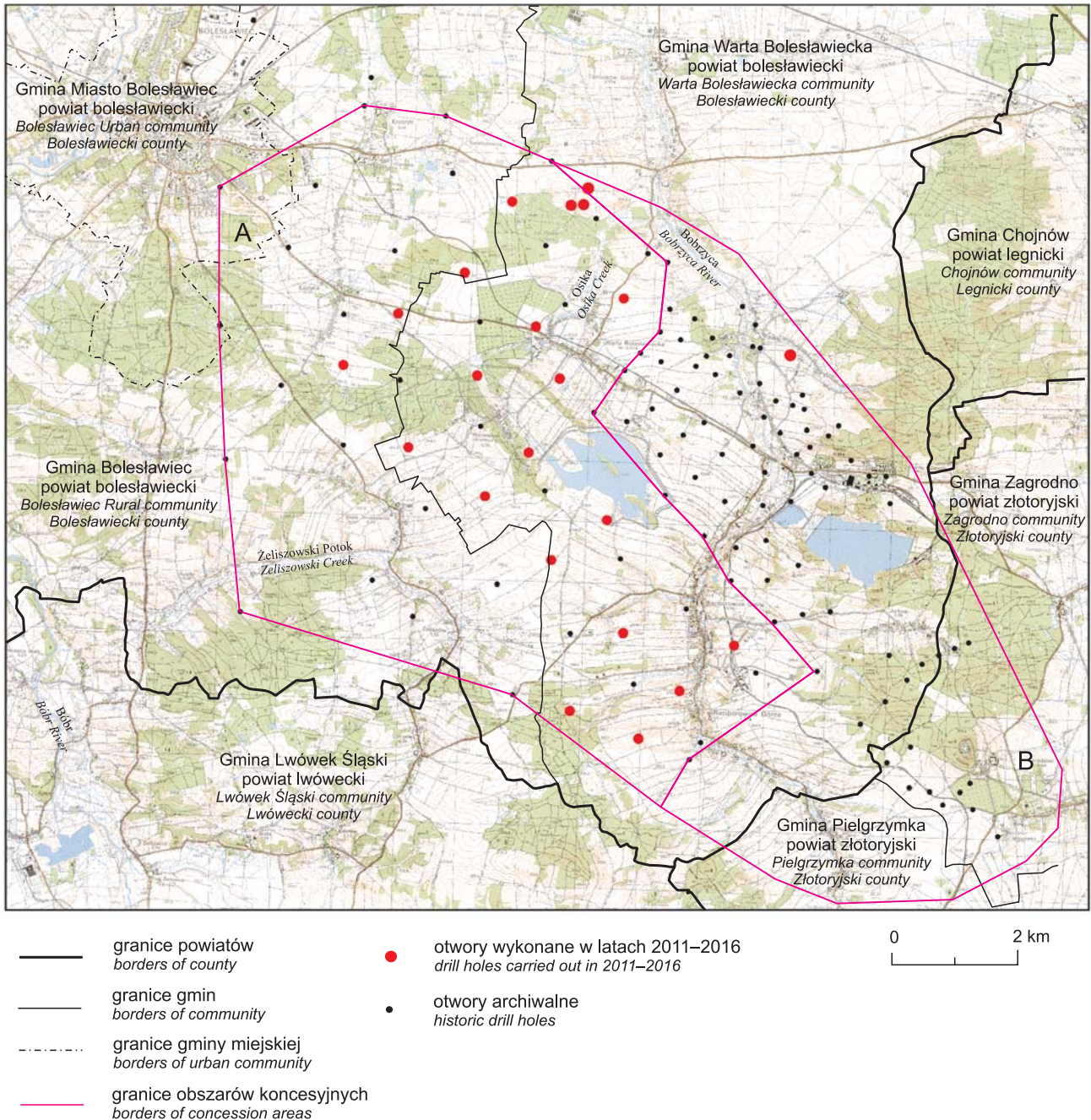


Fig. 2. Lokalizacja otworów wiertniczych wykonanych na obszarze koncesji, A – Synklina Grodziecka i B – Konrad (Kwaśny i in., 2008; zmodyfikowano)

Drill holes location within the concession areas, A – Synklina Grodziecka and B – Konrad (Kwaśny *et al.*, 2008; modified)

METODA

Zgodnie z obowiązującymi przepisami prawa geologiczno-górniczego rdzenie zostały przecięte i połowa ich objętości została przekazana do Narodowego Archiwum Geologicznego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie. Na przeciętych połówkach rdzeni przeprowadzono szczegółowe obserwacje makroskopowe oraz weryfikację opisów wykonanych przez dozór geologiczny w trakcie prac eksploracyjnych. Oprócz poruszanego w niniejszym artykule problemu, zajęto się również podziałem litostratygraficznym cechsztynu, triasu oraz kredy. Ponowny przegląd prób objął odcinek o sumarycznej długości dochodzącej do 6000 m rdzeni z 19 głębokich otworów. W pracach polowych uczestniczył dr Paweł Raczyński, dr Wojciech Śliwiński, dr hab. Jurand Wojewoda oraz Karol Durkowski. Uzyskane w ten sposób dane przyczyniły się do powstania pracy badawczej zrealizowanej przez KGHM Cuprum Sp. z o.o. CB-R, pt. „Opracowanie litostratygraficzne serii skalnych niecki grodzieckiej jako podstawy dla dokumentowania oraz udostępnienia złoża rud miedzi pod przyszłą eksploatację” (Durkowski, 2016). Obserwacje wykonane na potrzeby powyższego opracowania wykorzystano w niniejszym artykule.

ZAGADNIENIA REGIONALNE

Sedymentacja osadów pstrego piaskowca odbywała się w obrębie wczesnotriasowego, śródlądowego basenu, którego wschodnia część znajdowała się na obszarze Polski (Szyperko-Teller, Moryc, 1988). W granicach naszego kraju zaznacza się wyraźne zróżnicowanie terytorialne w wykształceniu tych osadów (fig. 3). W północnej, centralnej oraz wschodniej Polsce, pomimo zachowanej nazwy systemowej, pstry piaskowiec jest wykształcony przeważnie jako drobnoklastyczne mułowce i iłowce, lokalnie wapieniste. Powszechnie występują wkładki wapieni oolitowych i osadów siarczanych (*op. cit.*). W południowej części Polski pstry piaskowiec jest zdecydowanie grubiej ziarnisty. Przeważają tutaj piaskowce nierzadko zlepieńcowate, o charakterystycznym różnokolorowym „pstrym” zabarwieniu, zawierające nie-

ciągłe wkładki brunatnych mułowców i iłowców (fig. 4). Różnice w wykształceniu osadów na obszarze Polski mają charakter facjalny i wynikają ze zróżnicowania środowisk i dominujących procesów sedymentacji we wczesnym triasie (Szyperko-Teller, Moryc, 1988).

Zmienność facjalna pstrego piaskowca w Polsce wskazuje na generalny kierunek paleotransportu materiału okrucowego z południa. Najprawdopodobniej obszarami źródłowymi dla wczesnotriasowego basenu polsko-germańskiego były występujące na południu intensywnie wietrzejące masywy krystaliczne Śląska i Czech (Szyperko-Teller, Moryc, 1988). Szyperko-Teller i Moryc (1988) uważali, że regionalna strefa utworów grubookrucowych, w których udział osadów piaszczystych i żwirowych przekracza 50% profilu utworów pstrego piaskowca, utworzyła się w pasie o szerokości do 150 km, przyległym do południowej granicy basenu. Podobnego zdania był Sokołowski (1967), który stwierdził, że do centralnych części zbiornika była okresowo dostarczana duża ilość drobnego materiału okrucowego, co doprowadziło do powstania mułowców i iłowców, a bliżej południowych granic zbiornika osadzały się z kolei utwory piaszczyste. Ponadto, autor ten uznał, że na dzisiejszym obszarze przedsuddeckim, w paleogeograficznym znaczeniu tej lokalizacji, sedymentacja wczesnotriasowa stanowiła kontynuację sedymentacji cechsztyńskiej z tą jednak różnicą, że osady chemogeniczne zostały zastąpione przez terygeniczne utwory okrucowe. Według wielu autorów (m.in. Eisentraut, 1939; Richter-Bernburg, 1951; Sokołowski, 1967; Mroczkowski, 1972) w cechsztynie i triasie na sedymentację basenu polsko-germańskiego dominujący wpływ miały elewacje morfologiczne podłoża podpermskiego.

