



Ewaporaty górnego permu (cechsztyn) na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej (SW Polska) – warunki występowania i wykształcenie

Geology of Upper Permian (Zechstein) evaporites in the central Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

Grzegorz CZAPOWSKI¹, Łukasz NOWACKI, Jacek CHEŁMIŃSKI,
Andrzej GŁUSZYŃSKI, Leszek SKOWROŃSKI

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; ¹e-mail: grzegorz.czapowski@pgi.gov.pl

STRESZCZENIE

Analiza obecnego występowania i zróżnicowania miąższości utworów ewaporatowych (siarczanowych i chlorkowych) górnego permu (cechsztyn) na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej, bazująca na danych z 635 archiwalnych otworów wiertniczych, umożliwiła przedstawienie obrazu przypuszczalnej paleogeografii basenów siarczanowych i chlorkowych w przypadku niektórych ewaporatowych wydzielań litostratygraficznych kolejnych czterech cyklotemów.

Utwory siarczanowe i chlorkowe cyklotemów PZ1 i PZ3 oraz siarczany cyklotemu PZ2 (anhydryt podstawowy [A2]) powstały w zbiornikach o wyraźnie zróżnicowanej batymetrii, ze strefami płytszymi (bariera i płycizny) i głębszymi (baseny). Akumulacja tych osadów następowała według schematu występującego w basenie typu „wypełnieniowego”, w którym na etapie depozycji soli chlorki wypełniają głównie obniżenia dna wcześniejszego zróżnicowanego batymetrycznie zbiornika siarczanowego, zaakcentowane różnym tempem osadzania siarczanów (szybszym na płycinach i wolniejszym w basenach). Lokalne występowanie pozostałych ewaporatów cyklotemów PZ2 i PZ4 nie pozwala otworzyć paleogeografii ich zbiorników depozycji. Omówiono też wykształcenie wydzielań ewaporatowych, wykorzystując dane z terenów sąsiadujących z obszarem badań w sytuacji braku miejscowego materiału rdzeniowego.

Tektonika dysjunktywna (sieci uskoków i dwa rowy tektoniczne) w różnym stopniu przemodelowała pierwotne rozmieszczenie ewaporatów i spowodowała ich lokalny wzrost miąższości w strefach przyuskokowych.

Słowa kluczowe: ewaporaty, górny perm (cechsztyn), centralna część monokliny przedsudeckiej, SW Polska

ABSTRACT

Analysis of recent extension and thickness of Upper Permian (Zechstein) evaporites (sulphates and chlorides) in the area of central Fore-Sudetic Monocline, based on data from 635 archive boreholes, enabled to reconstruct the possible palaeographic images of both sulphate and chloride basins, represented some evaporitic lithostratigraphic units of four Zechstein cyclothememes.

Sulphates and chlorides of PZ1 and PZ3 cyclothememes as well as sulphates of PZ2 cyclothememe (Basal Anhydrite [A2] unit) have deposited in the basins with distinctly varied bathymetry, where existed the shallow (barrier and shoals) and the deeper (basins) parts. Their accumulation realized the depositional scheme of the „infill” type of evaporitic basin, after which dominant infill by chlorides took place in the deeps of former sulphate basin with differentiated bathymetry accentuated by other accumulate rate of sulphates (a higher on bottom shoals and slower in the deeps). Local occurrence of other evaporate units of PZ2 and PZ4 cyclothememes eliminated

creation of similar palaeogeographic images for their depositional basins. Commented evaporite units were characterized by data representative for their age equivalents drilled in the nearest areas because of extremely rare core data from the study area.

Disjunctive tectonics (fault systems and two tectonic grabens) modified in a different rate the primary extent of studied evaporites as well as it was responsible for their local thickness increase in the near-fault zones.

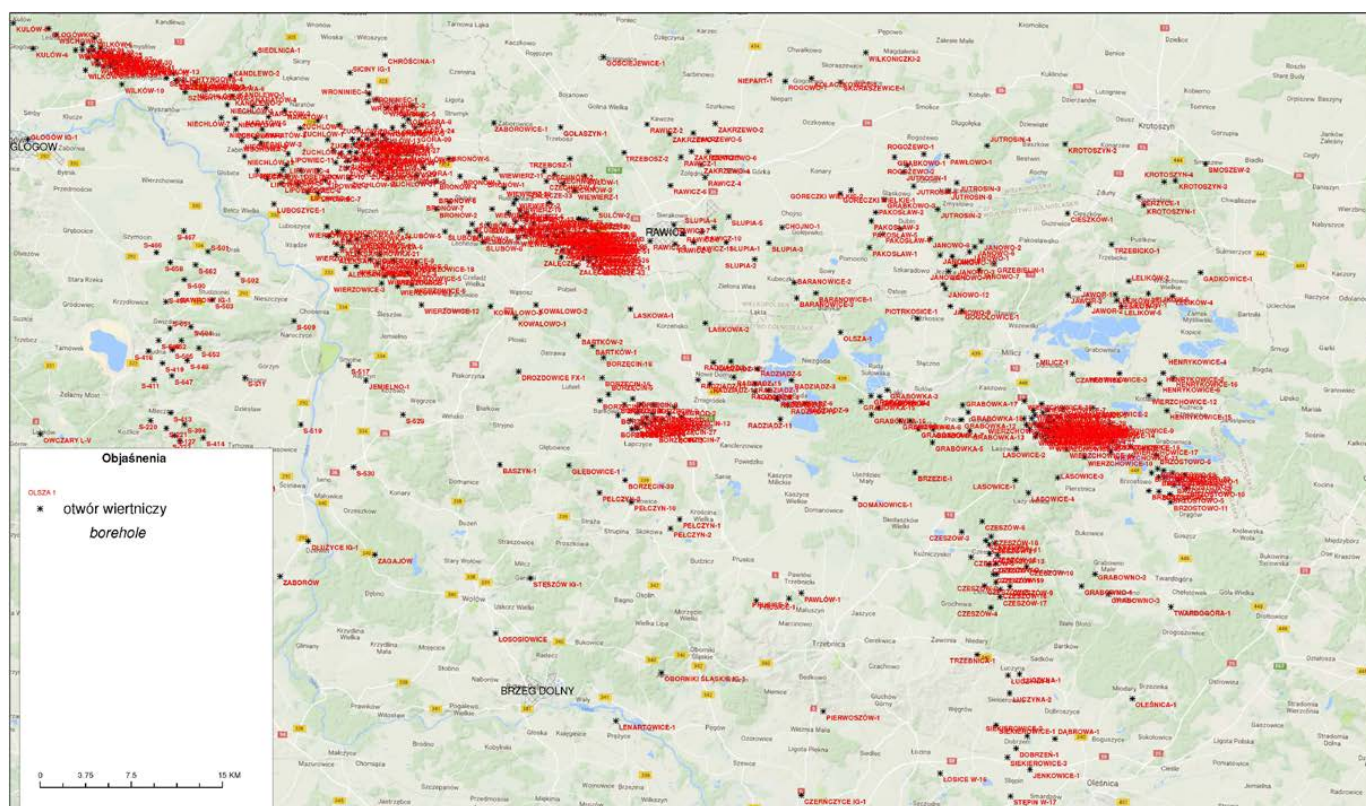
Key words: evaporites, Upper Permian (Zechstein), central Fore-Sudetic Monocline, SW Poland

WSTĘP

Ewaporaty (chlorki i siarczany) stanowią dominujący miąższościowo składnik górnopermskiej (cechsztyńskiej) sukcesji osadowej na obszarze monokliny przedsudeckiej (np. Pokorski, Wagner, 2001; Sokołowski, 1967; Wagner, 1994; Zwierzycki, 1951). W drugiej połowie ubiegłego wieku zostały one lepiej poznane dzięki poszukiwaniom i dokumentowaniu wystąpień rud miedzi i węglowodorów w utworach cechsztynu. Stratygrafię i wykształcenie osadów ewaporatowych najlepiej rozpoznano w zachodniej i środkowej części monokliny (np. Czapowski, 1995, 2001; Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1987, 2006; Czapowski, Tomaszczyk, 2014; Czapowski i in., 1992, 2004; Kijewski, 1988; Kijewski, Salski, 1978; Kijewski i in., 1979; Kłapciński, 1964a, b,

1966a, b, 1967, 1971, 1986; 1989; Markiewicz, Becker, 2009, Milewicz, 1971; Peryt, Antonowicz, 1990; Peryt i in., 1996a, b; Podemski, 1964, 1965, 1972, 1973; Tomaszewski, 1962). Na północ od Wrocławia w rejonie Głogów-Lubin podczas dokumentowania złóż rud miedzi opracowano także dokumentację złóż soli kamiennej jako kopaliny towarzyszącej złożom miedzi (np. Kozula, Golczak, 1988; Kwaśny i in., 2013; Nuemann, 1995; Preidl, 1980; Szybist, 1976), na tym też obszarze szerzej omówiono zagadnienia tektoniki solnej (np. Kłapciński, 1989; Markiewicz, 1995, 2007; Markiewicz, Piotrowski, 1999; Salski, 1975). W ostatnich latach podjęto też próbę oszacowania zasobów przewidywanych soli kamiennej i soli potasowo-magnezowych na obszarze przedsudeckim (por. Czapowski, 2017; Czapowski, Bukowski, 2016; Czapowski i in., 2015; Mikulski i in., 2015, 2016).

Na obszarze położonym na wschód od tzw. Lubińsko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego z licznymi udokumentowanymi złożami rud miedzi zarejestrowano występowanie ewaporatów cechsztynu w wielu rozpoznawczych otworach wiertniczych, lecz wobec wyjątkowo skąpego materiału rdzeniowego brak jest określenia wykształcenia tych utworów. Nie analizowano dotychczas na tym obszarze przyczyn znacznej zmienności głębokości ich występowania i miąższości. Celem niniejszej pracy jest przedstawienie bardziej szczegółowego obrazu geologicznych warunków występowania serii ewaporatowych cechsztynu na tym obszarze, uzyskanego dzięki wykorzystaniu oprogramowania, umożliwiającego



Ryc. 1. Obszar badań na mapie topograficznej w skali 1:200 000
 Fig. 1. Studied area on the topographic map at scale 1:200 000

prorowadzenie analizy danych w środowisku 3D i wykreowanie szczegółowych map poszczególnych horyzontów geologicznych. Przy omówieniu wykształcenia komentowanych utworów ewaporatowych wykorzystano terminologię opisu struktury i tekstury tych skał, użytą przez cytowanych autorów, bez próby jej zaktualizowania – szczególnie w przypadku opisu soli kamiennej - zależnie od koncepcji czy dana skała ma charakter pierwotny (terminologia właściwa skałom osadowym), czy uległa przebudowie (terminologia stosowna dla skał metamorficznych).

OBSZAR I METODYKA BADAŃ

Przedstawiony w pracy obszar objęty analizą sięga na wschodzie po rejon Oleśnicy, Tylicza i Krotoszyna, na północy – od Kobyłina przez rejon Bojanowa i Wschowy, na zachodzie opiera się o rejon Lubina i Legnicy (złoża soli kamiennej

Bądzów w obrębie złoża rud miedzi Sieroszowice), zaś na południu analizę danych geologicznych prowadzono aż po rejon Środy Śląskiej i Wrocławia (ryc. 1). Obszar ten odwzorowany jest na 4 arkuszach mapy topograficznej w skali 1:200 000 (Kalisz M-34-I, Kluczbork M-34-VII, Leszno M-33-V i Ostrów Wielkopolski M-33-VI).

Zarys budowy geologicznej obszaru badań

Głównym przedmiotem analizy były utwory ewaporatowe cechsztyń (górnym perm), wkomponowane w 4 klasyczne sukcesje cyklotemowe o zmiennym zasięgu, od PZ1 do PZ4. Litostratygrafię tych utworów ukazuje tabela 1, w której podano także liczbę otworów wiertniczych rejestrujących dane wydzielenie oraz jego przeciętną miąższość.

Należy podkreślić użycie formuły „wydzielenie” w odniesieniu do omawianych utworów cechsztyń, np. „wydzielenie

Tabela. 1. Wydzielenia ewaporatowe w utworach górnego permu (cechsztyń) w centralnej części monokliny przedsudeckiej.
Table. 1. Evaporite units of the Upper Permian (Zechstein) succession from the Fore-Sudetic Monocline.

CYKLOTEM CYCLOTHEME	WYDZIELENIE (liczba otworów/średnia miąższość w m) UNIT (number of wells/average thickness in m)		
PZ4	anhydryt pegmatytowy górny (A4a2) <i>Upper Pegmatite Anhydrite</i> (8/1,26)		
	najmłodsza sól kamienna zailona (Na4at) <i>Youngest Clay Halite</i> (1/17,50)		
	najmłodsza sól kamienna (Na4a) <i>Youngest Halite</i> (126/5,82)		
	anhydryt pegmatytowy dolny (A4a1) <i>Lower Pegmatite Anhydrite</i> (21/1,60)		
PZ3	anhydryt stropowy (A3r) <i>top anhydrite</i> (15/3,65)		
	młodsza sól kamienna (Na3) <i>Younger Halite</i> (239/36,89)		
	anhydryt główny (A3) <i>Main Anhydrite</i> (592/31,39)		
PZ2	anhydryt kryjący (A2r) <i>Screening Anhydrite</i> (9/3,89)		
	starsza sól kamienna (Na2) <i>Older Halite</i> (14/55,18)		
	anhydryt podstawowy (A2) <i>Basal Anhydrite</i> (588/20,30)		
PZ1	anhydryt werry (A1) <i>Werra Anhydrite</i> (88/68,08)	anhydryt górny (A1g) <i>Upper Anhydrite</i> (524/38,44)	brekcja anhydrytowa (BrA1) <i>Anhydrite Breccia</i> (22/4,30)
		najstarsza sól kamienna górna (Na1g) <i>Oldest Halite – upper part</i> (19/62,49)	najstarsza sól kamienna (Na1) <i>Oldest Halite</i> (456/82,52)
		anhydryt śródsolny (A1s) <i>intrasalt anhydrite</i> (19/13,47)	
		najstarsza sól kamienna dolna (Na1d) <i>Oldest Halite – lower part</i> (19/37,32)	
	anhydryt dolny (A1d) <i>Lower Anhydrite</i> (525/50,97)		

starszej soli kamiennej”, zamiast „ogniwo czy warstwa starszej soli kamiennej”, który to termin ma określone konotacje formalne. Dotychczas nie przeprowadzono (np. Wagner, 1986, 1994) formalnego określenia rangi poszczególnych wydziałów litostratygraficznych cechsztynu w Polsce, za wyjątkiem lokalnie występujących osadów zubrowych (np. Wagner, Peryt, 1998). Analiza profili omawianych ewaporatów cechsztyńskich zmusza do wprowadzenia dodatkowych trzech nieformalnych wydziałów, nieobecnych w dotychczasowym formalnym schemacie litostratygraficznym cechsztynu w Polsce (Wagner, 1994):

- a) *anhdyrytu Werra* (A1), obejmujące oba wydziałenia anhydrytu górnego (A1g) i dolnego (A1d) w sytuacji braku rozdzielającej oba poziomy anhydrytów pokładu najstarszej soli kamiennej (Na1). Wydziałenie to stanowi zapewne odpowiednik facjalny i być może czasowy, osadzony w brzeżnej części basenu ewaporatowego, sukcesji dwu wymienionych wydziałów siarczanowych i jednego chlorowego,
- b) *anhdyrytu śródsolnego* (A1s), rozdzielającego wydziałenie najstarszej soli kamiennej (Na1) na dwie części: dolną (Na1d) i górną (Na1g),
- c) *anhdyrytu stropowego* (A3r), który podobnie jak anhydryt kryjący (A2r) w cyklotemie PZ2 pojawia się nad serią solną (młodsza sól kamienna [Na3]) kończąc sukcesję cyklotemu PZ3 (tab. 1). Anhydryt ten stanowi odpowiednik facjalny i czasowy, osadzony w brzeżnej części basenu cechsztyńskiego cyklu PZ3, utworów wydziałenia młodszej soli kamiennej zailonej (Na3t) i zubrowego ogniwa Tuczna, wyróżnionych w centralnej części zbiornika (por. Wagner, 1994).

W skład czterech cyklotemów wchodzi także łupki ilaste, wapienie margliste i dolomityczne, dolomity, reprezentujące odrębne wydziałenia litostratygraficzne.

Na analizowanym obszarze nie stwierdzono występowania soli potasowo-magnezowych, zaś w stropie sukcesji cechsztyńskiej występuje powszechnie seria iłowcowo-mułowcowa, określana jako *stropowa seria terygeniczna* (PZt).

Utwory nadkładu utworów cechsztynu paleozoicznych to osady kenozoiczne i mezozoiczne. W żadnym z analizowanych otworów wiertniczych nie były one rdzeniowane, informacje o nich pochodzą z pobranych w trakcie wiercenia prób okruchowych i wykonanych karotaży.

Utwory kenozoiku obejmują osady czwartorzędowe (Q) i nierozdzielonego neogenu oraz paleogenu.

Utwory mezozoiku reprezentowane są głównie przez osady triasu i sporadycznie (2 otwory) na północy obszaru – utwory kredy. W analizowanych profilach otworów wiertniczych nie stwierdzono występowania utworów jurajskich.

Podłoże utworów cechsztynu stanowią zdeformowane skały piętra waryscyjskiego (Sokołowski, 1967; Znosko, 1998), reprezentowane przez:

- 1) utwory starszego permu (czerwonego spągowca), reprezentujące trzy megacykle diastroficzno-sedymentacyjne zbudowane ze zlepieńców, piaskowców, łupków ilastych i skał wulkanicznych (np. Pokorski, Wagner, 2001);
- 2) utwory karbonu górnego (westfal) zbudowane z piaskowców, iłowców mułowców i tufitów (*op. cit.*).

W budowie tektonicznej tej części monokliny przedśrodkowej wyróżnić można 3 główne piętra strukturalne: kenozoiczne, permsko-mezozoiczne (staroalpejskie) i dewońskie (?)-karbońskie (waryscyjskie).

Piętro waryscyjskie reprezentowane jest przez zdeformowaną osadową sukcesję karbońską. W podłożu permu w zapisie sejsmicznym interpretowane są dyslokacje o przebiegu NW-SE, i NE-SW (Pożaryski, Dembowski, 1983).

Permsko-mezozoiczne piętro strukturalne budują skały powstałe od górnego czerwonego spągowca po trias. Osady czerwonego spągowca, zalegające na karbonie, uformowały się w trakcie synsedymentacyjnych blokowych ruchów tektonicznych, generalnie w reżimie ekstensyjnym i przesuwczym (Karnkowski, 1991, 1999).

W efekcie oddziaływania laramijskich deformacji analizowany obszar uległ wydźwignięciu i w wyniku ścięcia erozyjnego powstała podtrzęciorzędowa powierzchnia niezgodności kątowej, na której osadziły się *osady kenozoiczne*, w znacznej części silnie zaburzone glacitektonicznie w plejstocenie.

