

Adam WÓJCICKI, Tomasz BIENKO, Maria I. WAKSMUNDZKA, Hubert KIERSNOWSKI, Marta KUBERSKA, Anna MALISZEWSKA, Marek JASIONOWSKI, Ewelina KRZYŻAK, Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI, Anna BECKER, Anna FELDMAN-OLSZEWSKA, Krzysztof LESZCZYŃSKI, Piotr KLECZYŃSKI, Przemysław KARCZ, Sylwia KIJEWSKA, Marcin ŁOJEK, Kinga BOBEK, Elżbieta PRZYTUŁA, Piotr WESOŁOWSKI, Dorota WĘGLARZ

NAJWAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ

Otwór wiertniczy Września IG 1 jest zlokalizowany w północno-zachodniej Polsce, w centralnej części segmentu mogileńsko-łódzkiego synklinorium szczecińsko-miechowskiego, na obszarze zachodnioeuropejskiej platformy paleozoicznej. Celem wiercenia było, obok wdrożenia metod badawczych, wyjaśnienie zarysu budowy i perspektyw ropogazowych permskich struktur wgłębnych przedgórskiej strefy waryscydów spodziewanej pod pokrywą permsko-mezozoiczną monokliny przedsudeckiej i segmentu mogileńsko-łódzkiego synklinorium szczecińsko-miechowskiego, przy czym planowano także rozpoznanie hipotetycznie występujących tam macierzystych skał górnokarbońskich. W związku ze stwierdzeniem w trakcie wiercenia występowania poszczególnych granic stratygraficznych na większych głębokościach niż to założono w projekcie, zaprojektowano przegłębienie otworu do 6000 m w celu pełniejszego rozpoznania utworów podpermkich. Z uwagi na problemy techniczne wiercenie zakończono na głębokości 5904,2 m, co jednak było wystarczające do spełnienia postawionego zadania geologicznego.

Pierwszy archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny otworu został zestawiony na etapie sporządzania dokumentacji wynikowej. Profil zamieszczony w tym tomie opracowano na podstawie danych z tej dokumentacji oraz późniejszych badań prowadzonych przez następne dekady, w ramach wielu projektów naukowych i zadań państwowej służby geologicznej. W profilu udokumentowano utwory karbonu, permu (czerwonego spągowca i cechsztynu), triasu, jury, kredy, paleogenu, neogenu i czwartorzędu.

W trakcie wiercenia pobrano rdzenie z interwałów od kredy do karbonu, przy czym uzysk rdzenia był największy w przypadku utworów karbonu i czerwonego spągowca. Na próbkach rdzeni pobranych z interwałów od jury górnej do karbonu dokonano analiz fizyczno-chemicznych obejmujących oznaczenia ciężaru właściwego, ciężaru objętościowego, porowatości efektywnej, porowatości całkowitej i przepuszczalności oraz wilgotności i zawartości węglanów. Analizy makrofaunistyczne wykonano na próbkach rdzeni pobranych z interwału jury środkowej, natomiast dla interwałów pstrego piaskowca, kajpru i jury dolnej wykonano analizy paleobotaniczne megaspor. Analizy

petrograficzne wykonano dla próbek skał czerwonego spągowca i karbonu. W późniejszym okresie wykonano analizy zawartości materii organicznej na próbkach skał jury dolnej i karbonu, refleksyjności witrynytu dla próbek z jury środkowej i dolnej, analizy petrograficzne na próbkach z karbonu i czerwonego spągowca, analizy składu chlorytów z karbonu, analizy Rock Eval próbek z karbonu oraz modelowania historii termicznej, pograżania i procesów generacji węglowodorów dla górotworu w rejonie otworu Września IG 1. Ponadto wykonano badania laboratoryjne zawartości pierwiastków głównych i pobocznych, w tym ziem rzadkich, w próbkach z karbonu, pierwiastków ziem rzadkich z interwału od jury górnej do karbonu, mineralizacji kruszcowej i zawartości metali dla próbek z cechsztynu dolnego oraz analizy gęstości i porowatości z interwału od kredy górnej do karbonu.

W otworze Września IG 1 wykonano badania geofizyki wiertniczej, pomiary temperatury, pionowe profilowania sejsmiczne i pomiary średnich prędkości. W trakcie wiercenia opróbowano horyzonty w obrębie utworów jury dolnej, triasu górnego (piaskowca trzciniowego) i triasu dolnego (pstrego piaskowca), a także cechsztynu, czerwonego spągowca i karbonu. Poza tym wykonano dwie analizy próbek wody złożowej pobranych w otworze z utworów jury dolnej i ładu solnego czerwonego dolnego oraz trzy analizy próbek gazu pobranego z utworów piaskowca trzciniowego, ładu solnego czerwonego dolnego i wapienia cechsztyńskiego z czerwonym spągowcem.

W profilu otworu Września IG 1 na głęb. 4889,5–5904,2 m nawiercono znaczną miąższość utworów **karbonu**, wynoszącą 1014,7 m, nie osiągając jego spągu. Ze względu na istniejące rozbieżności w stratygrafii opracowanej na podstawie wyników badań palinologicznych i faunistycznych, na potrzeby tego tomu wykonano kompilację ww. wyników, przyjmując na głęb. 4889,5–5187,3 m występowanie westfalu D – ?stefanu (miąższość 297,8 m), a poniżej – na głęb. 5187,3–5904,2 m – wizenu górnego – namuru (miąższość niecałkowita 716,9 m). Reinterpretacja wyników badań geofizycznych wskazuje, że rzeczywista miąższość karbonu w rejonie otworu może wynosić ok. 1500 m. W profilu karbonu występują w zmiennych

proporcjach wzajemnie przelawicające się iłowce, mułowce, mułowce piaszczyste, piaskowce, piaskowce żwirowe i zlepieńce. Miąższościowo dominują mułowce, mułowce piaszczyste oraz piaskowce, a iłowce są rzadziej spotykane. Przy braku wydzielonych jednostek litostratygraficznych, w profilu opisano siedem kompleksów litologicznych hybrydowych, charakteryzujących się brakiem wyraźnej dominacji jednego typu litologicznego oraz kompleks piaskowcowy i łupkowy. Utwory karbonu są mocno zaburzone tektonicznie, upad warstw wynosi 0–60° i są spotykane brekcje tektoniczne. Występuje łupliwość (złupkowacenie kliważowe) oraz spękania (żyłki) pionowe, prawie pionowe, nachylone pod kątem 60–80°, a czasami ułożone kulisowo, wypełnione dolomit, kalcytem i rzadziej hematytem. Opisano również spękania dwukierunkowe, przebiegające pod kątem 45–70°, przesunięte przez drugi system spękań przeciwstawnych o nachyleniu 60° lub prawie pionowych. Przeanalizowano petrografię i własności petrofizyczne osadów **karbonu** obejmujących piaskowce oraz mułowce i iłowce. Piaskowce reprezentują waki, rzadziej arenity, sublityczne i subarkozowe, od drobno- do gruboziarnistych. Szkielet ziarnowy, zbudowany z kwarcu, skałeni (albit > skałeni potasowy), okruchów skał głównie wulkanicznych oraz łuszczaków, jest spojony matriksem i pseudomatriksem oraz cementami (m.in. muskowitz, illit, chloryty, ankeryt, kalcyt, syderyt). Skały te były poddane działaniu procesów diagenetycznych, głównie kompaktacji i cementacji oraz w mniejszym stopniu przeobrażaniu, zastępowaniu i rozpuszczaniu. Piaskowce należą do skał bardzo słabo porowatych (porowatość całkowita 0,40–4,86%; porowatość efektywna 0,05–3,65%) i nieprzepuszczalnych, co jest związane z dużą ilością matriksu ilastego wypełniającego szczelnie przestrzenie porowe piaskowców. Skały drobnoziarniste (iłowce, mułowce) również wykazują bardzo niskie parametry porowatości (porowatość całkowita 0,36–2,18%; porowatość efektywna 0,14–1,52%) i praktycznie brak przepuszczalności.

