

PODSUMOWANIE

Otwór Nieświń PIG 1 należał do serii otworów badawczych, wykonanych w dalekim północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, pod kątem poszukiwań złóż rud Cu, Pb, Zn, Fe i V oraz węglowodorów. Dlatego pełnym rdzeniowaniem objęto tylko te fragmenty profilu, które wydawały się być perspektywicznymi dla ww. surowców. Większość rdzenia występuje w postaci próbek okrucowych, które pobierano co 1 metr profilu, z wyjątkiem odcinków rdzeniowanych. Na uzyskanym w ten sposób materiale przeprowadzono badania stratygraficzne, obejmujące lito-, bio- i chronostratygrafię oraz stratygrafię sekwencyjną, a także analizę facjalną i mikrofacjalną oraz sedimentologiczną, ponadto badania makro- i mikropaleontologiczne, w tym palinologiczne, jak również tektoniczne. Uzupełniły je badania analityczne mineralogiczne, petrograficzne, chemiczne i geochemiczne, tym materii organicznej. Wykonano ponadto pełny zestaw pomiarów geofizyki otworowej i spróbowań hydrogeologicznych.

Otwór Nieświń PIG 1 dostarczył wielu danych o podstawowym znaczeniu dla geologii dalekiego, północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Potwierdził hipotezę o występowaniu w podłożu permsko-mezozoicznej megasynkliny Opoczna młodopaleozoicznej depresji koneckiej, z silnie sfałdowanymi skałami karbonu dolnego, zaburzonymi w dodatku dyslokacją odpowiedzialną za powtórzenie w profilu kontaktujących ze sobą warstw permu (Zp1 i Ca1) i karbonu.

Osady cechsztynu, występujące w otworze, są w miarę kompletnie, jak na warunki świętokrzyskie, rozwinięte i osiągają 564,3 m grubości. Skały cyklotemu PZ1, o miąższości 401,4 m, są reprezentowane przez prawie wszystkie poziomy litostratygraficzne: wapień cechsztyński (Ca1), anhydryt dolny (A1d), najstarszą sól kamienną (Na1) i anhydryt górny (A1g). Rozpoczyna je, niewielkiej miąższości (2,3 m), kompleks detrytycznych warstw transgresyjnych zlepieńca podstawowego (Zp1). W profilu nie wydzielono poziomu łupku miedzionośnego (T1), chociaż spągowa część Ca1, wykształcona w postaci ciemnoszarych, bitumicznych dolomitów ilastych z mineralizacją pirytowo-sfalerytową, może mu odpowiadać. Szczególnie gruby jest poziom najstarszej soli kamienną (Na 1), którego miąższość została powiększona, w wyniku procesów halokinezy, do 279 m. Stwierdzono tu także obecność sedimentacyjnej

brekcji anhydrytowo-dolomitowej BrA1 (3,7 m), szeroko rozprzestrzenionej w osadach anhydrytu górnego (A1g) w brzeżnej części basenu cechsztyńskiego Polski.

Drugi cyklotem PZ2 (38,2 m) jest reprezentowany przez dolomit główny (Ca2), osiągający 30 m miąższości, anhydryt podstawowy (A2), serię recesywną (T2r) i anhydryt kryjący (A2r).

W trzecim cyklotemie PZ3 (44,8 m) stosunkowo dużą miąższość, w porównaniu do innych profili z tego regionu, ma szary il solny T3 (9,3 m), małą zaś dolomit płytowy Ca3 (4,5 m). Grubość anhydrytu głównego A3 wynosi 31 m.