Na badanym obszarze przebiegają dwie duże strefy uskokowe (ryc. 2):

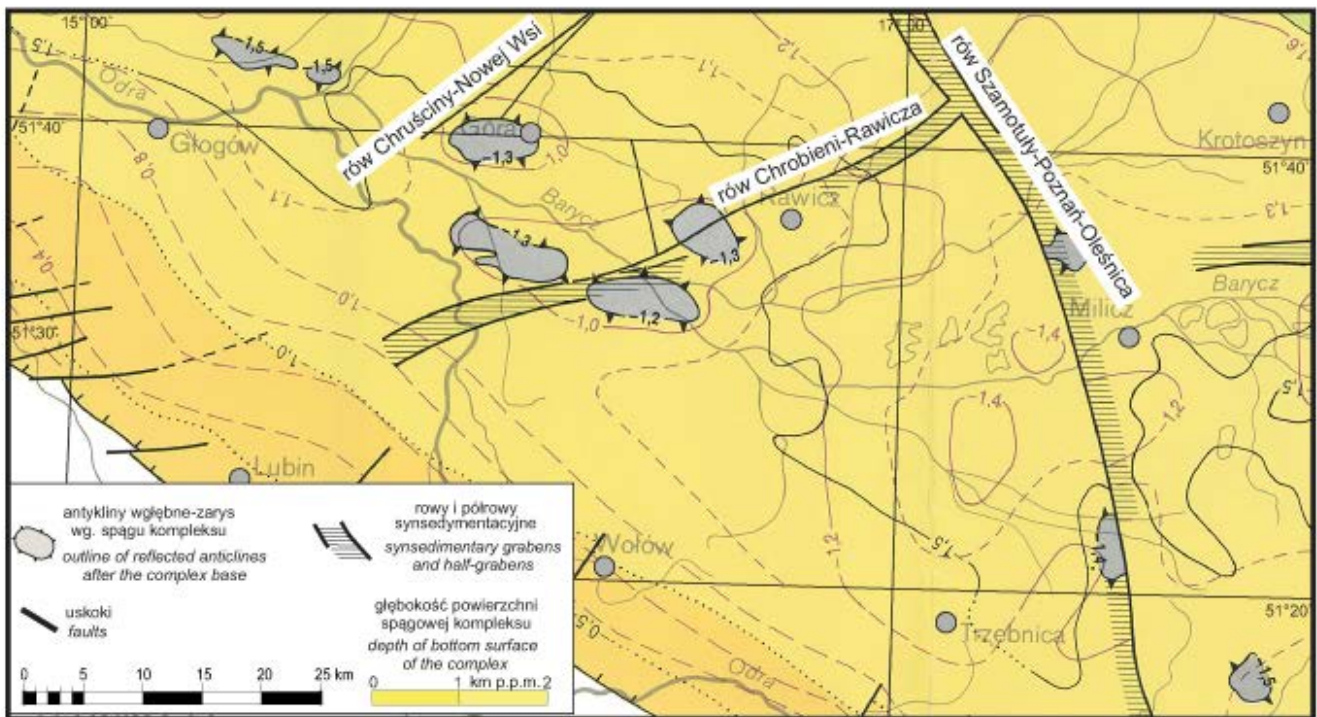
- a) znajdująca się w północno-zachodniej części obszaru i przebiegająca na kierunku NE-SW strefa uskokowa Chruściny-Nowa Wieś,
- b) znajdująca się w centralnej części obszaru i przebiegająca na kierunku ENE-WSW strefa uskokowa Chrobienia-Rawicz.

Strefy te łączą się w NE części (poza analizowanym obszarem) z przebiegającą na kierunku NW-SE strefą tektoniczną Szamotuły-Poznań-Oleśnica. W obrębie osadów permsko-mezozoicznych, strefy uskokowe Chruścina-Nowa Wieś, Chrobienia-Rawicz oraz Szamotuły-Poznań-Oleśnica mają charakter rowów tektonicznych, których powstanie zostało zainicjowane w trakcie ruchów kimeryjskich.

Rowy tektoniczne znajdują się najprawdopodobniej ponad regionalnymi strefami dyslokacyjnymi w podłożu cechsztynu (Pożaryski, Dembowski, 1983) powstałymi w trakcie deformacji waryscyjskich.

Wyniki szczegółowej interpretacji zdjęć sejsmicznych 3D w strefie Szamotuły-Poznań-Oleśnica obrzeżającej monoklinę od NE (Kowolek, 2000) ujawniają wzrost tempa subsydenencji w strefie rowów w kajprze i w liasie, co wskazuje na dominację reżimu transtensyjnego w tych interwałach czasowych.

Główne regionalne opracowania tektoniki tego obszaru wykonane zostały w końcu lat 70-tych XX w. przez Decz-



Ryc. 2. Obszar badań na wycinku mapy tektonicznej kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego (wg. Dadlez i in., 1998).

Fig. 2. Studied area on the fragment of tectonic map of the Zechstein-Mesozoic complex (after Dadlez et al., 1998).

kowskiego i Gajewską (1977, 1979). W pracach tych autorzy podkreślają rolę ruchów starokimeryjskich (kajper/retyk – jura dolna) i laramijskich (kreda górna-paleocen), reaktywowanych następnie w neogenie. Zwrócili oni uwagę na charakterystyczny kształt większości ze stref tektonicznych, mających w przekroju postać V-kształtnych bloków tektonicznych, których uskoki ograniczające zbiegają się w jeden uskoki w obrębie cechsztynu.

Rozwojowi rowów towarzyszyły lokalnie zjawiska tektoniki solnej. Przemieszczanie soli w płytsze partie górotworu było związane z ekstensją obszaru i powstawaniem zluźnień w strefach tektonicznych, wtedy znacznie lżejsze i plastyczne sole przemieszczały i wyciskały się ku górze.

Obserwacje Markiewicza (2007) - zawierające podsumowanie prac wcześniejszych z terenu kopalń LGOM (np. Kłapciński, 1989; Salski, 1975; Szybist, 1976), znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku środkowej Odry na południowy-zachód od analizowanego obszaru – ujawniają złożoność i wielofazowość deformacji tektonicznych w obrębie cechsztynu oraz powszechne występowanie odkłucia mechanicznego w obrębie soli. Uskoki ekstensyjne o biegu NW-SE i zrzutach do 20 m, rozcinające spąg cechsztynu i zanikające w pokładzie najstarszej soli kamienniej (Na1), są w interpretacji autora (*op. cit.*) efektem prawoskrętnej wielofazowej reaktywacji strefy środkowej Odry. Ważną rolę w kształtowaniu tektoniki kompleksu cechsztyńskiego odegrały deformacje kompresyjne fazy laramijskiej. W jej trakcie doszło do powstania nasunięć i przeładowań anhydrytów, które istotnie zaburzyły wcześniejszy ekstensyjny plan strukturalny. Jest to ważna obserwacja wskazująca, że deformacje kompresyj-

ne cechsztynu mogą mieć na tym obszarze charakter penetratywny i obejmować również leżące na wschód od LGOM pokłady soli kamiennych, przyczyniając się do zróżnicowania ich miąższości. Późniejsza słaba ekstensyjna reaktywacja kimeryjskich struktur w neogenie ma mniejsze znaczenie dla przebudowy tektonicznej cechsztynu.

W rejonie stref tektonicznych zachodzić może zarówno zwielokrotnienie miąższości poprzez przemieszczenie nasuwce, jak również poprzez strome nachylenie warstw w obrębie fleksury lub występowanie załżkowej formy halokinetycznej, w której spiętrzeniu mogły ulec najbardziej mobilne sole.

Dane wiertnicze

Podstawowy materiał analityczny stanowiły archiwalne profile 635 otworów wiertniczych (ryc. 1), umieszczone w bazie danych Centralnej Bazy Danych Geologicznych (CBDG) oraz w lokalnych bazach, opracowanych na potrzeby aktualnie realizowanych projektów. W profilach tych dokonano weryfikacji i uzupełnienia wydzielen stratygraficznych i litostratygraficznych, gdyż dominująca część otworów wykonana została w różnym czasie dla potrzeb poszukiwań surowców (głównie rud metali i węglowodorów). Skutkowało to bardzo wybiórczym rdzeniowaniem – w przypadku utworów cechsztynu dotyczyło zasadniczo poziomów węglanowych (Ca1, Ca2 i Ca3) oraz poziomu łupka miedzionośnego (T1), natomiast informacje o wykształceniu pozostałych wydzielen w obrębie permu pochodziły jedynie z próbek okruchowych lub interpretacji karotaży otworowych. Utwory solne cechsztynu i towarzyszące im osady siarczanowe były praktycznie nierdzeniowane, jedyne rdzenie z tych skał pochodzą z obsza-

rów udokumentowanych złóż rud miedzi. Stąd konieczność weryfikacji przedstawionych w bazie CBDG profili pod kątem poprawnej rejestracji szczególnie tych utworów.

Praktycznie jedyny materiał rdzeniowy z utworów solnych i siarczanowych pochodzi z zachodniej części omawianego obszaru, gdzie udokumentowano złoża soli (obszar Lublińsko-Głogowski Okręgu Miedziowego) i stąd właśnie zaczerpnięto informacje o wykształceniu tych osadów (por. Czapowski i in., 1992).

Cyfrowe przetworzenie i modelowanie danych geologicznych

Do wykreowania przedstawionych map miąższości poszczególnych wydziałów ewaporatowych wykorzystano oprogramowanie umożliwiające analizę otworowych danych geologicznych w środowisku 3D. Użyty algorytm Discrete Smooth Interpolation (Mallet, 2002; Mallet, 2008) pozwolił na interpolację powierzchni stropowych i spągowych danego wydziału litostratygraficznego i w konsekwencji – stworzenie jego mapy miąższościowej.

Na prezentowanych mapach umieszczono - w oparciu o regionalne przesłanki tektoniczne, mapy archiwalne i przegląd dokumentacji sejsmicznej - szereg uskoków, głównie o przebiegu NE-SW, w tym dwa rowy tektoniczne wypełnione osadami jury i kredy, oraz serie uskoków o przebiegu NW-SE.

WARUNKI GEOLOGICZNE WYSTĘPOWANIA I WYKSZTAŁCENIE EWAPORATÓW CECHSZTYNU

Poniżej omówiono kolejno zasięgi i parametry występowania oraz ogólne wykształcenie poszczególnych wydziałów utworów ewaporatowych w obrębie kolejnych cyklotemów cechsztynu na badanym terenie.

Utwory cyklotemu PZ1

Na zarejestrowane ewaporatowe utwory tego cyklotemu składają się następujące wydziały: anhydryt dolny (A1d), najstarsza sól kamienna (Na1) i anhydryt górny (A1g). Ponadto w stropie lub spągu anhydrytu górnego wyróżnia się wydział brekcji anhydrytowej (BrA1), zaś przy braku soli kamiennej w profilu cyklotemu utwory siarczanowe reprezentują wydział tzw. anhydrytu werry (A1), obejmujące oba wydziały anhydrytu górnego i dolnego. Stosunkowo rzadkie występowanie w obrębie najstarszej soli kamiennej poziomu anhydrytu śródsolnego cyklotemu PZ1 (A1s) powoduje w tych miejscach konieczność rozdzielania serii solnej na dwa podwydziałenia: najstarszą sól kamienną górną (Na1g) i dolną (Na1d). Parametry występowania wymienionych wydziałów zawiera tabela 2.

Anhydryt dolny (A1d)

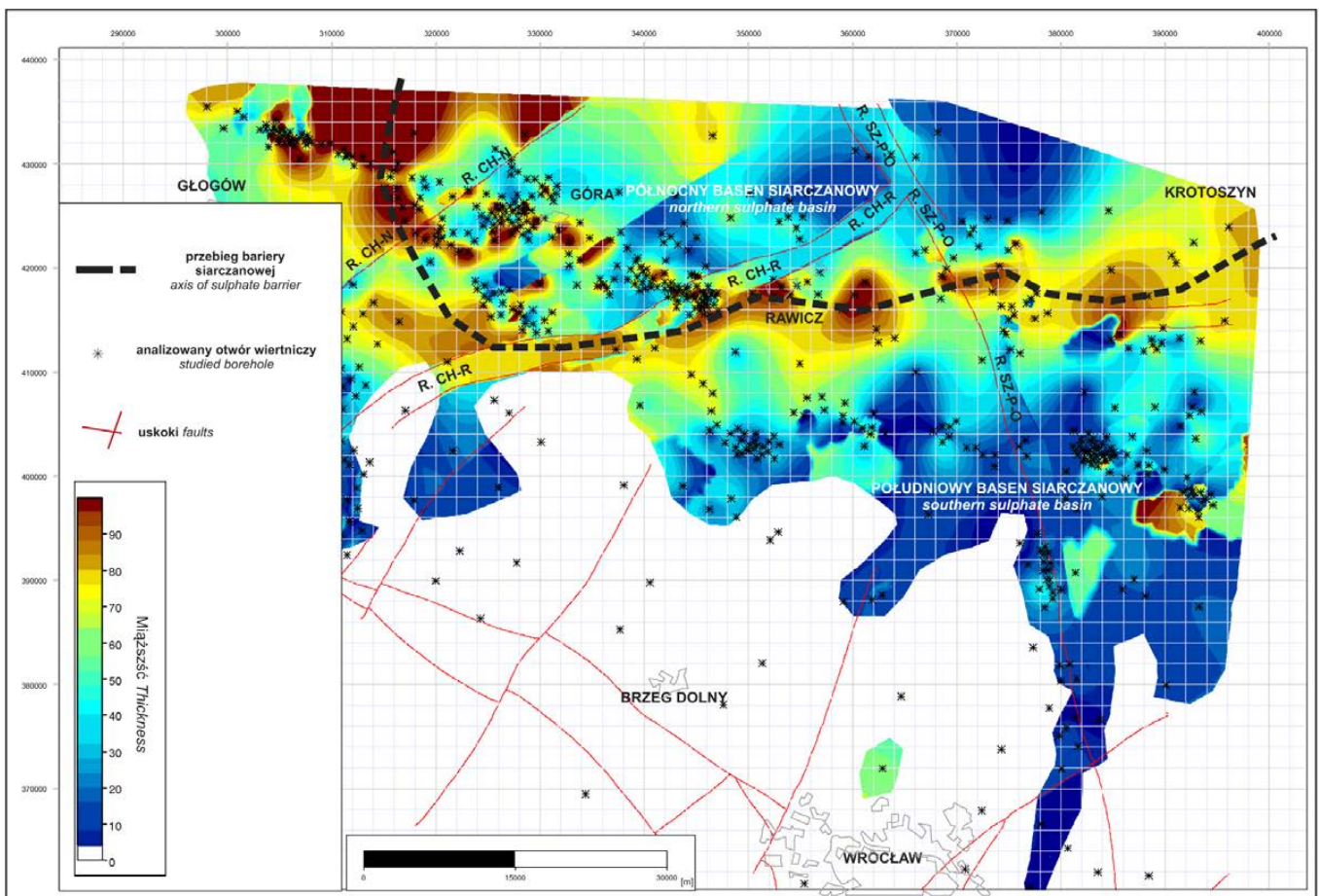
Utwory anhydrytu dolnego (A1d) zarejestrowano w 525 otworach wiertniczych na głębokości od 479,0 m do 1858,0 m (strop) i od 489,5 m do 1885,0 m (spąg; tab. 2). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1441,14 m (mediana – 1437,5 m) i spąg – 1492,11 m (mediana – 1499,0 m). Ich miąższość zmienia się od 1,0 m do 152,0 m (średnia – 50,97 m, mediana – 43,0 m; tab. 2).

Przy braku soli kamiennej w profilu cyklotemu PZ1 utwory tzw. anhydrytu werra (A1) zarejestrowano w 88 otworach wiertniczych na głębokości od 334,8 m do 1624,5 m (strop) i od 368,0 m do 1669,5 m (spąg). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1119,26 m (mediana – 1165,75 m) i spąg – 1187,33 m (mediana – 1246,50 m). Ich miąższość zmienia się od 17,5 m do 144,8 m (średnia – 66,08 m, mediana – 64,15 m; tab. 2). Komentowana poniżej mapa miąższości utworów siarczanowych anhydrytu dolnego (ryc. 3) uwzględnia także

Tabela 2. Parametry występowania utworów ewaporatowych cyklotemu PZ1 cechsztynu na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej.

Table 2. Parameters of Zechstein PZ1 cyclotheme evaporites from the central Fore-Sudetic Monocline.

PARAMETR PARAMETER	CYKLOTEM PZ1 CYCLOTHEME PZ1											
	A1g			BrA1			Na1			A1d		
	strop_top (m)	spąg_bottom (m)	miąższość thickness (m)	strop_top (m)	spąg_bottom (m)	miąższość thickness (m)	strop_top (m)	spąg_bottom (m)	miąższość thickness (m)	strop_top (m)	spąg_bottom (m)	miąższość thickness (m)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
WARTOŚĆ MINIMALNA MINIMUM	426,00	473,80	2,30	473,80	479,00	0,80	810,00	1064,00	1,50	479,00	489,50	1,00
WARTOŚĆ MAKSYMALNA MAXIMUM	1806,00	1808,90	95,80	1521,50	1525,00	14,20	1771,50	1858,00	517,50	1858,00	1885,00	152,00
ŚREDNIA (ARTMETYCZNA) AVERAGE	1331,38	1369,82	38,44	1033,79	1038,09	4,30	1371,57	1454,09	82,52	1441,14	1492,11	50,97
MEDIANA	1323,25	1363,25	37,50	1157,90	1161,25	3,50	1360,00	1432,50	70,25	1437,50	1499,00	43,00
LICZBA OTWORÓW NUMBER OF WELLS	524	524	524	22	22	22	456	456	456	525	525	525
PARAMETR PARAMETER	CYKLOTEM PZ1 CYCLOTHEME PZ1											
	Na1g			A1s			Na1d			A1		
	strop_top (m)	spąg_bottom (m)	miąższość thickness (m)	strop_top (m)	spąg_bottom (m)	miąższość thickness (m)	strop_top (m)	spąg_bottom (m)	miąższość thickness (m)	strop_top (m)	spąg_bottom (m)	miąższość thickness (m)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
WARTOŚĆ MINIMALNA MINIMUM	1158,00	1264,50	12,50	1264,50	1278,00	2,50	1278,00	1294,00	2,00	334,80	368,00	17,50
WARTOŚĆ MAKSYMALNA MAXIMUM	1717,50	1737,50	137,00	1737,50	1762,50	42,50	1762,50	1777,50	100,50	1624,50	1669,50	144,00
ŚREDNIA (ARTMETYCZNA) AVERAGE	1384,85	1447,34	62,49	1447,34	1460,81	13,47	1460,81	1498,13	37,32	1119,26	1187,33	68,08
MEDIANA	1373,00	1412,50	66,00	1075,00	1424,00	11,50	1424,00	1491,00	27,00	1165,75	1246,50	64,15
LICZBA OTWORÓW NUMBER OF WELLS	19	19	19	19	19	19	19	19	19	88	88	88



Ryc. 3. Mapa miąższości utworów siarczanowych anhydrytu dolnego (A1d) na obszarze SE części monokliny przedsudeckiej. Objasnienia: R. CH-N - strefa uskokuwa Chruściny-Nowa Wieś, R. CH-R - strefa uskokuwa Chrobienia-Rawicz; R. SZ-P-O - strefa uskokuwa Szamotuły-Poznań-Oleśnica

Fig. 3. Thickness map of Lower Anhydrite (A1d) deposits in the SE part of Fore-Sudetic Monocline

Captions: R. CH-N - strefa uskokuwa Chruściny-Nowa Wieś, R. CH-R - strefa uskokuwa Chrobienia-Rawicz; R. SZ-P-O - strefa uskokuwa Szamotuły-Poznań-Oleśnica

osady tzw. anhydrytu werra, skupione głównie w południowej części obrazowanego obszaru.

Zróznicowanie miąższości utworów anhydrytu dolnego oraz anhydrytu werra (ryc. 3) jest przeważnie natury pierwotnej i wynika ze zmiennej batymetrii zbiornika siarczanowego. W partiach płytszych zbiornika osady siarczanowe były akumulowane szybciej, tworząc miąższe (grubość siarczanów od 7 m do ponad 100 m) struktury w formie barier i wysp np. widoczna łukowata strefa *bariery siarczanowej* i przyległych małych wysp/płyczn, przecięta wąskimi przesmykami, przebiegająca od rejonu na NE od Głogowa przez okolice Rawicza po Krotoszyn na wschodzie (ryc. 3). Bariera to rozdziela głębsze partie zbiornika, tzw. *baseny siarczanowe* (baseny północny i południowy), w których akumulacja siarczanów była spowolniona (miąższość do 30 m - ryc. 3).

Utwory bariery zostały później poprzesuwane wzdłuż dyslokacji podczas ruchów kimeryjskich, co najlepiej widoczne jest w obrębie rowu Chrobienia-Rawicz i północnej części strefy uskokuwa Chruściny-Nowa Wieś (ryc. 3). Przy uskokuach rejestruje się miejscami maksymalną pozorną miąż-

szość utworów siarczanowych, wynikającą z ich bardzo stromego nachylenia.

