

PODSUMOWANIE

Otwór Mniszków IG 1 należy do serii otworów badawczych, wykonanych w latach 70. ubiegłego wieku w dalekim północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, pod kątem poszukiwania węglowodorów w kompleksach mezozoicznych i paleozoicznych. Pełnym rdzeniowaniem objęto tylko te fragmenty profilu, które wydawały się być perspektywicznymi dla ww. surowców, a zdecydowana większość profilu została objęta jedynie opróbowaniem w postaci próbek okruchowych. Przy 3028 m głębokości otworu łączna długość odcinków rdzeniowanych wynosi zaledwie 238,6 m, co stanowi 7,9% długości całego otworu. Rdzeniowanie nie było równomierne; interwały głębokości 0–650 i 1300–2300 m rdzeniowano mniej więcej co 100 m, natomiast pozostałe – częściej.

Projekt otworu zakładał rozpoznanie osadów pokrywy permsko-mezozoicznej oraz karbonu i dewonu do głębokości 3 000 m. Cel ten nie został w pełni zrealizowany, ponieważ głębienie otworu zakończono w utworach dolnego triasu, nie osiagając skał paleozoicznego podłoża.

Na podstawie odcinków rdzenia i próbek okruchowych przeprowadzono badania litologiczne, analizę facjalną, mikrofacjalną i sedimentologiczną, ponadto badania makro- i mikropaleontologiczne, w tym palinologiczne, jak również obserwacje tektoniczne. Uzupełniły je badania analityczne: mineralogiczne, petrograficzne, chemiczne i geochemiczne. Dojrzałość termiczną materii organicznej określono na podstawie wskaźnika TAI. Przedstawiono analizę tempa depozycji i warunków pogrzebania. Wykonano ponadto pełny zestaw pomiarów geofizyki otworowej i opróbowień hydrogeologicznych.

Efektom prac wykonanych w XXI w., uzupełnionych o badania z lat 70. XX w., było przedstawienie profilu chronostratygraficznego i szczegółowego profilu litostratygraficznego osadów jury i triasu w otworze Mniszków IG 1, nawiązującego do aktualnych schematów litostratygraficznych regionu świętokrzyskiego. Ponadto, w przypadku osadów jurajskich przedstawiono graficznie szczegółowy podział profilu, dokonany na podstawie stratygrafii sekwencyjnej oraz określono środowiska ich sedimentacji.

Najstarszymi utworami w otworze Mniszków IG 1 są wapień pelityczne i organodetrytyczne dolnotriasowej formacji ze Stachury (miąższość 4 m), powstałe w płytkim zbiorniku typu brakicznej laguny. Obecność w nich glonów *Dasycladaceae* stanowi dowód na pierwsze w triasie, pewne połączenie basenu polskiego z oceanem Tetydy.

Nad nimi leżą wiśniowe mułowce i iłowce z zielonymi plamami oraz gruzłami węglanowymi formacji z Samsonowa (128,0 m), powstałe w środowisku równi zalewowych i okresowych playi.

W obrębie utworów retu (132,0 m) wyróżniono ret dolny z warstwami z Radoszyc, warstwami gipsowymi dolnymi i warstwami międzygipsowymi oraz ret górny z warstwami gipsowymi górnymi i warstwami z Wilczkowic. Warstw z Radoszyc reprezentowane są przez wiśniowe, bezstrukturalne mułowce z cienkimi przeławieniami piaskowców. Brak możliwości badań mikroskopowych piaskowców (tylko próbki okruchowe) obecnych w opisywanym wydzieleniu, nie pozwala na jednoznaczne określenie, czy całość pakietu ma cechy lądowych warstw z Wąchocka, czy też przybrzeżno-morskich warstw z Radoszyc. Być może rejon Mniszkowa leży w strefie zazębiana się tych jednostek, zróżnicowanych facjalnie i genetycznie.

