

**PIERWOTNY ZASIĘG
WYSTĘPOWANIA NAJSTARSZEJ SOLI KAMIENNEJ (Na1)
W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI
MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ (SW POLSKA)**

**The original extent of the Oldest Halite (Na1) in the southern part of
the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)**

Andrzej MARKIEWICZ¹ & Roman BECKER²

¹*KGHM CUPRUM sp. o.o. Centrum Badawczo-Rozwojowe;
ul. gen. Wł. Sikorskiego 2–8, 53-659 Wrocław; e-mail: amarkiewicz@cuprum.wroc.pl*
²*KGHM Polska Miedź SA; ul. M. Skłodowskiej-Curie 48, 59-301 Lubin;
e-mail: R.Becker@kghm.pl*

Treść: Obecnie udokumentowany, południowy zasięg najstarszej soli kamiennej (Na1) w SW części Polski przebiega „równoleżnikowo”, generalnie wzdłuż linii pomiędzy Koźuchowem i Ostrzeszowem. Wyniki badań hydrochemicznych i petrograficzno-mineralogicznych wskazują m.in., że w bezsolnej strefie monokliny przedsudeckiej, tj. na południe od ww. granicy występowania soli Na1 doszło do „młodej” impregnacji anhydrytu dolnego i wapienia cechsztyńskiego solą kamienną – powstania tzw. solnej aureoli rozproszenia. Ponadto horyzont brekcji BrA1 stwierdzany na S od granicy występowania soli Na1 jest związany z tektonicznym kontaktowaniem anhydrytów górnych i dolnych. Do powstania tych zjawisk doszło głównie w trakcie deformacji śródlawicowych, wyciskania i rozpuszczenia soli w okresie laramijskich ruchów tektonicznych. Powyższe obserwacje skłaniają do stwierdzenia, że najstarsza sól kamienna (Na1) pierwotnie występowała również w pozostałej, południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej.

Słowa kluczowe: najstarsza sól kamienna, monoklina przedsudecka, badania hydrochemiczne, solna aureola rozproszenia

Abstract: The recently documented southern limit of the Oldest Halite (Na1) unit in SW Poland runs “longitudinally”, generally along the line between Koźuchów and Ostrzeszów. The results of hydrochemical analyses and petrographic-mineralogical investigations indicate that there was a process of “young” impregnation of the Lower Anhydrite (A1d) and Zechstein Limestone (Ca1) with halite. The process led to the formation of the so-called dispersion salt aureole within the salt-free zone of the Fore-Sudetic Monocline. Moreover, the breccia horizon BrA1, observed to the south of the Na1 unit limit, is associated with a contact of the Upper (A1g) and Lower (A1d) Anhydrites (so-called a tectonic weld). These phenomena developed mainly during the processes of intrastratal deformation, upward squeezing and dissolution of salts at time of Laramide tectonic movements. The above considerations imply that the Na1 salt unit occurred originally also in the southern-western part of the Fore-Sudetic Monocline.

Key words: Oldest Halite, Fore-Sudetic Monocline, water chemistry, salt dispersion aureole

WPROWADZENIE

Pierwsze prace wiertnicze wykonane ponad 50 lat temu przez Instytut Geologiczny oraz przemysł naftowy potwierdziły w ogólnych zarysach wcześniejsze sugestie Zwierzyckiego (1947, 1951) o występowaniu soli kamiennych w złożu pierwotnym na głębokości 500–1000 m na obszarze monokliny przedsudeckiej na północ od Wrocławia, tj. między Zieloną Górą, Głogowem, Wschową a Brzegiem. Zbliżony zasięg utworów solnych w cechszynie tego obszaru wyznaczył również Czarnocki (1951). W kolejnych latach na podstawie danych z nowych wierceń, uaktualniano przebieg południowego zasięgu facji chlorkowych w tym najstarszej soli kamiennej (Tomaszewski 1962b, Kłapciński 1964a, b, Podemski 1965, 1973, Sokołowski 1967). W tym też okresie monoklinę przedsudecką podzielono wg Sokołowskiego (1968, 1972) na część północną charakteryzującą się pełnym rozwojem salinarnym utworów cechsztyńskich z występowaniem struktur halotektonicznych oraz południową, gdzie brak jest halitytów w wyższych cyklotemach oraz występują przeważnie struktury blokowe i kompakcyjne.

Z analizy układu podkenozoicznych wychodni utworów mezozoicznych, jak też rozkładu facji (przebiegających skośnie do rozciągłości bloku przedsudeckiego) stwierdzano, że utwory permu i mezozoiku pokrywały również blok przedsudecki, z którego zostały ostatecznie zdenudowane w dolnym trzeciorzędzie (Krasoń & Sokołowski 1966, Sokołowski 1967, 1974). Po części nawiązywało to do poglądów Eisentrauta (1939) i Richtera-Bernburga (1951), według których krystaliczny blok przedsudecki w dolnym i środkowym cechszynie był w części przybrzeżnym obszarem basenu sedymentacyjnego. Ponadto, z równoleżnikowego przebiegu facji i miąższości utworów cechsztynu, przy równoczesnym istnieniu szeregu odnóg, wnioskowano, że elementy warwscyjskie odgrywały jeszcze znaczną rolę w sedymentacji cechsztyńskiej, a szczególnie podczas powstawania ich spagowej partii (Sokołowski 1967). Przy tym przyjmowano, że najprostszym wytłumaczeniem istniejącego rozkładu facji w utworach cechsztyńskich jest przyjęcie równoleżnikowego przebiegu brzegu zbiornika morskiego na linii Zgorzelec – Strzegom – Oława – Kluczbork (Krasoń & Sokołowski 1966, Sokołowski 1967).

Przedstawione przez Poborskiego (1960, 1964, 1969) stosunki facjalne w polskim basenie cechsztyńskim omawianą – południową część monokliny przedsudeckiej lokują w polu facji chlorkowej, wzdłuż granicy z polem facji siarczanowo-węglanowej, po stronie południowo-zachodniej. W związku z tym w przekrojach poprzecznych formacji cechsztyńskiej z kierunku SW ku NE najstarsza sól kamienna (Na1) wyklinowuje się ku SW, przechodząc facjalnie w siarczany (anhydryty z gipsem ogniwa anhydrytu cyklu PZ1 [A1]), którym towarzyszą węglany: wapienie, dolomity ogniwa Ca1 w spagu a w stropie – ogniwa Ca2.

Ponadto, wyniki analizy paleogeograficznej i facjalnej najbardziej zróżnicowanych miąższościowo osadów cyklotemu Werra skłoniły do przekonania, że podczas ich sedymentacji obszar obejmujący równoleżnikowy pas pomiędzy Lubinem a Polkowicami i dalej ciągnący się w kierunku wschodnim pomiędzy Wrocławiem a Żmigrodem – był szelfem o zróżnicowanej, „żywej” tektonicznie batymetrii dna (Podemski 1963, Kłapciński 1964b, 1966, 1971, Lorenc 1975, Peryt 1978, 1981, 1984). Według Peryta (1978) w kierunku południowego brzegu basenu facja chlorkowa (najstarsza sól kamienna) wyklinowuje się mniej więcej zgodnie z przebiegiem granicy płytkowodnej facji wapienia cechsztyńskiego.

Przyjęto przy tym, że lokalna, cechsztyńska aktywność tektoniczna doprowadziła do powstania miększej bariery węglanowej, natomiast roztwory siarczanowe i chlorkowe wytrącały się później w jej zagłębieniach oraz na północ od niej. Podobny pogląd wyraził Kijewski (1978), który uznał, że przebieg linii ograniczającej fację chlorkową jest charakterystyczny dla peryferyjnej części zbiornika, gdzie drobne nawet wahania poziomu zbiornika lub zasolenia jego wód odbijają się na sedimentacji łatwo rozpuszczalnych minerałów.

Ponadto zwrócono uwagę, że na rozwój facjalny ogniwa Na1 duży wpływ wywarła morfologia stropu utworów czerwonego spągowca odziedziczona po starszych, waryscyjskich założeniach, z tego względu sól ta lokalnie nie występuje także na wyniesieniach podłoża w rejonie wału wolsztyńskiego i jego otoczenia (Karnkowski *et al.* 1978).

Od początku wiercenia w południowej części monokliny przedsudeckiej wykazywały, że w przypadku braku ogniwa Na1 pomiędzy anhydrytem dolnym (A1d) a anhydrytem górnym (A1g), występuje brekcja anhydrytowo-ilasta (BrA1) o miąższości kilku metrów (m.in. Tomaszewski 1962a, b, Podemski 1973, Lorenc 1975, Szybist 1976, Kijewski & Salski 1978, Stasik 1978, Słupczyński 1979, Markiewicz 2003). Podobny poziom brekcji stwierdzono w utworach cechsztynu północnoniemieckiego (Richter-Bernburg 1956, Franz & Rusitzka 1963, Gottesmann 1964) oraz w cechsztynie Anglii (Steward 1949). Pozycja stratygraficzna tych brekcji (niekiedy łożysk gipsowych wg Peryta 1981) w omawianym obszarze monokliny przedsudeckiej była przedmiotem ożywionej dyskusji. Z początku uznano je za ekwiwalent soli (Tomaszewski 1962a, b, Kłapciński 1964a). Później, z uwagi na fakt, że brekcja o zbliżonym charakterze występuje regularnie nad solą Na1, wycofano się z tego poglądu (m.in. Kłapciński 1966, 1968, 1971). Przy tym Lorenc (1975) stwierdził, że nie ma ona charakteru utworu terygenicznego i prawdopodobnie powstała przez częściowe rozpuszczenie ukształtowanego poprzednio poziomu anhydrytowego w wyniku nagłego zmniejszenia stężenia roztworu z powodu dopływu świeżych wód oceanicznych. W wyniku tego procesu mogło dojść do częściowego rozpuszczenia kilkumetrowej warstwy anhydrytów oraz warstwy niżej leżącej soli kamiennej, co tłumaczy fakt występowania brekcji bezpośrednio na warstwie soli. Natomiast w brzeżnych rejonach zbiornika, w wyniku wyługowania warstwy soli o niewielkiej miąższości, mogło dojść do zmiany jej zasięgu (Podemski 1972, 1973, Lorenc 1975, Dyjaczynski & Wolny 1978). Pogląd ten popierali również Kijewski & Salski (1978), przy czym uważali, że procesy te mogły mieć znacznie większe znaczenie zarówno w zmniejszeniu zasięgu soli na SW, jak i urozmaiceniu kształtu tej granicy (obecność licznych, głęboko wciętych zatok).

