

Struktury hydratacyjne i deformacyjne w skałach czapy gipsowej wysadu solnego Dębiny w rowie Kleszczowa

Agata Krześcińska¹, Aleksandra Redlińska-Marczyńska²,
Paweł Wilkosz³, Andrzej Żelaźniewicz^{1,2}



A. Krześcińska



A. Redlińska-
Marczyńska



P. Wilkosz



A. Żelaźniewicz

Deformation and hydrational structures in cap rocks of the Dębina Salt Dome, the Kleszczów Graben, central Poland. *Prz. Geol.*, 58: 522–530.

A b s t r a c t. The Dębina salt dome is situated in central part of the Tertiary Kleszczów Graben, central Poland. Cap rocks of the dome were characterized on the basis of analysis of core material from a well drilled in the northern part of that structure. The cap rock sequence may be subdivided into two parts. Its lower part with brecciated structure represents residuum from dissolution of saline series whereas the upper comprises rocks developed by coalescence of shale cover with gypsum. Gypsum rocks of

the cap form 6 lithotypes. In these lithotypes it is possible to distinguish: 1) recrystallizational structures developed during diagenesis and multiple hydration transformations, 2) structures developed in a local stress field related to displacements evoked by dissolution of the cap rocks and fluid circulation. Structures of the first type include microcrystalline gypsum with anhydrite relics and carbonate nodules, lenticular and acicular gypsum, porphyroblastic and even-grained gypsum as well as vein gypsum and first generation of stylolites. The other type of structures is represented by: gypsum showing shape fabrics and associated gypsum nodules, gypsum grains with geometry of σ -clasts, fibrous gypsum in pressure shadows, structures of the core-and-mantle type, subgrains developing in bigger crystals and second generation of stylolites and slickolites. Five sets of fractures were recorded. These fractures developed in the cap rocks under stress field with the vertical maximum stress axis and active shear planes. The normal faults of B, C and D sets could be formed during upward motion of the dome, its stagnation, or during gravitational collapse triggered by karst processes. Oblique striations on microfault B surfaces point to later reactivation under local normal-slip regime caused by ongoing subsidence of the cap rocks, or alternatively — a reactivation that occurred in response to external stress field which controlled evolution of the extensional Kleszczów Graben.

Keywords: Dębina Salt Dome, cap rock, gypsum, stylolites, shear zones, recrystallization

Serie ewaporatowe osadzone w cechsztynie w basenie duńsko-polskim ulegały halotektonicznej mobilizacji tam, gdzie miąższość soli cyklotemu PZ2 przekraczała 200 m (Dadlez i in., 1998). Proces przebijania się soli aż do powierzchni podkenozoicznej trwał również podczas inwersji basenu w późnej kredzie i doprowadził do powstania wielu poduszek oraz kilkunastu wysadów solnych, głównie w obrębie antyklinorium śródpolskiego i przyległego doń od południowego zachodu synklinorium.

Wysad solny Dębiny (ryc. 1) to najdalej na południowy wschód występujący diapir w Polsce. Lokalizacja wysadu w obrębie ekstensyjnego rowu Kleszczowa skłania badaczy do wiązania jego genezy z tektoniką trzeciorzędową (Gotowała, 1987, 1999; Hałaszcak, 1995). Struktura wewnętrzna i rozwój wysadu wciąż pozostają przedmiotem dyskusji. W jeszcze mniejszym stopniu została poznana budowa i ewolucja czapy gipsowej wysadu Dębiny. W artykule przedstawiono wyniki szczegółowej charakterystyki mezoskopowych i mikroskopowych struktur w czapie gipsowej, obserwowanych w rdzeniu wiertniczym z otworu 1757 B wykonanego przez KWB Bełchatów, któ-

rych pochodzenie może być albo hydratacyjne, albo deformacyjne. Na podstawie tych badań spróbowano odtworzyć historię rozwoju i deformacji czapy wysadu Dębiny.

Wyniki dotychczasowych badań wysadu

Wysad Dębiny, występujący w centralnej części rowu Kleszczowa (rowu Bełchatowa), przebiega jądro jednej z antyklin, należącej do elewacji radomszczańskiej (Karnkowski, 2008; elewacja Przedborza według Pożaryskiego, 1971), która oddziela synklinorium łódzkie od synklinorium miechowskiego, przy granicy z monokliną przedsudecką (ryc. 1A).

W przekroju poziomym wysad ma kształt wydłużonej południkowo elipsy i niewielkie rozmiary (Szewczyk, 1999). Lustro solne wysadu zalega na głębokości: 170 m p.p.t. w części północnej i centralnej, a w części południowej na ok. 200 m p.p.t. Nad lustrem solnym spoczywa czapa gipsowa, zaczynająca się na głębokości ok. 50 m p.p.t. w części centralnej, 80 m p.p.t. w części południowej, 110 m p.p.t. w części północnej i ok. 200 m p.p.t. w części zachodniej. Tworzą ją skały siarczanowe (gipsy i anhydryty) oraz brekcje jurajskich i kredowych ilów i skał węglanowych (Szewczyk, 1999; Krzywiec i in., 2001).

Ze względu na szczególne usytuowanie wysadu Dębiny jego geneza — odmiennie do pozostałych wysadów solnych w Polsce — może być związana nie tylko z tektoniką solną i inwersją permsko-mezozoicznego basenu polskiego (Krzywiec, 2006), ale i z kilkusetapowym procesem for-

¹Institut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy we Wrocławiu, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław; agatakrz@twarda.pan.pl

²Institut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań

³Investgas SA, ul. Jana Pawła II 70, 00-175 Warszawa

mowania się rowu Kleszczowa w kenozoiku. Korelacja rozwoju wysadu z ewolucją tektoniczną rowu Kleszczowa i związek przyczynowo-skutkowy obu procesów stanowią jeden z najbardziej dyskusyjnych aspektów geologicznej ewolucji całego regionu (Baraniecka, 1971; 1983; Kosowski, 1974; Wysokiński & Zapaśnik, 1984; Głazek, 1989). Zgodnie z obecnie dominującymi poglądami, powstanie rowu Kleszczowa było związane z młodolpejską reaktywacją starszych dyslokacji podłoża o założeniach paleozoicznych i nie łączyło się z występowaniem skał ewaporatowych (Dąbrowska, 1978; Baraniecka, 1983; Gotowała, 1999). Znaczenie wpływu tej reaktywacji na rozwój wysadu jest dyskusyjne i nie zostało jednoznacznie określone (Kosowski, 1974; Ciuk, 1980; Wysokiński & Zapaśnik, 1984; Gotowała, 1987; Szewczyk & Felisiak, 1994; Szewczyk, 1999; Gotowała & Hałaszcak, 2002; Hałaszcak, 2004).

