

Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

(redakcja na podstawie Z. Kowalczewskiego i J. Woźnińskiego, 2005 oraz poszerzenie o informacje dotyczące różnic w stosunku do starszych opracowań profilu Nieświń PIG 1)

WSTĘP

LOKALIZACJA I OGÓLNE INFORMACJE DOTYCZĄCE OTWORU

Otwór wiertniczy Nieświń PIG 1 jest zlokalizowany obok miejscowości Stara Kuźnica w gminie Końskie, w odległości ok. 500 m w kierunku NNW od mostu na rzece Młynkowskiej, znajdującego się pośrodku wsi i po lewej (zachodniej) stronie drogi polno-leśnej, wybiegającej ku północy z drogi głównej od mostu (fig. 1). Obszar ten wchodzi w obręb północno-zachodniego, permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, należącego, pod koniec lat 80. ubiegłego wieku, do najslabiej rozpoznanych geologicznie regionów Polski. Wiedza na temat jego budowy ograniczała się wówczas do wychodni jury i triasu, odsłoniętych bezpośrednio na powierzchni terenu. Skąpych informacji o budowie podłoża mezozoiku dostarczały przede wszystkim regionalne badania geofizyczne (grawimetryczne, magnetyczne i sejsmiczne) oraz nieliczne głębokie otwory wiertnicze wykonane w latach 60. i na początku 70. przez Przemysł Naftowy i Państwowy Instytut Geologiczny. Istotnym powodem takiej właśnie lokalizacji otworu były względy gospodarcze, ponieważ utwory podłoża (perm, karbon i dewon) uważano za perspektywiczne dla występowania węglowodorów.

Oddział Świętokrzyski PIG w Kielcach próbował kilkakrotnie podjąć na omawianym terenie prace geologiczno-wiertnicze. W 1970 r. zatwierdzono do realizacji „Projekt badań geologicznych dla powierzchniowych prac geofizycznych i wiercen parametranych w rejonie północnego i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich” autorstwa H. Jurkiewicza i J. Woźnińskiego. Zaplanowanych prac jednak nie rozpoczęto z racji załamania gospodarczego i wydarzeń politycznych w kraju. Konieczność zbadania ropo- i gazonośności permu, karbonu i dewonu podnosili wielokrotnie: R. Wagner, Z. Kowalczewski, A. Witkowski, A. Żelichowski i inni pracownicy Państwowego Instytutu Geologicznego. Za sprawą R. Wagnera i Z. Kowalczewskiego, wspólnym

wysiłkiem pracowników Zakładu Geologii Złóż Ropy i Gazu PIG w Warszawie oraz Oddziału Świętokrzyskiego PIG w Kielcach, sporządzono w 1984 r. „Założenia geologiczne do projektu badań geologicznych dla poszukiwań złóż ropy i gazu na wybranych obiektach niestrukturalnych basenu permu na Niżu Polskim. I etap: Perm północ-

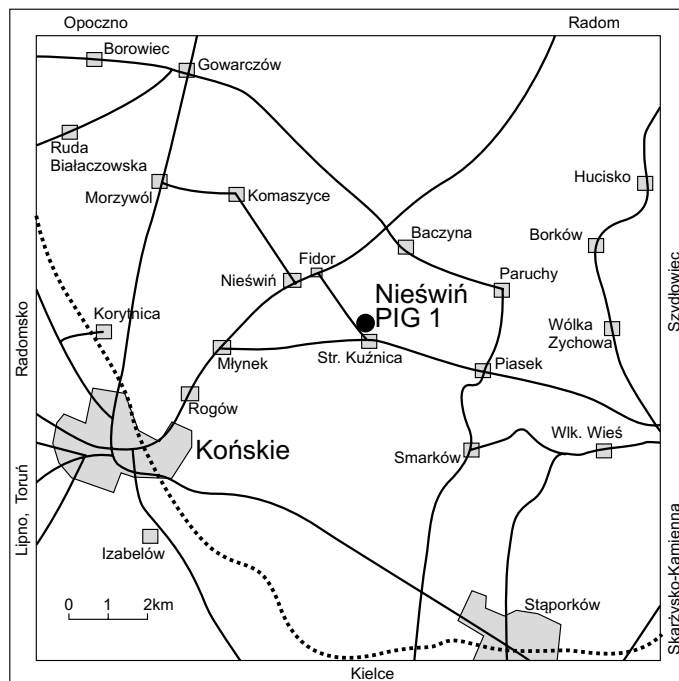


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny otworu Nieświń PIG 1

Szkic wykonano na podstawie podkładów topograficznych w skali 1 : 50 000 (Sztab Generalny WP), lokalizacja otworu wg CBDG PIG-PIB