Wyniki badań geologicznych z początku XXI w. (m.in. strukturalnych, mineralogiczno-petrograficznych, hydrochemicznych, geofizycznych), wykonanych w trakcie geologicznych prac rozpoznawczych (m.in. Markiewicz & Dmyszewicz 2006, Markiewicz *et al.* 2006b, Waśniowski & Markiewicz 2007), górniczych prac udostępniających i eksploatacyjnych złoża rud miedzi (m.in. Markiewicz *et al.* 2005a, b, 2006a), pozwalają przyjąć, że najstarsza sól kamienna występowała pierwotnie na całym obszarze południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Ponadto, jej południowy zasięg był najprawdopodobniej w pozycji przekraczającej blok przedsudecki i łączył się z utworami chlorkowymi występującymi w całym obszarze obecnej niecki północnosudeckiej.

OBECNY ZASIĘG OGNIWA Na1

Cechsztyń południowej części monokliny przedsudeckiej reprezentują utwory wszystkich czterech cyklotemów, a obecność najstarszej soli kamiennej oraz dodatkowo młodszych soli zwiększają sumaryczną ich miąższość od około 250–300 m w jej części wschodniej do około 650 m w części zachodniej. W ich obrębie obserwuje się m.in. lateralnie zróżnicowany zasięg występowania poszczególnych horyzontów solnych, przy czym generalnie najdalej na południu stwierdza się najstarszą sól kamienną (Fig. 1).

Sól Na1 występuje tylko w pewnej odległości od obecnego zasięgu utworów cechsztyń, tj. granicy bloku i monokliny przedsudeckiej. I tak w części południowo-zachodniej monokliny pojawia się ona w odległości 2–7 km od bloku przedsudeckiego, zwiększając ten dystans w jej części południowo-wschodniej. Przy tym granica jej zasięgu jest nieregularna, silnie rozczłonkowana, co wyraża się obecnością licznych zatok, a nawet izolowanych płatów na przedpolu facji chlorkowej (Tomaszewski 1962b, Podemski 1972, Szybist 1976, Kijewski & Salski 1978, Markiewicz & Winnicki 1997). Generalnie ta granica ma przebieg wzdłuż linii Koźuchów – Polkowice – Rawicz – Ostrzeszów, która wg Sokołowskiego (1967) oraz Kijewskiego & Salskiego (1978) jest skośna do bloku przedsudeckiego i ma kierunek zbliżony do równoleżnikowego (WNW-ESE).

W rejonie LGOM miąższość ogniwa Na1 jest poważnie zróżnicowana (od 0 m do 264.4 m), a skala zmian sięga nawet 170 m na odcinku około 1.5 km. Występują tu ciała solne o koncentrycznym układzie izopachyt oraz wydłużone i uszeregowane linijnie wałki solne na kierunkach: NE-SW, NW-SE i W-E. W bezpośrednim sąsiedztwie tych ciał występują obszary pozbawione soli, względnie o silnie zredukowanych miąższościach np. w rejonie równiny Grębocickiej (Markiewicz 1995, 2003, Markiewicz & Kraiński 2002, Markiewicz *et al.* 2005a). Podobnie na zachód i wschód od obszaru eksploatacji złoża miedzi obserwuje się zróżnicowanie miąższości najstarszej soli kamiennej. Przy czym w rejonie Nowa Sól – Krosno Odrzańskie – Gubin stwierdza się jej większe maksymalne miąższości – sięgające nawet ponad 350 m (Podemski 1972, 1973, Dyjaczynski & Wolny 1978, Markiewicz & Piotrowski 1999, Markiewicz & Winnicki 2005). Natomiast w części południowo-wschodniej części monokliny przedsudeckiej ogniwo Na1 osiąga maksymalne miąższości: 334 m w rejonie pomiędzy Rawiczem a Żmigrodem (Markiewicz *et al.* 2006c), a 184 m pomiędzy Odolanowem a Ostrzeszowem (Markiewicz & Winnicki 1997). Przy tym w obu skrajnych rejonach południowej części monokliny obserwuje się podobną strefowość wykształcenia miąższościowego ciał solnych, co w przypadku północnej części obszaru LGOM. Objawia się ona wydłużeniem tych ciał generalnie w kierunku NW-SE, NE-SW i „równoleżnikowym”, a także tym, że sąsiadują one od północy z obszarami o silnie zredukowanych miąższościach soli, a nawet ich pozbawione (np. w rejonach Zasięki – Gubin, Koźuchów – Nowa Sól, Milicz – Odolanów – Ostrzeszów) (Markiewicz & Winnicki 2007). W tych udokumentowanych strefach bezsolnych stwierdzono na kontakcie ogniwi anhydrytu dolnego (A1d) i anhydrytu górnego (A1g) warstwę brekcji ilasto-anhydrytowej o teksturze równoległej, miąższości średnio 1.5–2 m, składającej się z iltu ciemnoszarego i fragmentów anhydrytu głównie z rekrystalizacji (Markiewicz *et al.* 2005a, Markiewicz 2007a).

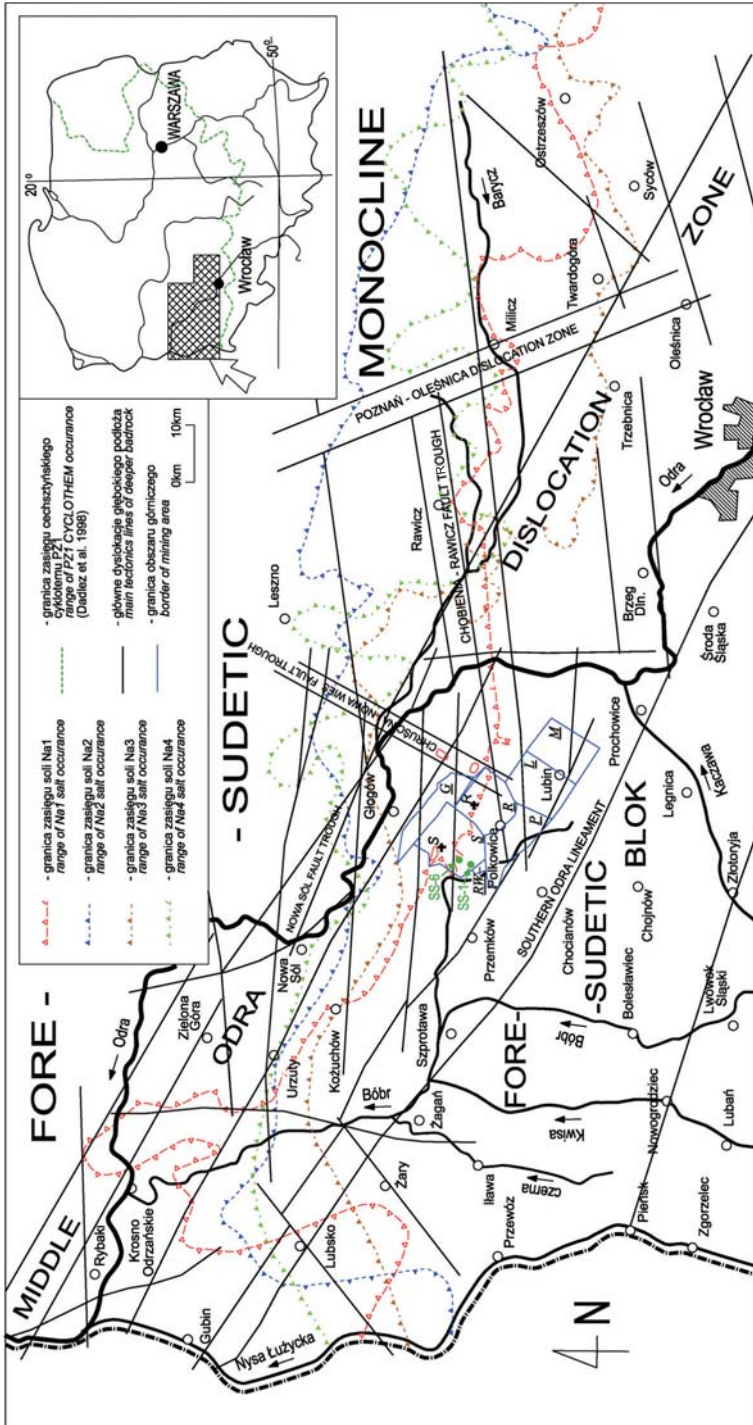
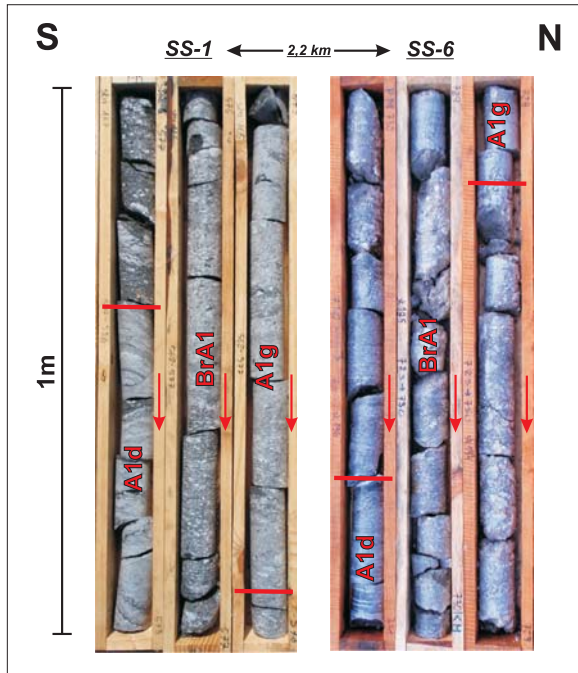


Fig. 1. Zasięg soli cechsztyńskich w południowej części monokliny przedsudeckiej (SW Polska). Objasnienia: + – lokalizacja „grot solnych” w miedziowym poziomie złożowym; S – komora K-19 oddz. G-61 kopalni „Polkowice-Sieroszowice”, R – chod. W-149a kopalni „Rudna”); SS-6, SS-1 – nowo odkrywane powierzchnie otworu badawczo-rozpoznawcze rudy miedzi w strefie bezsolnej

Fig. 1. Extent of Zechstein salt in the southern Fore-Sudetic Monocline (SW Poland). Explanations: + – location of “salt caves” in a copper orebody; S – chamber mine K-19 unit G-61 “Polkowice-Sieroszowice” mine, R – gallery W-149a in “Rudna” mine; SS-6, SS-1 – new exploratory wells drilled for copper ore in the salt-free zone

Utwory o podobnym charakterze stwierdzono na południe od udokumentowanej wierceniami granicy ogniwa Na1 (Tomaszewski 1962a, b, Podemski 1973, Lorenc 1975, Szybist 1976, Kijewski & Salski 1978, Stasik 1978, Słupczyński 1979, Markiewicz 2003), które tworzą przewodni poziom brekcji (BrA1) o miąższości kilku metrów (maksymalnie nie przekraczający 10 m), dzielący anhydryty cyklu PZ1 (A1) na ogniwa A1d i A1g (Fig. 2).