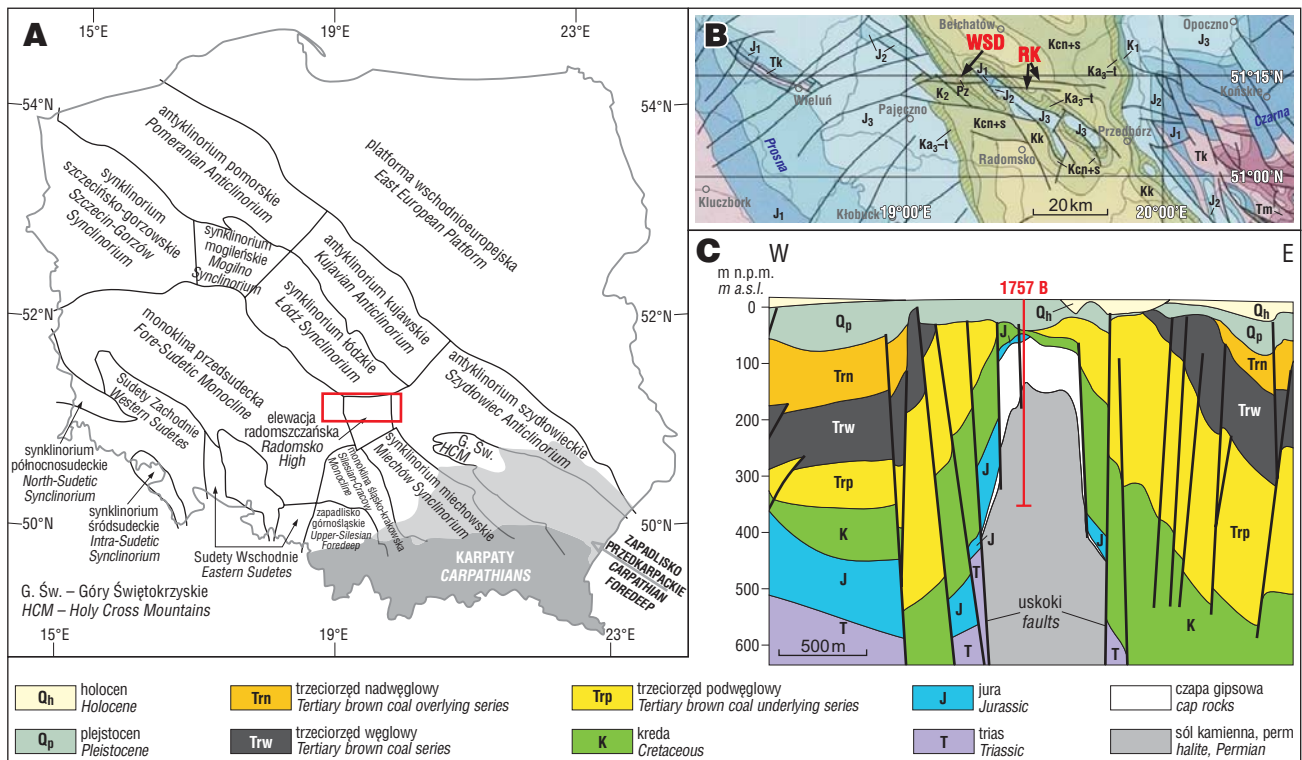
Utwory czapy wysadu o różnej miąższości (do 110 m) — gipsy oraz iłowce i mułowce z wkładkami gipsów i anhydrytów — są prawdopodobnie wieku permskiego (Dąbrowska, 1978; Krzywiec i in., 2001). Brak jest danych pozwalających określić, kiedy doszło do pierwszego halokinetycznego uruchomienia soli. Przypuszczalnie jeszcze przed kimerydem wysad przebiegał się ku powierzchni terenu, był reaktywowany w czasie ruchów późnokredowych i został odsłonięty podczas paleogeńskiej erozji. Wówczas to strop wysadu prawdopodobnie podlegał intensywnemu wietrzeniu i ługowaniu, co doprowadziło do znacznego pogrubienia czapy gipsowo-ilastej (Krzywiec i in., 2001).

Główna faza diapirowego wynoszenia wysadu zaszła po depozycji miocenijskich węgli, w plejstocenie, przed interstadiem pilicy lub w jego trakcie, i miała przebieg skokowy (Szewczyk, 1999; Krzywiec i in., 2001; Hałaszcak, 2004). Krzywiec i współautorzy (2001) przypuszczają, że cały wysad w wyniku późniejszego ługowania soli uległ obniżeniu o kilkanaście metrów, czemu towarzyszyło powstanie najmłodszych części czapy.

Materiały i metodyka badań

Badano materiał rdzeniowy z wiercenia nr 1757 B, zlokalizowanego w północnej części wysadu (ryc. 1C). Odcinek rdzenia przechodzący przez czapę jest kompletny. Niestety z powodu braku orientacji rdzenia nie zostało określone położenie przestrzenne obserwowanych struktur tektonicznych względem kierunków geograficznych.

Skały czapy gipsowej wysadu mają miąższość 48 m — zostały nawiercone w przedziale głębokości 120,5–168,5 m p.p.t. Od stropu ograniczają ją jurajskie mułowce, a od spagu lustro solne. W utworach czapy gipsowej można obserwować zarówno struktury powstałe wskutek diagenety i rekrytalizacji gipsów, jak i struktury tektoniczne. W celu odróżnienia obu genetycznie odmiennych typów struktur wykonano analizę mezostrukturalną i mikrostrukturalną. Badaniom poddano produkty rekrytalizacji utworów gipsowych, skały ilasto-gipsowe, skały skataklowane, zespoły ścięć i drobnych uskoków, żyły gipsowe oraz stylolity.



Ryc. 1. Lokalizacja wysadu solnego Dębiny na tle: **A** — głównych jednostek tektonicznych Polski (Karnkowski, 2008) oraz **B** — struktur lokalnych (Dadlez i in., 2000); WSD — wysad solny Dębiny; RK — rów Kleszczowa; **C** — lokalizacja wiercenia 1757 B na przekroju geologicznym W-E (Czarnecki i in., 1992) przez wysad Dębiny

Fig. 1. Dębina Salt Dome at the background of: **A** — major geological units of Poland (Karnkowski, 2008) and **B** — local structures (Dadlez et al., 2000); WSD — Dębina Salt Dome; RK — Kleszczów Graben; **C** — geological cross-section of the Dębina Salt Dome (Czarnecki et al., 1992) with location of 1757 B well

Budowa czapy gipsowej wysadu Dębiny

Rozwarstwienie czapy. W budowie czapy zaznacza się rozwarstwienie pionowe, które przejawia się występowaniem różnych litotypów gipsów, oraz wyraźna dwudzielność na część dolną z widocznym fragmentarycznie warstwowaniem pierwotnym oraz część górną bez warstwowania. W profilu pionowym prawie 18-metrowej miąższości dolnej części czapy, zbudowanej z gipsów, obserwuje się różną orientację położenia warstwowania pierwotnego, zachowanego reliktoowo w strukturach diagenetycznych skał gipsowych (ryc. 2). Nad lustrem solnym, na głębokości 168,5–166,5 m p.p.t., kąt upadu tego warstwowania wynosi $\sim 10^\circ$ i wzrasta do $\sim 35^\circ$ na głębokości 166,5–163,7 m p.p.t. Powyżej, na głębokości 162,5–160,7 m, upad pierwotnego warstwowania wynosi $\sim 50^\circ$, na głębokości 158,7–157,3 m warstwowanie to zapada pod kątem $\sim 65^\circ$, na głębokości 157,3–156,5 m pod kątem $\sim 30^\circ$, na głębokości 155,7–154,2 m pod kątem $\sim 80^\circ$, a na głębokości 154,2–150,0 m pod kątem $\sim 20^\circ$. Zmienna orientacja warstwowania pierwotnego decyduje o blokowej, brekcjowatej strukturze dolnej części czapy. Deformacja skał gipsowych nie została tu zapewne spowodowana tektoniką, lecz przede wszystkim zapewnieniem i ługowaniem tych skał pod powierzchnią terenu lub erozją na powierzchni, co prowadziło do grawitacyjnej reorientacji zluźnionych procesami krasowymi fragmentów, które we wczesnym stadium rozwoju inicjalnej czapy leżały poziomo.

W ilasto-gipsowej, górnej części czapy, powyżej 150,0 m p.p.t., nie obserwowano reliktoów pierwotnego warstwowania w występujących tu blokach gipsowych (ryc. 2). Przyczyną tego stanu rzeczy zdaje się być zarówno wysoki stopień zaawansowania procesów (re)krystalizacji, zacierający reliktoowe struktury diagenetyczne gipsowo-anhydrytowej skały tworzącej te bloki, jak i powstawanie utworów gipsowych, głównie poprzez krystalizację z roztworów. W odróżnieniu od części dolnej, w górnej części czapy obficie występuje materiał ilasto-węglanowy. Pierwotnie materiał ten znajdował się zapewne w nadkładzie inicjalnej czapy gipsowej, a ze skałami czapy został spojony przez twory gipsowe wytrącające się z roztworów, które wnikały w obręb nadkładu, szczególnie pod koniec kredy, w paleogenie i w plejstocenie (Krzywiac i in., 2001). Możliwe jest też pochodzenie materiału ilasto-węglanowego z zubrów wynoszonych wraz z seriami solnymi, choć wydaje się to mniej prawdopodobne.

Litotypy gipsów. Rozwarstwienie pionowe czapy przejawia się też występowaniem różnych litotypów gipsów wraz z towarzyszącymi im reliktoami anhydrytu i przestarami materiału ilastego.

