

# WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I ZŁOŻOWYCH

## PERM

Hubert KIERSNOWSKI

### CZERWONY SPĄGOWIEC

W obrazie paleogeograficznym rozprzestrzenienia osadów czerwonego spągowca otwór wiertniczy Sława IG 1 znajduje się w środkowozachodniej części basenu śląskiego czerwonego spągowca (fig. 6), w obrębie występującego w podłożu bloku tektonicznego Stare Kramsko–Sława. W profilu otworu pod utworami cechsztynu stwierdzono utwory czerwonego spągowca górnego o miąższości ponad 280 m oraz nieprzewiercone skały wulkaniczne czerwonego spągowca dolnego (fig. 7A–F, 8).

Czerwony spągowiec dolny jest reprezentowany przez skały wulkaniczne, których spągu nie przewiercono. Według Oszczepalskiego (Oszczepalski i in., 2010) na głęb. 2251,00–2253,40 m występuje brunatna brekcja wulkaniczna złożona z blozków riolitu (intensywna hematyzacja i argilityzacja), z licznymi żyłkami białego kwarcu i brunatnych węglanów z pigmentem hematytowym, a na głęb. 2253,40–2273,00 m – riolit zielonoszary i fioletowozielony z prakryształami skaleni z licznymi skupieniami hematytu i licznymi żyłkami brunatnego syderytu.

Utwory czerwonego spągowca górnego tworzą jednorodny kompleks litologiczny, reprezentowany głównie przez piaskowce drobno- i średnioziarniste, mułowce i iłowce oraz podrzędnie zlepieńce drobnookruchowe. Według opisu Maliszewskiej (Maliszewska i in., 2009) w skład zlepieńców pobranych ze środkowej i dolnej części profilu wchodzi okruchy skał osadowych, głównie iłowców żelazistych z litoklastami wulkanicznymi, oraz piaszczysta masa wypełniająca. Przy spągu profilu zlepieńce mają charakter polimiktyczny w przewadze z okruchami skał wylewnych oraz piaskowców i kwarcu pochodzącego ze skał krystalicznych (fig. 7A–F).

Utwory czerwonego spągowca górnego rozdzielono na formacje Drawy i Noteci (fig. 8). Formacje te nie są klasycznymi formacjami litostratygraficznymi, a raczej allostratygraficznymi, odzwierciedlającymi zmiany sedymentacji w skali basenu osadowego w postaci megacykli depozycyjnych determinowanych ruchami tektonicznymi oraz głównymi zmianami klimatycznymi. Stąd podstawowe

kryterium tego podziału stanowiły różnice środowisk sedymentacji stwierdzone w profilu sedymentologicznym oraz możliwość dowiązania wydzielonych formacji do profili czerwonego spągowca w sąsiadujących otworach wiertniczych. Profil litologiczny utworów czerwonego spągowca górnego jest mało zróżnicowany z wyjątkiem najniższej części profilu. Profil ten jest zdominowany przez piaskowce drobnoziarniste ze stosunkowo niedużym udziałem mułowców i iłowców, dlatego same różnice litologiczne nie są wystarczające do precyzyjnego wyznaczenia granicy między formacjami Drawy i Noteci.

Utwory formacji Drawy dzielą się na dwie główne części reprezentujące megacykle sedymentacyjno-klimatyczne. Każdy z megacykli rozpoczyna się osadami powstałymi w warunkach klimatu suchego lub półsuchego, a ku stropowi przechodzi w osady klimatu bardziej wilgotnego. Zwilgotnienie klimatu wiązało się ze wzrostem aktywności fluwialnego systemu depozycyjnego i progradacją osadów w kierunku depocentrum basenu sedymentacyjnego. Zakładany kierunek progradacji osadów przedstawiono na figurze 6.

W górnym megacyklu formacji Drawy obserwuje się dwie następujące po sobie sekwencje progradacyjne (fig. 8). Pomiędzy osadami sekwencji depozycyjnej H2 i I prawdopodobnie występuje luka erozyjna i stratygraficzna, w której „mieści się” okres przypadający na zmiany paleoklimatu. W megacyklu dolnym formacji Drawy również zaznaczają się dwie następujące po sobie sekwencje progradacyjne rozdzielone luką na granicy sekwencji depozycyjnych E i F.

Pomiędzy utworami formacji Drawy i Noteci występuje luka erozyjna i stratygraficzna, w której prawdopodobnie „mieści się” długi przedział czasu i w której została „ukryta” zmiana paleoklimatu.

Utwory formacji Noteci również dzielą się na dwie główne części stanowiące megacykle sedymentacyjno-klimatyczne. Megacykl dolny charakteryzuje się stopniowym zwilgotnieniem klimatu i słabo czytelną sekwencją progradacyjną przy stropie. Megacykl górny rozpoczyna

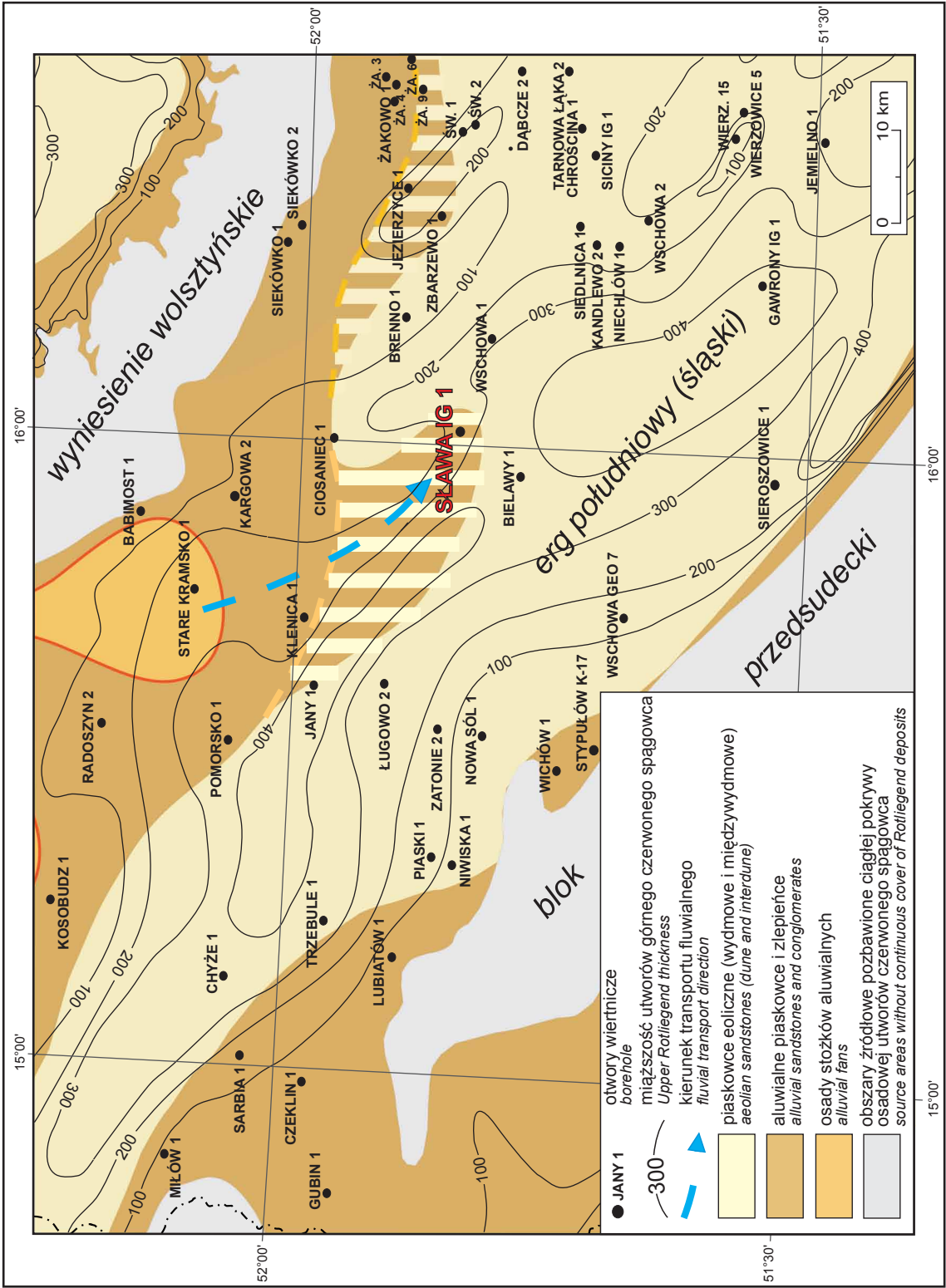
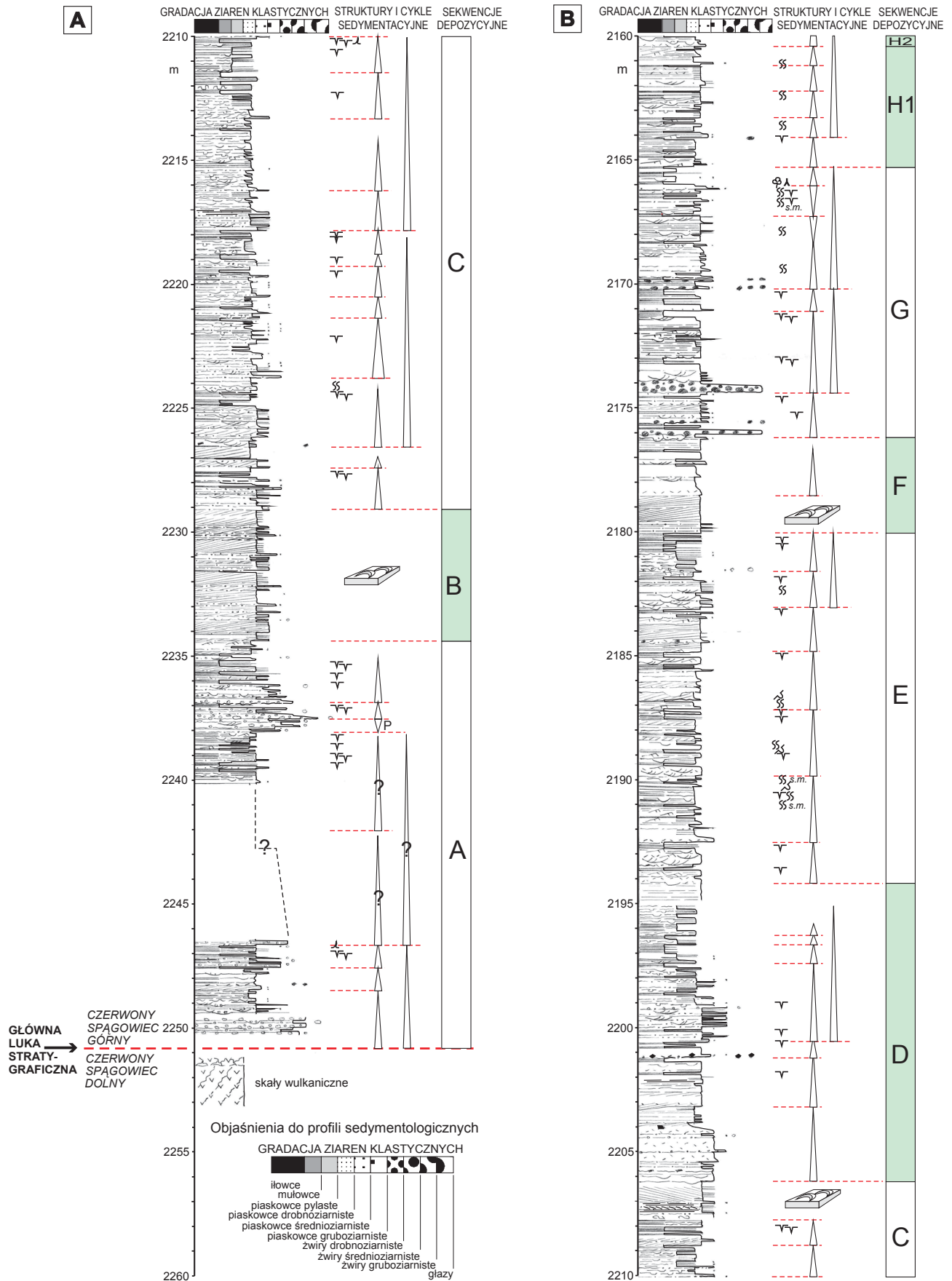


Fig. 6. Lokalizacja otworu wiertniczego Sława IG 1 na tle mapy paleogeograficznej czerwonego spągowca w okresie poprzedzającym transgresję morza cechoszyńskiego

Location of the Sława IG 1 borehole against the palaeogeographic map of the Rotliegend prior to the Zechstein sea transgression



**Fig. 7. Profil sedymentologiczno-litologiczny utworów czerwonego spągowca**

Sedimentological-lithological log of the Rotliegend deposits

Figura 7 cd.

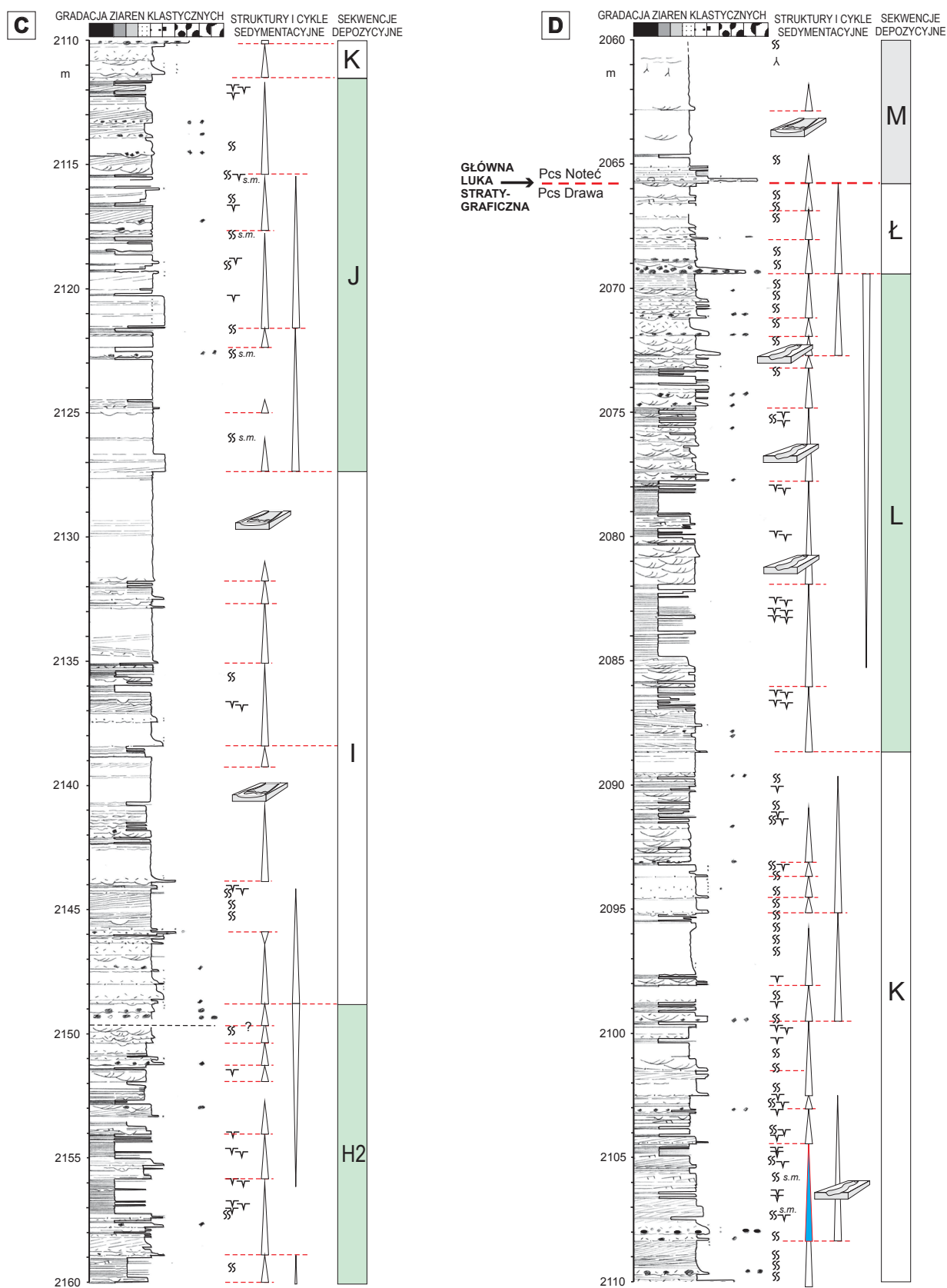
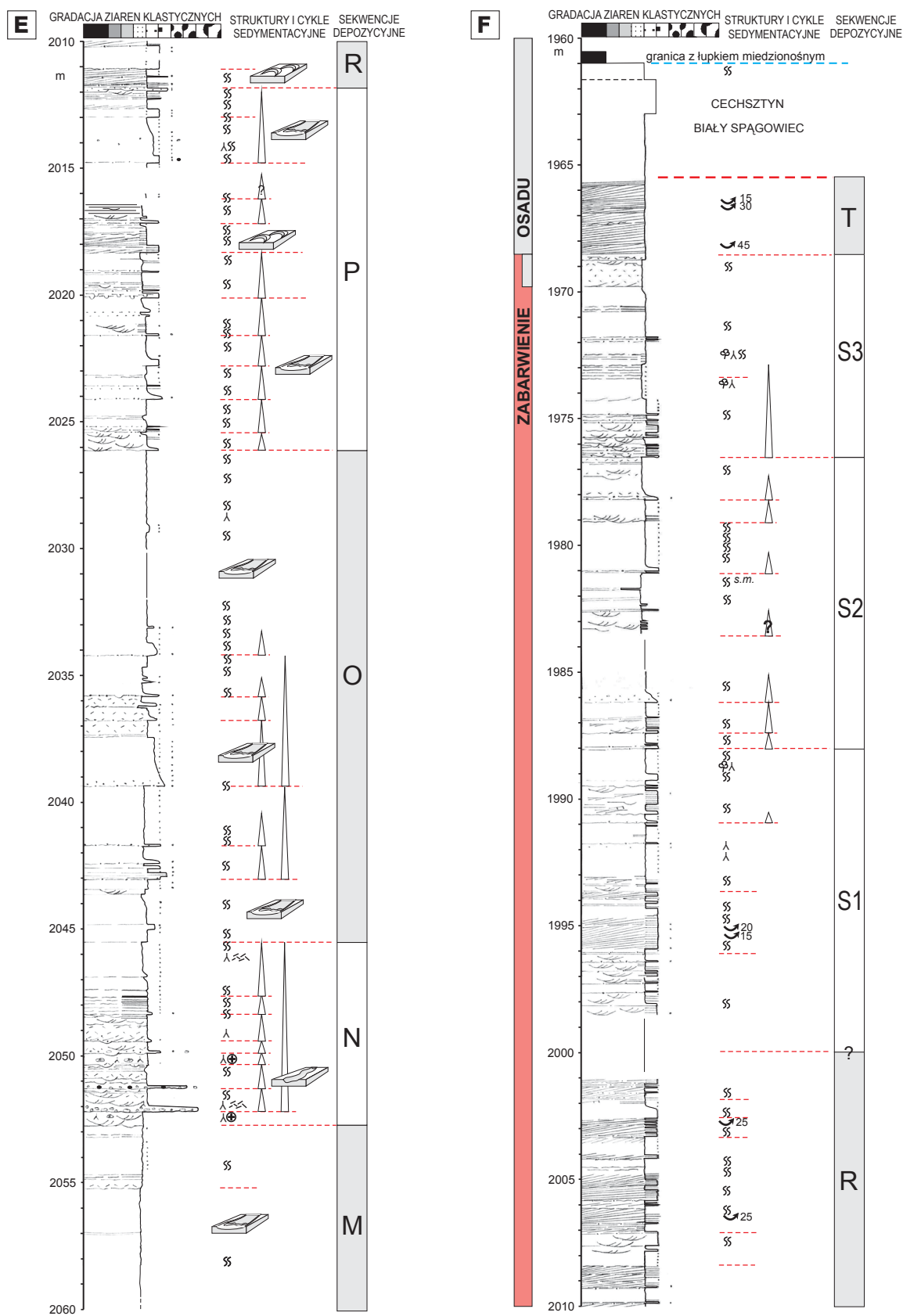


Figura 7 cd.



## OBJAŚNIENIA DO FIGURY 7 / CAPTIONS FOR FIGURE 7

STRUKTURY DEPOZYCYJNE  
DEPOSITIONAL STRUCTURES

-  warstwowania przekątne rynnowe  
*trough cross-bedding*
-  warstwowania przekątne tabularne  
*tabular cross-bedding*
-  zmarszczki (P – prądowe, F – falowe)  
*ripple marks (all types)*
-  laminacja równoległa horyzontalna  
*parallel horizontal lamination*
-  laminacja równoległa skośna  
*parallel planar cross stratification*
-  laminacja falista  
*wavy lamination*
-  laminacja smużysta  
*flaser lamination*
-  laminacja soczewkowa  
*lenticular lamination*
-  intraklasty iłowcowe  
*intraclast – claystone chips*
-  intraklasty mułowcowe lub piaskowcowe  
*intraclast – mudstone chips or sandstone chips*
-  odciski detrytusu flory  
*flora detritus imprints*

OZNACZENIA INFORMACYJNE  
INDICATION GRAPHS

-  15 rotacje zestawów lamin piaskowców eolicznych (w stopniach katowych) kątem do 180°  
*aeolian laminae foresets rotation (degree)*

gradacja ziaren klastycznych – *clast gradation*struktury i cykle sedymentacyjne – *sedimentary structures and cycles*sekwencje depozycyjne – *depositional sequences*STRUKTURY POSTDEPOZYCYJNE  
POSTDEPOSITIONAL STRUCTURES

-  rozmycia erozyjne małej skali (niskokątowe)  
*low angle erosional scours*
-  rozmycia erozyjne dużej skali (w tym kotły eworsyjne)  
*deep erosional scours (including evorsion hollows)*
-  skamieniałości śladowe – bioturbacje (rzadkie)  
*trace fossils – bioturbations (rare)*
-  skamieniałości śladowe – bioturbacje (częste)  
*trace fossils – bioturbations (frequent)*
-  s.m. struktury meniskowe  
*meniscate backfill*
-  skamieniałości śladowe – jamki  
*trace fossils – digging holes*
-  struktury odwodnieniowe  
*dewatering structures*
-  szczeliny z wysychania  
*dessication cracks*
-  ślady po korzeniach  
*roots imprints*
-  systemy korzeniowe i zniszczenia struktury osadu (mottling)  
*roots traces (mottling)*
-  konkrecje węglanowe pedogeniczne (z septariami)  
*pedogenic carbonate concretions (septarian concretions)*
-  pogrąży wszelkich typów  
*loading and load casts different types (soft sediment deformation)*

się osadami powstałymi w warunkach klimatu suchego, a ku stropowi przechodzi w osady klimatu bardziej wilgotnego. Megacykl górny ma charakter aggradacyjny.

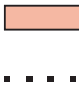
Utwory formacji Drawy reprezentują okresowe zmiany paleoklimatu, na przemian bardziej suchego i wilgotnego, natomiast utwory formacji Noteci – warunki paleoklimatu stabilniejszego w porównaniu do paleoklimatu formacji Drawy. W utworach formacji Noteci obserwuje się słabo wykształcone poziomy pedogeniczne (paleogleby), których prawie brak w utworach formacji Drawy. Występowanie poziomów pedogenicznych wskazuje na spowolnienie subzencji i długie okresy stabilizacji paleopowierzchni.

Zapis sedymentacji utworów czerwonego spągowca górnego w profilu otworu Sława IG 1 przedstawiono w formie hierarchicznych sekwencji i subsekwencji depozycyjnych (oznaczonych literami alfabetu od A do T) w kolejności od spągu do stropu profilu. Ich miąższości wynoszą od 3,0 do 22,9 m. Sekwencje i subsekwencje depozycyjne wyróżnione jako nadrzędne składają się z mniejszych sekwencji depozycyjnych uporządkowanych w postaci cykli prostych o zróżnicowanym wykształceniu i randze. Cykle proste są często nie w pełni wykształcone na skutek częstych epizodów erozji.

**Fig. 8. Profil litostratygrafii, sekwencji depozycyjnych i cykli paleoklimatycznych zestawiony na podstawie analizy sedymentologicznej osadów czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Sława IG 1**

Lithostratigraphy, depositional sequences and palaeoclimatic cycles compiled based on the sedimentological analysis of Rotliegend deposits in the Sława IG 1 borehole

LITOLOGIA I ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA GÓRNEGO  
LITHOLOGY AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF THE UPPER ROTLIEGEND DEPOSITS

-  piaskowce fluwialne (korytowe)  
*fluvial sandstones (channel deposits)*
-  piaskowce i mułowce równi aluwialnej i wilgotnych obszarów międzywydmowych  
*alluvial plain and damp interdune sandstones and mudstones*
-  iłowce, mułowce i piaskowce drobnoziarniste fluwialnej równi zalewowej i koryt fluwialnych  
*fluvial flood plain and fluvial channels claystones, mudstones and fine-grained sandstones*
-  piaskowce wydym i obszarów międzywydmowych  
*dune and interdune sandstones*
-  piaskowce i zlepienie stożków aluwialnych (spływów rumoszu i zalewów warstwowych)  
*alluvial fan sandstones and gravels deposited in sheetflood and debris flows sedimentary environment*
-  skały wulkaniczne  
*volcanic rocks*
-  ■ ■ ■ poziom pedogeniczny (paleoglebowy)  
*pedogenic horizon*



**Hubert KIERSNOWSKI****CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA**

Przedstawiony profil sedymentologiczny utworów czerwonego spągowca jest charakterystyczny dla środkowozachodniej części basenu śląskiego. W odróżnieniu od profili spotykanych na wschodzie i południu, w których dominują osady eoliczne, w profilu otworu Sława IG 1 wyróżnia się górna część profilu zdominowana przez mieszane utwory aluwialne i eoliczne. Tak wykształcony profil upoważnia do postawienia hipotezy o aktywnym, rozległym systemie aluwialnym wkraczającym w obręb osadów eolicznych. Taki wariant rozwoju pokrywy osadowej czerwonego spągowca przedstawiono na [figurze 6](#).

Utwory eoliczne powstawały wielokrotnie, ale tylko niektóre zachowały się w zapisie osadowym analizowanego profilu. W opisanych sekwencjach osadów eolicznych stwierdzono zestawy warstwowych skośnie piaskowców, zrotowanych pod różnym kątem względem niżej- lub wyżejległych zestawów. Ta cecha, w połączeniu z licznymi granicami erozyjnymi i występującymi miejscami osadami międzywydmowymi, pozwala stwierdzić, że sekwencje eoliczne reprezentują „skondensowane”, tzw. złożone, profile wydmowe.

Powtarzalność cykli powodziowych stanowi przykład sedymentacji epizodycznej o wysokim potencjale akumulacyjnym. Jednorodność uziarnienia osadów powodziowych, bez domieszek intraklastów czy grubszych ziaren, sugeruje, że na obszarze alimentacyjnym przeważała sedymentacja piaszczysta. Z kolei znaczny udział intraklastów lamin ilastych lub mułowcowych świadczy o erozji osadów fluwialnych i zastoiskowych. Masywne, bezstrukturalne osady są charakterystyczne dla niskoenergetycznych powodzi o wysokim współczynniku kohezji (silnie obciążonych inkorporowanym osadem). Czasami w osadach powodzi są obserwowane słabo czytelne struktury prądowe wskazujące na częściowe skanalizowanie przepływów.

Zarejestrowana częstotliwość i miąższość osadów powodzi oraz fragmentarycznie zachowane sekwencje iłowców o dużej miąższości mogą wskazywać, że otwór Sława IG 1 odwiercono w obrębie depresji morfologicznej istniejącej tu w trakcie depozycji osadów czerwonego spągowca górnego.

W profilu utworów czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Sława IG 1 często występują interwały intensywnie zbioturbowane. Bioturbacje te (*Fodinichnia*) są charakterystyczne dla osadów wilgotnych, ponieważ ich kreatorzy to w większości organizmy przeszukujące osad w poszukiwaniu pożywienia (nutrientów). Szczególny rodzaj bioturbacji z zachowaną tzw. strukturą meniskową został oznaczony na profilach symbolem s.m.

Kreatorzy bioturbacji, organizmy „mułozerne”, poszukują pożywienia w osadach wzbogaconych w nutrieny, które praktycznie nie są obecne w wydmach. W związku z tym obecność bioturbacji w osadach eolicznych jest związana z paleopoziomami wodonośnymi i przemieszczaniem

się kreatorów tych bioturbacji z fragmentów równi aluwialnej pozbawionej pokrywy eolicznej. Nie można wykluczyć, że część bioturbacji obserwowanych w wydmach należy do kategorii *domichnia*, czyli jamek mieszkalnych.

Częstotliwość występowania bioturbacji pokazano na zestawieniu zbiorczym ([fig. 8](#)). Uwidoczniono na nim ich związek z okresami osuszenia lub zwilgotnienia paleoklimatu oraz przedstawiono poziomy słabo wykształconych paleogleb (rizokrecje i inicjalne gruzły pedogeniczne) reprezentujące stabilizację warunków paleoklimatycznych.

Omawiany profil utworów czerwonego spągowca odzwierciedla długookresowe fluktuacje paleoklimatu, które można uporządkować w szereg cykli określanych terminem megacykle klimatyczno-sedymentacyjne, ze względu na rozpiętość czasu, w jakim mogła zachodzić sedymentacja. Według różnych interpretacji utwory czerwonego spągowca górnego mogły powstawać w okresie od 6 do nawet 12 mln lat. Profil utworów czerwonego spągowca w otworze Sława IG 1 można traktować jako reper do dalszych analiz rozwoju pokrywy osadowej czerwonego spągowca górnego w basenie śląskim.

**Charakterystyka sekwencji depozycyjnych  
([fig. 7A–F](#))**

**Sekwencja depozycyjna A** (2234,3–2250,8 m), o miąższości ok. 16,5 m, jest zbudowana z osadów dystalnych stożków aluwialnych deponowanych w postaci zestawu cykli prostych rozpoczynających się drobnoklastycznymi zlepieńcami i zakończonych drobnodziarnistymi piaskowcami z przewarstwieniami mułowców i iłowców.

Według Oszczepalskiego (Oszczepalski i in., 2010) w spągowej części kompleksu zlepieńcowego, na głęb. 2250,00–2251,00 m, występuje zlepienie grubookruchowe, brunatny, o czerwonym spoiwie piaskowcowym typu masy wypełniającej. Dominują w nim kwarc oraz fragmenty kwarcytów, litytów i riolitu. Otoczaki mają różny stopień obtoczenia, najczęściej są słabo obtoczone. Miejscami w zlepieńcu jest obecny cement kalcytowy.

Osady te są uporządkowane w szereg cykli depozycyjnych reprezentujących stożek aluwialny, w tym przypadku wykształcony w postaci sekwencji agradacyjnej. W jednym fragmencie profilu zaobserwowano mały cykl odwrócony świadczący o progradacji aluwialnego systemu depozycyjnego. Poszczególne cykle sedymentacyjne odzwierciedlają relatywnie krótkie, epizodyczne wydarzenia depozycyjne rozpoczynające się raptownymi spływami rumoszu, przechodzącymi w fazę uporządkowania i segregacji (rozsortowania) osadów, pojawieniem się struktur prądowych i w końcowej fazie przejściem w okres stagnacji i de-

pozycji z zawiesiny. Większość z tych cykli sedymentacyjnych zawiera sekwencje ze szczelinami z wysychania związanymi z okresowymi przerwami w sedymentacji. Pojawienie się szczelin z wysychania, i w konsekwencji intraklastów lamin mułowcowych i ilastych, jest dowodem na wielokrotny udział wody w procesie sedymentacji.

**Sekwencja depozycyjna B** (2229,1–2234,3 m), o miąższości 5,2 m, jest zbudowana z osadów eolicznych, wydymowych i międzywymowych deponowanych w postaci zestawu członów ściętych erozyjnie wydm. Zachowane fragmenty tych form reprezentują wydmy pojedyncze bądź złożone. Wydmy są zbudowane z piaskowców drobno- i średnioziarnistych, a osady międzywymowe – z piaskowców średnio- i gruboziarnistych.

**Sekwencja depozycyjna C** (2206,2–2229,1 m), o miąższości 22,9 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej, głównie nieskanalizowanych zalewów warstwowych, epizodycznych koryt fluwialnych i podrzędnie słabo zachowanych utworów eolicznych. Są to głównie piaskowce drobno-, średnio- i podrzędnie gruboziarniste. Widoczne są duże cykle proste osiągające 8 m miąższości, dzielące się na mniejsze cykle proste. Sekwencja depozycyjna C jest zakończona warstwą osadów eolicznych. Cechą charakterystyczną tej sekwencji depozycyjnej jest obecność osadów zalewów warstwowych i okresowych mikroplai z drobnymi pogrążami i rozmyciami erozyjnymi.

**Sekwencja depozycyjna D** (2194,2–2206,2 m), o miąższości 12 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez epizodyczne powodzie, koryta fluwialne i osady pozakorytowe. Są to głównie piaskowce drobno-, średnio- i podrzędnie gruboziarniste. Sekwencja D rozpoczyna się granicą erozyjną na powierzchni osadów eolicznych sekwencji C. Sekwencja depozycyjna D składa się z dwóch głównych cykli prostych, które mogą być interpretowane jako dystalne człony odległych stożków aluwialnych. Przy spągu cykli występują piaskowce gruboziarniste oraz źle wysortowane i nieobtoczone drobne żwiry.

**Sekwencja depozycyjna E** (2180,0–2194,2 m), o miąższości 14,2 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez epizodyczne powodzie, koryta fluwialne oraz depozycję pozakorytową. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste z przewarstwieniami mułowców i iłowców. Osady są uporządkowane w postaci zestawu niewielkich cykli prostych, często niepełnych, pozbawionych fragmentów członów najbardziej drobnoklastycznych. Charakterystyczna jest duża częstotliwość występowania szczelin z wysychania, wynikająca z silnej alternacji osadów. Przy stropie sekwencji występują drobno- i średnioziarniste żwiry (otoczaki skał wulkanicznych), co zinterpretowano jako pierwsze znamiona cyklu agradacyjnego rozwijającego się stopniowo w obrębie osadów sekwencji depozycyjnej G i H1-2.

Pomiędzy sekwencjami depozycyjnymi E i F wyznaczono granicę erozyjną, być może o charakterze luki czasowej (hiatusu).

**Sekwencja depozycyjna F** (2176,2–2180,0 m), o miąższości 3,8 m, jest zbudowana z osadów eolicznych i osadów zalewów warstwowych. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste z nielicznymi przewarstwieniami iłowców. Profil rozpoczynają osady pokrywki piaskowej, na której leżą osady wydmy złożonej ściętej przez osad zalewu warstwowego. Zalewy warstwowe są reprezentowane przez sekwencje skanalizowane i nieskanalizowane wykształcone w formie mikrocykli prostych.

**Sekwencja depozycyjna G** (2165,3–2176,2 m), o miąższości 10,9 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez epizodyczne powodzie i koryta fluwialne oraz depozycję pozakorytową. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste z przewarstwieniami mułowców i iłowców. Osady są uporządkowane w postaci zestawu cykli prostych, częściowo niepełnych, pozbawionych fragmentów członów najbardziej drobnoklastycznych. Sekwencja rozpoczyna się wyraźną granicą erozyjną, wyznaczającą początek nowego cyklu depozycyjnego. Charakterystyczną cechą tej sekwencji depozycyjnej są trzy przewarstwienia dużych intraklastów iłowców przy spągu wyróżnionych cykli prostych. Nagromadzenia dużych, w niewielkim stopniu obtoczonych lub nieobtoczonych intraklastów iłowców świadczy o erozji relatywnie grubych warstw osadów ilastych powstałych w okresowych zastoiskach.

**Sekwencja depozycyjna H** (2148,8–2165,3 m), o miąższości 16,5 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez epizodyczne powodzie, koryta fluwialne oraz depozycję pozakorytową. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste z przewarstwieniami mułowców i iłowców. Osady są uporządkowane w cykli prostych, w dolnej części sekwencji (subsekwencja H1 – ok. 5 m) częściowo niepełnych, pozbawionych fragmentów członów najbardziej drobnoklastycznych. Jest to sekwencja agradacyjna bez wyraźnego trendu progradacyjnego lub retrogradacyjnego. W górnej części sekwencji (subsekwencja H2 – ponad 11,5 m) cykle proste są pełne, ku stropowi stopniowo przechodzące w cykle ze zredukowanymi członami drobnoklastycznymi. W całej sekwencji występują wielokrotnie osady korytowe z warstwowaniami przekątnymi rynnowymi z rozproszonymi drobnymi intraklastami iłowców/ mułowców oraz poziomy z dużymi intraklastami iłowców i scementowanych drobnoziarnistych piaskowców, świadczące o silnych epizodach erozyjnych. Stopniowy zanik członów drobnoklastycznych oraz rozwój cykli depozycyjnych, z wyraźnie zaznaczonymi spągami erozyjnymi w poszczególnych cyklach, reprezentuje słabo zaznaczony cykl odwrócony wyższego rzędu, tworzący sekwencję progradacyjną.

Sekwencja depozycyjna H (subsekwencja H2) jest zakończona granicą erozyjną, być może o charakterze luki czasowej (hiatusu).

**Sekwencja depozycyjna I** (2127,4–2148,8 m), o miąższości 21,4 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez epizodyczne powodzie, koryta fluwialne oraz depozycję pozakorytową. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste z przewarstwieniami mułowców i iłowców. Osady są uporządkowane w postaci zestawu cykli prostych, częściowo niepełnych, zredukowanych lub pozbawionych fragmentów członów najbardziej drobnoklastycznych. Sekwencja rozpoczyna się wyraźną granicą erozyjną, reprezentującą początek nowego cyklu depozycyjnego. Granica erozyjna jest związana z serią cyklicznych zalewów warstwowych (powodzi), które następnie, w górę profilu, są zastąpione przez osady korytowe zbudowane z zestawów z niskokątowym warstwowaniem skośnym.

W osadach sekwencji depozycyjnej I ten rodzaj depozycji jest cykliczny. Występują powtarzające się zestawy niskokątowych warstwowań skośnych, które zapewne reprezentują fragmenty odsypów korytowych związanych z akrecją lateralną osadów, charakterystyczną dla przepływów w szerokich, płytkich korytach, może o typie roztokowym. Obecne są również masywne bezstrukturalne piaskowce, pozbawione czytelnych makroskopowo struktur prądowych, najprawdopodobniej deponowane w warunkach okresowych nagłych powodzi. Przy stropie sekwencji osady są uporządkowane w postaci zestawu słabo czytelnych, niepełnych cykli prostych i agradacyjnych pozbawionych zmian gradacji ziaren piaskowca, rozdzielonych granicami erozyjnymi.