Warstwy gipsowe dolne i warstwy międzygipsowe są wykształcone jako szare wapień, przechodzące ku stropowi w margle z anhydrytem, fauną małży, ślimaków i małżoraczków. Natomiast warstwy gipsowe górne i warstwy z Wilczkowic w części przyspągowej są reprezentowane przez jasnoszare wapień margliste z wkładkami ciemnoszarych margli. Wyżej są to wapień piaszczyste z przejściami do piaskowców drobnoziarnistych. W osadach tych występują małże, ślimaki, zęby ryb i trochity liliowców. Osady retu powstały w płytkiej lagunie o podwyższonym zasoleniu.

Dolny wapień muszlowy (97,1 m) jest reprezentowany w niższej części przez ciemnoszare wapień margliste z drobnymi fragmentami muszli ramienionogów i małżów i z nieregularnymi wkładkami i laminami ciemnoszarych margli. W wyższej części profilu występują początkowo ciemnoszare, dzielące się płytkowo margle, a następnie jasnoszare wapień pelityczne i sparytowe z falistymi laminami marglistymi. Nad nimi leżą wapień z fauną małży i ramienionogów. Obecność małży z rodzaju *Plagiostoma* na głęb. 2732,0–2733,8 m może wskazywać na przynależność tego odcinka profilu do warstw z *Plagiostoma striata*. Natomiast dolna część wydzielenia, z laminacją falistą, może odpowiadać warstwom falistym. Wapień i margle powstały w płytkim, epikontynentalnym, otwartym morzu, na ogół w warunkach spokojnej sedimentacji, poniżej podstawy falowania. Przy okresowym wzroście energii środowiska był dostarczany materiał pokruszonych muszli. Osady środkowego wapienia muszlowego (65,9 m) są wykształcone w postaci ciemnoszarych wapieni marglistych i margli. W wyższej części profilu są obecne także ciemnoszare dolomity z wkładkami margli dolomitycznych. W samym stropie występuje brekcja sedimentacyjna złożona z okruchów wapieni pelitycznych, dolomitów, margli i iłowców spojonych kalcytem i anhydrytem oraz cienkie warstwy dolomitowo-anhydrytowe. W profilu środkowego wapienia muszlowego nie znaleziono żadnych

szcątków organicznych. Wapienie pelityczne, margliste i dolomityczne, występujące ponad dolomitami, powstawały w głębszej strefie sublitoralnej, poniżej normalnej podstawy falowania z wpływami środowiska wyżej energetycznego. Utwory dolomitowo-anhydrytowe osadzały się w płytkiej strefie sublitoralnej z wpływami sebhya. Osady górnego wapienia muszlowego (14,5 m) w spągowej części są wykształcone jako wapienie pelityczne z drobnymi nieregularnymi laminami ilasto-marglistymi, w których jest obecna domieszka substancji organicznej. W wyższej części występują wapienie i dolomity. Utwory te powstały w płytkim morzu epikontynentalnym.