Location map of the Nieświń PIG 1 borehole

Derived from 1 : 50 000 Topographic Base Map (General Staff of PAF), borehole location after PGI-NRI Central Geological Data-base (CBDG)

nego i północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich”.

Wykonywane w latach 80. badania geofizyczne podsumowała A. Pepel (1988). Nowe dane geofizyczne, zinterpretowane geologicznie stosownie do ówczesnego stanu wiedzy, pozwoliły ustalić ostateczną lokalizację otworu Nieświń PIG 1. W 1989 r. w Państwowym Instytucie Geologicznym sporządzono projekt techniczny wiercenia i Zakład Poszukiwań Nafty i Gazu z Wołomina rozpoczął głębienie otworu.

Zadaniem głównym wiercenia Nieświń PIG 1 było wszechstronne rozpoznanie osadów cechsztyńskich, zdeponowanych w strefie pośredniej między utworami facji brzeżnych i facji basenowych. Zbadać należało ich sekwencje i wykształcenie litologiczne, zmienność facjalną w profilu, cechy fizyczne i geochemiczne skał, bitumiczność, mineralizację siarczkową oraz stosunek tektoniczny do podłoża i warstw nadległych. Otwór miał też wyjaśnić sprawę zasięgu i rozwoju osadów czerwonego spągowca na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Powinien był też nawiercić pod permem kilkusetmetrowy odcinek profilu skał karbońskich. Ważnym zadaniem było również rozpoznanie możliwości występowania węglowodorów w przewiercanych kompleksach triasu, permu i karbonu.

Z ramienia Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego w Kielcach opiekunem naukowym otworu i tematu był Z. Kowalczewski. Problemy merytoryczne konsultował on z R. Wagnerem z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Nadzór geologiczny nad prowadzonymi pracami w otworze sprawował J. Woiński (Oddział Świętokrzyski PIG).

Całość robót wiertniczych wykonał Zakład Poszukiwań Nafty i Gazu z Wołomina Przedsiębiorstwa Użyteczności Publicznej „Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo”.

Ze względu na trudności techniczne (zaciskanie się ścian odwiertu) nie uzyskano projektowanej głębokości 3000 m. Otwór zakończono na głębokości 2356,0 m, przewiercając, poniżej osadów kenozoicznych, zróżnicowane litologicznie skały jury dolnej, triasu, permu górnego i karbonu dolnego.

Topograficzna lokalizacja otworu:

- miejscowość Stara Kuźnica;
- gmina Końskie, powiat konecki, województwo świętokrzyskie;
- przybliżone współrzędne geograficzne: $X = 51^{\circ}13'16''$ szerokości N, $Y = 20^{\circ}30'17''$ długości E;
- wysokość nad poziom morza 255 m;
- arkusz mapy: 1 : 100 000 Końskie (pas 44, słup 31).

Podstawowe dane o przebiegu wiercenia:

- wiercenie rozpoczęto: 18.12.1989 r.;
- wiercenie zakończono: 26.07.1990 r.;
- końcowa głębokość otworu: 2356,0 m;
- typ aparatu: N-1400 s produkcji polskiej;
- kierownik wiercenia: Waldemar Zajdel;
- sposób wiercenia: mechaniczno-obrotowy;
- płuczka: do głębokości 1881 m – bentonitowa, a poniżej aż do głębokości końcowej – solno-skrobiowa;

- średnica otworu:
 - głęb. 0,0–24,0 m – 560 mm;
 - głęb. 24,0–233,0 m – 438 mm;
 - głęb. 233,0–1872,0 m – 311 mm;
 - głęb. 1872,0–2356,0 m – 216 mm;
- profil zarzucenia (średnica zewnętrzna):
 - głęb. 0,0–24,0 m – 508,0 mm;
 - głęb. 24,0–233,0 m – 339,7 mm;
 - głęb. 233,0–1872,0 m – 244,5 mm;
- średni postęp wiercenia:
 - przemysłowy (od dnia rozpoczęcia do zakończenia głębienia) – 10,66 m na dobę;
 - mechaniczny (po odliczeniu przerw przy głębieniu) – 22,07 m na dobę;
- udział rdzeniowania mechanicznego w profilu otworu (tab. 1).