Zmiany facjalne w profilu osadów cechsztynu i triasu świadczą również o stałej tendencji zmiany klimatu od suchego w permie do bardziej wilgotnego w triasie (Sokołowski, 1967). Wspominał o tym również Mroczkowski (1972), który ze wzrostem wilgotności klimatu wiązał zwiększoną dostawę materiału okrucowego z elewacji zasilających basen, podkreślając jednocześnie brak wyraźnych przejawów aktywności tektonicznej zarówno w samym basenie, jak i na jego obrzeżach, co mogłoby w zasadniczy sposób wpłynąć na zmianę sposobu sedymentacji na przełomie cechsztynu i triasu.

STRATYGRAFIA

LITOSTRATYGRAFIA STREFY PRZEJŚCIOWEJ OD NAJWYŻSZEGO CECHSZTYNU DO DOLNEGO PSTREGO PIASKOWCA

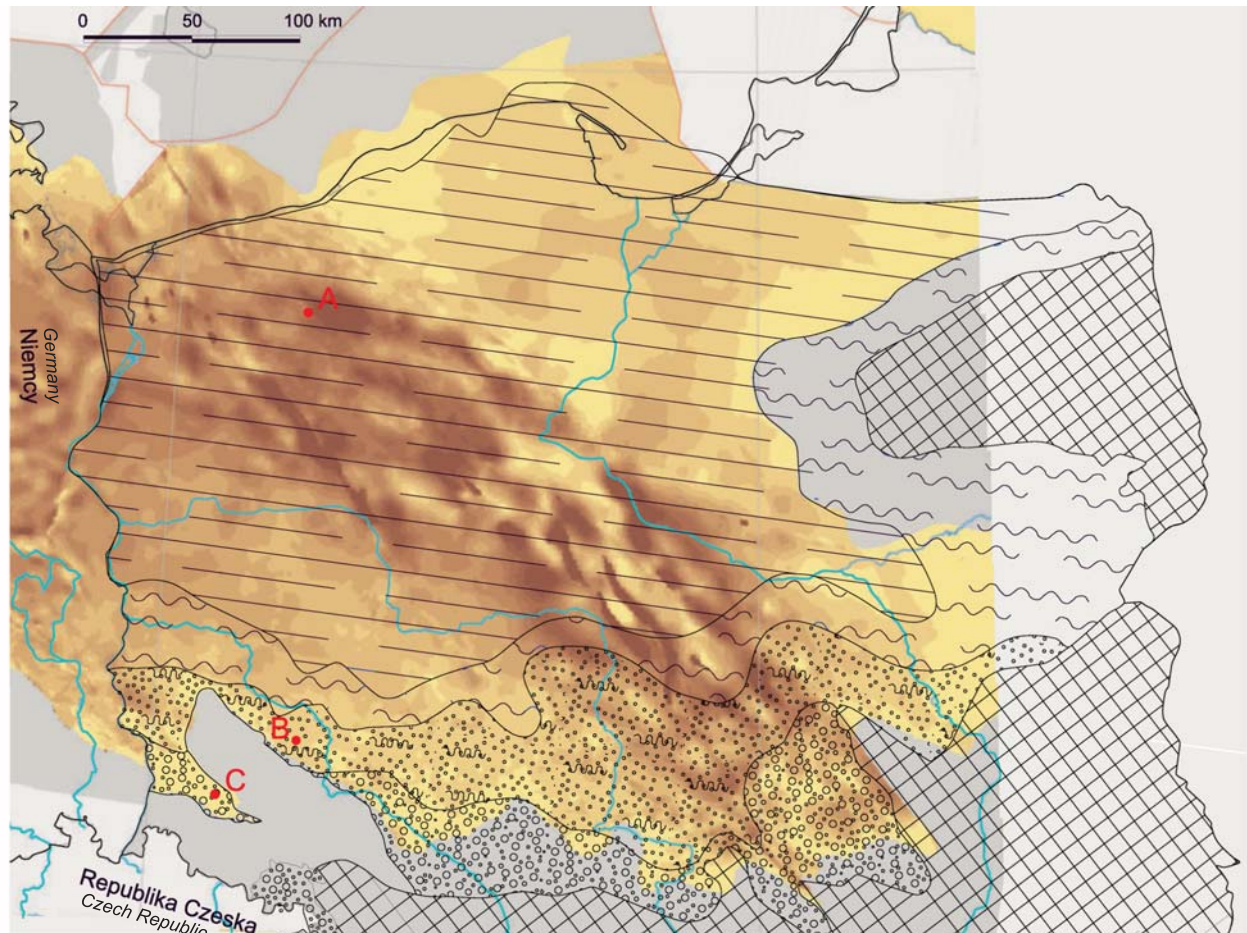
W świetle przytoczonych wcześniej poglądów na temat ciągłości sedymentacji w basenie polsko-germańskim na przełomie permu i triasu, istotne znaczenie ma charakter granicy między cechsztynem a pstrym piaskowcem. Szczególnie problematyczna jest identyfikacja i jednoznaczna lokalizacja tej granicy w profilach wiertniczych. Trudności te wynikają

przede wszystkim z braku przesłanek (mikro-)paleontologicznych w obu wymienionych wcześniej oddziałach (lito?)stratygraficznych. Poniżej skrótowo przedstawiono najważniejsze poglądy dotyczące stratygrafii pogranicza cechsztynu i pstrego piaskowca w basenie polsko-germańskim, które bezpośrednio odnoszą się również do omawianego obszaru synkliny grodzieckiej.

Noetling już w 1888 r. uważał, że strop cechsztynu wyznacza dolomit płytowy. Odmiennego zdania był Scupin (1931), który wspomnianą wyżej serię heterolitycznych osa-

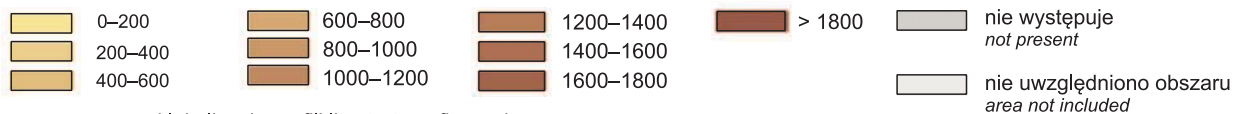
dów klastycznych również zaliczył do cechsztynu. Obecnie większość badaczy (np. Krasoń, 1962, 1964; Sokołowski, 1967; Milewicz, 1973) zalicza tę serię do Alleru (PZ4). Jednakże Podemski (1974) zaproponował wydzielenie czerwono-brunatnych mułowców, ilowców, rzadziej piaskowców ze skupieniami i impregnacjami anhydrytu jako serie przejściowej między cechsztynem a pstrym piaskowcem. Uznał on

też za prawdopodobne, że dolna część serii PZt należy do wydzielonego na terenie Niemiec piątego cyklotemu cechsztyńskiego (Z5 – Ohre). Przynależność stratygraficzną serii heterolitycznej podobnie zinterpretował Raczyński (1997). Facjalnie odpowiadają one terygenicznej serii przejściowej (PZt) pomiędzy cechsztynem a triasem (*op. cit.*). Często zmiany poziomu morza w połączeniu z jego niewielką



Miaższość osadów cechsztynu [m]

Thickness of Zechstein sediments [metres]



• C nazwa i lokalizacja profili litostratigraficznych
name and location of lithostratigraphic profiles

Litofacje pstręgo piaskowca dolnego
Lower Buntsandstein lithofacies

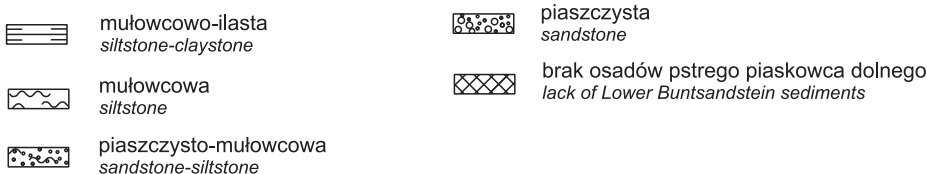


Fig. 3. Rozmieszczenie litofacji pstręgo piaskowca dolnego na tle mapy miąższości osadów cechsztynu (wg Szyperko-Teller, Moryca, 1988 oraz Peryta i in., 2010; zmodyfikowano)

Lower Buntsandstein lithofacies distribution on a map of Zechstein sediment thickness (after Szyperko-Teller, Moryc, 1988 and Peryt *et al.*, 2010; modified)