W otworze występują osady kajpru dolnego i kajpru środkowego, nie stwierdzono natomiast osadów kajpru górnego, obejmującego pstre i szare warstwy paszowskie. W obrębie kajpru środkowego wyróżniono: dolomit graniczny, warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy dolny i górny, warstwy gipsowe górne, warstwy ze Studziannej dolne, środkowe i górne. Osady kajpru dolnego (30,0 m) są reprezentowane przez mułowce i margle, zidentyfikowane tylko w próbkach okrucowych. Utwory dolomitu granicznego (17,5 m) są wykształcone w postaci ciemnoszarych dolomitów drobnokrystalicznych oraz margli. Warstwy gipsowe dolne (144,0 m) w części spągowej są zbudowane z oliwkowoszarych margli z przewarstwieniami iłowców marglistych oraz drobnymi laminami i druzami anhydrytu. W przystropowej części profilu występują przede wszystkim iłowce i mułowce brunatnowiśniowe z zielonymi plamami, miejscami piaszczyste i margliste bez wyraźnych struktur sedimentacyjnych. Zawierają drobne plamiste i gruzłowe skupienia węglanów, powstałe z niszczenia paleogleb – calcisoli. Osady dolnych warstw gipsowych powstały w lagunie o podwyższonym zasoleniu, gdzie dochodziło do okresowych wynurzeń i rozwoju gleb. Osady piaskowca trzcinowego (96,0 m) są wyraźnie dwudzielne. Dolną część stanowią szare i szarozielone piaskowce polimiktyczne, drobno- i średnioziarniste, przewarstwiane szarymi mułowcami i iłowcami, lokalnie marglisto-żelazistymi. Górną część budują piaskowce i mułowce o spoiwie węglanowo-ilastym o barwach szarych, brunatno szarych i zielonoszarych. Obecne są przewarstwienia ciemnoszarych, laminowanych mułowców marglistych z licznymi szczątkami zwęglonej flory oraz szarozielonych mułowców marglistych. Również są obecne wkładki zlepieńców wapienno-marglistych o spoiwie węglanowym. Okruchy węglanowe pochodzą z poziomów glebowych, które rozwijały się na terenie równi zalewowej i były niszczone w czasie powodzi. Osady piaskowca trzcinowego powstały w środowisku rzeczonym. Reprezentują zarówno facje korytowe (piaskowce i zlepieńce) jak i równi zalewowej (iłowce i mułowce). Osady warstw gipsowych górnych (218,0 m) w części dolnej są wykształcone jako iłowce brunatnowiśniowe, dolomityczne o sferycznej oddzielności z dość licznymi druzami różowego gipsu i anhydrytu. Ku górze profilu przechodzą w brunatnowiśniowe mułowce z zielonymi plamami i drobnymi żyłkami oraz skupieniami anhydrytu lub gipsu. Środkową część wydzielenia budują utwory wapienno-margliste. Strop wydzielenia stanowią ciemnoszare i brunatne margle dolomityczne z pojedynczymi kryształkami i drobnymi druzami siarczanów, miejscami o teksturze pseudobrekcji. Sedimentacja górnych

warstw gipsowych zachodziła w zbiorniku o podwyższonym zasoleniu typu playi lub sebhya w klimacie gorącym, suchym. Warstwy ze Studziannej (598,0 m), na podstawie zmienności litologicznej, podzielono na dolne, środkowe i górne. Warstwy ze Studziannej dolne są wykształcone w postaci pstrych mułowców przewarstwionych drobnoziarnistymi piaskowcami brunatnymi o spoiwie krzemionkowo-żelazistym. Ich niewielka miąższość i brak osadów wapienno-marglistych, obecnych w profilu Nieświń PIG 1 i Studzianna IG 2 może wskazywać na lukę obejmującą dolną część wydzielenia i prawdopodobnie wyższą część górnych warstw gipsowych. Osady warstw ze Studziannej środkowe są w dolnej części zbudowane z brunatnych i szarych mułowców bezstrukturalnych, zawierających gruzły węglanowe w postaci skupień i smug o nierównomiernych zarysach. W stropowej części wydzielenia w obrębie mułowców występują wkładki zlepieńców wapiennych drobno- i średniookruchowych oraz piaskowców polimiktycznych, średnio- i drobnoziarnistych, tworzących wraz z mułowcami i iłowcami następstwo prostych cykli sedimentacyjnych. Okruchy węglanowe (kalkrety), obecne w zlepieńcach, powstały z niszczenia poziomów glebowych – calcisoli, a cała sekwencja środkowych warstw ze Studziannej utworzyła się w środowisku suchej równi aluwialnej. Warstwy ze Studziannej górne są zbudowane z mułowców bezwapnistych, mułowców piaszczystych oraz iłowców o barwach brunatnowiśniowych i pstrych z przeławiczeniami drobno- i różnoziarnistych, szarozielonych piaskowców polimiktycznych. Ponieważ górne warstwy ze Studziannej są korelowane z wyższą częścią warstw zbąszyneckich, zatem erozją zostały objęte utwory górnego kajpru.

