

**Anna FELDMAN-OLSZEWSKA, Damian LODOWSKI, Anna BECKER, Marta KUBERSKA, Piotr KLECZYŃSKI,
Kinga BOBEK, Marek JAROSIŃSKI, Sylwia KIJEWSKA, Małgorzata CEGIEŁKA, Jakub SOKOŁOWSKI**

NAJWAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ

Wiercenie Szwejki IG 3 zostało wykonane w południowej części niecki płockiej, w planie paleozoicznym umiejscowione jest w NW części elewacji radomsko-kraśnickiej, w pobliżu styku czterech jednostek tektonicznych i rozdzielających je stref uskokowych Grójca i Nowego Miasta. Celem otworu było zbadanie podłoża podpermńskiego, określenie jego litologii i stratygrafii, a także określenie jego własności zbiornikowych oraz perspektyw generowania i występowania węglowodorów.

Otwór wykonano zgodnie z planem do głęb. 5501 m. Przewiercił on utwory kenozoiku, kredy, jury, triasu, permu górnego i zakończony został w utworach dewonu. Jego wykonanie pozwoliło na udokumentowanie, że zasięg elewacji radomsko-kraśnickiej, kontynuuje się ku NW, poza uskok Nowego Miasta.

Otwór był rdzeniowany nierównomiernie – z utworów kenozoiku i kredy górnej nie pobrano rdzenia, z utworów kredy dolnej, jury i triasu pobrano rdzenie kontrolne pokrywające do kilku procent profilu; utwory paleozoiku rdzeniowano w znacznie większym stopniu, od 30% do ponad 90% profilu danego systemu. Profil litologiczno-stratygraficzny opracowano na podstawie zarówno badań rdzeni wiertniczych, jak i pomiarów geofizyki wiertniczej.

Nieprzewiercone utwory dewonu występujące na głęb. 4226,0–5501,0 m, obejmują osady ?emsu, eiflu, żywetu oraz ?franu o miąższości 1275,0 m. Znaczna ich część była rdzeniona, co pozwoliło na uściślenie datowania wydzielonych jednostek litostratygraficznych. W obrębie profilu dewonu wydzielono: serię węglanów marglistych (nieprzewiercona, > 197,0 m), serię margli i iłowców wapnistych (258,5 m, wg rdzenia 255,7 m), formację piaskowców i mułowców z Ostalowa (9,5 m, wg rdzenia 11,5 m), formację skał ilasto-węglanowych i mułowców z Bąkowej (486,0 m, wg rdzenia 486,6 m), formację wapieni i dolomitów ze Szwejków (198,0 m, wg rdzenia 198,2 m), formację iłowców i margli Iłzanki (51,5 m, wg rdzenia 51,6 m) oraz serię dolomitów i wapieni (74,5 m, wg rdzenia 75,0 m). Stwierdzone w profilu utwory dewonu reprezentują osady kilku cykli transgresywno-regresywnych: Ł-2 (system depozycyjny otwartego szelfu

węglanowo-ilastego), Ł-3 i Ł-4 (system ilasto-węglanowego szelfu niżejplywowego z okresowym rozwojem akumulacji szkieletowych oraz odpowiadający regresywnej części cyklu Ł-4 system płytkowodnych klastyków szelfowych formacji ostałowskiej), Ł-5 (transgresywna część cyklu jest zaliczana do systemu otwartego szelfu lub rampy węglanowo-ilastej, w trakcie regresji tworzyły się osady płytkiego szelfu ilasto-mulastego ogniwa z Łazisk), Ł-6 (systemu rozległej płytkomorskiej platformy węglanowej, z dominacją facji platformy wewnętrznej – formacja szwejkowska), Ł-7 (transgresywny system szelfu ilasto-węglanowego – formacja Iłzanki oraz regresywne utwory serii dolomitów i wapieni).

Datowanie na podstawie konodontów umożliwiło rozpoznanie utworów górnego emsu w obrębie dolnej części serii margli i iłowców wapnistych, a w części środkowej – utworów eiflu (poziom *costatus*). Środkowy/górny żywet (*ansatus-hermanni*) został udokumentowany w najniższej części formacji ze Szwejków, a górny żywet w najniższej części formacji Iłzanki. Analizy biostratygraficzne małżoraczków wskazały na górny eifel (w zonacji konodontowej odpowiadający poziomowi *kockelianus*) w wyższej części serii margli i iłowców wapnistych i dolny żywet w stropową jej części. W środkowej części formacji z Bąkowej stwierdzono zespół małżoraczków charakterystyczny dla środkowego żywetu, a w górnej części ogniwa z Łazisk dla górnego żywetu, natomiast formacja z Iłzanki może reprezentować już fran. Badania koralowców w dużej mierze potwierdzają uzyskane wcześniej wyniki z wyjątkiem najniższej części profilu, w której nie stwierdzono form dolnodewońskich, jedynie formy środkowodewońskie.