Rys. 2. Horyzont brekcji anhydrytowo-ilastej (BrA1) nawiercony w otworach rozpoznawczych za rudą miedzi: otw. SS-6 i otw. SS-1 w SW części obszarów koncesyjnych KGHM PM S.A. Lokalizacja otworów jak na figurze 1

Fig. 2. Anhydrite-clay breccia horizon (BrA1) encountered in exploratory wells drilled for copper: wells SS-6 and SS-1 ore in the SW part of KGHM PM S.A. concession areas. See figure 1 for location of wells

Biorąc za kryterium kształty fragmentów anhydrytów oraz sposoby ich ułożenia, Lorenc (1975) wydzielił trzy typy brekcji, między którymi istnieją ciągłe przejścia:

- 1) brekcja z owalnymi fragmentami („dobrze obtoczonymi”) ułożonymi selektywnie i kierunkowo;
- 2) brekcja z fragmentami mniej owalnymi ułożonymi kierunkowo, lecz bez selekcji;
- 3) brekcja z fragmentami kanciastymi ułożonymi bez selekcji i bez ukierunkowania.

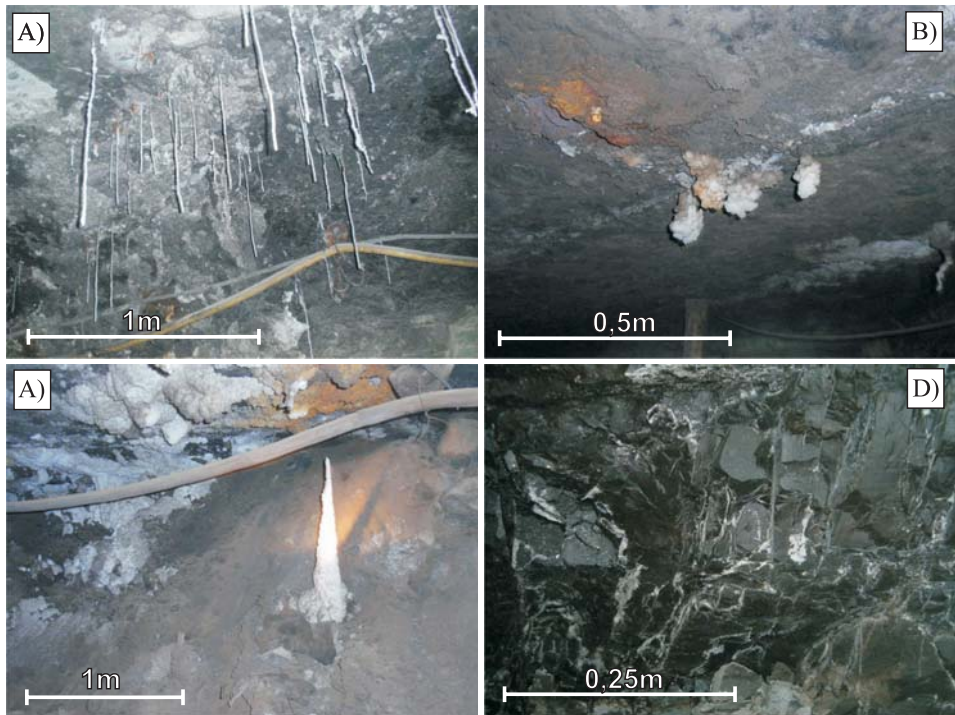
Rolę spoiwa w brekcji spełnia drobnokrystaliczna substancja składająca się głównie z węglanów i siarczanów wapnia, z niewielką zawartością (do 10%) minerałów ilastych i uwodnionych tlenków żelaza.

Obserwacje strukturalne w trakcie zgłębiania szybów kopalń KGHM Polska Miedź SA (Markiewicz & Mantke 1990, Markiewicz *et al.* 2005a) oraz przy prowadzeniu najnowszych prac wiertniczych rozpoznających złoża rud miedzi (Markiewicz *et al.* 2006b) pozwoliły stwierdzić, że brekcja BrA1 położona w strefie bezsolnej ma charakter utworu tektonicznego. Potwierdza to lineacja tektoniczna, struktury typu SC oraz mylonityczny charakter skały z obfitością produktów rekrytalizacji w obrębie tej udokumentowanej strefy podatno-kruchości ścinania (Markiewicz 2007a, b, c).

WYTRĄCENIA HALITU POD STREFĄ BEZSOLNĄ W MIEDZIOWYM POZIOMIE ZŁOŻOWYM

Wyniki pierwszych badań petrograficzno-mineralogicznych wapienia cechsztyńskiego, na etapie otworowego rozpoznawania złoża rud miedzi w południowej części monokliny przedsudeckiej, wykazywały w ich obrębie rzadkie wtórne wypełnienia halitem (m.in. Rydzewski 1964). Przy tym zwrócono uwagę na istnienie migracji i działalność roztworów krążących w osadach cechsztyńskich zarówno w czasie sedymentacji, diagenety, jak i w okresie podiagenetycznym. Podjęte w następnych latach górnicze prace udostępniające złoża miedzi przyczyniły się do zaburzenia pierwotnej równowagi hydrodynamicznej i hydrochemicznej wód w utworach permskich. Spowodowało to powstanie wtórnych wytrąceń węglanowych, gipsowych i halitowych, o charakterze naciekowym z wód drenujących górotwór. Przy tym na szczególną uwagę zasługują nacieki halitowe, które stwierdzano w latach 60. i 70. XX wieku w obszarze górniczym „Polkowice II” (m.in. Bocheńska & Leśniak 1971), gdzie powyżej nie udokumentowano występowania cechsztyńskich horyzontów solnych (Fig. 1). W następnych latach, w trakcie udostępnienia południowych części obszarów górniczych „Rudna I” i „Siersoszowice I” również położonych w tzw. strefie bezsolnej, służby hydrogeologiczne stwierdzały podobne wytrącenia halitu (J. Hawryluk – inf. ustna 2007). Obecnie, w trakcie profilowań ociosów i stropów oraz stropowych otworów geotechnicznych i hydrogeologicznych służby geologiczne kopalń „Rudna” i „Polkowice-Siersoszowice” obserwują lokalnie, intensywną impregnację wapienia cechsztyńskiego halitem w postaci wypełnienia nim spękań i porów oraz kawern. Najnowsze obserwacje tych precypitów (Sadzikowska 2001, Markiewicz *et al.* 2007) potwierdzają współczesne tworzenie się tych wtórnych wytrąceń (Fig. 3D). To zjawisko impregnacji halitem skał w miedziowym poziomie złożowym monokliny przedsudeckiej jest na tyle intensywne, a z drugiej strony negatywnie oddziałuje na parametry wytrzymałościowe skał stropowych, że jest uwzględniane przy ocenie warunków geotechnicznych robót górniczych (Kijewski & Lis 2009).

Generalnie nacieki halitowe towarzyszą zwykle zawilgoceniom lub słabym wykropleniom wód wysokozmineralizowanych ze skał węglanowych, kiedy wskutek zmiany temperatury i ciśnienia oraz ruchu powietrza dochodzi do nasycenia roztworu. W zależności od cech strukturalno-litologicznych górotworu, intensywności jego zawodnienia oraz składu chemicznego te nacieki tworzą różne formy morfologiczne: stalaktyty (w tym powszechny „makaron” – forma zbudowana z gipsu i halitu – Fig. 3A), stalagmitów (Fig. 3C) i sypkie solne wykwyty (szron, nacieki pęcherzykowe, nacieki strużkowe – Fig. 3B), które często współwystępują z gipsem. Przy tym wykwyty solne narastają bezpośrednio na stropie, spągu oraz ociosach wyrobisk w skałach węglanowych (lokalnie piaskowcowych).



Rys. 3. Halitowe wytrącenia w poziomie wapienia cechsztyńskiego w obrębie wyrobisk górniczych w strefie „bezsolnej” (na południe od obecnego zasięgu ogniwa Na1): A) „makaron” halitowo-gipsowy zwisający z węglanowych stropów wyrobisk w południowym rejonie obszaru górniczego „Rudna I”; B) solne wytrącenia na stropach wyrobisk górniczych w północno-zachodnim rejonie obszaru górniczego „Lubin I”; C) stalagmit solny w wyrobisku w południowym rejonie obszaru górniczego „Sieroszowice I”; D) solne wypełnienia spękań i kawern w węglanowych ociosach wyrobisk górniczych w południowym rejonie kopalni „Rudna”

Fig. 3. Halite precipitations in the Zechstein Limestone, working galleries in the “salt-free” zone (south of the present extent of Na1 unit): A) halite-gypsum “straws” hanging from carbonate mine roofs in the southern region of mining area “Rudna I”; B) salt precipitations in mine roofs in the southwestern region of mining area “Lubin I”; C) salt stalagmite in a working gallery of the southern region of mining area “Sieroszowice I”; D) fractures and caverns filled with salt in carbonate working pits in the southern part of “Rudna” mine

Na szczególną uwagę zasługują tzw. solne groty: komora K-19 oddziału G-61 w kopalni „Polkowice-Sieroszowice” (Fig. 4 na wklejce) i chodnik W-149a (nad chodnikiem T-149) w kopalni „Rudna” (Fig. 5 na wklejce). Są to wyrobiska w poziomie złoża rud miedzi, które charakteryzują się wyjątkowo bogatą szatą naciekową reprezentowaną przez: solne „draperie” zwisające ze stropu (Fig. 4A, B), różnorodne nacieki i polewy na ociosach oraz przewodach elektrycznych (Fig. 4B–E), jak również wytrąceniami na spągu: z płynących „strumieni” (Fig. 5A, C, D, E) i kałuż solanki (Fig. 5B). Wyrobiska te przecinają strefy tektoniczne (zuskokowane i spękane), wzdłuż których kontaktują poziomy wodonośne w obrębie ogniwa dolomitu głównego i wapienia cechsztyńskiego w brzeżnej strefie obecnego występowania horyzontu najstarszej soli kamiennej (Fig. 1).