Wykształcenie utworów anhydrytu dolnego w najbliższym omawianemu obszarowi rejonie Sieroszowice-Lubin (teren LGOM) omawiał Kłapciński (1966a), wydzielając w ich profilu kolejno od dołu: anhydryty o strukturze gruzelkowej, następnie – falistej i anhydryty afanitowe w stopie. W rejonie Wrocławia opisano (Czapowski i in., 1992) anhydryty o strukturze gruzłowej z przewarstwieniami anhydrytów bezteksturalnych, brekcji i laminitów stromatolitowych oraz warstwowanych z relikami selenitowymi. Są to głównie utwory epigenetyczne z pewnym udziałem siarczanów pierwotnych. W stronę Lubina utwory siarczanowe są dość cienkie i dominuje w nich struktura gruzłowa. Badania petrograficzne wskazują (Czapowski i in., 1992; Lorenc, 1975) wskazują na obecność anhydrytów o genezie pierwotnej, epigenetycznej i mieszanej. Dominuje anhydryt grubokryształiczny, mniejszy udział mają anhydryty różnokryształiczne o strukturze porfiroblastycznej i odmiany drobnokryształiczne. Przeważa struktura skał granoblastyczna, porfiroblastyczna

i poikiloblastyczna, rzadziej pojawiają się struktury lepidoblastyczna i sferolityczna. Dominującym minerałem jest anhydryt, podrzędnie występuje neogeniczny gips, węglany (dolomit, kalcyt), halit, substancja ilasta, sporadycznie kwarc, skalenie, magnetyt i magnezyt.

Opisy odcinków rdzeniowych z utworów zaklasyfikowanych jako anhydryt dolny, np. z otworu Bronów-4 w rejonie Góry (środkowa część analizowanego obszaru), określają te skały jako bało-szaro-niebieskie, z odcieniem beżowym anhydryty, średnio- i grubokrystaliczne, nieregularnie lub faliście smugowany ciemną substancją ilastą i ilasto-dolomityczną, której w dolnej części towarzyszą bituminy. W dolnej części profilu pojawiają się partie anhydrytu o strukturze oczkowej (tzw. anhydryt „zlepnięcowaty”).

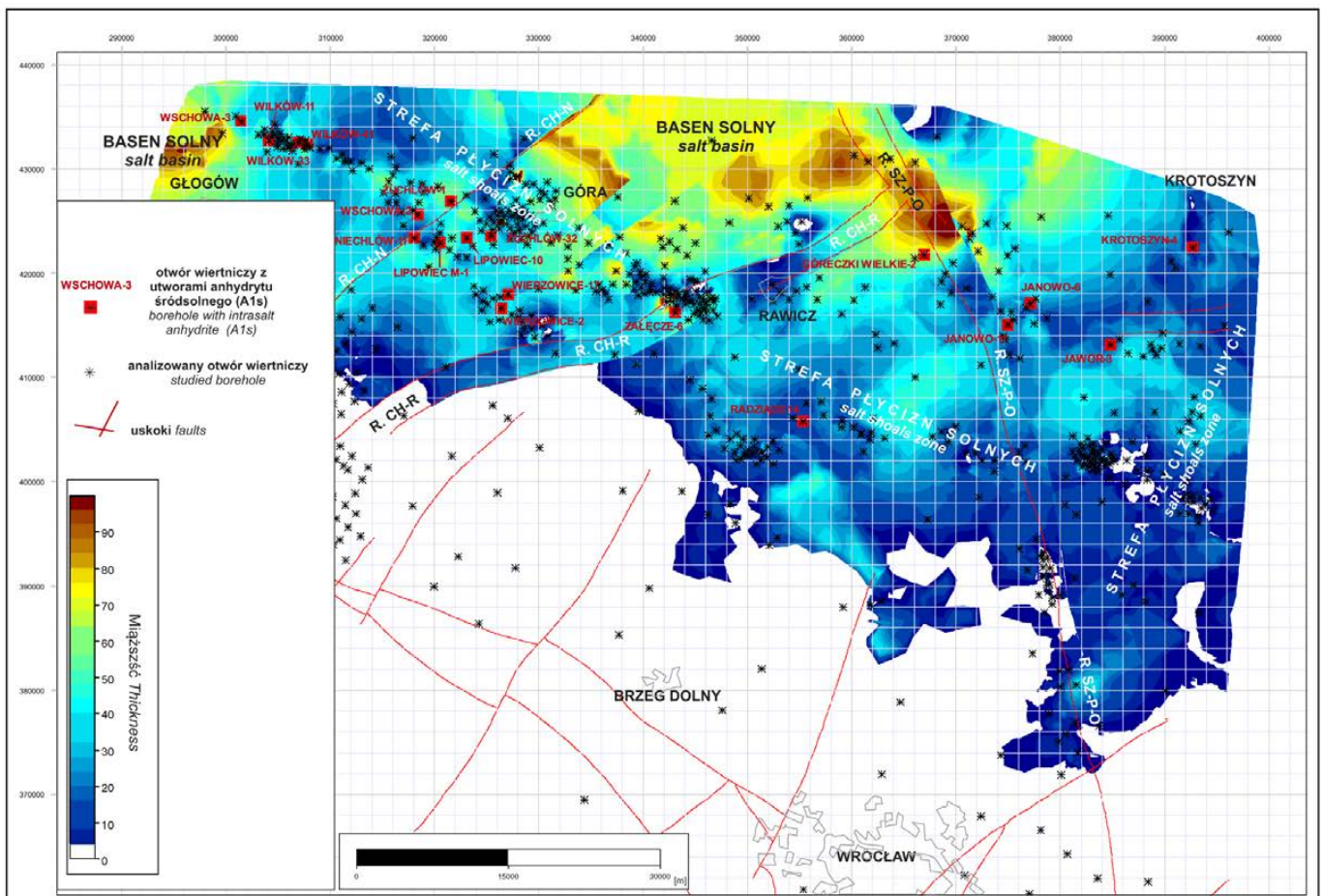
Najstarsza sól kamienna (Na1) wraz za anhydrytem śródsolnym (A1s)

Utwory nierozdzielonej najstarszej soli kamiennej (Na1) wyróżniono w 456 otworach wiertniczych na głębokości od 810,0 m do 1771,5 m (strop) i od 1064,0 m do 1858,0 m (spąg; tab. 2). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1371,57 m (mediana – 1360,0 m) i spąg – 1454,09 m (media-

na – 1432,5 m). Ich miąższość zmienia się od 1,5 m do 517,5 m (średnia – 82,52 m, mediana – 70,25 m; tab. 2).

Obecność utworów tzw. anhydrytu śródsolnego (A1s) w 19 otworach wiertniczych powoduje rozdzielenie najstarszej soli kamiennej nad dwa podwydzielenia: najstarszą sól kamienną górną (Na1g) i dolną (Na1d). Anhydryt śródsolny zarejestrowano na głębokości od 1264,5 m do 1737,5 m (strop) i od 1278,0 m do 1762,5 m (spąg; tab. 2). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1447,34 m (mediana – 1075,0 m) i spąg – 1460,81 m (mediana – 1424,0 m). Ich miąższość zmienia się od 2,5 m do 42,5 m (średnia – 13,47 m, mediana – 11,5 m; tab. 2).

Z kolei utwory najstarszej soli kamiennej górnej (Na1g) występują na głębokości od 1158,0 m do 1717,5 m (strop) i od 1264,5 m do 1737,5 m (spąg; tab. 2). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1384,85 m (mediana – 1373,0 m) i spąg – 1447,34 m (mediana – 1412,5 m). Ich miąższość zmienia się od 12,5 m do 137,0 m (średnia – 62,49 m, mediana – 66,0 m; tab. 2). Utwory najstarszej soli kamiennej dolnej (Na1d) zarejestrowano na głębokości od 1278,0 m do 1762,5 m (strop) i od 1294,0 m do 1777,5 m (spąg; tab. 2). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1460,81 m (mediana



Ryc. 4. Mapa miąższości utworów najstarszej soli kamiennej (Na1) na obszarze SE części monokliny przedsudeckiej z zaznaczeniem występowania utworów anhydrytu śródsolnego (A1s). Objasnienia: jak na ryc. 3

Fig. 4. Thickness map of Oldest Halite (Na1) deposits in the SE part of Fore-Sudetic Monocline with marked wells registered the intrasalt anhydrite (A1s) unit. Captions: as on Fig. 3

– 1424,0 m) i spąg – 1498,13 m (mediana – 1491,0 m). Ich miąższość zmienia się od 2,0 m do 100,5 m (średnia – 37,32 m, mediana – 27,0 m; tab. 2).

Przedstawiona mapa miąższości soli (ryc. 4) ukazuje zróżnicowanie grubości całego kompleksu najstarszej soli kamiennej, z włączeniem warstwy anhydrytu śródsolnego (A1s).

Podobnie jak w przypadku utworów anhydrytu dolnego zróżnicowanie miąższości osadów najstarszej soli kamiennej (ryc. 4) można w dużym stopniu tłumaczyć zmienną batymetrią zbiornika chlorkowego. Dużą miąższość (od 70 m do ponad 100 m) osady solne osiągnęły w obrębie głębszych *basenów solnych*, wypełniających wcześniejszy północny zbiornik siarczanowy i mały zbiornik na północ od Głogowa. Głębokość tych zbiorników zapewniała warunki dla spokojnej akumulacji chlorków zapewne aż do ich wypełnienia. Z kolei na odziedziczonych po depozycji siarczanów wyniesieniach dna zbiornika – tzw. *plycizny solne*, obejmujące teren wcześniejszej bariery i pływizn siarczanowych – osadzili się stosunkowo cienkie (do 20 m) osady chlorkowe. Duża zmienność warunków na tych pływiznach, spowodowana przemiennie występującymi okresami ewaporacji soli i momentami wynurzeń dna, połączonych z ew. niszczeniem zakumulowanego osadu przez opady (np. Czapowski, Tomassi Morawiec, 2013), skutkowała niewielką ostateczną miąższością nagromadzonego osadu w sytuacji niskiej subsydencji dna zbiornika.

Lokalnie duże miąższości soli (>100 m), zarejestrowane np. w północnej części rowu tektonicznego Szamotuły–Poznań–Oleśnica, są zapewne częściowo miąższością pozorną, efektem bardzo stromego nachylenia tego wydzielenia skalnego w strefach oddziaływania procesów halotektonicznych.

Wkładki siarczanów anhydrytu śródsolnego (A1s) odnotowano głównie wśród stosunkowo cienkich utworów solnych występujących w pasie pływizn (ryc. 4), pomiędzy Góra a Rawiczem, natomiast nie stwierdzono ich w grubych seriach chlorków terenu basenów solnych.

Odwrotne wzajemne relacje rozkładu miąższości utworów najstarszej soli kamiennej (Na1) i podścielających je utworów anhydrytu dolnego (A1d) wskazują na realizację podczas ich depozycji modelu basenu ewaporatowego typu „wypełnieniowego” (Czapowski, Tomaszczyk, 2014). W modelu tym osady chlorkowe wypełniają stopniowo zbiornik o zróżnicowanej batymetrii, wykreowanej przez zmienne tempo osadzania siarczanów, poprzedzających etap chlorkowej ewaporacji. Analogiczny obraz relacji siarczan/chlorki w utworach cyklotemu PZ1 opisano na północnym obrzeżu polskiego basenu cechsztyńskiego, na obszarze tzw. wyniesienia Łęby (np. Czapowski, 1987, 1998, 2007; Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985; Czapowski i in., 1993; Peryt i in., 1992).

Informacji o wykształceniu utworów najstarszej soli kamiennej (Na1) i tzw. anhydrytu śródsolnego (A1s) z najbliższego otoczenia omawianego obszaru dostarczają głównie dokumentacje geologiczne złóż rud miedzi (Kozula, Golczak, 1988; Kwaśny i in., 2013; Preidl, 1990) oraz opracowanie monograficzne utworów cechsztyń z obszaru LGOM (Czapowski i in., 1992).

W pokładzie soli kamiennej, występującej ponad złożem rud miedzi Sieroszowice, wyróżniono 5 odmian strukturalnych soli (Preidl, 1980):

- a) sól czysta, grubokrystaliczna (kryształy 5-10 mm średnicy), porfirowata, masywna lub pasiasta,
- b) sól szara, średnio-grubokrystaliczna (kryształy 2-10 mm średnicy), z domieszką ilitu, masywna i warstwowana piaskiem anhydrytowym,
- c) sól białawo-szara, średnio-grubokrystaliczna, warstwowana w zmiennych odstępach piaskiem anhydrytowym,
- d) sól jasno-szara, zanieczyszczona ilitem i anhydrytem,
- e) sól anhydrytyczna, średnio-grubokrystaliczna.

Ponadto występuje w pokładzie solnym sól wielkokrystaliczna (kryształy >10 mm średnicy) wtórna (efekt rekrytalizacji spowodowanej np. tektoniką lub krasem), tworząca soczewy i żyły.

Z kolei w profilach otworów, przewiercających pokład najstarszej soli kamiennej na terenie LGOM (Czapowski i in., 1992; Kozula, Golczak, 1988; Książkowska i in., 2015), stwierdzono występowanie soli kamiennej białej i szarej, półprzezroczystej i przezroczystej, głównie średnio-grubokrystalicznej, różno- do równokrystalicznej, miejscami wielkokrystalicznej, silnie potrzaskanej, z lokalnie widocznym w makro i mikroskali kierunkowym wydłużeniem kryształów (Burliga, 2007). Anhydryt tworzy skupienia gruzłowe, smugi i laminy. Dominującym minerałem w solach jest halit, jako domieszka występuje anhydryt, substancja ilasta (illit, chloryt, minerały mieszanopakietowe - montmorillonit), sporadycznie celestyn, kaolin, kwarc autigeniczny, diagenetyczny magnezyt oraz węglany (dolomit i kalcyt) (por. Cyran i in., 2016; Czapowski i in., 1992; Preidl, 1990). Odnotowano także obecność substancji organicznej w inkluzjach (Toboła i in., 2016). Podczas obserwacji mikroskopowych soli stwierdzono też występowanie relików kryształów halitu o budowie szewronowej, zdeformowane laminki anhydrytu, zaś duże kryształy halitu (poprawnie - blasty) są silnie spękane, z widocznymi przemieszczeniami kulisowymi (Czapowski i in., 1992).

Opisane z obszaru LGOM w szeregu otworów wiertniczych utwory anhydrytu śródsolnego (A1s) są wykształcone (Czapowski i in., 1992) jako anhydryty bezteksturalne i poziomo laminowane przewarstwione solą (facja pływizn siarczanowych) oraz faliście laminowane i gruzłowe (facja sebhya). W obrazie mikroskopowym widoczna jest wyraźna laminowana tekstura tych skał, częste są też pseudomorfozy po kryształach gipsu i halitu.

Anhydryt górny (A1g) i brekcja anhydrytowa (BrA1)

Utwory anhydrytu górnego (A1g) wyróżniono w 524 otworach wiertniczych (ryc. 5) na głębokości od 426,0 m do 1806,0 m (strop) i od 473,8 m do 1808,9 m (spąg; tab. 2). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1331,38 m (mediana – 1323,25 m) i spąg – 1369,82 m (mediana – 1363,25 m). Ich miąższość zmienia się od 2,3 m do 95,8 m (średnia – 38,44 m, mediana – 37,5 m; tab. 2).

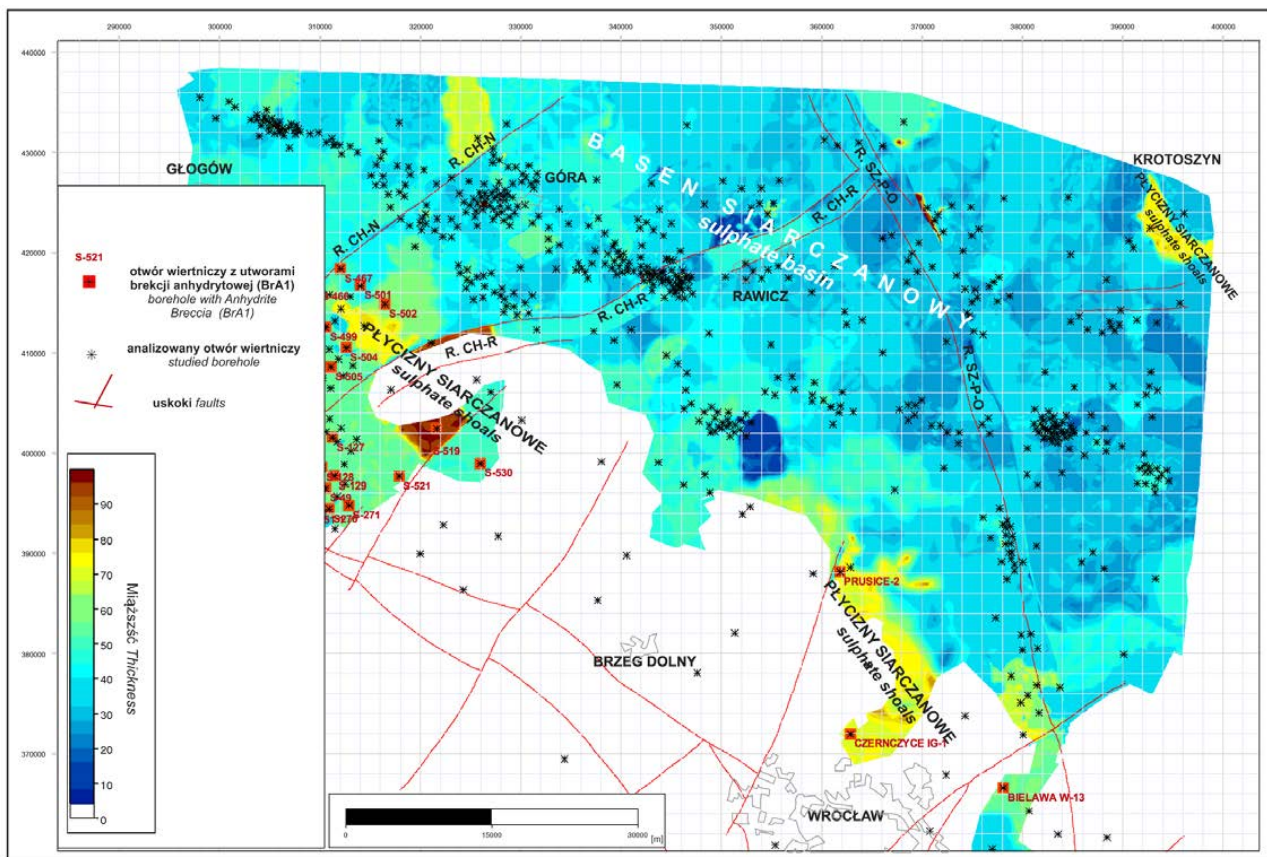
Utwory brekcji anhydrytowej (BrA1) zarejestrowano w 22 otworach wiertniczych (ryc. 5) na głębokości od 473,8 m do 1521,5 m (strop) i od 479,0 m do 1525,0 m (spąg; tab. 2). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1033,79 m (mediana – 1157,9 m) i spąg – 1038,09 m (mediana – 1161,25 m). Ich miąższość zmienia się od 0,8 m do 14,2 m (średnia – 4,3 m, mediana – 3,5 m; tab. 2).

Rozkład miąższości utworów siarczanowych (ryc. 5), przykrywających utwory najstarszej soli kamiennej, wskazuje na koncentrację bardziej miąższych (50-80 m) osadów głównie w SW (rejon Lubina) i S (na północ od Wrocławia) części omawianego obszaru. Tam też skupione są wystąpienia utworów brekcji anhydrytowej (BrA1). Na pozostałym obszarze grubość utworów siarczanowych nie przekracza 50 m, jedynie lokalnie: na NW od Góry i na S od Krotoszyna występują niewielkie wystąpienia o większej miąższości (ryc. 5), nawią-

zujące do podobnych wzrostów grubości osadów wydzielenia anhydrytu dolnego (ryc. 3).