Bezpośrednio na utworach dewonu, na głęb. 3960,5–4226,0 m, występują utwory permu górnego, które rozpoczynają się brekcją podstawową, zbudowana ze skał dewońskich spojonych ciemnoszarym dolomitem mułowcowym. Jej obecność sugeruje, że granica pomiędzy systemami ma kontakt sedimentacyjny, a nie tektoniczny, pomimo braku utworów karbonu. Profil permu górnego, o miąższości 265,5 m, rozcięty jest dwoma uskokami, jest zredukowany i zawiera dwukrotnie powtarzające się utwory cyklotemów PZ1 i PZ2;

występuje tu również powtórzenie dolomitu głównego i anhydrytu podstawowego w obrębie cyklotemu PZ2, chociaż nie wyklucza się, powyżej tego uskoku, obecności cyklotemu PZ3. Cyklotem PZ1 obejmuje brekcję podstawową, wapień cechsztyński, anhydryt dolny, najstarszą sól kamienną i anhydryt górny; cyklotem PZ2 zawiera dolomit główny i anhydryt podstawowy. Wykształcenie utworów cechsztyńskich w profilu otworu Szwejki IG 3 wskazuje na depozycję w środowiskach brzeżnej platformy węglanowej, podczas depozycji wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego, a także poziomów anhydrytów. W początkowym okresie dużą rolę odgrywały również osuwiska syndepozycyjne i sedymentacja w bardzo płytkich środowiskach subakwalnych systemu sebhya, co wskazuje na strefę sedymentacji położoną bardzo blisko brzegu zbiornika.

Badania sedymentologiczne anhydrytów cechsztyńskich pozwoliły na rozróżnienie kilku typów anhydrytów w obrębie cyklotemu PZ1 i PZ2, tj.: masywny ze śladami płynięcia, zbrekcionowany, pasemkowany, przekryształizowany masywny, przekryształizowany z relikami pasemkowania, przekryształizowany warstwowy, przekryształizowany z kryształami selenitu, żyłkowany, porowaty, gruzłowy. Anhydryty z najniższej części, wykazujące ślady płynięcia, zinterpretowane zostały jako osad osuwisk syndepozycyjnych, natomaist wyżej występujące powstały w płytkich warunkach subakwalnych. Anhydryty z najwyższej części profilu wykazują cechy charakterystyczne dla anhydrytu górnego z peryferycznej części zbiornika sedymentacyjnego.

Badania petrograficzne płytek cienkich wskazują, że wapień cechsztyński Ca1 reprezentują równokrystaliczne dolomikrosparyty z dużą zawartością anhydrytu. Pierwotnie były to pakstony/greinstony/rudstony onkoidowe lub utwory mikrobialne albo silnie przekształcone madstony powstałe w środowisku bardzo płytkowodnym, które kolejno podlegały procesom diagenetycznym, w tym całkowitej dolomityzacji, rozpuszczania pod ciśnieniem, zeszcelinowacenia oraz silnej anhydrytyzacji. Dolomit główny Ca2 jest wykształcony przeważnie jako dolomikryty i rzadziej dolomikrosparyty. Pierwotnie były to osady mułowcowe (madstony) z nielicznymi przeławiczeniami osadów ziarnistych (onkoidowych), które w wyniku procesów diagenetycznych zostały całkowicie zdolomityzowane. W środkowym poziomie stwierdzono obecność licznych spękań, wypełnionych grubokrystalicznym dolomitem i anhydrytem.