W otworze Września IG 1 sumaryczna miąższość utworów **czerwonego spągowca** wynosi 864,2 m. W części dolnej przewiercono 127 m (4762,5–4889,5 m) utworów czerwonego spągowca dolnego (autunu), które zasadniczo reprezentują ogniwo Obrzyckie w stropie Wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej, wykształcone jako osady piroklastyczne i epiklastyczne. Osady czerwonego spągowca dolnego dzielą się na dwie części. W dolnej, gdzie przeważa materiał piroklastyczny, występują osady z przewagą zlepieńców (tufitów aglomeratowych), tufitów piaskowcowych i tufitów popiołowych, które spoczywają na czerwono-brunatnych iłowcach karbonu. Osady piroklastyczne zostały datowane metodą Rb-Sr oraz metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na próbce biotyty ze skały wulkanicznej pobranej z interwału głębokości 4857,0–4866,0 m. Rezultaty obu datowań mieszczą się w przedziale 284,6 do 289,0 milionów lat. Natomiast w części górnej profilu czerwonego spągowca dolnego wzrasta udział materiału epiklastycznego w postaci piaskowców i drobnoklastycznych zlepieńców równi aluwialnej. Ponieważ poglądy na temat litostratygrafii utworów czerwonego spągowca dolnego ulegały w ostatnich la-

tach przewartościowaniu, w szczególności po wydzieleniu epiklastycznej, nadwulkanicznej formacji Objezierza, postuluje się włączenie górnej części profilu czerwonego spągowca dolnego do tej formacji. Powyżej, po znaczącej luce erozyjnej i rozległym czasowo hiatusie występują osady czerwonego spągowca górnego o miąższości 737,2 m (4025,3–4762,5 m), należące do dolnej formacji Drawy i górnej formacji Noteci. Osady czerwonego spągowca górnego (saksonu) są wykształcone jako piaskowce lityczne i sublityczne, najczęściej drobno- i średnioziarniste, miejscami gruboziarniste, z niewielkim udziałem osadów mułowcowych, reprezentujące osady wydmowe i międzywydmowe, sporadycznie fluwialne i plaji marginalnej. Występowanie tego rodzaju osadów eolicznych odpowiada stosunkowo regularnym cyklom sedymentacji związanym ze zmianami klimatu od suchego do bardziej wilgotnego oraz z tempem subsydencji i erozji obszaru. Piaskowce czerwonego spągowca górnego charakteryzują się barwą szarą, różową, szaroczerwoną lub brunatną. Cechą charakterystyczną jest ich kierunkowa tekstura podkreślona ułożeniem lamin o grubszym i drobniejszym ziarnie. Charakterystyczne dla najwyższej części profilu czerwonego spągowca jest występowanie większej ilości gruboziarnistego materiału, co może wskazywać na zmiany dostaw piasku w skali regionalnej w trakcie sedymentacji tych osadów. Przesłanki te wskazują także na hipotetyczny, relatywnie wysoki paleorelief obszaru, gdzie jest zlokalizowany otwór. Określona w dokumentacji wynikowej otworu Września IG 1 głębokość stropu utworów czerwonego spągowca została skorygowana po weryfikacji miąższości kompleksu białego spągowca. Przeanalizowano petrografię i własności petrofizyczne wulkanoklastycznych i epiklastycznych skał **czerwonego spągowca** dolnego (autun) oraz skał epiklastycznych **czerwonego spągowca** górnego (sakson). Skały wulkanoklastyczne są reprezentowane przez tufty litofacji lapilowej, grubopopiołowej i drobnopopiołowej. Skały epiklastyczne to przede wszystkim piaskowce, sporadycznie zlepieńce. Na podstawie badań serii autunu stwierdzono, że są to skały o genezie złożonej, utworzone jednocześnie w wyniku erupcji wulkanicznych oraz denudacji i redepozycji starszych skał wylewnych i osadowych, a efekty przemian diagenetycznych obejmowały procesy anhidrytyzacji, karbonatyzacji i sylikfikacji oraz bentonityzacji szkliwa wulkanicznego. Cechą charakterystyczną serii saksonu w otworze Września IG 1 jest występowanie miąższego pakietu piaskowców eolicznych z wkładkami fluwialnych, reprezentowanych przez arenity (rzadko waki) lityczne, sublityczne i subarkozowe. Poza kwarcem i skałeniami zawierają one liczne okruchy skał wylewnych i metamorficznych, a fragmenty skał osadowych notuje się sporadycznie. Materiał okruchowy piaskowców pochodzi głównie z denudowanych pokryw skał wylewnych autunu oraz skał karbońskich. Wśród procesów diagenetycznych za najsilniej i najdłużej działający uważa się kompaktację mechaniczną. Bardziej zróżnicowane w czasie było działanie cementacji ograniczające pierwotną porowatość osadu. Największe znaczenie dla tworzenia wtórnej porowatości miał proces rozpuszczania diegenetycznego. Piaskowce odznaczają się

właściwościami zbiornikowymi uznanymi za średnie lub słabe. Ich porowatość najczęściej wynosi ok. 9%, a przepuszczalność jest bliska zeru, wyjątkowo ok. 200 mD. Za przyczynę tak słabych właściwości petrofizycznych uważa się mikroporową strukturę przestrzeni porowych oraz obecność włóknistego illitu. Osady były infiltrowane przez roztwory porowe o odczynach zarówno alkalicznych, jak i kwaśnych. Oznaczenie wieku krystalizacji illitu pozwoliło określić końcowy etap przemian diagenetycznych w piaskowcach saksonu na wczesną kredę.