Badania opróbowujące, którymi kierował L. Bojarski z Pracowni Metodyki Opróbowania Zakładu Geologii Złóż Ropy i Gazu w Warszawie, wykonano przy użyciu próbników rurowych. Przebiegały one w następującej kolejności:

1. w dniach 14–15.07.1990 r. w przerwie podczas wiercenia (przy stanie głębokości otworu 2318 m) w nierurowanej partii odwiertu, obejmującej odsłoniętą środkową i przystropową część wapienia (dolomitu) cechsztyńskiego,
2. w dniach 30–31.08.1990 r. po zakończeniu głębienia otworu w odsłoniętej części pod butem rur ($\varphi = 244,5$ mm) przestrzeni sięgającej spodu odwiertu, obejmując poziomy permskie łącznie z karbonem,
3. w dniach 5–6.09.1990 r. po likwidacji spodu odwiertu (do 1350 m) i po wykonaniu perforacji rur ($\varphi = 244,4$ mm) w wybranym poziomie górnego piaskowca pstrego.

Odwiert zlikwidowano następnie do wierzchu z dniem 12.09.1990 r.

Szczegółowe wyniki tych badań przedstawiono w rozdziale Wyniki opróbowania poziomów zbiornikowych. W aspekcie poszukiwawczym za bituminami były one negatywne.

Laboratorium polowe zainstalowane przy wiertni obsługiwane było trójmianowo przez H. Łozińską, J. Łozińskiego oraz W. Baszyńskiego (Katowickie Przedsiębiorstwo Geologiczne), pełniących równocześnie funkcję dozoru geologicznego na otworze. Analizy chromatograficzne płuczki obiegowej, wykonane w laboratorium polowym, wykazały śladowe objawy węglowodorów podczas przewiercania środkowego piaskowca pstrego na głębokościach 1448–1452 m, 1665–1675 m i 1749–1760 m oraz skał cechsztyńskich w głębokości 1880–1906 m (od poziomu dolomitu płytowego (Ca3) do dolomitu głównego (Ca2) i 2309–2318 m (w poziomie wapienia cechsztyńskiego (Ca1)). Szczegółowe zestawienie wyników tych analiz znajduje się w „Sprawozdaniu z prac laboratorium polowego na wiertni Nieświń PIG-1”, dołączonym do „Dokumentacji wyników otworu Nieświń PIG 1” (Kowalczewski i in., 1991b). Metanomierzem automatycznym, zainstalowanym w obiegu płuczki wiertniczej, uzyskano słabe podwyższenie wskaźnika zgazowania (CH_4) do 0,5%, wyłącznie w głębokości 1880–1881 m.

Tabela 1

Udział rdzeniowania mechanicznego w profilu otworu Nieświń PIG 1

Mechanic coring of the Nieświń PIG 1 borehole

Stratygrafia Stratigraphy	Miaższość Thickness [m]	Łączna długość odcinków rdzeniowanych Total length of cored intervals [m]	Procent rdzeniowania Percent of coring [%]	Średni procent uzysku rdzenia The average percentage of core yield [%]
Czwartorzęd Quaternary	30,0	0,0	0,0	0,0
Jura dolna Lower Jurassic	350,0	18,0	5,2	82,8
Trias górny; kajper górny Upper Triassic; Upper Keuper	77,8	7,0	9,0	82,8
Trias górny; kajper dolny i środkowy Upper Triassic; Lower and Middle Keuper	578,2	142,0	24,5	95,2
Trias środkowy; wapień muszlowy Middle Triassic; Muschelkalk	140,0	50,0	35,7	92,9
Trias dolny, ret Lower Triassic, Röt	175,3	47,5	27,0	82,3
Trias dolny, pstry piaskowiec środkowy Lower Triassic, Middle Buntsandstein	413,5	67,0	16,2	90,0
Perm, loping; cechsztyń Permian, Lopingian; Zechstein	571,0	153,0	26,8	85,2
Karbon, missisip Carboniferous, Mississippian	20,0	20,0	100,0	40,5
Cały profil Entire core	2356,0	457,0	19,4	88,1