Utwory triasu w otworze Szwejki IG 3 stwierdzone zostały na głęb. 2520,0–3960,5 m (1440,5 m miąższości). Są to skały triasu górnego i środkowego oraz zredukowany tektonicznie w spągu profil triasu dolnego. Granica między skałami triasu i leżącego niżej permu ma charakter tektoniczny (Żelichowski i in., 1990). Najniższą część sukcesji tworzą skały pstrego piaskowca środkowego (formacja z Samsonowa składająca się z iłowców i mułowców z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców w dolnej części oraz dominującymi w górnym odcinku) i górnego piaskowca środkowego (mułowce piaszczyste i heterolity). Redukcji tektonicznej uległy osady dolnego i niższej części środkowego pstrego piaskowca (Żelichowski i in., 1990). W pełni wykształcony

jest wapień muszłowy i kajper, przy czym profil kajpru środkowego charakteryzuje się znaczną miąższością 727,5 m, wynikającą z powtórzeń tektonicznych w profilu warstw gipsowych górnych oraz warstw ze Studziannej. Wapień muszłowy nawiercony na głęb. 3482,5–3586,5 m (miąższość 104,0 m) jest trójdzielny, przy czym w dolnym wapieniu muszłowym dominują wapień, w środkowym występują głównie iłowce, margle dolomityczne i dolomity z wkładkami anhydrytów, a w górnym osady wapienno-iłowcowe. W obrębie utworów kajpru wydzielono wszystkie jednostki litostratygraficzne: warstwy sulechowskie (piaskowce i iłowce pstre), warstwy gipsowe dolne (dolomity, margle i iłowce dolomityczne), piaskowiec trzinowy (piaskowce i iłowce), warstwy gipsowe górne (piaskowce, mułowce wapieniste, iłowce szare), warstwy ze Studziannej (iłowce i mułowce pstre) oraz warstwy z Trileites (iłowce i mułowce szare, przewarstwienia piaskowców). Osady pstrego piaskowca deponowane były w środowisku fluwialnym i przybrzeżnym proksymalnego szelfu węglanowego. Utwory wapienia muszłowego powstawały w środowisku płytkiego szelfu węglanowego. Regresja morska zapisana w osadach na przelomie wapienia muszłowego i kajpru doprowadziła do powrotu sedymentacji w środowiskach lądowych, głównie fluwialnej równi zalewowej.

Badania petrograficzne i diagenetyczne utworów pstrego piaskowca i kajpru wskazują, że skały pstrego piaskowca to waki i arenity, w których materiał detrytyczny reprezentowany jest głównie przez kwarc monokrystaliczny, domieszkę skaleni, łyszczyków i litoklastów będącychi przede wszystkim fragmentami skał krystalicznych i metamorficznych, występują też okruchy piaskowców, mułowców i iłowców. Akcesorycznie odnotowano monacyt, cyrkon, turmalin. Spoiwo piaskowców jest głównie kontaktowe i/lub porowe. Wśród składników spoiwa wyróżniono minerały węglanowe, kwarc autigeniczny, anhydryt, kaolinit, chloryt oraz wodorotlenki żelaza. Powszechnie obserwowano efekty procesów rozpuszczania i zastępowania diagenetycznego oraz efekty procesów chlorytyzacji, kaolinityzacji, w mniejszym stopniu illityzacji, którym podlegały ziarna detrytyczne oraz składniki spoiwa. Wśród skał kajpru opisano piaskowce drobnoziarniste lityczne i sublityczne oraz wapień. Piaskowce reprezentują arenity i waki kwarcowe lub lityczne (sublityczne). Głównym składnikiem detrytycznym w piaskowcach są: kwarc monokrystaliczny, w mniejszej ilości skalenie (głównie anhedralne ziarna plagioklazów, rzadziej skalenie potasowe). Zaobserwowano również litoklasty (fragmenty kwarcowych skał krystalicznych, łupków kwarcowo – mikowych, kwarcowych, oraz iłowców), łyszczyki (muskowit, biotyt) oraz cyrkon i staurolit, a także pojedyncze ziarna glaukonitu oraz nieliczne pseudoooidy. Obecne są także tlenki i wodorotlenki żelaza oraz leukoksen. W spoiwach wyróżniono: allo- i autigeniczne minerały ilaste (chloryty, kaolinit, illit), węglany (kalcyt, dolomit), anhydryt i kwarc.

W otworze Szwejki IG 3 stwierdzono pełny profil jury od hetangu po tyton, występujący na głęb. 562,5–2520,0 m (miąższość 1957,5 m). Został on przewiercony w większości bezrdzeniowo. Utwory jury dolnej o miąższości 592,5 m, występują w przedziale głęb. 1927,5–2520,0 m. Zbudowane