Utwory sedymentacji morskiej **cechsztynu** w otworze Września IG 1 osiągają miąższość 900,3 m i zostały stwierdzone na głębokości 3125,0–4024,5 m. Można w nich wyróżnić osady powstałe we wszystkich czterech cyklotemach – od PZ4 do PZ1, odpowiadających cyklotemom Aller, Leine, Strassfurt i Werra z basenu niemieckiego. Po między kompleksem czterech cyklotemów **cechsztynu** a osadami czerwonego spągowca występuje cienka warstwa osadów białego spągowca (o miąższości ok. 0,8 m; w przedziale 4023,5–4024,5 m), powstałych najprawdopodobniej w środowisku sedymentacji w strefie linii brzegowej (w fazie małych riplemarków, być może w środowisku równi pływowej morza **cechszyńskiego** oraz w wyniku re-sedymentacji niezdiagnozowanych osadów lądowych). Do białego spągowca zaliczono piaskowce, które cechują się ciemnoszarą lub jasnoszarą barwą z różowym odcieniem oraz obecnością różnych typów warstwowań poziomych oraz przekątnych tabularnych, o płaskich powierzchniach granicznych w przeciwieństwie do zalegających niżej piaskowców barwy jasnobrunatnej, które zaliczono do czerwonego spągowca. W górnych partiach biały spągowiec zawiera bardzo ubogą, reliktową mineralizację siarczkową, reprezentowaną przez nieregularne ziarna chalkozynu oraz nieliczne skupienia pirytu i charakteryzuje się relatywnie niską zawartością miedzi i metali towarzyszących. Z uwagi na silną dezintegrację rdzeni określenie głębokości spągu białego spągowca (stropu czerwonego spągowca) ma charakter przybliżony. Ponad osadami białego spągowca występuje łupek miedzionośny, o znikomej miąższości (2 cm; brak rdzenia), wykształcony w postaci łupka marglistego o ostrym, lecz nierównym kontakcie z niżej leżącymi piaskowcami. Jego powstanie było najprawdopodobniej związane z krótkotrwałym epizodem sedymentacji utworów o anoksycznej genezie, prawdopodobnie wskutek szybkiego spłycenia środowiska sedymentacyjnego. W profilu **cechsztynu** w otworze stwierdzono obecność dwóch poziomów utworów węglanowych o niewielkiej miąższości: wapienia **cechszyńskiego** (Ca1 – miąższość ok. 2,0 m) i dolomitu głównego (Ca2 – miąższość 3,5 m), natomiast nie występuje tu dolomit płytowy (Ca3). Osady węglanowe są rozdzielone utworami ewaporatowymi wykształconymi głównie w facjach siarczanowych (anhydryt) i chlorkowych (sól kamienna (halit) i soli potasowych (selwinit)). Otwór Września IG 1 jest zlokalizowany w centralnej części basenu, gdzie miąższość ogniw węglanowych jest niewielka, natomiast ewaporaty (w szczególności sole kamienne) osiągają bardzo duże miąższości. Osady wapienia **cechszyńskiego** (Ca1) są wykształcone głównie jako szare wapniste

dolomity i wapienie dolomityczne o strukturze gruzelkowej (wyższa część profilu) i masywne z laminami ilastymi i stylolitami (niższa część profilu), zawierające liczne gruzły anhydrytowe. Otwór Września IG 1 znajduje się najprawdopodobniej w obrębie litofacji ziarnistej (przeważają ooidy i onkoidy), na skłonie śródbasenowej płycizny Ca1 okresowo wynurzanej ponad poziom morza. Dolną i środkową część Ca1 cechuje przewaga mineralizacji chalkopirytowej nad sfalerytem i pirytem, a górną – przewaga mineralizacji sfalerytowej nad chalkopirytem i galeną. Zawartość miedzi i metali towarzyszących w dolnej części Ca1 jest wyższa niż w stropowej partii białego spągowca, lecz nie ma wartości ekonomicznej. Dolomit główny (Ca2) jest wykształcony jako ciemnoszare gęsto horyzontalnie laminowane materiałem ilastym węglany, ze zdecydowaną przewagą kalcytu. Obserwuje się mniej lub bardziej horyzontalnie laminowane madstony, budowane przez grubsze nieregularne laminy węglanowe i cienkie czarne laminy prawdopodobnie wzbogacone w materię organiczną i minerały ilaste. Laminowane madstony są pocięte pionowymi żyłkami kalcytowymi o różnej grubości, z których najgrubsze są wypełnione grubokrystalicznym kalcytem.

Otwór Września IG 1 jest położony, w obecnym planie struktur mezozoicznych, na pograniczu monokliny przed-sudeckiej i synklinorium szczecińsko-miechowskiego, w strefie największych miąższości triasu. Miąższość ta wynosi tutaj 1786,0 m, a utwory **triasu** występują w przedziale głębokości 1339,0–3125,0 m. Interwał triasowy rdzeniowany był jedynie w niewielkim zakresie (średnio ok. 9%), w największym stopniu w przypadku pstrego piaskowca, a najmniejszym – wapienia muszlowego. Opis litologiczny oraz stratygrafia triasu przedstawione w niniejszym tomie opierają się na danych z dokumentacji wynikowej otworu, analizie krzywych geofizyki otworowej, dostępnych rdzeni i regionalnej analizie innych archiwalnych otworów wiertniczych. Niewielkie korekty, aktualizujące stratyografię, dotyczyły rezygnacji z wydzielenia retyku, o niejasnym statusie (lito- vs. chronostratygraficznym), drobnej korekty stropu piaskowca trzciniowego, zmianie spągu triasu górnego poprzez wyłączenie z niego kajpru dolnego, a wprowadzenie triasu środkowego i dolnego, wreszcie wprowadzenie pojęcia „formacji” retu, „formacji” ilastej, a także formacji pomorskiej i bałtyckiej. Dolny wapień muszlowy został podzielony na warstwy margliste i faliste. Ze względu na ubóstwo przesłanek chronostratygraficznych zrezygnowano z wydzielenia pięter w profilu.