W dolnej części czapy, na głębokości 163,7–167,8 m p.p.t., występują gipsy mikro- i drobnokrystaliczne z licznymi reliktoami anhydrytu, a warstwowanie pierwotne nachylone jest pod kątem $10\text{--}35^\circ$ względem poziomu (ryc. 2). Wyróżnić można litotyp 1 gipsów o amebowatych kształtach ziaren (wielkości $0,05\text{--}0,3$ mm), z licznymi, bezładnie ułożonymi reliktoami anhydrytów (ryc. 3A), oraz litotyp 2 zbudowany z subhedralnych kryształów gipsu wielkości $0,2\text{--}0,5$ mm i zawartych między nimi reliktoów anhydrytu oraz noduli węglanowych (ryc. 3B), często ukierunkowanych zgodnie z więźbą kształtu otaczających

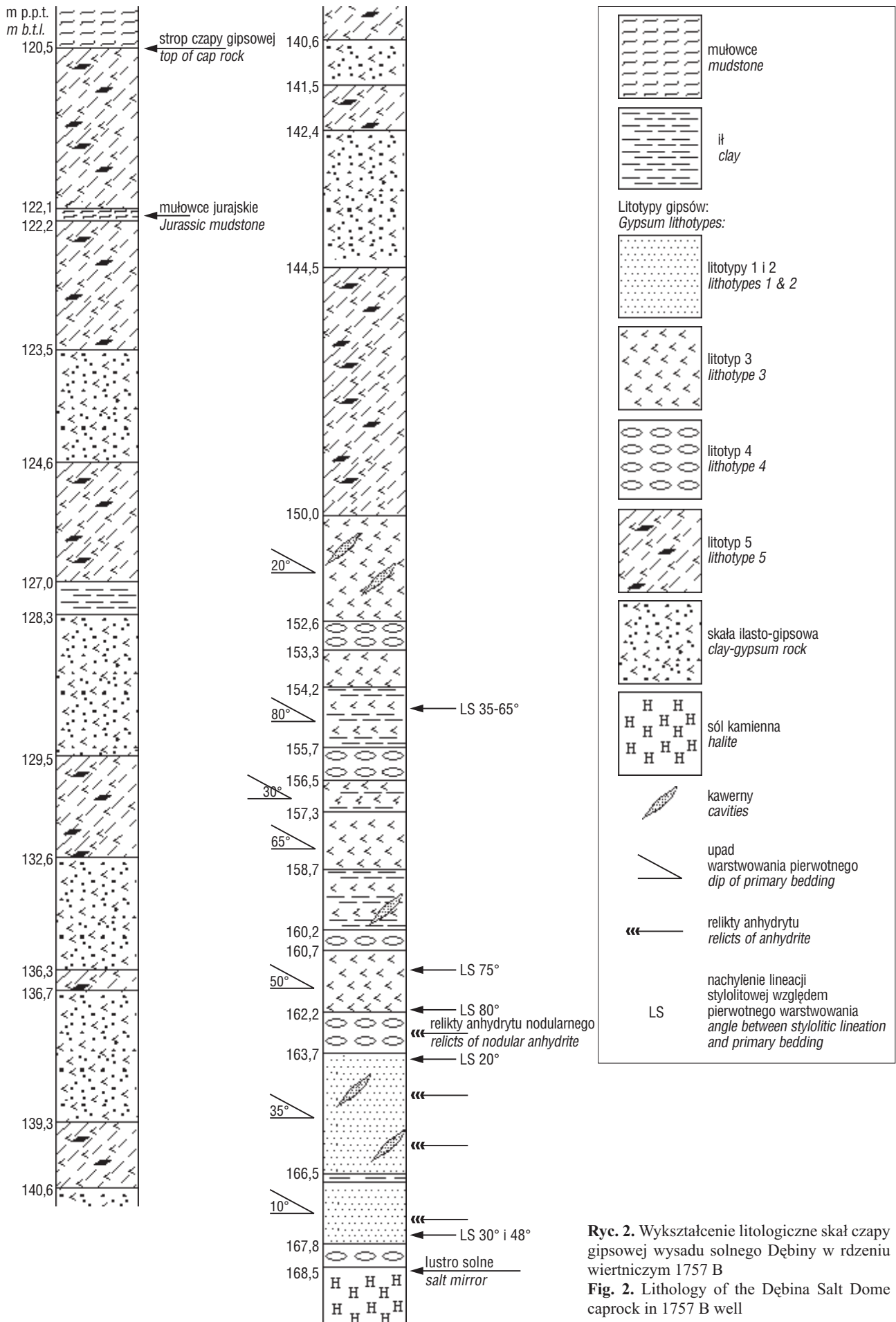
kryształów gipsu. Relikty anhydrytu zachowały typowy pokrój i są zgipsyfikowane wzdłuż płaszczyzn łupliwości, niekiedy w całości. Kryształy gipsu nie wykazują optycznych przejawów wewnętrznych deformacji sieci krystalicznej.

Struktury skał gipsowych charakterystyczne dla litotypów 1 i 2 są uważane za produkty zastępowania anhydrytu gipsem w trakcie hydratacji towarzyszącej diapiryzmowi podczas ekshumacji skał ewaporatowych (Murray, 1964; Holliday, 1970). W pierwszej fazie tego procesu wynoszony anhydryt doznaje gipsyfikacji, a dopiero w dalszych etapach rozwoju następują procesy rekrytalizacji skały gipsowej (Holliday, 1970).