Cechą wyróżniającą profil Mniszkowa IG 1, w stosunku do innych otworów zlokalizowanych w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, jest bardzo duża miąższość osadów kajpru wynosząca 1103,5 m. W sąsiednim otworze Opoczno PIG 2 (oddalonym o ok. 15 km na E; figura na tylnej okładce tego tomu) osiąga ona 361,5 m, w otworze Studzianna IG 2 (oddalonym o ok. 22 km na NE) – 613 m. Miąższość ta jest natomiast porównywalna z miąższością kajpru w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 (położonym ok. 25 km na NW), gdzie wynosi 1170,5 m. Fakt ten wskazywałby na położenie otworu Mniszków IG 1 w osiowej strefie bruzdy śródpolskiej w karniku i noryku.

Bazując na kryteriach litologicznych i paleogeograficznych, w profilu wiercenia nie wyodrębniono utworów dolnojurajskich starszych od pliensbachu (czyli formacji zagajskiej, skłobskiej, przysuskiej, ostrowieckiej i gielniowskiej). Ta część profilu dolnojurajskiego uległa redukcji tektonicznej, co wydaje się bardziej prawdopodobne od przyjęcia tezy, że obszar ten we wczesnej jurze podlegał erozji w warunkach lądowych, pozostając poza zasięgiem starszych ingresji zbiornika brackiczno-morskiego bruzdy śródpolskiej. Ewentualnie utwory te zostały zerodowane we wczesnym pliensbachu w warunkach lądowych. Tę kwestię jednoznacznie potwierdzić mogłyby jedynie datowania paleontologiczne. Najstarsze utwory zaliczone tu do jury dolnej reprezentują najprawdopodobniej formację drzewicką (133,0 m) i są wykształcone głównie w formie heterolitów, wskazujących na cykliczność sedimentacji, złożonych z dominujących jasnoszarych drobnoziarnistych piaskowców

o spoiwie ilasto-krzemionkowym, z nielicznymi szczątkami zwęglonej flory, a ponadto z ciemnoszarych mułowców i iłowców z wkładkami węgla w stropie. Dolna część formacji w profilu Mniszkowa IG 1 powstała w środowiskach równi deltowych, środkowa reprezentuje korytowy osad delty lub rzeki i ponownie równi deltowej, górna – odzwierciedla okres stopniowego przechodzenia do osadów bardziej proksymalnych: cyklicznie zmieniających się osadów aluwialnych rzeki meandrującej, a okresowo węglistych osadów bagiennych. Spąg formacji ciechocińskiej (o miąższości 88,5 m) jest wyznaczony pojawieniem się w próbkach okruchowych osadów barwy szarzielonej. Niższą część formacji tworzą heterolity iłowcowo-mułowcowe oraz jasnoszare, drobnoziarniste piaskowce laminowane riplemarkowo, ze szczątkami zwęglonej flory, wyższą – szare heterolity piaskowcowo-mułowcowe z licznymi bioturbacjami. Wykształcenie litologiczne oraz analogie z innymi profilami jury dolnej w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich pozwalają przyjąć, że najniższa część formacji ciechocińskiej w profilu Mniszków powstała w środowiskach deltowych i lagunowych, podczas transgresji zbiornika brakiczno-morskiego. Pakiet piaskowcowy, rozdzielający utwory silnie ilaste, może być osadem bariery, kanału deltowego lub bliskiego szelfu. Przykrywają go utwory powstałe podczas regresji zbiornika. Były to początkowo osady lagunowe, wyżej przechodzące w deltowe, coraz bardziej proksymalne, a przy stropie formacji osady bagienne. Formację borucicką (146,5 m) rozpoczyna miąższy, ponad dwudziestometrowy kompleks szarych piaskowców drobnoziarnistych. Na nim spoczywają iłowce i heterolity mułowcowo-iłowcowe, miejscami zbioturbowane. Powyżej występuje monotonna seria piaskowców, a następnie heterolitów mułowcowo-piaskowcowych (których pierwotne struktury sedimentacyjne zaburzają bioturbacje) kończących sedimentację jury dolnej. Niższa, piaskowcowa część formacji borucickiej jest osadem rzeczny. Rozdzielające je ogniwo osadów mułowcowo-ilastych powstało w środowiskach lagunowych, podczas krótkotrwałej ingresji zbiornika brakicznego, której ślady odnotowano również w profilu Brody-Lubienia. Kompleks heterolitów, reprezentujących wyższą część formacji osadzał się ponownie w środowiskach rzek meandrujących. Formacja borucicka powstała podczas regresji zbiornika, która zaczęła się we wczesnym toarku i doprowadziła do powstania wyższych partii formacji ciechocińskiej.