są wyłącznie ze skał silikoklastycznych, w ich obrębie wydzielono (od dołu) formacje: zagajską, skłobską, przysuską rudonośną reprezentujące hetang, ostrowiecką wieku syne-murskiego, gielniowską i drzewicką datowane na pliensbach oraz ciechocińską i borucicką wiekowo odpowiadające toarkowi. W profilu jury dolnej dominują skały silikoklastyczne barwy szarej i ciemnoszarej powstałe w środowisku lądowym. Udział procentowy piaskowców i utworów ilowcowo-mułowcowych w zależności od formacji jest zmienny – mułowce i ilowce dominują w formacji zagajskiej i ostrowieckiej, piaskowce przeważają w formacji drzewickiej i borucickiej. Charakter morski mają jedynie piaskowcowe utwory formacji skłobskiej (część hetangu) oraz mułowcowo-ilowcowe osady formacji gielniowskiej (wczesny pliensbach). Ponadto wyrażnie brakiczny charakter mają zielonoszare ilasto-mułowcowe skały formacji ciechocińskiej (wczesny toark).

Utwory jury środkowej zostały wydzielone na głęb. 1355,0–1927,5 m (miąższość 572,5 m). W profilu aalenu, bajosu i batonu dominują ilowce i mułowce barwy ciemnoszarej oraz piaskowce jasnoszare; podrzędnie w profilu batonu środkowego i górnego występują wapienie piaszczyste i piaskowce wapienisto-dolomityczne; utwory keloweju wykształcone są jako wapienie piaszczyste, dolomityczne. Profil jury środkowej rozpoczyna dolnoaalenski kompleks piaskowców o genezie estuariowej, o miąższości 85 m. Wyżej występują utwory jury środkowej powstałe w środowisku morza epikontynentalnego, tworzące cykle transgresywno-regresywne. W dolnych częściach cykli dominują ilowce i mułowce ciemnoszare (aalen górny-bajos dolny część niższa, bajos górny, baton dolny) powstałe w strefie dysoksydacyjnej odbieży. Wyższe części cykli tworzą piaskowce i mułowce (bajos dolny część wyższa, bajos górny część najwyższa, baton dolny część wyższa) osadzone w strefie przybrzeża. Bardzo słabe rdzeniowanie oraz głównie piaskowcowo-węglanowe wykształcenie batonu środkowego i górnego oraz keloweju uniemożliwiło określenie granic cykli na tym odcinku.

Utwory jury górnej występują na głęb. 551,0–1355,0 m (miąższość 804,0 m). Reprezentują one pełny profil od oksfordu po tyton. W obrębie profilu jury górnej wydzielono (od dołu) szereg formacji: wapieno-gąbkową (I), wapienno-marglistą (II) lub koralowcową (III), a wyżej oolitową (IV), wapienno-marglisto-muszlownicą (V), pałucką (VI) i dolny odcinek formacji kcyńskiej – ogniwo wapieni korbuloformimowych. Formację I wapienno-gąbkową o miąższości 199 m tworzą wapienie organodetrytyczne, gąbkowe, w znacznym stopniu zdolomityzowane i skrzemionkowane, a w górnym odcinku wapienie pelitowe z igłami gąbek, zawierające krzemienie i fragmenty szkieletów szkarłupni. Na podstawie badań petrograficznych zaklasyfikowano je jako flotstony i pakstony/wakstony spongiolitowe. Wydzielona wyżej formacja II wapienno-marglista / III koralowcowa udokumentowana została jednym rdzeniem, w którym występuje wapień pelitowy (wakston) a formacja IV oolitowa nie była rdzeniowana. Zostały one wydzielone na podstawie korelacji regionalnych. Formacja wapienno-marglisto-muszlownicowa (V) wykształcona jest jako kompleks naprzemianległych miąższych serii wapieni, wapieni marglistych i margli ze szczątkami małży, ramienionogów

i szkarłupni. Analiza petrograficzna płytek cienkich wykazała znaczną zmienność mikrofacji (rudstony, floatstony, packstony, madstony) i obecność licznych onkoidów, intraklastów oraz elementów szkieletowych szkarłupni, małży, ramienionogów, ślimaków oraz otwornic. W obrębie formacji pałuckiej dominują margle i mułowce ilasto-margliste, z wkładkami wapieni marglistych, które pod względem mikrofacjalnym oznaczono jako madstony. Przewiercona bezrdzeniowo formacja kcyńska obejmuje zaliczane do najwyższego tytonu ogniwo wapieni korbuloformimowych. Badania mikrofaunistyczne utworów jury górnej pozwoliły jedynie na ogólne określenie wieku trzech najwyższych formacji na kimeryd–tyton.