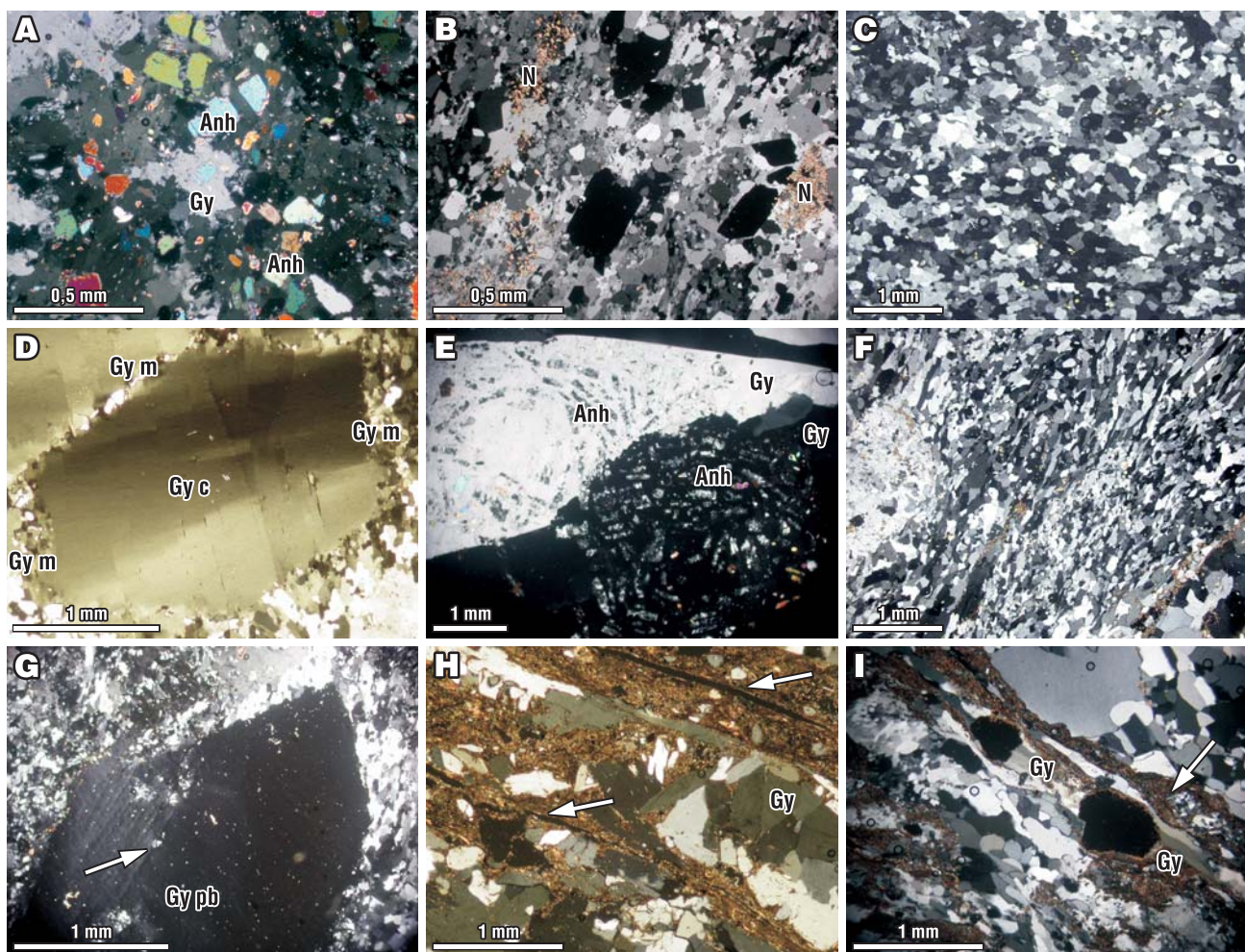
W wyższych częściach rdzenia (150–163,7 m p.p.t.) spotyka się litotyp 3 gipsu (ryc. 2). Skała jest zbudowana kryształami o anhedralnym pokroju i nieregularnych granicach, ale izometrycznym pokroju. W większości przypadków jest ona pozbawiona domieszek (ryc. 3C), choć niekiedy pomiędzy kryształami lub ziarnami gipsu znajduje się materiał elastyczny i rozproszone minerały węglanowe. W skałach tego litotypu daje się zauważyć bimodalność rozmiarów ziaren. Małe ($0,2\text{--}0,5$ mm) kryształy występują pomiędzy większymi ($0,8$ mm, lokalnie $1\text{--}1,2$ mm), soczewkowatymi, które wyróżniają faliste wygaszanie światła i dostrzegalny podział na podziarna. W niektórych przypadkach obserwuje się struktury podobne do typu *core-and-mantle*: wokół dużych kryształów gipsów soczewkowatych są wykształcone otoczki równoziarnistych gipsów drobnociarnistych wielkości $0,1$ mm (ryc. 3D). W tym litotypie nie występują relikty anhydrytu. Ślady pierwotnego warstwowania wskazują na zmienny kąt wychylenia pierwotnych fragmentów względem poziomu. Skały tworzące te fragmenty były biernie wynoszone jako porwaki w obręb czapy, a wskutek postępującej hydratacji są już całkowicie zgipsyfikowane i zaznaczają się w nich procesy rekrytalizacji.

W drobnokrystalicznej skale gipsowej występują gniazda oraz kawerny, widoczne w rdzeniu na głębokości: $167,8\text{--}168,5$ m p.p.t., $162,2\text{--}163,7$ m p.p.t., $160,2\text{--}160,7$ m p.p.t. oraz $155,7\text{--}156,5$ m p.p.t. (ryc. 2), w których narastają we wszystkich kierunkach soczewkowate kryształy gipsu (litotyp 4). Kryształy (dłuższa oś ma rozmiary do 1 cm) zawierają reliktoowe wzrostki anhydrytu. Relikty te bywają ułożone koncentrycznie (ryc. 3E) i przypominają formy opisywane jako diagenetyczne anhydryty nodularne (Schreiber & El Tabakh, 2000). Soczewkowate kryształy gipsu ulegają zagięciu w miejscach kontaktu z otaczającymi kryształami gipsu i często tworzą się w nich podziarna, świadczące o powstaniu nieznacznych różnic w orientacji osi optycznej w wyniku lokalnych naprężeń i deformacji.

W najwyższej części czapy ($120,5\text{--}150$ m p.p.t.) dominuje litotyp 5 (ryc. 2) zbudowany z subhedralnych kryształów gipsu, anizometrycznych i wykazujących uporządkowanie kształtu (UOK). Kryształy o uprzywilejowanej orientacji opływają i układają się wokół agregatów i skupień gipsowo-ilastych — prawdopodobnie pierwotnych noduli węglanowych i agregatów lub skupień anhydrytowych (obecnie gipsowych) (ryc. 3F) (Heidelberg i in., 2001). Gips o takiej strukturze nie powstaje na drodze hydratacji skały anhydrytowej, lecz wytrąca się z roztworów krążących w istniejących strefach nieciągłości w skale.



Ryc. 2. Wykształcenie litologiczne skał czapy gipsowej wysadu solnego Dębiny w rdzeniu wiertniczym 1757 B
Fig. 2. Lithology of the Dębina Salt Dome caprock in 1757 B well



Ryc. 3. Struktury (re)kryształizacyjne gipsu. **A** — litotyp 1 gipsu (Gy) zawierający relikty anhydrytu (Anh); **B** — litotyp 2 gipsu zawierający nodule węglanowe (N); **C** — anhedralne, izometryczne kryształy gipsy tworzące litotyp 3; **D** — struktury typu *core-and-mantle* (Gy c, Gy m); **E** — gips soczewkowy (Gy) litotypu 4 z relikdami anhydrytu nodularnego (Anh); **F** — gips litotypu 5; **G** — fragment porfiroblastu (Gy pb) gipsu w obrębie ukierunkowanej skały gipsowej, zawierający relikty skały otaczającej (strzałka); **H** — strefa ścięciowa powstała w materiale ilastym (strzałki) i wytrącający się z krążących roztworów gips litotypu 6 (Gy); **I** — strefa ścięciowa w materiale ilasto-węglanowym (strzałka): w cieniu ciśnienia przy izotropowych ziarnach (prawdopodobnie pirytu) wytrącił się włóknisty gips (Gy). Obraz mikroskopowy, skrzyżowane polaryzatory

Fig. 3. Recrystallization structures in gypsum. **A** — gypsum of lithotype 1 (Gy) with relics of anhydrite (Anh); **B** — gypsum of lithotype 2 with carbonate nodules (N); **C** — anhedral, isometric gypsum crystals of lithotype 3; **D** — core-and-mantle structures (Gy c, Gy m); **E** — lenticular gypsum (Gy) of lithotype 4 with relics of nodular anhydrite (Anh); **F** — gypsum of lithotype 5; **G** — fragment of gypsum porphyroblast (Gy pb) with relics of shape fabric surroundings (arrow); **H** — shear zone in clay (arrows), associated with lithotype 6 (Gy); **I** — shear zone in clay-carbonate rock (arrow), fibrous gypsum in strain shadow (Gy). Photomicrograph, crossed polars

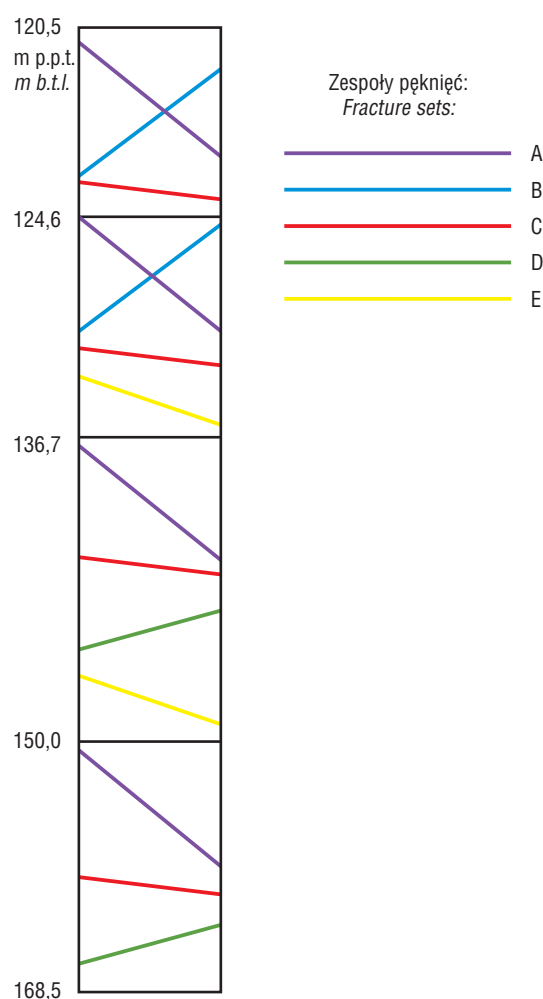
W obrębie ukierunkowanej skały gipsowej występują też pojedyncze porfiroblasty gipsu (wg Hollidaya, 1970) — duże kryształy, o rozmiarach 0,5–1,8 mm i euhedralnym lub subhedralnym pokroju, w obrębie których zgipsyfikowane inkluzje naśladują strukturę skały otaczającej (ryc. 3G).