Profil **pstrego piaskowca**, o sumarycznej miąższości 748,5 m (przedział głębokości 2376,5–3125,0 m), rozpoczyna formacja bałtycka o miąższości 341,0 m, która tworzy kompletną sukcesję pstrego piaskowca dolnego. Jest ona odpowiednikiem formacji Calvörde i Bernburg we wschodnich Niemczech. Budują ją iłowce i mułowce ciemnoczerwono-brązowe z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców w dolnej części jednostki oraz przewarstwieniami wapieni w jej części środkowej. W niższej części formacji, skała ma charakter heterolitu ilasto-mułowcowego laminowanego faliście lub soczewkowo ze szczelinami z wysychania, synerezyjnymi oraz dajkami klastycznymi, a w

najwyższej części iłowce są głównie masywne i występują nieliczne konkracje anhydrytu. Leżącą wyżej formację pomorską o miąższości 141,5 m, zaliczaną do pstrego piaskowca środkowego i odpowiadającą generalnie formacji Volpriehausen we wschodnich Niemczech, rozpoczyna niezbyt miąższy kompleks piaskowcowy (13 m) i cienki kompleks wapieni (8 m). Zalegająca ponad nimi zasadnicza część formacji jest zbudowana z naprzemianległych kompleksów brązowoszarych lub szarych wapieni i brązowo-ciemnoczerwonych iłowców. W części kompleksu, gdzie występują wapienie pylaste i oolitowe ze smugami mułowcowymi oraz stylolitami, zidentyfikowano, na podstawie pomiarów naturalnego promieniowania gamma na próbkach rdzeni, wysokie wartości tego parametru. Tak wysokie wartości naturalnego promieniowania gamma są anomalne dla osadów węglanowych i wiążą się prawdopodobnie z podwyższoną zawartością uranu. Depozycja osadów formacji pomorskiej zachodziła w płytkiej morskiej lagunie, w nieco głębszych, stabilniejszych warunkach niż panujące podczas (płytkomorskiej i przybrzeżnej) depozycji formacji bałtyckiej. Profil pstrego piaskowca środkowego kończy nieustanowiona formalnie tzw. „formacja” ilasta, o miąższości 141,5 m. Budują ją iłowce i mułowce głównie brązowo-czerwone z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych. Udział piaskowców maleje ku górze profilu. Depozycja odbywała się na równi piaszczysto-muławej, początkowo o charakterze równi przybrzeżnej, a później prawdopodobnie dystalnej równi aluwialnej lub playi. Pstry piaskowiec górny konstituuje w otworze Września IG 1 nieustanowiona formalnie tzw. „formacja” retu o miąższości 124,5 m. Formację rozpoczyna kompleks piaskowcowo-ilasty, w którym dominują piaskowce, a w najwyższej części – iłowce. Wyższa część wydzielenia jest wykształcona w typowej postaci ewaporatowo-węglanowo-ilastej i obejmuje dwa kompleksy anhydrytowe, rozdzielone warstwą wapieni dolomitycznych i iłowców, nad którymi zalega kompleks iłowców ciemnoszarych z przewarstwieniami dolomitów i wapieni, przechodzący ku górze w kompleks wapieni z przewarstwieniami dolomitów i iłowców. Osady te dokumentują uaktywnienie się połączeń z oceanem Tetydy i rozwój płytkiego szelfu ewaporatowo-ilastego.

Wapień muszlowy w otworze Września IG 1 zalega na głęb. 2102,5–2376,5 m (miąższość 274,0 m). Otwór jest położony w strefie największych miąższości tej jednostki i nawierca wszystkie trzy podgrupy: wapień muszlowy dolny, środkowy i górny. Wapień muszlowy dolny, o miąższości 173,5 m, stanowi zasadniczą część profilu całej grupy. Został podzielony na część dolną, zbudowaną z margli z przewarstwieniami wapieni (warstwy margliste), oraz część górną, zbudowaną z wapieni marglistych i wapieni (warstwy faliste). Warstwy margliste są odpowiednikiem dolnych warstw gogolińskich obszaru śląsko-krakowskiego, a w obrębie warstw falistych można skorelować wydzielenia odpowiadające ławicom oolitowym, ławicom terebratulowym i ławicom piankowym, które można prześledzić od Brandenburgii poprzez Wielkopolskę po Śląsk. Wapień muszlowy środkowy, o miąższości 52,0 m, jest wykształco-

ny jako sukcesja ilasto-anhydrytowo-dolomitowa z przewarstwieniami wapieni i margli. Wapienie, iłowce i anhydryty mają barwę szarą do ciemnoszarej, w przeciwieństwie do jasnoszaro-żółtych dolomitów. Charakterystyczne są laminacje smużyste iłowców i anhydrytów w dolomitach, dolomitów w anhydrytach oraz iłowców i margli w wapieniach. Sukcesja wapienia muszlowego górnego o miąższości 48,5 m wykazuje wyraźne zmniejszanie się udziału wapieni ku górze profilu na rzecz dominacji iłowców. Wapień muszlowy był deponowany w płytkim morzu epikontynentalnym, połączonym z oceanem Tetydy, początkowo (głównie w anizyku) przez bramy wschodniokarpacką i śląsko-morawską w południowo-wschodniej części basenu, a później (w lądynie) przez bramę burgundzką w południowo-zachodniej części basenu. Z tego względu najbardziej otwartomorskie warunki w mezozoicznym basenie Niżu Polskiego panowały podczas depozycji wapienia muszlowego dolnego. Takie warunki nie pojawiły się już później ze względu na dużą odległość od aktywnego połączenia z oceanem.

Otwór Września IG 1 charakteryzuje się pełnym wykształceniem wszystkich wydzielen **kajpru** zachodniej Polski, których sumaryczna miąższość osiąga tu 763,5 m (przedział głębokości 1339,0–2102,5 m). Profil rozpoczynają warstwy sulechowskie kajpru dolnego (miąższość 90,5 m), zbudowane głównie z iłowców i mułowców z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców. Ich depozycja zachodziła na równi fluwialno-deltowej, obrzeżającej wycofujący się epikontynentalny zbiornik morski. Warstwy gipsowe dolne, rozpoczynające kajper środkowy, budują głównie ciemnoszare iłowce z przewarstwieniami i wtrąceniami anhydrytów i dolomitów ilastych. Przewarstwienia te najprawdopodobniej koncentrują się w najniższej części wydzielenia i można by je korelować z tzw. dolomitom granicznym – odpowiadającym ostatniej znaczniejszej transgresji morskiej na obszar mezozoicznego basenu Niżu Polskiego. Leżące wyżej iłowce były deponowane w płytkiej lagunie o podwyższonym zasoleniu, być może o charakterze sebhyy. Piaskowiec trzcinyowy (miąższość ok. 76,0 m) obejmuje w najniższej części naprzemianległe warstwy piaskowców i iłowców. Powyżej występuje kompleks szarych, jasnoszarych i zielonoszarych piaskowców drobnoziarnistych z przewarstwieniami iłowców ciemnoszarych, w najwyższej części pstrych, o sumarycznej miąższości 37,0 m. Piaskowce są miejscami warstwowane przekątnie oraz laminowane smużysto, zawierają pył kaolinowy, miejscami są dolomityczne. Sukcesję kończy w stropie warstwa brązowego masywnego iłowca. Piaskowiec trzcinyowy jest interpretowany jako osad powstały w systemie fluwialno-deltowym podczas epizodu zwilgotnienia klimatu w późnym triasie. Trudna do określenia jest granica pomiędzy utworami piaskowca trzcinyowego a leżącą wyżej sukcesją warstw gipsowych górnych, wykształconą również głównie w postaci iłowców. Warstwy te, o miąższości ok. 141,5 m, są zbudowane w niższej części z czerwonych iłowców z wtrąceniami anhydrytów, które przechodzą w stropie w naprzemianległe warstwy iłowców szarych i anhydrytów. Kajper środkowy kończą nierozdzielone