**Sekwencja depozycyjna J** (2111,5–2127,4 m), o miąższości 15,9 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez epizodyczne powodzie, koryta fluwialne oraz depozycję pozakorytową w środkowej i górnej części sekwencji. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste z cienkimi przewarstwieniami mułowców i iłowców. Występują poziomy z dużymi intraklastami iłowców, rozproszonych lub gęsto upakowanych, o charakterze bruku korytowego.

Osady są uporządkowane w postaci zestawu cykli prostych, częściowo niepełnych, zredukowanych lub pozbawionych fragmentów członów najbardziej drobnoklastycznych. W dolnej części sekwencji fragmentarycznie występują zestawy agradacyjne, pozbawione zmian gradacji ziaren piaskowca, rozdzielone granicami erozyjnymi.

Sekwencja depozycyjna J rozpoczyna się przewarstwieniem piaskowców średnioziarnistych ze słabo czytelną, nachyloną pod niskim kątem laminacją równoległą. W wyższej części występują piaskowce bezstrukturalne, które stopniowo przechodzą w piaskowce ze strukturami prądowymi. Widoczne są warstwowania skośne, które reprezentują zapewne fragmenty odsypów korytowych związanych z akrecją lateralną osadów w płytkich korytach fluwialnych, oraz warstwowania przekątne rynnowe typowe dla koryt fluwialnych o zmiennej geometrii przepływu.

**Sekwencja depozycyjna K** (2088,7–2111,5 m), o miąższości ok. 22,8 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez epizodyczne powodzie i koryta fluwialne oraz depozycję pozakorytową, występującą w środkowej i górnej części sekwencji. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste z niewielkimi przewarstwieniami mułowców i iłowców. Osady są uporządkowane w postaci zestawu cykli prostych różnej rangi, częściowo nie w pełni wykształconych lub zredukowanych i pozbawionych fragmentów członów najbardziej drobnoklastycznych. Osady poszczególnych cykli są rozdzielone granicami erozyjnymi.

Sekwencja rozpoczyna się wyraźną granicą erozyjną, reprezentującą początek nowego cyklu depozycyjnego. Przy spągu sekwencji występują piaskowce średnio- i gruboziarniste z licznymi rozproszonymi w osadzie niewielkimi intraklastami lamin iłowców lub mułowców. Wyżej występują trzy warstwy piaskowców z dużymi, często obtoczonymi intraklastami iłowców, przedzielone osadami korytowymi ze strukturami prądowymi. Są to zestawy warstwowań skośnych oraz zestawy riplemarków.

Zaznaczony na niebiesko cykl prosty (fig. 7D) jest unikatowy w całym profilu otworu Sława IG 1, ponieważ reprezentuje system depozycyjny bardziej dojrzałego systemu fluwialnego, w którym cykl rozpoczyna się brukiem korytowym, następnie występują osady z warstwowaniami przekątnymi, przechodzące w poziomy riplemarkowe i ponownie warstwowania przekątne i riplemarkowe. Cykl kończy się drobno laminowanymi osadami ilastymi. Jest to charakterystyczne dla przepływów okresowych w systemie koryt fluwialnych o zwiększonej krętości.

Środkowa część sekwencji depozycyjnej K składa się z szeregu cykli prostych, rozdzielonych wyraźnymi granicami erozyjnymi, reprezentujących osady epizodycznych powodzi oraz osady korytowe, przy czym występuje tu płynne przejście pomiędzy osadami krótko okresowych przepływów fluwialnych z gradacyjnym rozsortowaniem ziaren a osadami powodzi z elementami struktur prądowych świadczących o częściowym skanalizowaniu i uporządkowaniu przepływu. W wyższej części sekwencji depozycyjnej osady powodzi są pozbawione struktur sedymentacyjnych, co świadczy o wysokiej kohezji przepływu oraz szybkiej depozycji bez możliwości skanalizowania i rozsortowania osadu.

W najwyższej części sekwencji występują liczne poziomy częściowo skanalizowanych zalewów warstwowych (minipowodzi). Zalewy te miały znaczny potencjał erozyjny, czego dowodem jest częste występowanie mniejszych i większych intraklastów iłowców. Odcinek ten zinterpretowano jako reprezentujący słabo zaznaczony cykl progradacyjny.

**Sekwencja depozycyjna L** (2069,4–2088,7 m), o miąższości 19,3 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez koryta fluwialne oraz osady pozakorytowe. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnio- i gruboziarniste, w górnej części sekwencji z miąższymi przewarstwieniami iłowców i mułowców. Osady są uporządkowane w postaci zestawu cykli prostych różnej

rangi, częściowo nie w pełni wykształconych (pozbawionych fragmentów członów najbardziej drobnoklastycznych). Osady poszczególnych cykli są rozdzielone granicami erozyjnymi. Większa część sekwencji L reprezentuje megacykl odwrócony, charakteryzujący się wzrostem udziału grubszych ziaren, świadczący o progradacji systemu aluwialnego oraz częstotliwości występowania koryt fluwialnych.

Sekwencja L rozpoczyna się podobnymi osadami, takimi jak występujące przy stropie sekwencji K. Wydzielenie tej sekwencji zostało podyktowane pojawieniem się dobrze rozwiniętych cykli prostych z rozbudowanymi członami drobnoklastycznymi. Dodatkowo zaobserwowano zanik występowania bioturbacji charakterystycznych dla sekwencji depozycyjnej K.

W dolnej części sekwencji występują osady niewielkich koryt fluwialnych ze strukturami prądowymi takimi jak warstwowania przekątne i rynnowe oraz riplemarkowe, a także iłowce i mułowce ze szczelinami z wysychania. Drobnolaminowane mułowce i iłowce reprezentują zastoiska w obrębie koryt fluwialnych oraz prawdopodobnie osady krewas. W niektórych przypadkach zastoiska te były wielokrotnie odnawiane (mikrocykle) lub osiągały znaczne rozmiary, co w rezultacie spowodowało powstanie sekwencji osadów ilastych o znacznej miąższości sięgającej prawie 3 m.

W górnej części sekwencji wzrasta udział osadów korytowych kosztem redukcji członów drobnoklastycznych. Występują warstwowania przekątne rynnowe z brukami korytowymi złożonymi z dużych intraklastów iłowców. Ku stropowi sekwencji osady korytowe przechodzą stopniowo w osady skanalizowanych i nieskanalizowanych zalewów warstwowych lub niewielkich powodzi. Ponieważ w tych osadach występuje duży udział pochodzących z erozji małych i dużych intraklastów iłowców, nasuwa się wniosek, że osady te były deponowane w opuszczonym lub okresowo czynnym korycie fluwialnym.

**Sekwencja depozycyjna L** (2065,8–2069,4 m), o miąższości 3,6 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez zalewy warstwowe i niewielkie powodzie. Są to głównie piaszkowce drobnoziarniste z niewielkim udziałem piaszków średnio- i gruboziarnistych. Sekwencja rozpoczyna się wyraźną granicą erozyjną, reprezentującą początek nowego cyklu depozycyjnego, którego niewielka miąższość (w porównaniu do leżących niżej sekwencji depozycyjnych) jest spowodowana ścięciem erozyjnym związanym z granicą erozyjną, od której rozpoczyna się sedymentacja osadów formacji Noteci. Przy spągu sekwencji L występuje warstwa złożona głównie z obtoczonych i nieobtoczonych, dużych intraklastów iłowca.

**Granica pomiędzy osadami formacji Drawy i Noteci** jest jedną z ważniejszych granic stratygraficznych o charakterze erozyjnym. Formacja Noteci rozpoczyna się poziomem zlepieńców piaszczystych. W obrębie materiału gruboklastycznego stwierdzono pojedynczy otoczek szarego piaszkowca karbońskiego o zachowanej w rdzeniu wielkości powyżej 6 cm. Występowanie materiału karbońskie-

go pochodzącego z odległego obszaru źródłowego uznano za świadectwo początku nowego cyklu depozycyjnego związanego z przebudową obszarów alimentacyjnych, co było charakterystyczne dla początku formacji Noteci. Występujący w leżącej niżej sekwencji L cykl progradacyjny może jednak świadczyć o wcześniejszym ożywieniu obszarów alimentacyjnych związanych z ich przebudową tektoniczną lub zmianą klimatu.

Pomiędzy utworami formacji Drawy i formacji Noteci może występować luka stratygraficzna, której istnienie jest prawdopodobne z punktu widzenia zapisanej w osadzie zmiany klimatu, która jak wiadomo nie przebiegała skokowo.

**Sekwencja depozycyjna M** (2052,8–2065,8 m), o miąższości 13 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez epizodyczne, cykliczne powodzie. Są to głównie piaszkowce bardzo drobno- i drobnoziarniste. Przy spągu występują średnio- i gruboziarniste piaszkowce oraz cienki poziom zlepieńców, miejscami gruboklastycznych, złożonych z okruchów skał o odległej proveniencji spoza bezpośredniego obszaru akumulacji osadów.

Sekwencja składa się z szeregu epizodycznych cykli powodziowych reprezentowanych przez piaszkowce o miąższości dochodzącej do 2–3 m, w większości bezstrukturalne, masywne z rzadkimi słabo czytelnymi strukturami prądowymi. Osady poszczególnych powodzi są rozdzielone granicami erozyjnymi, czasem z zachowanymi strukturami prądowymi lub poziomami z drobnymi intraklastami iłowców.

**Sekwencja depozycyjna N** (2045,5–2052,8 m), o miąższości 7,3 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez koryta fluwialne i epizodyczne powodzie. Są to głównie piaszkowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste. Przy spągu sekwencji występują przewarstwienia drobno- i średnioziarnistych żwirów, częściowo zdeponowane jako bruki korytowe. Żwiry te składają się z obtoczonych klastów piaszkowców lub piaszkowców zailonych. Klasty piaszkowca wskazują na brak znaczących przewarstwień mułowców i iłowców w erodowanych osadach, chociaż w dolnej części sekwencji występują również drobne intraklasty pochodzące z lamin iłowców.

Sekwencja depozycyjna N reprezentuje fluwialny cykl prosty, złożony z szeregu podrzędnych cykli prostych, rozpoczynający się osadami korytowymi przechodzącymi ku stropowi w osady pozakorytowe. Przy stropie sekwencji występują bezstrukturalne piaszkowce będące osadem powodzi, zapewne skoncentrowanej w opuszczonym korycie fluwialnym, jednak nie stwierdzono w tym osadzie intraklastów iłowców lub mułowców. Osady powodzi włączono do sekwencji depozycyjnej N z powodu obecnych w nich śladów poziomego korzeniowego (?paleogleby) charakterystycznych dla poziomów pedogenicznych stanowiących granice cykli depozycyjnych. W dolnej części sekwencji zaznaczają się poziomy pedogeniczne ze śladami korzeni (rizokrecje) oraz ze słabo rozwiniętymi (inicjalnymi) konkrecjami węglanowymi. Stwierdzono również liczne bioturbacje.

**Sekwencja depozycyjna O** (2026,1–2045,5 m), o miąższości 19,4 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez epizodyczne, cykliczne powodzie. Są to głównie piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste oraz w dolnej części średnio- i gruboziarniste. Osady tej sekwencji reprezentują szereg epizodów powodziowych, o zróżnicowanej miąższości dochodzącej do 2–3 m, rozdzielonych granicami erozyjnym. Cykle powodziowe są uszeregowane w zespoły reprezentujące cykle proste wyższego rzędu. Osady poszczególnych powodzi to piaskowce, w większości bezstrukturalne, masywne, z rzadkimi, słabo czytelnymi strukturami prądowymi lub wyraźnymi lokalnymi nagromadzeniami drobnych intraklastów iłowców. Niewielka liczba intraklastów lamin ilastych może świadczyć o ich nikłym udziale w zapisie osadowym i prawdopodobnie o erozji wcześniej deponowanych piaskowców, być może pochodzenia eolicznego. Obecne są liczne bioturbacje, które mogły w pewnym stopniu spowodować zatarcie pierwotnych struktur sedymentacyjnych.

**Sekwencja depozycyjna P** (2011,8–2026,1 m), o miąższości 14,3 m, jest zbudowana z osadów równi aluwialnej zdominowanej przez powtarzające się epizodyczne powodzie. Są to głównie piaskowce drobno- i średnioziarniste, rzadziej bardzo drobnoziarniste oraz, w górnej części sekwencji, z domieszką piaskowców gruboziarnistych i drobnoziarnistych żwirów.

Osady powodzi są uporządkowane w szereg cykli prostych o zróżnicowanej wielkości, dochodzących do 2 m miąższości, rozdzielonych granicami erozyjnymi. Poszczególne cykle powodziowe rozpoczynają się osadami koryt z warstwowaniami przekątnymi rynnowymi lub wyłącznie większym udziałem grubszych ziaren piaskowca przy spągu cyklu. Część osadów cykli powodziowych to piaskowce bezstrukturalne lub ze słabo czytelną horyzontalną laminacją. Charakterystyczny jest brak nagromadzeń drobnych intraklastów iłowców, co może świadczyć o tym, że powodzie w większości erodowały i redeponowały piaskowce eoliczne znajdujące się na obszarze alimentacji.

W osadach sekwencji P są obecne liczne bioturbacje o dochodzących do powyżej 10 mm średnicach kanałów drażeniowych, które mogły w pewnym stopniu spowodować zatarcie pierwotnych struktur sedymentacyjnych.

Pomiędzy osadami sekwencji depozycyjnej P i R prawdopodobnie występuje luka erozyjna i stratygraficzna, w której „mieści się” czas przypadający na zmiany paleoklimatu.

**Sekwencja depozycyjna R** (2000,0–2011,8 m), o miąższości 11,8 m, jest zbudowana głównie z osadów eolicznych z przewarstwieniami osadów powodzi w dolnej części sekwencji. Są to głównie piaskowce drobno- i średnioziarniste bezstrukturalne lub z warstwowaniami przekątnymi, znamionującymi przepływy korytowe.

Osady eoliczne, które dominują przy stropie sekwencji R, są reprezentowane przez pojedyncze wydmy składające się z niewielkich zestawów z warstwowaniem przekątnym, niekiedy zrotowanych. Wydmy są ścięte erozyjnie, dlatego

w dolnej części sekwencji ich miąższość wynosi od 0,3 do 0,9 m. W górnej części sekwencji występuje zestaw wydym pojedynczych i złożonych oraz osadów międzywydmowych typu pokryw piaskowych o sumarycznej miąższości 6–7 m. Liczne granice erozyjne i mała miąższość zachowanych członów wydym wskazują na „niesprzyjające” warunki akumulacji eolicznej. Poparciem tej hipotezy są liczne bioturbacje w piaskowcach eolicznych o średnicach kanałów drażeniowych wynoszących od 5 do 8–10 mm, co świadczy o okresach stagnacji w rozwoju wydym.

**Granica między utworami sekwencji depozycyjnych R i S** jest umowna, ponieważ nie zmienia się zasadniczo charakter sedymentacji. Oparta jest na kolejnym cyklu depozycyjnym rozpoczynającym się osadami koryt fluwialnych, przy czym spąg cyklu fluwialnego nie został zachowany w materiale rdzeniowym.

**Sekwencja depozycyjna S** (1968,5–2000,0 m), o miąższości 31,5 m, została podzielona na trzy subsekwencje: S1, S2 i S3. Osady tej sekwencji to piaskowce drobno- i średnioziarniste, sporadycznie gruboziarniste, oraz fragmentarycznie przez piaskowce bardzo drobnoziarniste, deponowane w warunkach powodzi, koryt fluwialnych oraz w trakcie sedymentacji eolicznej. Całość jest złożona ze słabo rozwiniętych małych cykli prostych i dużych cykli agradacyjnych, rozdzielonych licznymi granicami erozyjnymi. Charakterystyczne jest rzadkie występowanie nagromadzeń drobnych intraklastów iłowców/ mułowców, co może świadczyć o ich nieznacznym udziale w zapisie osadowym i prawdopodobnie o erozji wcześniej deponowanych piaskowców, być może pochodzenia eolicznego.

**Subsekwencję depozycyjną S1** (1988,0–2000,0 m) rozpoczynają osady złożonych koryt fluwialnych, na których leży ponaddwumetrowy kompleks osadów eolicznych. Wyżej występują naprzemianległe osady powodzi i skanalizowanych lub nieskanalizowanych zalewów warstwowych. Poza odcinkami osadów bezstrukturalnych występują niewielkie struktury prądowe (warstwowania skośne, warstwowania przekątne, riplemarki prądowe). Przy stropie subsekwencji S1 wydzielono śladowy poziom paleogleby, charakterystyczny dla okresowej stagnacji depozycji.

**Subsekwencja depozycyjna S2** (1976,5–1988,0 m) znajduje się nad umowną granicą związaną z występowaniem słabo rozwiniętej paleogleby przy stropie subsekwencji S1. Są to naprzemianległe osady powodzi, sporadycznych koryt fluwialnych przy spągach poszczególnych cykli depozycyjnych i skanalizowanych lub nieskanalizowanych zalewów warstwowych. Przy stropie subsekwencji występują niewielkie intraklasty w postaci fragmentów lamin ilasto-mułowcowych.

**Subsekwencję depozycyjną S3** (1968,5–1976,5 m) rozpoczynają osady złożonych niewielkich koryt fluwialnych, na których leżą naprzemianległe osady powodzi i niewielkich zastoisk (lokalnych mikroplai). Osady powodzi to masywne, bezstrukturalne piaskowce, czasem z pojedynczymi, drobnymi intraklastami lamin ilastych. Osady niewielkich zastoisk – mikroplai – specyficzne dla tego interwału,

są reprezentowane przez zestawy cienkich lamin ilastych/mułowcowych i piaskowców pylastych, miejscami mające charakter laminacji soczewkowej. Osady tej subsekwencji są częściowo odbarwione przy stropie.

**Sekwencja depozycyjna T** (1965,5–1968,5 m) powstała pod koniec depozycji osadów czerwonego spągowca górnego. Jest to 3-metrowy kompleks jasnoszarych, drobnoziarnistych piaskowców eolicznych zakończonych przy stropie granicą erozyjną związaną z transgresją morza cechsztyńskiego. Kompleks eoliczny tworzą wydmy złożone z widocznymi rotacjami zestawów lamin. Można przyjąć z dużym prawdopodobieństwem, że wydmy te tworzyły aktywne pole wydmowe, zatopione w trakcie transgresji morza cechsztyńskiego.

Osady te w przedziale od ok. 1965,50 do 1969,93 m mogą być nazwane białym spągowcem tylko z powodu zmiany barwy z brunatnoceglastej na szarą, związanej z utlenianiem żelaza w redukcyjnych warunkach morskich.

**Biały spągowiec morski** (1960,96–1965,50 m). Przy stropie sekwencji depozycyjnej T występują drobnoziarniste, jasno-szaro-białe, bezstrukturalne piaskowce deponowane w warunkach płytkomorskiej erozji i redepozycji powstałych wcześniej piaskowców eolicznych. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że poniżej kompleksu piaskowców bezstrukturalnych stwierdzono piaskowce eoliczne. Przy stropie sekwencji występują szare piaskowce genetycznie płytkomorskie z bioturbacją wskutek działalności organizmów morskich, przykryte przez osady łupku miedzionośnego.

**Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI**

#### LITOLOGIA I OKRUSZCOWANIE UTWORÓW KONTAKTU CECHSZTYNU Z CZERWONYM SPĄGOWCEM

##### Mikrolitofacje i środowisko sedymentacji

Badania mikroskopowe przeprowadzono w utworach serii miedzionośnej, obejmującej biały spągowiec (Bs), łuppek miedzionośny (T1) i wapień cechsztyński (Ca1) (fig. 9).

**Biały spągowiec** (niem. *Weissliegend*) stanowi jednostkę litostratygraficzną kontaktu czerwonego spągowca z cechsztynem, o miąższości 8,96 m (1960,97–1969,93 m), wydzieloną w profilu otworu Sława IG 1 na podstawie kryterium barwy. W odróżnieniu od leżących niżej utworów klastycznych o czerwono-brunatnej barwie biały spągowiec jest reprezentowany przez jasnoszare lub szare piaskowce. Brak czerwonego zabarwienia wskazuje na to, że osady te przed transgresją cechsztyńską znajdowały się powyżej zwierciadła wód gruntowych (Nemec, Porębski, 1981) lub były pierwotnie czerwono-brunatne, lecz zostały odbarwione w wyniku descenzyjnej infiltracji redukcyjnych wód morza cechsztyńskiego (Karnkowski, 1999). Stropowa partia białego spągowca powstała w środowisku morskim, dlatego zaliczono ją do cechsztynu, jako tzw. piaskowiec cechsztyński (Oszczepalski, Rydzewski, 1987).

Najniższą część białego spągowca (1963,63–1969,93 m; fig. 9) stanowią drobnoziarniste piaskowce z wielkoskalowym warstwowaniem przekątnym (pod kątem 10–20°), charakterystycznym dla eolicznego środowiska sedymentacji (facja PP). Są to piaskowce kwarcowe i sublityczne, średnioziarniste, nierównoziarniste. Dominuje spoiwo porowe typu masy wypełniającej, złożone z drobnoziarnistego materiału okrucowego, podrzędnie pojawia się spoiwo kontaktowo-porowe, dolomitowe, a przy spągu występuje spoiwo ilasto-żelaziste w formie otoczek wokół ziaren de-

trytycznych. Cechy strukturalno-teksturalne tych utworów świadczą o tym, że stanowią one kontynuację sedymentacji utworów lądowych czerwonego spągowca.

Środkowa część profilu (1961,20–1963,63 m) jest reprezentowana przez jasnoszare drobnoziarniste piaskowce bezstrukturalne (facja PB). W dolnej części tego interwału występują piaskowce kwarcowe, średnio- i gruboziarniste, o cemencie podstawowym, dolomitowo-anhydritowym, natomiast w górnej – piaskowce drobnoziarniste ze spoiwem porowym dolomitowym, ale także ze spoiwem porowym typu masy wypełniającej. Są to prawdopodobnie osady plażowe morza cechsztyńskiego lub niewielkich wydm brzegowych.

Stropową część białego spągowca (1960,97–1961,20 m) stanowią szare piaskowce drobnoziarniste z różnorodnymi drobnymi strukturami sedymentacyjnymi i kryptobioturbacjami (facja PS). Osady te wyróżniają się obecnością nieregularnego warstwowania smużystego, podkreślonego wzbogaceniem w materiał ilasto-organiczny, czego wskaźnikiem, obok obserwacji mikroskopowych, jest nikiel (fig. 9). Podstawowym składnikiem jest kwarc o wielkości ziaren od 50 do 300 µm. Kwarcowi towarzyszą sporadyczne skalenie potasowe, plagioklasy i okruchy skał krzemionkowych, muskowitu oraz minerałów ciężkich: magnetytu, cyrkonu i turmalinu. Dominuje w nich cement podstawowy, dolomitowy, ze znacznym udziałem minerałów kruszcowych. Niżej pojawia się cement porowy. Do rzadkości należy spoiwo regeneracyjne kwarcowe wokół detrytycznego kwarcu. Cechy osadu wskazują na depozycję w przybrzeżnym środowisku morza cechsztyńskiego tuż po jego transgresji, w wyniku resedymentacji lądowych utworów czerwonego spągowca.

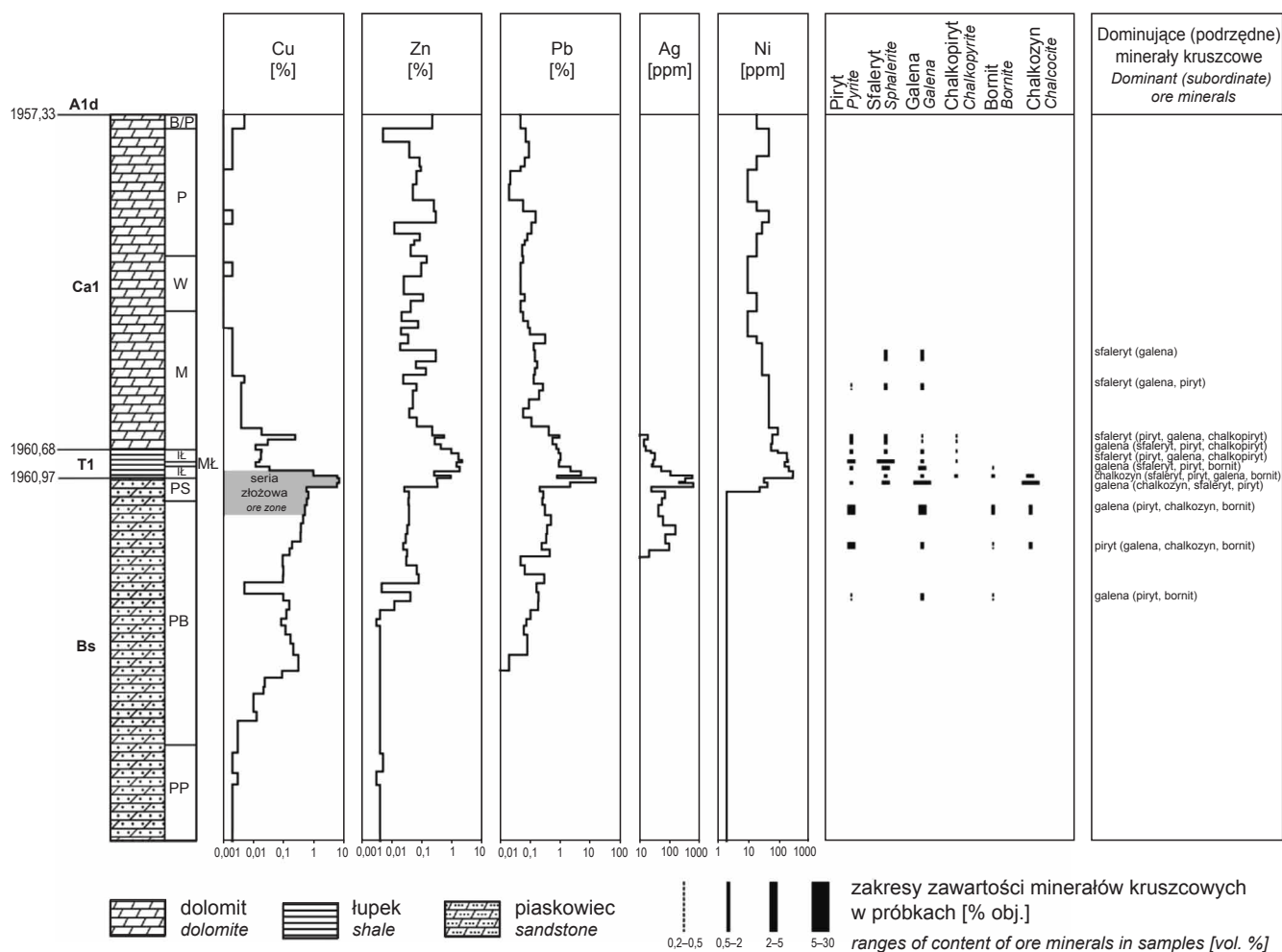


Fig. 9. Dystrybucja zawartości metali w utworach dolnego cechsztynu i czerwonego spągowca (Oszczepalski i in., 2010)

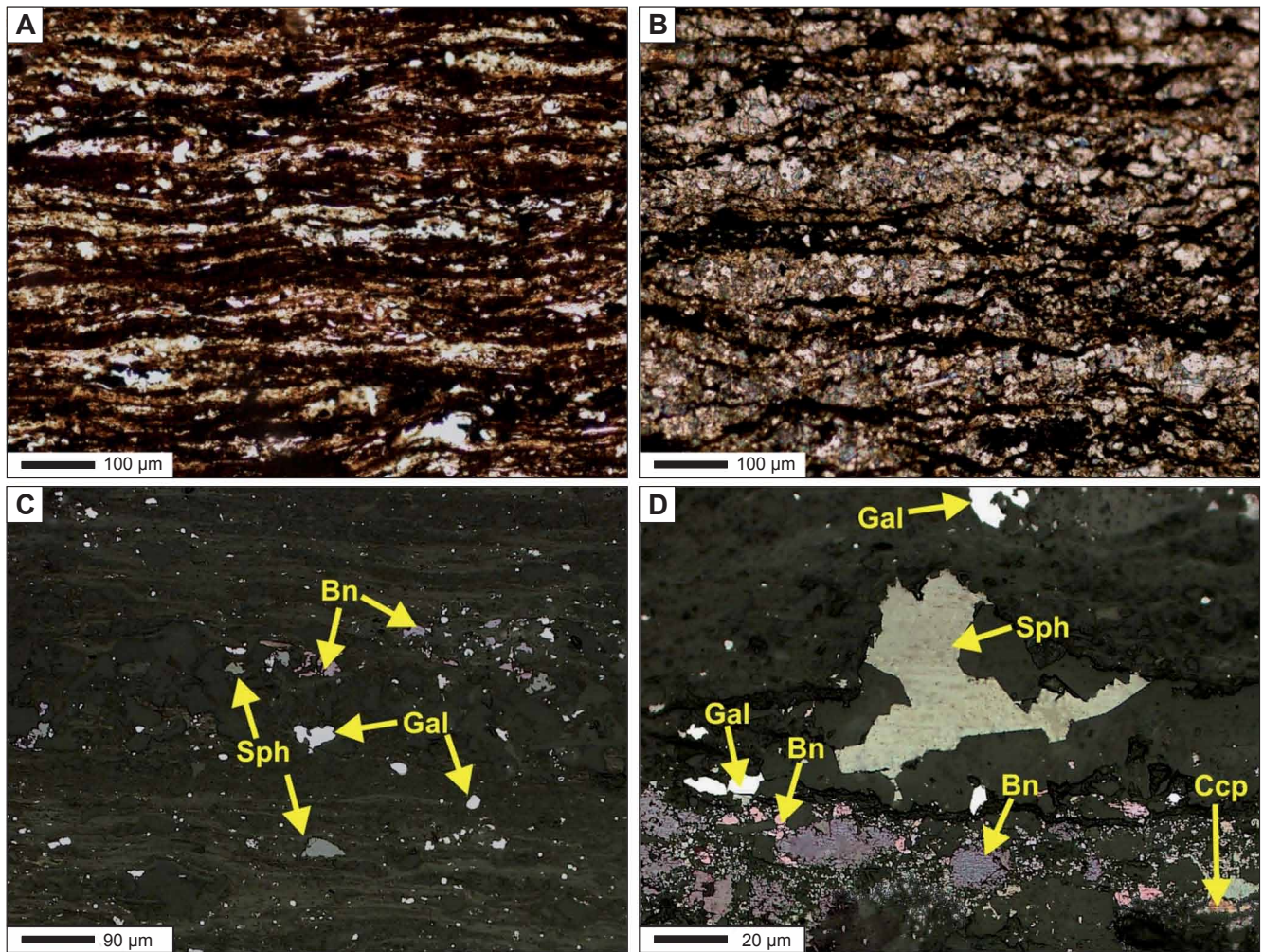
Distribution of metals in the Lower Zechstein and Rotliegend rocks (Oszczepalski i in., 2010)

**Łupek miedzionośny** (niem. *Kupferschiefer*) obejmuje osady złożone z laminowanych drobnoziarnistych skał terygenicznych (ponad 50% ziaren o średnicy poniżej 0,062 mm; *shale sensu* Potter i in., 1980) o oddzielności łupkowej. Miąższość łupków jest nieznaczna i wynosi 0,29 m (na głęb. 1960,68–1960,97 m).

W najniższej części profilu stwierdzono występowanie iłolupków czarnych z obfitym materiałem organicznym, laminowanych faliście lub płasko (fig. 10A). Skały te składają się z lamin ilastych o jasnych barwach (miejscami są obecne także laminy węglanowe), tkwiących w obfitym ciemnym tle skalnym (>70% obj. skały), złożonym z mieszaniny materiału organicznego, ilastego i pelitu kwarcowego. Laminy ilaste cechuje bardzo mała miąższość (najczęstsza 15  $\mu$ m, maksymalna 25  $\mu$ m) oraz lateralna nieciągłość. Obecna jest domieszka rozproszonego kwarcu i łyszczyków frakcji pyłowej. Liczne są rozproszone siarczki metali. Wysoka zawartość węgla organicznego (do 16% wag.) oraz wysoka wartość wskaźnika wodorowego  $HI$  (262 mg HC/g  $C_{org}$ ) i niska wartość  $T_{max}$  (441°C) wskazują na obecność słabo przeobrażonego kerogenu typu II (Speczik i in., 2003).

Środkową część łupku miedzionośnego stanowią ciemnoszare mułolupki dolomitowe z umiarkowanie obfitym materiałem organicznym, nieregularnie laminowane faliście-równoległe i nierównoległe oraz mikrosoczewkowo (fig. 10B). Skały te budują nieciągłe laminy złożone z dolomikrosparytu (rzadziej płaskie lub faliste laminy ilaste), o najczęstszej miąższości ok. 65  $\mu$ m (maksymalnej do 150  $\mu$ m), występujące w obrębie ciemnego tła o nieznacznym udziale w granicach 20–40% obj. skały. Detryt niewęglanowy (ok. 5% obj. skały) występuje w formie rozproszonej, rzadziej w postaci mikrosoczewek. Nieliczną domieszkę stanowią drobne gruzełki i sferoidy sparytowe oraz zdezintegrowane fragmenty ziaren szkieletowych. Liczne ziarna siarczków są rozsiane głównie w dolomitowym mikrosparacie.

Górny interwał łupku miedzionośnego tworzą iłolupki czarne z obfitym materiałem organicznym o nieregularnej laminacji falistej nierównoległej. Iłolupki te charakteryzuje znaczny udział ciemnego tła (50–60% obj. skały), dość grube laminy ilaste (najczęstsza miąższość 23  $\mu$ m, maksymalna 60  $\mu$ m), obecność cienkich lamin dolomitowych oraz



**Fig. 10. Mikrofotografie w świetle przechodzącym (A, B) i odbitym (C, D) utworów łupku miedzionośnego**

Ccp – chalkopiryt, Bn – bornit, Gal – galena, Sph – sfaleryt

Microphotographs of the Kupferschiefer rocks in transmitted light (A, B) and reflected light (C, D)

Ccp – chalcopyrite, Bn – bornite, Gal – galena, Sph – sphalerite

wzbogacenie w detryt niewęglanowy frakcji pyłowej (udział zmienia się od 5 do 10% obj. skały), występujący głównie w formie drobnych soczewek i smug, często cementowanych siarczkami metali. Materiał organiczny to głównie liptynit z dominującymi bituminitem i alginitem. Witrynit autochtoniczny wykazuje niską refleksyjność (0,61%  $R_o$ ), wskazującą na nieznaczną dojrzałość termiczną oraz maksymalną paleotemperaturę do 70°C (Speczik i in., 2003; I. Grotek, ten tom).

Łupek miedzionośny reprezentuje dojrzałe stadium transgresji morza cechsztyńskiego, związane z pogłębieniem zbiornika. Omawiany rejon znajdował się w obrębie głębokiego szelfu, którego dno znajdowało się poniżej sztormowej podstawy falowania (Oszczepalski, Rydzewski, 1987). Podobnie jak osady we współczesnych środowiskach szelfowych zdominowanych przez muł utwory łupkowe powstawały w wyniku powolnego opadania zawiesi-

ny dostarczanej do systemu depozycyjnego z rejonów płytkomorskich w postaci prądów zawieszinowych niskiej gęstości. Obecność niezaburzonych mikrolaminatów wzbogaconych w materiał organiczny, bez struktur charakterystycznych dla środowiska płytkosublitoralnego (takich jak: przewarstwienia piaszczyste i bioklastyczne, warstwowania przekątne i smużyste, powierzchnie i kanały erozyjne, bioturbacje), świadczy o tym, że łupek miedzionośny osadzał się w stratyfikowanym morzu epikontynentalnym. Naprzemienna depozycja iłolupków i mułolupków wskazuje na okresową zmienność natlenienia i energii wód oraz dostawy materiału osadowego w zależności od zmian głębokości zbiornika i odległości od stref płytszych, dostarczających materiału węglanowego (Oszczepalski, 1989). Iłolupki powstawały w strefie wód anoksycznych środowiska anaerobowego, niesprzyjającego rozwojowi fauny bentonicznej, o czym świadczy niezaburzona mikrolaminacja

oraz znaczny udział materiału ilastego i ciemnego tła, podczas gdy mułółupki tworzyły się w warunkach nieznaczniego spłycenia, prawdopodobnie w środowisku dysaerobowym, na co wskazuje nieregularna laminacja, mniejszy udział ciemnego tła i obfitość węglanów.

**Wapień cechsztyński** (1957,33–1960,68 m) ma miąższość 3,35 m. Wykształcony jest w facji dolomitowej, w dolnej części jako kompleks ciemnoszarych dolomitów marglistych, a w górnej – jako kompleks zrekrytalizowanych dolomitów o szarych i jasnoszarych barwach.

Dolny odcinek profilu wapienia cechsztyńskiego, na głęb. 1959,54–1960,68 m, stanowią madstony silnie zanieczyszczone drobnopięnistym materiałem terygenicznym, o znacznym jego udziale w granicach od 10 do 40% obj. Madstony te są nieregularnie drobno smugowane, a miejscami smugowanie to przechodzi w zestawy warstwowania skośnego o małej skali. Dominuje detryt frakcji pyłowej (głównie kwarc i łuszczyki), lecz miejscami są obecne nieznaczne domieszki drobnego piasku niewęglanowego. Ziarna szkieletowe są nieliczne (głównie otwornice jednoseryjne i małżoraczki). Pospolite są niewielkie bioturbacje, zwykle owalne lub o wydłużeniu pionowym, wypełnione drobnopięnistym materiałem detrytycznym, z cementem sparytowym lub siarczowym.

W najniższej części wapienia cechsztyńskiego górnego (na głęb. 1958,75–1959,54 m) występują dolomity intensywnie zrekrytalizowane (pseudosparyty poonkolitowe) z nielicznymi relikami aggradacyjnie zneomorfizowanych drobnych onkoidów, rozsianych prawdopodobnie w sposób nieupakowany, co wskazuje na pierwotną obecność wakstonów onkolitowych. Miejscami pojawiają się niewyraźnie zarysowane relikty zrekrytalizowanych ziaren szkieletowych. Wyżej (na głęb. 1957,47–1958,75 m) występują pseudosparyty poonkolitowe (pierwotnie pakstony onkolitowe) z dość licznymi relikami drobnych onkoidów sferycznych o mikrostrukturach zatartych wskutek dolomityzacji i aggradacyjnego neomorfizmu. Sporadycznie obserwowano relikty silnie zrekrytalizowanych bioklastów. Powszechnie występują drobne oczka wypełniające wolne przestrzenie po rozpuszczonych onkoidach (o średnicy do 1 cm) oraz nieregularne gniazda anhydrytu i gipsu (o średnicy od 1 do 5 cm). Spotyka się także anhydryt wypełniający pory między kryształami dolomitu. Górną granicę tych pakstonów stanowi cienkie przewarstwienie dolomitu ilastego, ciemnoszarego, wzbogaconego w materiał organiczny. Przewarstwienie to ma falisty przebieg i granice wskazujące na rozpuszczanie pod ciśnieniem. Przy stropie wapienia cechsztyńskiego (na głęb. 1957,33–1957,47 m) są obecne bandstony/ pakstony, reprezentowane w dolnej części przez onkolit o urozmaiconym składzie form onkoidowych i kopułki stromatolitowe, a w górnej – przez płaskie biolaminy kryptoalgowe, częściowo zanhydrytyzowane, o ostrym kontakcie z leżącymi wyżej anhydrytami grubochmurkowymi.