Na głębokości 128–150 m p.p.t. obserwuje się znaczne wzbogacenie fragmentów czapy w minerały ilaste i rozdrobnione minerały węglanowe (ryc. 2 oraz ryc. 3H, I). Minerały ilaste są nagromadzone głównie w strefach nieciągłości, tworząc powierzchnie poślizgu dla formujących się ścięć. Występujące tu gipsy, które znajdują się w strefach ścięciowych, zostały zaliczone do litotypu 6. Wykazują one geometrię przypominającą σ -klasty, są asymetryczne i anizometryczne — wydłużone kształty i podział na podziarna mogą świadczyć o odkształceniu. Kryształy gipsów bywają również wydłużone równolegle

do ścian pęknięć, a te, które przybierają pokroj włóknisty, lokują się w cieniach ciśnienia rozwiniętych przy klastach minerałów nieprzezroczystych — prawdopodobnie pirytów (ryc. 3I).

Struktury deformacyjne

Zespoły struktur nieciągłych. W badanym rdzeniu, obejmującym cały profil czapy, można wyróżnić 5 zespołów struktur nieciągłych — spēkań, stref ścięciowych i uskoków, określanych tu jako pęknięcia (ang. *fracture*). Wydzielone zespoły cechuje zmienna orientacja przestrzenna względem osi rdzenia, odmienny wygląd powierzchni oraz ślady różnych przemieszczeń. Nie są znane azymuty ich upadów z powodu braku orientacji rdzenia względem stron świata. Czas powstania tych struktur jest trudny do określenia.



Ryc. 4. Występowanie zespołów pęknięć w badanym rdzeniu wiertniczym

Fig. 4. Vertical distribution of fracture sets in the studied core material

□ Zespół A są to pęknięcia o zmiennych kątach upadu, wzdłuż których tworzą się szczeliny, często silnie skrasowiałe, widoczne w całym profilu pionowym czapy (ryc. 4), ale liczne dopiero w najniższej części. Nie zaobserwowano śladów przemieszczeń wzdłuż pęknięć.

□ Zespół B tworzą spękania i drobne uskoki o nierównej powierzchni, często schodkowej i kącie upadu $58\text{--}70^\circ$. Pęknięcia te zaobserwowano od stropu czapy do głębokości 136 m p.p.t., ale poniżej 125 m p.p.t. spękania są już nieliczne (ryc. 4). Drobnym uskokom towarzyszą podgięcia przyuskokowe, które wskazują na przemieszczenia o istotnej składowej zrzutowej normalnej. W materiale ilastym na powierzchniach uskokowych są obecne rysy ślizgowe, zorientowane pod kątem $10\text{--}40^\circ$ względem azymutu linii upadu. Potwierdzają one z jednej strony głównie zrzutowy charakter tych uskoków, a z drugiej zdają się sugerować ich odmłodzenie.

□ Zespół C zawiera drobne uskoki, które występują w całym pionowym profilu czapy gipsowej (ryc. 4). W najwyższych częściach profilu reprezentują go pęknięcia o prostych lub łukowatych powierzchniach i kątach upadu $32\text{--}38^\circ$. Podgięcia przyuskokowe w sąsiedztwie uskoków C świadczą, że są to uskoki normalne. Poniżej głębokości 136,3 m p.p.t. pęknięcia C mają upady rzędu $35\text{--}42^\circ$, pro-

sty przebieg, gładkie powierzchnie i są szczególnie widoczne w masywnych gipsach drobnokrystalicznych.

□ Zespół D grupuje spękania i uskoki o nierównych powierzchniach i upadach $20\text{--}30^\circ$. Na powierzchniach uskokowych są widoczne ślady rekrystalizacji i rysy ślizgowe powstałe podczas normalnego ruchu skrzydeł. Pęknięcia D pojawiają się na głębokości 136,3 m p.p.t. i są obserwowane aż do lustra solnego (ryc. 4).

□ Zespół E struktur nieciągłych czapy tworzą strefy ścięciowe. W skałach ilasto-gipsowych górnej części czapy występują strefy ścięciowe o łukowatych powierzchniach i kątach upadu $8\text{--}16^\circ$. Pojawiają się one już na głębokości 124,6 m p.p.t. (ryc. 4), przy czym zespół ten jest szczególnie dobrze widoczny w obrębie skały ilastej występującej w przedziałach głębokości: 128,3–129,5 m p.p.t., 132,6–136,3 m p.p.t., 136,7–139,3 m p.p.t., 140,6–141,5 m p.p.t. i 142,4–144,5 m p.p.t. (ryc. 2). W obrębie ilastego matriks obserwuje się asymetryczne fragmenty gipsów o cechach σ -klastów, których jednak nie daje się wykorzystać jako jednoznacznych wskaźników kinematycznych. Ziarna gipsów są wydłużone równoległe do powierzchni spękania i podzielone na podziarna. Spotykane są też włókniste gipsy krystalizujące w cieniach ciśnienia (ryc. 3I).

Żyły gipsowe. Żyły gipsowe rozwijały się zgodnie z trzema wymienionymi zespołami pęknięć: A, B i D. Pęknięciom A towarzyszą one jedynie w dolnej części czapy i tu są one równoległe do pierwotnego warstwowania skały gipsowo-anhydrytowej. Żyły te mają szerokość 1–2 mm, są zbudowane z kryształów gipsu o identycznej orientacji optycznej, bez śladów deformacji sieci krystalicznej. Widoczne są ślady inkluzji zorientowanych prostopadle lub lekko skośnie do granic żyły, świadcząc o ich pochodzeniu ze zrekrystalizowanych gipsów igielkowych (ryc. 5). Żyły związane z zespołem A bywają przecięte przez szwy stylolitowe, które w takich miejscach ulegają refrakcji i biegną wzdłuż granicy żyły (ryc. 5). W obrębie żył gipsowych zaznaczają się poprzeczne pęknięcia (ryc. 5).

Żyły zgodne z zespołem B mają szerokość ok. 5 mm i są zbudowane z mikrokrystalicznych, masywnych gipsów. Napotkano je na głębokości 130–135 m p.p.t. Pęknięciom zespołu D towarzyszą igielkowe gipsy, przy czym kryształy narastają syntaksjalnie od ścian spękań i nie zamykają całej szczeliny. Spotykane są też wypełnienia gipsem o reliktoowo zachowanym pokroju włóknistym. Syntaksjalne włókna ustawione są skośnie do ścian spękania, cienieją w kierunku środka szczeliny i nie zamykają jej całej.