SKŁAD CHEMICZNY WÓD PODZIEMNYCH REJONU KOPALŃ RUD MIEDZI KGHM POLSKA MIEDŹ SA

Odkryciu, dokumentowaniu i eksploatacji złóż rud miedzi w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej towarzyszyły badania hydrodynamiczne i hydrochemiczne wód podziemnych. Z archiwalnych charakterystyk chemizmu wód poziomów cechsztyńskich (Łaszcz 1966, Jureczko 1967, Dąbrowski 1973) oraz opracowań dotyczących drenażu wód podziemnych z ostatnich lat (Waśniowski & Markiewicz 2007) wynika, że mineralizacja tych wód rośnie z głębokością w miarę oddalania się od wychodni złoża w kierunku NE.

Wypracowany model hydrogeologiczny obszaru złożowego kopalń KGHM Polska Miedź SA uwzględnia podział na dwa odmienne rejony wód okołozłożowych:

- **Rejon południowy** – podwyższonego zawodnienia węglanowej ogniwa Ca1, o dobrych warunkach przepływu wód. Są to wody siarczanowe o mineralizacji nie przekraczającej 4–5 g/dm³. Wartości wskaźnika sodowo-chlorkowego są powyżej 1 (Waśniowski & Markiewicz 2007). Obecnie są to wody w większości pochodzące z drenowanego poziomu oligoceńskiego (podwęglowego), co potwierdzają obserwacje piezometryczne w tym rejonie. Rejon ten obejmuje OG „Lubin I” i OG „Małomice I” oraz południową część OG „Polkowice II” (Fig. 1). W rejonie południowym występowało w początkowych latach drenażu (1966–1976) dosyć duże zróżnicowanie wód kopalnianych pomiędzy kopalnią „Lubin” (OG „Lubin I” i OG „Małomice I”) i kopalnią „Polkowice” (OG „Polkowice II”). Kopalnia „Lubin” od początku drenowała wody o mineralizacji około 4 g/dm³, natomiast kopalnia „Polkowice” wody o mineralizacji rzędu 30–50 g/dm³ (w tym o zawartości NaCl rzędu 26–46 g/dm³).
- **Rejon północny** – słabego zawodnienia okołozłożowego poziomu wodonośnego wapieni i dolomitów serii Ca1 oraz piaskowców czerwonego spągowca ze strefą stagnacji (braku możliwości infiltracji i przepływu w głębsze poziomy wodonośne), który charakteryzuje się bardzo wysoką mineralizacją wód (rzędu 90–260 g/dm³) oraz występowaniem wód słonych (zawartość NaCl rzędu 40–220 g/dm³). Rejon ten obejmuje OG „Sieroszowice I”, OG „Rudna I i II”, OG „Głogów Głęboki-Przemysłowy”, oraz północną część OG „Polkowice II” (Fig. 1). Wartość wskaźnika sodowo-chlorkowego wynosi poniżej 1, w większości przypadków mieści się w przedziale 0.65–0.87 (Waśniowski & Markiewicz 2007). Również w tym poziomie wodonośnym stwierdzono obecność bromu i jodu, co może świadczyć o ługowaniu soli kamiennych. Wartość wskaźnika Winogradowa – Cl^-/Br^- (w wodach oceanicznych wynoszący 295) w tym obszarze jest większa od 300 (przy występującej równocześnie wysokiej mineralizacji wód i wartości rNa^+/rCl^- zbliżonej do 1), co wskazuje to na bliskość złóż soli. Natomiast z efektem procesu ługowania soli, niewątpliwie można wiązać zgromadzony ładunek soli w wodach podziemnych (okołozłożowych).

Wykorzystując analizy wody wykonane z okresu prowadzenia poszukiwań za złożem miedzi, przeprowadzono analizę wskaźnika sodowo-chlorkowego w profilu pionowym w stanie pierwotnym – przed uruchomieniem drenażu górniczego kopalń (Waśniowski *et al.* 2007). Wykazała ona, że wody poziomu paleogeńsko-neogeńskiego charakteryzowały się

bardzo dużą rozpiętością wartości wskaźnika $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ od 1.35 do 29.28. Należy również zauważyć, że w wodach tego poziomu stwierdzono obecność bromu i jodu (otwory: H-12, S-100, H-9, H-14, H-15). W niżej ległym pstryim piaskowcu wartość wskaźnika $r\text{Cl}^-/r\text{Na}^+$ wahała się w szerokim zakresie od 0.73 do 8.48. Jeśli chodzi o poziom cechsztyński, to w kopalni „Rudna” i OG „Sieroszowice I” wartość wskaźnika $r\text{Cl}^-/r\text{Na}^+$ kształtowała się na poziomie niższym od jedności, natomiast w kopalni „Lubin” i OG „Polkowice II” maksymalne wartości tego wskaźnika przekraczają 1.79, a średnie są wyższe od jedności. Wskazywałoby to, że wartości wskaźnika sodowo-chlorkowego w stanie pierwotnym są niemal identyczne z tymi, które obliczono dla obecnych dołowych wód drenazowych. Również w tym poziomie wodonośnym stwierdzono w stanie pierwotnym obecność bromu i jodu (np. w otworze S-178 w węglanach ogniwa Ca1 – zawartość bromu wynosi 3.44 mg Br/l a jodu – 0.2 mg J/l, w otworze Pr-5 B-10 w czerwonym spagowcu – 52.15 mg Br/l i 0.52 mg J/l), co może świadczyć o ługowaniu soli kamiennych.

Wbrew wcześniej stawianym hipotezom, że wycieki pochodzące z wapienia cechsztyńskiego oraz czerwonego spagowca, z uwagi na wysoką mineralizację i zasolenie do 160 g/dm³, są wodami reliktowymi (Bocheńska 1984, 1988, Mądrala 2008). Zgodnie z najnowszymi, wstępnymi badaniami izotopowymi należy je uznać za paleoinfiltracyjne (Dowgiałło & Porowski 2008). Skład trwałych izotopów tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) i wodoru ($\delta^2\text{H}$) wykazał, że wszystkie wody drenazowe są pochodzenia meteorycznego, tj. że są wodami infiltracyjnymi. Nie stwierdzono wśród nich typowych wód reliktowych, tj. śródformacyjnych – tzw. *connate waters*. Na tej podstawie solanki chlorkowo-sodowe są wodami paleoinfiltracyjnymi, które infiltrowały do warstw wodonośnych w przeszłych epokach geologicznych w klimacie dużo cieplejszym niż obecnie panujący w tych szerokościach geograficznych, natomiast wody okołozłożowe siarczanowe najprawdopodobniej są ściśle związane ze współczesnym cyklem hydrogeologicznym.

Ponadto wstępne wyniki badań izotopowych wskazują, że najprawdopodobniej nie ma lateralnego kontaktu hydraulicznego pomiędzy zawodnionymi strukturami geologicznymi zawierającymi solanki i tymi zawierającymi wody brakiczne siarczanowe. Oznaczać to może, że infiltracja wód z poziomów leżących nad pierwotnym horyzontem soli Na1, mogła być powodem rozpuszczania soli w zależności od lokalnie napotkanych na swojej drodze warunków litologiczno-strukturalnych i hydrogeologicznych. Powyższe potwierdza wcześniejsze sugestie (Gomułka 1966, Dąbrowski 1973) o istotnym udziale ługowania soli w chemizmie wód cechsztyńskich monokliny przedsudeckiej.

Szacunkową ilość chlorku sodu rozpuszczonego w wypompowanej wodzie kopalń KGHM Polska Miedź S.A. od początku ich działalności górniczej, tj. z okresu 1966–2008, przedstawiono w tabeli 1. Z tego zestawienia wynika, że ogółem wyprowadzono drenażem górniczym ok. 8.4 mln ton soli, w tym z rejonu północnego ok. 6.92 mln ton, a z rejonu południowego ok. 1.49 mln ton*. Należy mieć na uwadze, że pozostała ilość soli rozpuszczona jest nadal w wodach okołozłożowych występujących w warstwach wodonośnych cechsztynu oraz impregnuje budujące je skały.

* Dla uproszczenia w obliczeniach pominięto tło hydrochemiczne zawartości jonów sodu i chloru występujące w wodzie przed kontaktem ze złożem soli.

Tabela (Table) 1

Zestawienie ilości ładunku NaCl z wypompowanych wód kopalni rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej od początku działalności górniczej do 2008 r.