w otworze warstwy zbąszyneckie i jarkowskie (miąższość 277,5 m), zbudowane z masywnych iłowców i mułowców ilastych ciemnoczerwono-brązowych i szarozielonych, miejscami plamistych, niekiedy dolomitycznych. Miejscami występują cienkie przewarstwienia zlepieńców iłowcowo-węglanowych. Profil kajpru, a tym samym triasu, kończą warstwy wielichowskie o miąższości 46,0 m, zaliczane do kajpru górnego. Budują je iłowce ciemnoszare z przewarstwieniami jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych i mułowców. Sukcesja wyższego triasu od warstw gipsowych górnych po warstwy wielichowskie dokumentuje stopniową pluwializację środowiska – od klimatu suchego, poprzez środowisko dystalnej równi aluwialnej klimatu półsuchego, kończąc na systemie fluwialnym, prawdopodobnie już wilgotniejszego klimatu, o wyraźnym podziale na strefy korytowe i pozakorytowe.

Profil **jury** w otworze Września IG 1 wydzielono na głęb. 210,0–1339,0 m (miąższość 1129,0 m). Obejmuje on utwory jury dolnej, środkowej i górnej, które leżą w ciągłości sedymentacyjnej z utworami triasu górnego w spągu, natomiast przykryte są utworami wyższej kredy dolnej w stropie. Opis litologiczny oraz stratygrafię jury oparto na danych z dokumentacji wynikowej otworu, analizie krzywych geofizyki otworowej, korelacjach z pobliskimi archiwalnymi otworami wiertnicznymi oraz informacjach z nielicznych dostępnych rdzeni.

Profil **jury dolnej** w otworze (miąższość 359,0 m, przedział głębokości 980,0–1339,0 m) obejmuje wszystkie jednostki chrono- i litostratygraficzne jury dolnej Polski centralnej, przy czym ich miąższość jest zredukowana w stosunku do osiowej części basenu sedymentacyjnego. Profil jury dolnej rozpoczynają utwory formacji zagajskiej wiekowo odpowiadającej hetangowi (miąższość 74,0 m), wykształconej jako głównie piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, z wkładką mułowca. Są to prawdopodobnie osady równi zalewowych lub/i jeziorno-bagiennie. Wydzielona powyżej formacja ostrowiecka (miąższość 60,0 m), reprezentująca utwory synemuru, jest wykształcona w postaci drobnoziarnistych piaskowców zailonych i mułowców piaszczystych w części niższej oraz piaskowców drobno- i średnioziarnistych, jasnoszarych w części wyższej. Prawdopodobnie są to utwory płytkomorskie (w części niższej) oraz osady kanałów deltowych i rzecznych (w części wyższej). W utworach plienschachu wyodrębniono formację gielniowską (w części dolnej) i formację drzewicką (w części górnej). Formacja gielniowska (miąższość 30,0 m) obejmuje głównie ciemnoszare utwory mułowcowe i iłowcowe, w części środkowej piaszczyste z wkładką piaskowca. Najprawdopodobniej są to utwory o genezie płytkomorskiej i przybrzeżnej. Formacja drzewicka (miąższość 76,0 m) jest wykształcona w dolnej połowie jako jasnoszare piaskowce drobno- i średnioziarniste, a powyżej występują dwa kompleksy skał mułowcowo-iłowcowych barwy szarej, rozdzielone wkładką piaskowca. Wyższy z tych kompleksów wykazuje stopniowe zmniejszanie się wielkości ziarna ku górze, a w stropie formacji występuje kompleks piaskowców. Utwory te powstały w środowisku lądowym, głównie rzeczonym, a w wyższej części być może również bagiennie-

-jeziornym. Powyżej występuje formacja ciechocińska, obejmująca skały toarku dolnego (miąższość 77,0 m), o przewadze iłowców i mułowców, rozdzielone w części środkowej kilkumetrowym kompleksem skał bardziej piaszczystych. Profil jury dolnej kończy formacja borucicka toarku górnego (miąższość 37,0 m) obejmująca kompleks piaskowców drobnoziarnistych, które powstały w środowisku rzeczonym.

Jura środkowa została wydzielona w przedziale głębokości 875,0 – 980,0 m (miąższość 105,0 m), typowym dla tego rejonu, przy czym brak jest w profilu utworów aalenu i bajosu. Profil jury środkowej rozpoczynają utwory batonu dolnego (miąższość 103,5 m), zawierające w niższej części poziomy z fauną amonitową, niegdyś zaliczane do najwyższego bajosu górnego. Profil batonu w dolnym odcinku jest wykształcony jako iłowce i iłowce mułowcowe, ciemnoszare, ze szczątkami fauny, ku górze przechodzące w mułowce, w wyższej części z bardzo liczną fauną małży oraz amonitami z rodzaju *Oecotraustes*. W batonie środkowym skały zaczynają wykazywać większą piaszczystość niż w batonie dolnym. Baton górny jest wykształcony w dolnej części głównie jako utwory iłowcowo-mułowcowe, a jego górny odcinek jest zbudowany z piaskowców i mułowców piaszczystych. Profil jury środkowej kończą utwory keloweju o miąższości ok. 1,5 m, obejmujące wapienie piaszczyste (w dolnej części), a wyżej margle/mułowce margliste.

W otworze Września IG 1 stwierdzono pełny **profil jury górnej** o miąższości 665,0 m (przedział głębokości 210,0–875,0 m). Rozpoczynają go utwory oksfordu o miąższości 130,5 m (strop przyjęto hipotetycznie na podstawie mikrofauny i za ICS), wykształcone w większości w postaci zwięzłych wapieni gąbkowych o charakterze wapieni skalistych, z gniazdami kalcytu, wkładkami marglisto-ilastymi i nalotami chlorytowo-żelazistymi przy spągu. Utwory oksfordu zostały wydzielone jako formacja wapieni gąbkowych (I). Kimeryd, o miąższości 475 m, w dolnym odcinku jest wykształcony jako utwory wapienne i wapienno-margliste (kimeryd dolny), w górnym jako margle (kimeryd górny). Kimeryd dolny, o miąższości 384,0 m, jest podzielony na dwie formacje: ?formację oolitową (IV) o miąższości 164,5 m, wykształconą jako wapienie o zmiennej porowatości, prawdopodobnie twarde, zwięzłe, z wkładkami skał bardziej przepuszczalnych oraz formację wapienno-marglisto-muszlownicą (V), wykształconą naprzemiennie jako bardziej zwięzłe i porowate wapienie, wapienie margliste i margle (miąższość 219,5 m). W obu typach litologicznych występują struktury spływowo oraz wkładki muszlowniców małżowych. Wyższy odcinek profilu jury górnej, o miąższości 130,5 m to utwory formacji pałuckiej, wykształconej głównie jako margle. Obejmuje ona kimeryd górny, tyton dolny oraz znaczną część tytonu górnego. Utwory najwyższego kimerydu wykazują większą wapnistość niż tytonu dolnego. Kończąca profil jury górnej wyższa część tytonu górnego (miąższość 20,0 m) wykształcona jest jako wapienie, miejscami z oolitami oraz z wkładkami margli. Jest to niższa część formacji kcyńskiej. Przepuszczalnie w stropie tego wydzielenia występuje po-

wierzchnia erozyjna, gdyż w profilu otworu brak jest wyższych ogniw formacji keyńskiej, zaliczanych do najniższej kredy.