Utwory kredy w otworze Szwejkę IG 3 przewiercono prawie bezrdzeniowo na głęb. 101,5–551,0 m. Na podstawie profilowań geofizycznych, 1 rdzenia, próbek okrucowych oraz korelacji z sąsiednimi otworami wiertniczymi wydzielono tu utwory kredy dolnej o miąższości 197,0 m, stwierdzone na głęb. 354,0–551,0 m oraz kredy górnej o miąższości 252,5 m, występujące na głęb. 101,5–354,0 m. Profil rozpoczyna formacja białobrzaska (górną walanżyn–hoteryw), wyżej występuje formacja mogileńska (barrem–alb środkowy), ponad którą leżą utwory transgresywne albu górnego. Dolna część formacji białobrzaskiej wykształcona jest jako mułowce i ilowce z wkładkami heterolitów, wyżej przechodzące w mułowce piaszczyste, piaskowce mułowcowe i wapienie piaszczyste z glaukonitem. Badania otwornic i makrofauny małżowej wskazują na jej walanżyński wiek. W wyższej części formacji występują lekko wapieniste mułowce wieku prawdopodobnie hoterywskiego. Utwory tej formacji deponowane były na obszarze płytkiego szelfu silikoklastyczno-węglanowego. Piaskowcowe osady formacji mogileńskiej reprezentują natomiast środowisko płytkiego szelfu silikoklastycznego. Kończące profil kredy dolnej utwory albu górnego wykształcone są jako szare margle piaszczyste z glaukonitem, przewarstwiane gezami i w stropie zawierające pojedyncze fosforyty.

Profil kredy górnej jest reprezentowany przez utwory cenomanu, turonu i koniak. Utwory cenomanu wykształcone są jako margle piaszczyste i wapienie margliste z glaukonitem i pojedynczymi czertami. Utwory turonu i dolnego koniak to wapienie margliste z wkładkami margli i opok, a koniak górnego to opoki i margle. Skały kredy górnej deponowane były na obszarze szelfu węglanowego i węglanowo-krzemionkowego w rozległym basenie morskim.

Bezpośrednio powyżej utworów koniak (kreda górna) występują utwory neogenu (głęb. 56,0–101,5 m; miąższość 55,5 m), a wyżej czwartorzędu (głęb. 0,0–101,5 m; miąższość 101,5 m). Neogen jest reprezentowany tu przez miocen środkowy i górny, budują go piaski drobnoziarniste formacji adamowskiej oraz ily pstre i piaski mułkowate reprezentujące formację poznańską. Osady czwartorzędu reprezentują utwory zlodowaceń środkowopolskich. Są to ily szare oraz żwiry i piaski różnoziarniste osadzone podczas zlodowacenia odry oraz występująca w stropie profilu glina zwałowa reprezentująca zlodowacenie warty.

Badania refleksyjności wityrytu przeprowadzono dla utworów dewonu, permu, triasu, jury dolnej i środkowej. Ana-

lizowane utwory charakteryzują się niezbyt liczną zawartością substancji organicznej, która jest pochodzenia humusowego. W większości próbek dominuje wityrynit w postaci bezpostaciowej – kolinitu, rzadko występuje tellinit z zachowaną strukturą komórkową oraz wityrynit w postaci cienkich lamin lub większych okruchów lub soczewek. Bardzo nielicznie są macerały z grupy inertynitu – oznaczono cienkościankowy fuzynit, masywny semifuzynit oraz mikrynit i inertodetrynit. Egzynit zaobserwowany jest głównie jako rezynit impregnujący komórki tellinitu lub rzadziej tworzący soczewki w osadzie. W jednej próbce większość materiału organicznego stanowiły spory. Stopień przeobrażenia analizowanej materii organicznej nie jest zbyt wysoki i wzrasta wraz z głębokością. Średnie wartości refleksyjności zmieniają się od 0,65% (jura środkowa), przez 0,72–0,73% dla jury dolnej, 0,75–0,91% dla triasu, 0,85–0,88 dla cechsztynu do 0,61–1,18% dla dewonu. Odpowiada to przejściu ze stadium węgla płomiennego do gazowego, co daje informację, że analizowane osady, w czasie diagenety znajdowały się w głównej fazie generowania ciekłych węglowodorów.