Total amount of NaCl recovered from water pumped out of the cooper mines in the Fore-Sudectic Monocline since the mining started until 2008

Kopalnia/obszar górniczy <i>Mine/Mine region</i>	Ilość wypompowanych wód kopalnianych w latach 1966–2008 <i>Amount of mine water pumped out in years 1966–2008</i>	Ilość Na ⁺ w wypompowanej wodzie kopalnianej <i>Amount of Na⁺ of mine water pumped</i>		Ilość Cl ⁻ w wypompowanej wodzie kopalnianej <i>Amount of Cl⁻ of mine water pumped</i>		Ilość Na + Cl w wypompowanej wodzie kopalnianej <i>Amount of Na + Cl of mine water pumped</i>	
		[m ³]	[kg]	[kg]	[kg]	[Mg]	[Mg]
ZG „Rudna”/OG „Rudna I”, OG „Rudna II” i OG „Głogów Głęboki-Przemysłowy”, „Rudna” mine/mining areas „Rudna I”, „Rudna II” and „Głogów Głęboki-Przemysłowy”	37 899 545	1 890 184 501	3 090 754 863	4 980 939,364			
ZG „Polkowice-Sieroszowice”/OG „Sieroszowice I” „Polkowice-Sieroszowice” mine/mining area „Sieroszowice I”	17 496 517	682 903 004	1 257 572 267	1 940 475,272			
Łącznie rejon północny <i>Including northern region</i>	55 396 062	2 573 087 505	4 348 327 130	6 921 415			
ZG „Lubin”/OG „Lubin I” i „Małomice I” “Lubin” mine/mining areas “Lubin I” and “Małomice I”	410 845 962	195 939 472	386 734 326	582 673,798			
ZG „Polkowice-Sieroszowice”/OG „Sieroszowice II” i OG „Radwanice Wschód” “Polkowice-Sieroszowice” mine/mining areas “Sieroszowice II” and “Radwanice Wschód”	416 819 847	306 959 820	5 985 476 666	905 507,487			
Łącznie rejon południowy <i>Including southern region</i>	827 665 809	502 899 292	6 372 210 992	1 488 181			

UWARUNKOWANIA DEFORMACJI SOLI W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

Utwory najstarszej soli kamiennej z obszaru południowej części monokliny przedsudeckiej zaliczają się do skał słabych (Kijewski & Lis 1982, 1988, 1989) o plastycznym charakterze deformacji. Ich parametry fizyczno-mechaniczne znacznie odbiegają od tych, jakie charakteryzują otaczające skały siarczanowe (A1). W solach udział deformacji sprężystych jest niewielki – na poziomie ok. 4% odkształceń całkowitych. Odkształcenie trwałe zaznaczają się natomiast od początkowej fazy obciążenia (Kijewski 1986). Przy niskim poziomie obciążenia wynoszącym 10–15% krytycznego zaznacza się dominujący udział odkształceń plastycznych. Natomiast przy obciążeniach krytycznych odkształcenia plastyczne przechodzą ze stadium pełzania do stanu płynięcia materiału (Frelkiewicz *et al.* 1982, 1983). Dodatkowo, oprócz udziału naprężeń zewnętrznych na mobilizację soli ma również wpływ wzrost temperatury i wilgotności.

Badania facjalne oparte na wynikach pierwszych wierceń dokumentujących osady solne w południowej części monokliny przedsudeckiej dostarczyły dowodów na istnienie tektoniki cechsztyńskiej (Kasprzak & Sokołowski 1964, Sokołowski 1967, Podemski 1973), odnawiającej stare założenia paleogeograficzne, które zarazem wpływały na lateralne zróżnicowanie miąższości poziomu najstarszej soli kamiennej. Przy tym Podemski (1973) przyjmował za pewnik, że sól kamienna dzięki swym plastycznym właściwościom zaczęła przesuwac się pod wpływem nacisków laramijskich, niezależnie od sztywniejszych pakietów anhydrytowo-dolomitycznych. Te laramijskie i młodsze ruchy halotektoniczne przyczyniły się do deformacji tektonicznych typu saksońskiego. Przebiegały one niezależnie od rozkładu facji cechsztyńskich związanych z waryscyjskimi elementami tektoniki – zgodnie z ówczesnie opisywaną sytuacją przez Jungwirtha & Puffa (1963) z południowej części basenu turyngskiego. Ponadto istotny udział halotektoniki w kształtowaniu odrębnego układu blokowo-uskokowego płytkiej pokrywy permsko-mezozoicznej w rejonie północnej części LGOM sugerował Szybist (1976). Rozwinięcie tego poglądu dla południowo-wschodniej części monokliny przedsudeckiej przedstawił Słupczyński (1979), uznając, że w wyniku tych procesów występuje zróżnicowanie laramijskiego piętra strukturalnego na dwie części: dolnopermską i cechsztyńsko-triasową, które charakteryzują się różnymi, lokalnie odmiennymi planami strukturalnymi. Dodatkowo, Kijewski & Salski (1978) opierając się na układzie strukturalnych monokliny przedsudeckiej udokumentowanym w poziomie złoża rud miedzi, wskazywali, na istotne znaczenie ruchów blokowych podłoża soli na przemieszczania plastyczne tych utworów.

Naprężenia tektoniczne ze strony reaktywowanych, sztywnych skał otoczenia zewnętrznymi się w strefowym zróżnicowaniu soli pod względem strukturalno-petrograficznym z występowaniem m.in. partii soli „kruchych”, stref skawernowanych, soli z naprzemianległymi warstewkami zbitej soli mlecznej o strukturze kataklastycznej i soli kryształowej. Ponadto, efektem deformacji podatnych są lokalnie obserwowane przerosty soli o mikrostrukturze SC tworzącej specyficzną strukturę liniową z rekryształizacji – strukturę nematoblastyczną. Oprócz niej w solach obserwuje się szereg innych struktur pozwalających na określenie zwrotu ścinania. Należą do nich: „porfiroklasty” anhydrytu typu δ , struktury typu „domino”, migdałów w obrębie brekcji anhydrytowych, fałdy ciągnięte rozwijające się synchronicznie z otaczającymi je śródlawicowymi strefami ścinania (Markiewicz 2003).

Potwierdza to wcześniejsze sugestie o istotnym udziale subhoryzontalnych przemieszczeń śródlawicowych w obrębie pokładu soli (m.in. Podemski 1973, Szybist 1976, Stasik 1978), które są efektem kompresji poziomej na kierunku NE wiążącego się na monoklinie przedsudeckiej z ruchami laramijskimi. Główne odkłucia w trakcie tych ruchów występowały na kontaktach soli z poziomami anhydrytu górnego i dolnego. Efektem tego procesu było powstanie m.in. horyzontów brekcji anhydrytowo-ilastych w obrębie soli, które w złożu „Kaźmierzów” (na skrzydle południowym – wiszącym dyslokacji Jakubowa) tworzą dupleksy kontrakcyjne zbudowane z soli o „rozmytej” laminacji (Markiewicz 2003).

Pośrednio o znacznej skali przebudowy tektonicznej soli ogniwa Na1 opisywanego obszaru monokliny przedsudeckiej świadczą stosunkowo duże zawartości gazu w tych wyjątkowo podatnych utworach: od $7.77 \text{ cm}^3/\text{kg}$ do $41.19 \text{ cm}^3/\text{kg}$ (z dominacją azotu oraz obecnością m.in. H_2S). Przy tym jest on częściowo syngenetyczny, ale w znacznym stopniu jest wynikiem przenikania w ramach aureoli węglowodorowej w trakcie uruchamiania tektonicznego naskórkowej struktury monokliny (Markiewicz 2003).

Warunki tektoniczne południowej części monokliny przedsudeckiej, z dolnoskorupowymi założeniami głównych dyslokacji i wycienieniem skorupy ziemskiej warunkowanym basenem z rozciągania – *pull-apart* (Markiewicz 2007b, c), a także położenie na aktywnym skłonie Masywu Czeskiego sprzyjały mobilizacji i deformacji ogniwa Na1. Procesy te wspomagały towarzyszące regionalnym ruchom tektonicznym wynoszenie ciepła, a także infiltracja wód. Takie warunki niewątpliwie miały miejsce w trakcie kimeryjskich ruchów, kiedy w ramach ogólnej ekstensji dochodziło do lokalnej reaktywacji stref dyslokacyjnych, w tym strefy środkowej Odry w warunkach transtensyjnych. Niewątpliwie mogło to sprzyjać lokalnym wpływom grawitacyjnym soli, a także jej „wałkowaniu” w strefach rowów tektonicznych (Markiewicz 2003, 2007a, b, c). Następnie, na przełomie kredy i oligocenu w trakcie ruchów laramijskich doszło do znacznej erozji permu-mezozoiku na bloku przedsudeckim i na jego skłonach, a także do wymiany wód podziemnych w tych obszarach brzeżnych. Zwiększenie kąta upadu warstw z kompresją poziomą ku NE prowadziło do odkłucć wzdłuż cechsztyńskich utworów solnych i subhoryzontalnych przemieszczeń sztywnych warstw skalnych, a także plastycznych przemieszczeń soli (Markiewicz 2003, 2007b, c). Dodatkowo, procesy hydrodynamiczne, oprócz udziału w ługowaniu soli, miały wpływ w zwiększeniu mobilności tych wyjątkowo podatnych utworów. Natomiast ostatni, wzmożony impuls aktywności tektonicznej, który intensyfikował mobilność soli w tym obszarze Środkowego Nadodrza można wiązać z zaburzeniem równowagi izostatycznej w wyniku cyklicznego obciążenia skorupy ziemskiej przez lądolody plejstoceńskie (Markiewicz 2006a, b, 2008, Markiewicz & Winnicki 2005, 2007a, b).

PODSUMOWANIE

Wyniki najnowszych badań hydrochemicznych, petrograficzno-mineralogicznych i strukturalnych wskazują, że obecne rozmieszczenie cechsztyńskich utworów solnych ogniwa Na1 w południowej części monokliny przedsudeckiej jest wypadkową procesów sedymentacyjnych i tektonicznych. Wiertniczo udokumentowany południowy zasięg najstarszej soli kamiennej, generalnie przebiegający skośnie do granicy bloku przedsudeckiego na kierunku WNW-ESE, jest efektem wtórnego zwężenia zasięgu facji chlorkowej cyklotemu PZ1.

Niewątpliwie w końcowym stadium ewaporacji cyklotemu PZ1 w wyniku oscylacji podłoża mogło dochodzić do lokalnego rozmywania soli ogniwa Na1 przez wody słodkie (m.in. Kłapciński 1966, Podemski 1973, Lorenc 1975, Dyjaczyński & Woźny 1978), co m.in. powodowało zmniejszenie jej pierwotnego zasięgu w rejonie SW Polski.

Warunki strukturalne południowej części monokliny przedsudeckiej, w strefie *pull-apart* basenu oraz aktywnego skłonu Masywu Czeskiego, sprzyjały przemieszczeniom, deformacjom i ługowaniu cechsztyńskich utworów solnych. Towarzyszące regionalnym ruchom tektonicznym mobilizacja termiczna obszaru oraz infiltracja wód podziemnych potęgowały te procesy, które zachodziły wśród sztywnych skał siarczanowo-węglanowych o reaktywowanej tektonicznie strukturze blokowo-uskokowej. Miało to miejsce w okresie triasowej ekstensji basenu polskiego (ruchy kimeryjskie) oraz w okresie młodszych ruchów (ruchy laramijskie), wynoszących Masyw Czeski z kompresją poziomą w kierunku ku NE w obrębie tworzącej się monokliny przedsudeckiej.