Utwory **kredy** występują na głębokości 82,0–210,0 m i mają miąższość 128,0 m. Odcinek ten nie był rdzeniowany, stąd stratygrafia kredy została ustalona na podstawie opisu próbek okruszowych i pomiarów geofizyki wiertniczej w porównaniu z sąsiednimi otworami wiertniczymi. **Kredę dolną** o miąższości 77,5 m, leżącą z luką stratygraficzną na skałach jury górnej, stwierdzono na głębokości 132,5–210,0 m. Wyróżniono formację włocławską (prawdopodobnie transgresywne utwory hoterywu, piaskowce z wkładkami iłowców i mułowce) oraz formację mogileńską (barrem – alb środkowy) reprezentowaną prawdopodobnie przez wszystkie trzy ogniw: pagórczańskie (barrem?, piaskowce o miąższości zaledwie 2,5 m), goplańskie (mułowce i piaskowce mułowcowe o miąższości 5,0 m) i kruszwickie (piaski drobnoziarniste, gruboziarniste i różnoziarniste, z domieszką żwiru, miąższości 57,0 m). Ponad formacją mogileńską leżą transgresywne utwory marglisto-piaszczyste z fosforytami albu górnego. Skały kredy dolnej, bezwapienne, były deponowane na obszarze płytkiego szelfu silikoklastycznego. Utwory **kredy górnej** stwierdzono na głębokości 132,5–82,0 m. Mają one miąższość 50,5 m, obejmują interwał cenoman–turon, i były deponowane na obszarze szelfu węglanowego i węglanowo-krzemionkowego na SW od bruzdy śródpolskiej. W cenomanie (13,5 m miąższości) są to margle i wapienie z wkładkami wapieni marglistych, a w turonie (37,0 m miąższości) wapienie, wapienie margliste, a w stropie opoki. W profilu kredowym otworu Września IG 1 nie występują wyższe piętra kredy górnej. Górna granica kredy jest erozyjna. Sedymentacja w późnej kredzie trwała na tym obszarze najprawdopodobniej po mastrycht włącznie, ale inwersja tektoniczna obszaru monokliny przedsudeckiej spowodowała usunięcie zdeponowanych utworów.

Miąższość utworów **kenozoiku** w otworze wynosi w sumie 82 m, z tego 50 m przypada na **czwartorzęd**, 26,5 m na **neogen**, a 5,5 m na **paleogen**. Utwory **paleogenu** w rejonie otworu są reprezentowane przez drobnoziarniste piaski glaukonitowe barwy ciemno-rdzawej oraz szare mułki i brunatne ily, zaliczane do oligocenu. Osady **neogenu** rozpoczynają utwory miocenu środkowego wykształcone w rejonie otworu w postaci szarobrunatnych iłów z lignitem lub mułków ilastych w spągu, wyżej piasków drobnoziarnistych i różnoziarnistych, szarych mułków z cienkimi wkładkami węgla brunatnego. Ponad nimi zalegają utwory miocenu górnego – pliocenu, wykształcone jako ily szare, niebieskie, zielone i pstre, z przewarstwieniami piasków, mułków i z cienkimi wkładkami węgla brunatnego (formacja poznańska). Utwory **czwartorzędu** obejmują generalnie plejstocenijskie osady glacjałów.

Na obszarze, w którym wykonano otwór Września IG 1 można wyróżnić dwa odrębne systemy naftowe. Pierwszy, **niekonwencjonalny system naftowy**, jest reprezentowany przez dolnopermskie zwięzłe piaskowce czerwonego spągowca oraz karbońskie piaskowce i łupki. Za skały macierzyste dla systemu karbońsko-dolnopermskiego uznaje się

łupki mułowcowo-iłowcowe karbonu. Archiwalne i nowe badania TOC sugerują występowanie trzech kompleksów o podwyższonej zawartości TOC w obrębie karbonu, osiagających lub niewiele przekraczających 1% w przypadku próbek mułowców i iłowców. Wyniki archiwalnych i nowych analiz geochemicznych (w tym RockEval) wskazują, że dojrzałość termiczną kompleksów karbońskich można określić jako przejrziałą. Drugi, **konwencjonalny system naftowy**, obejmuje cechsztyńskie utwory dolomitu głównego, przy czym za skały macierzyste uważa się utwory płytkowodnej platformy węglanowej, a konkretnie jej skłonów. W otworze Września IG 1 nawiercono zaledwie 3,5 m utworów dolomitu głównego, wykształconych w formie równi basenowej jako ciemnoszare dolomity i nie stwierdzono by miały one cechy skały macierzystej.

Modelowania **historii termicznej i warunków pogrzebania** dla otworu Września IG 1 oparto o dane stratygraficzne, litologiczne, wielkości erozji wraz z ich ramami czasowymi, dane paleogeograficzne, paleobatymetryczne oraz współczesnego przepływu ciepła i paleoprzepływu ciepła. Wykorzystano ponadto dane na temat współczesnych temperatur w otworach i dojrzałości materii organicznej skał. Historia pogrzebania w otworze zamyka się w ramach czasowych od karbonu włącznie do czwartorzędu, z trzema niewielkiej skali lukami erozyjnymi. Obejmuje kilka faz szybkiego pogrzebania (karbon, perm, wczesny trias i późna jura) i nieco wolniejszego w okresie od środkowego triasu do początku wczesnej późnej jury, a także małoskalowego wypiętrzania oraz jedną fazę stagnacji. W permie, w wyniku pogrzebania, utwory karbonu znalazły się w górnym oknie ropnym. We wczesnym triasie w zakresie górnego okna ropnego weszły utwory dolnopermskie, a utwory karbonu w tym okresie osiągnęły główne okno ropne, a później górne okno ropne, kondensatu i gazu suchego. Z końcem jury środkowej górna część profilu permu znalazła się w głównej strefie okna ropnego. Wyniki modelowania wskazują, że strefa kondensatu obejmuje swoim zasięgiem cały interwał permu górnego oraz znaczną część permu dolnego. Strefa gazu suchego pokrywa z kolei dolny fragment interwału permu dolnego oraz cały karboński interwał litologiczny.