Generalnie przedstawiony rozkład miąższości siarczanów anhydrytu górnego (A1g) nie wykazuje wyraźnych powiązań z rozkładami miąższości starszych ewaporatów czy przebiegiem dyslokacji i akumulacja tych utworów przebiegała niezależnie od wcześniejszych założeń morfologicznych. Nastąpiła ona zapewne na terenie zbiornika ewaporacyjnego o wyrównanej batymetrii, płytszego w odlądowej części SW omawianego obszaru i stopniowo pogłębiającego się ku północy (ryc. 5). W części płytszej, określonej tu jako obszary *plyciny siarczanowych*, częstym odsłonięciem dna towarzyszyła erozja zakumulowanego osadu, prowadząca do powstania utworów brekcji anhydrytowej (BrA1) w spągu bądź w profilu utworów anhydrytu górnego (A1g). W części głębszej, opisanej jako *basen siarczanowy* (ryc. 5), osadziły się cieńsze osady siarczanowe, bez wyraźnych znamion erozji.

Wzajemne relacje rozkładu miąższości utworów najstarszej soli kamiennej (Na1) i przykrywających je utworów anhydrytu górnego (A1g) wraz z brekcją anhydrytową (BrA1) w pewnym stopniu kontynuują wcześniej opisany model depozycji ewaporatów (basen ewaporatowy typu „wypełnieniowego” – por. Czapowski, Tomaszczyk, 2014), bazujący na zróżnicowanej batymetrii zbiornika sedymentacyjnego.



Ryc. 5. Mapa miąższości utworów anhydrytu górnego (A1g) na obszarze SE części monokliny przedsudeckiej z zaznaczeniem występowania utworów brekcji anhydrytowej (BrA1). Objaśnienia: jak na ryc. 3.

Fig. 5. Thickness map of Upper Anhydrite (A1g) deposits in the SE part of Fore-Sudetic Monocline with marked wells registered the Anhydrite Breccia (BrA1) unit. Captions: as on Fig. 3.

Tabela 3. Parametry występowania utworów ewaporatowych cyklotemu PZ2 cechsztyń na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej.**Table 3.** Parameters of Zechstein PZ2 cyclothème evaporites from the central Fore-Sudetic Monocline.

PARAMETR PARAMETER	CYKLOTEM PZ2 CYCLOTHEME PZ2								
	A2r			Na2			A2		
	strop top	spąg bottom	miąższość thickness	strop top	spąg bottom	miąższość thickness	strop top	spąg bottom	miąższość thickness
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
WARTOŚĆ MINIMALNA MINIMUM	1152,50	1161,00	1,00	778,50	1008,50	3,50	320,30	334,80	1,50
WARTOŚĆ MAKSYMALNA MAXIMUM	1725,00	1729,50	8,50	1729,50	1734,00	297,00	1718,00	1743,00	63,00
ŚREDNIA (ARTMETYCZNA) AVERAGE	1438,83	1442,72	3,89	1335,11	1390,29	55,18	1278,41	1298,71	20,30
MEDIANA	1382,50	1383,50	3,00	1358,25	1374,00	15,25	1280,00	1303,75	20,50
LICZBA OTWORÓW NUMBER OF WELLS	9	9	9	14	14	14	588	588	588

Wykształcenie utworów anhydrytu górnego (A1g) w rejonie Sieroszowice-Lubin (teren LGOM) omawiał Kłapciński (Kłapciński, 1966a – por. Czapowski i in., 1992), wydzielając w ich profilu kolejno od dołu 6 poziomów:

- (1) brekcja okruchów anhydrytu spojona ciemnoszarym ilem, odpowiadająca utworom wydzielenia brekcji anhydrytowej (BrA1), opisywanym przez Lorenca (1975) w okolicach Wrocławia. Lorenc (*op. cit.*) opisał 3 typy brekcji o zmiennym stopniu selekcji ułożonych kierunkowo owalnych fragmentów anhydrytu i wzajemnych ciągłych przejściach. Drobnokrystaliczne spoiwo stanowią węglany (dolomit) anhydryt, minerały ilaste (montmorylonit i illit) oraz uwodnione tlenki żelaza. Brekcja ta, stanowiąca dobry poziom korelacyjny (Lorenc, 1975), w rejonie Wrocławia i Lubina pojawia się w spągu utworów anhydrytu górnego, natomiast dalej na N i NW występuje w wyższej części tego wydzielenia (Kłapciński, 1966a; Peryt i in., 1996a). Z kolei na obszarach występowania utworów najstarszej osoli kamiennej (Na1) w rejonie Lubina poziom brekcji odnotowano ponad solą, a lokalnie nawet w jej obrębie (Kłapciński, 1966a),
- (2) tzw. anhydryty pseudoperłkowe, w których występują drobne (średnica 1-3 mm) owalne ziarna anhydrytu, spojone ciemnoszarą substancją ilastą lub ilasto-dolomityczną (tekstura perłkowa),
- (3) tzw. anhydryty perłkowe o bardzo wyraźnej teksturze perłkowej,
- (4 i 5) odpowiednio tzw. anhydryty drobno- i grubooczkowe, zbudowane z owalnych ziaren anhydrytu (średnice odpowiednio 5-10 mm i 10-30 mm), spojone substancją ilastą lub ilasto-dolomityczną,
- (6) tzw. anhydryty o niewyraźnej teksturze perłkowej.

W obrazie petrograficznym wśród utworów anhydrytu górnego przeważają anhydryty drobno- do średnio- i różnoziarnistych (Kłapciński, 1966a - por. Czapowski i in., 1992), o strukturze lepidoblastycznej i granoblastycznej, rzadziej porfiroblastycznej, nematoblastycznej i poikiloblastycznej, co sugeruje epigenetyczny charakter tych skał (Lorenc, 1975). Średnica ziaren anhydrytu waha się od 0,8 mm do 1,44 mm

(por. Czapowski i in., 1992). Poza anhydrytem występują neogeniczne ziarna gipsu, sporadycznie włókniste skupienia wtórnego polihalitu, zaś rozproszonym agregatom ziaren węglanowych towarzyszą smugi substancji ilastej oraz niekiedy skupienia substancji organicznej oraz pojedyncze ziarna boracytu (*op. cit.*).

Z kolei w rejonie Wrocławia i Lubina powyżej utworów brekcji anhydrytowej opisano (Lorenc, 1975) kolejno serię anhydrytów masywnych (beztteksturalnych), anhydrytów przekrystalizowanych, oraz anhydrytów warstwianych z poziomami pseudomorfoz po selenitowych kryształach gipsu, przykrytych przez kompleks anhydrytów o strukturze gruzłowej. Są to głównie utwory epigenetyczne bądź o genezie mieszanej (pierwotne i epigenetyczne), jedynie w południowej części zasięgu wydzielenia występują w jego stropie anhydryty o genezie pierwotnej (*op. cit.*).

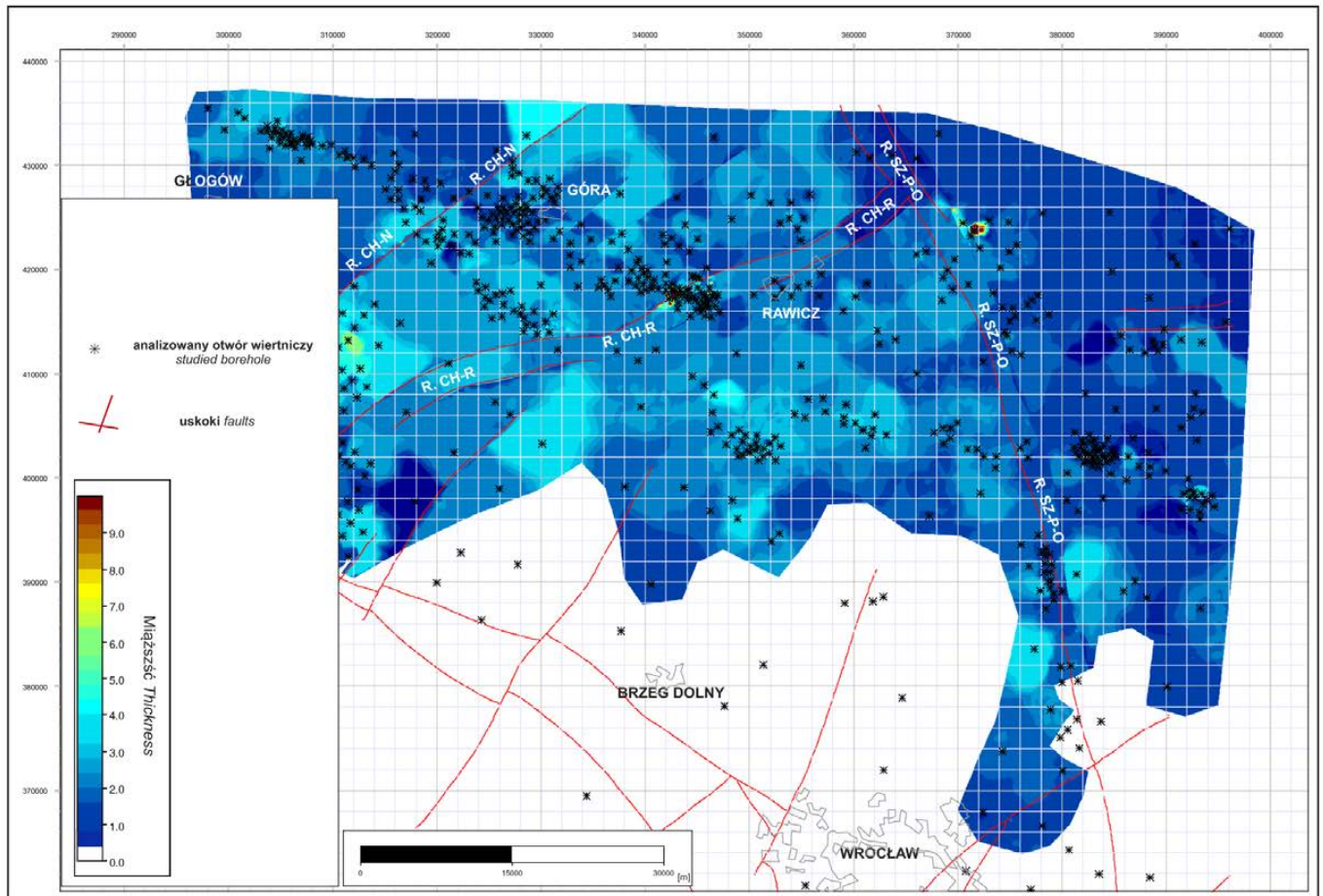
Utwory cyklotemu PZ2

Utwory ewaporatowe tego cyklotemu obejmują następujące wydzielenia: anhydryt podstawowy (A2), starsza sól kamienna (Na2) i anhydryt kryjący (A2r). Parametry występowania wymienionych wydzieleni zawiera tabela 3.

Anhydryt podstawowy (A2)

Utwory anhydrytu podstawowego (A2) zarejestrowano w 588 otworach wiertniczych, na głębokości od 320,3 m do 1718,0 m (strop) i od 334,8 m do 1743,0 m (spąg; tab.3). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1278,41 m (mediana – 1280,0 m) i spąg – 1298,71 m (mediana – 1303,75 m). Ich miąższość zmienia się od 1,5 m do 63,0 m (średnia – 20,3 m, mediana – 20,5 m; tab. 3).

Rozkład miąższości utworów siarczanowych (ryc. 6), podścielających utwory starszej soli kamiennej (Na2), wskazuje na stosunkowo większe zróżnicowanie w środkowej i zachodniej części badanego obszaru, gdzie pojawiają się nieregularne, „wyspowe” wystąpienia o miąższości siarczanów w przedziale 30-60 m, powiązane przypuszczalnie z lokalnymi spłyconiami dna zbiornika ewaporacyjnego. Ich rozmieszczenie i kształt w niewielkim stopniu jest uwarunkowa-



Ryc. 6. Mapa miąższości utworów anhydrytu podstawowego (A2) na obszarze SE części monokliny przedsudeckiej. Objasnienia: jak na ryc. 3.
Fig. 6. Thickness map of Basal Anhydrite (A2) deposits in the SE part of Fore-Sudetic Monocline. Captions: as on Fig. 3.

ny strefami dyslokacyjnymi i tektonika synsedymacyjna w tym etapie depozycji nie odgrywała znaczącej roli. W kierunku NE i NW zarejestrowana niewielka miąższość siarczanów (do 20 m; ryc. 6) wynika przypuszczalnie z niższego tempa ich akumulacji w zbiorniku siarczanowym, pogłębiającym się ku centrum basenu cyklu PZ2 cechsztynu. Z kolei podobne niewielkie miąższości, obserwowane w południowej części obszaru (ryc. 6), na skraju obecnego zasięgu wydzielenia, należy raczej wiązać zarówno z ograniczoną akumulacją siarczanów na skraju zbiornika jak również z późniejszym erozyjnym usunięciem ich części.

Wykształcenie utworów anhydrytu podstawowego (A2) w rejonie Sieroszowice-Lubin (teren LGOM) omawiał Kłapciński (Kłapciński, 1967 – por. Czapowski i in., 1992), wydzielaając w ich profilu kolejno od dołu 5 poziomów:

- (1) anhydryty laminowane poziomo, skośnie bądź faliście, z laminami dolomitycznymi,
- (2) anhydryty kawernowe dolne, z kawernami wypełnionymi substancją ilastą,
- (3) dolna brekcja anhydrytu i ilitu, w której w masie ciemnoszarego ilitu występują fragmenty anhydrytu o zmiennych kształtach i rozmiarach (do kilku cm),

- (4) anhydryty kawernowe górne, z wkładkami anhydrytów masywnych i laminowanych,
- (5) górna brekcja anhydrytu i ilitu, z rosnącym ku stropowi udziałem substancji ilastej.

Opisy odcinków rdzeniowanych z utworów zaklasyfikowanych jako anhydryt podstawowy, np. z otworu Bronów-4 w rejonie Góry, określają te skały jako beżowo-szare dolomityczne anhydryty, skryto- i drobnokrystaliczne, przechodzące w spąg w dolomit anhydrytyczny.

Badania petrograficzne (Czapowski i in., 1992) wskazują, że omawiane anhydryty to głównie skały drobnokrystaliczne (maks. średnica ziaren to 0,8 mm) o strukturze lepidoblastycznej, rzadziej granoblastycznej oraz utwory grubokrystaliczne (ziarna anhydrytu o średnicy do 2,2 mm) o strukturze porfiroblastycznej i granoblastycznej, miejscami o strukturze nematoblastycznej i sferolitycznej. Poza anhydrytem występują w skale skupienia ziaren i „listewki” neogenicznego gipsu, poprzerastane polihalitem oraz skupienia i ziarna węglanów (dolomit), wzbogacone w substancję bitumiczną i tlenki żelaza. Substancja ilasta tworzy smugi lub okruchy i skupienia o średnicy do 0,8 mm, zaś substancja organiczna zwykle współwystępuje z materiałem ilastym bądź tworzy skupienia

i smugi. W poziome górnej brekcji anhydrytowej odnotowano obecność pojedynczych ziaren kwarcu, blaszek muskowitu, pirytu oraz węglanowe fragmenty organizmów (*op. cit.*).

Starsza sól kamienna (Na2)

Obecność utworów starszej soli kamiennej (Na2) stwierdzono w 14 otworach wiertniczych, na głębokości od 778,5 m do 1729,5 m (strop) i od 1008,5 m do 1734,0 m (spąg; tab. 3). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1335,11 m (mediana – 1358,25 m) i spąg – 1390,29 m (mediana – 1374,0 m). Ich miąższość zmienia się od 3,5 m do 297,0 m (średnia – 55,18 m, mediana – 15,25 m; tab. 3). Ekstremalna stwierdzona miąższość np. środkowa część rowu tektonicznego Chrobienia-Rawicz (ryc. 7) jest miąższością pozorną, wynikiem bardzo stromego nachylenia tego wydzielenia skalnego wskutek „wypiętrzenia” soli wzdłuż stref uskokowych.

Lokalne występowanie utworów starszej soli kamiennej (ryc. 7) we wschodniej i północnej części omawianego obszaru oraz nikłe ich zróżnicowanie miąższościowe (dominuje miąższość do 20 m) nie pozwala na wysnucie uzasadnionych wniosków o warunkach ich depozycji i możliwej zmienności batymetrii zbiornika salinarnego, jak to przedstawiono

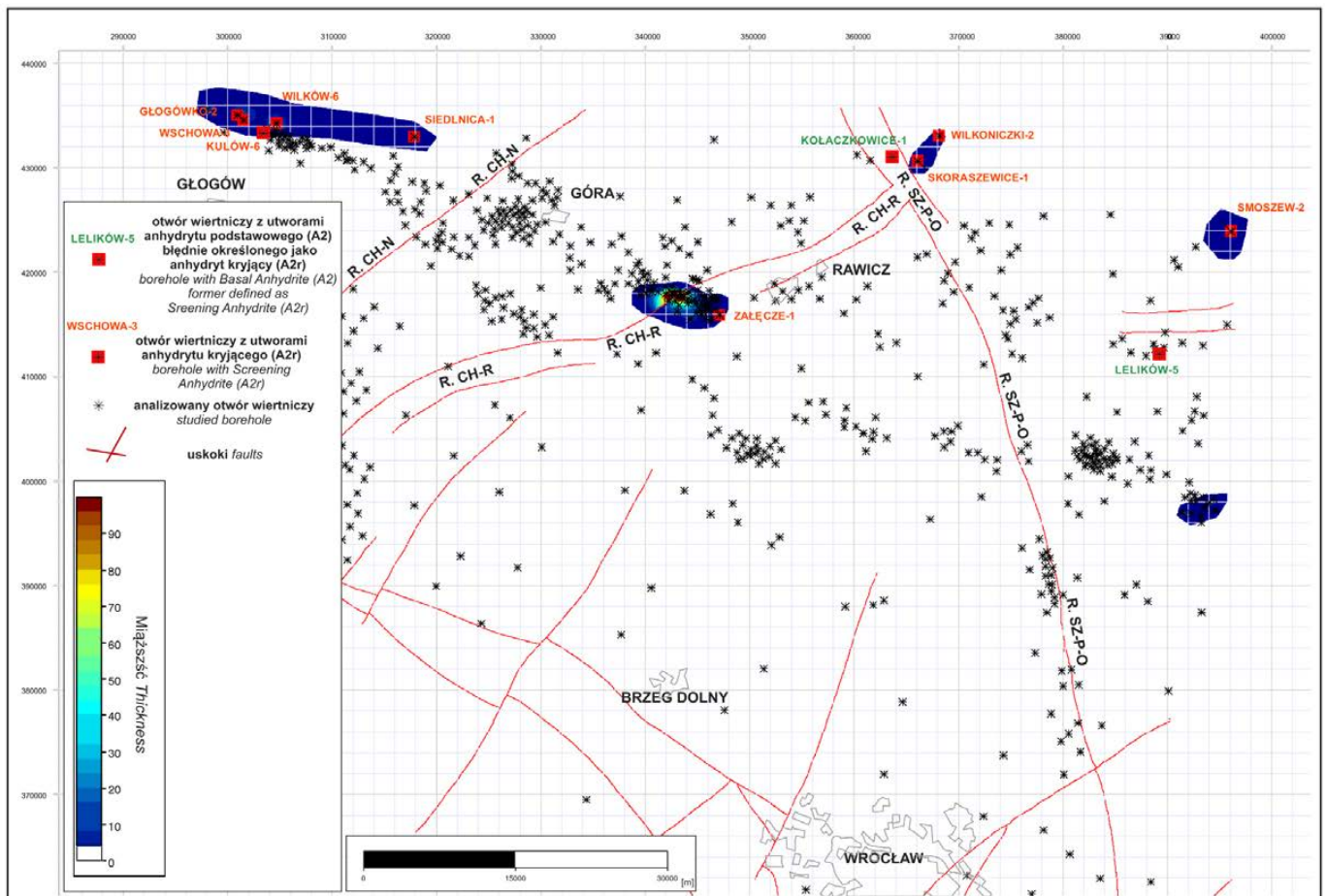
w przypadku utworów cyklotemu PZ1. Nie jest pewne czy obecny obraz rozmieszczenia soli odzwierciedla ich pierwotne występowanie czy jest też wynikiem usunięcia ich części przez późniejszą erozję.

Informacje o wykształceniu tych soli kamiennych pochodzą jedynie z badań prowadzonych na profilach otworów, rejestrujących pokład tej soli na terenie LGOM (Czapowski i in., 1992).