Wapień cechsztyński tworzył się na obszarze równi basenowej, znajdującej się między przybrzeżną platformą węglanową i płyczną wolsztyńską (Peryt, 1984). Zastąpienie

sedymentacji łupkowej węglanami było wynikiem zmiany warunków sedymentacji, spowodowanej nieznacznym spłyceniem zbiornika i (lub) spadkiem biologicznej produktywności. Zmiana ta doprowadziła do destabilizacji pionowego uwarstwienia wód, umożliwiającej ekspansję fauny bentonicznej z podmorskich wyniesień, co spowodowało destrukcję laminacji przez organizmy bentoniczne w miejscu przejścia łupków w utwory węglanowe, a w innych rejonach – powstanie ławicy produktusowej bezpośrednio ponad łupkiem miedzionośnym. Następstwo mikrofacji wskazuje na sekwencję regresywną. Dolna część wapienia cechsztyńskiego (dolomity margliste) tworzyła się w środowisku sublitoralnym, górna zaś, reprezentowana przez zrekrytalizowane dolomity (pierwotnie wakstony i pakstony onkolitowe oraz bandstony stromatolitowe) – w środowisku płytkosublitoralnym i międzypływowym. Biolaminy kryptoalgowe oraz anhydryty grubochmurkowe są charakterystyczne dla sekwencji sebhya.

### Mineralizacja kruszcowa

W wyniku przeprowadzonych obserwacji mikroskopowych w świetle odbitym w serii miedzionośnej profilu otworu Sława IG 1 zidentyfikowano następujący zespół minerałów kruszczowych: chalkopiryt ( $\text{CuFeS}_2$ ), bornit ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ), chalkozyn ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ), sfaleryt ( $\text{ZnS}$ ), galenę ( $\text{PbS}$ ) i piryt ( $\text{FeS}_2$ ) (fig. 9).

Dominującą formą występowania siarczków są drobnopięniste rozproszenia. Przeważnie siarczki są rozrzucone w skale w sposób bezładny (fig. 10C), lecz lokalnie bywają skupione i nagromadzone jako niewielkie gniazda, nieregularne soczewki lub smugi (fig. 10D). Przeważnie przyjmują postać drobnych, nieregularnych i ostrokrawędzistych ziaren o rozmiarach od kilku mikronów do 2 mm. Pospolite są także linijne oraz płasko-soczewkowe formy kruszczów, szczególnie liczne w łupku miedzionośnym oraz w dolnej części wapienia cechsztyńskiego, a płasko-wydłużone ziarna oraz soczewkowate formy kruszczów układają się z reguły zgodnie z kierunkiem uławicenia skały (fig. 10A). Długość opisywanych ziaren mieści się w przedziale od kilkuset mikrometrów do kilku milimetrów. Miejscami formy te są lekko faliste oraz spękane, a spękania wypełnione kolejną generacją kruszczów. Zwracają uwagę liczne przerosty siarczków metali z węglanami oraz impregnacje węglanów, w tym lamin węglanowych w łupku miedzionośnym (fig. 10D). Pospolite są także wrostki minerałów płonnych w kruszczach. Nieliczne ziarna magnetytu są rozsiane w spoiwie.

Biały spągowiec jest nierównomiernie okruszczowany. W dolnej części mineralizacja ma charakter śladowy, w postaci nielicznych wrostków w cementie węglanowym. Ku górze profilu stopniowo wzrasta udział minerałów siarczkowych, a przy stropie białego spągowca powszechne jest zastępowanie cementu węglanowego przez siarczki metali, a nawet występowanie cementu siarczowego, spajającego szkielet ziarnowy. Mineralizacja jest zdominowana przez asocjację galena–chalkozyn, której towarzyszą: bornit, sfa-

leryt i piryt. Powszechne są wzajemne zrosty i przerosty minerałów kruszczowych, szczególnie chalkozynu z galeną, galeny ze sfalerytem oraz bornitu z chalkozynem. Piryt występuje przeważnie w postaci drobnych idiomorficznych kryształków lub izometrycznych ziaren, jako samodzielne osobniki lub w obrębie pozostałych siarczków. Miejscami piryt jest zastępowany przez chalkozyn i bornit. Spotyka się chalkozyn wypierający skalenie, najczęściej wzdłuż spękań i szczelin obecnych w skaleniach.

W spągowej partii łupku miedzionośnego, reprezentowanej przez iłolupki z obfitym ciemnym tłem, w największych ilościach występują bornit i chalkopiryt, którym towarzyszą galena, sfaleryt i piryt. Minerale te skupiają się przeważnie w nieduże nagromadzenia (o średnicy do 120  $\mu\text{m}$ ). Ich przerosty i wzajemne zrosty należą do rzadkości. Poza wrostkami pirytu w galenie zanotowano jedynie nieliczne zrosty galeny i sfalerytu oraz chalkopirytu i bornitu.

Środkowa część łupku miedzionośnego, wykształcona w postaci mułolupków dolomitowych, jest zdominowana przez mineralizację sfalerytową, której towarzyszy występowanie galeny, chalkopirytu, sfalerytu oraz pirytu (fig. 10D).

Górna partia łupku miedzionośnego, reprezentowana przez okruszczowaną przede wszystkim sfalerytem i galeną, z podrzędnym udziałem bornitu, chalkopirytu i pirytu (fig. 10C). Ku stropowi łupków stopień okruszczowania znacząco spada.

Dolną część wapienia cechsztyńskiego charakteryzuje się podobną intensywnością okruszczowania jak w stropie łupku miedzionośnego. Stwierdzono w niej przede wszystkim galenę, sfaleryt i piryt oraz śladowe ilości chalkopirytu. Miejscami spotyka się diagonalne żyłki dolomitowe z wrostkami sfalerytu. W wyższej części wapienia cechsztyńskiego intensywność okruszczowania wyraźnie spada aż do jego stropu. W interwale tym występują jedynie nieliczne ziarna galeny, sfalerytu i pirytu, rozsiane w szwach stylolitowych oraz tworzące wypełnienia wolnych przestrzeni w węglanach.

### Wartość złożowa mineralizacji kruszczowej

Od odkrycia w 1957 r. złoża Lubin-Sierszowice (Wyżykowski, 1958) do początku lat 70. XX wieku w rejonie Ślawy nie prowadzono prac wiertniczych. Nieco dalej od tego rejonu odwiercono jedynie otwory Wschowa 1 (1956 r.) na południowy wschód oraz Bielawy 1 (1964 r.), na południowy zachód od okolic Ślawy (fig. 11). W otworach tych nie stwierdzono bogatej mineralizacji miedziowej, dostarczyły one jednak cennych informacji na temat możliwych kierunków poszukiwań złóż rud miedzi. Niezwykle istotne znaczenie przy projektowaniu otworu Śława IG 1 miało odwiercenie w północnym otoczeniu dokumentowanego złoża Lubin-Sierszowice otworu Głogów IG 1 (1970 r.), gdyż stwierdzone w otworze bogate okruszczowanie miedziowe wskazało na możliwość kontynuacji tego złoża nie tylko do okolic Głogowa, lecz także na pół-

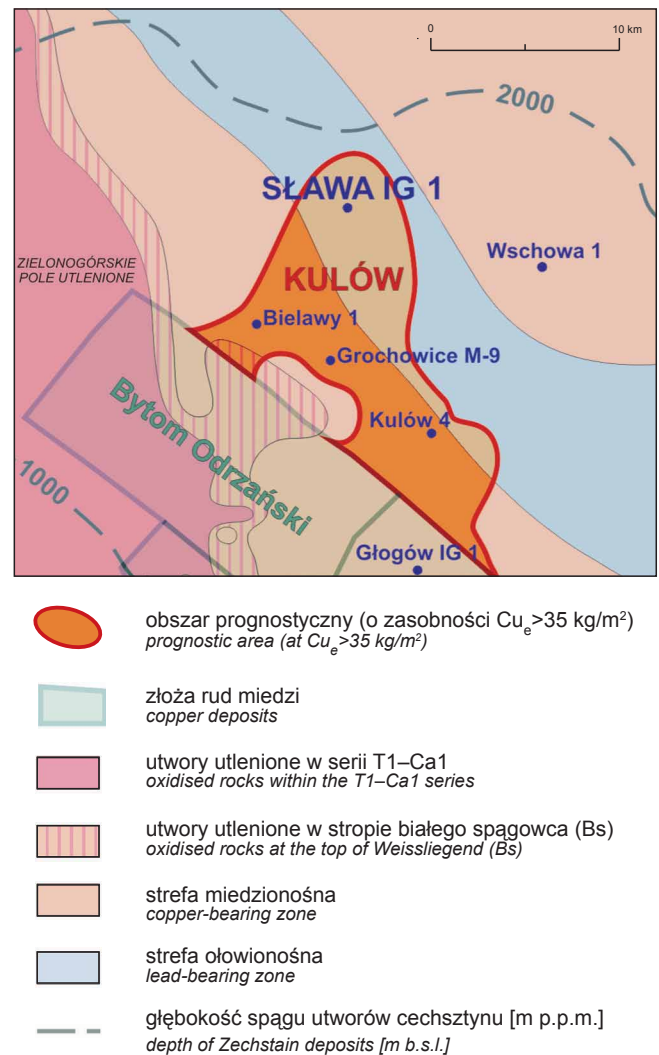


Fig. 11. Mapa perspektyw złożowych w rejonie Ślawy (wg Oszczepalskiego, Rydzewskiego, 2011)

Prospects in the Śława region  
(after Oszczepalski, Rydzewski, 2011)

noc w stronę Ślawy (Wyżykowski, 1971a, b). W rezultacie zaprojektowano, a następnie w 1974 r. wykonano, otwór Śława IG 1. Wyniki zamieszczono w dokumentacji otworowej (Gospodarczyk i in., 1975). Dzięki temu otworowi oraz innym otworom odwierconym w kolejnych latach stało się możliwe przygotowanie kolejnych ocen perspektyw poszukiwawczych dla południowo-zachodniej Polski, uwzględniających rejon Ślawy (Gospodarczyk, 1978; Rydzewski, 1978; Oszczepalski, Rydzewski, 1983, 1993, 1997; Gospodarczyk, Metlerski, 1986; Speczik i in., 2007; Oszczepalski, Speczik, 2011a; Oszczepalski i in., 2012).

Na podstawie wyników badań chemicznych próbek serii miedzionośnej z otworu Śława IG 1 stwierdzono, że mineralizacja miedziowa koncentruje się w górnej części białego spągowca i w dolnej części łupku miedzionośnego, w interwale rudnym występującym na głęb. 1960,89–1961,34 m (o miąższości 0,45 m), zawierającym próbki

o minimalnej zawartości 0,5% Cu (fig. 9). W interwale tym zawartość miedzi zmienia się w granicach od 0,60 do 7,27%, a zawartość srebra – od 43 do 652 ppm. Interwał rudny charakteryzuje średnia zawartość 1,92% Cu i 161 ppm Ag oraz ekwiwalentna zawartość miedzi w wysokości 37,46 kg/m<sup>2</sup> Cu<sub>e</sub>. Pozostałe utwory serii kruszczonej cechują niskie koncentracje miedzi i srebra. Jedynie w piaskowcach poniżej interwału rudnego spotyka się próbki o podwyższonej zawartości tych metali, maksymalnie do 0,46% Cu i 163 ppm Ag.

Obok miedzi i srebra w badanych utworach w znacznych ilościach występują także ołów i cynk (fig. 9). W górnej części białego spągowca wraz z miedzią o znacznych koncentracjach (od 0,21 do 15,30% przy stropie Bs) występuje ołów, natomiast zawartość cynku jest nieznaczna, maksymalnie do 0,33%. Także w dolnej części łupku miedzionośnego miedzi towarzyszą ołów (w koncentracjach od 0,80 do 5,04% Pb) oraz cynk (0,26–0,92%). Odmienne są zawartości metali w interwale obejmującym górną część łupku miedzionośnego i dolną część wapienia cechsztyńskiego. Interwał ten jest płonny w miedź i srebro, lecz wzbogacony w ołów i cynk, z maksymalnymi zawartościami do 2,22% Pb i 2,23% Zn.

Zawartości złota i platynowców w białym spągowcu i łupku miedzionośnym są znikome (4–5 ppb Au, 5 ppb Pt, oraz 3–9 ppb Pd), typowe dla facji redukcyjnej (Piestrzyński i in., 1996; Oszczepalski i in., 1997; Pieczonka i in., 1998; Oszczepalski, 2007).

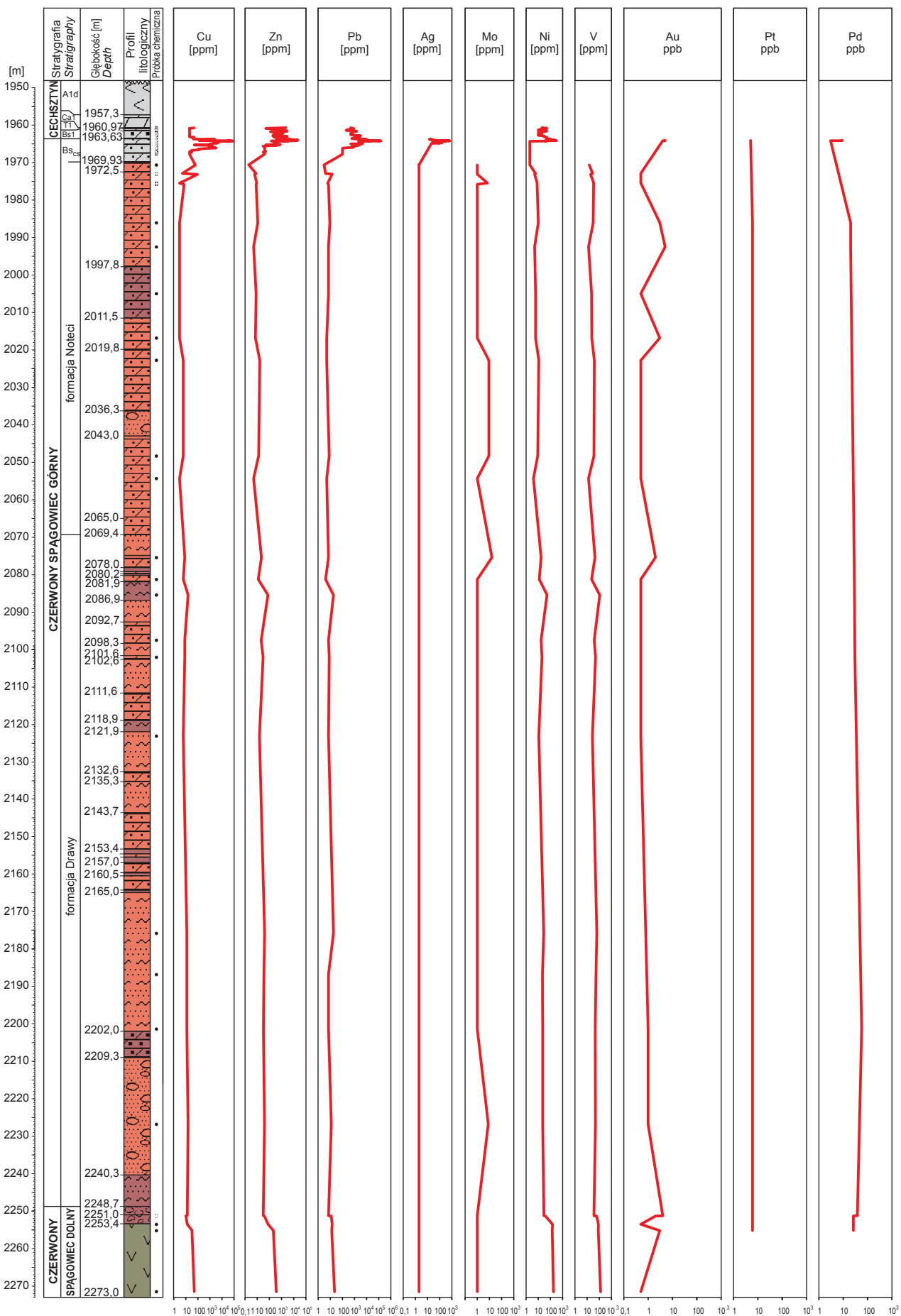
W profilu czerwonego spągowca, poniżej dolnej granicy białego spągowca, zawartości metali są bardzo niskie (fig. 12), z wyjątkiem kilku pochodzących ze stropu próbek skał formacji Noteci z najwyższymi koncentracjami w brunatnych mułowcach z zielonkawymi plamami (do 90 ppb Cu, 75 ppm Zn, 18 ppm Pb, 8 ppm Co, 15 ppm Mo, 52 ppm Ni, 108 ppm V). Nieco podwyższone zawartości stwierdzono także w niektórych próbkach dolnej części formacji Drawy oraz formacji wulkanogenicznej czerwonego spągowca dolnego (do 50 ppm Cu, 366 ppm Zn, 22 ppm Pb, 25 ppm Co, 177 ppm Ni i 127 ppm V) z najwyższymi wartościami przypadającymi na trachyandezyty. W całym profilu czerwonego spągowca zawartości srebra, złota, platyny i palladu są bardzo niskie i nie przekraczają: 3 ppm Ag, 5 ppb Au, 10 ppb Pt i 20 ppb Pd, natomiast w utworach formacji Drawy, nadwulkanicznej oraz wulkanogenicznej, wyraźny jest nieznaczny wzrost koncentracji palladu, w zakresie 26–57 ppb, z najwyższą zawartością w próbce piaskowców czerwonych z jasnoszarymi plamkami (głęb. 2200,6 m).

Pomimo znikomej zawartości złota, platynowców i innych metali w utworach czerwonego spągowca wulkanity (obok skał podłoża podpermskiego) uważa się za główne

pierwotne źródło metali, nie tylko w przypadku powstania okruszcowania Cu–Ag, lecz także Au–Pt–Pd obecnego w spągowych utworach cechsztynu. Za wtórne – ostateczne źródło metali – uznaje się utwory klastyczne czerwonego spągowca, utworzone w wyniku denudacji skał magmowych i metamorficznych podłoża podpermskiego oraz skał wulkanicznych czerwonego spągowca dolnego (Wyżykowski, 1971b; Oszczepalski, Rydzewski, 1983, 1997; Kucha, Pawlikowski, 1986; Speczik i in., 1986; Oszczepalski, 1989, 1999; Wodzicki, Piestrzyński, 1994; Speczik, 1995; Michalik, 2001). Metale wchodzące w skład materiału detrytycznego utworów czerwonego spągowca zostały uwolnione do wód porowych w wyniku eodiagenetycznej konwersji uwodnionych tlenków żelaza obecnych w ilasto-żelazistych otoczkach wokół ziaren detrytycznych w termodynamicznie stabilny hematyt, a także w wyniku destrukcji labilnych składników skał osadowych oraz wylugowania produktów przeobrażeń pomagmowych w skałach wulkanicznych. Liczne i obszerne strefy odbarwień w formie jasnoszarych i szarozielonych plam w obrębie skał brunatno-czerwonych wskazują na lokalne obniżenia potencjału Eh i pH oraz procesy chlorytazyacji (fig. 15; Kuberska, Kozłowska, 2011). Intensywna dehematytyzacja tych utworów mogła być dodatkowym czynnikiem uwalniania metali zaadsorbowanych przez tlenki żelaza. Podgrzane solanki chlorkowe krążące w utworach czerwonego spągowca stanowiły efektywny czynnik lugujący metale z materiału źródłowego i transportujący w postaci kompleksów chlorkowych. W odpowiednich warunkach, jakie istniały w basenie czerwonego spągowca (duża objętość materiału źródłowego, sprzyjający chemizm roztworów, podwyższona temperatura, intensywność i długi okres cyrkulacji roztworów metalonośnych), nawet nieznaczne ilości metali uwolnione z lugowanych skał mogły doprowadzić do ich transportu w ilościach wystarczających do utworzenia dużych złóż miedziowo-srebrowych (Cathles i in., 1993). W tym ujęciu zubożenie skał osadowych i wulkanicznych czerwonego spągowca w miedź i metale szlachetne (względem standardowych odpowiedników) może być uznane za wynik wylugowania metali przez krążące wody wgłębne (Oszczepalski i in., 2010). Na podstawie głównych prawidłowości występowania złóż Cu–Ag w otoczeniu obszarów utlenionych (niem. *Rote Fäule*) oraz mineralizacji Au–Pt–Pd po utlenionej stronie granicy redoks należy sądzić, że w centralnej części monokliny przedsudeckiej przepływy wód formacyjnych w czerwonym spągowcu odbywały się ku zachodowi, a następnie ku górze w rejonie zielonogórskiego pola utlenionego. Końcowym efektem ascenzyjnej migracji utleniających, metalonośnych solanek chlorkowych było uformowanie złóż rud miedzi w obrębie bariery redukcyjnej spągowego cechsztynu.

Fig. 12. Zawartość metali w profilu otworu wiertniczego Sława IG 1

Metal concentrations in the Sława IG 1 borehole



Otwór Sława IG 1 wchodzi w skład obszaru prognostycznego Kulów, który przylega do północno-zachodniej części udokumentowanego złoża Lubin-Sieroszowice (fig. 11). Oprócz omawianego otworu obszar ten wyznacza dwa inne otwory wiertnicze z bogatą mineralizacją miedziową (Kulów 4, Grochowice M-9) oraz otwory obramowujące od północy udokumentowane obszary złożowe: Bytom Odrzański i Głogów. Jest to obszar o znacznej powierzchni, rzędu 132 km<sup>2</sup>, ze spągami utworów cechsztynu zalegającym na głęb. 1500–2000 m. Obszar prognostyczny charakteryzuje się uśrednionym profilem o miąższości 1,41 m oraz średniej zawartości 2,98% Cu i 96 ppm Ag. Na tej podstawie można szacować, że na tym obszarze znajduje się ok. 13 mln t Cu i 44 tys. t Ag (Oszczepalski, Speczik, 2011b).

Ze względu na brak otworów do zbadania w rejonie pomiędzy otworami Sława IG 1 i Grochowice M-9 nie ma pewności, czy mineralizacja miedziowa stwierdzona w omawianym otworze łączy się z południową częścią obszaru prognostycznego. W przypadku zaistnienia samodzielnego obszaru w rejonie Sławy mogą w nim występować niewielkie przypuszczalne zasoby rzędu 0,2 mln t Cu

i 1700 t Ag. Należy jednak zauważyć, że obecne granice obszaru prognostycznego, wyznaczone interpolacją geometryczną, ze względu na rzadką siatkę zbadanych otworów mają w znacznym stopniu charakter hipotetyczny. Przede wszystkim nieznany jest dokładny przebieg zachodniej granicy tego obszaru, ani wschodniego zasięgu zielonogórskiego pola utlenionego (fig. 11). Niemniej jednak rejon położony na zachód i południowy zachód od otworu Sława IG 1 wydaje się mieć wyjątkowo wysoki potencjał złożowy. Przy uwzględnieniu znanej prawidłowości występowania ciał rudnych po redukcyjnej stronie granicy redoks należy bowiem oczekiwać, że bogata mineralizacja kruszcowa występuje nie tylko w obrębie wyznaczonego obecnie obszaru prognostycznego, lecz także na zachód od niego, w strefie przewidywanego zazębiania się utworów redukcyjnych i utlenionych o szerokości co najmniej kilku kilometrów. Należy się tam spodziewać kontynuacji złoża Bytom Odrzański ku północnemu zachodowi, wzdłuż wschodniego zasięgu strefy utlenionej. Rozpoznanie tego pasa miedzionośnego będzie miało ogromne znaczenie przy ocenie perspektywiczności północnego otoczenia złoża Lubin-Sieroszowice.

**Marta KUBERSKA, Aleksandra KOZŁOWSKA, Anna MALISZEWSKA**

## PETROGRAFIA UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

### Wstęp

Badaniami petrograficznymi objęto 148 próbek skał reprezentujących zlepieńce, piaskowce, mułowce i iłowce oraz pięć próbek – skały wulkaniczne. Opisy skał osadowych oraz wulkanicznych oparto na wynikach 110 ekspertyz petrograficznych płytek cienkich opracowanych przez Komacką (1980) oraz późniejszych badań prowadzonych przez Kuberską i Kozłowską (2011) oraz Oszczepalskiego i in. (2010). W celu wstępnego rozpoznania cementów węglanowych 38 nowo pobranych próbek badano w mikroskopie polaryzacyjnym z zastosowaniem analizy barwnikowej (Migaszewski, Narkiewicz, 1983). Dla tych próbek wykonano analizę planimetryczną, określono mikrolitofacje oraz opisano procesy diagenetyczne. Osiem próbek poddano analizie katodoluminescencyjnej, którą wykonano przy użyciu aparatury CITL MK5 wyposażonej w pompę próżniową i EDS (Energy Dispersive X-ray Spectroscopy). Wybrane próbki skał przebadano w elektronowym mikroskopie skaningowym typu 1430 firmy LEO, sprzężonym ze spektrometrem rentgenowskim z dyspersją energii (EDS ISIS). Celem badań była identyfikacja wybranych składników mineralnych w odłupkach skalnych i w odkrytych płytkach cienkich. Dla dwóch próbek wykonano analizę rentgenowską (XRD) składu frakcji ilastej. Jej skład określono na podstawie dyfraktogramów preparatów orientowa-

nych, w stanie powietrzno-suchym, glikolowanych i prażonych w temperaturze 550°C. Wyniki badań tych próbek zamieszczono w opracowaniu Oszczepalskiego i in. (2010).

Według Kiersnowskiego (Oszczepalski i in., 2010) utwory czerwonego spągowca częściowo należą do czerwonego spągowca dolnego (formacja wulkanogeniczna i seria osadowa nadwulkaniczna), a częściowo – do czerwonego spągowca górnego (formacje Drawy i Noteci).

Formacja wulkanogeniczna została opisana przez Komacką (1980) na podstawie pięciu próbek bazaltu latytowego (względnie andezytu). W serii osadowej nadwulkanicznej i w spągu formacji Drawy występują zlepieńce oraz brekcja. Czerwony spągowiec górny jest reprezentowany głównie przez piaskowce z wkładkami mułowców lub iłowców.

### Charakterystyka petrograficzna skał

#### Bazalty/ andezyty

Makroskopowo są to skały ciemnoszarzielonkawe z licznymi plamkami i żyłkami hematytu oraz żyłkami kalcytu. Wykazują strukturę porfirową. Tło skalne ma strukturę intergranularną, miejscami intersertalną. Tekstura skał jest beładna, miejscami fluidalna, podkreślona ułoże-

niem listewek plagioklazu. Prakryształy są reprezentowane przez pseudomorfozy serpentynowe po piroksenach i nieco rzadziej przez pseudomorfozy serpentynowo-węglanowe po oliwinie. Obydwa rodzaje pseudomorfoz różnią się od siebie pokrojem kryształów: pseudomorfozy piroksenowe mają kształt wąskich, wydłużonych słupków, o nieprawidłowo wykształconych krótszych krawędziach, natomiast pseudomorfozy po oliwinie – formę tabliczek o zaokrąglonych narożach. Serpentyń jest bezbarwny lub bładozielonkawy, najczęściej włóknisty, o niskich, subnormalnych barwach interferencyjnych. Oprócz opisanych prakryształów występują pojedyncze blaszki biotytu. Tło skalne jest zbudowane z bezładnie ułożonych listewek plagioklazu. Między nimi są widoczne okrągławe ziarenka, rzadziej słupki wypełnione serpentynem. Miejscami spotyka się skupienia mikrolitów zrekrytalizowanego, a następnie zsercytyzowanego szkliwa. Z plagioklazów stwierdzono czysty albit, powstały w procesie albityzacji bardziej zasadowych plagioklazów, często zbliżony według prawa albitowego lub albitowo-karlsbadzkiego. Plagioklasy uległy znacznej serycytyzacji, ponadto we wnętrzu listewek obserwuje się obecność drobnoluseczkowego chlorytu.

#### Zlepieńce

Zlepieńce są szarobrunatne i brunatne, przeważnie drobnoziarniste. Niektóre próbki określono jako odmiany piaszczyste z powodu zawartości żwiru od 50 do 75% obj. Struktura zlepieńców jest bezładna, miejscami kierunkowa podkreślona równoległym ułożeniem wydłużonych okruchów iłowców (np. próbka z głęb. 2172,9 m). Obtoczenie okruchów frakcji psamitowej jest zróżnicowane – od ostrokrawędzistych do dobrze obtoczonych o zarysach izometrycznych lub elipsoidalnych.

Wśród ziaren żwiru wyróżniono okruchy skał wulkanicznych i osadowych, natomiast okruchy skał metamorficznych i plutonicznych występują sporadycznie. Skały wulkaniczne (wylewne, subwulkaniczne, piroklastyczne) są reprezentowane przez fragmenty riolitów kwarcowych, dacytów i trachyandezytów oraz fragmenty brunatnych tułów (Kuberska, Kozłowska, 2011). Ze skał osadowych frakcji psamitowej w zlepieńcach są obecne drobnoziarniste piaskowce o składzie arenitów i wak, fragmenty iłowców i mułowców lub dolomitów piaszczystych. Okruchy skał metamorficznych i plutonicznych to głównie fragmenty o cechach kataklazytów oraz fragmenty granitoidów. W skład masy wypełniającej opisywanych zlepieńców wchodzi półobtoczone lub ostrokrawędziste ziarna kwarcu, skalenie potasowe i plagioklasy oraz fragmenty skał opisanych we frakcji żwirowej. Spoiwo zlepieńców jest węglanowe, głównie kalcytowe, miejscami ilasto-żelaziste.

Przy spągu serii nadwylewnej Komacka (1980) opisała próbkę określoną jako brekcja. Jest to skała brunatnoszara, o strukturze bezładnej, okruchach nieobtoczonych izometrycznych i wydłużonych. Żwir składa się z fragmentów zalbityzowanego bazaltu. Brekcja jest scementowana sporem kalcytowym, miejscami z domieszką związków żelaza.

#### Piaskowce

Piaskowce mają barwę szarobrunatną, niekiedy brunatnobezową. Często odznaczają się zabarwieniem niejednolitym, bywają białokremowe, różowoszare, rdzawe lub plamiste. Najczęściej są to skały drobno lub bardzo drobno uziarnione, lecz niektóre próbki należą do odmian średnioziarnistych bądź nierównoziarnistych i zawierają niewielki udział żwiru. Opisywane piaskowce odznaczają się strukturą psamitową, psamitowo-pelitową lub psamitowo-psefitową, teksturą równoległą, często zaznaczoną przez naprzemianległe warstewki piaszczyste, różniące się uziarnieniem. Miejscami występują wśród nich warstewki mułowców lub iłowców żelazistych, a w niższej części profilu – warstwy zlepieńców. W dwóch próbkach dostrzeżono cienkie zielone żyłki zawierające hydrołyśczyki (głęb. 2083,4 m) lub brunatne żyłki hematytowe (głęb. 2154,0 m). Ze względu na zawartość matriksu (Pettijohn i in., 1972) wyróżniono arenity i waki, a wśród nich piaskowce subarkozowe, sublityczne i lityczne. Waki sublityczne i lityczne w ekspertyzie Komackiej (1980) określano jako szarowaki. Piaskowce o składzie arenitów występują licznie w części przystopowej opisywanego profilu.

Skład mineralny wybranych piaskowców przedstawiono w tabelach 1 i 2. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są ostrokrawędziste lub półobtoczone ziarna kwarcu. Dobrze obtoczone ziarna o średnicy powyżej 0,3 mm są nieliczne. Większość ziaren to kwarc monokrystaliczny, natomiast kwarc polikrystaliczny występuje częściej w grubszych frakcjach, zwłaszcza w żwirowej. Zawartość kwarcu waha się od 28,4 do 72,3% obj. Zdecydowanie więcej kwarcu zawierają arenity. Skalenie występują powszechnie, a w odmianach subarkozowych ich udział przekracza 5% obj. (tab. 2). Tworzą hipautomorficzne tabliczki, niekiedy częściowo przeobrażone w minerały ilaste. Najczęściej są to kwaśne plagioklasy o składzie zbliżonym do albitu, odznaczające się zbliżeniami według prawa albitowego lub peryklinowego, rzadziej – karlsbadzkiego (Komacka, 1980). Obserwowano także ziarna albitu szachownicowego, niezblizniaczonego skaleni potasowego, mikroklinu i mikropertytu mikroklinowego. Wśród okruchów skalnych wyróżniono: kwaśne skały wylewne, piaskowce, iłowce, a sporadycznie – łupki kwarcowo-łyśczykowe, serycytowe, granitoidy kwarcowo-skaleniowe oraz rogowce. Udział okruchów skalnych w opisywanych piaskowcach waha się w granicach 2,1–37,2% obj. Łyszczyki występują sporadycznie w postaci drobnych blaszek bezbarwnego muskowitu i brunatnego, czasami częściowo schlorityzowanego biotytu. Wśród minerałów akcesorycznych odnotowano ziarna ilmenitu i cyrkonu. W spoiwie opisywanych piaskowców stwierdzono minerały węglanowe (kalcyt, dolomit), kwarc autigeniczny, anhydryt oraz minerały ilaste (illit i kaolinit). Spoiwo wak jest złożone głównie z matriksu ilasto-pyłowego impregnowanego wodortlenkami żelaza. Niemal zawsze matriks zawiera domieszkę mikrosparu lub sparum kalcytowego lub/i dolomitowego. Liczne próbki zawierają również ziarna glaukonitu.