Od początku lat 70. w promieniu 10 km od otworu Września IG 1 pomierzono ponad 80 profili sejsmicznych, w tym najnowsze w 2011 i 2019 r. Do interpretacji wybrano fragment zlokalizowanego w bliskim sąsiedztwie otworu **profilu sejsmicznego** wykonanego w 2019 r. o przebiegu SW–NE. Na profilu wyznaczono, wykorzystując m.in. profil litologiczny otworu, horyzonty sejsmiczne korelowane ze stropem warstw: karbonu, permu dolnego (czerwonego spągowca), permu górnego (cechsztynu), triasu dolnego, środkowego i górnego, jury dolnej, środkowej i górnej, kredy dolnej, a także horyzont związany z regionalną powierzchnią erozyjną, będący w tym obszarze stropem osadów kredy górnej. W wyniku problemów technicznych w trakcie wykonywania pomiarów w otworze, pomiary krzywej akustycznej oraz pionowego profilowania sejsmicznego nie objęły całego przedziału głębokości, co wpłynęło na niepewność korelacji trzech najgłębiej położo-

nych horyzontów na obrazie sejsmicznym. W obrębie utworów karbonu, pomimo obniżonej jakości obrazu falogowego, zarejestrowane horyzonty sejsmiczne układają się zgodnie z leżącymi wyżej warstwami i nie stwierdzono widocznych ciągłych deformacji. Nie można natomiast wykluczyć obecności uskoku naruszającego strop czerwonego spągowca i być może strop karbonu. Zmiana miąższości widoczna jest dopiero w warstwie triasu górnego, gdzie 5–6 km (i dalej) na NE od otworu zaznacza się wyklinowanie horyzontów sejsmicznych. Może to być związane ze znacznymi ruchami tektonicznymi, które miały miejsce w czasie trwania noryku i retyku. Podobne zmiany miąższości, wynikające z syndepozycyjnych ruchów tektonicznych, związanych prawdopodobnie z powstawaniem garbu wielkopolskiego, można zaobserwować w obrębie osadów jury dolnej. Jura środkowa w otworze i obszarach wyniesionych charakteryzuje się skróconym profilem. Miąższość kredy dolnej nie ulega zmianom wzdłuż interpretowanego profilu. Określenie pierwotnej miąższości osadów kredy górnej nie jest możliwe, gdyż po późnokredowo-paleocenojskiej inwersji bruzdy śródpolskiej nastąpiła głęboka erozja. W NE części profilu (ok. 6–7 km i dalej na NE od otworu) wyraźnie zaznacza się ścięcie horyzontów sejsmicznych, które od góry są ograniczone ciągłym refleksem. Stanowi on regionalną powierzchnię erozyjną, która równocześnie wyznacza strop kredy górnej, na którym niezgodnie zalegają osady kenozoiczne.

Otwór Września IG 1 pierwotnie zaprojektowano na głębokość 4500 m. W toku realizacji wiercenia okazało się, że głębokości zalegania poszczególnych formacji geologicznych występują głębiej niż zakładano, w związku z powyższym zaprojektowano głębinie otworu do 6000 m w celu pełniejszego rozpoznania utworów podpermskich. Po osiągnięciu 5904,2 m na skutek awarii otwór został zakończony, nie osiągając głębokości projektowej. W związku z tym w interwale głębokości 5350–5904 m nie wykonano **pomiarów geofizyki wiertniczej**. W utworach cechsztynu na głębokości od 3158 do 3960 m ze względu na problemy techniczne podczas wiercenia nie wykonano pomiarów w boscym otworze. Na tym odcinku wykonano jedynie pomiary gamma i neutron-gamma w zarurowanym otworze. **Pomiary geofizyki wiertniczej** zrealizowano w 10 etapach pomiarowych w interwale głębokości 0–5350 m. Pomiary zostały wykonane niekalibrowaną aparaturą pomiarową, przez co pomierzone wartości nawet w tym samym odcinku dają odmienne wyniki na skutek odmiennych parametrów technicznych sondy, co znacząco utrudnia dalsze analizy matematyczne danych. Ponadto uzyskane wyniki są obciążone dodatkowym błędem z powodu złego stanu ścian otworu, licznych kawern. Najdłuższe odcinki o złym stanie otworu występują w kompleksach silnie zailonnych (kompleks kenozoiku, górne partie jury górnej, jura środkowa, trias górny i utwory czerwonego spągowca). W kompleksach czerwonego spągowca dolnego i karbonu średnica odwiertu niewiele różni się od średnicy nominalnej, co dowodzi braku wymię na tym odcinku. Liczne odcinki skawernowania znacząco wpłynęły na stan zacementowania rur w otworze. Interpretacja uzyskanych

krzywych geofizycznych pozwoliła na wyznaczenie dla wybranych warstw piaskowcowych o potencjale zbiornikowym następujących parametrów: zailenia, porowatości, mineralizacji wody złożowej, współczynnika nasycenia wodą i określenia oporności wody złożowej. Wyniki tych analiz z powodu złego stanu ścian otworu są obciążone dużą niepewnością. Dodatkowym utrudnieniem było wykonanie profilowania akustycznego tylko w odcinku od 910 do 3150 m głębokości, w związku z czym tylko w tym odcinku możliwe było wyliczenie wszystkich wspomnianych wyżej parametrów. Wysokie **wartości zailenia** występują w dolnej części kenozoiku, w niższej kredzie dolnej, wyższej jurze górnej, jurze środkowej, fragmentarycznie w niższej części jury dolnej, w triasie górnym, fragmentarycznie w triasie środkowym, w niższych partiach triasu dolnego, czerwonym spągowcu dolnym (gdzie wskazania krzywej gamma są jednak zawyżone przez obecność utworów wulkanicznych) oraz karbonie. Wysokie wartości **porowatości** stwierdzono w kompleksach piaszczystych jury dolnej, o dość wysokim współczynnika nasycenia wodą, oraz triasu górnego. Według pomiarów inklinometrem otwór do głębokości 3100 m był prosty, głębiej wychylenie zwykle wzrastało. Punktowe pomiary **temperatury** maksymalnej na dnie otworu wykonywano podczas pomiarów geofizycznych, następnie wykonano pomiar ciągły temperatury w interwale 5100–5350 m (maksymalna wartość 171°C). Profilowanie temperatury przy ustalonej równowadze termicznej wykonano po 10-dniowej stojce otworu, w przedziale głębokości 210–2705 m (maksymalna wartość 105°C). Oszacowane na tej podstawie wartości gradientu geotermicznego zawierają się w przedziale 2,8–4,0°C/100 m, przy czym niższe wartości gradientu zanotowano w utworach kredy i jury, a wyższe – triasu.