Objawy bitumiczności skał zauważone przy oglądzi-
nach rdzeni wiertniczych zaznaczyły się w głębokości:

1902,0–1922,0 m pośród margli dolomitycznych poziomu
Ca2 (po rozbiciu rdzenia) bardzo słabo wyczuwal-
nym zapachem węglowodorów gazowych, przy-
tłumionym zmiennie silniejszym siarkowodoru;

2286,1–2288,0 m pośród dolomitów marglistych w naj-
wyższej części poziomu Ca1 (po rozbiciu rdzenia)
słabym zapachem węglowodorów lekkich, przy
równoczesnym „poceniu się” rdzeni solanką, po-
krywającymi się z upływem czasu drobnymi wy-
kwitami solnymi;

2298,9–2314,0 m pośród dolomitów wapnistych Ca1,
w licznych drobnych szczelinach i na płaszcz-
zynach spękań, plamkami żółtopomarańczowej lu-
minescencji zmiennej, ku dołowi wzrastającej (za
sprawą węglowodorów cięższych), przy równo-
cześnie zaznaczającym się „poceniu” rdzenia so-
lanką jw.;

2318,0–2324,0 m pośród dolomitów wapnistych pozio-
mu Ca1, słabnącą żółtopomarańczową lumine-
scencją drobnopłamkową na bardzo licznych
szczelinkach, płaszczynach spękań i zlustrowań;

2327,1–2329,0 m pośród piaskowców poziomu
zlepieńca podstawowego (Zp1), żółtopomarań-
czową luminescencją, drobno rozproszoną w spo-
iwie, gęściej skupioną na mniej licznych płasz-
czynach spękań;

2338,0–2341 m pośród wapieni dolomitycznych pozio-
mu wapienia cechsztyńskiego (Ca1), w licznych

spękaniach i w szczelinach wzdłuż żył anhydryto-
wych, plamkami żółtopomarańczowej lumine-
scencji;

2341,8–2343,3 m pośród piaskowców poziomu zle-
pieńca podstawowego (Zp1) plamkami żółtozłotej
luminescencji (od węglowodorów nieco lżejszych)
na spękaniach prawie pionowych.

Badania laboratoryjne na kilkunastu wybranych punk-
towo próbkach rdzeni z permu i karbonu były wykonane
w Zakładzie Geochemii i Chemii Analitycznej PIG War-
szawa: na zawartość substancji bitumicznych (11 próbek)
pod kierunkiem Z. Rzepkowskiej, a badania rozproszonej
substancji organicznej (9 próbek) prowadziła I. Grotek.
Wyniki tych badań stanowią osobny rozdział niniejszego
opracowania (Grotek, Rzepkowska, 1991).

Profil otworu Nieświń PIG 1 udokumentował zespół
pracowników naukowych i inżynierjno-technicznych Od-
działu Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geolo-
gicznego w Kielcach, który przeprowadził badania lito-
logiczno-petrograficzne, sedimentologiczne, stratygraficzne
i geochemiczne. Ogółem przy opracowaniu całego tematu
wykorzystano: 195 szlifów cienkich, 60 szlifów polerowa-
nych, 32 oznaczenia makrofauny, 28 maceratów mikrofa-
uny i 71 mikroflory, z których sporządzono 200 preparatów
mikroflorystycznych, a ponadto wykonano 82 analizy che-
miczne 4-składnikowe i 131 analiz chemicznych 12-skład-
nikowych.

Badania geofizyki wiertniczej wykonywała baza geofi-
zyki wiertniczej z Wołomina, podległa Geofizyce Polskie-
go Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Toruniu (No-

wak, Plachta, 1990). Komplety pomiarowe były prowadzone odcinkowo, w miarę postępu wiercenia. Na ich podstawie oceniono negatywnie perspektywy odnalezienia śladów węglowodorów ciekłych lub gazowych – w profilu otworu. Wyniki badań geofizycznych, łącznie z badaniami sejsmometrycznymi, wykonanymi przez Geofizykę Kraków Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa, przedstawiła E. Ferenc-Tłuszcz (1991). Wraz z wynikami badań pracowników Państwowego Instytutu Geologicznego stanowiły one podstawę „Dokumentacji wynikowej otworu Nieświń PIG 1” (Kowalczewski i in., 1991b). Wstępne wyniki badań stratygraficznych profilu Nieświń PIG 1 przedstawił Z. Kowalczewski i in. (1991a). W 1994 r. A. Kasprzyk opracowała osady anhydrytowe cechsztynu w otworze Nieświń PIG 1.