Analiza Rock-Eval wykonana dla próbek od dewonu do jury górnej potwierdziła niską zawartość węgla organicznego (TOC) w skale i dała wyniki rzadko przekraczające 0,5%. Parametr $T_{max} < 430^{\circ}\text{C}$ wskazuje, że próbki z jury górnej a także większość próbek triasu dolnego i pogranicza permu i dewonu górnego są niedojrzałe termicznie. Pozostałe badane próbki w większości mieszczą się w zakresie dojrzałości termicznej odpowiedniej dla okna ropnego kerogenu II/III stopnia ($430^{\circ}\text{C} < T_{max} > 455/465^{\circ}\text{C}$). Poza tym jedna próbka z triasu górnego oraz kilka próbek z eiflu i emsu wykazują wartości T_{max} w zakresie okna gazowego lub są przejrzyste. Analizy parametru S1 wskazują, że w tym interwale nie ma większej ilości wygenerowanych węglowodorów. Na podstawie analizy parametru S2 stwierdzono, że istnieje potencjał na generację węglowodorów na poziomie co najmniej niezłym, jednak charakteryzuje się dojrzałością termiczną wykraczającą poza zakres okna ropnego/gazowego. Prawie wszystkie przebadane skały charakteryzują się wartościami HI w zakresie między 11 a 200 mgHC/gTOC, co wskazuje, że zawierają kerogen typu III i/lub IV, zdolny jedynie do wygenerowania węglowodorów gazowych. Również indeks produktywności (PI) większości przebadanego materiału wskazuje, że materia organiczna jest tu niedojrzała ($PI < 0,2$) lub przejrzasta ($PI > 0,4$).

Badania zawartości bituminów i węglowodorów również wykazały niską zawartość materii organicznej w skale (w większości 0,1–0,2% C_{org}); nieco wyższe wartości zanotowano tylko w utworach jury oraz niektórych poziomach kajpru i dewonu). Bituminy występują nielicznie, są w większości nisko przeobrażone i wykazują przewagę węglowodorów aromatycznych nad nasyconymi. Jedynie w wapieniach dewonu środkowego występują bituminy wysoko przeobrażone, o charakterze ropy naftowej. Węglowodory występują tu w większej ilości (0,028–0,032%) i wykazują znacznie niższy stopień aromatyczności. Obliczony współczynnik migracji CPI wskazuje, że proces migracji węglowodorów następuje w niewielkim stopniu.

Historia pogrzebienia zamyka się w ramach czasowych od eiflu do pliocenu włącznie z dwiema lukami stratygraficznymi. W tym interwale wyróżniono (1) fazę szybkiego pogrzebienia (eifel-późny fran); (2) fazę szybkiego wypiętrzania (wczesny famen-wczesny cechsztyń); (3) bardzo długą fazę subsydencji podłoża trwająca od późnego permu do środkowej kredy późnej, którą charakteryzują trzy stratygraficznie krótsze fazy, w tym każda złożona jest z początkowo wolniejszego, a następnie z bardzo szybkiego etapu subsydencji i pogrzebienia (późny perm-trias środkowy, trias późny-oksford, kimeryd-późny koniak); (4) fazę szybkiego wypiętrzania (wczesny santon-początek paleogenu); oraz (5) fazę stagnacji (wczesny paleogen-dziś).

W otworze Szwejki IG 3 odnotowano struktury tektoniczne kilku faz ekstensji i kompresji. Przed późnym karbonem miała miejsce ekstensja, w której powstały żyły wypełnione białoróżowym kalcytem. Po niej, przed permem, nastąpiły deformacje w reżimie nasunięć, które doprowadziły do powstania połączonych luster tektonicznych i żył wypełnionych białym kalcytem. W fazie tej występowały wysokie naciśnienia porowe i dojść mogło do lekkiego sfałdowania kompleksu. Deformacje w obrębie siarczanów cechsztynu wiązać można ze wpływem po stokach dna basenu, a gęste i nieregularne spękania dolomitów wynikać mogą z metasomatozy wapienia powiązanej z utratą objętości. Możliwe jest, że wyjątkowo intensywne spękania i ekstensja w tym interwale związana jest z obecnością strefy uskokowej lub fleksury. W profilu triasu występują liczne zlustrowane powierzchnie ławic i nieregularnych spękań, jak również znaczne odchylenia warstw, które wskazują na nasilenie deformacji tektonicznych i sugerują bliskość uskoku. W obrębie krótkich, jurajskich interwałów rdzenia stwierdzono obecność intensywnie spękanych dolomitów, co sugeruje ich wtórną genezę.