Szwy stylolitowe. W dolnej, brekcjonowanej części czapy, w przedziale głębokości 154–167 m p.p.t., występują szwy stylolitowe wyznaczone na podstawie znacznej koncentracji materiału ilastego i węglanowego. Dwa z nich obserwowano w skali mezoskopowej, a większość jest dostrzegalna dopiero w płycie cienkiej. W skali mikroskopowej mają one charakter penetratywny. Szwy znajdują się w gipsach mikrokrystalicznych litotypów 1 i 2 oraz na granicach występowania tych litotypów z gipsem soczewkowym litotypu 3. Kąt zanurzenia lineacji stylolitowej względem pionu zmienia się w przedziale $25\text{--}55^\circ$, a w sto-

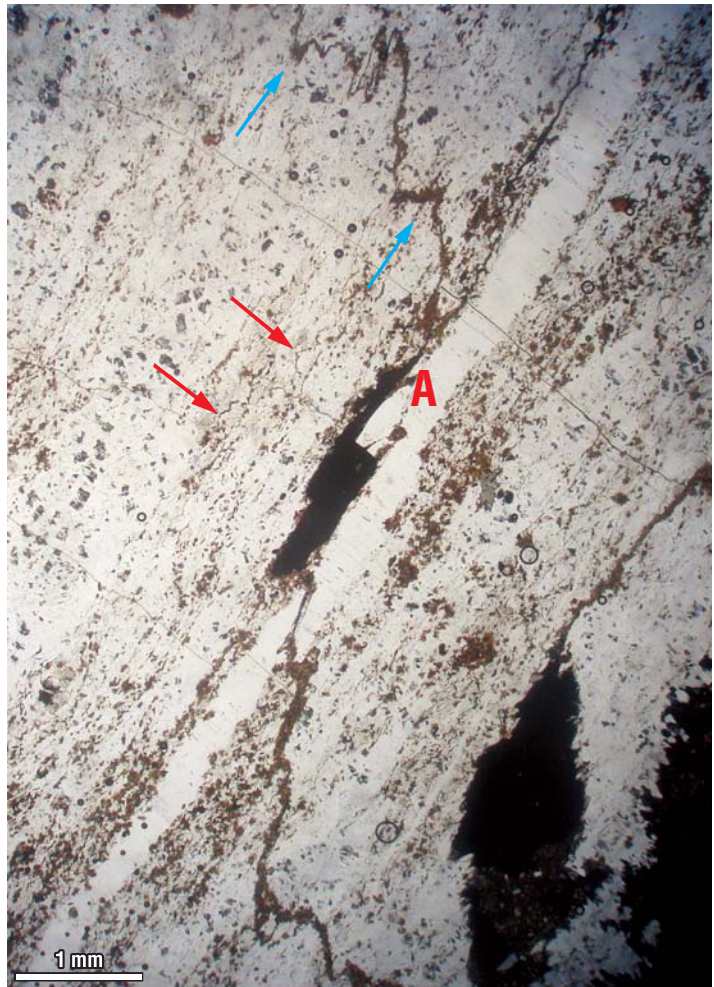
sunku do warstwowania pierwotnego w granicach 20–90° (ryc. 2).

W płytkach cienkich obserwuje się dwie generacje stylolitów. Jedną z nich to bardzo drobne, relikto-we stylolity równoległe do powierzchni warstwowania pierwotnego. Stylolity drugiej generacji i slikolity (skośne stylolity) przecinają tamte, a ich przebieg jest bardzo wyraźny (ryc. 5). Przemieszczenie zrotowanej żyły A wzdłuż skośnie przecinającego ją szwu slikolitowego, jak również jego geometria (ryc. 5) świadczą, że slikolityzacja postępowała wskutek rozpuszczania pod ciśnieniem na skutek ścinania i skracania (subwertykalnego), przy udziale transferu roztworów w istniejącej już strefie zbrekcjowanej. Nie zaobserwowano związków pomiędzy położeniem szwów stylolitowych i innymi strukturami deformacyjnymi. Nie zaobserwowano zależności pomiędzy położeniem szwów i lineacji slikolitowej drugiej generacji a warstwowaniem. Nigdzie nie zaobserwowano też neomorficznych kryształów gipsu przecinających te szwy.

Dyskusja

Różnorodność wykształcenia skały gipsowej, przejawiająca się obecnością 6 litotypów, decyduje o pionowym rozwarstwieniu czapy. Struktura litotypów 1 i 2 gipsów występujących w części spągowej (163,7–168,5 m p.p.t.) oraz zachowane w nich relikty anhydrytu mogą świadczyć o powstaniu wskutek bezpośredniej gipsyfikacji skały anhydrytowej, postępującej bez zmiany objętości (Holliday, 1970). W nieco wyższych partiach dolnej, brekcjowanej części czapy (150,0–163,7 m p.p.t.) pierwotne anhydryty musiały ulec całkowitej gipsyfikacji i rekrytalizacji. Jej wynikiem są: wyraźna bimodalność rozmiarów ziaren gipsu, nieregularne kształty granic ziaren, rozwój podziaren w większych ziarnach oraz obecność struktur typu *core-and-mantle*. Mikrostruktury tego typu są zazwyczaj wytworem rekrytalizacji dynamicznej, zachodzącej pod wpływem naprężeń i prowadzącej do redukcji wielkości ziarna. W przypadku gipsów czapy źródło tych naprężeń oraz czas ich aktywności nie są jasne — musiałyby łączyć się z okresem tworzenia strefy zbrekcjowanej. Powstanie opisywanych mikrostruktur można próbować alternatywnie wyjaśniać statycznym rozrostem ziaren gipsu kosztem początkowo mikrokryształicznego produktu hydratacji lub gipsyfikacji anhydrytu. Wydaje się, że w przypadku czapy wysadu Dębiny obserwowane mikrostruktury są prawdopodobnie efektem współdziałania obu tych mechanizmów — statycznie wykrystalizowane w wyniku hydratacji duże ziarna miejscami podlegały potem lokalnie rekrytalizacji dynamicznej, zwłaszcza w strefie zbrekcjowanej.

Gipsy soczewkowe (litotyp 3), które zawierają dobrze zachowane relikty anhydrytów nodularnych wydają się być produktem przemian hydratacyjnych. Jednakże fakt występowania w obrębie gniazd i kawern otoczonych mikrokryształicznym gipsem sugeruje, że w ich powstawaniu istotny udział miały procesy krystalizacji z krążących roztworów. Nieznaczne odkształcenia obserwowane



Ryc. 5. Dwie generacje stylolitów: relikto-we stylolity pierwszej generacji, równoległe do warstwowania (czerwona strzałka) oraz stylolit lub slikolit drugiej generacji (niebieska strzałka) przecinający żyłę gipsową (A). Obraz mikroskopowy, skrzyżowane polaryzatory

Fig. 5. Stylolites of two generations: relic bedding-parallel stylolites of 1st generation (red arrow) and stylolites or slicolites of 2nd generation (blue arrow) intersecting gypsum vein (A). Photomicrograph, crossed polars

w kryształach gipsów soczewkowych wywołane były lokalnymi naprężeniami wyzwalamymi się podczas krystalizacji w kawernach krystalizacyjnych.

W najwyższych częściach czapy (120,5–150 m p.p.t.), oprócz skały ilasto-gipsowej, są obecne fragmenty wynoszonych skał gipsowych spojone wytrącającym się w strefach nieciągłości gipsem litotypu 5. Ukierunkowana więźba skały gipsowej oraz obecność porfiroblastów — subhedralnych kryształów gipsu z relikami więźby skały otaczającej, o rząd wielkości większych od ziaren w otoczeniu (porfiroblasty wg Hollidaya, 1970) — nie muszą świadczyć o powstawaniu tej skały przy udziale naprężeń, lecz są wynikiem wzrostu w warunkach statycznych.

Po raz pierwszy w historii badań wysadu Dębiny zaobserwowano nagromadzenia skał ilastych w obrębie czapy — zarówno w postaci przerostów, jak i domieszek. Przewarstwienia ilasto-węglanowe w spągowych partiach rdzenia stanowią zapewne residuum z rozpuszczania skał solnych i gipsowych. Jednak znaczne wzbogacenie skał górnej części czapy w materiał ilasty w interwale głębokości 128–150 m p.p.t. (ryc. 2) jest prawdopodobnie zapisek procesu krążenia roztworów oraz wytrącania się

gipsów w obrębie skał nadkładu inicjalnej, dolnej części czapy i tym samym włączania skał ilasto-gipsowych w obręb czapy. Podatna skała ilasto-gipsowa łatwo ulegała deformacjom ścięciowym (ryc. 3 H, I). Rozwinięte są w niej ścięcia zespołu E (ryc. 4), w strefie których są obecne ziarna gipsu o geometrii σ -klastów, jak również włókniste cienie ciśnienia (ryc. 3I). Ich geometria nie pozwala jednak na jednoznaczne odczytanie kinematyki przemieszczeń.