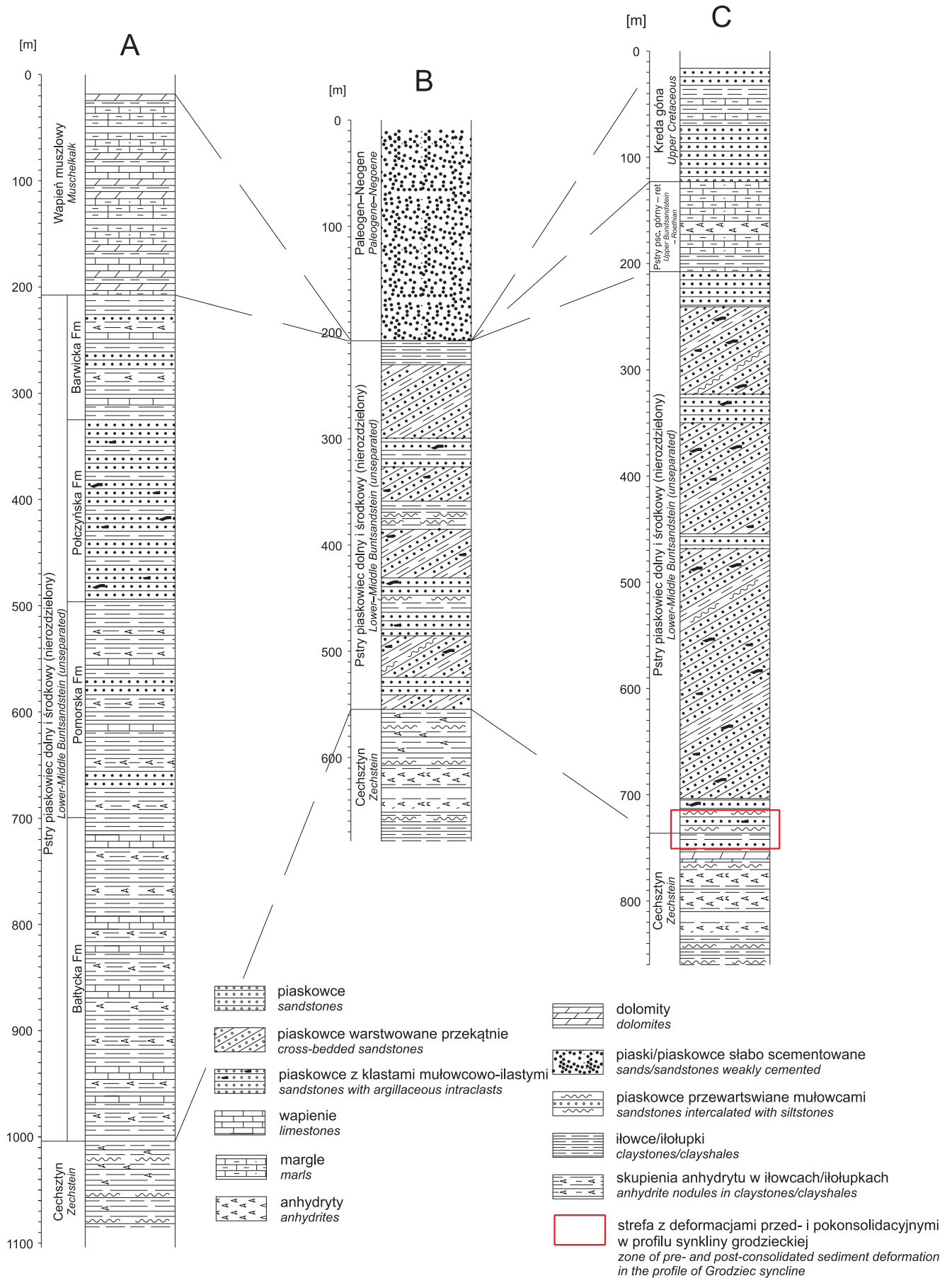


Fig. 4. Przykładowe profile litostratigraficzne osadów pstręgo piaskowca: A – Pomorze, B – monoklina przed-sudecka, C – synklinorium północnosudeckie (lokalizacja profili – fig. 2)

Examples of lithostratigraphic profiles of Lower–Middle Buntsandstein sediments: **A** – Pomerania, **B** – Fore-Sudetic Monocline, **C** – North-Sudetic Synclinorium; (for location see Fig. 2)



głębokością przyczyniły się do zauważalnych przesunięć stref (pod)środowiskowych w obrębie basenu i tym samym do obserwowanej w profilach zmienności litofacjalnej (Raczyński, 1997). Nawrocki i inni (1993) napisali o zmianie polaryzacji z odwróconej na normalną w pobliżu granicy cechsztynu i pstręgo piaskowca w utworach zdeponowanych

w obrębie basenu polsko-germańskiego. Sugerowali oni, że miejsce zmiany polarności może stanowić poziom chronostratigraficzny przydatny do korelacji granicy perm/trias również w innych basenach sedymentacyjnych. W wielu profilach wiertniczych południowej części monokliny przed-sudeckiej oraz synklinorium północnosudeckiego, w najwyższym cechsztynie stwierdza się osady ilaste i mułowcowe, rzadziej bardzo drobnoziarniste piaskowce barwy czerwono-brązowej. We wspomnianych profilach nie odnotowano ani soli najmłodszej, ani warstw anhydrytów, co może świadczyć o względnie stałych warunkach sedymentacji, a tym samym mogło skutkować słabo zaznaczającymi się granicami pomiędzy poszczególnymi cyklami sedymentacyjnymi.

W niniejszym opracowaniu granicę cechsztyń/pstry piaskowiec wyznaczano w stropowej części charakterystycznych osadów mułowcowo-piaszczystych, które litologicznie



Fig. 5. Deformacje w obrębie heterolitów falowych (rytmików) występujących w strefie przejściowej (PZt) między cechsztynem a pstrym piaskowcem

Deformation of the heterolithic tempestites occurring in the transitional zone (PZt) between Zechstein and Buntsandstein sediments



Fig. 6. Przykład przejścia mułowców do strefy deformacji (górną i środkową skrzynka – strefa PZt; dolną skrzynka – mułowce brązowo-czerwone)

An example of transition of siltstones into deformation zone within the PZt (upper and middle box – PZt; lower box – brown red siltstones)



Fig. 7. Przykład przejścia strefy z deformacjami (PZt) do osadów pstrego piaskowca dolnego (górna skrzynka – pstry piaskowiec dolny; dolna skrzynka – strefa PZt)

An example of transition of deformation zone (PZt) into Lower Buntsandstein sediments (upper box – Lower Buntsandstein; lower box – PZt)

odpowiadają heterolitom falowym i są określane jako terygeniczna seria przejściowa PZt (Wagner i in., 1978; Pieńkowski, 1989; Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998) (fig. 4). Są to naprzemianległe warstwy szarobiałych do szarozielonych piaskowców kwarcowych, drobno- do bardzo drobnoziarnistych oraz brązowo-czerwonych mułowców (fig. 5). Rzadziej występują warstwy białoszarych piaskowców bardzo drobnoziarnistych o spoiwie ilasto-węglanowym i miąższości dochodzącej do jednego metra. Oprócz dużej zmienności strukturalnej osady mułowcowo-piaszczyste charakteryzują się przede wszystkim zaburzoną pierwotną strukturą o cechach typowych dla deformacji miękkiego osadu, ale rów-

nież późniejszymi deformacjami kruchymi (uskoki) oraz wystąpieniami brekcji (fig. 5; tabl. I–IV). Poniżej tego wydzielenia występują brązowo-czerwone mułowce z wieloma gniazdami siarczanów o sumarycznej miąższości dochodzącej do 10 m (formacja rewalska, wg. Wagnera, 1994). Przejście pomiędzy brązowo-czerwonymi mułowcami a strefą PZt jest stopniowe i wyrażone wzrostem udziału procentowego piaskowców bardzo drobnoziarnistych oraz wzrostem ilości struktur deformacyjnych (fig. 6). Z kolei powyżej strefy PZt zalegają zaliczane już do triasu różowe i czerwone piaskowce kwarcowe, warstwowane przekątnie z laminami oraz litoklastami brązowo-czerwonych mułowców (fig. 7).