Profil permu zamykają od góry osady stropowej serii terygeniczej PZt (80 m) podobne do opisywanych z bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Osady cechsztynu stanowią zapis cykli transgresyjno-regresyjnych, jakie miały miejsce w zbiorniku o charakterze laguny. Maksimum pierwszej transgresji wyznaczają bitumiczne dolomity margliste, stanowiące odpowiednik łupku miedzionośnego (T1). W fazie stabilizacji poziomu morza, na skłonie platformy węglanowej, w strefie barier oddzielających basen o charakterze laguny od otwartego morza, tworzyły się węglany Ca1. W wyniku wypełniania basenu doszło do jego spłycenia i przekształcenia w system połączonych, płytkowodnych lagun salinowych, tworzących platformę siarczanową, na której powstały osady anhydrytu dolnego (A1d). Początek drugiej transgresji późno-permskiej zaznaczył się depozycją głębokomorskich anhydrytów występujących w najwyższej części A1d i osadów najstarszej soli kamienną (Na 1), wyznaczających maksymalny zasięg transgresji cechsztynu na głębokości około 2020 m w profilu Nieświń PIG 1 (Szulca, ten tom). Następujący potem okres stabilizacji poziomu morza zapisał się sedymentacją osadów siarczanowych A1g w środowisku platformy siarczanowej. Zwieńczeniem trendu spłycenia zbiornika jest kilkumetrowy pakiet osadów klastycznych brekcji anhydrytu górnego (BrA1), który w profilu Nieświń PIG 1 występuje na głęb. 1941,7–1945,4 m, świadcząc, zdaniem J. Szulca, o pluwializacji warunków klimatycznych. A. Kasprzyk (ten tom) dopuszcza także możliwość powstania osadów BrA1 w wyniku transgresji. Osady dolomitu głównego (Ca2) powstały w środowisku wysokoenergetycznej równi platformowej, natomiast anhydrytu głównego (A2) – na terenie przybrzeżnej równi typu sebhya węglanowo-siar-

czanowej, w warunkach skrajnie płytkowodnych do subaeralnych. Zwieńczeniem trendu regresywnego było wynurzenie znacznego obszaru peryferyjnej części zbiornika cechsztyńskiego i powstanie klastycznych utworów T2r z zapisem procesów wietrzenia i kalicyfikacji. Utwory siarczanowe A2r, reprezentujące sebhę silikoklastyczno-węglanową, odzwierciedlają transgresyjną fazę ostatniej, permskiej sekwencji depozycyjnej, zdominowanej przez osady sebhę (T3), hypersalinarną laguny (A3), playi oraz aluwialne (PZt), deponowane w warunkach klimatu podzwrotnikowego. Przeważają wśród nich skały klastyczne – pstre iłowce i mułowce z udziałem siarczanów i dolomitów oraz z częstymi horyzontami gleb kopalnych typu *caliche* np. na głęb. 1886 m w profilu Nieświń PIG 1. Osady te kontynuują się także wyżej, w profilu, co najmniej do głębokości 1735 m, dlatego, w sytuacji braku skamieniałości przewodnich, wyznaczenie granicy chronostratygraficznej między skałami permu i triasu pozostaje kwestią otwartą.

Pstry piaskowiec (413,7 m) jest w profilu otworu niekompletny, zaburzony dyslokacją, która wyeliminowała grube pakiety piaskowców niższej części jednostki, znane z wielu obszarów regionu świętokrzyskiego. Rozpoznane, w profilu otworu, osady pstre, mułowcowo-iłowcowe z gruzłami kalcytowymi i siarczanowymi są typowe dla środkowego pstrego piaskowca – formacji z Samsonowa. Powstały one w szerokim spektrum środowisk: od jeziornych, okresowych playi, poprzez równie zalewowe rzek meandrujących po glify krewasowe.

Osady retu (175,3 m) są rozwinięte głównie w dwóch facjach: piaszczysto-ilasto-marglistej i wapienno-marglisto-siarczanowej. W spągu profilu występują warstwy z Radoszyc o wykształceniu pośrednim między typowymi warstwami z Radoszyc, opisanymi przez M. Pajchłową (1970) a warstwami z Wąchocka. Na nich spoczywają warstwy gipsowe dolne, międzygipsowe, gipsowe górne oraz warstwy z Dalejowa. Warstwy z Radoszyc powstały na równi fluwialnej i mogą reprezentować osady deltowe. Utwory warstw gipsowych dolnych reprezentują środowisko lagun siarczanowych/sebhę, natomiast warstwy międzygipsowe utworzyły się w przybrzeżnej strefie zbiornika morskiego, gdzie dochodziło do okresowych wynurzeń. Osady warstw gipsowych górnych powstały w sebbe silikoklastyczno-siarczanowej. Utwory warstw z Dalejowa, powstałe w środowisku płytkiego przybrzeża i plaży, wyznaczają początek transgresji środkowo triasowej.