Porównanie wykształcenia osadów w otworze Mniszków IG 1 z profilami jury środkowej regionu świętokrzyskiego i sąsiadujących obszarów bruzdy śródpolskiej, pozwoliło na przeprowadzenie podziału wiekowego jury środkowej w badanym profilu i przyjęcie założenia, że w aalen dolny nie jest w nim reprezentowany, a piętru temu odpowiada luka erozyjna. Serię piaszczysto-ilastą (51,7 m) tworzą heterolity mułowcowo-iłowcowe, układające się w cykle odwrócone z podrzędnymi wkładkami piaskowców. Wyżej legła seria piaskowcowa (39,1 m) jest zbudowana z drobnoziarnistych piaskowców o spoiwie ilastym lub ilasto-węglistym. Wśród nich spotyka się pakiety heterolitów o dominacji piaskowców. Obie wyżej opisane serie odpowiadają sekwencji osadów powstałych w cyklu transgresyjno-regresyjnym J3-I. Cykliczność sedimentacji, obserwowana w serii piaszczysto-ilastej, pozwala interpretować tworzące ją heterolity jako osady dystalnych środowisk delto-

wych lub szelfu pośredniego. Jej rozwój przypada na transgresję i początek regresji zbiornika morskiego bruzdy śródpolskiej. Wyższa, piaszczysta część profilu powstawała w środowiskach szelfu bliskiego w szczytowym okresie regresji. W początkowym etapie jej tworzenia miały miejsce niewielkie wahania poziomu morza, odzwierciedlone cykliczną sedimentacją i obecnością mułowców. Dolna seria ilasta (60,1 m) jest reprezentowana przez iłowce, przechodzące stopniowo ku górze profilu w mułowce, mułowce piaszczyste, a w stropie w piaskowce. Powstała ona w środowisku szelfowym, początkowo szelfu dalekiego, następnie pośredniego, a jej strop – w strefie szelfu bliskiego. Stanowi sekwencję transgresyjno-regresyjną odpowiadającą cyklowi sedimentacyjnemu J3-II. Profil serii podwapieniaka dolnego (66,1 m) w części dolnej zbudowany jest z drobno- i średnioziarnistych piaskowców o spoiwie węglanowym, zawierających syderyty ilaste oraz dolomity syderytyczne w formie intraklastów, soczewek, lamin i cienkich ławic. Ku górze profilu wzrasta udział przewarstwień mułowcowych oraz piaszczystych dolomitów detrytycznych. Osady serii podwapieniaka dolnego powstały w płytkim morzu przy stale zaznaczającym się oddziaływaniu sztormów, w fazie transgresji i następującej po niej regresji, w cyklu sedimentacyjnym J3-III. Reprezentują środowiska szelfowe silikoklastyczne, okresowo silikoklastyczno-węglanowe, przeważnie szelfu pośredniego i bliskiego, okresowo szelfu dalekiego. Dolną część profilu serii podwapieniaka górnego (14,4 m) budują piaskowce o spoiwie węglanowym i mułowce, tworzące odwrócone cykle sedimentacyjne. Górna część jest utworzona z drobno- i średnioziarnistych piaskowców o spoiwie ilastym i ilasto-wapnistym, silnie porowatych i zbioturbowanych. Utwory serii podwapieniaka górnego powstały w cyklu J3-IV. Najniższa część ich profilu dokumentuje etap transgresji, a następnie początkowy etap regresji, zapisane w postaci osadów silikoklastycznych środowisk szelfu pośredniego i dalekiego. Część wyższa serii podwapieniaka górnego powstała w dalszym etapie regresji, w środowiskach szelfu pośredniego i bliskiego, z okresowym istnieniem lokalnych platform węglanowych i gromadzeniem na nich osadów biostromowych. Kompleks silikoklastyczno-węglanowy (14,4 m) kończy sedimentację środkowej jury. Jest utworzony z mułowców dolomitycznych, dolomitów piaszczystych z glaukonitem, piaskowców dolomitycznych i dolomitów, tworzących trzy odwrócone cykle sedimentacyjne. W stropie kompleksu dolomity są silnie zsylikowane. Skały kompleksu silikoklastyczno-węglanowego odpowiadają utworom cyklu J4-I. Ich najstarsza część powstawała podczas transgresji, w środowiskach dalekiego szelfu silikoklastyczno-węglanowego. U schyłku keloweju miała miejsce kolejna regresja zbiornika. Brak ciągłości rdzeniowania uniemożliwia jednoznaczne wskazanie w profilu Mniszkowa osadów, związanych z maksimum transgresji i rozpoczęciem regresji. Etap ten prawdopodobnie odpowiada stropowi mułowców dolomitycznych (głęb. 866,4 m), ewentualnie przypada na najwyższą część kompleksu, gdzie stwierdzono silnie zsylikowane dolomity. Zatem wydaje się najbardziej prawdopodobne, że odcinek rdzeniowany przedstawia profil utworów z etapu regresji, powstałych w niezbyt głębokim, otwartym szelfie pośrednim lub bliskim.