Szczególne piętno na obecną formę i wykształcenie soli ogniwa Na1 na omawianym obszarze wywarły ruchy na przełomie kredy i oligocenu ze zmianami hydrodynamicznymi wód podziemnych, gdyż przyczyniły się one do odkłuc wzdłuż tych podatnych utworów i spowodowały subhoryzontalne przemieszczenia otaczających je sztywnych warstw skalnych. Były to wyjątkowo sprzyjające warunki do mobilizacji soli na dużą skalę, z jej przemieszczeniami i deformacjami, a także ługowaniem. „Świadkiem” tych procesów w strefie bezsolnej, tj. na południe od obecnie udokumentowanej granicy występowania soli ogniwa Na1 (Fig. 1), jest powszechnie nawiercany horyzont brekcji (BrA1), który stanowi „spaw” tektoniczny (Markiewicz 2003, 2007a, b, c, 2008), związany z tektonicznym kontaktem ogniwa anhydrytu górnego i anhydrytu dolnego. Natomiast w niżej leżącej miedziowej strefie złożowej świadectwem tych procesów jest lokalnie intensywna impregnacja skał okołozłożowych solą kamienną. Związane jest to z chemizmem wód okołozłożowych (Waśniowski & Markiewicz 2007), co potwierdza ok. 8.4 mln ton chlorku sodu, wyprowadzonego do tej pory wskutek drenażu górotworu, a także tworzące się wytrącenia halitu w wyrobiskach górniczych miedziowego poziomu złożowego (w postaci m.in. naskorupień, stalaktytów, stalagmitów). Wskazuje to, że w obszarach górniczych „Lubin I”, „Polkowice II”, „Rudna I” i „Sieroszowice I” występuje solna aureola rozproszenia – *salt dispersion aureole* (Markiewicz 2008). To oraz wykazany badaniami izotopowymi (Dowgiałło & Porowski 2008) „młody” wiek wód (brak wód reliktowych) w wapieniu cechsztyńskim i czerwonym spągowcu, a także brak lateralnych kontaktów hydraulicznych pomiędzy tą strefą bezsolną a północnym rejonem LGOM (z występowaniem obecnie soli Na1 na złożu „pierwotnym”) wskazuje na pierwotnie szerszy zasięg soli w omawianym obszarze monokliny przedsudeckiej.

Można przypuszczać, że w przypadku najstarszej soli kamiennej jej pierwotny (przed-laramijski) zasięg był mniej więcej współkształtny i niedaleko oddalony na północ od południowego zasięgu osadów cyklotemu Werra, hipotetycznie wyinterpretowanego przez Sokołowskiego (1967) oraz Dadleza *et al.* (1998) (Fig. 1). Za jej pozycją przekraczającą blok przedsudecki po obszar obecnej niecki północnosudeckiej przemawiają również badania tektoniczne w obszarze LGOM (m.in. Markiewicz *et al.* 1995, 2009, Markiewicz 2007b, c), które nie wskazują na występowanie ruchów epejrogenicznych prowadzących do istotnego różnicowania wcześniejszej morfologii dna morza cechsztyńskiego.

Dodatkowym dowodem na to jest pokrywająca się z obszarem pierwotnego zasięgu soli NaCl (na całym obszarze południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej) strefa mineralizacji miedziowej utworów pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu w SW Polsce. Według Markiewicza & Dmyszewicza (2006) jest to genetyczne, gdyż sól warunkowała tę mineralizację poprzez katalizowanie procesów diagenetycznych, a w szczególności wymuszenie jednokierunkowego przepływu roztworów z dehydratacji gipsów w kierunku wapienia cechsztyńskiego.

LITERATURA

- Bocheńska T., 1984. Zmiany warunków hydrodynamicznych w kompleksie utworów podczwartorzędowych lubińsko-głogowskiego okręgu miedziowego. *Przegląd Geologiczny*, 32, 1, 26–30.
- Bocheńska T., 1988. Kształtowanie się warunków hydrodynamicznych w lubińsko-głogowskim obszarze miedzionośnym pod wpływem odwadniania kopalń. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1044, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 14, 1–148.
- Bocheńska T. & Leśniak L., 1971. Solne utwory naciekowe w kopalni Polkowice. *Kwartalnik Geologiczny*, 15, 325–330.
- Czarnocki J., 1951. Z zagadnień paleogeograficznych i złożowych cechsztynu w Polsce. W: Księga pamiątkowa ku czci Prof. Karola Bohdanowicza, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 7, 19–25.
- Dadlez R., Marek S. & Pokorski J. (red.), 1998. *Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, 1 : 2 500 000*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dąbrowski T., 1973. Charakterystyka hydrochemiczna wód głębinowych w utworach permu monokliny przedsudeckiej. *Acta Geologia Polonica*, 23, 4, 763–808.
- Dowgiałło J. & Porowski A., 2008. Badanie wieku wód drenazowych w kopalniach KGHM Polska Miedź S.A. w nawiązaniu do obserwowanych zasięgów odwodnień oraz konieczności rozwijania drenażu. *Prace Instytutu Nauk Geologicznych PAN*, Warszawa.
- Dyjaczyński K. & Wolny St., 1978. Rozwój facjalny i stratygrafia cechsztynu ze szczególnym uwzględnieniem poziomów węglanowych Z1 i Z2. *Przewodnik L Zjazdu PTG, Zielona Góra 24–26.09.1978*, Warszawa, Wyd. Geol., 133–149.
- Eisentraut O., 1939. Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. *Archive Lagerstedt-Forschung*, 71, Berlin, 1–116.
- Franz R. & Rusitzka D., 1963. Geologische Ergebnisse der Erkundungsarbeiten auf Kupferschiefer in Raum Spremberg-Weisswasser. *Geologie*, 9, 4, 169–176.
- Frelkiewicz St., Kijewski P. & Lis J., 1982. Badania geomechanicznych własności soli kamiennej z obszaru kopalni „Sieroszowice”. *Prace ZBiPM CUPRUM*, Wrocław.
- Frelkiewicz St., Kijewski P. & Lis J., 1983. Określenie deformacyjnych i wytrzymałościowych własności skał solnych w zróżnicowanych stanach naprężeń. *Prace ZBiPM CUPRUM*, Wrocław.

- Garlicki A., Kijewski P., Szybist A., Jamróz J. Markiewicz A. & Piestrzyński A. (red.), 2007. Sól kamienna na obszarze przedsudeckim. W: *Monografia KGHM Polska Miedź S.A.*, Lubin, 269–277.
- Gomułka J., 1966. Charakterystyka wód dolomitu głównego na tle geochemii wód permskich obszaru przedsudeckiego. *Prace Instytutu Naftowego*, Kraków.
- Gottesmann W., 1964. Petrogenese und Fazies des Werraanhydrits aus einigen Bohrungen in Südbrandenburg. *Geologie*, 13, 10, 1163–1190.
- Jungwirth J. & Puff P., 1963. Zurr saxonischen Tektonik am Südrand des Thüringer Beckens. *Geologie*, 12, 1, 47–66.
- Karnkowski P., Tomaszewski J.B. & Żołnierczuk T., 1978. Budowa geologiczna oraz surowce utworów permu i mezozoiku ziemi lubuskiej i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. W: *Przewodnik L Zjazdu PTG, Zielona Góra 24–26.09.1978*, Wyd. Geol., Warszawa, 42–65.
- Kasprzak T. & Sokołowski J., 1964. Zarys budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego. *Geofizyka i Geologia Nafty*, 1–2, 25–37.
- Kijewski P., 1978. Sole cechsztyńskie na północ od Wrocławia. *Materiały Konferencji Naukowej w 100-lecie urodzin prof. dr. inż. Józefa Zwierzyckiego, Wrocław 6–7.05.1988*, 60–74.
- Kijewski P., 1986. *Budowa i właściwości soli kamiennej najstarszej w cechsztynie monokliny przedsudeckiej*. Instytut Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, 1–104 (praca doktorska).
- Kijewski P. & Lis J., 1982. Badania geomechaniczne soli kamiennej z obszaru kopalni „Sieroszowice”. *Prace ZBiPM CUPRUM*, Wrocław.
- Kijewski P. & Lis J., 1988. Mechaniczne właściwości soli kamiennej jako podstawa klasyfikacji masywu w obszarze LGOM. *Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej*, 54, Wrocław.
- Kijewski P. & Lis J., 1989. Badania zachowania się skał siarczanowych i soli kamiennej w zróżnicowanych stanach naprężeń. *Prace ZBiPM CUPRUM*, Wrocław.
- Kijewski P. & Lis J., 2009. Oddziaływanie zasolonych wód kopalnianych na mechaniczne własności skał w kopalniach rud miedzi. *Materiały XXXII ZSMGiG, Górnictwo i Geoinżynieria* (kwartalnik AGH), 33, 1, 333–343.
- Kijewski P. & Salski W., 1978. Cechsztyńska sól kamienna cyklotemu Z1 w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Geologica Sudetica*, 13, 1, 97–134.
- Kłapciński J., 1964a. Stratygrafia cechsztynu okolic Lubina, Sieroszowic i Wschowy. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 34, 1–2, 65–93.
- Kłapciński J., 1964b. Paleogeografia cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 34, 4, 551–577.
- Kłapciński J., 1966. Stratygrafia anhydrytów Werra w rejonie Lubina i Sieroszowic (monoklina przedsudecka). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36, 1, 65–78.
- Kłapciński J., 1971. Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geologica Sudetica*, 5, 77–136.