W profilu Nieświń PIG 1 stwierdzono obecność dolnego, środkowego i górnego wapienia muszlowego (140 m). Dolny jest reprezentowany przez warstwy faliste, górny – przez warstwy z *Entolium discites*. Są to osady epikontynentalne, sublitoralne z zaznaczonymi okresowo wpływami sebhę, głównie w środkowym wapieniu muszlowym, zdominowanym przez dolomity z siarczanami.

W profilu Nieświń PIG 1, po raz pierwszy na dalekim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich, prześlędzono dokładnie następstwo litologiczne miąższych osadów kajpru (656 m). Badania petrograficzne oraz palinologiczne dały podstawy do wyróżnienia w nim następujących jednostek litostratygraficznych: warstw sulechowskich, do-

lomit granicznego dolnych i górnych warstw gipsowych, warstw ze Studziannej, pstrych i szarych warstw parszowskich. Warstwy sulechowskie (119 m) wykazują typową dla siebie trójdzielność (por. Gajewska, 1978) – szare mułowce i iłowce w spągu i stropie są rozdzielone pstrymi mułowcami z poziomami gleb kopalnych, na obecność których wskazują liczne gruzły węglanowe. Powstały one w środowisku brakicznej laguny, przechodzącej w nadbrzeżną równię aluwialną. Miąższość dolnych warstw gipsowych przyjęto na 148 m. O ile wyznaczenie ich spągu było jednoznaczne, dzięki obecności dolomitu granicznego, zawierającego wkładki piaskowców, to brak wyraźnego poziomu piaskowca trzcinowego utrudnił określenie ich stropu. Granicę między dolnymi a górnymi warstwami gipsowymi przyjęto na głęb. 750 m, na podstawie zmiany barw skał z pstrych w stropie dolnych warstw gipsowych na brunatno-czekoladowo-szare w spągu górnych warstw gipsowych oraz obecności okruchów siarczanowych w tych ostatnich. W niższej części warstw gipsowych dolnych stwierdzono występowanie, niespotykanych dotąd w regionie świętokrzyskim, wapieni bioklastycznych – muszłowców. Nad nimi leżą ciemnoszare iłowce i mułowce dolomityczne z anhydrytem. Ku stropowi wydzielenia siarczany zanikają, barwa skał zmienia się na pstrą i pojawiają się cienkie wkładki piaskowców, a osad jest silnie zbioturbowany. Osady dolnych warstw gipsowych powstały w środowisku laguny, lokalnie siarczanowej. Górne warstwy gipsowe, miąższości 150 m, mają wyraźnie dwudzielną litologię i genezę. Brunatno-czekoladowe iłowce i mułowce z siarczanami, występujące w części dolnej wydzielenia, powstały w warunkach laguny, natomiast szare mułowce i piaskowce budujące część górną – w zbiorniku brakicznym. Warstwy ze Studziannej, będące nowym wydzieleniem litostratygraficznym, zaproponowanym przez A. Fijałkowską-Mader i M. Kuletę, obejmują utwory kajpru środkowego, występujące w profilu otworu Nieświń PIG 1, ponad górnymi warstwami gipsowymi, a poniżej pstrych warstw parszowskich kajpru górnego. Są to na ogół pstre mułowce i iłowce z poziomami gleb kopalnych wykształconymi w postaci *caliche* (ang. *calcisols*), skoncentrowanymi w interwale 502–511 m. Utwory warstw ze Studziannej powstały w szerokim spektrum środowisk równi aluwialnej. Profil kajpru kończą osady pstrych (7 m) i szarych warstw parszowskich (20 m), powstałych odpowiednio w środowiskach bagiennych i rzek meandrujących.