Podział litostratygraficzny profilu jury górnej w otworze Mniszków IG 1 przeprowadzono na podstawie schematów litostratygraficznych z obszaru sulejowskiego i świętokrzyskiego. Przez analogię z profilami z regionu świętokrzyskiego można przyjąć, że w otworze Mniszków IG 1 jest reprezentowany oksford i kimeryd (z wyjątkiem części najwyższej). W jego stropie znajduje się granica erozyjna, a w konsekwencji luka stratygraficzna o bliżej niesprecyzowanym zasięgu. Na podstawie krzywych karotażowych, z dużym prawdopodobieństwem, można przyjąć obecność ogniwa wapieni jasnogórskich (4,8 m), zbudowanych z wapieni pelitycznych oraz bardziej marglistego ogniwa wapieni siwych (10,2 m). Wapienie morawickie (153,0 m) są reprezentowane na ogół przez typowe dla tego wydzielenia wapienie pelityczne z charakterystycznymi plamami tuberoidowymi. W górnej partii kompleksu (powyżej głęb. 720,6 m) plamy nie występują, ale są obecne struktury mikrobialne(?). W najwyższych partiach profilu wapieni morawickich, także w północno-zachodniej części regionu świętokrzyskiego, zazwyczaj obserwuje się zanik plam tuberoidowych i stopniowe przejście od facji typowych dla wapieni morawickich do pelitycznych facji wapieni siedleckich. Z tego powodu zaliczenie najwyższego odcinka profilu z Mniszkowa IG 1 do wapieni morawickich jest dyskusyjne i trudne do rozstrzygnięcia nie tylko ze względu na brak materiału rdzeniowego. Wapienie morawickie są osadem otwartego szelfu węglanowego. Formacja pilecka/wapienie siedleckie (304,3 m) reprezentuje odcinek profilu o wyjątkowo monotonnym wykształceniu litologicznym. Charakterystyczne dla niego są wapienie pelityczne, rzadziej wapienie margliste i margle. Osady tego typu początkowo stanowiły wypełnienie wydłużonych rowów pomiędzy grzbietami bioherm i poza zasięgiem facji detrytyczno-gąbkowych. Następnie stały się powszechnym typem facjalnym dość wyrównanych, pokrytych mułem wapiennym obszarów otwartego szelfu węglanowego, rozpościerających się na przedpolu płytkowodnej platformy, migrującej od północnego wschodu. Nad formacją pilecką/wapieniami siedleckimi leży ogniwo wapieni z Kurnędza (125,7 m), których spąg mniej więcej pokrywa się z granicą między górnym oksfordem i dolnym kimerydem. Ogniwo to obejmuje zróżnicowane litologicznie utwory węglanowe powstałe na płytkowodnej platformie węglanowej. Nadległy zespół marglisty środkowy (39,0 m) dokumentuje okresowe pogłębienie zbiornika. Kompleks wapieni oolitowo-płytowych (35,0 m), zbudowany z wapieni oolitowych i organodetrytycznych z drobnymi warstewkami ciemnoszarego margla, kończy sedimentację węglanową na płytkowodnej platformie. Platforma ta uległa