Tabela 1

## Wyniki analiz planimetrycznych (w % obj.) wybranych próbek piaskowców wg Komackiej (1980)

Results of planimetric analysis of selected sandstone samples (in vol. %), after Komacka (1980)

| Głębokość<br>Depth<br>[m] | Nazwa skały<br>Rock type | Kwarc<br>Quartz | Skalenie<br>Feldspars | Litoklasty<br>Lithoclasts | Łysz. i min. np.<br>Micas and<br>opaque<br>minerals | Matriks<br>Matrix | Węglany<br>Carbonates | Siarczany<br>Sulphates | Kwarc aut.<br>Authigenic<br>quartz |
|---------------------------|--------------------------|-----------------|-----------------------|---------------------------|-----------------------------------------------------|-------------------|-----------------------|------------------------|------------------------------------|
| 1                         | 2                        | 3               | 4                     | 5                         | 6                                                   | 7                 | 8                     | 9                      | 10                                 |
| 1970,4                    | ar sl                    | 57,6            | 2,0                   | 10,1                      | 1,3                                                 | 9,4               | 14,2                  | 1,9                    | 3,5                                |
| 1972,6                    | szwa l                   | 55,0            | 2,9                   | 7,7                       | 0,9                                                 | 21,9              | 6,6                   | 1,7                    | 3,3                                |
| 1976,2                    | szwa l                   | 60,9            | 2,6                   | 10,7                      | 2,0                                                 | 19,2              | 2,6                   | 0,7                    | 1,3                                |
| 1977,5                    | szwa l                   | 48,0            | 1,8                   | 7,0                       | 3,0                                                 | 26,7              | 10,4                  | 2,3                    | 0,8                                |
| 1982,0                    | szwa l                   | 53,3            | 1,4                   | 12,3                      | 1,7                                                 | 24,7              | 4,0                   | 1,0                    | 1,6                                |
| 1985,0                    | ar sl                    | 55,0            | 2,6                   | 13,0                      | 3,2                                                 | 9,1               | 14,7                  | 0,7                    | 1,7                                |
| 1986,0                    | szwa l                   | 63,5            | 3,1                   | 14,2                      | 1,0                                                 | 15,1              | 1,7                   | 0,7                    | 0,7                                |
| 1991,0                    | ar sl                    | 67,1            | 2,3                   | 7,2                       | 1,2                                                 | 6,2               | 14,5                  | 0,6                    | 0,9                                |
| 1992,7                    | ar sl                    | 71,7            | 2,2                   | 11,7                      | 0,5                                                 | 12,3              | 0,5                   | 0,0                    | 1,1                                |
| 1998,0                    | ar sl                    | 67,0            | 7,5                   | 9,4                       | 0,5                                                 | 11,1              | 2,9                   | 0,0                    | 1,6                                |
| 1998,6                    | szwa l                   | 61,5            | 3,1                   | 13,6                      | 1,7                                                 | 17,9              | 1,0                   | 0,3                    | 0,9                                |
| 2005,6                    | ar sl                    | 57,2            | 8,6                   | 15,2                      | 1,0                                                 | 14,6              | 1,9                   | 0,2                    | 1,3                                |
| 2011,8                    | ar sl                    | 52,6            | 3,3                   | 10,5                      | 0,9                                                 | 3,0               | 28,9                  | 0,0                    | 0,8                                |
| 2016,5                    | ar sl                    | 44,0            | 3,7                   | 12,8                      | 1,2                                                 | 6,3               | 31,4                  | 0,4                    | 0,2                                |
| 2020,3                    | szwa l                   | 52,4            | 2,6                   | 17,1                      | 1,6                                                 | 21,3              | 3,4                   | 0,0                    | 1,6                                |
| 2020,5                    | ar sl                    | 57,2            | 4,4                   | 12,0                      | 0,9                                                 | 14,8              | 6,0                   | 2,5                    | 2,2                                |
| 2026,6                    | ar sl                    | 64,7            | 1,8                   | 10,6                      | 0,4                                                 | 12,9              | 7,8                   | 0,7                    | 1,1                                |
| 2035,3                    | szwa l                   | 49,9            | 3,2                   | 6,8                       | 1,6                                                 | 26,0              | 10,0                  | 1,9                    | 0,6                                |
| 2039,0                    | szwa l                   | 56,5            | 4,8                   | 10,9                      | 1,6                                                 | 22,1              | 3,5                   | 0,0                    | 0,6                                |
| 2043,3                    | szwa l                   | 51,4            | 1,9                   | 10,6                      | 1,9                                                 | 27,2              | 5,4                   | 0,3                    | 1,3                                |
| 2047,5                    | szwa l                   | 51,6            | 2,2                   | 8,4                       | 1,9                                                 | 32,8              | 3,1                   | 0,0                    | 0,0                                |
| 2048,7                    | szwa l                   | 30,4            | 1,7                   | 9,6                       | 1,1                                                 | 24,0              | 33,2                  | 0,0                    | 0,0                                |
| 2050,9                    | szwa l                   | 40,0            | 1,3                   | 7,8                       | 3,3                                                 | 36,2              | 11,4                  | 0,0                    | 0,0                                |
| 2054,4                    | szwa l                   | 59,0            | 1,9                   | 11,7                      | 1,4                                                 | 24,2              | 0,6                   | 0,0                    | 1,2                                |
| 2058,6                    | ar sl                    | 62,6            | 2,0                   | 18,3                      | 1,2                                                 | 12,9              | 1,2                   | 1,2                    | 0,6                                |
| 2063,0                    | szwa l                   | 61,4            | 3,2                   | 12,5                      | 1,7                                                 | 15,7              | 4,1                   | 1,4                    | 0,0                                |
| 2065,0                    | szwa l                   | 54,2            | 1,2                   | 10,6                      | 0,3                                                 | 29,7              | 3,7                   | 0,0                    | 0,3                                |
| 2065,0                    | szwa l                   | 49,2            | 2,0                   | 11,8                      | 1,7                                                 | 30,7              | 4,6                   | 0,0                    | 0,0                                |
| 2073,8                    | szwa l                   | 29,4            | 7,5                   | 31,2                      | 1,1                                                 | 17,3              | 10,5                  | 3,0                    | 0,0                                |
| 2074,8                    | szwa l                   | 28,4            | 1,3                   | 3,9                       | 7,7                                                 | 54,0              | 4,7                   | 0,0                    | 0,0                                |
| 2076,6                    | szwa l                   | 45,7            | 4,0                   | 11,5                      | 0,9                                                 | 22,2              | 12,6                  | 2,2                    | 0,9                                |
| 2078,2                    | ar sl                    | 50,5            | 4,3                   | 10,2                      | 0,5                                                 | 10,4              | 23,0                  | 0,8                    | 0,3                                |
| 2079,1                    | szwa l                   | 55,5            | 2,5                   | 3,8                       | 0,5                                                 | 25,0              | 11,2                  | 0,5                    | 1,0                                |
| 2082,6                    | szwa l                   | 47,6            | 4,7                   | 14,2                      | 1,3                                                 | 25,6              | 2,2                   | 1,9                    | 2,5                                |
| 2083,4                    | szwa l                   | 44,8            | 1,7                   | 8,9                       | 0,9                                                 | 19,5              | 24,2                  | 0,0                    | 0,0                                |
| 2085,0                    | szwa l                   | 43,0            | 2,0                   | 7,5                       | 0,7                                                 | 34,7              | 9,5                   | 1,0                    | 1,6                                |

Tabela 1 cd.

| 1      | 2      | 3    | 4   | 5    | 6   | 7    | 8    | 9   | 10  |
|--------|--------|------|-----|------|-----|------|------|-----|-----|
| 2086,1 | szwa l | 44,2 | 3,4 | 6,6  | 0,9 | 28,0 | 13,4 | 2,9 | 0,6 |
| 2090,3 | szwa l | 41,3 | 3,2 | 8,4  | 2,6 | 30,6 | 12,3 | 1,0 | 0,6 |
| 2094,5 | szwa l | 46,0 | 2,0 | 10,4 | 2,3 | 37,4 | 1,0  | 0,3 | 0,6 |
| 2101,6 | szwa l | 42,1 | 4,0 | 21,5 | 1,2 | 22,4 | 6,2  | 1,7 | 0,9 |
| 2103,1 | szwa l | 45,2 | 1,8 | 6,9  | 1,6 | 40,9 | 3,0  | 0,0 | 0,6 |
| 2107,0 | szwa l | 45,3 | 3,1 | 15,1 | 1,4 | 31,1 | 3,4  | 0,0 | 0,6 |
| 2111,8 | szwa l | 43,2 | 4,0 | 18,0 | 1,8 | 23,5 | 2,0  | 1,8 | 5,7 |
| 2116,5 | szwa l | 56,6 | 1,0 | 5,5  | 0,0 | 32,3 | 3,6  | 0,3 | 0,7 |
| 2119,5 | szwa l | 35,5 | 1,0 | 25,4 | 2,2 | 28,0 | 7,3  | 0,3 | 0,3 |
| 2119,8 | szwa l | 44,8 | 3,6 | 15,2 | 0,6 | 34,3 | 0,3  | 0,3 | 0,9 |
| 2125,6 | szwa l | 51,5 | 1,9 | 8,7  | 3,0 | 30,6 | 3,5  | 0,5 | 0,3 |
| 2131,6 | szwa l | 47,0 | 1,8 | 8,5  | 1,2 | 39,7 | 1,2  | 0,3 | 0,3 |
| 2135,4 | szwa l | 43,7 | 3,2 | 12,8 | 1,0 | 34,5 | 3,9  | 0,0 | 0,9 |
| 2136,6 | szwa l | 42,0 | 1,5 | 10,0 | 2,8 | 39,4 | 4,3  | 0,0 | 0,0 |
| 2138,3 | szwa l | 29,9 | 2,9 | 37,2 | 1,2 | 20,3 | 7,6  | 0,3 | 0,6 |
| 2139,2 | szwa l | 39,8 | 2,2 | 10,0 | 2,9 | 44,2 | 0,3  | 0,0 | 0,6 |
| 2141,7 | szwa l | 40,3 | 3,5 | 19,3 | 1,2 | 17,8 | 16,7 | 0,4 | 0,8 |
| 2145,5 | szwa l | 31,6 | 4,8 | 33,9 | 1,2 | 18,0 | 9,6  | 0,3 | 0,6 |
| 2152,5 | szwa l | 41,0 | 2,0 | 13,8 | 0,5 | 40,0 | 1,6  | 0,8 | 0,3 |
| 2154,0 | szwa l | 37,2 | 5,4 | 14,9 | 2,5 | 16,8 | 22,2 | 0,0 | 1,0 |
| 2155,5 | szwa l | 30,9 | 1,9 | 8,1  | 3,7 | 39,4 | 14,4 | 1,3 | 0,3 |
| 2158,7 | szwa l | 37,2 | 2,5 | 10,3 | 2,2 | 40,9 | 6,6  | 0,0 | 0,3 |
| 2159,7 | szwa l | 42,0 | 5,5 | 15,4 | 1,3 | 29,7 | 4,3  | 0,5 | 1,3 |
| 2163,5 | szwa l | 48,3 | 3,0 | 12,0 | 1,3 | 25,4 | 8,6  | 1,4 | 0,0 |
| 2166,7 | szwa l | 53,7 | 4,0 | 12,6 | 0,9 | 19,4 | 5,7  | 2,0 | 1,7 |
| 2170,3 | szwa l | 32,6 | 3,8 | 14,2 | 2,5 | 38,7 | 6,0  | 1,9 | 0,3 |
| 2172,3 | szwa l | 41,5 | 2,9 | 16,0 | 1,0 | 30,8 | 2,0  | 5,1 | 0,7 |
| 2173,8 | szwa l | 45,3 | 1,9 | 19,6 | 2,1 | 20,0 | 8,7  | 1,3 | 1,1 |
| 2179,0 | szwa l | 41,4 | 5,3 | 23,8 | 1,9 | 20,9 | 3,5  | 1,2 | 2,0 |
| 2180,5 | szwa l | 38,2 | 1,3 | 13,8 | 1,3 | 41,5 | 3,9  | 0,0 | 0,0 |
| 2183,9 | szwa l | 47,7 | 1,5 | 16,3 | 0,6 | 23,6 | 5,5  | 0,9 | 3,9 |
| 2187,4 | szwa l | 45,8 | 1,7 | 15,8 | 1,5 | 26,7 | 6,3  | 0,8 | 1,4 |
| 2202,8 | szwa l | 48,0 | 2,1 | 15,6 | 1,3 | 27,5 | 2,5  | 1,7 | 1,3 |
| 2202,8 | szwa l | 47,7 | 1,0 | 10,1 | 1,7 | 33,7 | 1,3  | 2,9 | 1,6 |
| 2207,4 | szwa l | 41,4 | 2,3 | 22,6 | 3,3 | 21,0 | 3,8  | 3,3 | 2,3 |
| 2217,2 | szwa l | 37,5 | 1,0 | 19,0 | 4,0 | 34,0 | 3,0  | 0,0 | 1,5 |
| 2228,5 | szwa l | 34,1 | 1,5 | 30,9 | 1,8 | 28,1 | 2,3  | 0,5 | 0,8 |
| 2238,4 | szwa l | 41,7 | 5,2 | 31,3 | 1,7 | 15,4 | 2,3  | 0,8 | 1,6 |
| 2240,5 | szwa l | 36,7 | 1,9 | 25,2 | 0,7 | 16,1 | 17,7 | 0,4 | 1,3 |

ar – arenit, szwa – szarowaka; łysz. – łyszczyki; min. np. – minerały nieprzezroczyste; sl – sublityczny, l – lityczny  
ar – arenite, szwa – greywacke; sl – sublithic; l – lithic

Tabela 2

Wyniki analiz planimetrycznych (w % obj.) wybranych próbek piaskowców wg Kuberskiej i Kozłowskiej (Oszczepalski i in., 2010)  
Results of planimetric analysis (in vol. %) of selected sandstone samples, after Kuberska and Kozłowska (Oszczepalski *et al.*, 2010)

| Głębokość [m] | Nazwa skały |      | Kwarc |                   |                   | Skalenie | Litoklasty |             |               |            |         | Łyszczyki | Min. akc. i nieprz | Matrix |        |                  |                  | Illit | Kaolinit | Chloryt | Węglany |       |        | Siarczany | Kwarc autigen. |
|---------------|-------------|------|-------|-------------------|-------------------|----------|------------|-------------|---------------|------------|---------|-----------|--------------------|--------|--------|------------------|------------------|-------|----------|---------|---------|-------|--------|-----------|----------------|
|               |             |      | suma  | monokryształiczny | polikryształiczny |          | osadowe    | sedimentary | metamorficzne | głębinyowe | wylewne |           |                    | total  | ilasty | ilasto-żelazisty | clay-ferruginous |       |          |         | mułek   | total | kalcyt |           |                |
| 1             | 2           | 3    | 4     | 5                 | 6                 | 7        | 8          | 9           | 10            | 11         | 12      | 13        | 14                 | 15     | 16     | 17               | 18               | 19    | 20       | 21      | 22      | 23    | 24     | 25        |                |
| 19 67,5       | ar sa       | 72,3 | 62,0  | 10,3              | 6,0               | 3,3      | 2,7        | 0,3         | 0,0           | 0,3        | 0,0     | 0,3       | 5,3                | 5,3    | 0,0    | 0,0              | 0,0              | 5,8   | 0,0      | 4,0     | 0,0     | 4,0   | 1,0    | 2,0       |                |
| 1972,5        | ar sa       | 66,4 | 57,7  | 8,7               | 10,0              | 2,6      | 2,3        | 0,3         | 0,0           | 0,0        | 0,0     | 0,3       | 10,3               | 4,0    | 5,0    | 1,3              | 5,0              | 0,0   | 0,0      | 4,0     | 0,0     | 4,0   | 0,0    | 1,4       |                |
| 1978,2        | ar sa       | 65,0 | 53,3  | 11,7              | 7,0               | 3,6      | 2,0        | 0,3         | 0,0           | 1,3        | 0,0     | 0,0       | 3,3                | 2,0    | 1,3    | 0,0              | 1,7              | 0,0   | 0,0      | 18,0    | 0,0     | 18,0  | 0,0    | 1,4       |                |
| 1982,5        | ar sa       | 63,3 | 56,3  | 7,0               | 9,7               | 3,4      | 2,7        | 0,0         | 0,0           | 0,7        | 0,0     | 0,6       | 0,0                | 0,0    | 0,0    | 0,0              | 0,0              | 0,0   | 0,0      | 22,0    | 4,0     | 18,0  | 0,0    | 1,0       |                |
| 1989,4        | ar sa       | 64,3 | 55,3  | 9,0               | 5,7               | 3,7      | 2,0        | 0,0         | 1,0           | 0,7        | 0,0     | 0,0       | 3,7                | 0,0    | 3,7    | 0,0              | 0,0              | 0,0   | 0,0      | 21,0    | 3,0     | 18,0  | 0,0    | 1,6       |                |
| 1993,1        | wa sa       | 62,0 | 54,3  | 7,7               | 6,3               | 2,1      | 0,7        | 0,0         | 0,7           | 0,7        | 0,0     | 0,0       | 28,3               | 0,0    | 28,3   | 0,0              | 1,0              | 0,0   | 0,0      | 0,3     | 0,3     | 0,0   | 0,0    | 0,0       |                |
| 1997,7        | ar sa       | 76,3 | 67,0  | 9,3               | 8,3               | 6,7      | 2,7        | 0,0         | 1,7           | 2,3        | 0,0     | 0,0       | 1,3                | 0,0    | 1,3    | 0,0              | 1,7              | 0,0   | 0,0      | 4,3     | 0,0     | 4,3   | 0,0    | 1,4       |                |
| 2002,3        | ar sa       | 67,6 | 60,3  | 7,3               | 4,0               | 4,3      | 2,0        | 0,0         | 1,3           | 1,0        | 0,0     | 0,4       | 0,4                | 0,4    | 0,0    | 0,0              | 2,3              | 0,0   | 0,0      | 21,0    | 0,0     | 21,0  | 0,0    | 0,0       |                |
| 2014,2        | ar sl       | 51,0 | 42,0  | 9,0               | 5,7               | 6,0      | 3,0        | 0,0         | 0,3           | 2,7        | 0,0     | 1,0       | 4,0                | 0,7    | 3,3    | 0,0              | 0,0              | 0,0   | 0,0      | 32,3    | 4,3     | 28,0  | 0,0    | 0,0       |                |
| 2026,4        | ar sa       | 65,7 | 55,7  | 10,0              | 8,0               | 5,6      | 4,3        | 0,0         | 0,0           | 1,3        | 0,0     | 0,7       | 7,3                | 0,0    | 7,3    | 0,0              | 2,0              | 0,0   | 0,0      | 10,7    | 0,0     | 10,7  | 0,0    | 0,0       |                |
| 2030,9        | ar sa       | 62,7 | 54,0  | 8,7               | 8,3               | 5,0      | 3,0        | 0,0         | 0,0           | 2,0        | 1,0     | 0,0       | 13,7               | 0,0    | 13,7   | 0,0              | 0,0              | 0,0   | 0,0      | 7,3     | 0,0     | 7,3   | 1,3    | 0,7       |                |
| 2039,3        | ar sl       | 60,3 | 51,0  | 9,3               | 5,7               | 6,3      | 3,0        | 0,0         | 0,3           | 3,0        | 2,0     | 0,0       | 14,0               | 2,0    | 12,0   | 0,0              | 0,0              | 0,0   | 0,0      | 10,4    | 0,0     | 10,4  | 0,0    | 1,3       |                |
| 2045,9        | ar sa       | 64,3 | 58,0  | 6,3               | 5,0               | 4,7      | 3,0        | 0,7         | 0,7           | 0,3        | 0,0     | 0,7       | 7,0                | 0,0    | 7,0    | 0,0              | 1,7              | 0,0   | 0,0      | 15,7    | 2,7     | 13,0  | 0,0    | 0,6       |                |
| 2048,9        | ar sl       | 41,0 | 36,3  | 4,7               | 2,7               | 3,3      | 2,3        | 0,3         | 0,0           | 0,7        | 0,0     | 0,3       | 12,4               | 0,0    | 12,4   | 0,0              | 0,0              | 0,0   | 0,0      | 40,3    | 5,0     | 35,3  | 0,0    | 0,0       |                |

| 1      | 2     | 3    | 4    | 5    | 6   | 7    | 8    | 9   | 10  | 11  | 12  | 13  | 14   | 15   | 16   | 17  | 18  | 19  | 20  | 21   | 22   | 23   | 24  | 25  |
|--------|-------|------|------|------|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|-----|-----|
| 2052,1 | ar sa | 42,3 | 36,0 | 6,3  | 7,0 | 4,0  | 2,0  | 0,0 | 0,3 | 1,7 | 0,0 | 0,0 | 3,0  | 0,0  | 3,0  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 43,7 | 10,7 | 33,0 | 0,0 | 0,0 |
| 2061,9 | ar sl | 56,0 | 50,3 | 5,7  | 6,3 | 7,3  | 5,3  | 0,3 | 0,7 | 1,0 | 0,0 | 0,0 | 9,7  | 0,0  | 9,7  | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 0,0 | 18,4 | 3,4  | 15,0 | 0,3 | 0,3 |
| 2073,3 | ar sa | 69,0 | 61,0 | 8,0  | 9,0 | 6,9  | 4,0  | 1,3 | 0,3 | 1,3 | 0,0 | 1,0 | 1,7  | 0,0  | 1,7  | 0,0 | 7,0 | 0,0 | 0,0 | 4,4  | 0,0  | 4,4  | 0,3 | 0,7 |
| 2079,2 | ar sl | 57,0 | 50,0 | 7,0  | 6,3 | 6,7  | 5,7  | 0,3 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,0 | 4,3  | 0,0  | 4,3  | 0,0 | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 19,7 | 2,5  | 17,2 | 1,0 | 3,0 |
| 2086,9 | ar sa | 63,6 | 54,3 | 9,3  | 7,0 | 4,4  | 3,0  | 0,0 | 0,7 | 0,7 | 0,3 | 0,0 | 4,0  | 4,0  | 0,0  | 0,0 | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 14,7 | 2,2  | 12,5 | 1,0 | 3,0 |
| 2092,6 | wa sa | 57,3 | 48,3 | 9,0  | 9,7 | 3,6  | 2,7  | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,0 | 0,7 | 19,7 | 0,0  | 19,7 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 0,0 | 6,3  | 0,0  | 6,3  | 0,0 | 1,0 |
| 2095,6 | ar sa | 62,4 | 46,7 | 15,7 | 7,7 | 3,3  | 2,7  | 0,3 | 0,0 | 0,3 | 0,7 | 1,0 | 11,3 | 11,3 | 0,0  | 0,0 | 4,3 | 0,0 | 0,0 | 6,0  | 0,0  | 6,0  | 0,3 | 3,0 |
| 2103,4 | wa sa | 57,4 | 44,7 | 12,7 | 7,3 | 3,3  | 2,3  | 0,3 | 0,0 | 0,7 | 1,7 | 0,6 | 24,3 | 0,0  | 24,3 | 0,0 | 1,3 | 0,0 | 0,0 | 3,8  | 0,0  | 3,8  | 0,3 | 0,0 |
| 2115,6 | ar sa | 58,4 | 52,7 | 5,7  | 6,3 | 4,0  | 2,7  | 0,3 | 0,0 | 1,0 | 0,0 | 0,0 | 12,0 | 0,0  | 12,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 18,3 | 4,0  | 14,3 | 0,0 | 1,0 |
| 2132,5 | ar sl | 54,3 | 49,3 | 5,0  | 5,7 | 6,3  | 4,0  | 0,3 | 0,0 | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 9,0  | 0,0  | 9,0  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 21,0 | 11,0 | 10,0 | 2,0 | 1,7 |
| 2143,8 | wa sl | 54,7 | 45,7 | 9,0  | 4,7 | 6,6  | 6,3  | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 2,3 | 0,0 | 29,4 | 0,0  | 25,7 | 3,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,0  | 1,0  | 1,0  | 0,0 | 0,3 |
| 2162,1 | wa sl | 52,2 | 43,5 | 8,7  | 3,2 | 6,7  | 5,7  | 0,3 | 0,0 | 0,7 | 2,3 | 0,0 | 34,0 | 0,0  | 29,3 | 4,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,3  | 0,0  | 1,3  | 0,0 | 0,3 |
| 2175,4 | wa sl | 55,3 | 44,3 | 11,0 | 9,0 | 10,4 | 6,7  | 0,7 | 0,7 | 2,3 | 0,0 | 0,3 | 20,0 | 0,0  | 20,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,7  | 0,7  | 0,0  | 3,0 | 1,3 |
| 2179,2 | wa sl | 57,4 | 50,7 | 6,7  | 4,7 | 4,7  | 3,3  | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 3,3 | 0,0 | 26,0 | 20,7 | 0,0  | 5,3 | 1,7 | 0,0 | 0,0 | 2,9  | 0,0  | 2,9  | 0,0 | 0,0 |
| 2185,7 | wa sl | 50,1 | 43,1 | 7,0  | 5,3 | 7,3  | 5,3  | 1,3 | 0,0 | 0,7 | 3,0 | 0,3 | 25,0 | 0,0  | 20,7 | 4,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,7  | 2,7  | 6,0  | 0,0 | 0,3 |
| 2200,8 | wa sl | 58,0 | 49,7 | 8,3  | 4,7 | 11,4 | 6,7  | 1,3 | 1,7 | 1,7 | 0,0 | 0,3 | 20,3 | 0,0  | 20,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,3  | 2,3  | 0,0  | 2,3 | 0,7 |
| 2231,8 | ar sl | 43,6 | 34,3 | 9,3  | 6,0 | 36,1 | 14,7 | 1,0 | 4,7 | 5,7 | 0,0 | 2,0 | 12,3 | 0,0  | 12,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0 | 0,0 |
| 2236,4 | wa sa | 60,0 | 44,0 | 16,0 | 7,3 | 6,3  | 5,0  | 0,3 | 0,0 | 1,0 | 1,3 | 1,0 | 18,3 | 18,3 | 0,0  | 0,0 | 3,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0 | 2,4 |

min. akc. i nieprz. – minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste, kwarc autigen. – kwarc autigeniczny, ar – arenit, wa – waka, k – kwarcowy, sa – subarkozowy, sl – lityczny, l – lityczny, a – arkozowy  
acc. and op. miner. – accessory and opaque minerals, ar – arenite, wa – wacke, k – of quartz, sa – subarkosic, sl – sublithic, l – lithic, a – arkosic

### Mułowce i iłowce

Mułowce i iłowce z reguły są ciemnobrunatne lub o zabarwieniu plamistym, brunatnoszarym. Wykazują strukturę aleurytową, aleurytowo-pelitową, pelitową, czasami zawierają domieszkę piasku. Tekstura tych skał jest bezładna, miejscami kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek łuszczyków lub minerałów ilastych. Mułowce składają się z drobnych, nieobtoczonych ziaren kwarcu, podrzędnie skalenia, zawierają także blaszki łuszczyków. Spoiwo tworzą minerały ilaste, wodorotlenki żelaza oraz sparę i mikrospare kalcytowego. Badania rentgenowskie we frakcji ilastej wykazały obecność illitu, chlorytu, hematytu, kwarcu i skalenia (Kuberska, Kozłowska, 2011).

### Procesy diagenetyczne

Różnorodne efekty działania procesów diagenetycznych przedstawiono na [figurze 13A–H](#).

**Kompakcja mechaniczna** jest procesem trwającym w osadzie najdłużej. Między innymi powoduje ona wzrost upakowania materiału detrytycznego, co objawia się występowaniem kontaktów międzyziarnowych prostych i punktowych lub wygięciem blaszek łuszczyków ([fig. 13A](#)). Kontakty wklęsło-wypukłe są efektem działania kompaktacji chemicznej, a w opisywanych skałach obserwowano je sporadycznie.

**Cementacja** to proces wytrącania składników ortochemicznych z roztworów porowych. Do najczęściej występujących cementów zaliczono spoiwa węglanowe. Wyróżniono wśród nich kalcyt i dolomit ([fig. 13B](#)). Kalcyt tworzy osobniki sub- i anhedralne. Wstępnie identyfikowano go metodą barwienia płynem Evamy'ego (barwa różowa, różowofioletowa), lecz dopiero analiza katodoluminescencyjna w połączeniu z analizami chemicznymi w mikroobszarze pozwoliła uzyskać bardziej szczegółowe wyniki (Kuberska, Kozłowska, 2011). Na tej podstawie wyróżniono kalcyt czysty (niewykazujący świecenia w CL), Mn-kalcyt, Fe-kalcyt, Mn/Fe-kalcyt. Mn-kalcyt wykazywał pomarańczową luminescencję w CL, a domieszka  $Fe^{2+}$  dodatkowo

wpływała na zmianę barwy luminescencji na ciemniejszą ([fig. 14](#)). Dolomit w opisywanych skałach występuje przeważnie w postaci różnej wielkości romboedrów. Punktowe analizy chemiczne wykazały w osobnikach dolomitu obecność manganu i żelaza ([fig. 14](#)). Żelazo bardzo często gromadzi się w przykrawędziowych partiach kryształów, co podkreśla ich budowę pasową. Cementacja węglanami zachodziła najprawdopodobniej kilkietapowo. Cementację siarczanami stwierdzono w wielu próbkach, a efekty jej obecności występują w postaci anhidrytu ([fig. 13C](#)). Tworzy on osobniki anhedralne, czasami niewielkie, wydłużone tabliczki. Kwarc autogeniczny jest powszechny, ale jego ilość nie przekracza 4% obj. ([fig. 13D](#)). Występuje on w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu detrytycznego, sporadycznie w przestrzeniach międzyziarnowych w postaci słupków o pokroju heksagonalnym. Niekiedy kwarcowi towarzyszy włóknisty illit. Autogeniczne minerały ilaste tworzą obwódki na ziarnach detrytycznych, powlekając ziarno równoległe do powierzchni ([fig. 13A](#)). Inną formą są skupienia agregatowe autogenicznych minerałów ilastych bądź formy włókniste ([fig. 13E](#)). Najpospolitszym minerałem w opisywanych skałach jest illit. Skupienia kaolinitu zaobserwowano tylko w jednej próbce (głęb. 1967,5 m).

**Zastępowanie diagenetyczne** jest bezpośrednio związane z cementacją. Obserwowano całkowite ([fig. 13F](#)) lub częściowe pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych (skaleniach, kwarcu, litoklastach). Głównie są to pseudomorfozy węglanowe.

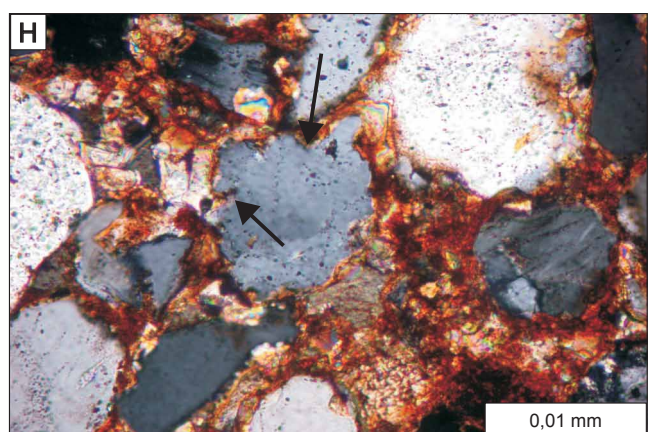
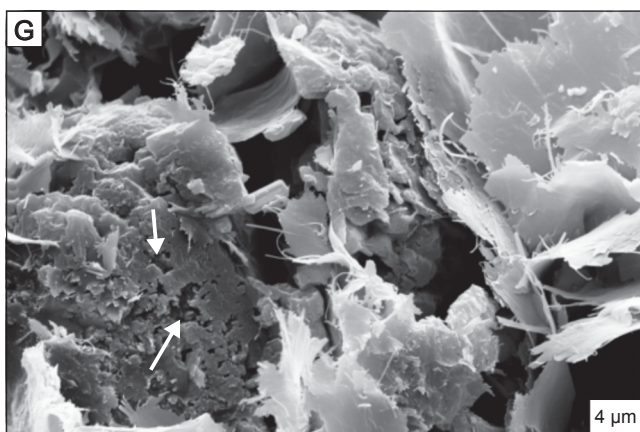
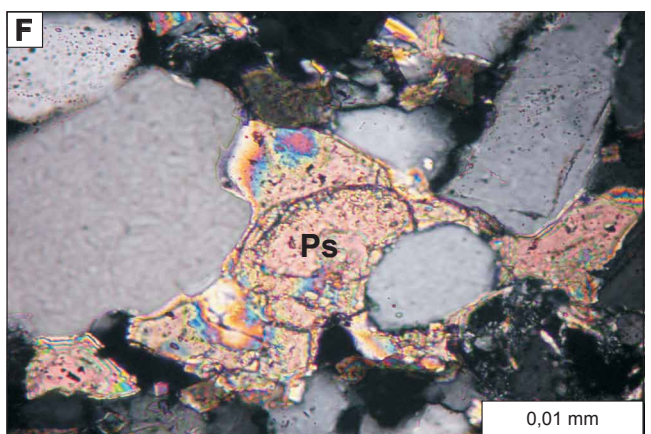
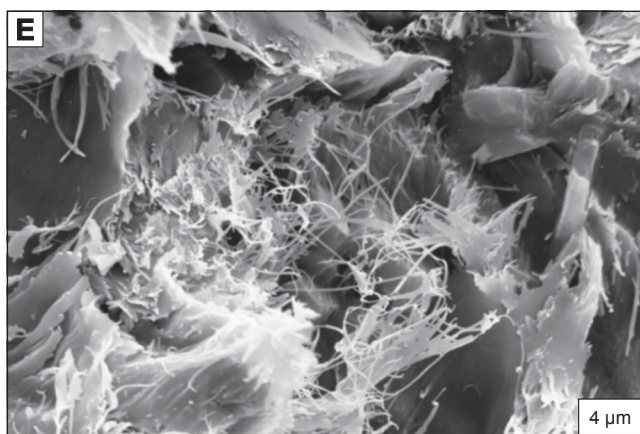
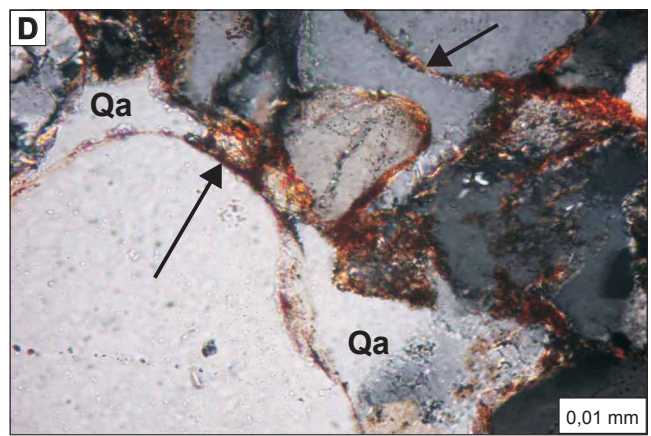
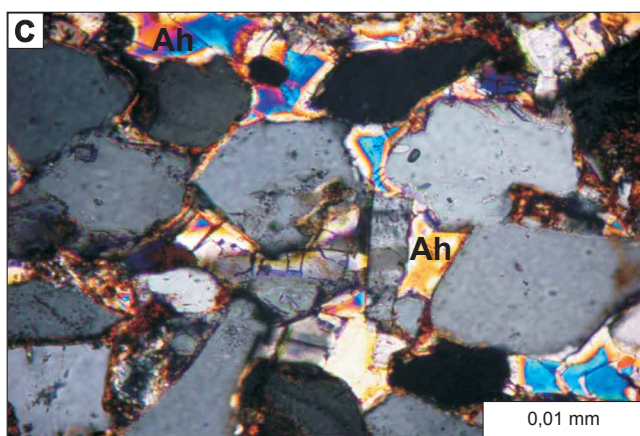
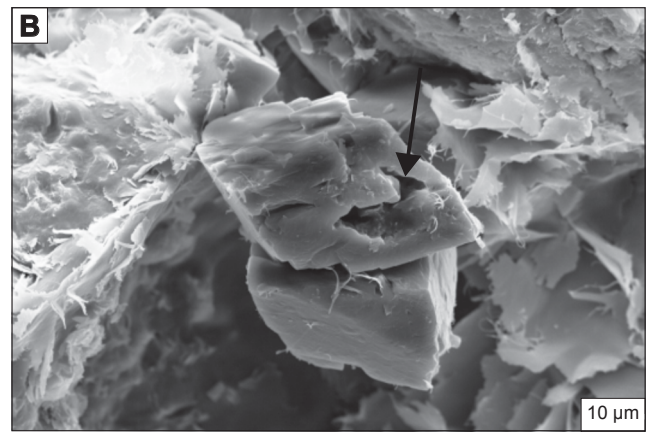
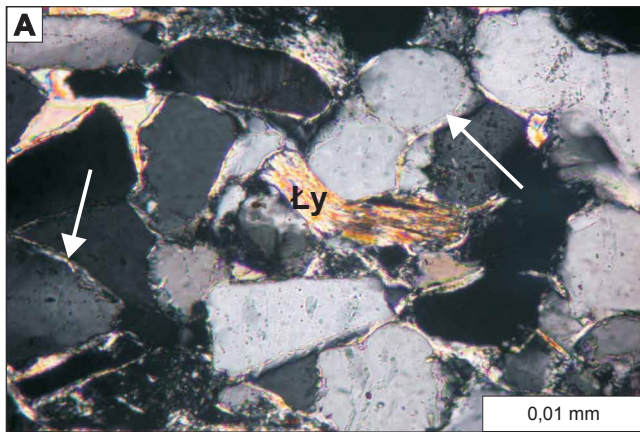
**Rozpuszczaniu diagenetycznemu** ulegały przede wszystkim skalenie ([fig. 13G](#)). Efekty tego procesu najlepiej są widoczne w piaskowcach o składzie arenitów subarkozowych. Trawieniu uległy także osobniki kwarcu ([fig. 13H](#)) lub cementów węglanowych ([fig. 13B](#)).

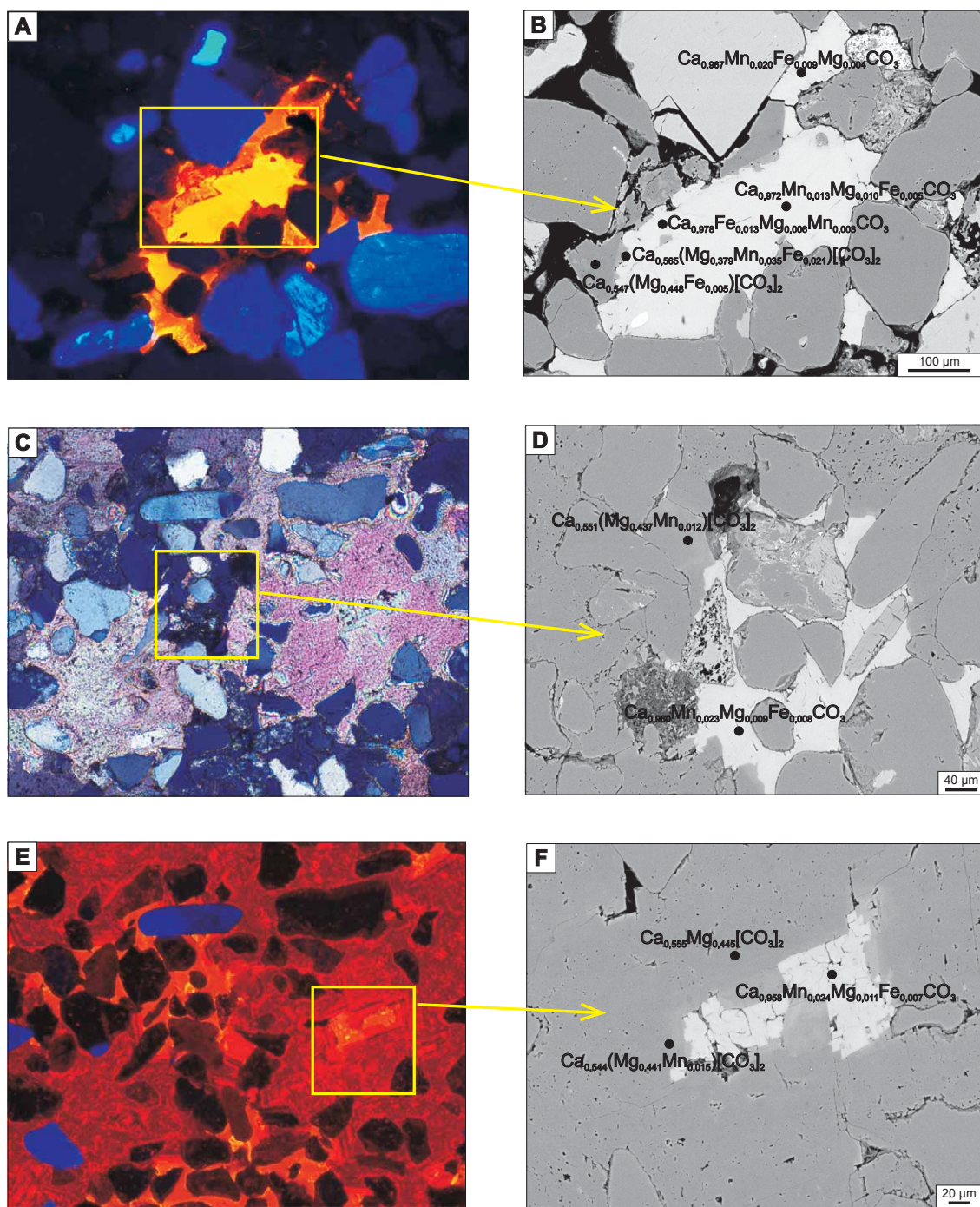
**Przeobrażanie diagenetyczne** to proces przemian skalenia, okruchów skał lub łuszczyków w illit lub kaolinit. Występowanie kaolinitu (5,8% obj.) w jednej próbce zapewne jest związane w większości z tym procesem, jako produkt końcowy po skaleniach.

Różnorodność przemian diagenetycznych oraz ich intensywność prezentuje [figura 15](#).