Na przekroju sejsmicznym w bezpośrednim sąsiedztwie otworu zidentyfikowano dwa uskoki zapadające w kierunku SW, które rozcinają utwory dewonu, permu, triasu dolnego i wygasają w dolnej części osadów triasu górnego. Obecność jednego z tych uskokuw przechodzącego przez otwór w utworach permskich potwierdzają również struktury widoczne na rdzeniu na głęb. 4041,0 m. W kierunku północno-wschodnim, w odległości kilku kilometrów od otworu Szwejki IG 3 przebiega natomiast strefa uskokowa Nowego Miasta, którą ograniczają dwa uskoki, z których przebiegający najdalej na południowy zachód uskok „główny”, zakorzeniony w utworach podpermskich, położony jest pomiędzy otworami Szwejki IG 3 i Szwejki 1, a drugi (zakorzeniony w utworach permu) po północno-wschodniej stronie otworu Szwejki 1. W początkowej fazie uskok SW był uskokiem odwróconym, a uskok NE uskokiem normalnym. Podczas inwersji bruzdy doszło do zmiany zwrotu ruchu uskokuw, co spowodowało, że warstwy na uskoku SW począwszy od utworów jury środkowej mają zrzut normalny, a na uskoku NE odwrócony. Wewnątrz struktury powstały również uskoki drugorzędne o zrzucie normalnym.

Analiza wyników pomiarów prędkości średnich w otworze Szwejki IG 3 pozwoliła na wyznaczenia szeregu kompleksów prędkościowych, wskazujących na zmiany lito-

logiczne w obrębie wydzielen stratygraficznych. Wzrost prędkości zanotowano na granicy przechodzenia fali sejsmicznej z czwartorzędowych piasków i ilów, poprzez margle i opoki koniaku do wapieni turonu. Następny, po niewielkim spadku na przełomie kredy górnej (z albem) i dolnej, zaobserwowano na przejściu od wapieni i margli walanżynu do wapieni i anhydrytów formacji kcyńskiej. Wyraźny wzrost średniej prędkości obserwuje się na granicy pomiędzy formacjami kcyńską i pałucką. Największy w całym profilu otworu kontrast został zaobserwowany w obrębie utworów jury górnej, na granicy pomiędzy formacją wapienno-marglisto-muszlowcową i formacją oolitową. Poniżej spągu formacji oolitowej do utworów bajosu górnego obserwowany jest stopniowy spadek prędkości średnich związany ze stopniową zmianą litologii z wapieni w utwory piaskowcowe, po czym obserwowany jest trend odwrócony i stopniowy wzrost prędkości średnich do skał hetangu. Utwory hetangu i górnego triasu charakteryzuje niewielka zmienność. Wyraźne odbicia, które powinny być widoczne na profilach sejsmicznych zaobserwowano również w triasie, gdzie wyraźnie odznaczają się utwory wapienia muszlowego od niżej i wyżej leżących skał klastycznych oraz w obrębie permu na granicach pomiędzy anhydrytem podstawowym (A2) a dolomitami głównymi (Ca2), a także pomiędzy anhydrytem dolnym (A1d) a wapieniem cechsztyńskim (Ca1). W najniższej części profilu silny spadek obserwowany jest na granicy wapieni i dolomitów franu oraz ilowców i margli Iłżanki.

Badania własności fizycznych i chemicznych skał przeprowadzono dla 770 próbek, w tym dla próbek okruczych określono wyłącznie węglanowość (zawartość kalcytu i dolomitu). Dla 300 próbek rdzeniowych zbadano gęstość właściwą, gęstość objętościową, porowatość efektywną oraz porowatość całkowitą, a w 295 próbkach pomierzono przepuszczalność poziomą i pionową (dla większości próbek uzyskano przepuszczalność $< 0,1$ mD lub przeprowadzanie analiz przepuszczalności było niemożliwe). Dla utworów dewońskich i permskich wyniki badań średniej porowatości efektywnej wyniosły 0,12–5,75%, a całkowitej 0,33–5,94%. Są one w większości nieprzepuszczalne ($< 0,1$ mD) lub bardzo słabo przepuszczalne (0,36–20 mD dla dewonu i 0,26–2,00 mD dla permu). Utwory triasu charakteryzuje średnia porowatość efektywna 2,89% (0,14–14,42%) oraz średnia porowatość całkowita 3,68% (0,36–15,35%) z najlepszymi parametrami stwierdzonymi w piaskowcu retyku wyższego (głęb. 2644,4 m). Przepuszczalność wahała się między $< 0,1$ mD (cechującej połowę zbadanych próbek) i 182 mD (wynik uzyskany w piaskowcu z pstrego piaskowca górnego). Utwory dolnej jury cechuje porowatość efektywna w zakresie 1,48–25,81% oraz całkowita wynosząca 1,73–26,22% i przepuszczalność na poziomie $< 0,1$ –1240,0 mD. Najwyższą przepuszczalność wykazały piaskowce należące do formacji borucickiej (375,0–1240,0 mD). Próbkę z jury środkowej charakteryzuje średnia porowatość efektywna 11,83% (0,49–24,46%) oraz średnia porowatość całkowita 14,11% (0,69–25,00%). Przepuszczalność oscylowała od $< 0,1$ do 2750,0 mD. Górna wartość została zarejestrowana w próbce piaskowca aalenu (1910,9 m), wykazując najwyższą przepuszczalność w obrębie całego