CHARAKTERYSTYKA STRUKTURALNA STREFY DEFORMACJI PRZED- I POKONSOLIDACYJNYCH NA GRANICY CECHSZTYNU I PSTREGO PIASKOWCA

Podczas profilowania rdzeni wiertniczych zwrócono szczególną uwagę na zdecydowanie wyróżniającą się piaszczysto-mułowcowo-ilastą serią heterolityczną terygeniczną strefy przejściowej (PZt) (fig. 4, 5). Było to spowodowane licznymi występującymi strukturami deformacyjnymi, o cechach charakterystycznych dla zjawisk przed- i pokonsolidacyjnych. Miąższość strefy PZt zmienia się od ok. 2 m w północnej i północno-wschodniej części synkliny grodzieckiej, do ok. 14 m w części południowej i południowo-zachodniej. Występowanie strefy zdeformowanych osadów stwierdzono w rdzeniach wiertniczych w 17 spośród 22 otworów, które wykonano na obszarze synkliny grodzieckiej w latach 2011–2016 r. (fig. 2). W pozostałych czterech otworach omawiane wydzielenie przewiercono świdrem, w piątym natomiast nie zaobserwowano występowania osadów strefy PZt. W żadnym z otworów wiertniczych, z wyjątkiem tych, które

przechodziły przez strefy z intensywnym rozwojem uskoków, zarówno w osadach podścielających omawianą strefę PZt, jak i w jej nadkładzie, nie zaobserwowano podobnego zespołu struktur deformacyjnych. Na uwagę zasługuje fakt, że w żadnym z wcześniejszych opracowań naukowych oraz w opisach rdzeni wiertniczych nie wspomniano o tej strefie, która, jak się okazało, może być bardzo przydatna dla korelacji profili pod kątem litostratygraficznym. Z tego też względu nie jest możliwe bezpośrednie odniesienie się do wielu archiwalnych otworów wiertniczych wykonanych w rejonie badań oraz w pozostałej części synklinorium północnosudeckiego.

W strefie PZt współwystępują deformacje ciągłe, często rozwinięte w tych samych osadach. Na całym badanym obszarze zaobserwowano prawidłowość, że ku południowi i południowemu zachodowi zmniejsza się w procentowy udział obu typów deformacji

STRUKTURY DEFORMACYJNE

Z reguły przedkonsolidacyjne zjawiska deformacyjne w osadach są proste do identyfikacji. Z założenia wiąże się to z mniej lub bardziej podatnym zniszczeniem pierwotnej struktury osadu lub jej całkowitym zatarciem. Niekiedy dochodzi do przebudowy struktury wskutek uplastycznienia lub upłynnienia materiału osadowego. Zjawiska takie są o tyle oczywiste, o ile obserwujemy w osadzie towarzyszącą deformacji redepozycję materiału osadowego lub nałożenie się młodszych zjawisk, np. bioturbacji osadu, następującej po deformacji sedymentacji, czy procesów wczesnodiagenetycznych. Trzeba jednak podkreślić, że są również znane zniszczenia kruche osadów nieskonsolidowanych. Zwykle następuje to w sytuacji gwałtownego wzrostu ciśnienia porowego lub gwałtownie wzrastających naprężeń ścinających, zwłaszcza powtarzających się cyklicznie. Może to prowadzić do spękania ośrodków o odmiennych właściwościach reologicznych (autobrekcja), mimo że w innych warunkach zareagowałyby one w sposób podatny lub wręcz jak ciecze. Takie okoliczności towarzyszą między innymi wstrząsom sejsmicznym, a powstałe w ich trakcie struktury (sejsmity) mogą wykazywać cechy zarówno zaburzeń typowych dla osadu nieskonsolidowanego, jak i typowych dla sztywnego ośrodka skalnego, jakim osad staje się po lityfikacji (m.in. Seilacher, 1969, 1984; Sims, 1973, 1975; Kämpf i in., 1985; Iverson, 1997; Iverson i in., 2000; Labaume i in., 2004; Wojewoda, 2008; Wojewoda, Burliga, 2008; patrz dyskusje: Sibson i in., 1975; Hurst i in., 2011; VanLoon, Maulik i in., 2011).

Przy próbie oceny, z jakim rodzajem zaburzenia osadu mamy do czynienia, ważną przesłanką jest superpozycja obserwowanych zjawisk. Z reguły obowiązuje zasada, że kruche deformacje sejsmitowe w nieskonsolidowanym osadzie poprzedzają jego upłynnienie lub deformację plastyczną. Tym samym relacja przeciwna, pozwala domniemywać, że deformacja krucha jest późniejsza i nastąpiła po konsolidacji osadu. Przedstawione poniżej przykłady dotyczą sytuacji oczywistych i typowych, a takich przy opisie rdzeni wiertniczych z 17 wspomnianych otworów jest na ogół mniej.

PRZEDKONSOLIDACYJNE STRUKTURY DEFORMACYJNE

Synsedymentacyjne struktury deformacyjne są definiowane jako zaburzenia pierwotnego kształtu, układu, a także budowy wewnętrznej warstw, powstałe w osadzie przed jego lityfikacją (por. Gradziński i in., 1986). Autor ten jako bezpośrednią przyczynę powstania tych struktur wymieniał grawitacyjne ruchy masowe, niestateczne warstwowania gęstościowe, spontaniczne upłynnienie osadu, deformacyjne działanie prądów oraz działalność organizmów żyjących w osadzie. W zależności od środowiska sedymentacji, klimatu oraz warunków zasiedlenia osadów przez rośliny/zwierzęta procesy deformacji mogą mieć charakter lokalny, regionalny lub ponadregionalny. Do zjawisk korelatywnych w dużej skali można z dużym prawdopodobieństwem zaliczyć z jednej strony

skutki silnych trzęsień ziemi, sztormów lub tsunami (zdarzenia), z drugiej stabilne w długim czasie warunki zasiedlenia den zbiorników wodnych (morza, laguny).

Najbardziej typowe przykłady struktur z obszaru synkliny grodzieckiej, które uznano za przedkonsolidacyjne przedstawiają **tablica I, fig. 3–6** oraz **tablice II–III**. Większość przedstawionych przykładów tych struktur występuje w heterolitach mułowych i drobnoziarnistych piaskach. W każdym przypadku fragmenty profilu z deformacjami są rozdzielone osadami niezaburzonymi, a granice mają charakter powierzchni sedymentacyjnych (**tabl. III, fig. 5**). Warto podkreślić, że w żadnym z przedstawionych przykładów deformacji przedkonsolidacyjnych nie stwierdzono obecności ani luster tektonicznych, ani szczelin wypełnionych wtórnym materiałem (np. kalcytem). Charakterystyczną cechą tych struktur, w skali jednolitych fragmentów rdzeni o nieprzerwanej ciągłości, jest ich różnorodność, w tym wielkość i kształt, obecność przenikających się nawzajem mułowców i piaskowców o różnej podatności na odkształcanie oraz całkowity brak uporządkowania kierunkowego elementów geometrycznych deformacji (m.in. powierzchni osiowych, osi, powierzchni zuskokowania). Z kolei na młodszy, późniejszy etap deformacji wskazuje przede wszystkim kruche przemieszczenie różnego typu struktur deformacyjnych miękkiego osadu (**tabl. I, fig. 1, 2; tabl. III, fig. 3, 4** oraz **tabl. IV, fig. 1, 2**). Najczęściej występujące w rdzeniach z obszaru badań deformacje przedkonsolidacyjne to niestateczne warstwowania gęstościowe (układ „ba” wg Anketella, i in., 1970), dajki neptuniczne, dajki iniekcyjne (por. Wojewoda, Burliga, 2008), klastyczne komory dyfuzyjne (por. Wojewoda, 2008), skompaktowane spękania/szczeliny w miękkim osadzie (**tabl. I, fig. 4–6; tabl. II** oraz **III**).

Niestateczne warstwowanie gęstościowe w układzie nieruchomym („ba”) może prowadzić do uławicenia zaburzonego. W tego typu strukturach, obok zdeformowanych plastycznie elementów, mogą również występować ostrokrawędziste bloki czy okruchy o nienaruszonej wewnętrznej strukturze (Gradziński i in., 1986). Sytuacja taka może być spowodowana występowaniem obok siebie dwóch różnych litologii, które w tym przypadku są najczęściej reprezentowane przez mułowce czy piaskowce. Jedna z warstw może reprezentować osad kruchy, podczas gdy druga, niżej leżąca warstwa podścielająca, ulega upłynnieniu. Układ taki, zwany w uproszczeniu „ba”, może prowadzić do tonięcia rozpadającego się pod wpływem impulsu mechanicznego kruchego materiału w osadzie plastycznym (*op. cit.*) (**tabl. I, fig. 4** oraz **tabl. III, fig. 6**). Gradziński i in. (1986) wskazywali, że procesy bazujące na niestatecznym warstwowaniu gęstościowym rzadko przebiegają do końca. Rozwój deformacji może spowodować zmniejszenie porowatości, co prowadzi do utraty wody przez osad i zmniejszenia stopnia upłynnienia. Powstają wówczas struktury „zamrożone” w różnych stadiach rozwoju.