Osady jury dolnej (350 m) reprezentują formację zagajską, skłobską oraz przysuską formację rudonośną i są wykształcone typowo dla NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Pieńkowski, 2004, 2006). Wykształcenie formacji zagajskiej, oddzielonej granicą erozyjną od szarych warstw parszowskich, odzwierciedla transgresyjny ciąg systemów depozycyjnych od rzek meandrujących, przez baseny limniczno-bagienne po przybrzeżne z osadami sztormowymi lub barierowymi. Powstanie formacji skłobskiej odzwierciedla początkowo dalszy rozwój transgresji, a wyżej regresję. Osady niższej części formacji powstawały w proksymalnych środowiskach deltowych. Powyżej głęb. 192,0 m następuje zmiana na środowiska bardziej dy-

stalne, o mniejszym udziale osadów kanałów rozprowadzających.

Wyższa część formacji powstawała w środowiskach szelfu pośredniego. Na głęb. 147,0 m można przyjąć powierzchnię maksymalnego zalewu. Przysuska formacja rudonośna odzwierciedla kontynuację tendencji regresywnej zbiornika brakicznego w środowiskach migrującej delty. Niższa część profilu może być interpretowana jako osady deltowe, przewarstwiające się z osadami sztormowymi szelfu bliskiego.

W kompleksach z pogranicza triasu i jury dolnej nie wykryto niezgodności starokimeryjskiej. Trias i jura dolna tworzą tutaj jeden kompleks strukturalny wspólnie zdeformowany tektonicznie: fałdowo i dysjunktywnie. Do niego też należą prawdopodobnie i warstwy permu, których pierwotna tektonika jest wtórnie zaburzona przez halokinezę i dyslokacje nieciągłe.

W przewiercanych skałach śledzono również mineralizację siarczkową. Stwierdzono, że występuje ona w utworach rozpoczynających morski cykl cechsztynu – zlepniec podstawowy (Zp1) i wapień cechsztyński (Ca1). Rozpoznano tutaj piryty, sfaleryty, ślady galeny i chalkopiryty. Maksymalne zawartości (ok. 7,28% FeS₂ i 1% ZnS) osiąga ta uboga mineralizacja w ciemnych, bitumicznych marglach dolomitycznych, stanowiących odpowiednik łupka miedzionośnego.

Dolomit główny Ca2 jest praktycznie niezmineralizowany. Piryty w niewielkich ilościach pojawiają się tylko w dole tego poziomu. Towarzyszy mu, w śladowych ilościach, sfaleryt. Znacznie ciekawszą, chociaż bardzo słabą, mineralizację miedziową stwierdzono natomiast w obrębie osadów mułowcowo-piaszczystych środkowego pstręgo piaskowca i kajpru dolnego. W triasie dolnym zaobserwowano, pojawiające się tu i ówdzie kryształki bornitu i chalkozynu, w kajprze zaś – chalkopiryty.

W toku przeprowadzonych badań geochemicznych stwierdzono wyraźne zróżnicowanie zawartości badanych pierwiastków w zależności od typu litologicznego skał: najwyższe są związane ze skałami węglanowymi i ilastymi, natomiast najniższe – z gipsami, anhydrytami i solami. Większość pierwiastków tworzy koncentracje wyższe w poziomie wapienia cechsztyńskiego (Ca1) z tym, że zawartości średnie cynku (1966 g/t), ołowiu (615 g/t) i srebra (2,8 g/t) są kilkanaście razy większe od nagromadzeń klarkowych. W innych kompleksach permu i triasu, poza Ca1, akumulacje wszystkich pierwiastków oscylują w granicach koncentracji przeciętnych. Przeprowadzona analiza korelacyjna wskazuje na wyraźną zależność w występowaniu metali kolorowych i pierwiastków z grupy żelaza oraz pomiędzy barem i strontem.