W skałach spagowych czapy są widoczne relikty struktur z etapu diagenetycznego: pierwotne warstwowanie oraz anhydryt nodularny (ryc. 3E). Zmienne upady tego warstwowania mogły zostać spowodowane wciągnięciem go w fałdy futerałowe we wczesnych fazach wynoszenia wysadu, a także późniejsze rotacje blokowe w rozwijającej się czapie. Do struktur diagenetycznych należą też żyły zespołu A. Są one równoległe do pierwotnego warstwowania i zawierają ślady pierwotnego wykształcenia gipsów w postaci igiełkowej. W czapach gipsowych innych wysadów solnych diagenetyczne pochodzenie mają także stylolity. Opisywano je z czap wysadów: Gorleben (Bäuerle i in., 2000), Wapna (Jaworska, 2006) i Mogilna (Wilkoś, 2007; Wilkoś i in., 2007). W czapie wysadu Dębiny geneza stylolitów i mikrostylolitów wydaje się bardziej złożona, gdyż występują tu dwie generacje stylolitów. Pierwszy epizod stylolityzacji nastąpił jeszcze na etapie diagenetyzacji skał ewaporatowych. Orientacja szwów i lineacji slikolitojowej (kąt zanurzenia 25–65°) drugiej generacji jest zmienna i nie wykazuje żadnej korelacji z równie zmienną orientacją warstwowania pierwotnego. Brak korelacji slikolitów z warstwowaniem pierwotnym sugeruje, że brekcjonowana struktura dolnej części czapy wytworzyła się przed drugim epizodem stylolityzacji. Nie znaleziono jednak czytelnych relacji pomiędzy położeniem szwów stylolitowych i innymi strukturami deformacyjnymi, poza zespołem A. Jeśli slikolity wiązałyby się z etapem diagenetyzacji, to przed drugim epizodem stylolityzacji musiało dojść do deformacji warstwowania pierwotnego.

Zapisem deformacji formującej się czapy są struktury nieciągłe i związane z nimi mikroprzemieszczenia — najczęściej w skale ilasto-gipsowej. Dla żadnego z wyróżnionych zespołów nie zaobserwowano pary, pozwalającej mówić o układzie ścięć sprzężonych. Przypuszczalnie układy takie istnieją w skałach czapy, jednak ograniczony rozmiar rdzenia uniemożliwia ich identyfikację. Przyczyną powstania pęknięć zespołów B, C i D mogło być lokalne pole naprężeń związane z wynoszeniem wysadu. Deformacja taka mogła też być wynikiem stagnacji wysadu i osiadania skał czapy na skutek procesów krasowych. Czas powstania tych struktur jest trudny do określenia, przypuszczalnie należy je łączyć przede wszystkim z okresami intensywnego wietrzenia i ługowania skał czapy w późnej kredzie, paleogenie i plejstocenie.

Układ ścięć, podgięcia przyuskokowe wzdłuż powierzchni zespołów B, C i D oraz przemieszczenia o normalnej kinematyce świadczą o aktywności pola naprężeń z pionową osią największego naprężenia głównego. W przypadku czapy gipsowej Dębiny oznacza to nie nacisk nadkładu, lecz skutek wynoszenia wysadu i jego stagnacji albo — co bardziej prawdopodobne — osiadania skał czapy i spadek jej objętości w wyniku procesów krasowych — ługowania i usuwania gipsu poprzez krążące roztwory, a także rozpuszczania pod ciśnieniem. Zarówno

wynoszenie, jak i osiadanie dobrze tłumaczą zrzutowy, grawitacyjny charakter uskoków.

Uskoki powstawały już w istniejącej w obecnej formie czapie gipsowej. Wypełnienie masywnym materiałem żyłowym było wtórne i wiązało się z krążeniem roztworów gipsowych w obrębie skał czapy. Pozycja rys ślizgowych na powierzchniach uskoków B i D oraz skośne ustawienie włókien gipsu w żyłach świadczą, że po ich krystalizacji doszło do deformacji z udziałem składowej skośnoprzęsycznej i odmłodzenia uskoków, być może w późnym plejstocenie (Gotowała & Hałaszczyk, 2002). To odmłodzenie wiązało się przypuszczalnie z postępującym osiadaniem skał czapy, choć nie można wykluczyć oddziaływania zewnętrznego pola naprężeń określonego przez dynamikę ekstensyjnego rowu Kleszczowa.

Rozwój czapy odbywał się zarówno poprzez samoistną gipsyfikację wynoszonych skał anhydrytowych, jak i wytrącanie się materiału gipsowego z roztworów krążących w obrębie czapy i jej nadkładu. Na rekrytalizację powstałych utworów gipsowych wpływ miały lokalne naprężenia związane z epizodami wynoszenia wysadu oraz jego stagnacji i osiadania stymulowanego procesami krasowymi. W trakcie tych epizodów dochodziło do pęknięcia skał czapy oraz powstawania ścięć w podatnym materiale ilastym.

Podsumowanie i wnioski

Obraz strukturalny spągu czapy (162,2–168,0 m p.p.t.) jest zgodny z rezydualno-akumulacyjną teorią powstawania czap gipsowych (Goldman, 1952). Obecność utworów gipsowo-ilastych w częściach stropowych (128–150 m p.p.t.) wskazuje na możliwość powstawania czap poprzez wytrącanie się materiału na stropowej powierzchni struktury solnej, w obrębie skał nadkładu, zgodnie z propozycją Walkera (1976).

Mezostuktury i mikrostruktury obserwowane w skałach czapy gipsowej wysadu solnego Dębiny powstawały w wyniku ich wielokrotnych przemian hydratacyjnych, oddziaływania krążących w nich roztworów oraz deformacji w reżimie ścięciowym. Deformacje takie zachodziły w polu lokalnych naprężeń, wiążących się zarówno z wynoszeniem wysadu, jak i jego stagnacją lub z wtórnym osiadaniem na skutek aktywności procesów krasowych.

Do struktur związanych z rekrytalizacją i deformacją ewaporatów na etapie diagenetyzacji należą: anhydryty nodularne, równoległe do warstwowania żyły gipsowe i stylolity pierwszej generacji. W trakcie osiadania czapy, wywołanego procesami krasowymi, struktury te zostały wciągnięte w jej obręb wraz ze zrotowanymi blokami skał ewaporatowych, co wytworzyło zbrekcjonowaną dolną część czapy.

Bez udziału naprężeń zachodziła samoistna hydratacja do mikrokryształicznych gipsów z relikdami anhydrytów i nodulami węglanowymi, krystalizacja neomorficznymi kryształami gipsu oraz powstanie soczewkowych i igiełkowych gipsów występujących w kawernach i gniazdach w spagowych partiach rdzenia a także krystalizacja równoziarnistych gipsów w wyższych partiach czapy. Zapisem statycznej rekrytalizacji jest także obecność tzw. porfiroblastów gipsowych w środkowych i stropowych partiach czapy. Drobnokryształiczne, ukierunkowane

gipsy są związane z krystalizacją gipsu z roztworów krążących w obrębie wynoszonych skał.

Powstawanie w skałach lokalnych naprężeń wskutek wynoszenia wysadu lub osiadania czapy prowadziło do strefowej (re)krystalizacji gipsu w polu naprężeń ścinających. W takich warunkach powstała ukierunkowana skała gipsowa litotypu 5, ulegająca podgięciu przy uskokach, oraz gipsy o geometrii σ -klastów, a także włókniste cienie ciśnienia w obrębie ścięć zespołu E. Ścięcia zespołu E powstały w skałach nadkładu inicjalnej czapy, w które wnikały krążące roztwory. Skutkiem działania lokalnych naprężeń są też struktury typu *core-and-mantle* związane z dynamiczną rekrystalizacją kryształów pochodzących ze statycznego wzrostu mikrokryształicznych agregatów pohydratacyjnych.

Obecność spękań jest przejawem deformacji już uformowanej czapy w polu naprężeń o największym naprężeniu zorientowanym pionowo, tworzącym aktywne strefy ścięć. Takie warunki sprzyjały strefowemu uaktywnieniu się w skałach czapy procesów rozpuszczania pod ciśnieniem, które mogłyby tłumaczyć powstanie młodszych, niediagenetycznych stylolitów w skałach czapy.

Z rozpuszczaniem skał czapy i krążeniem roztworów jest związane istnienie wtórnych żył gipsowych zablizających pęknięcia.