Struktury takie jak dajki iniekcyjne, klastyczne komory dyfuzyjne świadczą o reologicznej reakcji ośrodka przesyconego wodą (por. m.in. Sibson i in., 1975; Kämpf i in., 1985; Labaume i in., 2004; Wojewoda, Burliga, 2008). Wymienione

przykłady są strukturami odwodnieniowymi, charakteryzującymi się wzrostem ciśnienia porowego osadu wpływającego na otwieranie powstałych wcześniej szczelin i wewnętrz-szczelinowe przepływy upłynnionego materiału (Wojewoda, 2008; Wojewoda i in., 2016). Erupcja luźnego, upłynnionego materiału z głębi osadu na powierzchnię, tworzy się najczęściej podczas trzęsień ziemi, gdy część osadów przypowierzchniowych pęka, inne natomiast upłynniają się (Wojewoda, 1992). Dajki iniekcyjne charakteryzują się ostrymi granicami, występowaniem niewyraźnej laminacji osadu oraz tonących w płynnym osadzie intraklastów niezaburzonych osadów z otoczenia (Wojewoda, 2008) (tabl. III, fig. 2).

Genetycznie zbliżone, jednakże inaczej powstające, są klastyczne komory dyfuzyjne. Cechują się one nieostrymi granicami z otaczającym je osadem, a materiał wypełniający komory wykazuje często laminację fluidalną (*op. cit.*), (tabl. III, fig. 1 i 6). W przypadku korelacji wymienionych struktur na większym obszarze mogą one stanowić wskaźnik wstrząsów sejsmicznych i są określone jako sejsmity (Wojewoda, 2008). Potwierdzeniem aktywności sejsmicznej obszaru badań, występującej na przelomie permu i triasu, mogą być również skompakowane spękania w miękkim osadzie. W wymienionych strukturach są widoczne przemieszczenia osadu wypełnione materiałem klastycznym lub mineralnym. W sytuacji stwierdzenia ich penetratywności mogą one wskazywać na synsedymencyjną aktywność tektoniczną obszaru badań (Wojewoda, 2008).

W obrębie omawianej strefy przejściowej PZt, pomiędzy osadami zdeformowanymi występują zarówno dobrze zachowane osady niezaburzone o łatwych do identyfikacji pierwotnych strukturach sedymentacyjnych, jak i warstwo-

wania równoległe, przekątne tabularne, riplemarkowa laminacja soczewkowa oraz smużysta, czy poziomy gleb strukturalnych (fig. 5, 6 oraz tabl. III, fig. 5).

POKONSOLIDACYJNE STRUKTURY DEFORMACYJNE

Za postkonsolidacyjne autorzy uważają te zjawiska, którym towarzyszy przerwanie ciągłości powierzchni sedymentacyjnych, przemieszczenia wzdłuż nowopowstałych powierzchni w osadzie lub zniszczenie osadu o wyraźnie kruchym charakterze (np. brekcja). Do tych struktur można zaliczyć przede wszystkim mikrouskoki o niewielkim przemieszczeniu skrzydeł (tabl. I, fig. 1, 2; tabl. III, fig. 3, 4 oraz tabl. IV, fig. 1, 2). Podobne zjawiska tektoniczne z różnym natężeniem występują na całym badanym obszarze w utworach permu i triasu oraz w wyżej leżących utworach kredy. Jednakże należy pamiętać, że zarówno przed-, jak i pokonsolidacyjne struktury deformacyjne występujące w strefie PZt są izolowane od stropu i spągu przez osady nie nosące znamion deformacji. Tym samym, można nadmienić, że struktury pokonsolidacyjne nakładają się na starsze struktury przedkonsolidacyjne. Pokonsolidacyjne struktury deformacyjne w niniejszej pracy nie są przedmiotem odrębnego opisu. Nie wyklucza się możliwości, że część zjawisk tektonicznych powstała w częściowo i selektywnie skonsolidowanym górotworze. Zjawiska takie są znane z innych obszarów świata, w tym również z utworów triasu (por. Steen, Andresen, 1999). Nie można też wykluczyć procesu nierównomiernej kompaktacji jako przyczyny wielu deformacji obserwowanych w rdzeniach wiertniczych z synkliny grodzieckiej.

IMPLIKACJE PALEOGEOGRAFICZNE

Przedstawiane implikacje strukturalne wybranego odcinka profilu są obserwowane w promieniu ok. 8 km na zachód, południowy zachód oraz południowy wschód od granicy bloku przedsudeckiego w rejonie Bolesławca i Tomaszowa Bolesławieckiego. Nie jest wykluczone, że opisane struktury występują w pozostałej części synklinorium północnosudeckiego, jednak ze względu na dotychczasowy brak takich informacji, pozostaje to w sferze przypuszczeń. Należy zaznaczyć, że podobne struktury w tym samym poziomie litostratygraficznym są również spotykane na monoklinie przedsudeckiej, sięgając swym zasięgiem do okolic Głogowa i Rudnej. Jednak obserwowane tam zaburzenia mają mniejszy zasięg w profilu pionowym, dochodzący maksymalnie do 2–3 m, a deformacje miękkiego osadu oraz struktury kruche są znacznie rzadziej spotykane. Opisywany poziom ze strukturami deformacyjnymi w profilu PZt, zlokalizowany na granicy permu i triasu, może być korelowany na obszarze sięgającym od kilku kilometrów na południe (synklinorium północnosudeckie) do kilkudziesięciu kilometrów na północ (monoklina przedsudecka) od granicy bloku przedsudeckiego.

W świetle przedstawionych powyżej danych można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że obserwowane w synklinie grodzieckiej w skali rdzenia wiertniczego, a opisane powyżej, liczne struktury powstałe w wyniku deformacji ciągłej i nieciągłej, zarówno przed-, jak i pokonsolidacyjne, mogą świadczyć o procesach związanych z wyniesieniem obszarów alimentacyjnych i zmianą charakteru sedymentacji. Jednocześnie mogło się to zbiec w czasie ze zmianami klimatycznymi. Czynniki powodujące powstanie opisanych struktur nie miały charakteru ciągłego, nie był to również odosobniony przypadek w skali czasu. Może o tym świadczyć duża miąższość osadu w strefie PZt, różny charakter deformacji, a także pakiety osadów o niezaburzonej strukturze, występujące pośród odcinków profilu zawierających liczne struktury deformacyjne.

Z tego też względu w przyszłych dyskusjach na temat lokalizacji granicy między cechsztyntem i pstrym piaskowcem powinno się uwzględniać obecność opisanych powyżej struktur. Należy jednak podkreślić, że wspomniana granica stratygraficzna miałyby charakter czysto litologiczny, a do-

datkowo zasięg występujących deformacji w basenie sedymentacyjnym jest ograniczony. Nie zmienia to faktu, że omówione struktury stanowią łatwo rozpoznawalny poziom

litostratygraficzny w otworach wiertniczych, któremu należy poświęcić znacznie więcej badań strukturalnych i sedymentologicznych.

WNIOSKI

W synklinie grodzieckiej, a nie wykluczone, że również w pozostałej części synklinorium północnosudeckiego, strefa deformacji przed- i pokonsolidacyjnych jest ważnym poziomem korelacyjnym granicy cechsztyń/pstry piaskowiec, a tym samym granicy perm/trias. Geneza deformacji przedkonsolidacyjnych nie budzi większych wątpliwości i jest związana głównie ze zjawiskami sejsmicznymi występującymi w czasie sedymentacji lub zaraz po niej. W przypadku struktur pokonsolidacyjnych sytuacja jest nieco bardziej skomplikowana i wymaga przeprowadzenia większej ilości badań i obser-

wacji. W celu rozwinięcia tematu i korelacji opisywanych struktur deformacyjnych niezbędne będą dalsze badania wymagające przeprowadzenia m.in. analiz petrograficznych czy katodoluminescencyjnych.

Podziękowania. Autorzy składają serdeczne podziękowania KGHM Polska Miedź S.A. za udostępnienie materiału do przeprowadzonych badań. Wyrazy wdzięczności należą się również dr. Pawłowi Raczyńskiemu oraz dr. Wojciechowi Śliwińskiemu za cenne wskazówki oraz dyskusje na temat osadów cechsztyń i pstrego piaskowca.