Zarówno utwory permu, jak i triasu, występujące w profilu Nieświń PIG 1 są bardzo ubogie w materię organiczną. Większe jej ilości występują jedynie w osadach karbonu dolnego, bitumicznych utworach przy spągu wapienia cechsztyńskiego (Ca1), wybranych poziomach dolomitu głównego (Ca2), w osadach dolnych warstw gipsowych oraz jury dolnej. Te skały można uznać, wg I. Grotek, za potencjalnie macierzyste dla generowania węglowodo-

rów. W utworach karbonu dolnego, głównie humusowa materia organiczna znajduje się w głównej fazie generowania gazów (1,70–1,73% R_o). W osadach Ca1 (1,56–1,73% R_o) i pojedynczych poziomach Ca2 (1,37–1,40% R_o) dojrzałość termiczna odpowiada fazie generowania gazów mokrych i kondensatów. Osady warstw gipsowych dolnych zawierają materię organiczną znajdującą się w głównej fazie generacji ropy naftowej (0,82–1,00% R_o), podobnie jak osady jury dolnej (0,56% R_o). Podobne wyniki stopnia dojrzałości materii organicznej otrzymał Z. Szczepanik, stosując metodę TAI, jak i I. Dyrka, stosując modelowanie historii termicznej. Natomiast badania materii organicznej metodą Rock-Eval wykonane przez M. Janasa wykazały, iż jedynie w obrębie Ca2 występują wkładki wzbogacone w rozproszoną materię organiczną, które cechują się własnościami skał macierzystych, ale współcześnie nie mają potencjału węglowodorowego (potencjał wyczerpany). Podsumowując, w rejonie Nieświnia nie było korzystnych warunków dla gromadzenia się węglowodorów ciekłych czy gazowych zarówno w strefie przykontaktowej karbonu dolnego ze zlepniecem podstawowym (Zp1) permu, jak też w przewierconym wapieniu cechsztyńskim (Ca1) i dolomicie głównym (Ca2) oraz w wyższych poziomach cechsztynu i pstręgo piaskowca. Nikłe ślady węglowodorów, wykryte laboratoryjnie w płuczce wiertniczej i w rdzeniach, omówiono w rozdziale „Wyniki opróbowań poziomów zbiornikowych”. Według pomiarów geofizyki wiertniczej, wszystkie poziomy, posiadające nie najlepsze własności zbiornikowe, okazały się zawodnione. Potwierdziły to badania próbnikowe. Potencjalnie najbardziej predysponowany dla akumulacji węglowodorów wapień cechsztyński, wykształcony tu w facji dolomityczno-marglistej, charakteryzuje się bardzo słabymi własnościami kolektorskimi – bardzo niską porowatością efektywną (0,5–2,7%) i przepuszczalnością (od 0,3 do przeważnie poniżej 0,1 mD). Zlepniec podstawowy (Zp1) o nieco lepszych parametrach zbiornikowych (piaskowce zlepniecowate) wykazywał również nasycenie solanką.

Badania warunków pogrzebienia, przeprowadzone przez I. Dyrkę, wykazały, że profil otworu Nieświń PIG 1 charakteryzuje obecność kilku faz zwiększonego pogrzebienia i szybkiego tempa depozycji materiału (wczesny karbon, późny perm, trias, jura, wczesna kreda – maksimum pogrzebienia pokrywy osadowej, wynoszące ok. 3570 m oraz późna kreda), po których bezpośrednio miały miejsce okresy erozji lub stagnacji (wczesny perm, późny karbon, koniec wczesnej kredy – maksimum erozji, wynoszące ok. 1250 m, związane z fazą asturyjską, późna kreda – faza laramijska).

Z geologicznego punktu widzenia otwór Nieświń PIG 1 spełnił główne zadania badawcze, które przed nim postawiono, dostarczył wszechstronnie udokumentowanych informacji o: litologii, wieku, tektonice, geochemii, mineralizacji kruszcowej i bitumiczności osadów permu, triasu oraz liasu na bardzo słabo dotychczas zbadanym – dalekim północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Szkoda jednak, że na skutek kłopotów technicznych nie udało się przebadać większego odcinka profilu karbonu.