**Fig. 13. A.** Wygięta blaszka łuszczyka (Ły); widoczne ilaste obwódki na ziarnach detrytycznych (strzałki); głęb. 2079,2 m; obraz w PL, nikole skrzyżowane. **B.** Romboedry dolomitu z widocznymi śladami rozpuszczania (strzałki); głęb. 2115,6 m; obraz SEM. **C.** Spoiwo anhidrytowe (Ah) w piaskowcu; głęb. 2030,9 m; obraz w PL, nikole skrzyżowane. **D.** Autogeniczne spoiwo kwarcowe (Qa); widoczne obwódki ilasto-żelaziste (strzałki); głęb. 2175,4 m; obraz w PL, nikole skrzyżowane. **E.** Illit włóknisty w przestrzeni porowej piaskowca; głęb. 2079,2 m; obraz SEM. **F.** Pseudomorfoza węglanowa po ziarnie detrytycznym (Ps); głęb. 1982,5 m; obraz w PL, nikole skrzyżowane. **G.** Widoczne ślady rozpuszczania skalenia potasowego (strzałki); głęb. 2115,6 m; obraz SEM. **H.** Widoczne ślady nadtrawienia ziarna kwarcu (strzałki); głęb. 2014,2 m; obraz w PL, nikole skrzyżowane

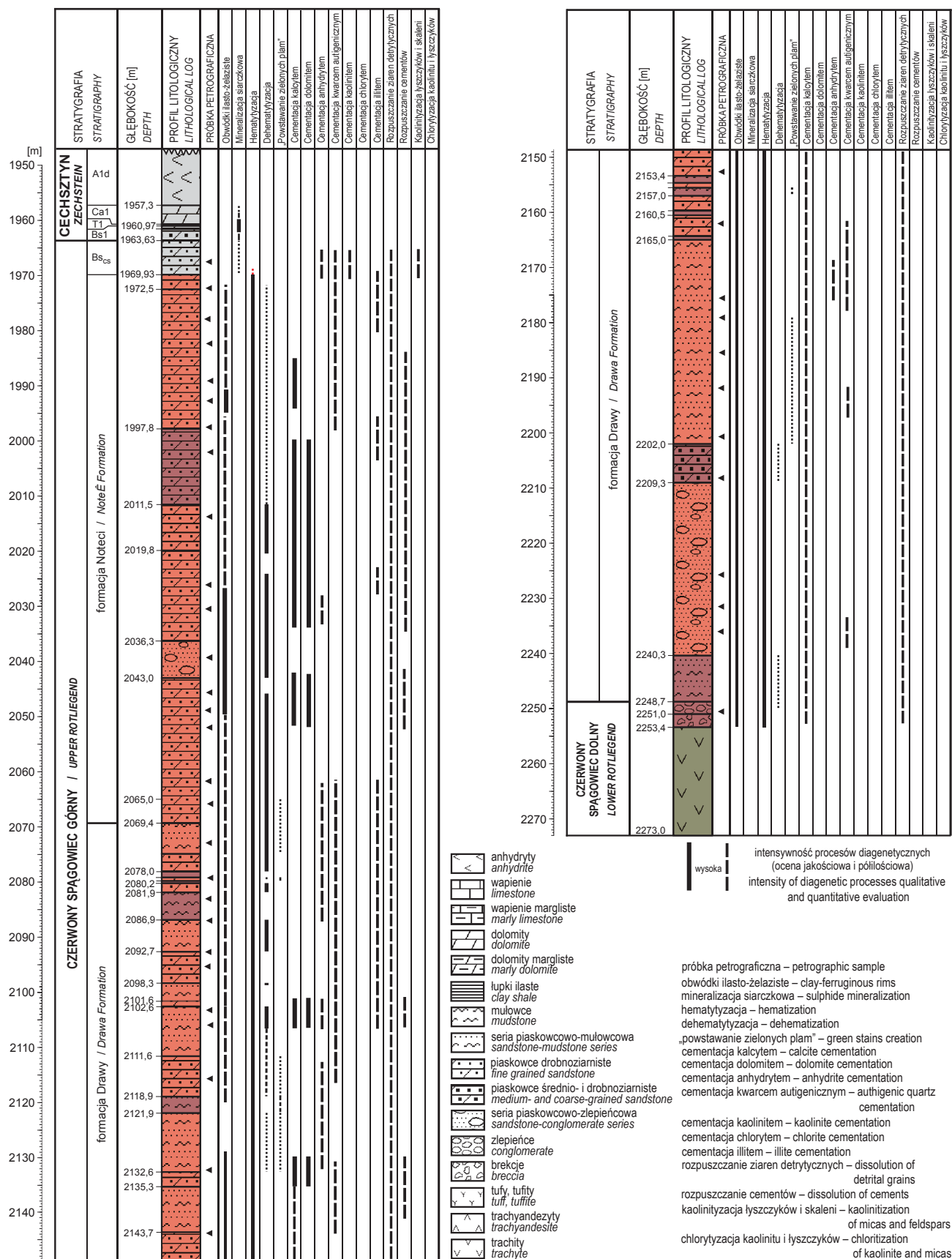
**A.** Bent mica flake (Ły); clay rims on detrital grains are visible (arrows); depth 2079.2 m; PL image, crossed nicols. **B.** Traces of dissolution in dolomite rhombohedrons (arrows); depth 2115.6 m; SEM image. **C.** Anhydrite cement (Ah) in sandstone; depth 2030.9 m; PL image, crossed nicols. **D.** Authigenic quartz (Qa); clay-iron rims (arrows) are visible; depth 2175.4m; PL image, crossed nicols. **E.** Fibrous illite in pore space of sandstone; depth 2079.2 m; SEM image. **F.** Carbonate pseudomorph after detrital grain (Ps); depth 1982.5 m; PL image, crossed nicols. **G.** Traces of dissolution in potassium feldspar (arrows); depth 2115.6 m; SEM image. **H.** Traces of etching in quartz grain (arrows); depth 2014.2 m; PL image, crossed nicols





**Fig. 14.** **A.** Cement węglanowy w piaskowcu o składzie arenitu subarkozowego; głęb. 1989,4 m; ramka wskazuje obszar badań; obraz w CL; Mn-kalcyt wykazuje luminescencję w barwie żółtej i pomarańczowej, dolomit w barwie czerwonej-pomarańczowej. **B.** Fragment piaskowca z fig. 14A; obraz BEI; zaznaczono miejsca analiz chemicznych (Kuberska, Kozłowska, 2011). **C.** Cement kalcytowo-dolomitowy w piaskowcu o składzie arenitu subarkozowego; głęb. 2052,1 m; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ze skrzyżowanymi nikolami; ramka wskazuje obszar badań. **D.** Fragment piaskowca z fig. 14C; obraz BEI; zaznaczono miejsca analiz chemicznych (Kuberska, Kozłowska, 2011). **E.** Piaskowiec z figury 14C; ramka wskazuje obszar badań; obraz w CL; Mn-kalcyt wykazuje luminescencję w barwie żółtej i pomarańczowej, dolomit w barwie czerwonej-pomarańczowej. **F.** Fragment piaskowca z fig. 14E; obraz BEI; zaznaczono miejsca analiz chemicznych (Kuberska, Kozłowska, 2011)

**A.** Carbonate cement in sandstone of the composition of subarkosic arenite; depth 1989.4 m; the frame indicates the study area; CL image; yellow and orange luminescence of Mn-calcite, dolomite in red-orange colour. **B.** Part of sandstone from Fig. 14A; BEI image; places of chemical analyzes are marked (Kuberska, Kozłowska, 2011). **C.** Calcite-dolomite cement in sandstone of the composition of subarkosic arenite; depth 2052.1 m; image from polarized microscope with crossed nicols; the frame indicates the study area. **D.** Part of sandstone from Fig. 14C; BEI image; places of chemical analyzes are marked (Kuberska, Kozłowska, 2011). **E.** Sandstone from Fig. 14C; the frame indicates the study area; CL image; yellow and orange luminescence of Mn-calcite, dolomite in red-orange colour. **F.** Part of sandstone from Fig. 14E; BEI image; places of chemical analyzes are marked (Kuberska, Kozłowska, 2011)



**Fig. 15. Profil litologiczno-stratygraficzny czerwonego spągowca (Oszczepalski i in., 2010) z zaznaczonymi procesami diagenetycznymi**

Lithological-stratigraphic log of the Rotliegend (Oszczepalski *et al.*, 2010) with marked diagenetic processes

### Podsumowanie

W opisywanym profilu czerwonego spągowca dominują piaskowce, rzadziej występują zlepieńce, mułowce i iłowce. Zlepieńce mają charakter polimiktyczny. Materiał frakcji psefitowej jest pochodzenia wulkanicznego i osadowego, rzadziej plutonicznego lub metamorficznego. W piaskowcach wśród litoklastów dominują okruchy pochodzenia osadowego. Z analizy obserwowanych efektów procesów posedymentacyjnych wynika, że zachodziły one w dwóch

głównych etapach: w eo- i mezodiagenecie według podziału Choquetta i Praya (1970). Do najwcześniejszych przemian zaliczono tworzenie obwódek ilastych i ilasto-żelazistych na ziarnach detrytycznych, początek kompaktacji mechanicznej oraz wczesnej cementacji. W czasie mezodiagenety doszło do pogłębienia skutków kompaktacji mechanicznej, nastąpiła główna faza przeobrażania i rozpuszczania ziaren skał i litoklastów oraz rozwinęły się kolejne etapy cementacji węglanowej, siarczanowej i kwarcowej.

**Ryszard WAGNER**

### CECHSZTYN

#### Uwagi wstępne

Otwór wiertniczy Sława IG 1 wykonano w 1974 r. w celu poszerzenia możliwości eksploatacji złóż miedzi na monoklinie przedsudeckiej. W utworach cechsztynu wiercono z pełnym rdzeniowaniem. Niestety opracowano tylko przyspągowe utwory cechsztynu pod kątem zawartości złóż polimetalicznych.

Obecnie rdzenie wiertnicze znajdują się w nowych skrzynkach, jednak po wielu latach przechowywania w nieodpowiednich warunkach w rdzeniach wystąpiły znaczne ubytki. Zachowane rdzenie ponownie sprofilowano w 2014 r., a w miejscach brakujących rdzeni ich aktualne opisy uzupełniono opisami z dokumentacji wynikowej (Gospodarczyk i in., 1975). Brak płytek cienkich z poziomu dolomitu głównego uniemożliwił jego dokładne zbadanie w związku z czym opis tego poziomu opiera się na oglądzie makroskopowym.

Rdzenie wiertnicze opisano w systemie opisu głębokości na każdej skrzynce, tzn. opisano strop i spąg rdzenia w każdej skrzynce, z tym że w skrzynce o długości 1 m opisano często rdzenie o długości od -0,1 do +0,3 m powyżej 1 m. Przy określaniu głębokości ważniejszych granic litologicznych posługiwano się więc wartościami z pierwotnego opisu z dokumentacji wynikowej (Gospodarczyk i in., 1975). Każda skrzynka ma swój numer w marszu wiertniczym. W związku z tym w obecnym opisie głębokości rdzeni było możliwe zastosowanie systemu marszowego, tak jak w całej serii wydawniczej.

Przy opracowaniu stratygrafii wykorzystano także wykresy profilowań geofizyki otworowej. Jakość tych pomiarów jest bardzo zła, odpowiadająca ówczesnej technice pomiarowej. Pomiary oporności elektrycznej nie nadają się do interpretacji. Pozostałe pomiary mają lukę w interwale 1480,0–1540,0 m, a ponadto pomiar neutron–gamma, tak bardzo przydatny do interpretacji litologii utworów ewaporatowych, występuje tylko do głęb. 1480,0 m, czyli obejmuje tylko najwyższą część profilu. W interpretacji litostratygraficznej niższej części profilu posłużono się więc tylko pomiarami gamma i średnicogramu.

W związku z tym w opracowaniu przedstawiono dwie wersje litostratygrafii cechsztynu – według rdzeni wiertniczych i według karotażu. Obie wersje różnią się od siebie głębokościami z powodu dużego przesunięcia pomiarów w stosunku do rdzeni wiertniczych. Górna część pomiarów geofizyki otworowej jest przesunięta o 11 m w górę w stosunku do rdzeni wiertniczych, a niższa część, poniżej luki w pomiarach – o 9 m w górę. Występują także, nie zawsze, niewielkie różnice w miąższościach kompleksów litologicznych sięgające maksymalnie do 3,5 m. Różnice te wynikają z niedokładności interpretacji głębokości granic litologicznych w rdzeniach w przypadkach strat w uzysku rdzeni, a na karotażu – w przypadku trudności interpretacyjnych wynikających z ich słabej jakości. Obecnie, po wielu latach od pobrania rdzenia i przy jego niepełnym zachowaniu, nie sposób rozstrzygnąć jednoznacznie która wersja jest poprawniejsza. Autor uważa, że należy posługiwać się wersją karotażową, zgodnie z przyjętą powszechnie regułą we wszystkich bazach stratygraficznych.

#### Litostratygrafia

Otwór wiertniczy Sława IG 1 jest zlokalizowany w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Pod względem paleogeograficznym – w szeroko pojętej brzeżnej, południowej części basenu cechsztyńskiego, charakteryzującej się jeszcze silną subsydencją, kompensowaną przez sedymentację.

Z tego położenia wynika dość znaczna miąższość utworów cechsztynu (549,5 m) i w miarę kompletny profil stratygraficzny, zredukowany tylko od góry, do subcyklotemu PZ4a włącznie. Profil cechsztynu nie jest zaburzony tektonicznie i jest zbudowany z trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3, oraz z cyklotemu terygenicznego-ewaporatowego PZ4, podzielonego w tym rejonie na subcyklotem PZ4a i stropową serię terygeniczną PZt. Nazewnictwo litostratygraficzne zastosowano według schematu z pracy Wagnera (1994).

Najstarsze utwory cechsztynu są reprezentowane przez cyklotem PZ1 o miąższości 288,5 m, kompletny pod względem stratygraficznym. Utwory cechsztynu leżą bezpośrednio na skałach czerwonego spągowca górnego. Dobrze przedzieleny interwał graniczny między cechsztynem i czerwonym spągowcem górnym ujawnił obecność transgresywnych osadów najniższego cechsztynu w postaci 4-metrowej miąższości homogenicznych piaskowców kwarcowych, będących produktem rozmycia eolianitów czerwonego spągowca górnego przez transgredujące morze. Jest to odpowiednik zlepieńca podstawowego w facji piaszczystej. Powyżej występuje szeroko rozprzestrzeniony charakterystyczny łupek miedzionośny (T1) o przeciętnej miąższości 29 cm, przykryty osadami węglanowymi wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o małej miąższości – 3,4 m.

W profilu ewaporatów PZ1 zdecydowanie dominuje najstarsza sól kamienna (Na1) o miąższości 189,5 m, tworząca basen solny. Anhydryt dolny (A1d) ma ponad trzykrotnie mniejszą miąższość (55,5 m), zgodnie z zasadą obowiązującą w tym cyklocie: im więcej soli, tym mniej anhydrytu dolnego. Profil ewaporatów zamyka poziom anhydrytu górnego (A1g) o zmniejszonej miąższości (35,5 m).

Wyżej w profilu występuje cyklotem PZ2 o zredukowanej miąższości 96,0 m. Mimo tego jest on kompletny pod względem stratygraficznym. Rozpoczyna się przewodnim poziomem stratygraficznym – skałami węglanowymi dolomitu głównego (Ca2; *fig. 16*) o małej miąższości (26 m). Ewaporaty PZ2 są zbudowane z charakterystycznych poziomów stratygraficznych – od anhydrytu podstawowego (A2) o znacznej miąższości (31,0 m), przez bardzo zredukowane miąższościowo starszą sól kamienną (Na2; 24,5 m) i starszą sól kamienną kryjącą (Na2r; 8,5 m), przedzielone cienkim, zaledwie 4-metrowym poziomem starszej soli potasowej (K2), do anhydrytu kryjącego (A2r). Występowanie w tym profilu tak cienkich starszych soli potasowych wyznacza południowy zasięg ich rozprzestrzenienia w tym rejonie.

Ponad cyklotemem PZ2 występują w ciągłości sedymentacyjnej utwory cyklotemu PZ3 o miąższości 126,0 m. Jest to miąższość przeciętna dla tego regionu. Utwory te również są prawie kompletne pod względem stratygraficznym, brakuje tylko młodszej soli potasowo-magnezowej. U podstawy cyklotemu stwierdzono charakterystyczny poziom litostratygraficzny: szary il solny (T3) o miąższości 4,0 m. Brak jest przykrywającego go dolomitu płytowego (Ca3). Poziom ten jest dobrze rdzeniowany i jego brak jest nietypowy dla tego rejonu. Ewaporaty PZ3 tworzą dwa poziomy: anhydrytu głównego (A3) o małej miąższości (17,0 m) i młodszej soli kamiennej (Na3) o dość znacznej miąższości (105,0 m). Brak w tym profilu młodszej soli potasowej (K3) nie jest niczym szczególnym, sól ta nie tworzy bowiem ciągłej pokrywy w basenie PZ3, tylko występuje nieregularnie w formie rozległych soczew.

Najmłodszy cyklotem PZ4, terygeniczo-ewaporatowy, ma zaledwie 39 m miąższości i jest bardzo zredukowany pod względem stratygraficznym. W omawianym profilu

dzieli się na subcyklotem PZ4a, będący odpowiednikiem cyklotemu Z4 w basenie niemieckim, i stropową serię terygeniczną (PZt), będącą odpowiednikiem młodszych utworów cechsztynu.

U podstawy subcyklotemu PZ4a występuje poziom czerwonego iltu solnego (T4a). Ewaporaty PZ4a składają się tylko z najmłodszej soli kamiennej (Na4a) o małej miąższości, wynoszącej zaledwie 13,0 m. Nie występuje tu regionalnie rozprzestrzeniony w północnej części basenu poziom anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1). Brak także anhydrytu pegmatytowego górnego (A4a2) rozdzielającego najmłodszą sól kamienną dolną (Na4a1) od najmłodszej soli kamiennej górnej (Na4a2).

Profil cechsztynu zamyka seria czerwonych skał terygenicznych o miąższości 19,0 m, tworzących stropową serię terygeniczną (PZt), stanowiącą wiekowy odpowiednik formacji rewalskiej na Pomorzu Zachodnim.

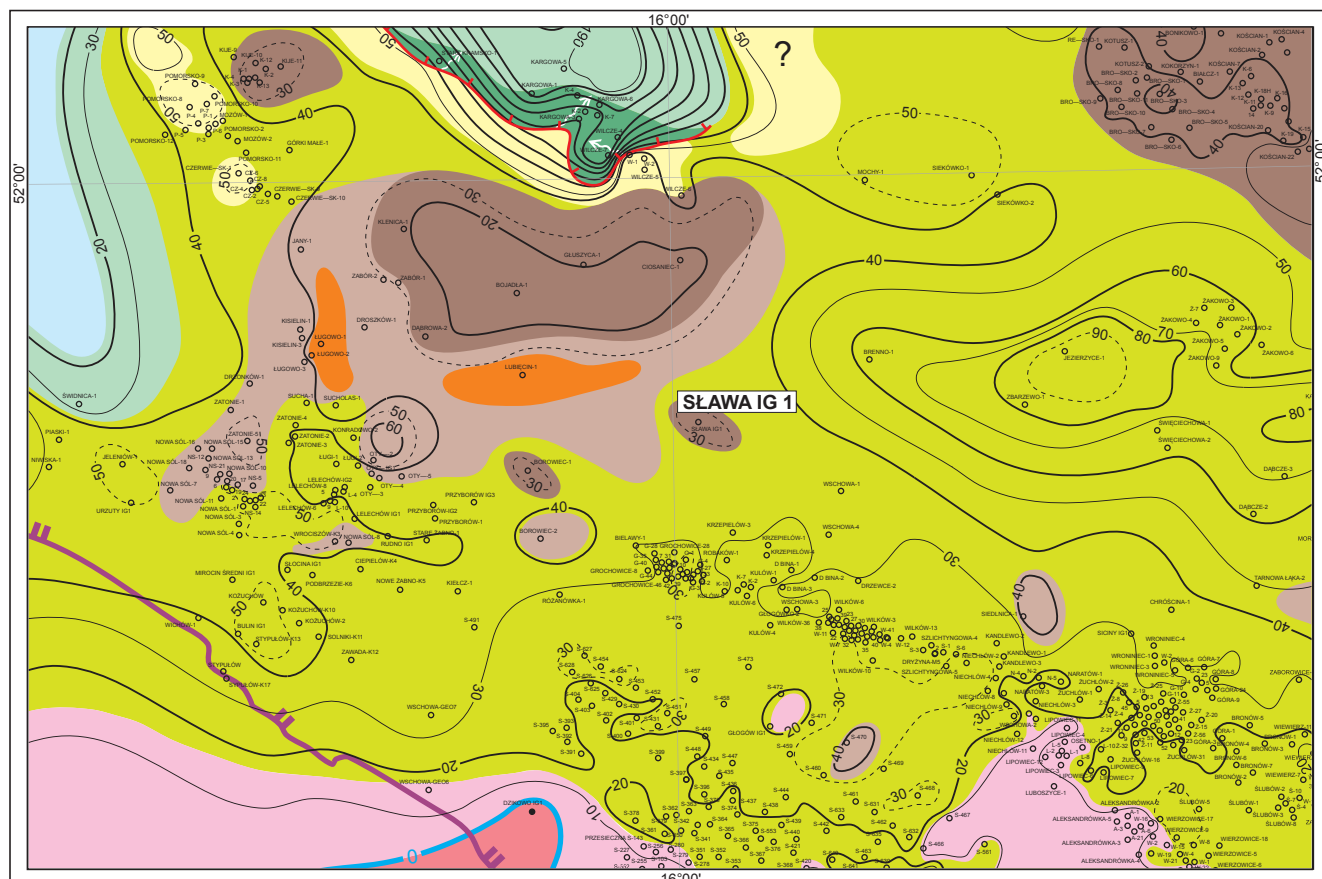
Ponad stropową serią terygeniczną występują utwory terygeniczne utworzone w środowisku wodnym, tworzące najstarsze poziomy pstręgi piaskowca dolnego Tp1.

### Środowiska sedymentacji i paleogeografia

Profil osadów cechsztynu rozpoznany otworem wiertniczym Sława IG 1 był usytuowany w płytszej części polskiego basenu cechsztyńskiego, na jego południowo-zachodnim skrzydle. Obrazowanie basenu od południa stanowił masyw internidów waryscyjskich zbudowany z osadów permu dolnego, karbonu dolnego i starszych, tworzący obszar lądowy o urozmaiconym reliefie. Osady czerwonego spągowca górnego były deponowane w kontynentalnym basenie sedymentacyjnym (Kiersnowski, Buniak, 2006). Wypełniły go utwory terygeniczne, głównie pochodzenia fluwialnego, w górnej części przechodzące w osady plał i eoliczne. W tym czasie dominował klimat pustynny, gorący i suchy z okresowymi gwałtownymi opadami deszczu. W takich warunkach relief powaryscyjski ulegał szybkiej degradacji, elementy wypiętrzone były niszczone w procesach erozji, a obniżenia wypełniane osadami. Bezpośrednio przed transgresją morza cechsztyńskiego relief tego obszaru był już w znacznym stopniu wyrównany z zachowanymi miejscami strefami obniżen i wypiętrzeń, tylko lokalnie o większej amplitudzie.

Po transgresji morza cechsztyńskiego klimat pozostał suchy i gorący z okresami bardziej wilgotnymi, szczególnie w czasie sedymentacji najwyższej części profilu cechsztynu, kiedy fluktuacje klimatu wpływały decydująco na cykliczność sedymentacji osadów.

Utwory cechsztynu powstały w trzech cyklocie węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2 i PZ3 oraz w niekompletnym cyklocie terygeniczo-ewaporatowym PZ4, zbudowanym z najstarszego subcyklotemu PZ4a i stropowej serii terygenicznej (PZt). W trakcie sedymentacji tych osadów zmieniały się zasięg morza cechsztyńskiego oraz warunki klimatyczne.



Platforma/ izolowana platforma węglanowa (płytki szelf)  
Platform/ isolated carbonate platform (shallow shelf)

- równia platformowa  
platform plain
- przykrawędziowa bariera oolitowo-onkolitowa  
marginal oolitic-oncolitic barrier
- wewnątrzplatformowa płyczna oolitowo-onkolitowa  
oolitic-oncolitic intra-platform shoal
- niskoenerygetyczna równia platformowa  
low-energy platform plain
- wysokoenergetyczna równia platformowa  
high-energy platform plain

Subarealna część platformy węglanowej  
Subareal part of carbonate platform

- sebha siarczanowo-węglanowa  
sulphate-carbonate sabkha
- sebha siarczanowo-silikoklastyczna  
sulphate-siliciclastic sabkha

Stok platformy/ izolowanej platformy węglanowej  
Platform/ isolated carbonate platform slope

- stok łagodny  
gentle slope
- stok stromy  
steep slope

Równia basenowa (głębszy szelf)  
Basinal plain (deeper shelf)

- część płytsza  
shallower part

0 20 km

otwory wiertnicze z przewierconym  
dolomitom głównym  
boreholes with Main Dolomite pierced

otwory wiertnicze poza zasięgiem  
dolomitu głównego  
boreholes beyond the extent of Main Dolomite

paleoizopachy w metrach  
palaeoisopachs in metres

skarpy platformy węglanowej  
carbonate platform slope

pierwotny zasięg cyklotemu PZ2  
original extent of Cyclothrem PZ2

zasięg całkowitej erozji Ca2 i PZ2  
extent of total erosion of Ca2 and PZ2

Fig. 16. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2)

Palaeogeography of the Main Dolomite (Ca2)

### Cyklotem PZ1

Transgresja morza cechsztyńskiego wtargnęła na częściowo spenepienizowany obszar górotworu waryscyjskiego. W rejonie otworu wiertniczego Sława IG 1 morze cechsztyńskie transgredowało na osady lądowe czerwonego spągowca górnego zbudowane z dobrze wysortowanych drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych z warstwowaniem przekątnym dużej skali (fig. 17A) budujących niedużą wydmy. Szybka transgresja rozmyła górne 4 m wydmy i utworzyła warstwę jasnoszarych, homogenicznych drobno- do średnioziarnistych piaskowców kwarcowych, w górnych 30 cm okruszczonych siarczkami metali (chalkozyn, sfaleryt, galena) (Gospodarczyk i in., 1975). Jest to odpowiednik facjalny transgresywnego zlepieńca podstawowego (Zp1). Ostra, równa granica z leżącymi wyżej łupkami ilasto-organicznymi może świadczyć o szybkiej zmianie reżimu sedymentacyjnego z warunków o dużej aktywności hydrodynamicznej wód do spokojnego, stagnującego środowiska. W takim środowisku, w dojrzałym stadium transgresji, powstały osady łupka miedzionośnego (T1) o miąższości 29 cm, o falistej i płaskiej laminacji równoległej, okruszczane chalkozynem, sfalerytem i galeną (Gospodarczyk i in., 1975), reprezentujące spokojne warunki sedymentacji w środowisku redukcyjnym. Miąższość łupka miedzionośnego jest zbliżona do średniej miąższości tego poziomu w basenie cechsztyńskim. Wyżej występuje 3,4 m dolomitów tworzących poziom wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Granica z łupkiem miedzionośnym ma charakter stopniowego przejścia. W dolnej części profilu, o miąższości 2,1 m, dominują mikryty, w najniższej części margliste, tworzące kompleks madstonów, miejscami wakstonów, z nielicznymi bardzo drobnymi skamieniałościami małży i ramienionogów oraz liczną widoczną makroskopowo mikrofauną. Słabo i tylko miejscami widoczna nieciągła laminacja pozioma oraz smugi o nieostrych konturach ciemnoszarego materiału ilastego świadczą o nadal przeważających spokojnych warunkach sedymentacji, ale o wyższej hydrodynamiczności wód niż w czasie sedymentacji łupka miedzionośnego.

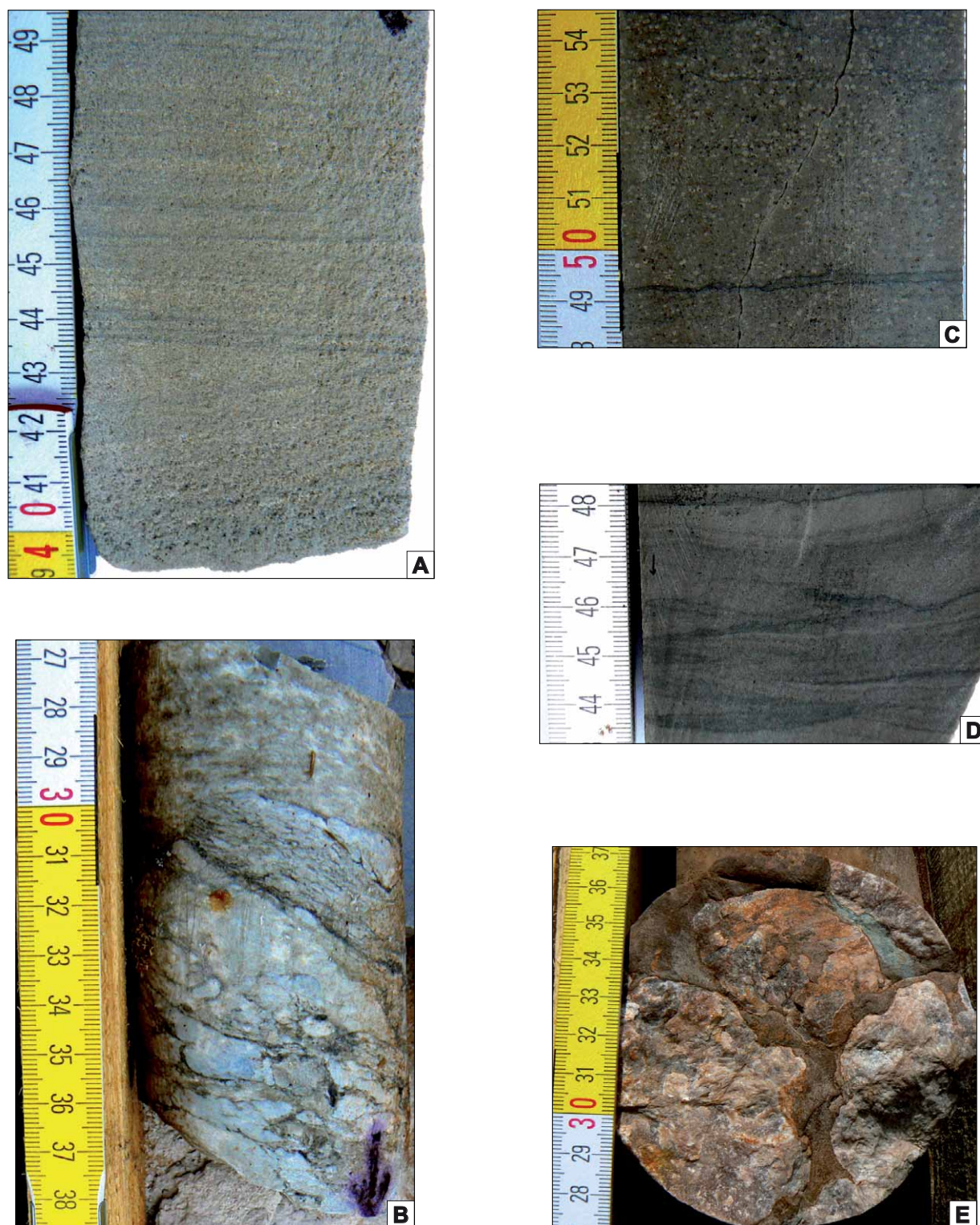
W górnej części profilu, o miąższości 1 m, występują ciemnoszare dolomity z drobnymi (poniżej 1 mm średnicy) onkoidami, prawdopodobnie rozproszonymi w osadzie. Brak płytek cienkich nie pozwala na ich jednoznaczną identyfikację. Występują tu także nieliczne, cienkie (do 4 mm miąższości) warstewki czarnego łupka ilasto-organicznego i smugi materiału ilastego. Obecność onkoidów w środowisku o stosunkowo niskiej energii hydrodynamicznej wskazuje na ich okresową redepozycję z pobliskiego obszaru o wyższej energii hydrodynamicznej.

Najwyższa, 14-centymetrowa warstwa wapienia cechsztyńskiego jest zbudowana z niedużych stromatolitów kopułowych przykrytych matą mikrobialną (Gospodarczyk i in., 1975). Jest to typowe zakończenie sedymentacji skał węglanowych poziomu Ca1 w basenie morza cechsztyńskiego, świadczące o powszechnym spłyceniu w całym basenie

sedymentacyjnym, ze strefą centralną włącznie (Wagner, 1994).

Utwory najniższego cechsztynu w omawianym profilu stanowią typowy przykład cyklu transgresywno-regresywnego, poczynając od transgresywnych piaskowców reprezentujących środowiska o wysokiej aktywności hydrodynamicznej, przez szybkie przejście do środowiska o niskiej energii hydrodynamicznej (łupki miedzionośne) i następnie stopniowe zwiększanie tej energii w trakcie sedymentacji poziomu Ca1, aż do maksymalnego wypłycenia basenu pod koniec sedymentacji wapienia cechsztyńskiego, udokumentowane przez obecność stromatolitów kopułowych i maty mikrobialne. Udział ramienionogów w składzie makrofauny w dolnej części poziomu Ca1 świadczy o normalnomorskich warunkach zasolenia wód, które stopniowo wzrasta ku górze profilu, a w części stropowej osiąga wyższe wartości udokumentowane obecnością stromatolitów i mat mikrobialnych.

Silne spłycenie morza cechsztyńskiego pod koniec sedymentacji wapienia cechsztyńskiego kontynuowało się w czasie depozycji najniższych warstw ewaporatów cyklotemu PZ1, czyli anhydrytu dolnego (A1d), spowodowane silnym wzrostem zasolenia wód. Najniższa jego część (5,1 m) jest zbudowana ze skrajnie płytkowodnych anhydrytów o strukturze grubomozaikowej. Tworzące ją nieregularne, spojone szarym dolomitem konkretyne gruzły anhydrytowe są charakterystyczne dla środowiska sebhya przybrzeżnej. W wyższej części poziomu A1d dominują nieregularne struktury typu nielicznego, nieregularnego warstwowania i żyłkowania, świadczące o panującym nadal środowisku płytkowodnym, ale zdecydowanie głębszym niż w warstwie podścielającej. W górnej części poziomu A1d, od głębokości ok. 1940 m, pojawiają się regularne laminy substancji ilasto-dolomitycznej, świadczące o spokojnej sedymentacji w pogłębiającym się basenie ewaporacyjnym. Środowisko takie utrzymało się do końca sedymentacji anhydrytu. Wzrastające zasolenie wód morskich doprowadziło do sedymentacji najstarszej soli kamiennej Na1, która osiągnęła tu znaczną miąższość (189,5 m) i utworzyła lokalny basen solny o nieokreślonych rozmiarach. Przerwanie tego procesu nastąpiło z początkiem sedymentacji anhydrytu górnego (A1g). Było to związane z postępującą, stopniową ingresją świeżych wód morskich. Sedymentacja soli kamiennych spowodowała zapewne efekt obniżenia salinarnego wód w basenie ewaporacyjnym, tak że powrót do sedymentacji anhydrytów odbywał się w płytszym środowisku. W najniższej części poziomu A1g obserwuje się silne zailenie w postaci nieregularnych przewarstwień ilastych oraz cienkie przewarstwienia brekcji anhydrytowo-ilastej. Jest to odpowiednik brekcji anhydrytowej (BrA1) (fig. 17B) występującej powszechnie w szeroko pojętej strefie brzeżnej basenu anhydrytu górnego, znaczącej początek ingresji morskiej (Wagner, 1994). Występujące w wyższej części profilu struktury mozaikowe oraz nieregularne, nieliczne laminy dolomitowe także powstawały w środowisku płytkowodnym.



**Fig. 17.** **A.** Piaskowce eoliczne z warstwowaniem przekątnym dużej skali; czerwony spagowiec górny, głęb. 1966,3–1966,4 m. **B.** Brekcja anhydrytowo-ilasta (BrA1); cechszryn, anhydryt górny (A1g), głęb. 1710,4–1710,5 m. **C.** Pakstony onkolitowe o częściowo zatartej budowie wewnętrznej ze śladami warstwowania równoległego; cechszryn, dolomit główny (Ca2), głęb. 1665,5 m. **D.** Warstwowania przekątne małej skali w kompleksie pakstonów; cechszryn, dolomit główny (Ca2), głęb. 1664,6 m. **E.** Konkrecje anhydrytu w czerwonych mułowcach; przekrój równoległy do powierzchni warstwowania; cechszryn, stropowa seria terygeniczna (PZt), głęb. 1429,1 m

**A.** Aeolian sandstones with large-scale cross bedding; Upper Rotliegend, depth 1966.3–1966.4 m. **B.** Anhydrite-clay breccia (BrA1); Zechstein, Upper Anhydrite (A1g), depth 1710.4–1710.5 m. **C.** Oncolitic packstones with partly blurred inner structure and signs of parallel bedding; Zechstein, Main Dolomite (Ca2), depth 1665.5 m. **D.** Small-scale cross bedding in a packstone complex; Zechstein, Main Dolomite (Ca2), depth 1664.6 m. **E.** Anhydrite concretions in red mudstone; section parallel to bedding planes; Zechstein, Top Terrigenous Series (PZt), depth 1429.1 m

Osady cyklotemu PZ1 tworzyły się początkowo w środowisku skrajnie płytkowodnym, w czasie transgresji zmieniającym się stopniowo w relatywnie głębokowodne w czasie sedimentacji łupku miedzionośnego i ponownie płytkowodne na pograniczu sedimentacji wapienia cechsztyńskiego i anhydrytu dolnego. W czasie sedimentacji poziomu A1d stopniowo rosła głębokość basenu, a pod koniec sedimentacji tego poziomu ustaliły się warunki względnie głębokowodne. Być może w tym czasie sedimentacja nie nadążała za subsydencją, utworzyło się więc zagłębienie z panwią solną o nieznanych rozmiarach. Świadczy o tym również stosunkowo mała miąższość poziomu A1d (55,5 m) w odniesieniu do znacznej miąższości poziomu Na1 (189,5 m). Najstarsza sól kamienna wypełniła osadami utworzone zagłębienie, a ingresja świeżych wód morskich, powodująca nawrót sedimentacji siarczanów z poziomu anhydrytu górnego, przebiegała już w warunkach płytkowodnych.

Podsumowując, osady cyklotemu PZ1 utworzyły się zapewne w płaskim obniżeniu strukturalnym pochodzącym z okresu sedimentacji czerwonego spągowca górnego. Utwory ewaporatowe wypełniły istniejącą deniwelację, i tym samym wyrównały dno basenu.

### Cyklotem PZ2

Postępująca ingresja świeżych wód morskich stopniowo doprowadziła do przerwania sedimentacji ewaporatów cyklotemu PZ1 i spowodowała nawrót sedimentacji węglanowej (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998). Ingresja postępowała powoli, stopniowo zmniejszając stężenie soli i podnosząc poziom wód basenu cechsztyńskiego. Z tego powodu na granicy dolomitu głównego z leżącym niżej anhydrytem górnym cyklotemu PZ1 obserwuje się kontakty przejściowe w strefie basenowej, natomiast ostre na stoku platformy węglanowej, a często również na samej platformie. W tym profilu niestety nie zachował się kontakt Ca2/A1g.

Zasięg basenu dolomitu głównego był jednak znacznie mniejszy niż cyklotemu PZ1 – wynosił od 15 do 30 km (Dadlez i in., 1998). Łąd otaczający basen dolomitu głównego od południa był już w znacznym stopniu spenepniony. Klimat w tym czasie był ekstremalnie suchy, a szata roślinna bardzo uboga (Wagner, 1994).

Sedimentacja osadów dolomitu głównego miała ogólnie charakter transgresywno-regresywny, ale w poszczególnych częściach basenu model ten ulegał istotnym zmianom i należy go rozpatrywać oddzielnie, w zależności od paleogeografii. W czasie depozycji dolomitu głównego paleogeografia była ściśle powiązana z rozwojem bezpośredniego podłoża, czyli anhydrytu górnego cyklotemu PZ1. Rozwój platform anhydrytowych anhydrytu górnego decydował o szerokości i pochyleniu stoków platformy węglanowej dolomitu głównego. W rejonie omawianego profilu, w południowej części dzisiejszej monokliny przedsudeckiej, w czasie sedimentacji dolomitu głównego utworzyła się rozległa platforma węglanowa – platforma śląska (Wagner, 1994, 2012; Dadlez i in., 1998). Charakteryzuje się ona dość urozmaiconym, ale łagodnym reliefem dna basenu (fig. 16).