LITERATURA

- ANKETELL J.M., CEGŁA J., DŻUŁYŃSKI S., 1970 — On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **40**, 1: 3–30.
- CYMERMAN Z., 2010 — Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block. Państw. Inst. Geol. — Państw. Inst. Badaw., Warszawa.
- DURKOWSKI K., 2016 — Opracowanie litostratygraficzne serii skalnych niecki grodzieckiej jako podstawy dla dokumentowania oraz udostępnienia złoża rud miedzi pod przyszłą eksploatację. Zakład Geologii (NAG). Opracowanie archiwalne, KGHM Cuprum Sp. z o.o. Centrum Badawczo-Rozwojowe, Wrocław.
- DURKOWSKI K., SOKALSKI D., 2016 — Stratygrafia cechsztyń i pstrego piaskowca synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych wiertniczych. Wyzwania polskiej geologii, Tom kongresowy 3. Polski Kongres Geologiczny, red. J. Wojwoda, wydaw. Pol. Tow. Geol., Wrocław.
- EISENTRAUT O., 1939 — Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstaette. *Arch. Lagerst.-Forsch.*, **71**.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1986 — Zarys sedymentologii. Wydaw. Geol., Warszawa.
- HURST A., SCOTT A., VIGORITO M., 2011 — Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Sci. Rev.*, **106**: 215–246.
- IVERSON R.M., 1997 — The physics of debris flows. *Rev. Geoph.*, **35**: 245–296.
- IVERSON R.M., REID M.E., IVERSON N.R., LAHUSEN R.G., LOGAN M., MANN J.E., BRIEN D.L., 2000 — Acute sensitivity of landslide rates to initial soil porosity. *Science*, **290**: 513–516.
- 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.
- KRASOŃ J., 1962 — Cykle sedymentacyjne w cechsztyńie dolnośląskim. *Prz. Geol.*, **10**: 284–286.
- KRASOŃ J., 1964 — Podział stratygraficzny cechsztyńu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych. *Geol. Sudetica*, **1**: 221–255.
- KWAŚNY L., DZIEDZIAK T., BACHOWSKI C., MARKIEWICZ A., 2008 — Etap I „Projekt prac geologicznych na poszukiwanie i rozpoznawanie złoża rud miedzi w obszarze synkliny grodzieckiej”. KGHM Cuprum Sp. z o.o. Centrum Badawczo-Rozwojowe, Wrocław.
- 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. de l'Academie des Sciences Serie II*, **336**: 375–383.
- MILEWICZ J., 1973 — Przekrój geologiczny przez depresję północnosudecką. *Kwart. Geol.*, **17**, 1: 45–56.
- MROCZKOWSKI J., 1972 — Sedymentacja pstrego piaskowca w niecce północnosudeckiej. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 2: 351–377.
- NAWROCKI J., WAGNER R., GRABOWSKI J., 1993 — The Permian/Triassic boundary in the Polish Basin in the light of paleomagnetic data. *Geol. Quart.*, **37**, 4: 565–578.
- NOETLING F., 1888 — Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **32**.
- PERYT T.M., GELUK M., MATHIESEN A., PAUL J., SMITH K., 2010 — Zechstein. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 123–147. EAGE Publications b.v. (Houten).
- PIEŃKOWSKI G., 1989 — Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyń/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. *Prz. Geol.*, **35**, 5: 237–244.
- PODEMSKI M., 1974 — Stratygrafia utworów cechsztyńskich zachodniej części niecki północnosudeckiej. *Kwart. Geol.*, **18**, 4: 729–748.
- RACZYŃSKI P., 1997 — Warunki sedymentacji osadów cechsztyńu w niecce północnosudeckiej. *Prz. Geol.*, **46**, 7: 693–699.

- RICHTER-BERNBURG G., 1951 — Zwei Beiträge zur Fazies. Tektonik und Kupferführung des Zechsteins I. Waldeck, II. Nordsudeten. *Geol. Jb.*, **65**.
- SCUPIN H., 1931 — Die Nordsudetische dyas. Eine stratigraphisch-palaogeographische Untersuchung. *Fortschr. Geol. Paläont.*, **27**.
- SEILACHER A., 1969 — Fault-graded beds interpreted as seismicites. *Sedimentology*, **13**: 155–159.
- SEILACHER A., 1984 — Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *W: Seismicity and Sedimentation* (red. M.B. Cita, F. Ricci Lucchi). *Marine Geology*, **55**: 103–106.
- SIBSON R.H., MCMOORE J.M., RANKIN A.H., 1975 — Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. London*, **131**: 653–659.
- 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.
- SOKOŁOWSKI J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, **3**: 297–357.
- STEEN O., ANDRESEN A., 1999 — Effects of lithology on geometry and scaling of small faults in Triassic sandstones, East Greenland. *J. Struct. Geol.*, **2**: 1351–1368.
- SZYPERKO-TELLER A., MORYC A., 1988 — Rozwój basenu sedimentacyjnego pstręgo piaskowca na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 53–72.
- VAN LOON A.J., MAULIK P., 2011 — Abraded sand volcanoes as a tool for recognizing paleo-earthquakes, with examples from the Cisuralian Talchir Formation near Angul (Orissa, eastern India). *Sediment. Geol.*, **238**: 145–155.
- WAGNER R., 1987 — Stratigraphy of the uppermost Zechstein in North-Western Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **35**, 3: 265–273.
- WAGNER R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niziu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**.
- WAGNER R., PERYT T.M., 1998 — O możliwości podziału cechsztynu na sekwencje stratygraficzne w basenie polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 129–146.
- WAGNER R., PIĄTKOWSKI T.S., PERYT T.M., 1978 — Polski basen cechsztyński. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 673–686.
- WOJEWODA J., 1992 — Wyznaczanie stropu i spągu w skałach osadowych. Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **51**.
- WOJEWODA J., 2008 — Komory dyfuzyjne – przykład zróżnicowanej reologicznie reakcji osadu ziarnistego na wstrząs sejsmiczny. *Prz. Geol.*, **56**, 9: 842–847.
- WOJEWODA J., BURLIGA S., 2008 — Dajki klastyczne i brekcie sejsmotektoniczne w utworach permu basenu Nachodu (Sudety Środkowe). *Prz. Geol.*, **56**, 9: 857–862.
- WOJEWODA J., RAUCH M., KOWALSKI A., 2016 — Synsedimentary seismotectonic features in Triassic and Cretaceous sediments of the Intrasudetic Basin (U Devěti křížů locality) – regional implications. *Geol. Quart.*, **60**, 2: 355–364.

SUMMARY

The study area is located in Grodziec Syncline, North-Sudetic Basin, where KGHM Polska Miedź S.A. holds a concession for documenting sediment-hosted copper deposit (Fig. 1). The company carried out 22 exploration drill holes. During core logging one of the difficulties was to determine the boundary between Permian and Triassic sediments. It mainly derives from a lack of (micro)fossils in both (litho?)stratigraphic series. A sandy-silty-argillaceous transitional succession is distinguished between Permian and Triassic deposits and is referred as a Transitional Terrigenous Series (PZt) (Wagner *et al.*, 1978; Wagner, 1994; Raczynski, 1997). Upper part of PZt is developed as heterolithic tempestites. A zone of pre- and post-consolidated sediment deformation was described within those heterolithes. It turned out to be significantly helpful horizon in determining boundary between both systems. In the course of this research core logs from 19 drill holes were verified and new observations on cut-along cores were performed.

As far as 1888 Noetling considered Platy Dolomite (Ca3) as a Zechstein top unit. Scupin (1931) had a different view and classified series of heterolithic clastics as top Zechstein deposits. However, many authors (*e.g.*, Krasoń 1962, 1964; Sokołowski 1967; Milewicz 1973) regard that series as top of Aller cyclotheme (PZ4). Podemski (1974) proposed considering red brown mudstones, claystones, sandstones infrequently, with anhydrite impregnations as transitional suc-

cession of Permian to Triassic sediments. Raczynski (1997) represents similar opinion and regards heterolithic series as facial equivalent of the Transitional Terrigenous Series (PZt).

In the course of this study the boundary between Zechstein and Buntsandstein deposits was set in the uppermost part of the heterolithic series. These are represented by alternated layers of grey white to grey green, fine to very fine grained quartz sandstones and red brown mudstones. In addition to the high structural variability, they are characterized primarily by the deformation of the original structure with features typical for soft sediment deformation, as well as brittle deformation and brecciation (Fig. 5). Lower part of heterolithic series is represented by homogeneous, brown red mudstones with rare sulphate nests up to 10 m of total thickness (PZt). The transition between lower and upper part is smooth and manifest itself in increasing part of very fine grained sandstones and deformation structures (Fig. 6). Above the PZt occur Triassic pink and red quartz sandstones, cross bedded and intercalated with brown red mudstones with high mica content (Fig. 7). The zone of pre- and post-consolidated deformation structures has varied thickness from about 2 m in N and NE up to 14 m in S and SW of the study area.