- Krasoń J. & Sokołowski J., 1966. *Mapa geologiczna Sudetów i obszaru przedsudeckiego. Skala 1 : 500 000*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Lorenc S., 1975. Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej. *Geologica Sudetica*, 10, 1, 59–104.
- Markiewicz A., 1995. Halotektonika soli cechsztyńskich w strefie dyslokacyjnej środkowej Odry, a zaburzenia glacitektoniczne we Wzgórzach Dalkowskich. *Materiały VIII Glacitectionics Symposium*, Wyd. Uczel. WSInż., Zielona Góra, 175–192.
- Markiewicz A., 2003. *Tektonika cechsztyńskiej soli kamiennej w LGOM i jej znaczenie dla działalności gospodarczej*. Zakład Złóż Rud i Soli AGH, Kraków, 1–144 (praca doktorska).
- Markiewicz A., 2006a. Reactivation of thin-skinned of the south-western Polish depression and its influence on formation of the Silesian ridge. *Materiały projektu UE MELA Cedyňa 28–30.08.2006*, PIG, Warszawa, 51–56.
- Markiewicz A., 2006b. Rola reaktywacji naskórkowej struktury niżu SW Polski w powstaniu Wału Śląskiego. *Materiały XIII Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski pt. Plejstocen południowej Warmii na tle struktur podłoża, Maróz 2–8.09.2006*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 101–103.
- Markiewicz A., 2007a. Naskórkowa struktura południowej części monokliny przedsudeckiej a zagospodarowanie utworów najstarszej soli kamiennej (Na1). *Kwartalnik Gospodarki Surowcami Mineralnymi*, 23, zeszyt spec. 1 (Przegląd Solny), Wyd. IGSMiE PAN, Kraków, 35–49.
- Markiewicz A., 2007b. Rozpoznanie tektoniki złoża Lubin – Sieroszowice w trakcie jego zagospodarowania. *Materiały Konferencji Geologiczne, gospodarcze i społeczne znaczenie odkrycia złoża rud miedzi, Biuletyn PIG*, 423, Warszawa, 151–172.
- Markiewicz A. & Piestrzyński A. (red.), 2007c. *Tektonika obszaru złoża*. Monografia KGHM Polska Miedź S.A., Lubin, 115–132.
- Markiewicz A., 2008. The occurrence of Zechstein salts in the region of Dalków Hills – Central part of the Trzebnica Ridge (SW Poland). *Materiały projektu UE MELA, Międzdroje 18–21.05.2008*, PIG, Szczecin, 30–33.
- Markiewicz A., Aleksandrowski P., Czarnecka K., Doktor S. & Graniczny M., 1995. Tektonika a rozkład naprężeń pierwotnych i wtórnych w obszarze ZG „Rudna”. *Prace CBPM CUPRUM*, Wrocław.
- Markiewicz A. & Dmyszewicz K., 2006. Participation of salt Na1 during forming copper mineralization on the Foresudetic Monocline (SW Poland). *Materiały Sympozjum Polska Mineralogia w 100-ną rocznicę urodzin profesora Andrzeja Bolewskiego, Kraków 19.09.2006*, *Kwartalnik Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 22, 3, Wyd. IGSMiE PAN, Kraków, 123–133.
- Markiewicz A., Dmyszewicz K., Kalisz M., Kozula R., Sadecki Z., Sobociński J., Klimkiewicz A., Cygan S. & Zaczek S., 2006b. Program badań za pomocą otworów wiertniczych wykonanych z powierzchni terenu w obszarach koncesyjnych złóż rud miedzi. *Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR*, Wrocław.

- Markiewicz A., Dziedziak T., Kalisz M., Pyra J., Zaczek S., Cygan S., Niedbał M. & Barańska-Buslik A., 2006c. Program pozyskania solanki ze złóż soli kamiennej do celów produkcji chloru, wodoru sodowego i wodoru (rejon Rawicza). *Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR*, Wrocław.
- Markiewicz A., Farbisz J. & Cygan S., 2005a. Badania strukturalne pokrywy permsko-mezozoicznej w trakcie zgłębiania szybu R-XI, w celu wskazania zagrożeń wodnych i geotechnicznych. Etap II: Budowa geologiczna kompleksu permskiego. *Archiwum CBPM CUPRUM sp. z o.o. CBR*, Wrocław.
- Markiewicz A., Kalisz M., Farbisz J., Zaczek S. & Dmyszewicz K., 2006a. Badania strukturalne pokrywy permsko-mezozoicznej w trakcie zgłębiania szybu R-XI, w celu wskazania zagrożeń wodnych i geotechnicznych. Etap III: Model budowy geologicznej rejonu Grodowca. *Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR*, Wrocław.
- Markiewicz A., Kalisz M., Krzywiec P., Wróbel G., Farbisz J., Zaczek S. & Dmyszewicz K., 2005b. Określenie budowy tektonicznej pokrywy permsko-mezozoicznej i piętra kenozoicznego w rejonie projektowanego szybu SW-4 w celu wskazania zagrożeń wodnych i geotechnicznych. *Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR*, Wrocław.
- Markiewicz A. & Mantke M., 1990. Sprawozdanie z badań geologicznych w trakcie zgłębiania szybu SG 1. *Prace ZBiPM CUPRUM*, Wrocław.
- Markiewicz A. & Piotrowski A., 1999. Wpływ tektoniki soli cechsztyńskich na współczesną morfologię Środkowego i Dolnego Nadodrza. *Przegląd Geologiczny*, 47, 10, 937–941.
- Markiewicz A. & Winnicki J., 1997. On geological structure of the Ostrzeszów Hills. *Geological Quarterly*, 41, 3, 347–364.
- Markiewicz A. & Winnicki J., 2005. Plejstocenska reaktywacja cienkopokrywowej struktury monokliny przedsudeckiej a strefy dużych zaburzeń glacitektonicznych w rejonie Zielonej Góry, Koźuchowa i Głogowa (SW Polska). *Materiały VI Ogólnopolskiej Konferencji Neotektonika Polski. Aktywne uskoki Europy Środkowej*, Srebrna Góra 26–28.09.2005, Komisja Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Oddział Dolnośląski PiG, ING Uniwersytetu Jagiellońskiego, Galicia Tectonic Group, Wrocław, 40–42.
- Markiewicz A. & Winnicki J., 2007a. Morfotektonika Wału Trzebnickiego (Śląskiego). *Materiały X Sympozjum Glacitektoniki, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Zielonogórskiego*, 134, 113–131.
- Markiewicz A. & Winnicki J., 2007b. Morfotektonika marginalnych stref europejskich zlodowaceń na przykładzie Wału Trzebnickiego (Śląskiego). W: *Jubileuszowa sesja naukowa Państwowego Instytutu Geologicznego 45-lecie pracy naukowej doc. dr. hab. Andrzeja Bera pt. Badania czwartorzędu w Polsce i ochrona geosrodowiska, 27.11.2007*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa (materiały niepublikowane).
- Markiewicz A., Zielińska A. & Cygan S., 2009. Zróżnicowanie wykształcenia wapienia cechsztyńskiego (Ca1) w obszarze kopalni Rudna, w aspekcie oceny warunków stropowych robót udostępniających i eksploatacyjnych. *Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR*, Wrocław.

- Sokołowski J., 1974. Geodynamika rozwoju oraz prawidłowości rozmieszczenia węglowodorów obszaru przedśudeckiego. *Acta Geologica Polonica*, 24, 4, 601–630.
- Stasik I., 1978. Z petrografii najstarszej soli kamiennej w LGOM. *Przegląd Geologiczny*, 7, 423–425.
- Steward F.H., 1949. The petrology of the evaporites of the Eskdale no boring, east Yorkshire. (Part I). *Mineralogical Magazine*, 28, 206, 621–675.
- Szybist A., 1976. Złoże soli kamiennej w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym. *Przegląd Geologiczny*, 24, 10, 572–576.
- Tomaszewski J.B., 1962a. Problemy stratygrafii monokliny przedśudeckiej w rejonie Lubina i Sieroszowic. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 7, 12, 547–551.
- Tomaszewski J.B., 1962b. Utwory solne cechsztynu monokliny przedśudeckiej w rejonie Lubina i Sieroszowic. *Przegląd Geologiczny*, 10, 12, 668–671.
- Waśniowski B. & Markiewicz A., 2007. Skład chemiczny wód podziemnych kopalń rud miedzi na monoklinie przedśudeckiej. W: *Materiały Konferencji Geologiczne, gospodarcze i społeczne znaczenie odkrycia złoża rud miedzi, Lubin 26–28.09.2007*, 221–249.
- Waśniowski B., Markiewicz A., Kalisz M., Mądrała M. & Cygan S., 2007. Zmienność wskaźników hydrochemicznych wód drenażowych w kopalniach KGHM Polska Miedź S.A. *Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR*, Wrocław.
- Zwierzycki J., 1947. Zagadnienie soli potasowych w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 12, 912–926.
- Zwierzycki J., 1951. Sole potasowe na północ od Wrocławia. W: *Księga pamiątkowa ku czci Prof. Karola Bohdanowicza, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 7, 257–353.

Summary

The documented/proved southern extent of Zechstein deposits in the SW part of Poland (trending roughly along the northern border of the Fore-Sudetic Block) is controlled by Laramide uplifting movements. In the area situated north of their erosional pinch-out, the Zechstein deposits are represented by all of the four cyclothems. They show, among others, laterally variable extents of individual salt horizons, with the Oldest Halite unit (Na1) occurring in the southernmost area. The Na1 unit has been documented in the North-Sudetic Trough, Żary Pericline and southern part of the Fore-Sudetic Monocline generally along the line Koźuchów – Polkowice – Żmigród – Ostrzeszów (Fig. 1)

In the SW part of the Fore-Sudetic Monocline, the Oldest Halite unit extent shows an irregular pattern. To the south of the present-day limit of the Oldest Halite, within the PZ1 anhydrite (A1), there is a clay-anhydrite breccia horizon (BrA1), a few metres thick (Fig. 2). In the northern part of the Lubin Copper District, thickness of the Na1 unit is very variable ranging from 0 m (in areas where it wedges out in the south) to 264.4 m (S-456 borehole in the NW part). Generally, there is a trend of increasing thickness towards the NE and N, i.e. in accordance with the general stratal dip in the Fore-Sudetic Monocline.