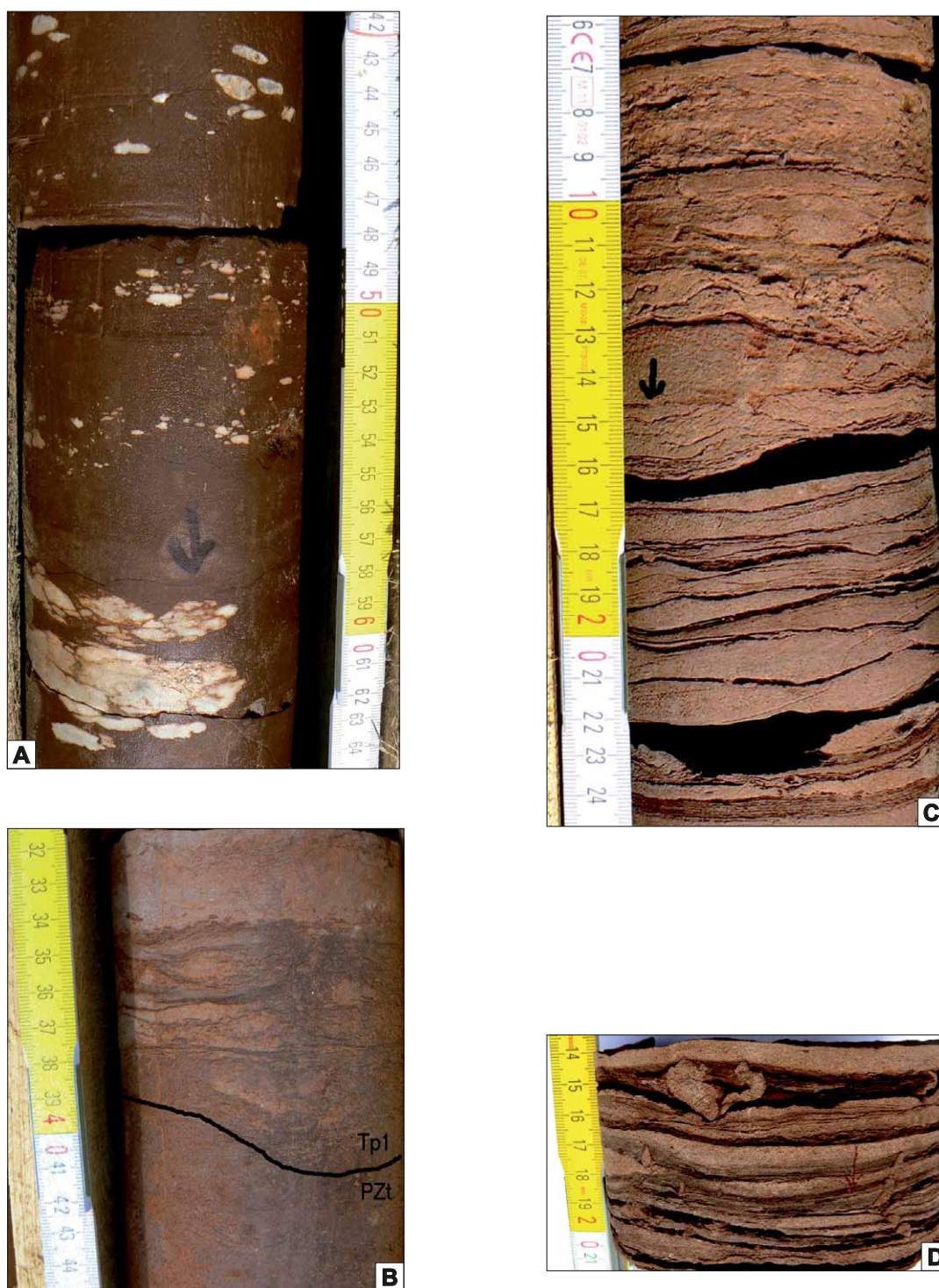
Na podstawie badań rdzeni wiertniczych opracowano model depozycji osadów dolomitu głównego (Jaworowski, Mikołajewski, 2007). Ilustruje on relacje przestrzenne środowisk depozycyjnych w czasie maksymalnego rozwoju sedimentacji podczas wysokiego stanu poziomu morza. Fragment (w rejonie profilu otworu Sława IG 1) przestrzennego układu tych systemów depozycyjnych wraz z ich zróżnicowaniem oraz paleomiąższością przedstawiono na mapie paleogeograficznej dolomitu głównego (Wagner, 2012) (fig. 16). Profil otworu Sława IG 1 jest zlokalizowany w południowej części węglanowej platformy śląskiej, w obrębie niskoenergetycznej hydrodynamicznie równi platformowej. Najstarsze, transgresyjne osady dolomitu głównego tworzyły się w warunkach płytkowodnych, ale w słabo aktywnym hydrodynamicznie środowisku sedimentacji. Są to głównie maty mikrobialne, liczne kłęby mikrobialne oraz prawdopodobnie wakstony z licznymi peloidami. Zidentyfikowano je wyłącznie na podstawie obserwacji makroskopowych, ponieważ brak płytek cienkich uniemożliwia dokładniejszą interpretację mikrofacjalną.

W wyższej części profilu występują drobne onkoidy (fig. 17C) z cienkimi warstewkami madstonów i smugami ciemnoszarej substancji ilastej. Prawdopodobnie jest to seria pakstonów. Onkoidy były redeponowane z pobliskiej bariery onkolitowej do środowiska o spokojnej sedimentacji. Najwyższa część profilu to seria drobnziarnistych piasków węglanowych i węglanowych mułowców piaszczystych z przeważającą laminacją równoległą. Sporadycznie występują odcinki profilu z drobnoskalową laminacją przekątną (fig. 17D). Prawdopodobnie są to ślady epizodów sztormowych. Zwraca uwagę znaczny udział biolamin pochodzenia mikrobialnego, nietworzących jednak zwartych poziomów mat mikrobialnych. Obserwuje się też występowanie powierzchni rozmyć synsedymencyjnych i sporadycznie normalne warstwowania frakcjonalne dowodzące działalności słabych prądów podwodnych.

Miąższość osadów dolomitu głównego wynosi w tym profilu 26,0 m. Jest to niewielka miąższość jak na warunki równi platformowej. Środowisko sedimentacji było spokojne, głównie poniżej podstawy falowania z epizodami sztormowymi, poddawane działalności słabych prądów podwodnych. Można je określić jako lagunę osłoniętą od falowania barierami onkolitowymi.

W miarę postępującego wzrostu zasolenia wód w basenie osady węglanowe dolomitu głównego zostały przykryte przez osady siarczanowe anhydrytu podstawowego (A2). Anhydryt podstawowy ma relatywnie dużą miąższość (31,0 m) i płytkowodny zestaw struktur sedimentacyjnych. Stosunkowo szybko doszło do sedimentacji w środowisku płytkowodnym starszej soli kamiennej (Na2) o bardzo małej miąższości (zaledwie 24,5 m). Cykl sedimentacji soli kamiennej został zakończony solami z domieszką soli potasowo-magnezowych, tworzących szczątkowy poziom starszej soli potasowej (K2) o miąższości zaledwie 4 m. Sole potasowe tworzyły się w skrajnie płytkowodnych salinach.

Sedimentację ewaporatów cyklotemu PZ2 kończą poziomy starszej soli kamiennej kryjącej (Na2r), o miąższo-



**Fig. 18.** **A.** Homogeniczne, czerwone mułowce z konkrecjami anhydrytu; cechsztyń, stropowa seria terygeniczna (PZt), głęb. 1428,8–1429,0 m. **B.** Granica pomiędzy heterolitami piaszczystymi dolnego pstręgo piaskowca (Tp1) i homogenicznymi mułowcami cechsztyńskiej stropowej serii terygenicznej (PZt), zaburzona bioturbacyjnie i gęstościowo; granica Tp1/PZt, głęb. 1416,7 m. **C.** Heterolity piaszczyste warstwowane faliście i soczewkowo z bioturbacjami. W niższej części zdjęcia widoczne w warstewkach piaszczystych warstwowania przekątne małej skali; trias, dolny pstry piaskowiec (Tp1), głęb. 1414,3–1414,5 m. **D.** Heterolity piaszczyste, warstwowane faliście z przekrojami szczelin dehydracyjno-kompakcyjnych i bioturbacjami; trias, dolny pstry piaskowiec (Tp1), głęb. 1413,2 m

**A.** Homogenous, red mudstones with anhydrite concretions; Zechstein, Top Terrigenous Series (PZt), depth 1428.8–1429.0 m. **B.** Boundary between sandy heteroliths of the Lower Buntsandstein (Tp1) homogenous mudstones of the Zechstein Top Terrigenous Series (PZt), bioturbation and density instabilities; Tp1/PZt boundary, depth 1416.7 m. **C.** Wavy and lenticularly laminated sandy heteroliths with bioturbation. Small-scale cross bedding in sandy layers visible at the bottom of photo; Triassic, Lower Buntsandstein (Tp1), depth 1414.3–1414.5 m. **D.** Wavy laminated sandy heteroliths with sections of dehydration-compactional fractures and bioturbation; Triassic, Lower Buntsandstein (Tp1), depth 1413.2 m

ści 8,5 m, oraz anhydrytu kryjącego (A2r), o miąższości 2,0 m. Osady te tworzyły się w środowiskach płytkowodnych, a ich zasięgi pokrywają się ze starszą solą kamienną.

Cyklotem PZ2 w omawianym profilu ma małą miąższość (96,0 m), typową dla strefy przybrzeżnej basenu PZ2. Dotyczy to szczególnie starszej soli kamiennej. Początkowo (dolomit główny) sedimentacja przebiegała w nieco głębszym basenie, później, począwszy od okresu sedimentacji anhydrytu podstawowego, ustaliły się warunki płytkowodne. W końcowym etapie rozwoju basenu cyklotemu PZ2 w całym zbiorniku zaczęły panować warunki skrajnie płytkowodne. Przybrzeżne części platform węglanowych zostały odsłonięte i trwała niezbyt intensywna sedimentacja terygeniczna spowodowana przez panujący w tym czasie skrajnie suchy klimat (Wagner, 1994).

### Cyklotem PZ3

Nowa transgresja morska zapoczątkowała sedimentację cyklotemu PZ3. Nastąpiło znaczne zwiększenie zasięgu morza w stosunku do cyklotemu PZ2, nie tylko na obszarze monokliny przedsudeckiej, lecz także w prawie całym basenie morza cechsztyńskiego, świadczące o jego przebudowie. Osady cyklotemów PZ1 i PZ2 wyrównały większość deniwelacji dna morskiego, tak że powstał wyrównany, dość regularny rozkład facji i miąższości cyklotemu PZ3.

Nowy cykl sedimentacyjny rozpoczął się serią osadów szarego iłu solnego (T3), o niewielkiej miąższości (4,0 m). Zaskakujący jest brak osadów węglanowych dolomitu płytowego (Ca3). Może to być spowodowane słabym zachowaniem rdzenia. Rdzeń jest częściowo pokruszony, z dużymi brakami w dolnej i górnej części. Szczególnie istotny dla problemu obecności poziomu Ca3 jest brak czterech skrzynek z rdzeniem na kontakcie T3/A3. Mógł tu występować poziom węglanowy, silnie marglisty, o miąższości do 1,5 m, nierozpoznany wcześniej (Gospodarczyk i in., 1975). Zgodnie z regułą przy małych miąższościach Ca3 + T3, rzędu 2,5 do 5,0 m, poziom marglistych skał węglanowych stanowi od 25 do 50%. Z powodu złej jakości pomiarów geofizyki otworowej również nie rozwiązują tego problemu.

Mała miąższość poziomów Ca3 + T3 w profilu otworu Sława IG 1 jest charakterystyczna dla głębszego otwartego basenu. Na takie środowisko wskazują struktury sedimentacyjne zachowane miejscami w postaci nieregularnej, dość gęstej laminacji. Typowe dla tej facji jest także występowanie w górnej części poziomu T3 wkładki drobnziarnistych piaskowców kwarcowych.

Ewaporatowy etap rozwoju cyklotemu PZ3 rozpoczyna sedimentacja anhydrytów z poziomu anhydrytu głównego (A3) o małej miąższości 17 m. Młodsza sól kamienna (Na3) ma dość dużą miąższość – 105,0 m.

Profil cyklotemu PZ3 wskazuje na pogłębienie basenu w stosunku do cyklotemu PZ2, począwszy od transgresyjnych osadów T3, przez małą miąższość poziomu A3, do dużej miąższości Na3.

### Cyklotem PZ4

Rozpoczęcie nowego etapu sedimentacji cechsztynu wyznaczyły zmiany klimatyczne (Wagner, Peryt, 1998). Rozpoczął się on sedimentacją cyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4, składającego się w tym profilu z subcyklotemu terygeniczo-ewaporatowego (PZ4a) i poziomu terygenicznego stropowej serii terygeniczej (Pzt).

Niezachowanie się rdzeni z subcyklotemu PZ4a uniemożliwiło ich ponowne sprofilowanie, dlatego ograniczono się do ogólnych wniosków paleogeograficznych.

Profil subcyklotemu PZ4a charakteryzuje się małą miąższością skał terygeniczych czerwonego iłu solnego dolnego (T4a), wynoszącą zaledwie 7,0 m, brakiem anhydrytu pegmatytowego dolnego i górnego oraz brakiem najmłodszej soli kamiennej ilastej, czym zdecydowanie różni się od poziomu PZ4a na Pomorzu Zachodnim. Najmłodsza sól kamienna (Na4) ma również małą miąższość – 13 m. Z tego porównania wynika, że omawiany obszar w czasie sedimentacji subcyklotemu PZ4a znajdował się poza głównym obszarem alimentującym centralny basen w materiał terygeniczny, który spowodował tam powstanie grubych serii zubrów (Wagner, 1994).

### Stropowa seria terygeniczna (Pzt)

Profil cechsztynu kończy stropowa seria terygeniczna (Pzt), też o niedużej miąższości (19,0 m), wyznaczająca zakończenie sedimentacji ewaporatów na tym obszarze i przejście do sedimentacji terygeniczej obrzeżającej basen centralny z trwającą dalej sedimentacją terygeniczo-ewaporatową, ewoluującą w kierunku ograniczenia wpływu morza i przechodzenia w środowisko jeziora solnego (Wagner, 1994).

Osady stropowej serii terygeniczej zbudowane z czerwonych mułowców bez widocznych struktur sedimentacyjnych i z licznymi małymi i dużymi kongrecjami anhydrytów (fig. 17E, 18A) tworzącymi miejscami cienkie poziome kongrecje powstały w charakterystycznym dla najwyższego cechsztynu środowisku plał (Pieńkowski, 1989; Pieńkowski, 1991; Wagner, 2007).

W rdzeniu zachowała się granica stropowej serii terygeniczej i pstrego piaskowca dolnego (fig. 18B), wyznaczająca także granicę perm/trias w basenie polskim (Pieńkowski, 1989, 1991; Wagner, 1987, 1994). Jest to granica środowiska plał (homogeniczne czerwone mułowce z kongrecjami anhydrytu), charakterystycznego dla cechsztynu, i środowiska wodnego z udziałem falowania (?morskiego – heterolity piaszczyste), charakterystycznego dla pstrego piaskowca dolnego (fig. 18C, D). Sama granica jest zaburzona strukturami bioturbacyjno-gęstościowymi (fig. 18B), dlatego trudno jest określić, czy istniała tu luka sedimentacyjna. Na podstawie zachowanego materiału można przypuszczać, że na niezdiagnozowane mułowce cechsztyńskie wkroczyła transgresja wód basenu wczesnego triasu.

Grzegorz CZAPOWSKI, Hanna TOMASSI-MORAWIEC

## CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW SOLNYCH CECHSZTYNU

Badane partie utworów solnych w otworze wiertniczym Sława IG 1 obejmują głównie fragmenty profili trzech cyklotemów: PZ1, PZ2 i PZ3. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic wydzieleni litostratygraficznych cechsztynu zostały ustalone przez R. Wagnera (ten tom). Przedstawione w tekście głębokości granic wyznaczono na podstawie opisów rdzeni wiertniczych.

Makroskopowe badania rdzeni solnych objęły określenie odmian litologicznych i strukturalnych skały (frakcja, selekcja kryształów, obecność i rodzaj domieszek mineral-

nych, cechy optyczne – patrz: Czapowski, 1987, 1995; Czapowski i in., 1993) oraz charakterystykę teksturalną (tekstury kierunkowe wtórne). Ponadto przeprowadzono badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu w 22 próbkach; oznaczenia wykonane przez Centralne Laboratorium Chemiczne PIG-PIB), których wyniki zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 3). Syntetyczne profile litologiczno-strukturalne z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstawania soli przedstawiono na figurach 19–21.

Tabela 3

## Wyniki badań próbek soli cechsztynu

Results of chemical analysis of salt samples

| Cyklotem<br>Cyclothem | Wydzielenie<br>Symbol | Głębokość pobrania<br>próbki<br>Sampling depth<br>[m] | Zawartość bromu<br>Bromium content<br>[ppm] |
|-----------------------|-----------------------|-------------------------------------------------------|---------------------------------------------|
| PZ3                   | Na3                   | 1454,5                                                | 51                                          |
|                       |                       | 1473,3                                                | 45 (typ soli D)                             |
|                       |                       | 1473,3                                                | 52 (typ soli BA)                            |
|                       |                       | 1488,5                                                | 71                                          |
|                       |                       | 1501,3                                                | 154                                         |
|                       |                       | 1554,4                                                | 93                                          |
| PZ2                   | Na2                   | 1582,4                                                | 47                                          |
|                       |                       | 1612,4                                                | 71                                          |
| PZ1                   | Na1                   | 1725,4                                                | 23                                          |
|                       |                       | 1743,4                                                | 29                                          |
|                       |                       | 1747,4                                                | 27                                          |
|                       |                       | 1757,0                                                | 35                                          |
|                       |                       | 1768,0                                                | 55                                          |
|                       |                       | 1800,6                                                | 49 (typ soli BA)                            |
|                       |                       | 1800,6                                                | 44 (typ soli CD)                            |
|                       |                       | 1817,4                                                | 41 (typ soli BA)                            |
|                       |                       | 1817,4                                                | 47 (typ soli CD)                            |
|                       |                       | 1830,6                                                | 41 (typ soli B)                             |
|                       |                       | 1830,6                                                | 41 (typ soli A)                             |
|                       |                       | 1859,4                                                | 27                                          |
|                       |                       | 1899,7                                                | 33 (typ soli C)                             |
|                       |                       | 1899,7                                                | 42 (typ soli AB)                            |

typ soli – salt type

## Cyklotem PZ1 – najstarsza sól kamienna (Na1)

Najstarszą sól kamienną (Na1; fig. 19) stwierdzono w przedziale głęb. 1716,0–1901,4 m według rdzenia wiertniczego i 1703,5–1893,0 m według zapisu karotażowego, a jego grubość jest szacowana odpowiednio na 185,4 i 189,5 m (rdzeniowane partie stanowią 93,8% profilu soli). Utwory te są przykryte przez serię siarczanów, przynależnych do wydzielenia anhydrytu górnego (A1g), występujących na głęb. 1677,65–1716,0 m według rdzenia wiertniczego i 1668,0–1703,5 m według zapisu karotażowego w interpretacji R. Wagnera (ten tom). Dolną część tego wydzielenia stanowi szary porowaty anhydryt o strukturze gruzłowej, silnie spękany, z domieszką substancji ilastej. W spągowej partii profilu występują przemiennie pakiety o strukturze gruzłowej oraz laminowane poziomo i faliście (fig. 19). Utwory te powstały w środowisku sebhya siarczanowej.

Górna część profilu najstarszej soli kamiennej (fig. 19), do głębokości ok. 1767 m jest reprezentowana przez białą i beżową sól kamienną różnokrystaliczną (typ B) i różno-równokrystaliczną (typ BA, średnica kryształów halitu 3–15 mm), półprzezroczystą i przezroczystą. W partii stropowej występują pakiety soli wielokrystalicznej wtórnej (typ D), w całym zaś odcinku smugi, laminy, warstewki

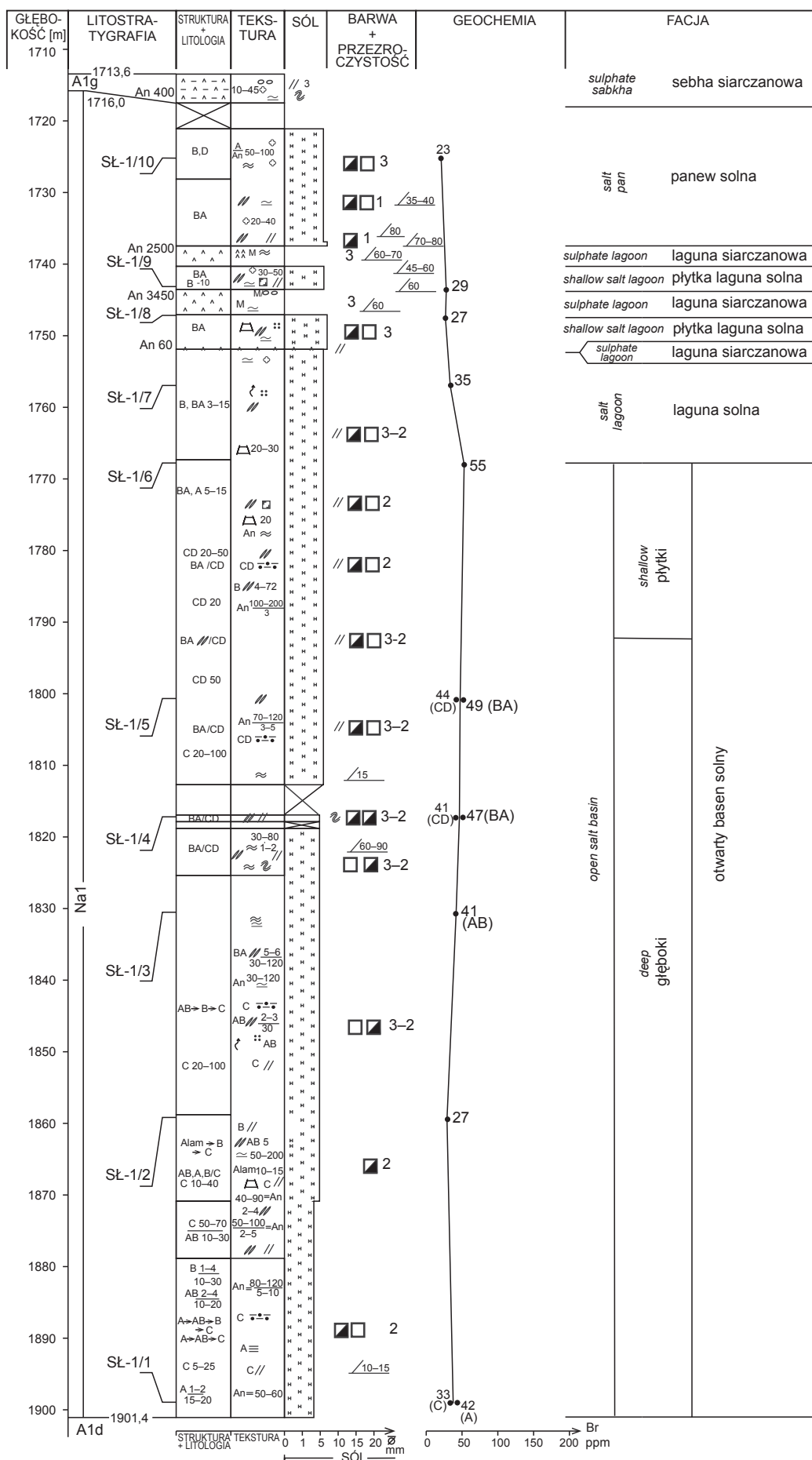
Fig. 19. Syntetyczny profil utworów solnych cechsztynu cyklotemu PZ1 w otworze wiertniczym Sława IG 1

Wyzdzielienia litostratygraficzne – patrz tekst; pozostałe objaśnienia na str. 86

Synthetic profile of salt deposits of PZ1 cycle in the Sława IG 1 borehole

Głębokość – depth, litostratygrafia – lithostratigraphy, struktura i litologia – texture and lithology, tekstura – structure, barwa + przezroczystość – colour and transparency, geochemia – geochemistry, facja – facies

Lithostratigraphic units – see in text; for other explanations see page 86



# OBJAŚNIENIA DO FIGUR 19–21 CAPTIONS FOR FIGURES 19–21

|                                                                                     |                                                                                                                                                                                                     |                                                                                     |                                                                                                                                                                                                |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| ::                                                                                  | rozproszone mikroagregaty anhydrytu<br><i>dispersed anhydrite microaggregates</i>                                                                                                                   | ○ ○                                                                                 | struktura guzłowa<br><i>nodular structure</i>                                                                                                                                                  |
| ⊕ 10–45                                                                             | gruzły anhydrytu (średnica w mm)<br><i>anhydrite nodules (size in mm)</i>                                                                                                                           | ≈                                                                                   | plastyczne zaburzenia lamin/ warstw siarczanowych<br><i>soft deformations of sulphate laminae/layers</i>                                                                                       |
| An ≈ $\frac{100-200}{20}$                                                           | smugi i laminy anhydrytu (mianownik: wymiary w mm, licznik: odstępy pomiędzy laminami w mm)<br><i>anhydrite flames and laminae (denominator: size in mm; numerator: interlamina distance in mm)</i> | AB ≡                                                                                | laminacja równoległa (typ strukturalny soli)<br><i>parallel lamination (structural salt type)</i>                                                                                              |
| ⋈ 50–100                                                                            | pseudomorfozy po kryształkach gipsu (wielkość w mm)<br><i>gypsum pseudomorphs (size in mm)</i>                                                                                                      | ≈                                                                                   | laminacja falista<br><i>wavy lamination</i>                                                                                                                                                    |
|    | iłowiec<br><i>claystone</i>                                                                                                                                                                         | C ≡                                                                                 | laminacja wewnętrzna (typ strukturalny soli)<br><i>internal lamination (structural salt type)</i>                                                                                              |
|    | anhydryt<br><i>anhydrite</i>                                                                                                                                                                        | A // 4–12                                                                           | tektonicznie zmienione kryształy halitu w danym typie soli (grubość warstwy w mm)<br><i>tectonically transformed halite crystals of the defined structural salt type (bed thickness in mm)</i> |
|    | anhydryt z domieszką substancji ilastej<br><i>anhydrite with clay admixture</i>                                                                                                                     | C //                                                                                | zespoły spękań (typ strukturalny soli)<br><i>fractures (salt structural type)</i>                                                                                                              |
|  | anhydryt poprzerastany solą<br><i>anhydrite with salt</i>                                                                                                                                           | △ 20                                                                                | fragmenty warstw soli typu C (grubość w mm)<br><i>fragments of C-halite beds (thickness in mm)</i>                                                                                             |
|  | halityt<br><i>halite (rock salt)</i>                                                                                                                                                                |  | brak rdzenia<br><i>lack of core</i>                                                                                                                                                            |
|  | sól kamienna zailona<br><i>clayey halite (rock salt)</i>                                                                                                                                            | ∠ 60–70                                                                             | nachylenie warstw/ spękań (kąt w stopniach)<br><i>layer/ fracture plane inclination in angles</i>                                                                                              |
| ↗                                                                                   | ślady (zapach) siarkowodoru<br><i>trace (smell) of hydrogen sulphide</i>                                                                                                                            | Przezroczystość soli:<br><i>Salt transparency:</i>                                  |                                                                                                                                                                                                |
| ~                                                                                   | rozmycia (ługowanie)<br><i>solutions</i>                                                                                                                                                            |  | sól przezroczysta<br><i>transparent</i>                                                                                                                                                        |
| ⊠                                                                                   | „piramidalne” kryształy halitu<br><i>hopper halite crystals</i>                                                                                                                                     |  | sól półprzezroczysta<br><i>semitransparent</i>                                                                                                                                                 |
| □                                                                                   | kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej<br><i>zonal halite crystals</i>                                                                                                                         |  | sól nieprzezroczysta<br><i>non-transparent</i>                                                                                                                                                 |

## Typy strukturalne soli kamiennej:

A – sól równokrystaliczna (średnica kryształów halitu od–do/ średnia w mm)

B – sól różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu od–do/ średnia w mm)

C – pierwotna sól wielokrystaliczna warstwowa

D – wtórna sól wielokrystaliczna

CD 20 – zmieniona wtórnie pierwotna sól wielokrystaliczna warstwowa (grubość warstw soli w mm)

A 10-30/C 10-20 – rytmit typów strukturalnych soli (grubość warstw soli w mm)

M – skała bezteksturalna („masywna”)

T – występowanie substancji ilastej

Sl-1/18 – numer próbki

Barwa skały:

1 – biała, 2 – beżowa, 3 – szara, 4 – różowa, 5 – czerwona

## Halite structural types:

A – monomorphic halite (crystal diameter: min-max/ average in mm)

B – heteromorphic halite (crystal diameter: min-max/ average in mm)

C – primary giant bedded halite

D – secondary giant halite

CD 20 – secondary transformed primary giant bedded halite bed thickness in mm)

A 10-30/C 10-20 – rhythmite of halite structural types (bed thickness in mm)

M – structureless

T – clay matter evidence

Sl-1/18 – sample number

Rock colour:

1 – white, 2 – beige, 3 – grey, 4 – pink, 5 – red

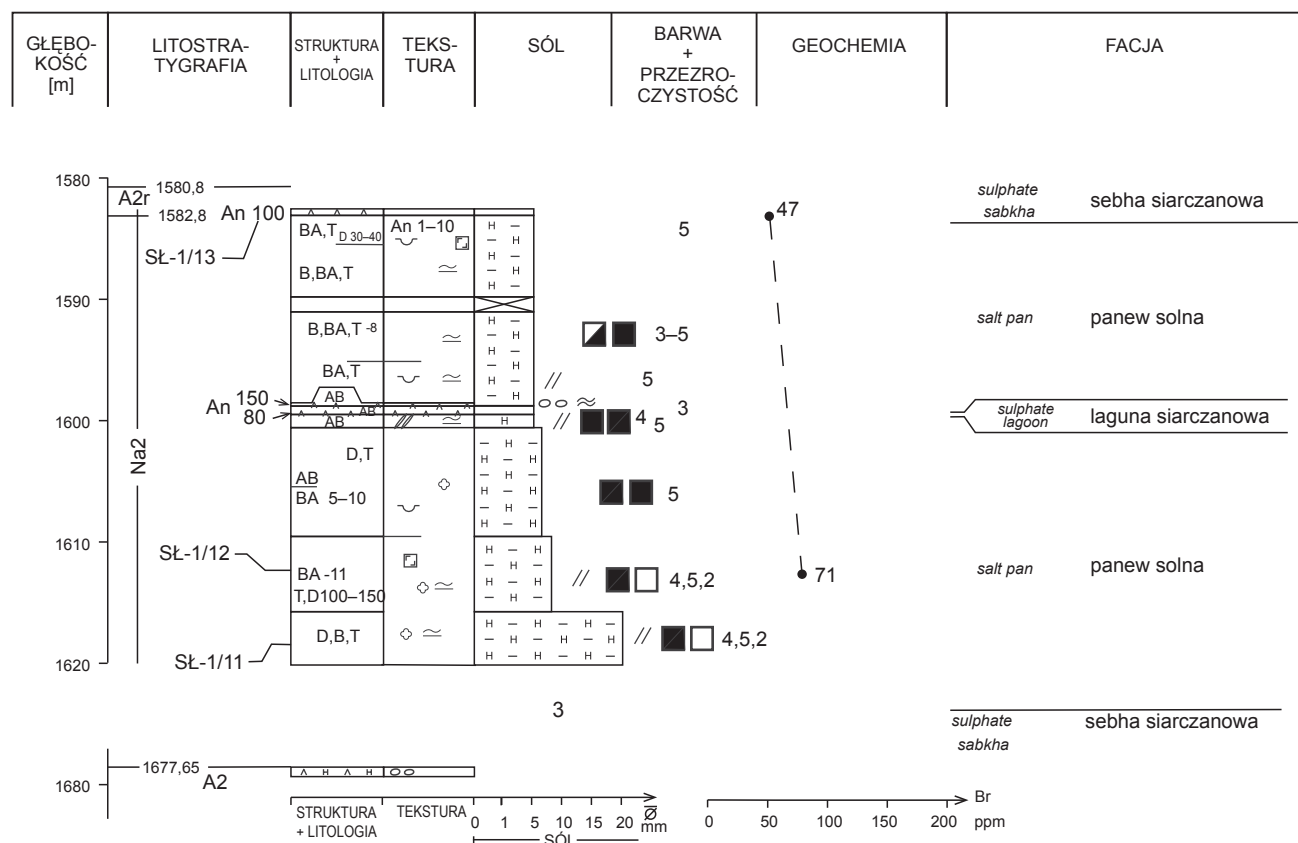


Fig. 20. Syntetyczny profil utworów solnych cechsztynu cyklotemu PZ2 w otworze wiertniczym Sława IG 1

Objaśnienia na stronie 86

Synthetic profile of salt deposits of PZ2 cycle in the Sława IG 1 borehole

For explanations see pages 84 and 86

i gruzły anhydrytu (gruzły o średnicy 20–40 mm) oraz strefy z wydłużonymi kryształami halitu (przebudowa tektoniczna). Sporadycznie spotyka się kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej. Sól jest spękana, a nachylenie lamin siarczanowych i warstw soli zmienia się od 35 do 80°. W omówionym odcinku występują trzy przewarstwienia szarego spękanego anhydrytu, z których dwa wyższe są grube (2,50 i 3,45 m) i głównie bezteksturalne, z lokalnym smugowaniem substancją ilastą i strukturą gruzłową. Najwyższe przewarstwienie zawiera też pseudomorfozy po kryształach selenitu (fig. 19).

Pozostałą część profilu najstarszej soli kamiennej budują sole szare i beżowe, przezroczyste i półprzezroczyste, głównie różno-równokrystaliczne (typ BA, średnica kryształów halitu 3–15 mm), równokrystaliczne (typ A, średnica kryształów halitu 1–2 mm), równo-różnokrystaliczne (typ AB, średnica kryształów halitu 2–4 mm) i różnokrystaliczne (typ B, średnica kryształów halitu 4–12 mm), tworzące sukcesje typów soli. Często występują warstwy pierwotnej soli wielokrystalicznej warstwowej (typ C) o grubości 5–100 mm, niekiedy spękane i porozrywane tektonicznie (typ CD), ze śladami tzw. wewnętrznej laminacji (Czapowski, 1986). Pakiety soli równokrystalicznej, o grubości

3–8 cm, często wykazują gęstą laminację anhydrytem. Anhydryt ponadto tworzy smugi, laminy i warstewki o grubości 2–10 mm, rozmieszczone w odstępach co 4–20 cm i często silnie zafałdowane, oraz rozproszone w soli mikroagregaty. W całym profilu sól jest silnie spękana. Liczne są strefy z wydłużonymi kryształami halitu, a nachylenie warstewek anhydrytu zmienia się od 10–15° w spąg do 90° w środkowej części.

Zawartość bromu (10 próbek, w tym trzy podwójne, reprezentujące dwa typy soli) w badanym profilu najstarszej soli kamiennej (tab. 3; fig. 19) jest niska, nie przekracza 55 ppm (część górna) i rośnie od 27–42 ppm w części dolnej do 47–49 ppm w części środkowej i 55 ppm nieco powyżej, żeby następnie obniżyć się do 23 ppm przy stopnie profilu. Pierwotna sól wielokrystaliczna warstwowa odznacza się niższą zawartością bromu (33 i 44 ppm) niż sąsiadujący z nią inny typ soli. Stosunkowo niska zawartość bromu w halicie jest dość typowa dla soli cyklotemu PZ1, szczególnie w początkowej fazie depozycji chlorków (Tomassi-Morawiec, 2002; Tomassi-Morawiec i in., 2009).

Wykształcenie soli i zmienne stężenie pierwotnych solanek, rejestrowane zawartością bromu, sugerują powstanie chlorków cyklotemu PZ1 początkowo w głębokim otwartym

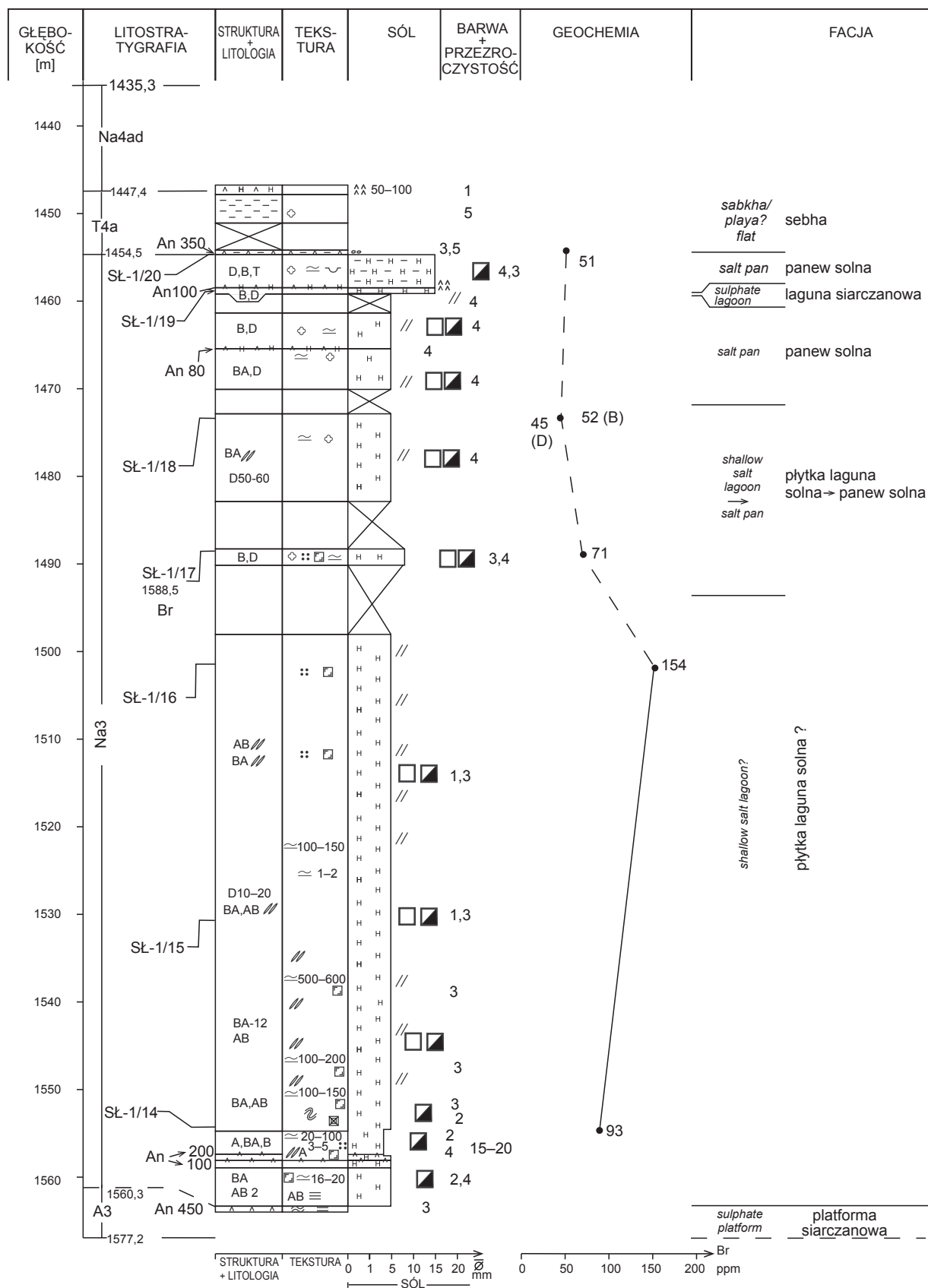


Fig. 21. Syntetyczny profil utworów solnych cechsztynu cyklotemu PZ4 w otworze wiertniczym Sława IG 1

Objaśnienia na stronie 86

Synthetic profile of salt deposits of PZ4 cycle in the Sława IG 1 borehole

For explanations see pages 84 and 86

basenie solnym (fig. 19) o stosunkowo niskim stężeniu solanek chlorkowych (zawartość bromu >40 ppm świadczy o ewaporacji wody morskiej; np. Holser, 1966; Holser, Wilgus, 1981; Raup, Hite, 1978; Sonnenfeld, 1984). Odnotowana lokalnie nieco niższa zawartość bromu może wskazywać na występowanie w danym odcinku serii solnej mieszaniny soli pierwotnych i wtórnych (Tomassi-Morawiec, 2002).