Bazując na wynikach wskazanych wyżej prac oraz uzupełniających badaniach, głównie geofizycznych, z zastosowaniem systemu interpretacyjnego GEOFLOG przez J. Szewczyka, dokonano, w stosunku do opracowania Kowalczewskiego i in. (1991b), weryfikacji granic jednostek litostratygraficznych i wprowadzono nowe wydzielienia w randze poziomów, formacji i ogniw. Powstało w ten sposób w 2005 roku opracowanie archiwalne PIG pt. „Profil głębokiego otworu wiertniczego Nieświń PIG 1”, pod redakcją M. Kulety. Później pojawiły się kolejne opracowania, w których przedstawiono wyniki badań m. in. z profilu Nieświń PIG 1: Malec i in., 2004, 2006; Malec, 2008.

Wyniki badań zawarte w ww. opracowaniach wykorzystano przy przygotowaniu niniejszego zeszytu. Uściślone zostały granice jednostek litostratygraficznych i skorygowany został ich wiek (por. Kuleta, Iwanow, 2005; Romanek, 2005; Zbroja, 2005). W niniejszym opracowaniu autorka proponuje zmianę nazw wydzieleni litostratygraficznych w obrębie formacji retu z warstw gipsowych I i II odpowiednio na dolne i górne warstwy gipsowe oraz wydzielanie nowej jednostki litostratygraficznej – warstwy ze Studziannej. Korelacji wydzieleni chrono- i litostratygraficznych dokonano na podstawie Tabeli Stratygraficznej Polski (Wagner, 2008).

Rozdziałami i podrozdziałami, których nie było w starszych opracowaniach otworu są: Regionalne tło geologiczne, Analiza mikrofacjalna oraz diagenetyzacja wapienia cechsztyńskiego (Ca1) i dolomitu głównego (Ca2), Charakterystyka litofacjalna poziomów anhydrytowych cechsztynu, Charakterystyka i warunki depozycji utworów solnych cechsztynu, Paleogeografia cechsztyńskich poziomów węglanowych w rejonie w wiercenia Nieświń PIG 1 na tle regionalnym, Paleogeografia cechsztyńskich poziomów anhydrytowych w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, Zapis historii sedymentacji cechsztyńskiej w profilu otworu Nieświń PIG 1, Wyniki badań dojrzałości termicznej materii organicznej na podstawie wskaźnika TAI oraz Wyniki badań geochemicznych materii organicznej metodą Rock-Eval.

REGIONALNE TŁO GEOLOGICZNE

Obrzeżenie permsko-mezozoiczne Gór Świętokrzyskich wchodzi w skład segmentu szydłowieckiego, stanowiącego południowo-wschodnią część antyklinorium środkowopolskiego (Karnkowski, 2008). Północno-zachodnia część obrzeżenia ma w przybliżeniu kształt trójkąta, którego wierzchołkami są: Przedbórz na zachodzie, Iłża na wschodzie i Tomaszów Mazowiecki na północy (fig. 2). Można w nim wyróżnić obrzeżenie bliższe trzonowi paleozoicznemu i dalsze. Osady permu i triasu bliższego obrzeżenia charakteryzują się mniejszymi miąższościami i większym udziałem materiału terygenicznego w stosunku do dalszego obrzeżenia.

Litostratygrafię oraz rozwój sedymentacji osadów od permu górnego po jurę dolną (hetang) na obszarze NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich autorka przedstawiła na podstawie następujących prac: perm górny – Rup (1980, 1985), Wagner (1988, 1994, 1997), Dadlez i in. (1998), Zbroja (2000a, b); granica perm–trias – Kuleta, Rup (1980), Pieńkowski (1989, 1991a); trias dolny – Kuleta (1987, 1994), Iwanow, Kiersnowski (1998), Kuleta (1985, 2005), Kuleta, Nawrocki (2000, 2002), Kuleta, Zbroja (2006); trias – Sen-

kowiczowa (1966, 1970), Dadlez i in. (1998), Iwanow (1998); trias górny – Kopik (1970); trias górny i jura dolna – Pieńkowski i in. (2014); jura dolna – Pieńkowski (1983, 1991b, 1997, 2004, 2006).