Pomiary pionowych profilowań sejsmicznych (VSP) w otworze Września IG 1 zostały wykonane dla przedziału głębokości od 0 do 2775 m, w 15-metrowych interwałach głębokościowych, co odpowiada poziomom stratygraficznym od czwartorzędu do spągowych serii triasu dolnego. Na podstawie wyników pomiarów wyznaczono poszczególne kompleksy prędkościowe, a w szczególności ich wartości średnie poprzez zastosowanie procedury wygładzenia pomiarów czasu w celu eliminacji wpływu przypadkowych skoków wartości wywołanych błędami pomiarowymi. Krzywe wygładzone posłużyły do wyznaczenia stref o maksymalnej zmienności wartości prędkości średnich, które odpowiadają granicom poszczególnych kompleksów prędkościowych. Stwierdzono, że prędkość średnia, obliczona jako pochodna czasu pomierzonego, jest zależna od zmienności litologicznej poziomów stratygraficznych rozpoznanych w profilu otworu Września IG 1 i odzwierciedla budowę geologiczną w jego najbliższym otoczeniu. Uzyskane dla otworu Września IG 1 wartości prędkości wygładzonych, interwałowych i kompleksowych pozwoliły na wyznaczenie granic szeregu kompleksów prędkościowych związanych ze zmianami litologicznymi obejmującymi wydzielenia stratygraficzne od czwartorzędu do pstręgo piaskowca dolnego (trias dolny). Najwyższe wartości prę-

kości kompleksowych zaobserwowano w wapieniach oolitowych jury górnej oraz wapieniach i piaskowcach pstrego piaskowca dolnego. Największy ujemny kontrast prędkościowy jest natomiast widoczny w obrębie jury dolnej, gdzie dominują iłowce i mułowce. Zidentyfikowane granice kompleksów pozwolą na dowiązanie najwyraźniejszych odbić refleksyjnych na profilach sejsmicznych do odpowiednich jednostek litostratygraficznych i prawidłowe opracowanie interpretacji sejsmicznych w rejonie otworu Września IG 1.

Zgodnie z podziałem regionalnym zwykłych wód podziemnych otwór Września IG 1 jest położony w regionie wodnym Warty. **Wody podziemne słodkie** (zwykle) występują w tym rejonie w obrębie trzech pięter wodonośnych: czwartorzędowego, neogeńsko-paleogeńskiego oraz kredowego, przy czym piętro neogeńsko-paleogeńskie pełni tu rolę głównego użytkowego piętra wodonośnego. Poza strefą występowania wód słodkich (zwykłych) w omawianym otworze występują piętra wodonośne jurajskie i permskie. Zakres badań hydrogeologicznych wykonanych w trakcie wiercenia otworu Września IG 1 obejmował opróbowanie wód do badań fizyczno-chemicznych z wodonośnych poziomów występujących w utworach jury i permu, natomiast płytsze poziomy wodonośne nie były opróbowywane. Czwartorzędowe i neogeńsko-paleogeńskie piętra wodonośne pięter są opróbowywane w otworach obserwacyjnych na stacji hydrogeologicznej PIG-PIB Borówiec, położonej ok. 30 km na zachód od otworu Września IG 1. Piętro czwartorzędowe obejmuje dwa płytko występujące poziomy wodonośne – przypowierzchniowy (gruntowy) i międzyglinowy środkowy (wielkopolskiej doliny kopalnej), odpowiednio na głębokości 0,5–16,0 m i ok. 50 m, które nie posiadają znaczenia użytkowego w lokalizacji otworu. Są to wody słodkie (mineralizacja 0,20–0,65 g/dm³), przeważnie średnio twarde, z nieco podwyższoną zawartością związków żelaza i manganu oraz amoniaku. Neogeńsko-paleogeńskie piętro wodonośne tworzą, pozostające w kontakcie hydraulicznym w rejonie otworu, poziomy mioceński (piaski na głębokości 57,5 m, o miąższości 9 m w otworze, izolowane warstwą glin zwałowych) i oligoceński (nie występuje w otworze). Wchodzą one w skład GZWP nr 143, tj. Subzbiornika Inowrocław–Gniezno. W poziomie mioceńskim występują wody słodkie typu HCO₃-SO₄-Ca, o odczynie pH w zakresie 7–9, mineraliza-

cji 0,26–0,80 g/dm³, przeważnie twarde i o podwyższonej zawartości związków żelaza i manganu. Kredowe piętro wodonośne tworzą spękane osady marglisto-wapienne turonu i cenomanu, stwierdzone w otworze Września IG 1 na głębokości 82 m, miąższości 50,5 m. Występują w nim wody słodkie (mineralizacja 0,2–0,4 g/dm³), miękkie lub średnio twarde, o podwyższonej zawartości związków żelaza i manganu. Znacznie głębiej występujące jurajskie piętro wodonośne obejmuje szereg poziomów piaskowców w obrębie jury dolnej i występują w nim wody o stosunkowo wysokiej mineralizacji, sięgającej 63,2 g/dm³ (**solanka**) w najgłębszej części. Jako piętro permskie można wyróżnić w otworze Września IG 1 poziom iłowców z domieszkami soli i ilitu w najniższej części cechsztyńskiego cyklotemu Aller, gdzie odnotowano niewielki przypływ **solanki** o bardzo wysokiej mineralizacji (405 g/dm³).

W trakcie oraz po zakończeniu wiercenia, w celu zbadania skał zbiornikowych pod kątem występowania w nich ropy naftowej i gazu ziemnego, **opróbowano** poziomy czerwonego spągowca, cechsztynu, pstrego piaskowca oraz jury. Łącznie **w trakcie wiercenia** wykonano opróbowanie ośmiu warstw piaskowcowych triasu i jury. Zbadane trzy warstwy jury dolnej wykazały nasycenie wodami złożowymi o średnio wysokiej mineralizacji, jednak uzyskane wartości zasolenia są znacznie zaniżone ze względu na duże zanieczyszczenie filtratem płuczki. Podczas opróbowania piaskowca trzcinowego kajpru otrzymano solankę z filtratem płuczki bez wyraźnych śladów zgazowania oraz dopływ zgazowanej solanki zanieczyszczonej silnie płuczką. Podczas trzykrotnego badania piaskowca pstrego środkowego nie uzyskano przypływu. Badanie perspektywicznego poziomu wapienia podstawowego cechsztynu oraz stropowych partii czerwonego spągowca wykonano po zarurowaniu otworu i otrzymano słaby przypływ gazu. **Po zakończeniu wiercenia** wykonano badanie próbnikiem warstw cechsztyńskich iłowców z domieszkami soli i ilitu, które dało samoczynny wypływ płuczki z otworu, spowodowany dopływem solanki nasyconej o anomalnym ciśnieniu i bardzo wysokiej mineralizacji. Prawdopodobnie przypływ solanki pochodził z poziomu cechsztyńskiego dolomitu głównego i był spowodowany źle zacementowanymi rurami. Przeprowadzono też opróbowanie piaskowców najniższej jury dolnej, gdzie w rezultacie wtłoczenia 105 m³ solanki stwierdzono silną chłonność poziomu zbiornikowego.