otworu. Badania utworów jury górnej ujawniły porowatość efektywną w granicach 3,31–21,53% i porowatość całkowitą na poziomie 4,44–22,96% oraz przepuszczalność w zakresie $< 0,1$ –0,57 mD. Dwie próbki z kredy dolnej wykazały porowatość efektywną 3,76–7,40% i całkowitą 4,04–8,08% oraz brak przepuszczalności.

W otworze opróbowano kilka poziomów zbiornikowych: 3 poziomy w wapieniach dewonu (głęb. 4222,0–4250,0, 4270,0–4297,0 i 4307,0–4550,0 m), 1 poziom w permie (dolomit główny – głęb. 3993,0–4023,0 m), 1 poziom w piaskowcach i mułowcach triasu dolnego (głęb. 3675,0–3710,0 m) i 1 poziom w piaskowcach jury środkowej (głęb. 1620,0–1650,0 m). W wyniku opróbowania stwierdzono słabe własności zbiornikowe utworów dewonu, o czym świadczą niewielkie przyplawy solanek (0,09–0,88 m³/h) oraz stosunkowo niskie ciśnienie złożowe przy gradiencie ciśnienia $G = 1,08$ at/10 m. W solankach stwierdzono gaz ziemny zawierający około 60% obj. węglowodorów, w tym 17% obj. węglowodorów ciężkich, będących bezpośrednim wskaźnikiem występowania ropy naftowej w utworach dewonu w pobliżu otworu wiertniczego Szwejki IG 3. Utwory permu odznaczają się brakiem własności zbiornikowych. Własności zbiornikowe utworów pstrego piaskowca określono jako średnie, o czym świadczy przyplaw solanki w ilości 1,39 m³/h a wyekstrapolowane ciśnienie złożowe $P_z = 365,9 \times 10^3$ hPa; wartości tej odpowiada gradient ciśnienia $G = 0,99 \times 10^3$ hPa/10 m. Solanki wykazują wysoki stopień metamorfizmu i wysoką mineralizację. Stwierdzono w nich gaz ziemny o zawartości 31,1% obj. węglowodorów, co świadczy o istnieniu tu korzystnych warunków dla zachowania się złóż węglowodorów. Solanki występujące w utworach triasu dolnego można zaliczyć do reliktowych, występujących w strefie stagnacji hydrodynamicznej. Wskazuje na to wartość wskaźnika r (Na^+/Cl^-), wynosząca znacznie poniżej 0,86, a także stosunek chlorków do bromków wynoszący wyraźnie poniżej 300 oraz wartość wskaźnika siarczanowego < 1 . Poziom jury środkowej ma bardzo dobre własności zbiornikowe, stwierdzono tu przyplaw w ilości 1,96 m³/h, a utwory środkowojurajskie odznaczają się znaczną przepuszczalnością. Niska mineralizacja wód i słaby stopień ich metamorfizmu wskazują, że należy je zaliczyć do wód reliktowych/synsedymencyjnych z wyraźną domieszką wód paleoinfiltracyjnych, typowych dla strefy przejściowej pomiędzy strefą stagnacji hydrodynamicznej, a strefą aktywnej wymiany. Potwierdza to stosunek miliwali jonów sodowych i chlorkowych $< 0,86$ oraz wartość wskaźnika siarczanowego < 1 , przy jednoczesnej wartości wskaźnika Cl^-/Br^- przekraczającej znacznie 300. Warunki dla zachowania się złóż węglowodorów są tu więc niekorzystne.

Z utworów dewonu uzyskano jedynie solanki zanieczyszczone płuczką i nie były badane pod kątem chemicznym, z utworów dolnego triasu uzyskano solankę typu chlorkowo-sodowo-wapniowego, jodowego, zaś z jury środkowej typu chlorkowo-sodowo-potasowego, jodowego.

Otwór wiertniczy Szwejki IG 3 spełnił swoje zadanie geologiczne.