The pre-consolidated sediment deformations are generally easy to identify. In principle, the original structure of the sediment is more or less susceptible to the destruction or complete obliteration. Sometimes it comes to rebuild of

the sediment structure due to plasticization or liquefaction. Synsedimentary deformation structures are defined as disturbances of the original shape, arrangement, and internal structure of the layers formed in the sediment prior to its final lithification (cf. Gradziński *et al.*, 1986). This author, as a direct cause of these structures, mentions gravitational mass movements, reversed density stratification, spontaneous sediment liquefaction, deformational activity of currents, and activity of organisms living in sediment (bioturbation). The most typical examples of structures from the Grodziec Syncline, which were considered as pre-consolidated deformations, are presented in Plate I. The predominant pre-consolidated sediment deformation structures occurring in the study area are: reversed density stratification (“ba” system according to Anketell *et al.*, 1970), neptunian and clastic dykes (cf. Wojewoda, Burliga, 2008), clastic diffusional cells (cf. Wojewoda, 2008) and compacted desiccation (syneresis) cracks. If such structures form a correlation horizon on a larger area, they might be an indicator of seismic shocks – seismites (Wojewoda, 2008). Seismic activity of the research area occurring at the turn of the Permian and Triassic may be also confirmed by the occurrence of compacted cracks in a soft sediment. Within these structures redeposited sediments fil-

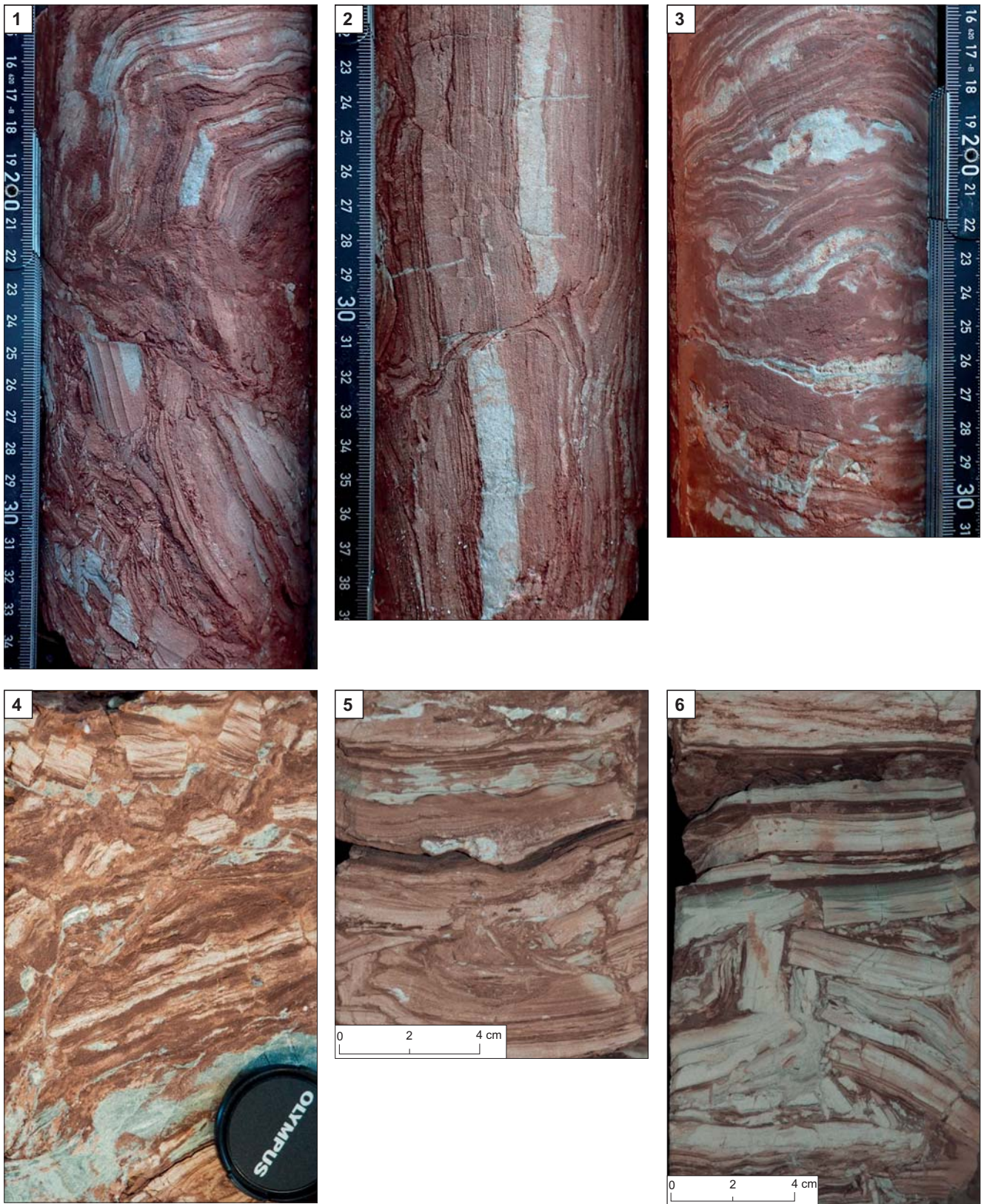
led with clastic or mineral material are visible. If they present penetrative character, they may indicate the synsedimentary tectonic activity of the study area (*op. cit.*).

For post-consolidated deformations authors consider these phenomena, which are accompanied by the break of continuity of the sedimentary planes, relocation along newly created planes within the sediment or brittle failure (*e.g.*, brecciation). These structures can be classified primarily as (micro)faults. Similar tectonic phenomena occur with varying intensity throughout the study area both in Permian and Triassic deposits, as well as in the overlying Cretaceous sediments. They are not the subject of a separate description in this paper. Authors only mention that some of them (breccias, faults) group in distinct segments of the examined cores, often overlapping the older deformation in the zone of pre-consolidated sediment deformation.

There is no doubt that the horizon described at the boundary of the Permian and Triassic sediments is correlated in the area ranging from a few kilometers to the south from Marginal Sudetic Fault and a few tens of kilometers north from the Middle Odra Fault Zone – northern border of the present structure of the Fore-Sudetic Block in the SW Poland.