Są to głównie sole kamienne o barwie beżowej, szarej i różowawej, przezroczyste do nieprzezroczystych, głównie średnio-grubokrystaliczne, różno- do równokrystalicznych, miejscami wielokrystaliczne, silnie potraskane, z widocznym lokalnie kierunkowym wydłużeniem kryształów halitu. Anhydryt w solach tworzy skupienia gruzłowe, smugi i laminy. W składzie mineralnym obok halitu i anhydrytu występuje substancja ilasta (illit, chloryt), badania petrograficzne wykazały także sporadycznie obecność autigenicznych kryształów kwarcu i węglanów (dolomit i kalcyt).

Anhydryt kryjący (A2r)

Utwory anhydrytu kryjącego (A2r) wyróżniono w 9 otworach wiertniczych w północnej części badanego obszaru nad



Ryc. 7. Mapa miąższości utworów starszej soli kamiennej (Na2) na obszarze SE części monokliny przedsudeckiej z zaznaczeniem występowania utworów anhydrytu kryjącego (A2r). Objasnienia: jak na ryc. 3.

Fig. 7. Thickness map of Older Halite (Na2) deposits in the SE part of Fore-Sudetic Monocline with marked wells registered the Screening Anhydrite (A2r) unit. Captions: as on Fig. 3.

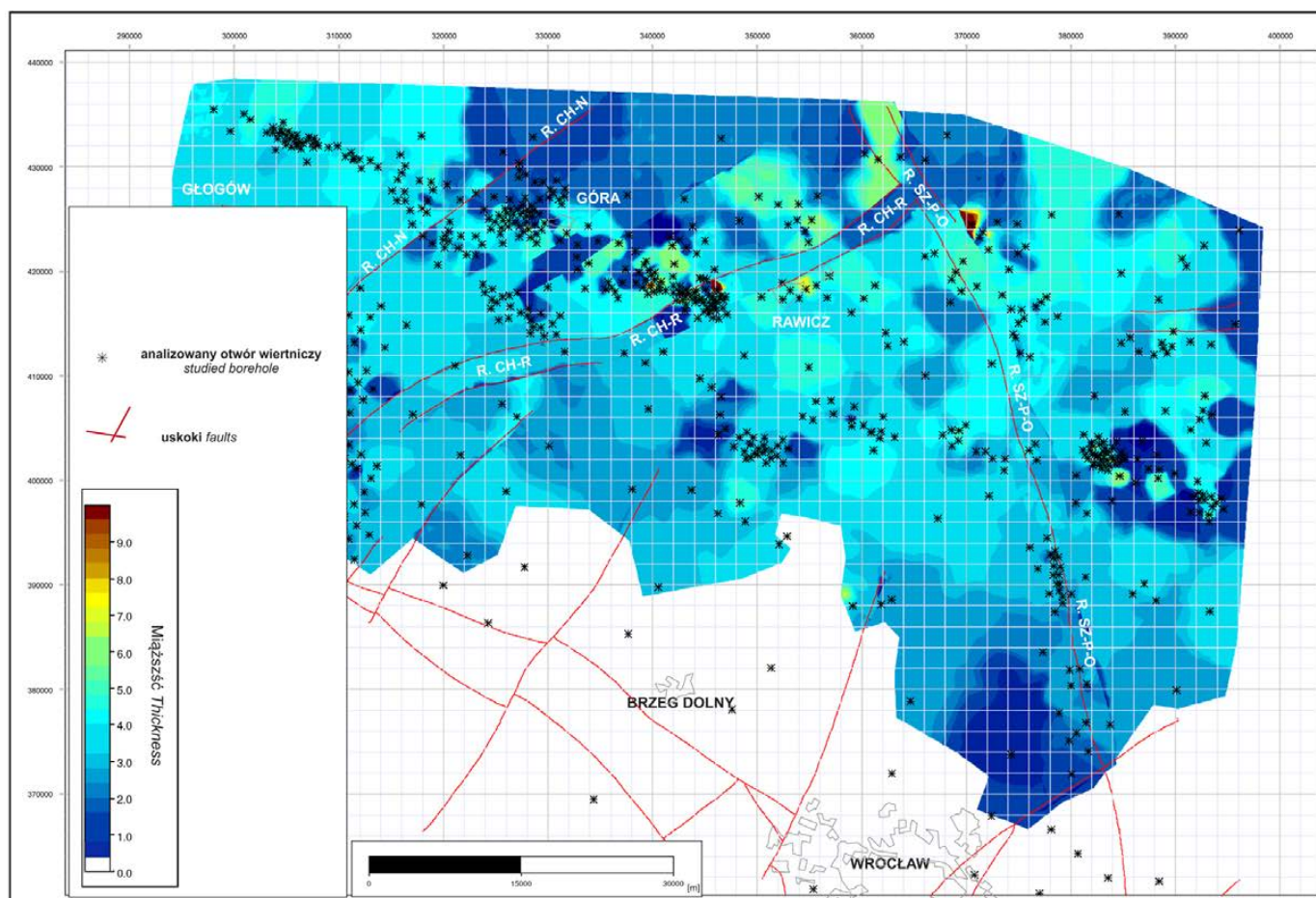
Tabela 4. Parametry występowania utworów ewaporatowych cyklotemu PZ3 cechsztynu na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej.**Table 4.** Parameters of Zechstein PZ3 cyclothème evaporites from the central Fore-Sudetic Monocline.

PARAMETR PARAMETER	CYKLOTEM PZ3 CYCLOTHEME PZ3								
	A3r			Na3			A3		
	strop top (m)	spąg bottom (m)	miąższość thickness (m)	strop top (m)	spąg bottom (m)	miąższość thickness (m)	strop top (m)	spąg bottom (m)	miąższość thickness (m)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
WARTOŚĆ MINIMALNA MINIMUM	867,00	905,00	0,20	790,00	1089,00	1,00	400,30	403,50	2,50
WARTOŚĆ MAKSYMALNA MAXIMUM	1600,50	1601,50	38,00	1698,50	1704,50	450,00	1704,50	1722,50	100,00
ŚREDNIA (ARTMETYCZNA) AVERAGE	1252,38	1256,03	3,65	1319,68	1356,56	36,89	1250,45	1281,84	31,39
MEDIANA	1242,50	1243,00	1,00	1345,00	1374,50	23,50	1245,00	1279,25	34,00
LICZBA OTWORÓW NUMBER OF WELLS	15	15	15	239	239	239	592	592	592

utworami chlorkowymi (ryc. 7). Omawiane siarczany stwierdzono na głębokości od 1152,5 m do 1725,0 m (strop) i od 1161,0 m do 1729,5 m (spąg; tab. 3). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1438,83 m (mediana – 1382,5 m) i spąg – 1442,72 m (mediana – 1383,5 m). Ich miąższość zmienia się od 1,0 m do 8,5 m (średnia – 3,89 m, mediana – 3,0 m; tab. 3).

Podobnie jak w przypadku podścielających chlorków skąpe dane geologiczne nie pozwalają wysnuć wniosków o ich pierwotnym rozprzestrzenieniu i paleogeografii zbiornika depozycyjnego.

Wykształcenie utworów anhydrytu kryjącego (A2r) zbadano najlepiej w odległym rejonie Nowej Soli (Podemski, 1973), gdyż na najbliższym obszarze LGOM one nie występują i chlorki cyklotemu PZ2 przykryte są tam pelitycznymi utworami wydzielenia szarego łu solnego (Czapowski i in., 1992). W okolicach Nowej Soli dolną część profilu anhydrytu kryjącego budują anhydryty pasmowane i laminowane lub smugowane (grubość lamin to 0,2-2 cm) substancją ilasto-dolomityczną (tzw. litosom L – Podemski, 1973) zaś górną – anhydryty gruzelkowe, gruzłowo-mozaikowe (gruzy siarczanowe o średnicy od kilku mm do 4 cm), miejscami warstwo-

**Ryc. 8.** Mapa miąższości utworów anhydrytu głównego (A3) na obszarze SE części monokliny przedsudeckiej. Objaśnienia: jak na ryc. 3.**Fig. 8.** Thickness map of Main Anhydrite (A3) deposits in the SE part of Fore-Sudetic Monocline. Captions: as on Fig. 3.

wane oraz mozaikowe i podrzędnie biolaminity (tzw. litosom M). W omawianych siarczanach występują pseudomorfozy po kryształach selenitowych gipsu, powierzchnie erozyjne, laminacja pozioma i smugowanie, uziarnienie frakcjonalne, automorficzne kryształy halitu oraz ooidy powierzchniowe z jądrem siarczanowym i otoczką dolomityczną (por. Czapowski i in., 1992). Badania mikroskopowe (*op. cit.*) wskazują na obecność poza anhydrytem minerałów ilastych, kwarcu, łuszczyków, węglanów (dolomit i magnezyt), materii organicznej oraz agregatów pirytu.

Utwory cyklotemu PZ3

Na utwory cyklotemu PZ3 składają się trzy wydzielienia ewaporatowe: anhydryt główny (A3), młodsza sól kamienna (Na3) i tzw. anhydryt stropowy (A3ar), których parametry występowania zawiera tabela 4.

Anhydryt główny (A3)

Utwory anhydrytu głównego (A3) zarejestrowano w 592 otworach wiertniczych, na głębokości od 400,3 m do 1704,5 m (strop) i od 403,5 m do 1722,5 m (spąg; tab. 4). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1250,45 m (mediana – 1245,0 m) i spąg – 1281,84 m (mediana – 1279,25 m). Ich miąższość zmienia się od 2,5 m do 100,0 m (średnia – 31,39 m, mediana – 34,0 m; tab. 4).

Rozkład miąższości utworów siarczanowych anhydrytu głównego (ryc. 8), rozpoczynających sedimentację ewaporatów cyklotemu PZ3, cechuje stosunkowo słabe zróżnicowanie. Na większości omawianego obszaru miąższość ta zmienia się w granicach 25-45 m, z lokalnymi większymi wartościami (do 70-100 m) w pobliżu stref uskokowych np. otoczenie rowu Chrabienia-Rawicz i północnej części rowu Szamotuły-Poznań-Oleśnica (ryc. 8). Tak duże miąższości są zapewne miąższościami pozornymi, na co pośrednim dowodem jest sąsiedztwo obszarów z siarczanami o niewielkiej (do 25 m) grubości. Generalnie niewielkie miąższości siarczanów zarejestrowano w północnej i lokalnie we wschodniej części badanego obszaru, co być może jest wynikiem ich spowolnionej akumulacji w przegłębionych partiach basenu siarczanowego w odróżnieniu od dominującego terenu płycizn, gdzie przyrost osadów był szybszy. Z kolei niewielka grubość tych utworów w SE części, na NE od Wrocławia (ryc. 8) raczej jest wynikiem ich krótkotrwałej depozycji lub nawet częściowej erozji w najbardziej odlądowej strefie zbiornika ewaporatowego.

Wykształcenie utworów anhydrytu głównego (A3) w rejonie Lubina i Sieroszowic przedstawił Kłapciński (1966b), który wyróżnił w ich obrębie cztery ogniwa:

- (1) anhydryty pseudosferolityczne (sferolity ziaren anhydrytu w masie szarego anhydrytu),
- (2) anhydryty sferolityczne (sferolity ziaren anhydrytu o średnicy 0,5-2 cm), lokalnie z przerostami szarozółtego do-

lomitu i ciemnoszarymi dolomityczno-ilastymi i licznymi kawernami,

- (3) anhydryty kryptosferolityczne, podobnie wykształcone jak anhydryty sferolityczne lecz o mniejszych sferolitych (średnica do 1,6 mm), z przerostami anhydrytu bezteksturalnego,
- (4) gipsy wielkoziarniste, brunatnoszare, z nieregularnymi smugami gipsu włóknistego.

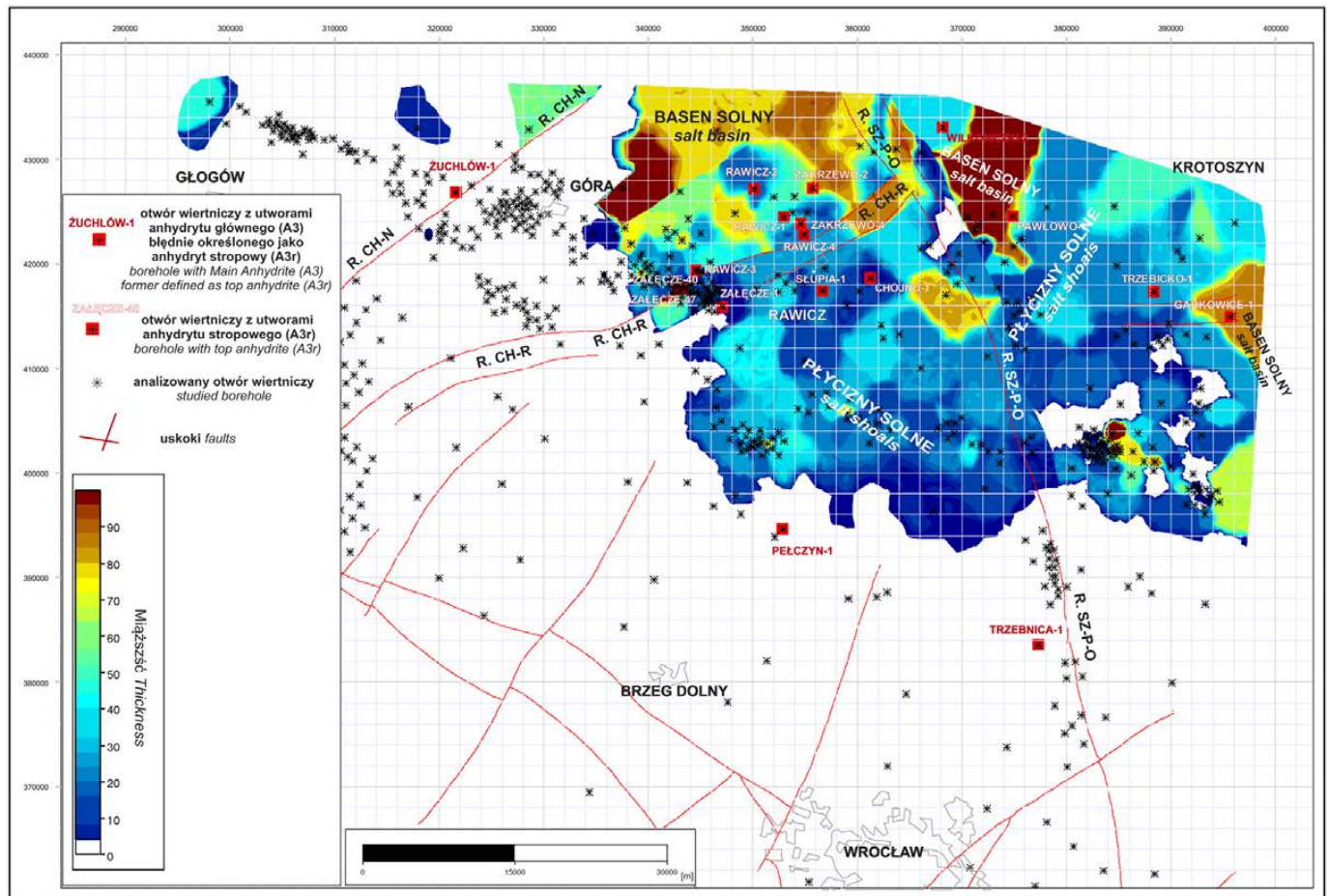
Opisy prób okruchowych i odcinków rdzeniowanych z utworów zaklasyfikowanych jako anhydryt główny, np. z otworu Bronów-4 w rejonie Góry, określają te skały jako szare, w dolnej części biało-szare do beżowych, średnio- i grubokrystaliczne oraz skrytokrystaliczne anhydryty, z przerostami i wkładkami czarnej substancji ilastej oraz smugami i wkładkami dolomitu. Anhydryt w górnej części charakteryzuje struktura oczkowa, w dolnej zaś rośnie udział wkładek dolomitu, niekiedy o zarysie falistym lub nachylonych pod kątem 5-15 stopni. Cała seria anhydrytu jest w tym otworze silnie spękana.

Badania petrograficzne (por. Czapowski i in., 1992) wskazują, że omawiane anhydryty cechuje głównie struktura sferolityczna, miejscami lepidoblastyczna lub sferolityczno-granoblastyczna, rzadko nematoblastyczna. Anhydryty o strukturze granoblastycznej są bardzo drobnoziarniste lub porfiro- i poikiloblastyczne, zawierają sferolity anhydrytowe lub anhydrytowo-gipsowe o średnicy 0,5-5 mm. Oprócz anhydrytu i gipsu stwierdzono obecność w skale epigenetycznego polihalitu, agregatów dolomitu z towarzyszącą substancją bitumiczną i ilastą, podrzędnie zaś pirytu i wodorotlenków żelaza i sporadycznie – langbjarnitu.

Z kolei na obszarze pomiędzy Wrocławiem i Lubinem dolną część utworów anhydrytu głównego budują masywne anhydryty, zaś górną – anhydryty warstwowe i laminowane z wkładkami anhydrytów gruzłowych oraz ilowców z gruzłami anhydrytu (*op. cit.*).

Młodsza sól kamienna (Na3)

Utwory młodszej soli kamiennej (Na3) wyróżniono w 239 otworach wiertniczych, na głębokości od 760,0 m do 1698,5 m (strop) i od 1089,0 m do 1704,5 m (spąg; tab. 4). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1319,68 m (mediana – 1345,5 m) i spąg – 1356,56 m (mediana – 1374,5 m). Ich miąższość zmienia się od 1,0 m do 450,0 m (średnia – 36,89 m, mediana – 23,5 m; tab. 4), zaś ekstremalna miąższość soli (450 m) została zarejestrowana w pobliżu stref uskokowych np. północnej części rowu Szamotuły-Poznań-Oleśnica (ryc. 9) i jest miąższością pozorną, wynikiem bardzo stromego nachylenia tego wydzielenia skalnego w strefach zaangażowanych tektonicznie.



Ryc. 9. Mapa miąższości utworów młodszej soli kamiennej (Na₃) na obszarze SE części monokliny przedsudeckiej z zaznaczeniem występowania utworów anhydrytu stropowego (A3r). Objasnienia: jak na ryc. 3.

Fig. 9. Thickness map of Younger Halite (Na₃) deposits in the SE part of Fore-Sudetic Monocline with marked wells registered the top anhydrite (A3r) unit. Captions: as on Fig. 3.

Zróznicowanie miąższości osadów młodszej soli kamiennej (ryc. 9) przypomina – pod względem relacji z podścielającymi sól utworami anhydrytu głównego – obraz przedstawiony dla chlorków cyklotemu PZ1 (ryc. 4). „Wyspowy” charakter występowania soli w zachodniej części badanego obszaru (rejon Głogowa i Góry) oraz lokalny brak tych utworów we wschodniej części są przypuszczalnie wynikiem ich erozyjnego usunięcia u schyłku cechsztynu lub później. Jednak w środkowej części obszaru widoczna jest znana z cyklotemu PZ1 zależność – w południowej jego części, na wcześniejszych płycinach basenu siarczanowego ze średnią miąższością osadów, nagromadziły się w obrębie *plycizn solnych* (np. otoczenie Rawicza po Pelczyn na południu i Krotoszyn na NE - ryc. 9) cienkie (grubości do 40 m) chlorki. Obszar tych *plycizn solnych* ciągnął się zapewne od rejonu Głogowa przez Rawicz po Krotoszyn, na południu sięgając pierwotnie być może po Wrocław. W lokalnych przegłębieniach tych *plycizn* osadziły się bardziej miąższe chlorki (60–80 m). Z kolei w miejscu dawnych przegłębieni basenu siarczanowego w północnej i wschodniej części obszaru (ryc. 8), w obrębie tzw. *basenów solnych* (np. obszar na NE od Góry czy W i SE od Krotoszyzna – ryc. 9) nastąpiła akumulacja soli

o dużej miąższości (od 70 m do ponad 90 m). Należy podkreślić, że miejscami, np. północna część rowu Chrabienia-Rawicz czy rowu Szamotuły–Poznań–Oleśnica, obraz rozkładu miąższości soli jest zmodyfikowany przez późniejszą tektonikę, powodującą usunięcie części chlorków. W efekcie np. dwa sąsiednie baseny solne, rozdzielone strukturą rowu Szamotuły–Poznań–Oleśnica, pierwotnie stanowiły jeden zbiornik chlorkowy. Opisane tu odwrotne relacje miąższościowe podścielających utworów siarczanowych i nadległych chlorkowych odpowiadają omówionemu wcześniej w przypadku ewaporatów cyklotemu PZ1 modelowi depozycji w basenie ewaporatowym typu „wypełnieniowego”.