Uskoki normalne B, C i D są zapisem stagnacji wysadu i osiadania skał czapy. Obecność skośnych rys ślizgowych na powierzchniach uskokowych zespołu B świadczy o późniejszej reaktywacji powierzchni tych uskoków w reżimie zrzutowo-przesuwczym, wynikłym lokalnie z postępującego osiadania czapy albo wiążącego się, być może, z oddziaływaniem na cały wysad zewnętrznego pola naprężeń, w którym rozwijał się ekstensyjny rów Kleszczowa.

Artykuł zawiera wyniki badań przeprowadzonych w ramach pracy magisterskiej pierwszej autorki pod opieką dwóch pozostałych autorów (A.R.M i P.W.) w Instytucie Geologii UAM. Autorzy składają specjalne podziękowania: dr. Stanisławowi Burlidze, dr. hab. Markowi Jarosińskiemu oraz anonimowemu recenzentowi za wnikliwe recenzje i cenne uwagi, a dodatkowo dr. S. Burlidze za interesującą dyskusję nad różnymi aspektami rozwoju czap gipsowych. Ponadto autorzy wdzięczni są naczelnemu inżynierowi górniczemu PGE KWB Bełchatów SA za udostępnienie opracowania *Kompleksowa analiza geofizyczno-geologiczna wysadu solnego „Dębina” i jego najbliższego otoczenia*.

Literatura

BARANIECKA M.D. 1971 — Staroczwartorzędowe rowy tektoniczne i ich osady. *Kwart. Geol.*, 15: 358–371.
 BARANIECKA M.D. 1983 — Faza Małopolska, Kujawska i Mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. [W:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. 4, Materiały pokonferencyjne III Krajowego Sympozjum, Wrocław, wrzesień 1981. Ossolineum, Wrocław: 183–193.
 BÄUERLE G., BORNEMANN O., MAUTHE F. & MICHALZIK D. 2000 — Origin of stylolites in upper permian zechstein anhydrite (Gorleben Salt Dome, Germany). *J. Sediment. Res.*, 70: 726–737.
 CIUK E. 1980 — Tektonika rowu Kleszczowa i jej wpływ na warunki powstania złoża węgla brunatnego. [W:] *Przew. 52 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 56–70.
 CZARNECKI L., FRANKOWSKI R. & ŚLUSARCZYK G. 1992 — Syntetyczny profil litostratigraficzny rejonu złoża Bełchatów dla potrzeb Bazy Danych Geologicznych. *Gór. Odkryw.*, 3-4, 103–111.
 DADLEZ R. 1998 — Epikontynentalne baseny sedymentacyjne w Polsce od dewonu po kredę — zależności rozwoju od budowy skorupy krystalicznej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 17–30.

DADLEZ R., MAREK S. & POKORSKI J. (red.) 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, w skali 1 : 1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
 DĄBROWSKA Z. 1978 — Cechsztyński wysad solny Dębiny jako dowód tektoniki salinarniej w południowej części niecki łódzkiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 309: 37–41.
 GŁĄZEK J. 1989 — Paleokarst of Poland. A systematic and regional review. *Academia Prague, Elsevier*: 77–105.
 GOLDMAN M. I. 1952 — Deformation, metamorphism and mineralization in gypsum-anhydrite cap-rock, Sulphur salt dome, Louisiana. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 50: 1–169.
 GOTOWAŁA R. 1987 — Zarys budowy strukturalnej mezozoiku i trzeciorzędu odkrywki Bełchatów. [W:] *Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. II Sympozjum* — 10.1987, Plejstocenyckie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław-Warszawa: 206–212.
 GOTOWAŁA R. 1999 — Przedmłodoalpejska tektonika obszaru rowu Kleszczowa. [W:] *Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu; XX Konferencja Terenowa Sekcji Tektonicznej PTG. Słok k. Bełchatowa, 15–16.10.1999. Wrocław*: 7–23.
 GOTOWAŁA R. & HAŁUSZCZAK A. 2002 — The Late Alpine structural development of the Kleszczów Graben (Central Poland) as a result of reactivation of the preexisting, regional dislocations. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 1: 137–150.
 HAŁUSZCZAK A. 1995 — Struktury tektoniczne w osadach nadwęglowych zachodniej części odkrywki KWB Bełchatów. *Arch. ING UW*, Wrocław.
 HAŁUSZCZAK A. 2004 — Cenozoik dynamics of the Dębina salt dome, Kleszczów Graben, inferred from structural features of the Tertiary — Quaternary cover. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 74: 311–318.
 HEIDELBACH F., STRETTON I.C. & KUNZE K. 2001 — Texture development of polycrystalline anhydrite experimentally deformed in torsion. *Int. J. Earth Sci.*, 90: 118–126.
 HOLLIDAY D.W. 1970 — The petrology of secondary gypsum rocks: a review. *J. Sediment. Res.*, 40: 734–744.
 JAWORSKA J. 2006 — Pochodzenie stylolitów w gipsach z czapy wysadu solnego Wapna. *Prz. Geol.*, 54: 166–169.
 KARNKOWSKI P. H. 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski — Niż Polski. *Prz. Geol.*, 56: 895–903.
 KOSSOWSKI L. 1974 — Budowa geologiczna złoża węgla brunatnego Bełchatów ze szczególnym uwzględnieniem tektoniki podłoża. *Gór. Odkryw.*, 15: 336–344.
 KRZYWIEC P. 2006 — Tektonika solna na Niżu Polskim — wnioski z interpretacji danych sejsmicznych. *Prz. Geol.*, 54: 303–304.
 KRZYWIEC P., FRANKOWSKI Z., JAROSIŃSKI M., KASIŃSKI J.R., PAPIERNIK B., SŁODKOWSKA B., SZEWCZYK J., TWAROGOWSKI J., WYBRANIEC S., GIENKA D., GUMULAK K., JÓZWIĄK W., ŻÓLTOWSKI Z., MUSIATEWICZ M., HAŁUSZCZAK A., SZEWCZYK E. & BURLIGA S. 2001 — Kompleksowa analiza geofizyczno-geologiczna wysadu solnego Dębina i jego najbliższego otoczenia. *Arch. Kop. Węgla Brunatnego Bełchatów S.A., Rogowiec*.
 MURRAY R.C. 1964 — Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *J. Sediment. Petrol.*, 34: 512–523.
 POŻARYSKI W. 1971 — Tektonika elewacji radomskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41: 169–179.
 SCHREIBER B.C. & EL TABAKH M. 2000 — Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, 47 (suppl.1): 215–238.
 SZEWCZYK E. 1999 — Tektonika otoczenia wysadu Dębina. [W:] *Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu; XX Konferencja Terenowa Sekcji Tektonicznej PTG. Słok k. Bełchatowa, 15–16.10.1999. Wrocław*: 77–87.
 SZEWCZYK E. & FELISIAK I. 1994 — Tektonika osadów mezozoiku w rejonie złoża Bełchatów. [W:] *Tektonika Rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konferencja Naukowo-Techniczna. Bełchatów, 20–21.10.1994. Bełchatów*, 1: 31–45.
 WALKER C.W. 1976 — Origin of Gulf Coast Salt-Dome Cap Rock. *AAPG Bull.*, 60: 2162–2166.
 WILKOSZ P. 2007 — Porwaki anhydrytów cechsztyńskich w czapie anhydrytowo-gipsowo-łowej, wysad solny Mogilno — pierwsze wyniki. *Gosp. Sur. Miner., Prz. Solny*, 23: 65–76.
 WILKOSZ P., BURLIGA S., JAWORSKA J. & RATAJCZAK R. 2007 — Diagenetic alteration of gypsum cap rocks of the Mogilno and Wapno salt domes — preliminary results. [In:] *6th Conference on the Mechanical Behavior of salt, Understanding of THMC Processes in Salt Rocks, 22–25.05.2007 Hannover, Germany*.
 WYSOKIŃSKI L. & ZAPAŚNIK T. 1984 — Poligeniczność tektonicznego rowu Bełchatowa. *Tech. Poszuk. Geol.*, 23: 2–6.

Praca wpłynęła do redakcji 3.02.2009 r.
 Po recenzji akceptowano do druku 25.03.2010 r.