TABLICA I

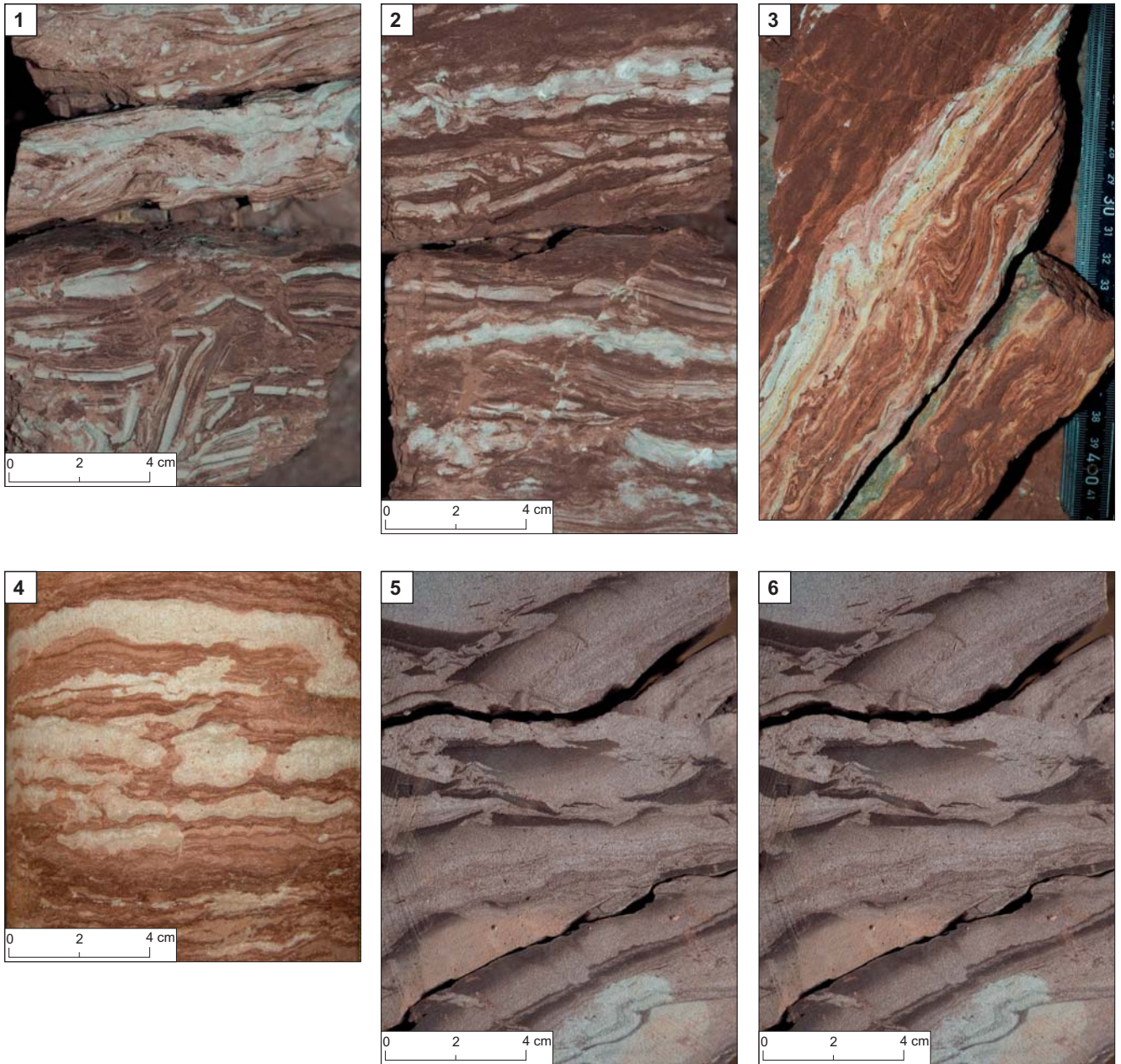
- Fig. 1. Deformacje przed- i pokonsolidacyjne (uskoki, brekcje)
Pre- and post-consolidated (faults, breccia) sediment deformation structures
- Fig. 2. Pionowe wychylenie warstw oraz liczne uskoki
Vertical inclination of layers with multiple faults
- Fig. 3. Deformacje przedkonsolidacyjne (fałdy, konwolucje) oraz pokonsolidacyjne (uskoki)
Pre-consolidated (folds, convolute bedding) and post-consolidated (faults) sediment deformation
- Fig. 4. Niestateczne warstwowania gęstościowe w układzie nieruchomym „ba” (wg Anketella i in., 1970)
Reversed density stratification in a “ba” system (after Anketell *et al.*, 1970)
- Fig. 5. Pograży, klastyczna komora dyfuzyjna oraz deformacje kruche
Load casts, clastic diffusional cell and post-consolidated sediment deformations
- Fig. 6. Deformacje kruche – zlepieniec śródformacyjny (?)
Brittle deformation – intraformational conglomerate (?)



Karol Durkowski i in. — Deformacje przed- i pokonsolidacyjne w skałach osadowych terygeniczej strefy przejściowej PZt...

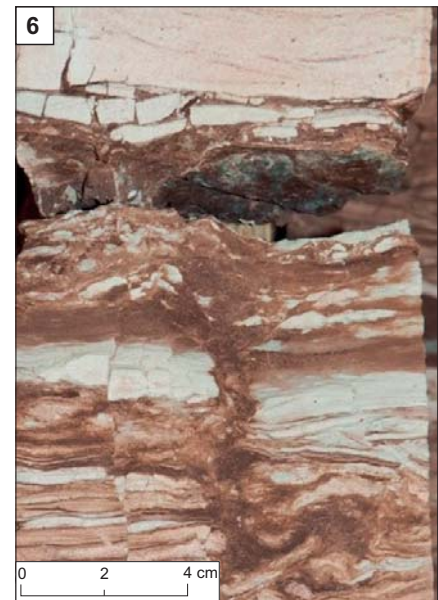
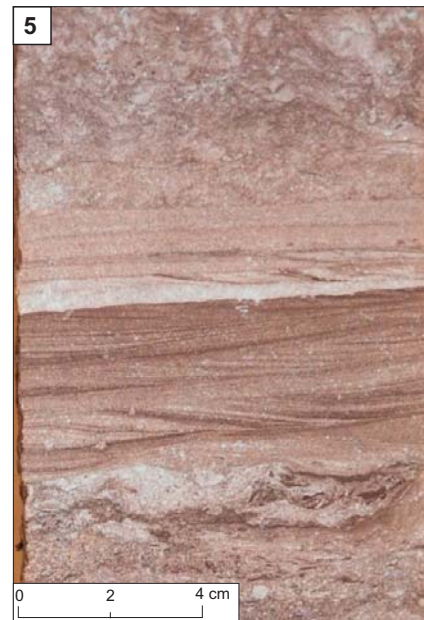
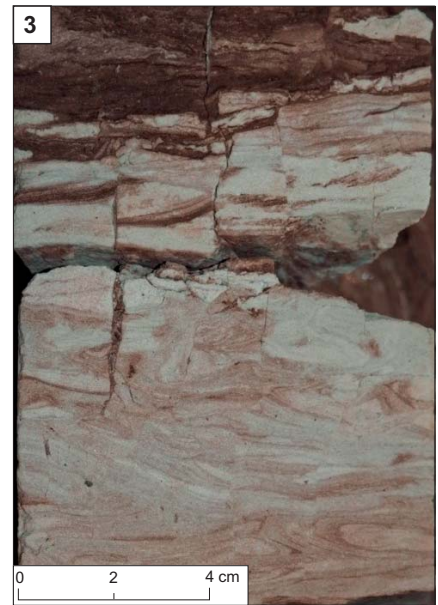
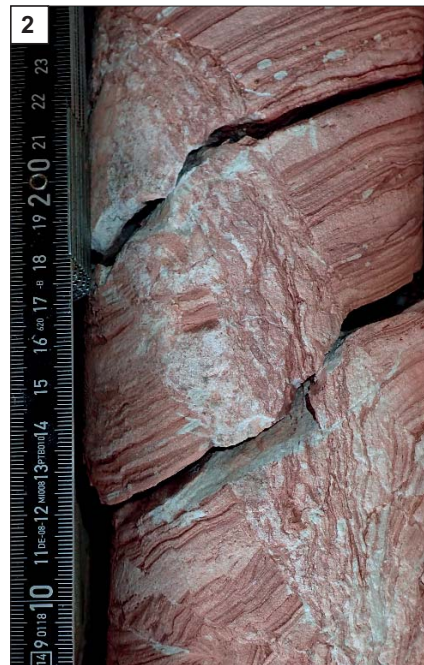
TABLICA II

- Fig. 1. Deformacje kruche w częściowo upłynnionym ośrodku skalnym
Brittle deformation in partially liquefied rock
- Fig. 2. Deformacje kruche w częściowo upłynnionym ośrodku skalnym
Brittle deformation in partially liquefied rock
- Fig. 3. Fałdy ciągnione oraz deformacje kruche w obrębie mułowca brązowo-czerwonego
Drag folds and brittle deformation within brown red mudstone
- Fig. 4. Pograży oraz pogrążnięte riplemarki
Load casts and ripple load casts
- Fig. 5. Zlepienieć śródformacyjny oraz struktury płomieniowe (?)
Intraformational conglomerate and flame structures
- Fig. 6. Pogrążnięte riplemarki
Ripple load casts



TABLICA III

- Fig. 1. Klastyczna komora dyfuzyjna (na lewo od środka)
Clastic diffusional cell (on the left)
- Fig. 2. Przykład dajki iniekcyjnej oraz uskoki poza jej granicami (lewy dolny róg)
An example of clastic dike and post-consolidated sediment deformation (lower left corner)
- Fig. 3. Deformacje przedkonsolidacyjne (pogrążone riplemarki, pogrąży) oraz deformacje pokonsolidacyjne (uskoki)
Pre-consolidated sediment deformations (ripple load casts, load casts) and post-consolidated sediment deformations (faults)
- Fig. 4. Deformacje przedkonsolidacyjne przechodzące w kierunku stropu w deformacje pokonsolidacyjne
Transition of pre-consolidated into post-consolidated sediment deformations towards top
- Fig. 5. Deformacje przedkonsolidacyjne (pogrążone riplemarki) rozdzielone osadami niezaburzonymi
Pre-consolidated sediment deformations (ripple load casts) separated by non-deformed sediments
- Fig. 6. Klastyczna komora dyfuzyjna oraz przykład zaburzenia w układzie „ba” (wg Anketella i in., 1970)
Clastic diffusional cell and reverse density gradients in a “ba” system (after Anketell *et al.*, 1970)



TABLICA IV

- Fig. 1. Deformacja pokonsolidacyjna (uskok) zanikająca w kierunku spagu
Post-consolidated sediment deformation dying away towards bottom
- Fig. 2. Uskok w obrębie deformacji ciągłych (fałd)
The post-consolidated deformation cutting pre-consolidated sediment deformation structure