Dane o wykształceniu utworów młodszej soli kamiennej (Na₃) pochodzą z badań prowadzonych na profilach otworów, rejestrujących pokład tej soli na najbliższym położonym terenie LGOM (Czapowski i in., 1992). Są to sole kamienne białe, beżowe, szare i różowawe, półprzezroczyste i przezroczyste, głównie średnio-grubokrystaliczne, różno- do równokrystalicznych, miejscami wielokrystaliczne, silnie potrząskane, z widocznym lokalnie kierunkowym wydłużeniem kryształów. Widoczny makroskopowo anhydryt tworzy skupienia gruzłowe, smugi i laminy. Badania składu mineralnego soli

Tabela 5. Parametry występowania utworów ewaporatowych cyklotemu PZ4 cechsztyń na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej.

Table 5. Parameters of Zechstein PZ4 cyclotheme evaporites from the central Fore-Sudetic Monocline.

PARAMETR PARAMETER	CYKLOTEM PZ4 CYCLOTHEME PZ4			Na4at			Na4a			A4a1		
	A4a2		miąższość thickness	Na4at		miąższość thickness	Na4a		miąższość thickness	A4a1		miąższość thickness
	strop top (m)	spąg bottom (m)		strop top (m)	spąg bottom (m)		strop top (m)	spąg bottom (m)		strop top (m)	spąg bottom (m)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
WARTOŚĆ MINIMALNA MINIMUM	1115,10	1115,90	0,10	765,00	782,50	17,50	782,50	867,00	0,50	1037,00	1041,00	0,30
WARTOŚĆ MAKSYMALNA MAXIMUM	1577,00	1580,00	3,00	765,00	782,50	17,50	1697,50	1698,00	84,50	1528,50	1529,50	4,50
ŚREDNIA (ARTMETYCZNA) AVERAGE	1267,15	1268,41	1,26	765,00	782,50	17,50	1262,49	1268,31	5,82	1334,20	1335,80	1,60
MEDIANA	1236,05	1236,15	0,70	765,00	782,50	17,50	1227,25	1233,50	4,00	1365,00	1367,00	1,00
LICZBA OTWORÓW NUMBER OF WELLS	8	8	8	1	1	1	126	126	126	21	21	21

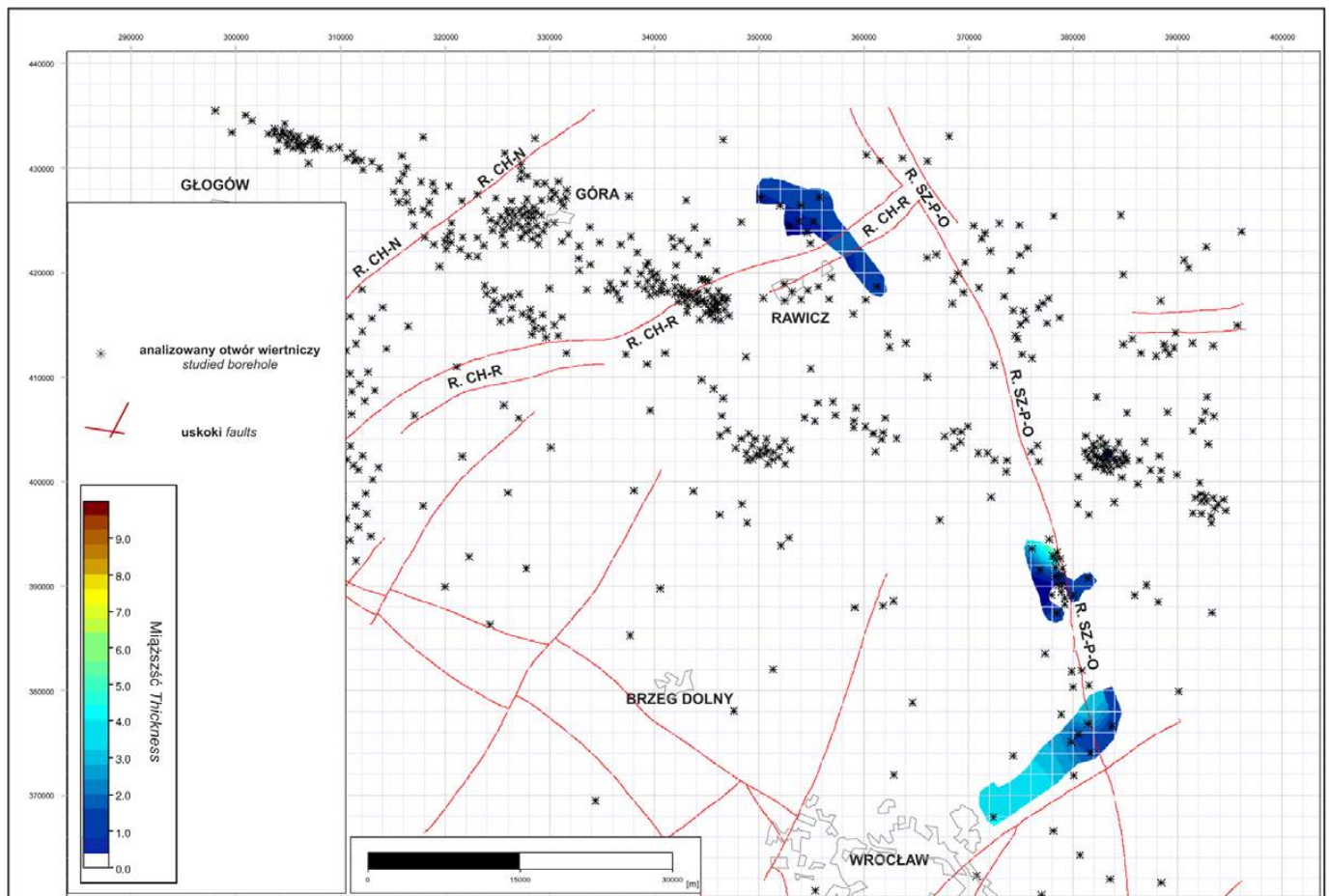
(op. cit.) wykazały, że obok halitu i anhydrytu występują w nich substancja ilasta (illit, chloryt), sporadycznie kwarc autigeniczny i węglany (dolomit i kalcyt).

Anhydryt stropowy (A3r)

Utwory tzw. anhydrytu stropowego (A3ar) wydzielono w 15 otworach wiertniczych, na głębokości od 867,0 m do 1600,5 m (strop) i od 905,0 m do 1601,5 m (spąg; tab. 4). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1252,38 m (mediana – 1242,5 m) i spąg – 1256,03 m (mediana – 1243,0 m). Ich miąższość zmienia się od 0,2 m do 38,0 m (średnia –

3,65 m, mediana – 1,0; tab. 4). Występują one przeważnie nad utworami solnymi niewielkiej miąższości, głównie w rejonie Rawicza (ryc. 9), zaś zarejestrowana w jednym otworze w pobliżu strefy tektonicznej ich duża miąższość jest miąższością pozorną.

Nieobecność opisywanego wydzielenia na najbliższym opisywanemu obszarze LGOM (Czapowski i in., 1992) oraz brak jego rdzeniowania w analizowanych otworach wiertniczych nie pozwalają na przedstawienie interpretacji przypuszczalnego rozprzestrzenienia i paleogeografii zbiornika, w którym te siarczany powstały.



Ryc. 10. Mapa miąższości utworów anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1) na obszarze SE części monokliny przedsudeckiej.

Objaśnienia: jak na ryc. 3.

Fig. 10. Thickness map of Lower Pegmatite Anhydrite (A4a1) deposits in the SE part of Fore-Sudetic Monocline. Captions: as on Fig. 3.

Utwory cyklotemu PZ4

Utwory ewaporatowe tego cyklotemu (odpowiadające subcyklotemowi PZ4a) obejmują: anhydryt pegmatytowy dolny (A4a1), najmłodszą sól kamienną zailoną (Na4at), najmłodszą sól kamienną (Na4a) nierozdzieloną na części dolną i górną oraz anhydryt pegmatytowy górny (A4a2). Parametry występowania tych wydzieleni zawiera tabela 5.

Anhydryt pegmatytowy dolny (A4a1)

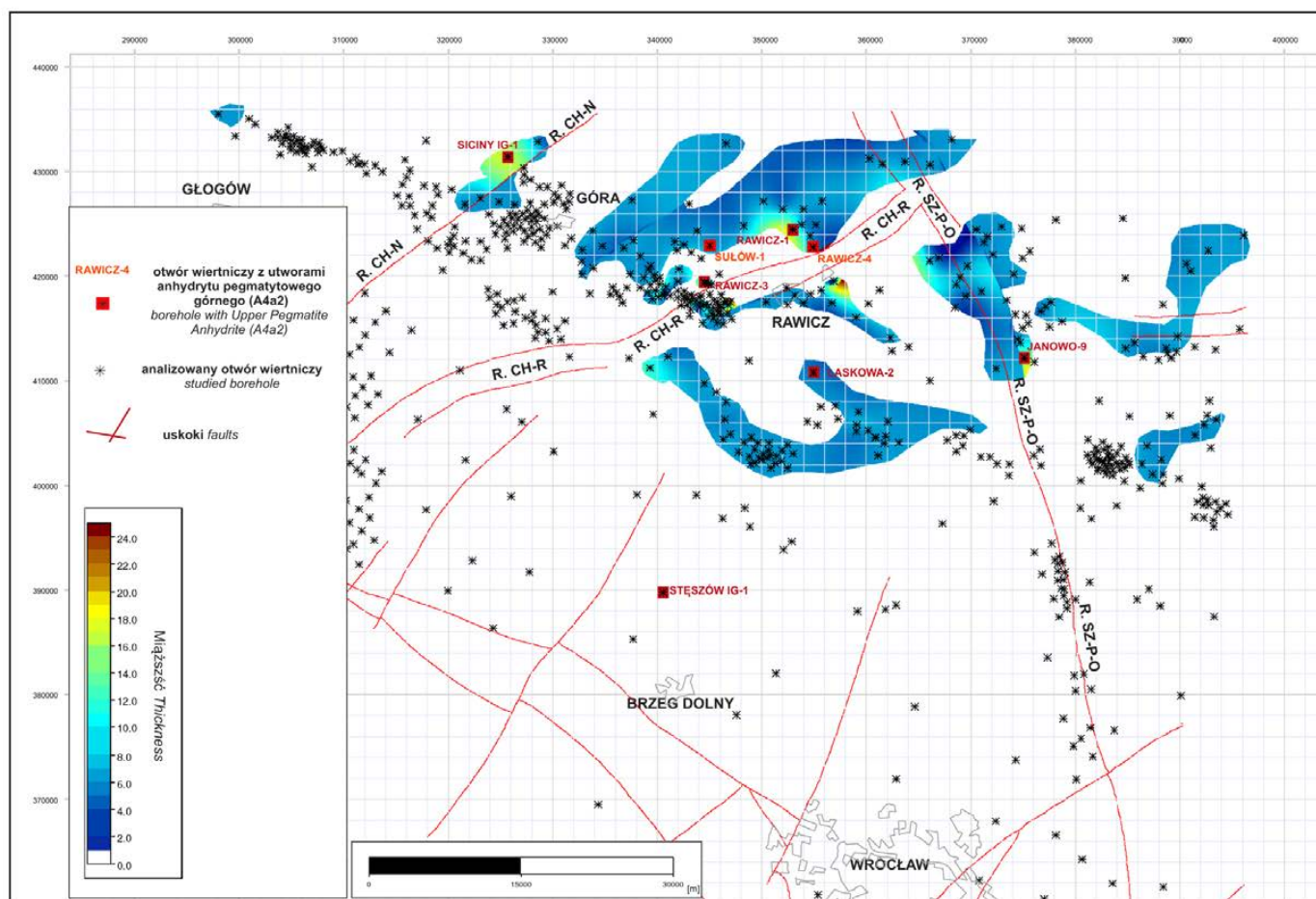
Utwory anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1) opisano w 21 otworach wiertniczych, na głębokości od 1037,0 m do 1528,5 m (strop) i od 1041,0 m do 1529,5 m (spąg; tab. 5). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1334,2 m (mediana – 1366,0 m) i spąg – 1335,8 m (mediana – 1367,0 m). Ich miąższość zmienia się od 0,3 m do 4,5 m (średnia – 1,6 m, mediana – 1,0 m; tab. 5).

Cienkie (do 4,5 m) utwory anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1) zarejestrowano lokalnie tylko w SE (na NE od Wrocławia) i w północnej (rejon Rawicza) części omawianego obszaru (ryc. 10). Skupione są w pobliżu dwu głównych stref uskokowych: rowów tektonicznych Chrobienia-Rawicz

i Szamotuły-Poznań-Oleśnica. Prawdopodobnie ich pierwotny zasięg był większy, na co wskazuje aktualny obszar występowania nadległych utworów chlorkowych (ryc. 11). Ich brak w miejscach, gdzie opisano młodsze utwory chlorkowe (ryc. 11) może być wyjaśniony bardzo szybkim rozwojem zbiornika chlorkowego cyklu PZ4 cechsztynu i wkroczeniem tej facji na obszary, gdzie nie osadziły się wcześniejsze osady siarczanowe. Inną opcją jest faza wypłylenia zbiornika siarczanowego i erozji części osadzonych siarczanów anhydrytu pegmatytowego dolnego przed akumulacją chlorków bądź częściowym usunięciem przez erozję pod koniec cyklu PZ4, przed depozycją osadów stropowej serii terygenicznego (PZt).

Brak wiarygodnych danych o wykształceniu utworów anhydrytu pegmatytowego dolnego na analizowanym obszarze i ich obecnie lokalny zasięg nie pozwalają na naszkicowanie paleogeografii i określenie warunków depozycji w ówczesnym zbiorniku siarczanowym.

Wykształcenie utworów anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1) na badanym terenie odpowiada przypuszczalnie utworom opisywanym w rejonie LGOM jako anhydryt pegmatytowy (A4 - por. Czapowski i in., 1992). Stwierdzono



Ryc. 11. Mapa miąższości utworów najmłodszej soli kamiennej (Na4a) i najmłodszej soli kamiennej zailonej (Na4at) na obszarze SE części monokliny przedsudeckiej z zaznaczeniem występowania utworów anhydrytu pegmatytowego górnego (A4a2). Objaśnienia: jak na ryc. 3.

Fig. 9. Thickness map of Youngest Halite (Na4a) and Youngest Clay Halite (Na4at) deposits in the SE part of Fore-Sudetic Monocline with marked wells registered the Upper Pegmatite Anhydrite (A4a2) unit. Captions: as on Fig. 3.

tam występowanie wkładek i przelawień anhydrytów i gipso-anhydrytów wraz z brekcjami ilasto-anhydrytowymi lub ilasto-gipsowymi wśród iłowców mułowcowych i mułowców zailonych. Siarczany reprezentowane są głównie przez anhydryty sferolityczne (maks. średnica sferolitów – 1,2 mm) i sferolityczno-rozetkowe, w których występuje gips o strukturze nematoblastycznej, relikty po kryształach halitu, włóknisty kainit oraz kryształy dolomitu (*op. cit.*). Z kolei w utworach typu brekcji obecne są okruchy siarczanów, iłowców i mułowców z ziarnami kwarcu, smugowane tlenkami żelaza. Utwory gipsowe zawierają ponadto wrostki węglanów (kalcyt), anhydrytu, polihalitu, hematyt i wodorotlenki żelaza oraz sporadycznie – ziarna boracytu.

Najmłodsza sól kamienna (Na4a) i najmłodsza sól kamienna zailona (Na4at)

Nierozdzielone utwory najmłodszej soli kamiennej dolnej i górnej (Na4a) opisano w 126 otworach wiertniczych, na głębokości od 782,5 m do 1697,5 m (strop) i od 867,0 m do 1698,0 m (spąg; tab. 5). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1262,49 m (mediana – 1227,25 m) i spąg – 1268,31 m (mediana – 1233,5 m). Ich miąższość zmienia się od 0,5 m do 84,5 m (średnia – 5,82 m, mediana – 4,0 m; tab. 5). Z kolei utwory zinterpretowane jako wydzielenie najmłodszej soli kamiennej zailonej (Na4at) zarejestrowano w jednym otworze wiertniczym (otw. Załęcze-47), na głębokości od 765,0 m do 782,0 m, ich miąższość wynosi 17,5 m.

Utwory najmłodszej soli kamiennej (Na4a) wraz z pojedynczym wstąpieniem najmłodszej soli kamiennej zailonej (Na4at) obecne są w formie nieregularnych „wysp” i pasm w północnej części badanego obszaru (ryc. 11). Charakteryzują je stosunkowo niewielkie (do 40 m) miąższości, nieco wyższe odnotowano na północ od Rawicza i NW od Góry w pobliżu stref tektonicznych – odpowiednio rowy Chrobienia-Rawicz i Chruściny-Nowa Wieś, gdzie ich większa grubość może być miąższością pozorną. Obecny obraz występowania tych soli częściowo jest warunkowany tektoniką, o czym świadczy obecność soli w obrębie rowu Szamotuły-Poznań-Oleśnica czy w pobliżu rowu Chruściny-Nowa Wieś.

Lokalne występowanie soli i niewielkie jej zróżnicowanie miąższościowe, przy braku materiału rdzeniowego oraz niemożności ustalenia relacji z podścielającymi utworami siarczanowymi, nie pozwalała na przedstawienie obrazu paleogeografii basenu chlorkowego i rozmieszczenia paleofacji.

Informacje o wykształceniu utworów, odpowiadających omawianej soli kamiennej (Na4a), pochodzą z badań prowadzonych na 3 profilach otworów odwierconych w NW części najbliższego położonego obszaru LGOM (Czapowski i in., 1992). Opisano tam szare, różowawe i czerwone sole kamienne, półprzezroczyste i nieprzezroczyste, głównie średnio- i grubokrystaliczne, różnokrystaliczne, rzadziej wielokrystaliczne wtórne, silnie spękane. Widoczny makroskopowo anhydryt

tworzy skupienia gruzłowe, smugi i cienkie wkładki. Większa obecność rozproszonej substancji ilastej powoduje wzrost nieprzezroczystości soli i określanie jej jako odmianę soli zailonej, będącej odpowiednikiem wydzielenia najmłodszej soli kamiennej zailonej (Na4at). Niekiedy zaobserwowano tzw. kryształy „chmurzaste” halitu ze śladami po budowie strefowej. Badania składu mineralnego soli (*op. cit.*) wykazały, że obok halitu i anhydrytu w chlorkach występuje substancja ilasta, hematyt (jako pigment skały), rzadziej kwarc i pojedyncze skalenie i węglany (dolomit i kalcyt).

Anhydryt pegmatytowy górny (A4a2)

Utwory anhydrytu pegmatytowego górnego (A2ar) wyróżniono w 8 otworach wiertniczych, na głębokości od 1115,1 m do 1577,0 m (strop) i od 1115,9 m do 1580,0 m (spąg; tab. 5). Średnia głębokość ich występowania to: strop – 1267,15 m (mediana – 1236,05 m) i spąg – 1268,41 m (mediana – 1236,15 m), zaś ich miąższość zmienia się od 0,1 m do 3,0 m (średnia – 1,26 m, mediana – 0,7 m; tab. 5).

Utwory te występują lokalnie w środkowej części badanego obszaru, głównie w otoczeniu Rawicza (ryc. 11). Przykrywają one wydzielenie najmłodszej soli kamiennej (Na4a), jedynie w otworze Stęszów IG-1 występują bezpośrednio na pelitycznych utworach czerwonego łu solnego (T4). W sytuacji nieobecności tych siarczanów na obszarze LGOM (Czapowski i in., 1992) i braku materiału rdzeniowego niemożliwy jest opis wykształcenia tego wydzielenia na analizowanym obszarze, zaś jego lokalne występowanie nie pozwala na przedstawienie obrazu paleogeografii basenu ewaporatowego cyklu PZ4 cechsztyń w schyłkowym etapie jego rozwoju.