W rekonstrukcjach paleogeograficznych NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich stanowiło południowo-wschodnią część epikontynentalnego basenu polskiego, do którego docierały w późnym permie i wczesnym triasie transgresje morskie z obszaru borealnego. Wyraźne wpływy tetydzkie pojawiają się w profilach NW obrzeżenia dopiero we wczesnym anizyku, podczas sedymentacji osadów dolnego retu. Sedymentacja morska trwała do lądynu (górny wapień muszlowy), kiedy to ruchy starokimeryjskie spowodowały zamknięcie połączenia basenu polskiego z Tetydą Zachodnią. Kolejne wpływy morskie, udokumentowane fauną, obserwuje się w karniku i noryku, w czasie depozycji osadów dolomitu granicznego, dolnych i górnych warstw gipsowych oraz warstw ze Studziannej (iłowce i mułowce z fauną małżoraczków oraz iłowce dolomityczne z wkładkami wapieni i margli dolomitycznych). Osady retyku, reprezentowane przez pstre i szare warstwy parszowskie, a także

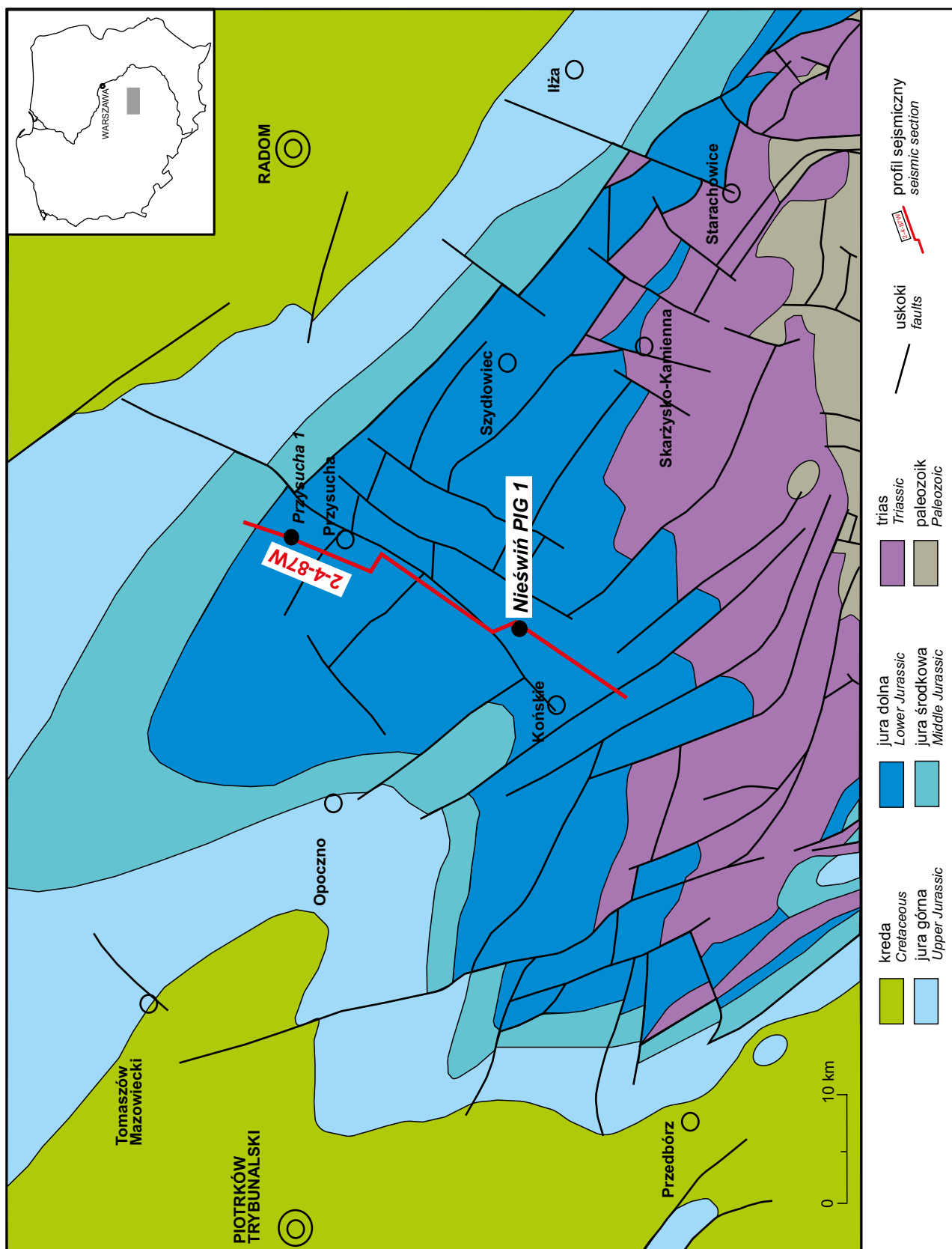


Fig. 2. Lokalizacja otworu Nieświń PIG 1 na tle mapy geologicznej północno-zachodniego permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (mapa wg Dadlez i in., 2000; uproszczona)

Location of the Nieświń PIG 1 borehole at the geological map of the NW Permian-Mesozoic margin of the Holy Cross Mts. (derived from Dadlez *et al.*, 2000, generalized)

dolnojurajska formacja zagajska mają charakter kontynentalny. Wpływy morskie obserwuje się w formacjach skłobskiej i przysuskiej.

Mięszkość osadów cechsztynu w pobliżu trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich jest bardzo zróżnicowana i wynosi od kilkudziesięciu do prawie dwustu metrów, w większości profili ok. 100 m. Natomiast w kierunku północnym szybko wzrasta i w otworze Nieświń PIG 1 wynosi 591 m a w otworze Opoczno PIG 2 – 760 m (Kowalczewski i in., 1992; Kowalczewski, 2006a). W dolnej części profilu