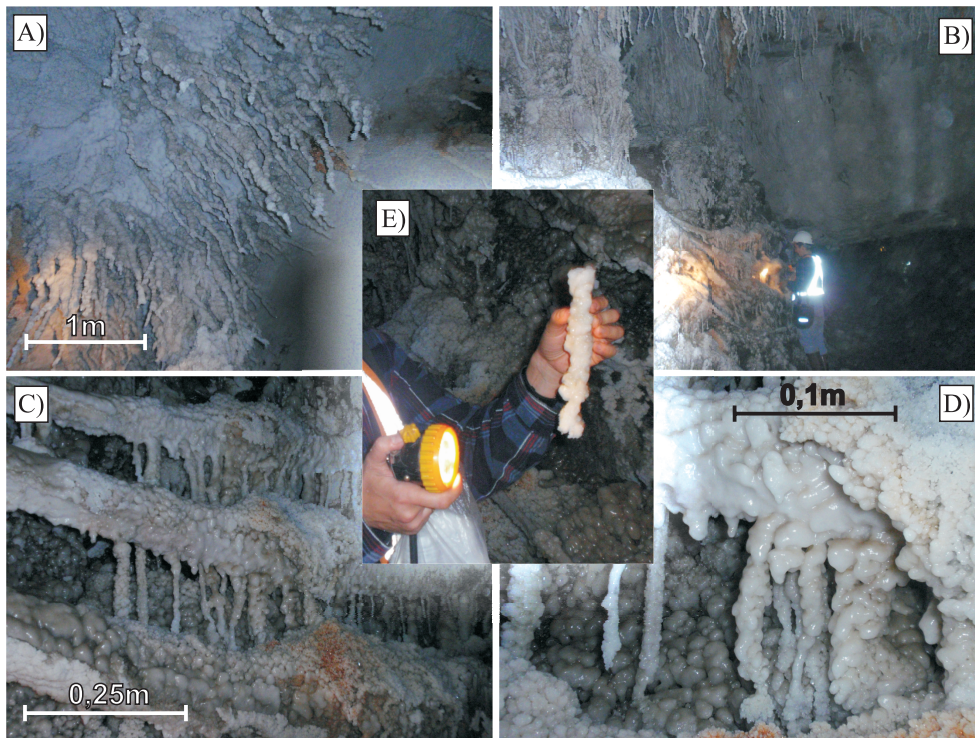
However, there are some deviations from the rule and abrupt salt thickness changes are often observed even in close wells (over a distance of approximately 1.5 km). This phenomenon is observed both in the areas located close to the salt occurrence limits and in the northern part of the study area (Markiewicz 2003). It results from plastic displacements of these ductile deposits due to reactivation of rigid rocks occurring at the top and base under the influence of regional tectonic stress (Sokołowski 1967, Podemski 1973, Słupczyński 1979, Markiewicz 2003, 2007a). The displacements occurred both within a regional extensional regime in the Polish Basin, as a result of local transtension or transpression and intrastratal deformation controlled by subhorizontal compression (Garlicki *et al.* 2007, Markiewicz 2007a). Worth noting is the fact that the occurrence of non-salt zones has been proved in the central part of the Grębocice Plain – within the Baruck-Głogów ice-marginal valley, to the north of the Dalków Hills (Markiewicz 1995, 2003, Markiewicz & Kraiński 2002). At the contact of both anhydrite units, A1d and A1g, through a tectonic „weld”, a clay-anhydrite breccia layer (2 m thick) is observed in the area. To the W, S and E, this zone is accompanied by narrow salt bodies, up to approximately 160 m thick (Markiewicz 2003, Markiewicz *et al.* 2005a). A layer of the same breccia (BrA1), observed to the south of the Na1 unit occurrence, is associated with a tectonic contact of the Upper (A1g) and Lower (A1d) Anhydrite units. This contact occurred mainly during the process of intrastratal deformation, upward squeezing and dissolution of salts at times of Laramide uplift and horizontal compression in the NE, within the then-forming Fore-Sudetic Monocline (Markiewicz 2003, 2007a, b). Besides the formation of the tectonic “weld” within the A1 anhydrites, tectonic inversion of the supra-salt Upper Permian-Mesozoic succession also occurred at that time. These broad elevations with thrust/inversion faults certainly controlled the “resistive” effect of both the above-mentioned Cimmerian tensional structures and NW-SE-trending and “longitudinal” transtensional structures (Markiewicz & Winnicki 2005, Markiewicz 2007a, b).

Undoubtedly, this block-and-fault structural pattern of the monocline was subject to reactivation during younger tectonic movements as well as due to glaciaphrogenic processes (Markiewicz 2008). Those movements were especially strengthened at the crossing of major tectonic dislocations trending NW-SE (Middle Odra Fault Zone) and W-E (e.g. Biedrzychowo and Jakubowo zones) and exhibiting a tensional nature within the Lower Permian and crystalline basement levels. A local crustal thinning observed in this area (Markiewicz 2007b, c) favoured an increased heat flow activity. A cyclic “heating” and block-and-fault reactivation of rigid rock formations contributed to plasticization and migration of salt, leading to its final dissolution. This is proved, among others, by the results of profiling in both wells and mine excavations. In the so-called non-salt zone of the “Rudna” and “Lubin” mines and in the “Sierszowice I” mining area, they indicate local intense impregnation of the Lower Anhydrite (A1d) and Zechstein Limestone (Ca1) units with halite (so-called salt dispersion aureole) and local salt precipitates from drainage water in copper-mine excavations, occurring in the form of e.g. encrustations and stalactites (Figs 3–5). Moreover, the results of hydrogeological research, performed during both drilling reconnaissance in the copper mining area and mineshaft drilling, indicated the dominance of highly mineralised Zechstein brines of Cl-Na type in the circum-ore zone

(Waśniowski & Markiewicz 2007). Since the mining started to date (1966–2008), the total amount of NaCl recovered from water pumped out of the copper mines in the Fore-Sudetic Monocline is approximately 8.4 million tons (Tab. 1).

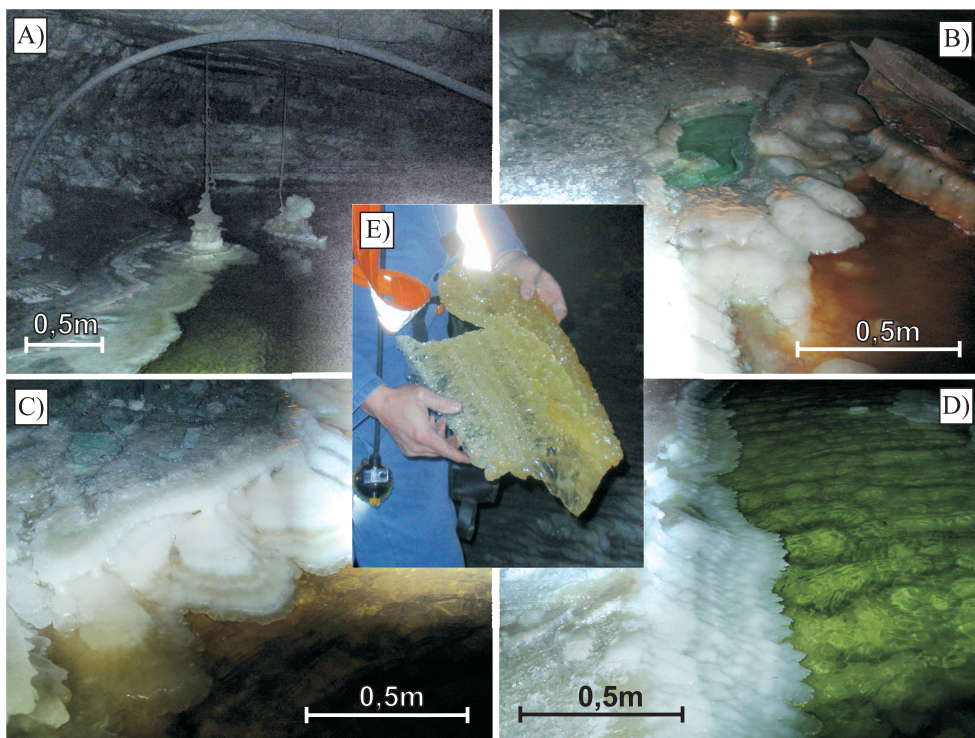
In the “Rudna” mine and “Sieroszowice I” mining area, the $r\text{Cl}^-/r\text{Na}^+$ ratio value of Zechstein waters is commonly >1 . Bromine and iodine contents have also been reported from this aquifer, suggesting a leaching of rock salt. The Cl^-/Br^- ratio value (in ocean water it is 295) exceeds 300 in this area (with simultaneous high water mineralisation and the $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ ratio value of around 1). It suggests proximity to leached salt deposits, giving rise to the water mineralisation.

Concluding, it seems very likely that rocks of the Oldest Halite unit occurred over the whole area of the Fore-Sudetic Monocline before the Laramide phase. Therefore, the Oldest Halite unit most probably occurred also further to the south beyond the Fore-Sudetic Monocline, as far as the present-day North-Sudetic Trough. Taking into account both this fact and the erosional extent of Zechstein deposits, it seems very likely that the original southern boundary of the Na1 salt was roughly parallel to the hypothetical southern limit of the Werra cyclothem, interpreted by Krasoń & Sokołowski (1966) and Dadlez *et al.* (1998), and was situated not far to the north of it. Furthermore, the presence of the Na 1 salt in the area south of its present-day extent in the Fore-Sudetic Monocline is also indirectly proved by the dependence of the primary copper mineralisation formation on the presence of an insulation seal represented by Upper Triassic salts (Markiewicz & Dmyszewicz 2006).



Rys. 4. Solna grota w komorze K-19 oddziału G-61 w miedziowym poziomie złożowym kopalni „Polkowice-Sieroszowice”, położona poniżej obecnej granicy występowania ogniwa Na1: A), B) solne „draperie” zwisające ze stropu; B)–E) różnorodne nacieki i polewy na ociosach, przewodach elektrycznych. Lokalizacja – punkt S na figurze 1

Fig. 4. A salt cave in a copper ore seam (chamber mine K-19 unit G-61) “Polkowice-Sieroszowice” mine, located below the present-day limit of Na1 unit occurrence: A, B) salt “draperies” hanging from the roof; B–E) various dripstones and encrustations on mine tunnel walls and electrical wiring. Location: point S in figure 1



Rys. 5. Solna grota w chodniku W-149a w miedziowym poziomie złożowym kopalni „Rudna”, położona poniżej obecnej granicy występowania ogniwa Na1: A) stalagmit; B) wytrącenia z kałuż solanki; A), C), D), E) solne wytrącenia na spągu wyrobiska wzdłuż strumienia solanki. Lokalizacja – punkt R na figurze 1

Fig. 5. A salt cave in a copper ore seam of tunnel W-149a „Rudna” mine, located below the present-day limit of Na1 unit occurrence: A) stalagmite; B) precipitations from saline puddles; A) C), D), E) salt precipitations on the floor along a stream of saline water. Location: point R in figure 1