W wyższej części profilu soli znikają stopniowo pakiety pierwotnej soli wielokrystalicznej warstwowej ze śladami tzw. wewnętrznej laminacji, dowodzące bardziej głębokowodnego środowiska z dość stabilną stratyfikacją solanek (Czapowski, 1986, 1987, 1995), pojawiają się też kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej i solanki osiągają najwyższe stężenie. Ten odcinek profilu powstał w warunkach płytkiego otwartego zbiornika solnego. Górna część sukcesji solnej, o stopniowo malejącej zawartości bromu (obniżone stężenie solanek i formowanie wtórnego halitu), zawierająca miększe przewarstwienia anhydrytu, reprezentuje środowisko spływającej się laguny solnej, która okresowo przeradzała się w zbiornik siarczanowy w wyniku napływu świeżych solanek z otwartego basenu. Stopowa część profilu najstarszej soli kamiennej o najniższej zawartości bromu, obfitym udziale siarczanów w formie gruzłów, smug i lamin, zdominowana przez sól różnokrystaliczną i wtórną sól wielokrystaliczną powstała w zmiennych warunkach panwi solnej, gdzie okresy intensywnego osadzania soli były przerywane ich niszczeniem przez czynniki atmosferyczne, np. opady i spiętrzenia sztormowe.

### Cyklotem PZ2 – starsza sól kamienna (Na2)

Utwory chlorkowe cyklotemu PZ2, przypisywane wydzieleniu starszej soli kamiennej (Na2), występują w przedziale głęb. 1572,0–1668,0 m według zapisu karotażowego i 1580,8–1677,65 m według rdzenia wiertniczego i osiągają odpowiednio miąższość 96,0 i 96,85 m. Zachowane partie rdzenia reprezentują ok. 36% profilu soli (fig. 20) i odnoszą się do jego górnej partii.

Utwory solne są podścielone osadami anhydrytu podstawowego (A2), wykształconymi w partii stropowej jako szary porowaty anhydryt o budowie gruzłowej, z kryształami halitu, powstałymi zapewne w środowisku sebhys siarczanowej.

Ponad utworami solnymi występuje wydzielenie anhydrytu kryjącego (A2r), które w partii kontaktowej z solą kamienną jest wykształcone jako szary anhydryt, laminowany poziomo, w spągowej części z jednocentymetrowej grubości warstwą ilitu (fig. 20). Osad ten powstał zapewne w obrębie sebhys siarczanowej.

Zbadana część profilu starszej soli kamiennej (Na2) jest reprezentowana przez sól kamienną czerwonawą i różową, lokalnie szarą i beżową, półprzezroczystą i nieprzezroczystą, w dolnej partii miejscami przezroczystą (fig. 20). Przezroczystość soli zależy od barwy i ilości domieszek, którymi są substancja ilasta i anhydryt w formie smug, lamin i gruzłów. W profilu dominuje sól różnokrystaliczna (typ strukturalny B, o średnicy kryształów halitu do 8–11 mm) oraz

podrzednie występuje sól równo-różnokrystaliczna (typ strukturalny AB), różno-równokrystaliczna (typ strukturalny BA) oraz pakiety soli wielokrystalicznej wtórnej (typ D) o grubości 3–15 cm. Sól jest spękana, zawiera kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej, natomiast w partii stropowej są widoczne ślady ługowania osadu. W środkowej partii profilu starszej soli kamiennej występują dwie warstwy szarego anhydrytu (o grubości 15 i 8 cm), porowatego, o strukturze gruzłowej na przemian z partiami poziomo i faliście laminowanymi.

Zawartość bromu (dwie próbki) w badanym profilu (tab. 3; fig. 20) jest charakterystyczna dla pierwotnych halitów powstałych w wyniku ewaporacji wody morskiej i zmienia się stopniowo od 71 ppm w dolnej części profilu do 47 ppm w górnej.

Wykształcenie soli, ślady ługowania osadu, dość niska zawartość bromu i udział rozproszonej substancji ilastej wskazują, że omówione utwory powstały w środowisku panwi solnej (Czapowski, 1995, 1998; Czapowski i in., 1993), która okresowo zamieniała się w lagunę siarczanową (wkładki anhydrytu) w wyniku zalania napływami świeżych solanek z otwartego zbiornika. Infiltracja solanek w osad siarczanowy sprzyjała wczesnej przebudowie jego struktury, np. powstaniu wewnątrzosadowych kryształów halitu, skupień siarczanowych (obecnie gruzły anhydrytu) i deformacji pierwotnej poziomej laminacji (laminacja faliście).

Brak rdzenia z najniższej części profilu starszej soli kamiennej nie pozwala na interpretację warunków wstępnego etapu formowania się chlorków i charakteru przejścia od depozycji siarczanów (wydzielenie anhydrytu podstawowego A2) do soli.

### Cyklotem PZ3 – młodsza sól kamienna (Na3)

Ponad utworami solnymi cyklotemu PZ3 występują fragmentarycznie rdzeniowane osady reprezentujące część spągową subcyklotemu PZ4a. Są to utwory **czerwonego ilitu solnego** dolnego (T4a), o grubości ok. 7,1 m (fig. 21), zbudowane z czerwonego iłowca z drobnymi gruzłami anhydrytu. Iłowce są przykryte białym anhydrytem, porowatym (pory są wypełnione szarą solą wielokrystaliczną wtórną), z licznymi pseudomorfozami po selenitowych kryształach gipsu (utwory te można wiązać z wydzieleniem **anhydrytu pegmatytowego dolnego** – A4ad według Wagnera, 1994). Opisane utwory powstały zapewne w środowisku nadmorskiej sebhys ilasto-siarczanowej.

Utwory chlorkowe cyklotemu PZ3 (młodsza sól kamienna Na3) występują w przedziale głęb. 1454,5–1560,3 m według rdzenia wiertniczego i 1446,0–1551,0 m według zapisu karotażowego; osiągają miąższość ok. 105 m. W znacznej części są rdzeniowane; zachowany rdzeń stanowi 82,5% profilu wydzielenia (fig. 21). Sole kamienne są podścielone utworami anhydrytu głównego (A3), wykształconymi przy stropie jako szary anhydryt przemienne laminowany faliście i horyzontalnie ciemnoszarą substancją ilastą. Siarczany te to produkt głębszej partii platformy siarczanowej.

W stropie soli kamiennej stwierdzono 0,35-metrową warstwę anhydrytu o strukturze gruzłowej, poprzerastanego czerwonym iłem, powstałego w środowisku sebhysiarczanowej.

Najwyższą część zbadanego profilu chlorków cyklotemu PZ3 (fig. 21) tworzy sól kamienna różnokrystaliczna (typ strukturalny B) z partiami soli wielokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D), różowa i szara, półprzezroczysta, zawierająca laminy, warstewki i gruzły anhydrytu i rozproszoną czerwoną substancję ilastą, często podkreślającą ślady ługowania osadu. Ilość iłu maleje ku dołowi i od głębokości ok. 1458 m dominuje sól bez tej domieszki, przezroczysta i półprzezroczysta. W tej części profilu zarejestrowano dwie wkładki porowatego anhydrytu (o grubości 10 i 8 cm) z kryształami soli, z których wyższa zawiera liczne pseudomorfozy po selenitowych kryształach gipsu. W pozostałej części profilu dominuje sól równo-różnokrystaliczna (typ AB) z przejściem do różno-różnokrystalicznej (typ BA), szara, lokalnie biała, a w spągu beżowa, z kryształami halitu o średnicy 2–12 mm. W środkowej partii profilu występują lokalnie warstwy soli wielokrystalicznej wtórnej o grubości 1–2 cm. W omawianym profilu anhydryt występuje w postaci inkludowanych w kryształach mikroagregatów, smug i lamin, często zdeformowanych (w odstępach 6–60 cm), rzadziej w formie gęstej równoległej laminacji. Stosunkowo liczne są kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej oraz o wydłużonym pokroju (kierunkowa przebudowa w wyniku stresu tektonicznego), rzadziej są rejestrowane „piramidalne” kryształy halitu (typ *hopper*). W całym badanym profilu sól jest silnie spękana, a w jego dolnej partii występują dwie wkładki anhydrytu o grubości 20 i 10 cm, natomiast laminy anhydrytu są nachylone pod kątem 15–20°.

Zawartość bromu (sześć próbek, w tym jedna podwójna, reprezentująca dwa typy soli) w badanym profilu (tab. 3; fig. 21) jest charakterystyczna dla halitów pierwotnych i zmienia się od 93 ppm w dolnej do 154 ppm w środkowej, żeby następnie obniżyć się do 51 ppm w górnej części profilu. Najniższa zawartość bromu (45 ppm) cechuje sól wielokrystaliczną i wskazuje na jej częściowe wtórne pochodzenie.

Wykształcenie soli i zmienne stężenie pierwotnych solanek, rejestrowane zawartością bromu, sugerują powstanie chlorków w obrębie płytkiej laguny solnej, która stopniowo, w wyniku spłylenia, przerodziła się w panew solną, z osadami poddanymi okresowemu intensywnemu ługowaniu (liczne pakiety soli wielokrystalicznej wtórnej o niskiej zawartości bromu, pojawienie się substancji ilastej, gruzłów anhydrytu i śladów ługowań). Okresowe napływy

świeżych solanek z otwartego zbiornika do laguny i panwi powodowały zmianę reżimu geochemicznego na siarczanowy (wkładki anhydrytów) do momentu osiągnięcia stanu koncentracji solanek typowej dla fazy chlorkowej.

### Środowiska sedymentacji

Przedstawiona interpretacja wykształcenia zachowanych partii rdzenia utworów ewaporatowych cechsztynu z otworu wiertniczego Sława IG 1 pozwala odtworzyć sukcesję środowisk ich powstawania.

Sole kamienne cyklu PZ1 (wydzielenie najstarszej soli kamiennej Na1) początkowo powstały w głębokim otwartym basenie solnym o stosunkowo niskim stężeniu solanek chlorkowych (dolna część profilu chlorków). Basen ten następnie uległ spłyleniu i częściowemu odcięciu od otwartego basenu ewaporacyjnego, przeradzając się w lagunę solną, do której okresowo wlewały się świeże solanki, zmieniając reżim chemiczny zbiornika na siarczanowy. Schyłek osadzania chlorków nastąpił w zmiennych warunkach panwi solnej, gdzie okresy intensywnego osadzania soli były przerywane ich niszczeniem przez czynniki atmosferyczne. Przykrywające sól kamienną siarczany (wydzielenie anhydrytu górnego A1g) uformowały się w środowisku sebhysiarczanowej.

Zachowana wyższa część profilu chlorków cyklu PZ2 (wydzielenie starszej soli kamiennej Na2) powstała w środowisku panwi solnej, która okresowo zamieniała się w lagunę siarczanową w wyniku zalania napływami świeżych solanek z otwartego zbiornika. Występujące ponad solą kamienną siarczany (wydzielenie anhydrytu kryjącego A2r) osadziły się w obrębie sebhysiarczanowej, podobnie jak zachowane fragmenty podścielających sól osadów wydzielenia anhydrytu podstawowego (A2). Brak rdzenia z najniższej części profilu starszej soli kamiennej nie pozwala na interpretację warunków wstępnego etapu formowania się chlorków i charakteru przejścia od depozycji siarczanów do soli.

Z kolei zachowany rdzeń z chlorków cyklu PZ3 (wydzielenie młodszej soli kamiennej Na3) sugeruje ich powstanie w obrębie płytkiej laguny solnej, która w wyniku spłylenia stopniowo przerodziła się w panew solną z osadami poddanymi okresowemu intensywnemu ługowaniu. Napływy świeżych solanek z otwartego zbiornika do laguny i panwi powodowały czasem zmianę reżimu geochemicznego na siarczanowy. Występujące ponad solą kamienną utwory wydzielenia anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4ad) powstały zapewne w środowisku nadmorskiej sebhysilasto-siarczanowej.

Urszula HARA

## WYNIKI ANALIZY MIKROSKOPOWEJ SZLIFÓW Z OTWORU WIERTNICZEGO SŁAWA IG 1

### Wstęp

Mszywioly należą do dominującej grupy skamieniałości w osadach permu górnego. Masowość ich występowania, zróżnicowanie taksonomiczne i morfologiczne kolonii czyni je ważnymi wskaźnikami zarówno paleośrodowiskowymi, jak i sedimentologicznymi (Hara, 2001).

W Polsce w utworach cechsztynu mszywioly należą do najczęściej spotykanych szczątków organicznych głównie w obrębie węglanowych poziomów wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Stwierdzono je również w młodszych utworach dolomitu głównego (Ca2). Występują one głównie w obrębie raf algowo-mszywiolowych, w których stanowią ich strukturę szkieletową (*frame-builders*), a także w ziarnach węglanowych jako element szkieletowy (*skeletal grains*).

Charakterystyczną cechą mszywiolów jest wewnątrzgatunkowa plastyczność form koloni, pozwalająca na ich szerokie zastosowanie w interpretacji warunków paleośrodowiska i w rekonstrukcji warunków sedimentacji. Zróżnicowanie składu taksonomicznego mszywiolów może odzwierciedlać zmiany czynników środowiska, a ich rozmieszczenie wskazywać na dokładną paleogeografię zbiornika. Analiza form wzrostu kolonii mszywiolów mogłaby być z powodzeniem wykorzystana w stratygrafii sekwencji, podczas gdy granice sekwencji są wyznaczone przez większe i mniejsze względne spadki poziomu morza, co umożliwia szerszą interpretację basenu sedimentacyjnego uwzględniającą zarówno zjawiska zachodzące w centrum basenu, jak i na jego obrzeżach. Stratygrafia sekwencji obejmująca sukcesję całego basenu cechsztyńskiego, geometrię osadów oraz przerwy sedimentacyjne prowadzi do wyznaczania logicznej i trafnej stratygrafii utworów cechsztyńskich. Mszywioly cechsztyńskie nie mają znaczenia stratygraficznego, jednak ich masowe występowanie w wapieniu cechsztyńskim (Ca1) w całym basenie środkowoeuropejskim pozwala na odróżnienie tego poziomu od młodszych poziomów węglanowych (Ca2, Ca3). Charakterystyczną cechą tej fauny jest jej duże zróżnicowanie pionowe.

Skamieniałości mszywiolów z monokliny przedsudeckiej po raz pierwszy zostały opisane przez Kłapcińskiego (zob. Kłapciński, 1971). Z margli miedzionośnych cechsztynu z otworów wiertniczych (m.in. Syców 2, głęb. 1635,3 m) opisano tam dziewięć gatunków mszywiolów wraz z bogatym zespołem towarzyszących im ramienionogów i małżów. Mszywioly rozpoznano też w profilach innych otworów wiertniczych, w których stwierdzono ich obecność w warstwach wapieni dolomitycznych i dolomitów wapienistych cechsztynu dolnego z głęb. 535,5–1046,0 m (m.in. Bogdaj 5), a także w rejonie Polkowic i Lubina (zob. Kłapciński, 1971, fig. 10). Powyżej margli miedzionośnych w warstwach wapieni i dolomitów cechsztynu dolnego skamieniałości te występują najliczniej, zwłaszcza

w pasie przybrzeżnym basenu sedimentacyjnego (Kłapciński, 1971).

W rdzeniach z otworów wiertniczych z północnej części monokliny przedsudeckiej, gdzie miąższość wapieni i dolomitów dolnego cechsztynu maleje do kilku metrów, nie obserwowano śladów mszywiolów.

Analiza mikrofacjalna cechsztyńskich poziomów węglanowych monokliny przedsudeckiej (basen przedsudecki) pozwoliła wyodrębnić szereg poziomów mikrofacjalnych, w których mszywioly są istotnym elementem faunistycznym (Peryt, 1978b).

### Wyniki badań paleontologicznych utworów cechsztynu

#### Łupek miedzionośny (T1)

W profilu otworu Sława IG 1 utwory łupku miedzionośnego, o nieznacznej miąższości, występują na głęb. 1960,97–1960,68 m, skąd pochodzą trzy płytki cienkie oznaczone numerami 43, 40, i 39. Jest tu obecny czarny łupek ilasto-organiczny. W niższej części profilu, seria łupku czarnego, ilasto-organicznego, płasko laminowanego o miąższości lamin rzędu 0,09–0,12 m z udziałem obfitego materiału organicznego na głęb. 1960,97 m nie zawiera organizmów bentosowych. Nieco powyżej, na głęb. 1960,85–1960,81 m, w utworach łupku ciemnoszarego, dolomityczno-ilastego o równoległej, dość regularnej laminacji i miąższości lamin 0,32–0,40 mm nie stwierdzono obecności szczątków organicznych.

#### Wapień cechsztyński (Ca1)

W dolnej części wapienia cechsztyńskiego (głęb. 1957,33–1960,68 m) w płytkach cienkich (nr. próbek: 2, 13, 18, 22, 26, 31, 35, 36) wyróżniono trzy sekwencje w zależności od charakteru osadu.

W dolnej części profilu wapienia cechsztyńskiej serii Ca1, w przedziale głęb. 1959,94–1960,68 m, w płytkach cienkich (nr. próbek: 26, 31, 35 i 36) stwierdzono dolomit zailony i zapiaszczony. W nieregularnie smugowanych, silnie zanieczyszczonych drobnodziarnistym materiałem terygenicznym madstonach stwierdzono obecność nielicznych ziaren szkieletowych oraz materii organicznej, bez śladów obecności skamieniałości mszywiolów.

W przedziale głęb. 1958,64–1959,86 m analizowano trzy płytki cienkie w obrębie najniższej części wapienia cechsztyńskiego górnego (nr. próbek: 13, 18 i 22), w utworach określonych jako dolomit sparytowy. Występują tu dolomity intensywnie zrekrystalizowane (pseudosparyty ponkolitowe) z nielicznymi niewyraźnie zarysowanymi relikami zrekrystalizowanych ziaren szkieletowych, w których nie stwierdzono obecności mszywiolów.

W stropie wapienia cechsztyńskiego, w przedziale głęb. 1957,33–1958,58 m, skąd pochodzi płytki cienka nr 2 (głęb. 1957,60 m) w bandstonie/ pakstonie reprezentowanym przez dolomit onkolitowy (pakston onkolitowy z onkoidami sferycznymi o mikrostrukturach zatartych w wyniku dolomityzacji i agradacyjnego neomorfizmu) obserwowano materiał organiczny bez śladów obecności skamieniałości mszywiolów.

### Interpretacja

Występowanie skamieniałości mszywiolów w poziomach wapienia cechsztyńskiego (Ca1) wielokrotnie stwierdzono w południowo-zachodniej Polsce w obrębie monokliny przedsudeckiej (Kłapciński, 1971; Peryt, 1978a), w zachodniej Polsce (Peryt, 1984; Wagner, 1994), a także niecce północnosudeckiej (Hara i in., 2013). Faunę mszywiolów udokumentowano także w utworach cechsztynu dolomitu głównego (Ca2) w północno-zachodniej Polsce (Pomorze) i na monoklinie przedsudeckiej (zob. Peryt, 1978a, b; Hara i in., 2009).

Na podstawie analizy utworów wapienia cechsztyńskiego (Ca1) w badanym odcinku profilu otworu Sława IG 1 nie wykazano obecności skamieniałości mszywiolów. Wypełnienie ziaren z udziałem organizmów szkieletowych innych grup mikroskamieniałości również nie zostało zaobserwowane, natomiast stwierdzono obecność materii organicznej. Sedymentacja w obrębie tej części profilu, na głęb. 1957,33–1960,68 m, ma charakter węglanowy z dużym udziałem osadów dolomitowych. Brak obecności mszywiolów w obrębie wapienia cechsztyńskiego (Ca1) świadczy o niekorzystnych warunkach sedymentacji w strefie sublitoralnej i płytkosublitoralnej. Obecność anhydrytów w górnej części tego profilu może wskazywać na osady charakterystyczne dla strefy sebhyy, czyli na znaczne spłylenie basenu (S. Oszczepalski, A. Chmielewski, ten tom). Brak skamieniałości fauny bentosowej, takiej jak kolonie mszywiolów, można tłumaczyć warunkami sedymentacyjnymi niekorzystnymi do życia dla tych organizmów, brakiem zarówno odpowiedniego miękkiego, jak i twardego podłoża, zapewnionego przez inne organizmy bentosowe, niekorzystnymi warunkami hydrodynamicznymi, brakiem prądów zawieszinowych, które w istotny sposób niosą ze sobą składniki pożywienia, a także szybkim tempem sedymentacji osadów w obrębie wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Seria Ca1, o miąższości 3,35 m, występuje na głęb. 1957,33–1960,68 m i jest wykształcony w facji dolomitowej.

Ponadto obecność onkolitów pozbawionych szczątków organicznych wskazuje na warunki ekologiczne niesprzyjające rozwojowi innych niż sinice organizmów i najprawdopodobniej świadczy o podwyższonym zasoleniu. Cechy onkolitów oraz ich częste występowanie wskazują na płytkie spokojnowodne środowisko sublitoralne o dość wysokim reżimie hydrodynamicznym (Peryt, 1984).

Jednym z czynników prowadzącym do ograniczenia występowania mszywiolów na niektórych obszarach raf było spłylenie środowiska (Peryt, 1978a). Zróżnicowanie między peryferyczną i centralną częścią zbiornika pogłębiło się w trakcie depozycji wapienia cechsztyńskiego. Powszechnie wystąpienia anhydrytów w najniższej części anhydrytu dolnego, wskazujących na sedymentację w warunkach subaeralnych lub skrajnie płytkowodnych, jest związane z transgresyjnym następstwem litofacji w obrębie tego poziomu.

Warunki sedymentacji w górnej części profilu świadczą o sedymentacji na obszarze płycizny, która uległa stałemu, stopniowemu wynurzaniu prowadzącemu do zapanowania warunków supralitoralnych pod koniec sedymentacji wapienia cechsztyńskiego. Warunki w regresywnym cyklu sedymentacji wapienia cechsztyńskiego zaznaczyły się poprzez dość znaczne oscylacje poziomu morza, za czym przemawia pojawienie się oolitów. Wykształcenie mikrofacjalne może świadczyć o strefie basenowej wapienia cechsztyńskiego (por. Peryt, Protas, 1978).

Analizowana sekwencja osadów w profilu otworu Sława IG 1 może wskazywać na centralną część zbiornika, uważaną za obszar o dość stałym i monotonnym wykształceniu wapienia cechsztyńskiego.

W odróżnieniu od analizowanego profilu otworu Sława IG 1 w niecce basenu północnosudeckiego oraz na monoklinie przedsudeckiej skamieniałości mszywiolów wapienia cechsztyńskiego Ca1 są dobrze reprezentowane. Na obydwu obszarach skamieniałości te mają podobny skład taksonomiczny oraz zróżnicowaną bioróżnorodność. Występowanie tam szczątków mszywiolów w utworach seria Ca1 wskazuje na dużą dostępność podłoża (zarówno twardego, jak i miękkiego), obecność sprzyjających warunków hydrodynamicznych (prądów zawieszinowych) oraz wolne bądź umiarkowane tempo sedymentacji dające czas na zasiedlenie odpowiedniego podłoża przez mszywioly (Hara i in., 2013).

W poziomie łupku miedzionośnego profilu otworu Sława IG 1 nie stwierdzono obecności szczątków fauny. Wynika to głównie z niekorzystnych warunków środowiska sedymentacji o charakterze redukcyjnym, niesprzyjający rozwojowi fauny bentosowej.

## TRIAS

Anna BECKER

### STRATYGRAFIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI TRIASU

Przedstawioną w niniejszym tomie stratygrafię triasu profilu otworu Sława IG 1 oparto na schemacie zaproponowanym w dokumentacji wynikowej otworu przez H. Senkowiczową z uzupełnieniami A. Becker, oraz na stratygrafii pstrego piaskowca górnego, wapienia muszlowego oraz kajpru dolnego przedstawionej przez H. Senkowiczową i M. Romanek w opracowaniach archiwalnych z 1981 r., które zamieszczono w tym tomie. Autorka niniejszego komentarza uszczegółowiła stratygrafię pstrego piaskowca. Wprowadziła podział na formacje i warstwy na podstawie literatury dotyczącej regionu, analizy pomiarów geofizyki wiertniczej oraz opisów rdzeni i w ramach aktualizacji przesunęła granicę między pstrym piaskowcem dolnym i środkowym w stosunku do pierwotnie zaproponowanej. Za Wagnerem (2008) oraz Bachmannem i in. (2010) w niniejszym tomie uznano pstry piaskowiec, wapień muszlowy i kajper za wydzielenia litostratygraficzne w randze grup, natomiast ich dolne, środkowe i górne części za podgrupy. Ze względu na brak pracy formalizującej podział litostratygraficzny utworów triasu basenu środkowoeuropejskiego (inaczej południowego basenu permskiego, basenu germańskiego) na grupy i podgrupy, w niniejszym tekście oraz w opisie profilu traktuje się ten podział jako nieformalny. Granice chronostratygraficzne należy uznać za umowne, ponieważ brak przesłanek chronostratygraficznych do ich wydzielenia. Granice te postawiono na prawdopodobnie najbliższych położonych granicach litostratygraficznych na podstawie badań regionalnych (np. Szyperko-Teller i in., 1997; Wagner, 2008). Triasowy wiek osadów został udokumentowany przez M. Romanek (ten tom) w środkowej części profilu utworów wapienia muszlowego dolnego (trias środkowy, anizyk) oraz w środkowej części profilu utworów wapienia muszlowego górnego (trias środkowy, ladin). Ze względu na brak szczegółowych danych chronostratygraficznych, a zwłaszcza danych umożliwiających precyzyjne określenie granic chronostratygraficznych, zrezygnowano z wydzielenia w profilu pięter.

#### Pstry piaskowiec

**Pstry piaskowiec dolny** jest wykształcony w postaci przewarstwień iłowców i piaskowców warstwowych soczewkowo, faliście i smużyście, dodatkowo z przewarstwieniami wapieni w najniższej części profilu. Utwory te tworzą formację bałtycką (por. Szyperko-Teller i in., 1997) na głęb. 1103,0–1416,7 m. Spąg formacji, a tym samym granicę między stropową serią terygeniczną cechsztynu a formacją bałtycką pstrego piaskowca dolnego, zdefiniował R. Wagner (ten tom) w stropie masywnych mułowców ciemnoczerwonych z licznymi konkrecjami anhydrytów,

nad którymi występują iłowce warstwowane faliście i soczewkowo z nielicznymi konkrecjami anhydrytów. Podstawy wydzielenia stropu formacji omówiono w komentarzu do pstrego piaskowca środkowego. Środowisko depozycji formacji bałtyckiej jest interpretowane jako płytki epikontynentalny zbiornik morski o dynamicznie zmieniającym się położeniu jego subsródownisk brzegowych (sebhá, równia piaszczysta), przybrzeżnych (laguna, łachy oolitowe i piaszczyste) i odbrzeżnych (np. Becker, 2014a; Becker, Nawrocki, 2015). Wykształcenie formacji bałtyckiej w profilu otworu Sława IG 1 pozwala na zastosowanie tej interpretacji również tutaj. W obrębie pstrego piaskowca dolnego S. Kijewska (ten tom) opisała na przekroju sejsmicznym klinoformy o nachyleniu z południa na północ, odpowiadającym głównemu kierunkowi transportu osadów lądowych w stronę płytkiego zbiornika morskiego (patrz Szyperko-Teller i in., 1997, fig. 31). Sugeruje to możliwość występowania w obrębie formacji bałtyckiej profilu otworu Sława IG 1 cyklotemów odzwierciedlających progradację środowisk płytszych w głąb zbiornika (?delta). Wstępna analiza danych geologicznych (karotaże i archiwalny opis rdzeni) pozwoliła na wyróżnienie trzech kompleksów skalnych o charakterze cyklotemów w obrębie formacji bałtyckiej. Dolny i górny (głębokość odpowiednio według rdzenia 1273,4–1416,7 m oraz wg rdzenia i karotażu 1103,0–1166,4 m) mają charakter cyklotemów odwróconych zakończonych członami o największej piaszczystości, środkowy zaś (głębokość wg rdzenia 1166,4–1273,4 m) ma charakter niegradacyjny (patrz Waksmundzka, 2013). Rząd wielkości wstępnie rozpoznanych cyklotemów odpowiada skali miąższości sukcesji rozpoznanych przez S. Kijewską (ten tom) klinoformów. Klinoformy deltowe według Porębskiego i Steala (2003) osiągają z reguły wysokość rzędu kiludziesięciu metrów. Tymczasem wysokość klinoformów rozpoznanych przez S. Kijewską (ten tom) jest dużo większa. Na podstawie miąższości formacji bałtyckiej można ją szacować na ok. 200 m. Ponadto w opisie utworów formacji bałtyckiej nie zanotowano upadów warstw, których można byłoby się spodziewać w osadach o architekturze klinoformów. Ostateczna interpretacja systemu depozycyjnego formacji bałtyckiej w profilu otworu Sława IG 1 oraz genezy form rozpoznanych na przekroju sejsmicznym wymagają zatem dalszych szczegółowych badań. Tym niemniej położenie paleogeograficzne otworu w brzeżnej strefie płytkiego zbiornika morskiego (np. Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998) sugeruje możliwość występowania systemu deltowego.

Wiek pstrego piaskowca środkowego i dolnego określono na podstawie analiz regionalnych na niższy trias dolny (np. Orłowska-Zwolińska, 1984; Nawrocki, 1997; Szyperko-Teller i in., 1997; Wagner, 2008). Nie można wykluczyć

permskiego wieku najniższej części pstrego piaskowca dolnego (patrz np. Ptaszyński, Niedźwiedzki, 2005; Ogg, 2012), jednak współcześnie stosowana korelacja stratygrafii pogranicza systemów zdefiniowanej w osadach otwarto-morskich ze stratygrafią osadów epikontynentalnych jest dyskusyjna (patrz Becker, 2014a).

**Pstry piaskowiec środkowy** występuje na głęb. 883,0–1103,0 m. Zarówno głębokość położenia stropu, jak i spągu wydzielenia skorygowano w stosunku do pierwotnie rozpoznanych w archiwalnej dokumentacji otworu (878,4–1139,0 m). Wprowadzono tutaj również podział na nieformalne formacje zaproponowane przez Szyperko-Teller i in. (1997) jako standardowe dla regionu. Za dolną granicę pstrego piaskowca środkowego przyjęto spąg jednorodnego kompleksu piaskowcowego odpowiadającego swoją charakterystyką karotażową kompleksowi „17” Sokołowskiego i Wójcikiewicz (1973). Poniżej tego kompleksu utwory są wykształcone jako naprzemianległe warstwy piaskowców i iłowców. Górną granicę podgrupy postawiono w stropie ostatniej warstwy piaskowca w kompleksie charakteryzującym się przewagą piaskowców. W ten sposób warstwę iłowców znajdujących się w profilu na pograniczu pstrego piaskowca środkowego i górnego w całości zaliczono do pstrego piaskowca górnego. Granica ta w opisie rdzeni przypada na głęb. 886,1 m, zaś według pomiarów geofizyki otworowej – na głęb. 883,0 m. Dolna część pstrego piaskowca środkowego tworzy nieformalną formację węglanowo-klastyczną na głęb. 950,0–1103,0 m. Od spągu formacji do głęb. 971,8 m przeważają w niej piaskowce czerwone, brunatne, rzadziej różowoszare z intraklastami, soczewkami, cienkimi smugami lub przewarstwieniami iłowców. Na głęb. 950,0–971,8 m formacja jest wykształcona w postaci iłowców szarych do ciemnoszarych, wapieni organodetrytycznych z glaukonitem oraz podrzędnie szarych piaskowców. Obecność silnych dodatnich anomalii na krzywej naturalnego promieniowania gamma wskazuje, że osady te są wzbogacone w uran (patrz np. Szewczyk, 1987). Formacja węglanowo-klastyczna jest lateralnym odpowiednikiem formacji pomorskiej środkowego pstrego piaskowca północno-zachodniej Polski (Szyperko-Słiwczyńska, 1973). Dolna, piaskowcowa część formacji była deponowana w środowisku fluwialnym i brzegowym, podczas gdy iłowcowo-węglanowa część formacji reprezentuje depozycję w środowisku płytkiego szelfu węglanowo-klastycznego (por. Iwanow, Kiersnowski, 1998; Kiersnowski, Szulc, 2000).

Na podstawie korelacji regionalnych Szyperko-Słiwczyńskiej (1973) do formacji piaskowcowej, lateralnego odpowiednika formacji półczyńskiej, zaliczono utwory z głęb. od 883,0 m (wg karotażu, 886,1 m wg rdzenia) do 950,0 m (wg karotażu, brak uzysku rdzenia z tej głębokości). Tworzą je piaskowce szare i różowe przeławiczone iłowcami szarymi i brązowymi głównie w środkowej części formacji. W dolnej części formacji, do głęb. 902,3 m, przeważają osady szare, w tym iłowce laminowane faliście i soczewkowo. Depozycja tych osadów zachodziła w środowisku przybrzeżno-morskim. Utwory wyższej części formacji charakteryzuje odmienne wykształcenie i barwy. Iłowce są

masywne, brązowe z zielonkawymi plamami, a piaskowce – różowoczerwone. Zmiana wykształcenia odzwierciedla zmianę środowiska sedymentacji. Ta część formacji była deponowana w warunkach lądowych, w środowisku fluwialnym.

**Pstry piaskowiec górny** został wydzielony przez H. Senkowiczową (ten tom) na głęb. 746,0–880,0 m jako ret. W niniejszym tomie zaproponowano korektę dolnej granicy do głęb. 886,1 m (patrz poprzedni podrozdział). Podczas redakcji niniejszego tomu wprowadzono za Szyperko-Teller i in. (1997) termin niesformalizowanej formacji retu, odpowiadającej węglanowo-ewaporatowemu wykształceniu podgrupy pstrego piaskowca górnego. Na podstawie krzywych karotażowych i opisu rdzeni skorygowano również głębokości położenia stropu i spągu formacji. Korekta dotyczy spągu formacji, za który uznano strop ostatniej warstwy piaskowcowej pstrego piaskowca środkowego, a do formacji retu zaliczono cały przejściowy odcinek iłowcowy, nie zaś tylko jego górną część. Analiza krzywych karotażowych umożliwiła rozpoznanie w formacji retu kompleksów korelacyjnych „1–11” Sokołowskiego i Wójcikiewicz (1973). Autorzy ci skorelowali wydzielone przez siebie kompleksy z seriami litologicznymi Tokarskiego (1962 w: Sokołowski, Wójcikiewicz, 1973), które z kolei odpowiadają bardziej rozpowszechnionemu podziałowi formacji retu monokliny przedsudeckiej wprowadzonemu przez Senkowiczową (1965) i uznanemu przez Szyperko-Teller i in. (1997) za standardowy dla tego regionu. Rozpoznane na krzywych karotażowych kompleksy skorygowano z opisem rdzeni i wprowadzono do profilu jako podział na warstwy: ze Wschowy, gipsowe I, międzygipsowe, gipsowe II oraz z Wilczkowic (Senkowiczowa, 1965). Depozycja osadów formacji retu zachodziła w środowisku równi mułowej, półzamkniętego basenu ewaporatowego oraz sebhyy, tworząc dwie sekwencje depozycyjne (Szulc, 2000). Wiek formacji retu basenu środkowoeuropejskiego (basenu germańskiego) jest dyskusyjny. Nawrocki i Szulc (2000) postulują uznanie całego kompleksu utworów pstrego piaskowca górnego za olenek. Według tych autorów granica między olenkiem i anizykiem przebiega w najniższej części wapienia muszlowego. Z kolei Hounslow i Muttoni (2010) w swojej korelacji chronostratygraficznej triasu światowego przedstawiają wiek pstrego piaskowca górnego basenu środkowoeuropejskiego jako anizyk, a granicę olenek/ anizyk wiąże z utworami najwyższego pstrego piaskowca środkowego za Szurlessem (2007) oraz Hounslowem i in. (2007). W niniejszym tomie przedstawiono pstry piaskowiec górny jako podgrupę wieku dolnotriasowego za Nawrockim i Szulcem (2000) oraz Wagnerem (2008) ze względu na przeprowadzenie w tych pracach szczegółowej analizy danych z polskiej części basenu środkowoeuropejskiego.

### Wapień muszlowy

Na głęb. 484,00–746,07 m H. Senkowiczowa (ten tom) wydzieliła płytkomorskie utwory wapienia muszlowego, scharakteryzowane pod względem wykształcenia lito-

logicznego i rozpoznanej fauny w zamieszczonym dalej rozdziale. Szulc (1999, 2000) wyznaczył dla basenu polskiego pięć sekwencji depozycyjnych w utworach wapienia muszlowego powstałych w obrębie dwóch nadrzędnych pulsów transgresywno-regresywnych. Według Szulca (2000) linia brzegowa była położona najdalej w głąb lądu w trakcie depozycji najwyższego wapienia muszlowego dolnego, a największa regresja charakteryzowała depozycję wapienia muszlowego środkowego. Ponowne znaczące przesunięcie linii brzegowej w głąb lądu nastąpiło w trakcie depozycji wapienia muszlowego górnego. Iwanow (1998) środowisko depozycji wapienia muszlowego określa jako szelf węglanowy (wapień muszlowy dolny i górny) oraz laguna o podwyższonym zasoleniu (wapień muszlowy środkowy). Wykształcenie utworów wapienia muszlowego w profilu otworu Sława IG 1 potwierdza opisane wyżej trendy rozwoju basenu. Na podstawie analiz regionalnych (Szulc, 2000; Nawrocki, Szulc, 2000; Wagner, 2008) wiek utworów wapienia muszlowego określa się jako trias środkowy, co zostało udokumentowane dla fragmentów profilu przez M. Romanek (ten tom).