ŚRODOWISKA DEPOZYCJI I ROZWÓJ BASENÓW EWAPORATOWYCH CECHSZTYŃU

Analiza obecnego zróżnicowania miąższości utworów ewaporatowych (siarczanowych i chlorkowych) cechsztyń na obszarze od rejonu LGOM po Krotoszyn, Środę Śląską i Wrocław, wsparta doświadczeniami z badań tych utworów w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego w Polsce (np. Czapowski, Tomaszczyk, 2014), pozwoliła, pomimo skąpego materiału rdzeniowego, przedstawić w przypadku utworów niektórych cyklotemów przypuszczalny obraz paleogeografii i ewolucję zbiornika ewaporacyjnego.

Najbardziej kompletny obraz, wynikający z dużego rozprzestrzenienia i zróżnicowania miąższościowego ewaporatów, nakreślono dla utworów cyklotemu PZ1 (ryc. 3 do 5).

Zbiornik depozycyjny utworów anhydrytu dolnego (A1d) oraz anhydrytu werra (ryc. 3) cechowała zmienna batymetria, znajdująca odbicie w różnej grubości akumulowanych siarczanów. W paleogeografii zbiornika zaznaczyła się łukowata strefa *bariery siarczanowej* i przyległych małych wysp/płyczn (ryc. 3), przebiegająca od rejonu na NE od Głogowa przez okolice Rawicza po Krotoszyn na wschodzie, przecię-

ta wąskimi przesmykami. Na tych płycznach osadziły się miąższe (grubość od 7 m do ponad 100 m) siarczany. Bariera rozdzieliła zbiornik siarczanowy na dwie głębsze partie, tzw. *baseny siarczane* (baseny północny i południowy), w których akumulacja siarczanych była spowolniona (miąższość siarczanych do 30 m).

Ewolujący z siarczanowego w chlorkowy basen depozycji osadów najstarszej soli kamiennej (Na1) odziedziczył wcześniejszy układ batymetryczny. Miejsce poprzednich basenów siarczanych zajęły *baseny solne* (ryc. 4), stopniowo wypełniane solami o dużej miąższości (od 70 m do ponad 100 m). Z kolei na terenie wcześniejszej bariery i płyczn siarczanych rozwinęły *plyczny solne*, gdzie osadziły się stosunkowo cienkie (do 20 m) osady chlorkowe.

Z kolei akumulacja siarczanych anhydrytu górnego (A1g) przebiegała niezależnie od wcześniejszych założeń morfologicznych w zbiorniku ewaporatowym, gdyż jego rozkład miąższości (ryc. 5) nie wykazuje wyraźnych powiązań z rozkładami miąższości starszych ewaporatów czy przebiegiem dyslokacji. Zbiornik siarczanowy miał zapewne już wyrównaną batymetrię, od części płytszej - obszary *plycin siarczanych* - w części SW omawianego obszaru i stopniowo pogłębiający się ku północy w tzw. *basen siarczanowy* (ryc. 5). Na płycznach częste odsłonięcia dna skutkowały erozją zakumulowanego osadu i powstaniem utworów brekcji anhydrytowej (BrA1) w spągu bądź w profilu utworów anhydrytu górnego (A1g). W basenie siarczanowym osadziły się cieńsze osady siarczane, bez wyraźnych śladów erozji.

W przypadku ewaporatów cyklotemu PZ1 ich wzajemne relacje rozkładu miąższości wskazują na depozycję tych utworów w basenie ewaporatowym typu „wypełnieniowego” (Czapowski, Tomaszczyk, 2014). Podobny obraz paleobatymetrii i rozwoju depozycji zbiornika siarczanowo-chlorkowego cyklotemu PZ1 opisano szczegółowo na północnym obrzeżu polskiego basenu cechsztyńskiego, na obszarze tzw. wyniesienia Łeby.

W przypadku ewaporatów cyklotemu PZ2 duże rozprzestrzenienie charakteryzuje utwory anhydrytu podstawowego (A2; ryc. 6) w odróżnieniu od lokalnego występowania osadów starszej soli kamiennej (Na2; ryc. 7). Siarczany o niewielkiej miąższości (do 20 m) osadziły się w głębszym zbiorniku w NE i NW części obszar badań (ryc. 6), ale w części południowej, na jego brzegu, obecnie cienkie warstwy siarczanych są skutkiem zarówno ich ograniczonej akumulacji jak i późniejszym erozyjnym usunięciem ich części.

Z kolei lokalne występowanie utworów starszej soli kamiennej (ryc. 7) we wschodniej i północnej części omawianego obszaru oraz nikłe ich różnicowanie miąższościowe (dominuje miąższość do 20 m) nie pozwala na wysnucie uzasadnionych wniosków o warunkach ich depozycji i możliwej zmiennej batymetrii zbiornika salinarnego. Nie jest pewne czy obecny obraz rozmieszczenia tych soli odzwierciedla ich

pierwotne występowanie czy jest też wynikiem usunięcia ich części przez późniejszą erozję. Podobnie przedstawia się problem interpretacji występowania i warunków powstania nadległych utworów anhydrytu kryjącego (A2r).

Obraz rozmieszczenia i stosunków miąższościowych ewaporatów cyklotemu PZ3 (ryc. 8 i 9) wykazuje pewne podobieństwa do ewaporatów cyklotemu PZ1.

Rozkład miąższości utworów siarczanych anhydrytu głównego (A3; ryc. 8) przypomina różnicowanie grubości osadów anhydrytu podstawowego (A2) starszego cyklotemu. Generalnie niewielkie miąższości siarczanych zarejestrowano w północnej i lokalnie we wschodniej części badanego obszaru, co być może jest wynikiem ich spowolnionej akumulacji w przegłębionych partiach basenu siarczanowego. W odróżnieniu na dominujących w części południowej obszarach płyczn siarczanych przyrost osadów był szybszy. Stwierdzona niewielka grubość tych utworów w SE części, na NE od Wrocławia raczej jest wynikiem ich krótkotrwałej depozycji lub nawet częściowej erozji w najbardziej odlądowej strefie zbiornika ewaporatowego.

W przypadku utworów młodszej soli kamiennej (Na3; ryc. 9) „wyspowy” charakter występowania soli w rejonie Głogowa i Góry oraz lokalny brak tych utworów we wschodniej części obadanego obszaru są przypuszczalnie wynikiem ich erozyjnego usunięcia u schyłku cechsztynu lub później. Jednak w południowej partii środkowego obszaru widoczna jest na płycinach wcześniejszego basenu siarczanowego, przemienionych w *plyczny solne* (np. otoczenie Rawicza po Pelczyn na południu i Krotoszyn na NE - ryc. 9) osadziły się cienkie (grubości do 40 m) chlorki. Obszar tych płyczn solnych ciągnął się zapewne od rejonu Głogowa przez Rawicz po Krotoszyn, na południu sięgając pierwotnie być może po Wrocław. W lokalnych przegłębieniach tych płyczn osadziły się bardziej miąższe chlorki (60-80 m). W przegłębieniach wcześniejszego basenu siarczanowego w północnej i wschodniej części obszaru rozwinęły się baseny solne (np. obszar na NE od Góry czy W i SE od Krotoszyna - ryc. 9), w których osadziły się sole o dużej (od 70 m do ponad 90 m) miąższości. Widoczne odwrotne relacje miąższościowe podścielających utworów siarczanych i nadległych chlorkowych tego cyklotemu wskazują, że podobnie jak w przypadku ewaporatów cyklotemu PZ1 funkcjonował tu model depozycji w basenie ewaporatowym typu „wypełnieniowego”.

Sporadyczne występowanie utworów anhydrytu stropowego (A3r; ryc. 9) oraz brak jego rdzeniowania w analizowanych otworach wiertniczych nie pozwalają na przedstawienie interpretacji przypuszczalnego rozprzestrzenienia i paleogeografii zbiornika, w którym te siarczany powstały.

Ewaporaty cyklotemu PZ4 charakteryzuje obecnie wyjątkowo ograniczone występowanie, zarówno siarczanych (ryc. 10 i 11) jak i soli kamiennej (ryc. 11).

Pierwotny zasięg cienkich (do 4,5 m) utworów anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1), stwierdzonych jedynie w SE i w północnej części omawianego obszaru (ryc. 10), był prawdopodobnie większy, na co wskazuje aktualny obszar występowania nadległych utworów chlorkowych (ryc. 11). Ich nieobecność w miejscach, gdzie opisano młodsze utwory chlorkowe (ryc. 11) może sugerować bądź bardzo szybki rozwój zbiornika chlorkowego cyklu PZ4 cechsztyń i wkroczenie tej facji na obszary, gdzie nie osadziły się wcześniejsze osady siarczanowe lub okres spłynięcia zbiornika siarczanowego i erozji części osadzonych siarczanów przed akumulacją chlorków. Nie można też wykluczyć ich częściowego usunięcia przez erozję pod koniec cyklu PZ4, przed depozycją osadów stropowej serii terygenicznego (PZt).

Utwory najmłodszej soli kamiennej (Na4a) o niewielkiej (do 40 m) miąższości, wraz z pojedynczym wstąpieniem najmłodszej soli kamiennej zailonej (Na4at), występują obecnie w formie nieregularnych „wysp” i pasm w północnej części badanego obszaru (ryc. 11). Ich lokalne występowanie i niewielkie jej zróżnicowanie miąższościowe, przy braku materiału rdzeniowego oraz niemożności ustalenia relacji z podścielającymi utworami siarczanowymi, nie pozwala określić paleogeografii basenu chlorkowego i rozmieszczenia paleofacji. Podobnie przedstawia się występowanie i możliwość interpretacji warunków powstania siarczanów wydzielenia anhydrytu pegmatytowego górnego (A4a2), kończących depozycję ewaporatów cyklotemu PZ4.

Przedstawione interpretacje warunków depozycji i paleogeografii kolejnych zbiorników ewaporatowych cechsztyń na opisywanym terenie są pewną hipotezą, gdyż opierają się na obecnych stosunkach miąższościowych utworów siarczanowych i solnych oraz analogiach z podobnymi relacjami z innych części basenu cechsztyńskiego w Polsce. Ogólny brak materiału rdzeniowego z tych utworów na obszarze badań, poza lokalnym rdzeniowaniem siarczanów anhydrytu dolnego (A1d), podstawowego (A2) i głównego (A3), nie pozwala udokumentować tych interpretacji wynikami badań sedymetologiczno-facjalnych rdzeni. Wykształcenie omawianych utworów nie musi odpowiadać opisom ich odpowiedników, pochodzącym z terenów najbliższych obszarowi badań.

ROLA TEKTONIKI W KSZTAŁTOWANIU OBRAZU DZISIEJSZEGO WYSTĘPOWANIA UTWORÓW EWAPORATOWYCH CECHSZTYŃ

Omówione wcześniej na badanym obszarze strefy tektoniczne (ryc. 2) w różnym stopniu wpływały na obecny obraz występowania i zróżnicowania miąższości kolejnych wydzieleni ewaporatowych cechsztyń.

W przypadku wydzielenia anhydrytu dolnego (A1d) utwory bariery zostały później poprzesuwane wzdłuż dyslokacji podczas ruchów kimeryjskich, co najlepiej widoczne jest w obrębie rowu Chrobienia-Rawicz i północnej części strefy

uskokowej Chruściny-Nowa Wieś (ryc. 3). Przy uskokach rejestruje się też miejscami maksymalną pozorną miąższość utworów siarczanowych, wynikającą z ich bardzo stromego nachylenia. Podobnie lokalne duże (>100 m) miąższości najstarszej soli kamiennej (Na1), stwierdzone np. w północnej części rowu tektonicznego Szamotuły-Poznań-Oleśnica (ryc. 4), też są zapewne miąższościami pozorną. Z kolei rozkład miąższości siarczanów anhydrytu górnego (A1g; ryc. 5) nie wykazuje wyraźnych powiązań z przebiegiem dyslokacji. Podobna sytuacja odnosi się do utworów anhydrytu podstawowego (A2; ryc. 6) zaś lokalne obecne występowanie starszej soli kamiennej (Na2) i anhydrytu kryjącego (A2r; ryc. 7) nie pozwala wskazać ich związku z systemami dyslokacji.

Ponownie powiązanie większych (do 70-100 m) miąższości ewaporatów ze strefami tektonicznymi zaznacza się w przypadku utworów anhydrytu głównego (A3) np. w otoczeniu rowu Chrobienia-Rawicz i północnej części rowu Szamotuły-Poznań-Oleśnica (ryc. 8). Tak duże miąższości są zapewne miąższościami pozornymi, na co pośrednim dowodem jest sąsiedztwo obszarów z siarczanami o niewielkiej (do 25 m) grubości. Z kolei obraz rozkładu miąższości młodszej soli kamiennej (Na3) jest miejscami, np. północna część rowu Chrobienia-Rawicz czy rowu Szamotuły-Poznań-Oleśnica (ryc. 9) zmodyfikowany przez późniejszą tektonikę, powodującą usunięcie części chlorków. Przypuszczalnie obecnie dwa sąsiednie baseny solne, rozdzielone strukturą rowu Szamotuły-Poznań-Oleśnica, pierwotnie stanowiły jeden zbiornik chlorkowy.

Cienkie utwory anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1) występują obecnie w pobliżu dwu głównych stref uskokowych: rowów tektonicznych Chrobienia-Rawicz i Szamotuły-Poznań-Oleśnica (ryc. 10), ale brak dowodów, że ich tam obecność jest związana z syn- czy postsedymen-tacyjną aktywnością tych uskoków. Z kolei zarejestrowane obecnie większe (>40 m) miąższości utworów najmłodszej soli kamiennej (Na4a) w pobliżu stref tektonicznych: rowy Chrobienia-Rawicz i Chruściny-Nowa Wieś (ryc. 11) odpowiadają zapewne miąższościom pozornym. Obecny obraz występowania tych soli jest częściowo zmodyfikowany przez późniejszą tektonikę, na co wskazuje ich obecność w obrębie rowu Szamotuły-Poznań-Oleśnica czy w pobliżu rowu Chruściny-Nowa Wieś.

PODSUMOWANIE

Dane o występowaniu utworów ewaporatowych cechsztyń (tab. 1-5), zawarte w archiwalnych profilach 635 otworów wiertniczych, wykonanych na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej, od rejonu LGOM na zachodzie po Krotoszyn na wschodzie i Środę Śląską oraz Wrocław na południu (ryc. 1), posłużyły wykreowaniu map miąższości poszczególnych wydzieleni ewaporatowych (ryc. 3-11) z wykorzystaniem algorytmu Discrete Smooth Interpolation. Na

mapach umieszczono też systemy uskoku i dwa rowy tektoniczne o przebiegu NE-SW i NW-SE (ryc. 2-11).

Analiza występowania i obecnego zróżnicowania miąższości utworów ewaporatowych (siarczanowych i chlorkowych) na omawianym obszarze pozwoliła przedstawić zarys przypuszczalnej paleogeografii basenów siarczanowych i chlorkowych w przypadku niektórych wydzieleni litostratigraficznych kolejnych czterech cyklotemów. Podjęto też próbę określenia wpływu tektoniki na obecny obraz rozmieszczenia ewaporatów.

Najpełniejszy obraz paleogeografii zbiornika, ewoluującego od etapu siarczanowego do chlorkowego, uzyskano dla sukcesji ewaporatów cyklotemu PZ1. W zbiorniku tym wyróżniono:

- 1) w pierwszej fazie siarczanowej rozwoju (osady anhydrytu dolnego [A1d]; ryc. 3):
 - a) strefę bariery i płycizn siarczanowych z szybkim przyrostem osadów,
 - b) baseny siarczanowe (północny i południowy) z wolniejszą akumulacją siarczanów,
- 2) w fazie chlorkowej rozwoju (utwory najstarszej soli kamiennej [Na1]; ryc. 4):
 - a) baseny solne ewoluujące z siarczanowych, z akumulacją miąższych chlorków,
 - b) płycizny solne w miejscu wcześniejszej bariery i płycizn siarczanowych, z wolniejszym przyrostem soli wskutek działania czynników erozyjnych (np. ługowania soli przez opady czy napływ świeżych wód morskich),
- 3) w kolejnej fazie siarczanowej (osady anhydrytu górnego [A1g]; ryc. 5), gdzie w mniej zróżnicowanym batymetrycznie zbiorniku wyróżniono:
 - a) strefę płycizn w części SW obszaru badań, gdzie nagromadziły się grubsze siarczany z okresami erozji i redepozycji osadu (utwory brekacji siarczanowej [BrA1]),
 - b) głębszy zbiornik w północnej części obszaru z cieńszymi siarczanami.

Opisany rozwój sedymentacji ewaporatów wskazuje na ich depozycję w basenie ewaporatowym typu „wypełnieniowego” (Czapowski, Tomaszczyk, 2014). Ten model depozycji został dotychczas najlepiej udokumentowany dla utworów cyklotemu PZ1 na obszarze tzw. wyniesienia Łeby na północnym obrzeżu polskiego basenu cechsztyńskiego.

Podobny rozwój depozycji w zbiornikach o zróżnicowanej batymetrii obowiązywał podczas akumulacji części ewaporatów cyklotemu PZ3 (ryc. 8 i 9).

Zbiornik utworów siarczanowych anhydrytu głównego (A3; ryc. 8) przypominał swą paleogeografią starszy zbiornik osadów anhydrytu podstawowego cyklotemu PZ2 (A2; ryc. 6). W części południowej obszaru badań rozciągała się rozległa strefa płycizn z szybszym przyrostem siarczanów, zaś w północnej i lokalnie we wschodniej części siarczany o niewielkiej o miąższości osadziły się zapewne w przegłę-

bionych partiach zbiornika. Z kolei w następującej kolejno fazie chlorkowej (osady młodszej soli kamiennej [Na3]; ryc. 9) wspomniane płycizny stały się miejscem akumulacji cienkich (grubości do 40 m) chlorków, zaś w głębszych partiach wcześniejszego basenu siarczanowego w północnej i wschodniej części obszaru rozwinęły się baseny solne z solami o dużej (od 70 m do ponad 90 m) miąższości.

W przypadku ewaporatów cyklotemu PZ2 jedynie wspomniane wcześniej utwory anhydrytu podstawowego (A2; ryc. 6), o dużym rozprzestrzenieniu i istotnym zróżnicowaniu miąższości, pozwalają nakreślić obraz zbiornika siarczanowego ze strefą płycizn w części południowej, zaś w NE i NW części – przegłębień. Pozostałe wydzielenia ewaporatowe cyklotemów PZ2 i PZ4 jak: starsza sól kamienna (Na2) i anhydryt kryjący (A2r; ryc. 7), anhydryt stropowy (A3r; ryc. 9), anhydryt pegmatytowy dolny (A4a1; ryc. 10) oraz najmłodsza sól kamienna (Na4a) wraz z anhydrytem pegmatytowym górnym (A4a2; ryc. 11), ze względu na lokalne występowanie, nie dają podstaw do przedstawienia wiarygodnego obrazu paleogeografii ich zbiorników depozycyjnych.

Przedstawione interpretacje paleogeografii kolejnych cechsztyńskich zbiorników ewaporatowych nie są poparte wynikami badań sedymologiczno-facialnych materiału skalnego z powodu braku materiału rdzeniowego z utworów ewaporatowych, występujących na obszarze badań. Zmieszczona charakterystyka wykształcenia tych osadów odnosi się do ich odpowiedników z terenów najbliższych omawianemu obszarowi i nie musi odpowiadać ściśle ich rzeczywistym cechom.

Stwierdzone na badanym obszarze strefy tektoniczne (ryc. 2-11) w różnym stopniu wpływały na obecny obraz występowania i zróżnicowania miąższości kolejnych wydzieleni ewaporatowych cechsztynu. Ten wpływ wyraził się np. przesunięciem utworów bariery w przypadku wydzielenia anhydrytu dolnego (A1d) np. w rowie Chrobienia-Rawicz i północnej części strefy uskoku Chruściny-Nowa Wieś (ryc. 3) czy wzrostem grubości (miąższości pozorne) ewaporatów np. najstarszej soli kamiennej (Na1) w północnej części rowu tektonicznego Szamotuły-Poznań-Oleśnica (ryc. 4), anhydrytu głównego (A3) w otoczeniu rowu Chrobienia-Rawicz i północnej części rowu Szamotuły-Poznań-Oleśnica (ryc. 8) czy najmłodszej soli kamiennej (Na4a) w pobliżu rowów Chrobienia-Rawicz i Chruściny-Nowa Wieś (ryc. 11).