stopniowemu zatopieniu w wyniku transgresji, wywołanej eustatycznym podniesieniem poziomu morza. Formację muszlowców stobnickich (149, 0 m), w obrębie której przebiega granica między dolnym i górnym kimerydem, tworzą wapienie pelityczne, w różnym stopniu margliste, z przewarstwieniami margli. Lokalnie występują wkładki wapieni organodetrytycznych. Powstały one na płytkim szelfie silikoklastyczno-węglanowym, który pogłębiał się w czasie sedimentacji, powyżej leżącej formacji pałuckiej (zredukowanej erozyjnie 11,5 m), zbudowanej z wapieni marglistych i margli. Utwory tej formacji kończą profil mezozoiku w otworze Mniszków IG 1.

Stopień dojrzałości materii organicznej, określony na podstawie metody TAI, w utworach dolnej jury i górnego triasu wynosi 3+ –4 odpowiada stadium wczesnej generacji ropy naftowej. Badania refleksyjności witrynu nie były przeprowadzone.

Podsumowując wyniki badań skał zbiornikowych w otworze Mniszków IG 1 można stwierdzić, że w obrębie utworów środkowego i górnego triasu brak jest skał zbiornikowych o dobrych właściwościach kolektorskich, a większość badanych na przypiły horyzontów, w utworach kajpru i wapienia muszlowego, stanowi izolowane poziomy, zawierające głównie wody reliktove. Ponadto brak jest wyraźniejszych przejawów bituminów w obrębie utworów triasu i jury, a jedynie nasycenie wodami mineralizowanymi o dość wysokiej metamorfizacji z zawartością jodu i bromu.

Badania warunków pogrzebania wykazały, że profil otworu Mniszków IG 1 charakteryzuje obecność kilku faz szybszego tempa depozycji i zwiększonego tempa pogrzebania (trias bez retyku, środkowa i późna jura, późna kreda), po których miały miejsce okresy stagnacji lub erozji (późny trias – retyk, wczesna jura, wczesna kreda i maksimum erozji po późnej kredzie wynoszące ok. 1300 m). Podobną historię pogrzebania można odczytać z profilu otworu Piotrków Trybunalski IG 1 na obszarze niecki łódzko-mogileńskiej. Wskazuje to na fakt, że w czasie depozycji osadów triasu i jury obszar Mniszkowa znajdował się w strefie obniżonej w stosunku do sąsiadującego z nim rejonu Opoczna.

Otwór Mniszków IG 1 dostarczył istotnych informacji o litologii, wieku i tektonice osadów triasu i jury oraz wykazał brak ich właściwości zbiornikowych w tej części północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Redaktorzy niniejszego tomu składają serdeczne podziękowania Recenzentowi doktorowi inż. Piotrowi Olchowemu za wnikliwą recenzję oraz cenne uwagi i sugestie.