W stratygrafii zaproponowanej w dokumentacji otworu za wapień muszlowy uznawano jedynie fragment odpowiadający wapieniowi muszlowemu dolnemu (patrz też Gajewska, 1972; Kędzierski, 2002).

## Hanna SENKOWICZOWA

### OPRACOWANIE STRATYGRAFICZNE UTWORÓW RETU I WAPIENIA MUSZLOWEGO<sup>1</sup>

W profilu otworu wiertniczego Sława IG 1 utwory wapienia muszlowego i retu występują na głębokości od ok. 484,0 do 880,0 m (wg A. Becker – 886,1 m). Przy ustalaniu stratygrafii z utworów tych pobrano próbki zawierające szczątki makrofauny, której wykaz przedstawiono w tabeli 4.

W profilu otworu Sława IG 1 reprezentowane przez formację retu (pstry piaskowiec górny) i wapień muszlowy morskie utwory triasu spoczywają pod utworami kajpru. Bezpośrednio na wapieniu muszlowym leżą iłowce szare, fioletowe i oliwkowe, miejscami z fragmentami zwęglonej flory, które za Gajewską (1978) należy zaliczyć do warstw sulechowskich, odpowiadających kajprowi dolnemu.

Stratygrafia utworów triasu między pstrym piaskowcem górnym a kajprem dolnym przedstawiono w tabeli 5.

Granica między pstrym piaskowcem środkowym i górnym w profilu otworu Sława IG 1 nie jest ostatecznie sprecyzowana, ponieważ na obszarze monokliny przedsudeckiej nie opracowano dotychczas szczegółowych podstaw do jej wyznaczenia. Dyskusja tego problemu znajduje się też w poprzednim rozdziale.

Pod względem litologicznym formacja retu, która w otworze Sława IG 1 występuje na głęb. 746,0–880,0 m (wg A. Becker – 886,1 m), jest reprezentowana przez szare margle i dolomity oraz wapień i wapień dolomityczny. Lokalnie występują iłowce pstre, szarozielone i czekoladowe. Pstre iłowce dominują w niższej części retu i na głęb. 880,0 m przechodzą w kompleks iłowców czerwonych i białych,

## Kajper

Na głęb. 406,0–484,0 m H. Senkowiczowa (ten tom) wydzieliła utwory **kajpru dolnego** (warstwy sulechowskie – Gajewska, 1978) wykształcone w postaci iłowców i mułowców z konkrekcjami lub intraklastami wapieni. Według Iwanowa (1998) i Szulca (2000) utwory te były deponowane w środowisku przejściowym lądowo-morskim. Analizy regionalne wskazują (np. Szulc, 2000; Wagner, 2008), że strop kajpru dolnego jest granicą litostratygraficzną najbliższą chronostratygraficznej granicy stropu triasu środkowego.

Najwyższy fragment profilu triasu w otworze Sława IG 1 jest wykształcony w postaci iłowców z przewarstwieniami i konkrekcjami gipsu oraz wapieni dolomitycznych. Wykształcenie takie dało podstawy do zaliczenia tych osadów do kajpru. Występowanie w osadach przewarstwień i konkrekcji ewaporatowych wskazuje na przynależność osadów do **kajpru środkowego**, a prawdopodobnie do jego dolnych lub górnych warstw gipsowych (Gajewska, 1978). Dokładniejsze rozpozniowanie nie było możliwe. Według analiz regionalnych przyjmuje się, że utwory kajpru środkowego były deponowane w późnym triasie (Wagner, 2008) w środowisku laguny o podwyższonym zasoleniu (Iwanow, 1998).

które A. Becker (poprzedni rozdział) proponuje również zaliczyć do tej formacji.

W wapieniach i dolomitach formacji retu występują masowo szczątki pokruszonych skorup, głównie małżów, wśród których bardzo licznie jest reprezentowany przewodni dla retu małż *Costatoria costata* (Zenker). Obok niego równie licznie występują: *Hoernesia socialis* (Schlottheim) morfotyp A, *Leptochondria* sp. i *Eopecten ? albertii* (Goldfuss). Ponadto znaleziono tu *Anoplophora* sp., *Pleuromya elongata* (Schlottheim), *?P. rugosa* Ahlburg oraz bardzo liczne ślimaki i szczątki ryb. W profilu niższej części retu stwierdzono skorupy *Lingula tenuissima* Bronn.

Granice między pstrym piaskowcem górnym – formacją retu – a wapieniem muszlowym wyznacza pojawienie się liliowców. Organizmy te nie rozwijały się we wczesnym triasie. Ich członki są natomiast bardzo często spotykane w utworach wapienia muszlowego dolnego i górnego.

Wapień muszlowy dolny składa się z dwóch odmiennie wykształconych kompleksów.

<sup>1</sup> Rozdziały H. Senkowiczowej i M. Romanek pochodzą z opracowań archiwalnych z 1981 r. Opracowania te przystosowano do wymagań redakcyjnych niniejszego tomu bez jakichkolwiek zmian w systematyce rozpoznanej fauny i mikrofauny. W opracowaniu H. Senkowiczowej wprowadzono określenie „formacja retu” zamiast „ret”, oraz uznano kajper, wapień muszlowy i pstry piaskowiec za wydzielenia w randze grup.

Tabela 4

**Występowanie skamieniałości makrofauny i ichnofauny stwierdzonej  
w próbkach z formacji retu i grupy wapienia muszlowego**

The list of macrofossils and ichnofossils found in the Roet Formation and the Muschelkalk Group

| Głębokość [m p.p.m.]<br>Depth [m b.s.l.] | Makrofauna i ichnofauna<br>Macrofauna and ichnofauna                                                                                   | Głębokość [m p.p.m.]<br>Depth [m b.s.l.] | Makrofauna i ichnofauna<br>Macrofauna and ichnofauna                                                                                                                                                                            |
|------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 495,0                                    | <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim)<br><i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br>szczątki ryb<br>ślady działalności organizmów | 739,6                                    | <i>Myophoria</i> sp.                                                                                                                                                                                                            |
| 495,1                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br>szczątki ryb                                                                            | 745,7                                    | <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) morfotyp A<br><i>Myophoria vulgaris</i> (Schlotheim)<br><i>Myophoria vulgaris semicostata</i> Hohenstein<br>człony liliowców                                                             |
| 495,2                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br>szczątki ryb<br>ślady działalności organizmów                                           | 748,6                                    | <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim)<br><i>Pleuromya elongata</i> (Schlotheim)<br><i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br><i>Gastropoda</i> gen. et sp. indet.<br>szczątki ryb                                         |
| 495,4                                    | <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) morfotyp A<br><i>?Leptochondria</i> sp.<br>ślady działalności organizmów                        | 751,5                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.                                                                                                                                                                                     |
| 496,0                                    | ślady działalności organizmów                                                                                                          | 752,5                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.                                                                                                                                                                                     |
| 497,0                                    | <i>Rhizocorallium</i>                                                                                                                  | 753,5                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br>szczątki ryb<br>ślady działalności organizmów                                                                                                                                    |
| 502,0                                    | <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim)<br><i>Eopecten ? albertii</i> (Goldfuss)                                                        | 760,8                                    | <i>Eopecten albertii</i> (Goldfuss)<br>szczątki ryb                                                                                                                                                                             |
| 500,2                                    | szcątki ryb                                                                                                                            | 760,9                                    | <i>?Pleuromya rugosa</i> Ahlburg<br><i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.                                                                                                                                                 |
| 504,1                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br>szczątki ryb                                                                            | 761,2                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.                                                                                                                                                                                     |
| 505,2                                    | <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim)<br><i>Gastropoda</i> gen. et sp. indet.<br>szczątki ryb                                         | 765,0                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.                                                                                                                                                                                     |
| 570,0                                    | <i>Coprulus</i> Richter et Richter<br>ślady działalności organizmów                                                                    | 778,6                                    | <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) morfotyp A<br><i>Costatoria costata</i> (Zenker)                                                                                                                                         |
| 570,6                                    | nieoznaczalne szczątki mięczaków                                                                                                       | 778,9                                    | <i>Leptochondria</i> sp.<br><i>Anoplophora</i> sp.<br><i>Costatoria costata</i> (Zenker)<br>szczątki ryb                                                                                                                        |
| 586,2                                    | <i>Spirorbis valvata</i> (Goldfuss)<br>człony liliowców                                                                                | 782,0                                    | <i>Costatoria costata</i> (Zenker)<br><i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.                                                                                                                                               |
| 597,0                                    | <i>Coenothyris</i> sp.                                                                                                                 | 793,0                                    | <i>Costatoria costata</i> (Zenker)                                                                                                                                                                                              |
| 634,4                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.                                                                                            | 795,0                                    | <i>Lingula tenuissima</i> Bronn<br><i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) morfotyp A<br><i>Costatoria costata</i> (Zenker)                                                                                                      |
| 678,2                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.                                                                                            | 792,2                                    | <i>Lingula tenuissima</i> Bronn<br><i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) morfotyp A<br><i>Leptochondria</i> sp.<br><i>Costatoria costata</i> (Zenker)<br>szczątki ryb                                                          |
| 679,8                                    | <i>Bakevellia (Neobakevellia) costata</i> (Schlotheim)<br><i>Gastropoda</i> gen. et sp. indet.                                         | 800,0                                    | <i>Leptochondria</i> sp.<br><i>Costatoria costata</i> (Zenker)                                                                                                                                                                  |
| 685,8                                    | ślady działalności organizmów                                                                                                          | 802,6                                    | ślady działalności organizmów                                                                                                                                                                                                   |
| 685,9                                    | ślady działalności organizmów                                                                                                          | 811,5                                    | <i>Costatoria costata</i> (Zenker)                                                                                                                                                                                              |
| 699,2                                    | ślady działalności organizmów                                                                                                          | 879,9                                    | <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) morfotyp A<br><i>Leptochondria</i> sp.<br><i>Costatoria costata</i> (Zenker)<br><i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br>pionowe kanaliki robaków<br>ślady działalności organizmów |
| 700,0                                    | rurka robaka<br>ślady działalności organizmów                                                                                          | 891,1                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br>zwęglone szczątki flory                                                                                                                                                          |
| 716,8                                    | <i>Leptochondria</i> sp.<br><i>Myophoria vulgaris</i> (Schlotheim)<br><i>Plagiostoma</i> sp.                                           |                                          |                                                                                                                                                                                                                                 |
| 737,6                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br><i>Gastropoda</i> gen. et sp. indet.                                                    |                                          |                                                                                                                                                                                                                                 |
| 737,7                                    | <i>Myophoria</i> sp.<br><i>Myophoriopsis</i> sp.                                                                                       |                                          |                                                                                                                                                                                                                                 |
| 739,4                                    | <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) morfotyp A<br><i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br>szczątki ryb                       |                                          |                                                                                                                                                                                                                                 |
| 739,5                                    | <i>Lamellibranchiata</i> gen. et sp. indet.<br>człony liliowców                                                                        |                                          |                                                                                                                                                                                                                                 |

Tabela 5

**Litostratygrafia środkowej części utworów triasu**  
Lithostratigraphic subdivision of the middle part of the Triassic succession

| Głębokość [m p.p.m.]<br>Depth [m b.s.l.] |                               | Litostratygrafia<br>Lithostratigraphy |                      |                  |
|------------------------------------------|-------------------------------|---------------------------------------|----------------------|------------------|
| od<br>from                               | do<br>to                      | warstwy/ formacje<br>beds/ formations | podgrupa<br>subgroup | grupa<br>group   |
| 406,0                                    | 484,0                         | warstwy sulechowskie                  | dolny                | kajper           |
| 484,0                                    | 513,7                         | –                                     | górny                | wapień muszlowy  |
| 513,7                                    | 569,5                         | –                                     | środkowy             |                  |
| 569,5                                    | 746,0                         | –                                     | dolny                |                  |
| 746,0                                    | 880,0<br>(wg A. Becker 886,1) | formacja retu (nieformalna)           | górny                | pstry piaskowiec |

Niższy kompleks wapienia muszlowego dolnego, na głęb. 681,0–745,7 m, stanowią utwory warstw falistych. Są to szare wapienie z przewarstwieniami wapieni falistych i z podrzędnymi wkładkami dolomitu, czasem z glaukonitem. W ich niższej części w wapieniach znaleziono masowe nagromadzenia szczątków fauny w postaci pokruszonych skorup *Hoernesia socialis* (Schlotheim) morfotyp A, *Leptochondria* sp., *Plagiostoma* sp., *Myophoria vulgaris*, *Myophoria* sp. i *Myophoriopsis* sp. Częste są w tych warstwach masowe nagromadzenia członów liliowców i szczątki ryb. W górnej części warstw falistych występuje 5,0-metrowa seria wapieni szarych z bardzo licznymi śladami działalności organizmów.

Kompleks górny na głęb. 569,5–681,0 m jest reprezentowany przez jasne, żółtawe i białawe wapienie, często z licznymi porami i z dużymi stylolitami, miejscami z przewarstwieniami wapieni oolitowych. Te utwory są wyróżnione jako warstwy wapieni piankowych. W wapieniach piankowych występują masowe nagromadzenia pokruszonych skorup. W leżących niżej jasnych wapieniach wśród masy zniszczonych skorup udało się wyróżnić jedynie *Bakevella* (*Neobakevella*) *costata* (Schlotheim), *Coenothyris* sp., *Spirorbis valvata* (Goldfuss) oraz fragmenty muszli ślimaków i członów liliowców.

W stropie dolnego wapienia muszlowego stwierdzono jednometrową warstwę szarych wapieni marglistych z bardzo licznymi śladami działalności organizmów ryjących w mule. W tych osadach napotkano również *Coprulus* Richter et Richter.

Wapień muszlowy środkowy reprezentują dolomity i margle dolomityczne pozbawione fauny z licznymi przewarstwieniami siarczanów.

Granicę między wapieniem muszlowym środkowym i górnym wyznaczono na głęb. 513,7 m w miejscu zaniku szczątków organicznych i pojawienia się utworów dolomitycznych z anhydrytem.

Wapień muszlowy górny reprezentują wapienie szare i jasnoszare oraz iłowce, w niższej części (od 458,0 m) z glaukonitem pojawiającym się w ławicach żółtawych wapieni. Podrzednie w dolnej części wapienia muszlowego górne-

go stwierdzono przewarstwienia margli dolomitycznych i ciemnoszarych iłowców. Skamieniałości makrofauny występujące w tych utworach są bardzo źle zachowane, ale równocześnie bardzo liczne. Miejscami są one nagromadzone masowo. Spotyka się tu również różnorakie ślady działalności organizmów, wśród których napotkano *Rhizocorallium* sp. Wśród lepiej zachowanych okazów makrofauny najczęstsze są małże *Hoernesia socialis* (Schlotheim) morfotyp A, obok nich częste są fragmenty skorup *Eopecten ? albertii* (Goldfussa) i *Leptochondria* sp. W utworach wapienia muszlowego górnego ślimaki występują sporadycznie, powszechne są natomiast szczątki ryb (łuski i zęby). Należy wspomnieć, że w profilu otworu Sława IG 1 nie stwierdzono obecności ławicy terebratulowej charakteryzującej strop wapienia muszlowego górnego, a złożonej z muszli brachiopodów *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim). Na podstawie powszechności występowania ławicy terebratulowej na terenie Polski należy przypuszczać, że również w tym profilu została ona stwierdzona, gdyby przejście od kajpru do wapienia muszlowego było rdzeniowane. Niestety granica między wapieniem muszlowym a kajprem przypada w interwale (głęb. 422,0–494,7 m), z którego pobrano tylko próbki okruchowe. Granicę tę przyjęto w miejscu, gdzie pojawiają się okruchy wapieni a zanikają okruchy iłowców ze śladami zwęglonej flory, charakteryzujące przede wszystkim utwory kajpru dolnego.

Podział stratygraficzny utworów pstrego piaskowca górnego i wapienia muszlowego przeprowadzono na podstawie cech litologicznych osadów zgodnie z wynikami dotychczasowych badań (Assmann, 1944; Senkowiczowa, 1973). Makrofauna pozwoliła na udokumentowanie faunistyczne utworów pstrego piaskowca górnego, występuje tu bowiem *Costatoria costata* (Zenker), oraz na wyznaczenie granicy między formacją retu a wapieniem muszlowym, która wiąże się z pojawieniem się liliowców.

W stosunku do utworów retu i wapienia muszlowego odwierconych w pobliskich otworach Grochowice M 9 i Wschowa 1 oraz Dryżyna M 5 wykształcenie morskich utworów triasu z otworu wiertniczego Sława IG 1 nie wykazuje istotnych różnic.

Marta ROMANEK

OPRACOWANIE MIKROPALEONTOLOGICZNE  
PRÓBEK POBRANYCH Z GŁĘBOKOŚCI 495,0–745,7 m<sup>2)</sup>

Mikrofaunę oznaczoną w próbkach utworów triasu z profilu otworu Sława IG 1 zestawiono w tabeli 6.

Próbki pobrane z głęb. 578,60–679,80 m pochodzą z utworów wapienia muszlowego dolnego. Konodonty uzyskane z głęb. 634,40–679,80 m wskazują na anizyk w alpejskim podziale chronostratygraficznym. Na głęb. 679,80 m stwierdzono obecność sklerytów strzykw *Thelia zapfei* Kozur et Mostler – formy przewodniej dla pelsonu.

Z głęb. 513,70–569,50 m próbek nie pobierano. Według H. Senkowiczowej (ten tom) w tym interwale występują

utwory wapienia muszlowego środkowego. Próbki pobrane z głęb. 495,00–502,00 m pochodzą z utworów wapienia muszlowego górnego. Utwory z głęb. 497,10–500,30 m odpowiadają drugiemu poziomowi konodontowemu ustanowionemu przez Kozura (1968), a próbki z głęb. 495,00 m dostarczyły form charakterystycznych dla trzeciego poziomu. Konodonty uzyskane z próbek pobranych z głęb. 495,00–500,30 m wskazują na dolny ladin – fassan.

Tabela 6

## Zestawienie mikrofauny oznaczonej w badanych próbkach

List of the microfaunal finds from investigated samples

| Głębokość<br>[m p.p.m.]<br>Depth [m b.s.l.] | Mikrofauna<br>Microfauna                           | Liczba<br>okazów<br>Number of<br>specimens |
|---------------------------------------------|----------------------------------------------------|--------------------------------------------|
| 1                                           | 2                                                  | 3                                          |
| 495,00                                      | <i>Gondolella mombergensis mombergensis</i> Tatge  | 4                                          |
|                                             | <i>Gondolella mombergensis media</i> Kozur         | 4                                          |
|                                             | <i>Gondolella prava</i> Kozur                      | 1                                          |
|                                             | <i>Gondolella constricta</i> Mosher et Clark       | 4                                          |
|                                             | <i>Gondolella longa</i> (Budurov et Stefanov)      | 1                                          |
|                                             | <i>Hindeodella</i> sp.                             | 1                                          |
|                                             | <i>Saurichthys</i> sp. (zęby różnych gatunków)     | 36                                         |
|                                             | fragmenty ośródek ślimaków                         | 7                                          |
| 497,10                                      | <i>Gondolella mombergensis mombergensis</i> Tatge  | 1                                          |
|                                             | <i>Gondolella constricta</i> Mosher et Clark       | 1                                          |
|                                             | <i>Gondolella longa</i> (Budurov et Stefanov)      | 2                                          |
|                                             | <i>Hindeodella</i> sp.                             | 1                                          |
|                                             | <i>Saurichthys</i> sp. (zęby różnych gatunków)     | 14                                         |
|                                             | <i>Colobodus maximus</i> Quenstedt                 | 6                                          |
| 500,20–500,30                               | <i>Gondolella mombergensis mombergensis</i> Tatge  | 16                                         |
|                                             | <i>Gondolella excentrica</i> (Budurov et Stefanov) | 1                                          |
|                                             | <i>Gondolella cornuta</i> (Budurov et Stefanov)    | 1                                          |
|                                             | <i>Gondolella longa</i> (Budurov et Stefanov)      | 1                                          |
|                                             | <i>Gondolella suhodolica</i> (Budurov et Stefanov) | 1                                          |
|                                             | <i>Hindeodella</i> sp.                             | 1                                          |

| Głębokość<br>[m p.p.m.]<br>Depth [m b.s.l.] | Mikrofauna<br>Microfauna                          | Liczba<br>okazów<br>Number of<br>specimens |
|---------------------------------------------|---------------------------------------------------|--------------------------------------------|
| 1                                           | 2                                                 | 3                                          |
| 500,20–500,30                               | <i>Saurichthys</i> sp.                            | masowo                                     |
|                                             | <i>Colobodus</i> sp.                              | masowo                                     |
|                                             | <i>Hybodus</i> sp.                                | 3                                          |
| 502,00                                      | <i>Gondolella mombergensis mombergensis</i> Tatge | 1                                          |
|                                             | <i>Loxonema obsoletum</i> Zieten                  | 7                                          |
|                                             | <i>Loxonema</i> sp.                               | 9                                          |
|                                             | fragment ośródek ślimaków                         | 5                                          |
|                                             | <i>Saurichthys</i> sp. (zęby różnych gatunków)    | masowo                                     |
|                                             | <i>Colobodus maximus</i> Quenstedt                | 37                                         |
| 505,20                                      | <i>Neritaria</i> sp.                              | 15                                         |
|                                             | <i>Loxonema</i> sp.                               | 2                                          |
|                                             | <i>Saurichthys</i> sp.                            | 20                                         |
|                                             | <i>Colobodus</i> sp.                              | 4                                          |
| 509,50                                      | <i>Saurichthys</i> sp.                            | 14                                         |
| 571,00                                      | <i>Saurichthys</i> sp.                            | 3                                          |
| 578,60                                      | <i>Saurichthys</i> sp.                            | 1                                          |
|                                             | człony liliowców                                  |                                            |
| 586,20                                      | człony liliowców                                  |                                            |
| 598,00                                      | człony liliowców                                  |                                            |
|                                             | Foraminifera ? <i>Rhabdamina</i> sp.              | 1                                          |
| 606,50                                      | Foraminifera ? <i>Rhabdamina</i> sp.              | 24                                         |
| 611,00                                      | Foraminifera ? <i>Rhabdamina</i> sp.              | 20                                         |
| 617,00                                      | Foraminifera ? <i>Rhabdamina</i> sp.              | 28                                         |

<sup>2)</sup> Rozdział pochodzi z opracowań archiwalnych z 1981 r.

Tabela 6 cd.

| 1      | 2                                         | 3 |
|--------|-------------------------------------------|---|
| 623,10 | Saurichthys sp.                           | 2 |
|        | człony liliowców                          |   |
| 628,60 | Foraminifera ? <i>Rhabdamina</i> sp.      | 8 |
|        | <i>Saurichthys</i> sp.                    | 2 |
|        | <i>Colobodus</i> sp.                      | 1 |
| 631,50 | <i>Neohindeodella triassica</i> (Muller)  | 1 |
|        | Foraminifera ? <i>Rhabdamina</i> sp.      | 2 |
| 634,40 | <i>Neohindeodella nevadensis</i> (Muller) | 1 |
|        | Foraminifera ? <i>Rhabdamina</i> sp.      | 5 |
|        | <i>Saurichthys</i> sp.                    | 3 |
| 678,20 | <i>Gondolella navicula</i> Huckriede      | 2 |
|        | <i>Neohindeodella riegei</i> (Mosher)     | 1 |

| 1      | 2                                                    | 3  |
|--------|------------------------------------------------------|----|
| 678,20 | <i>Ammodiscus</i> sp. (spirytyzowane)                | 7  |
|        | Foraminifera ? <i>Rhabdamina</i> sp. (spirytyzowane) | 4  |
| 679,80 | <i>Gondolella navicula</i> Huckriede                 | 1  |
|        | <i>Thelia zapfei</i> Kozur et Mostler                | 3  |
|        | <i>Loxonema obsoletum</i> Zieten                     | 5  |
|        | fragmenty ośródek ślimaków                           | 12 |
|        | <i>Ammodiscus</i> sp. (spirytyzowane)                | 7  |
|        | <i>Saurichthys</i> sp. (zęby różnych gatunków)       | 26 |
| 745,70 | <i>Colobodus</i> sp. (fragment szczęki)              | 1  |
|        | <i>Saurichthys</i> sp.                               | 12 |
|        | <i>Colobodus</i> sp.                                 | 1  |
|        | fragmenty ośródek ślimaków                           |    |

## PALEOGEN I NEOGEN

Jacek KASIŃSKI

### PALEOGEN I NEOGEN W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO SŁAWA IG 1

#### Paleogen

Najstarszymi utworami paleogenu na obszarze monokliny przedsudeckiej w rejonie otworu Sława IG 1 są utwory formacji jержmanowickiej zaliczane do eocenu górnego, zachowane w formie rozległego płata w obniżeniu podłoża mezozoicznego. Profil tych osadów rozpoczynają zielone wapniste piaski kwarcowo-glaukonitowe drobnoziarniste o bardzo dużej zawartości glaukonitu (miejscami glaukonityty), w spągu z nielicznymi ziarnami żwiru kwarcowego i fosforytami. Ku górze przechodzą one w szarozielone wapniste piaski glaukonitowo-kwarcowe, drobno- i średnioziarniste, miejscami zailone, ze szczątkami makrofauuny: rurkami robaków, kolcami jeżowców, igłami gąbek, mszywiolami, małżoraczkami oraz szczątkami małży, ramienionogów i ryb. Występują tu także liczne otwornice, w tym formy ciepłolubne, np. nummulity (Odrzywolska-Bieńkowska, 1973; Matl, Śmigielka, 1977). Utwory formacji jержmanowickiej nie zostały nawiercone w otworze Sława IG 1.

Na utworach eocenu górnego w omawianej części monokliny przedsudeckiej leżą niezgodnie utwory oligocenu dolnego. Również tych utworów nie nawiercono w otworze Sława IG 1. W najniższej części serii dolnooligocenijskiej znajdują się utwory formacji mosińskiej dolnej, wykształcone w postaci szarozielonych piasków glaukonitowo-kwarcowych, drobno- i średnioziarnistych, miejscami mułkowatych. Przy spągu formacji występuje transgresywna warstewka drobnego żwiru i żwiru kwarcowego („fasolka oligocenijska”) z domieszką ilastego piasku kwarcowego, różnoziarnistego (Piwocki, Kasiński, 1995). W ob-

rebie tej warstewki miejscami są obecne okruchy muszli mięczaków, igły gąbek i zęby ryb, a sporadycznie także drobne konkrety fosforytowe.

Ponad utworami formacji mosińskiej dolnej leżą brackiczne utwory formacji czempińskiej, reprezentowane przez szarobrunatne osady mułkowe, mułkowo-piaszczyste i drobnopiaszczyste z domieszką humusowej substancji organicznej („pył węglowy”), najczęściej laminowane horyzontalnie jasnoszarym piaskiem muskowitzowo-kwarcowym, bardzo drobnoziarnistym i mułkowatym. W mułowcach często występują skamieniałości śladowe, z reguły wypełnione bardzo drobnoziarnistym piaskiem muskowitzowo-kwarcowym. Mułowce są miejscami przeławiczone drobnopiaszczystym piaskiem muskowitzowo-kwarcowym, często z drobnymi ksytytami. W obrębie formacji występuje węgiel brunatny w postaci soczew i cienkich pokładów, opisywanych jako V pokład czempiński (Ciuk, 1974).

W części przystropowej formacji czempińskiej pojawiają się przewarstwienia ciemnobrunatnych i brunatnozielonych piasków kwarcowych z glaukonitem, miejscami stanowiące ciągle przejście do nadległej formacji mosińskiej górnej, choć najczęściej spąg utworów tej formacji ma charakter transgresywny – występuje tu warstewka piasku glaukonitowo-kwarcowego z ziarnami żwiru kwarcu, litydy i łupków kwarcytowych i bardzo drobnymi konkretykami fosforytowymi. Główna część profilu formacji mosińskiej górnej jest zbudowana z szarozielonych piasków glaukonitowo-kwarcowych z domieszką muskowitzu, drobnoziarnistych i mułkowatych, miejscami nieco wapnistych, z rozproszonymi skupieniami siarczków żelaza. W piaskach występują podrzędne przewarstwienia szarozielonych

mułków i mułków piaszczystych z muskowitem i glaukonitem. W piaskach wapnistych w otworach położonych nieopodal otworu wiertniczego Sława IG 1 opisano szczątki skorup mięczaków (Woźny, 1965; Piwocki, 1975).

Profil oligocenu górnego rozpoczynają utwory transgresyjne formacji leszczyńskiej, wykształcone w postaci cienkiej warstewki glaukonitowo-kwarcowego piasku gruboziarnistego glaukonitowo-kwarcowego ze żwirkiem kwarcowym, miejscami z drobnymi okruchami bursztynu i obtoczonymi ksyilitami (Piwocki, 2004). Dolną część formacji tworzą piaski kwarcowe, mułkowate i bardzo drobnoziarniste oraz mułki ilaste, z licznymi blaszkami muskowitu i nielicznymi agregatami glaukonitu i z przeławieniami mułku – ta seria jest najstarszym osadem paleogeńskim nawierconym w otworze Sława IG 1. Utwory piaszczyste są miejscami laminowane przekątnie i równolegle mułkiem szarobrunatnym i brunatnym; powierzchnie laminacji są podkreślone nagromadzeniami muskowitu. W mułkach lokalnie występują bioturbacje. Wyższą część formacji leszczyńskiej budują jasnoszare piaski mułkowate z muskowitem oraz mułki i ropy mułkowate, miejscami laminowane horyzontalnie, które gdzieś tam zawierają cienkie wkładki ciemnobrunatnego mułku węglistego z drobnym detrytusem roślinnym.

### Neogen

Profil neogenu w rejonie otworu wiertniczego Sława IG 1 rozpoczynają dolnomioceniczne utwory formacji rawickiej (ogniwo żarskie), wykształcone w dolnej części w postaci różnoziarnistych piasków kwarcowych, miejscami z domieszką skaleni, z licznymi soczewkami piasków gruboziarnistych ze żwirkiem, którego ziarna o średnicy do 2–3 mm są dobrze obtoczone (utwory te w profilu otworu opisano na podstawie próbek okruchowych jako żwirek). Piaski te, o genezie fluwialnej, są z reguły warstwowane przekątnie, a w profilu można wyróżnić kilka cykli prostych o ziarnie malejącym ku górze. Górna część profilu formacji rawickiej jest wykształcona w postaci ropy i mułków kaolinowych, w niższej części zabarwionych rozproszonymi siarczkami żelaza.

Leżący wyżej kompleks ilasto-węglowy należy do niższej części formacji ścinawskiej wyższej części miocenu dolnego i stanowi ekwiwalent sedymentacyjny III ścinawskiego pokładu węgla brunatnego. Przez analogię z rdzeniowanymi profilami sąsiednich otworów można przyjąć, że osady te stanowią w rzeczywistości serię kilku cienkich pokładów węglowych tkwiących w osadach ilasto-mułkowych, zawęglonych, z soczewkami żwiru kwarcowego, które w próbkach okruchowych zostały przemieszane. Wyżej leży warstwa ropy popielatych, w części stropowej z rosnącą domieszką piasku kwarcowego bardzo drobnoziarnistego, mułkowatego. Profil kończy miąższy pokład węgla brunatnego z licznymi cienkimi przewarstwieniami ropy – jest to II łuzicki pokład węgla brunatnego.

Profil środkowomiocenicznej formacji pawłowickiej rozpoczyna warstwa ropy mułkowatego beżowego, plastyczne-

go, z domieszką muskowitu i uwęglonym detrytusem roślinnym, laminowanego horyzontalnie lub przekątnie, ku stropowi przechodzącego w ropy zawęglony i węglisty, którego barwa zmienia się od brunatnej do czarnej. Przy spągu występuje niezgodność erozyjna podkreślona warstwą ciemnobrunatnego różnoziarnistego piasku kwarcowego, węglistego, ze żwirkiem kwarcowym. Przy stropie ropy zalega niezbyt gruby pokład węgla brunatnego – IIA pokład lubiński. Pokład ten składa się z dwóch ław węglowych, rozdzielonych przerostem szarobrunatnych mułków ilastych z charakterystycznym poziomem szarzielonych ropy mułkowatych z agregatami glaukonitu, igłami gąbek i drobnymi konkrecjami węglanowymi o cechach regionalnego horyzontu korelacyjnego (Frankiewicz, 1982). Profil formacji kończą ropy plastyczne i ropy mułkowate. W ropy występuje domieszka muskowitu. W osadzie tym powszechne są skamieniałości śladowe, głównie typu Fodichnia, zwykle wypełnione białym, bardzo drobnoziarnistym piaskiem kwarcowym, mułkowatym, a rzadziej czarnym ropy węglistym.

Najwyższą jednostką litostratygraficzną neogenu jest górnomioceniczna formacja poznańska. W jej części przy spągu znajduje się I środkowopolski pokład węgla brunatnego, wyraźnie czytelny w profilu otworu Sława IG 1. Powyżej tego pokładu stwierdzono ropy węglisty czarny, plastyczny, z okruchami ksyliku i węgla brunatnego atrytowego, reprezentujący ogniwo ropy szarych. W profilu otworu Sława IG 1 brak utworów dwóch najwyższych ogniwo formacji poznańskiej – ogniwo ropy zielonych i ropy płomienistych.

### Rozwój sedymentacji w paleogenie i neogenie w rejonie otworu wiertniczego Sława IG 1

#### Paleogen

Na początku późnego eocenu na obszar Ziemi Lubuskiej i północnej części Dolnego Śląska dotarła transgresja morska z basenu medyterańskiego zachodniej Europy. Na obszarze zachodniej Polski morze to miało charakter epikontynentalny. Przez obszar pływny i archipelagów wysp na wale śródpolskim ciepłe wody z obszaru zachodniej Europy mieszały się z chłodniejszymi wodami z obszaru północno-wschodniej Polski, na co wskazuje wymiana ciepła i zimnolubnych zespołów otwornicowych (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). W omawianym rejonie postępująca transgresja późnoeocenska doprowadziła do rozwoju utworzonych w morzu epikontynentalnym osadów formacji jierzmanowickiej.

Pod koniec eocenu zaznaczyła się krótkotrwała ingresja morska o charakterze pulsacyjnym, a po jej ustąpieniu na obszarach lądowych nastąpił rozwój procesów erozyjnych, które miejscami zniszczyły stosunkowo cienkie osady eocenske.

Kolejna transgresja, postępująca od zachodu, w najstarszym rupelu rozwijała się w kilku fazach. Zespół mikrofauny zimnolubnej (Burchardt, 1978; Odrzywolska-Bieńkowska, Pożaryska, 1978) świadczy o połączeniu omawiane-

go obszaru z basenem zachodniej Europy i wskazuje na oddzielenie od basenów ukraińskiego i białoruskiego strefą płycizn i wysp. Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza (*highstands*) są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i mosińskiej górnej. Ciąg progradujących transgresywnych systemów depozycyjnych rozpoczynają utwory formacji mosińskiej dolnej. Przy spągu formacji występuje często transgresywna warstewka żwirku kwarcowego. Formacja mosińska dolna jest reprezentowana przez szarozielone piaski kwarcowo-glaukonitowe z igłami gąbek, przy spągu ze żwirkiem kwarcowym i konkrecjami fosforytowymi. Leżące wyżej utwory formacji czempińskiej mają charakter brackiczny i są związane z częściową regresją i spłyceniem zbiornika morskiego. Niewielki epizod transgresywny, kończący sedimentację paleogenu na obszarze północno-wschodniej Polski, nastąpił po osadzeniu się utworów formacji czempińskiej. W jego wyniku powstały osady formacji mosińskiej górnej: drobnoziarniste i mułkowate piaski kwarcowe z glaukonitem, w spągu ze żwirkiem kwarcowym, w części stropowej przechodzące w szare i szarozielone mułowce piaszczyste z glaukonitem.

Ostateczną regresję morską w zachodniej części Niżu Polskiego wyznacza poziom piasków kwarcowych z glaukonitem formacji leszczyńskiej, które powstały na pograniczu rupelu i szatu lub we wczesnym szacie. Przez pozostałą część szatu na omawianym obszarze panowały warunki lądowe.

### Neogen

W okolicy otworu Sława IG 1 najstarsze utwory mioce-  
nu, zaliczane do formacji rawickiej (vierland i dolny hem-  
mor), powstały w środowisku lądowym, na obszarze równi  
aluwialnej, gdzie w warunkach skrajnie niskoenergetycz-  
nych osadzały się utwory bardzo drobnodetrytyczne.  
W starorzeczach powstawały torfy i namuły organiczne.

Leżące wyżej, należące do hemmoru górnego i reinbe-  
ku dolnego utwory formacji ścinawskiej powstały w wa-  
runkach kontynentalnych na rozległej równinie aluwialnej,  
na której rozwijały się przybrzeżne bagna i torfowiska wę-  
glotwórcze. Zapisem sedimentacyjnym meandrujących  
traktów fluwialnych są występujące w osadzie soczewy  
piasków ze żwirkiem. Spektrum pyłkowe osadów świadczy  
o ociepleniu klimatu: w wilgotnym klimacie ciepło-umiar-  
kowanym dominowały lasy bagienne i torfowiska zaroślo-  
we, a wyżej położone tereny były zajęte przez mezofilne  
lasy liściaste ze znacznym udziałem roślin wiecznie zielo-  
nych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Ważyńska,  
1998).

W późnym reinbeku utworzyły się utwory formacji  
pawłowickiej, które powstawały na obszarze równi alu-  
wialnej. W piaskach powszechne są warstwowania skośne  
wielkoskalowe (nasypy prądowe) oraz warstwowania skoś-  
ne płaskie i żłobiste. Obserwowane są także przeławienia  
węgli należące do IIA lubińskiego pokładu węgla brunat-  
nego, będące zapewne utworami starorzecz.

W najpóźniejszym reinbeku, w kolejnym epizodzie an-  
trakogenezy na całym obszarze powstały węgle I pokładu  
środkowopolskiego. W langenföldzie ponownie dominowa-  
ła tu sedimentacja w środowisku równi aluwialnej. W nie-  
co chłodniejszym, lecz nadal wilgotnym klimacie, w środo-  
wisku o bardzo niskiej energii osadzały się szaroniebieskie  
mułki i iły, z silnie zżelifikowanym detrytusem roślinnym,  
należące do formacji poznańskiej. W lokalnych zabagnie-  
niach tworzyły się osady fitogeniczne, które następnie  
przekształciły się we wkładki węgla brunatnego, stanowią-  
ce ekwiwalent IA pokładu oczkowickiego. Wyżej położone  
tereny nadal były porastane przez las mezofilny.

W najmłodszym miocenie i w pliocenie na omawianym  
obszarze panowały warunki lądowe zdominowane przez  
procesy erozji i denudacji.