Podziękowanie: Autorzy dziękują Recenzentom: prof. dr. hab. Pawłowi Henrykowi Karnowskiemu i dr. inż. Jackowi Wachowiakowi za cenne uwagi i sugestie, pomocne w podniesieniu wartości merytorycznej pracy.

SUMMARY

Archive data about the Upper Permian (Zechstein) evaporites (Tab. 1-5), registered in 635 boreholes drilled in the

central Fore-Sudetic Monocline (Fig. 1), enabled to create the thickness maps of individual evaporite units (Fig. 3-11) applying the Discrete Smooth Interpolation algorithm. Fault systems and two tectonic grabens with NE-SW and NW-SE orientation were also visualised in these maps (Fig. 2-11).

Analysis of recent extension and thickness of Zechstein evaporites (sulphates and chlorides) in the studied area, allowed to reconstruct the possible palaeogeographic images of both sulphate and chloride basins, represented some evaporitic lithostratigraphic units of four Zechstein cyclothemes.

Most complete palaeogeographic images of depositional basins, evolving from the sulphate to the chloride stage, were proposed for the evaporites succession of PZ1 cyclotheme. In these basins were distinguished several morphological/bathymetric elements::

- 1) for the I-st sulphate development phase (Lower Anhydrite [A1d] unit; Fig. 3):
 - a) sulphate barrier and shoals zone with a high accumulation rate,
 - b) sulphate basins (northern and southern ones) with a lower accumulation rate,
- 2) for the chloride development phase (Oldest Halite [Na1] unit; Fig. 4);
 - a) salt basins replaced the former sulphate ones, with thick chlorides,
 - b) salt shoals replaces the former sulphate barrier and shoals, with a lower salt accumulation (e. g. dissolution by meteoric of fresh marine water inputs),
- 3) for the II-nd sulphate development phase (Upper Anhydrite [A1g] unit; Fig. 5):
 - a) shoals zone in the SW part of studied area, where accumulated thicker sulphates with erosional and re-deposition features (Anhydrite Breccia [BrA1] unit),
 - b) deeper basin in the northern part with thinner sulphates.

Such depositional scheme and reverse relations of evaporites thickness indicated their accumulation in the "infill" type of evaporitic basin (Czapowski, Tomaszczyk, 2014). This depositional model became hitherto best documented for the corresponding evaporites in the Łeba elevation area, that time occupied the northern margin of the Polish Zechstein basin (Czapowski, 1987, 1998, 2007; Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985; Czapowski i in., 1993).

Similar development scheme was realized for accumulation of sulphate (Main Anhydrite [A3] unit; Fig. 8) deposits and chlorides (Younger Halite [Na3] unit; Fig. 9) of PZ3 cyclotheme. Also the sulphate basin of Main Anhydrite (A2) unit was divided into the southern shallow part with thicker sulphates and the local deeps in the NE and NW parts with thinner sediments (Fig. 6).

Other commented evaporite units of PZ2 and PZ4 cyclothemes as: Older Halite (Na2) with Screening Anhydrite (A2r; Fig. 7), Top Anhydrite (A3r; Fig. 9), Lower Pegmatite An-

hydrite (A4a1; Fig. 10), Youngest Halite (Na4a) with Upper Pegmatite Anhydrite (A4a2; Fig. 11) have occurred recently only locally and the palaeogeographic reconstruction of their depositional basins will be hazardous.

Characteristics of commented evaporite units based on studies of their age equivalents drilled in the nearest areas because of very rare and selected coring of evaporites in the study area.

Disjunctive tectonics (fault systems and two tectonic grabens; Fig. 2) modified in a different rate the primary extent of studied evaporites, e. g. displacement of sulphate barrier deposits of Lower Anhydrite (A1d), visible in the tectonic graben Chrobienia-Rawicz and in the northern part of fault zone Chruściny-Nowa Wieś (Fig. 3). Tectonics was also responsible of the local thickness increase of evaporite units in the near-fault zones e. g. Oldest Halite (Na1) unit in the northern part of tectonic graben Szamotuły-Poznań-Oleśnica (Fig. 4), Main Anhydrite (A3) unit nearby the tectonic graben Chrobienia-Rawicz and the northern part of Szamotuły-Poznań-Oleśnica graben (Fig. 8) and Youngest Halite (Na4a) unit nearby the Chrobienia-Rawicz graben and Chruściny-Nowa Wieś fault zone (Fig. 11).

LITERATURA /REFERENCES

- BURLIGA S., 2007. Internal structure of subhorizontal bedded rock salt formation in the area of Sieroszowice, SW Poland – meso- and microstructural indications. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi* (Przegląd Solny), 23 (1): 51-64.
- CYRAN K., TOBOŁA T., KAMIŃSKI P., 2016. Ocena wpływu domieszek na parametry wytrzymałościowe soli kamiennej z rejonu LGOM. WYZWANIA POLSKIEJ GEOLOGII, 3. Polski Kongres Geologiczny, Tom kongresowy: 54-56. PTG, Wrocław.
- CZAPOWSKI G., 1987. Sedimentary facies in the Oldest Rock Salt (Na1) of the Łeba elevation (northern Poland). *Lecture Notes of Earth Sciences*, 10: 207-224.
- CZAPOWSKI G., 1995. Upper Permian (Zechstein) salt deposits on the Żary Pericline - characteristics, origin and economic value. *Prace PIG*, 150: 35-60.
- CZAPOWSKI G., 1998. Geneza najstarszej soli kamiennej cechsztyń w rejonie Zatoki Puckiej (studium sedymentologiczne). Praca doktorska. 1-114. NAG PIG [696/99], Warszawa.
- CZAPOWSKI G., 2001. Środowiska i rozwój depozycji soli permjskich na monoklinie przedsudeckiej. *Posiedz. nauk. PIG*, 57 (9): 37-39.
- CZAPOWSKI G., 2007. Ocena głębokości zbiornika solnego i czasu depozycji chlorków sodu na przykładzie utworów najstarszej soli kamiennej (Na1) cyklu PZ1 cechsztyń w rejonie Zatoki Puckiej. *Prz. Geol.*, 55 (7): 573-581.
- CZAPOWSKI G., 2017. Potencjał zasobowy soli kamiennej i soli potasowo-magnezowych obszaru przedsudeckiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 469: 105-128.
- CZAPOWSKI G., DĘBSKI J., KASPRZYK A., KIEŻEL W., LANGIER-KUŹNIAROWA A., PERYT T. M., 1992. Monografia anhydrytu i soli kamiennej na monoklinie przedsudeckiej (rejon LGOM). NAG PIG-PIB [20/93], Warszawa.

- CZAPOWSKI G., BUKOWSKI K., 2016. Mapy wystąpień zasobów perspektywicznych soli w Polsce jako narzędzie w projektowaniu przyszłego zagospodarowania złóż kopalin. *Przegląd Solny* (Salt Review), 11: 5-31.
- CZAPOWSKI G., BUKOWSKI K., GAŚIEWICZ A., SADŁOWSKA K., 2015. Obszary perspektywiczne wystąpień i zasoby przewidywane surowców chemicznych Polski na mapach w skali 1:200 000 - sól kamienna, sole potasowo-magnezowe i siarka. *Prz. Geol.*, 63 (9): 561-571.
- CZAPOWSKI G., PERYT T.M., ANTONOWICZ L., 1993. Facies and paleogeography of the Zechstein (Upper Permian) Oldest Halite (Na1) in Poland. *Bull. Pol. Acad. of Sciences, Earth Sciences*, 41 (4): 217-227.
- CZAPOWSKI G., TOMASSI-MORAWIEC H., 1985. Sedymentacja i geochemia najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej. *Prz. Geol.*, 33 (12): 663-670.
- CZAPOWSKI G., TOMASSI-MORAWIEC H., 1987. Wykształcenie soli cechsztyńskich w rejonie Lubiatowa (zachodnia część monokliny przedsudeckiej). *Kwart. Geol.*, 31 (1): 200-201.
- CZAPOWSKI G., TOMASSI-MORAWIEC H., 2006. Wykształcenie, geochemia, geneza i kierunki zagospodarowania cechsztyńskich pokładowych złóż soli kamiennych na obszarze Lubińsko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. Abstrakty XI. Międz. Symp. Solne QUO VADIS SAL, Szklarska Poręba 2006, 9-10 listopada 2006: 7-10.
- CZAPOWSKI G., TOMASSI-MORAWIEC H., 2013. Paleogeographic and palaeoclimate factors of salinity fluctuations in the eastern part of the Late Permian (Zechstein) European Basin: case study from the salt basin in Poland. *Geol. Soc. of London, Special Publications*, 376: 457-474.
- CZAPOWSKI G., TOMASSI-MORAWIEC H., BUKOWSKI K., 2004. Analiza facjalna soli kamiennych jako metoda oceny możliwości zagospodarowania formacji solnych. *Tech. Posz. Geol., Geosynoptyka i Geotermia*, 225-226 (1-2/2004): 43-58.
- CZAPOWSKI G., TOMASZCZYK M., 2014. Baseny ewaporatowe cykli PZ1, PZ2 i PZ3 cechsztynu (górnym perm) w Polsce – studium miąższościowe. *Przegląd Solny* (Salt Review), 10: 49-64.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, skala 1:2 500 000. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I., 1977. Charakterystyka starokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsudeckiej. *Kw. Geol.*, 21 (3): 467-481.
- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I., 1979. Budowa geologiczna podłoża retyku obszaru monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, 23 (1): 161-177.
- KARNKOWSKI P. H., 1991. Zagadnienie ruchów tektonicznych w czerwonym spągowcu. *Prz. Geol.*, 39 (7-8): 352-356.
- KARNKOWSKI P. H., 1999. Stratygrafia sekwencji czerwonego spągowca w basenie polskim: relacje między tektoniką a klimatem. *Prz. Geol.*, 47 (5): 473-475.
- KIJEWSKI P., 1988. Sole cechsztyńskie na północ od Wrocławia. *Konf. nauk. nt. Wybrane zagadnienia złóż Polski Zachodniej*, Wrocław 1988: 60-75.
- KIJEWSKI P., SALSKI W., 1978. Cechsztyńska sól kamienna cyklotemu Z1 w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, 13: 97-139.
- KIJEWSKI P., SALSKI W., TOMASZEWSKI J. B., 1979. Das Auftreten von Steinsalzen in Zechsteinablagerungen im Südwestteil der Vorsudetischen Monoklinale. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 7 (7): 879-889.
- KŁAPCIŃSKI J., 1964a. Stratygrafia cechsztynu okolic Lubina, Sieroszowic i Wschowy (monoklina przedsudecka). *Rocznik PTG*, 34 (1-2): 65-93.
- KŁAPCIŃSKI J., 1964b. Paleogeografia cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Rocznik PTG*, 34 (4): 551-557.
- KŁAPCIŃSKI J., 1966a. Stratygrafia anhydrytów Werra w rejonie Lubina i Sieroszowic (monoklina przedsudecka). *Rocznik PTG*, 36 (1): 65-78.
- KŁAPCIŃSKI J., 1966b. Stratygrafia anhydrytów Leine w rejonie Lubina i Sieroszowic (monoklina przedsudecka). *Rocznik PTG*, 36 (3): 315-321.
- KŁAPCIŃSKI J., 1967. Stratygrafia anhydrytów Stassfurt w okolicach Lubina i Sieroszowic. *Kwart. Geol.*, 11 (2): 303-311.
- KŁAPCIŃSKI J., 1971. Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, 5: 77-136.
- KŁAPCIŃSKI J., 1986. The Leine Anhydrite of the Polish Zechstein: a significant lithostratigraphical marker-unit. *Geol. Society Special Publication*, 22: 211-216.
- KŁAPCIŃSKI J., (ed.), 1989. Atlas obszaru miedzionośnego (monoklina przedsudecka), skala 1: 50000. Wyd. Śląsk. Katowice.
- KOWOLEK K., 2000. Wiek ruchów tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań-Kalisz, monoklina przedsudecka. *Prz. Geol.*, 48 (9): 804-814.
- KOZULA R., GOLCZAK I., 1988. Dokumentacja geologiczna złoża rud miedzi „Bytom Odrzański” w kat. C-1 i C-2. Wrocław. NAG PIG-PIB [6454/90], Warszawa.
- KSIĘŻOPOLSKA K., WRZOSEK J., BUKOWSKI K., 2015. Litologia i zawartość bromu w najstarszej soli kamiennej w otworze BG-3-3 na obszarze Kazimierzów 1, O/ZG Polkowice-Sieroszowice. *Przegląd Solny* (Salt Review), 12: 66-71.
- KWAŚNY L., ZIELIŃSKA A., NIŻNIK E., 2013. Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej „Bądzów” w kat B+C1. NAG PIG [1001/2014], Warszawa.
- LORENZ S., 1975. Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werry monokliny przedsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 10: 59-104.
- MALLET J.-L., 2002. *Geomodeling. Applied geostatistics*. Oxford University Press.
- MALLET, J.L., 2008. *Numerical Earth Models*. EAGE Publications.
- MARKIEWICZ A., 1995. Halotektonika soli cechsztyńskich w strefie dyslokacyjnej Środkowej Odry, a zaburzenia glacictektoniczne we Wzgórzach Dałkowskich. *Mater. VIII Symp. Glacictektonicznego*: 175-192, Wyd. Uczel. WSI. Zielona Góra.
- MARKIEWICZ A., PIOTROWSKI A., 1999. Wpływ tektoniki soli cechsztyńskich na współczesną morfologię Środkowego i Dolnego Nadodrza. *Prz. Geol.*, 47 (10): 937-941.
- MARKIEWICZ A., 2007. Naskórkowa struktura południowej części monokliny przedsudeckiej a zagospodarowanie utworów najstarszej soli kamiennej (Na1). *Gospodarka Surowcami Mineralnymi* (Przegląd Solny), 23 (1): 35-49.
- MARKIEWICZ A., BECKER R., 2009. Pierwotny zasięg występowania najstarszej soli kamiennej (Na1) w południowej części monokliny przedsudeckiej (SW Polska). *Geologia* (Przegląd Solny 2009), 35 (3): 327-348.
- MIKULSKI S. Z., OSZCZEPALSKI S., CZAPOWSKI G., SADŁOWSKA K., GAŚIEWICZ A., MARKOWIAK M., STRZELSKA-SMAKOWSKA B., SZTROMWASSER E., KOŹMA K., SIKORSKA-MAYKOWSKA M., PAULO A., CHMIELEWSKI A., RADWANEK-BAK B., GIEŁŻECKA-MĄDRY D., MĄDRY S., MICHNIEWICZ M., BUKOWSKI K., KUĆ P.,

- BLIŹNIUK A., KOSTRZ-SIKORA P., PIOTROWSKA M., 2015. Mapy obszarów perspektywicznych wystąpień rud metali i surowców chemicznych w Polsce w skali 1:200 000 wraz z ich oceną surowcową i ograniczeniami środowiskowymi i zagospodarowania przestrzennego. NAG PIG-PIB [1714/2015], Warszawa.
- MIKULSKI S. Z., OSZCZEPALSKI S., CZAPOWSKI G., GAŚIEWICZ A., SADŁOWSKA K., MARKOWIAK M., SZTROMWASSER E., BUKOWSKI K., GIEŁŻECKA-MĄDRY D., MĄDRY S., STRZELSKA-SMAKOWSKA B., PAULO A., MICHNIEWICZ M., RADWANEK-BAK B., CHMIELEWSKI A., KUĆ P., SIKORSKA-MAJKOWSKA M., KOŹMA J., BLIŹNIUK A., PIOTROWSKA M., KOSTRZ-SIKORA P., 2016. Obszary i zasoby perspektywiczne wystąpień rud metali i surowców chemicznych w Polsce na mapach w skali 1:200 000 wraz z ich oceną surowcową oraz ograniczeniami środowiskowymi i zagospodarowania przestrzennego. *Prz. Geol.*, 64 (9): 657-670.
- MILEWICZ J., 1971. Cechsztyń w rejonie Gubina. *Kwart. Geol.*, 3: 605-623.
- NEUMANN U., 1995. Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża rud miedzi „Bytom Odrzański” w kat. C-1+C-2. NAG PIG [2546/96], Warszawa.
- PERYT T. M., ANTONOWICZ L., 1990. Facje i paleogeografia cechsztyńskiego anhydrytu dolnego (A1d) w Polsce. *Prz. Geol.*, 38 (4): 173-180.
- PERYT T. M., CZAPOWSKI G., GAŚIEWICZ A., 1992. Facje i paleogeografia cechsztyńny zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Prz. Geol.*, 40 (4): 223-233.
- PERYT T. M., KASPRZYK A., ANTONOWICZ L., 1996a. Upper Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian) in Poland. *Bull of Pol. Academy of Sciences, Earth Sciences*, 44 (3): 121-129.
- PERYT T. M., KASPRZYK A., CZAPOWSKI G., 1996b. Basal Anhydrite and Screening Anhydrite (Zechstein, Upper Permian) in Poland. *Bull. Pol. Academie des Sciences, Earth Sciences*, 44, 3: 131-139.
- PODEMSKI M., 1964. Zagadnienie sedymentacji chemicznej cechsztyńny na monoklinie przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, 8 (4): 920-921.
- PODEMSKI M., 1965. Rozwój sedymentacji utworów cechsztyńny w rejonie Lubin Legnicki Sierszowice. *Kwart. Geol.*, 9 (1): 115-130.
- PODEMSKI M., 1972. Cechsztyńskie sole kamienne i potasowe cyklotemów Z2, Z3 w okolicach Nowej Soli. *Biul. IG*, 260 (2): 5-62.
- PODEMSKI M., 1973. Sedymentacja cechsztyńska zachodniej części monokliny przedsudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. *Pr. Inst. Geol.*, 71:1- 101.
- POKORSKI J., WAGNER R., 2001. Występowanie osadów permu w basenie polskim. W: M. Pajchłowa i R. Wagner (eds). Budowa geologiczna Polski. T. III. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, cz. 1c-z. 3. Młodszy paleozoik. Perm. 11-15. PIG, Warszawa.
- POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z., 1983. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1 : 1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- PREIDL M. 1990. Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej występującej ponad złożem rud miedzi kopalni Sierszowice. Zasoby w kategorii C1 i szacunkowe. NAG PIG-PIB [732/91], Warszawa.
- SALSKI W., 1975. Tektonika okolic Lubina. *Biuletyn IG*, 287 (24): 61-198.
- SOKOŁOWSKI J., 1967. Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geologia Sudetica*, 3: 297-367.
- SZYBIST A., 1976. Złoże soli kamiennej w Legnicko Głogowskim Okręgu Miedzianym. *Prz. Geol.*, 24 (10): 572-576.
- TOBOŁA T., CYRAN K., KAMIŃSKI P., 2016. Wstępna analiza ramanowska substancji organicznej w solach najstarszych Na1 z szybu SW-4 (LGOM). *Przegląd Solny (Salt Review)*, 12: 83-91.
- TOMASZEWSKI J. B., 1962. Utwory solne cechsztyńny monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin-Sierszowice. *Prz. Geol.*, 10 (12): 668-671.
- WAGNER R., 1986. Problemy formalnej litostratygrafii cyklotemów ewaporatowych na przykładzie cechsztyńny. *Prz. Geol.*, 34 (5): 250-254.
- WAGNER R., 1994. Stratygrafia i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Prace PIG*, 146:1-71.
- WAGNER R., PERYT T. M., 1998. O możliwościach podziału cechsztyńny w sekwencji stratygraficzne w basenie polskim. *Prace PIG*, CLXV: 129-146.
- ZNOSKO J. (red.), 1998. Atlas Tektoniczny Polski. PIG, Warszawa.
- ZWIERZYCKI J., 1951. Sole potasowe na północ od Wrocławia. *Prace IG*, 7: 257-291.