cechsztynu występują transgresyjne utwory gruboklastyczne – zlepieńce i gruboziarniste piaskowce. Na nich spoczywa seria węglanowa pierwszego cyklotemu – łupkę miedzionośny i wapień cechsztyński¹, przykryta utworami siarczanowymi (anhydryt dolny i górny; fig. 3), których miąższość wzrasta w kierunku centrum basenu polskiego. W strefie proksymalnej są to wyłącznie anhydryty, natomiast w strefie dystalnej także sole kamienne. W bliskim obrzeżeniu (rejon Kajetanowa) brak jest osadów morskich drugiego cyklotemu i zastępuje je terygeniczna seria recesywna. W dalszym obrzeżeniu występuje dolomit główny oraz anhydryt podstawowy i anhydryt kryjący. Miąższość serii siarczanowych jest niewielka w porównaniu z pierwszym cyklotemem i brak jest ogniwa solnego. Sedymentację trzeciego cyklotemu rozpoczynają osady gruboklastyczne w bliskim obrzeżeniu i drobnoziarniste, głównie mułowcowe – w dalszym. Następnie osadza się dolomit płytkowy, którego miąższość jest większa w bliskim obrzeżeniu niż strefie dystalnej. Cykl sedymentacyjny tego cyklotemu w bliskim obrzeżeniu kończy seria terygeniczna. Jedynie w rejonie zatoki Kajetanowa spotyka się niewielkiej miąższości osady anhydrytu głównego. W dalszym obrzeżeniu miąższość anhydrytu wzrasta, a w rejonie Opoczna pojawia się sól młodsza. Tu też stwierdzono obecność ogniwa mułowcowego, anhydrytowego i solnego czwartego cyklotemu. Sedymentację cechsztynu na obszarze zarówno bliższego, jak i dalekiego obrzeżenia kończy stropowa seria terygeniczna, w trakcie osadzania się której, w zbiorniku śródlądowej playi dochodziło do okresowych wynurzeń, o czym świadczą poziomy pedogeniczne występujące w formacji z Siopeł (Szulc i in., 2015; Trela 2016; Trela, Fijałkowska-Mader, 2017). W starszej literaturze (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006) formacja z Siopeł zaliczana była do dolnego pstrego piaskowca, a jej po-

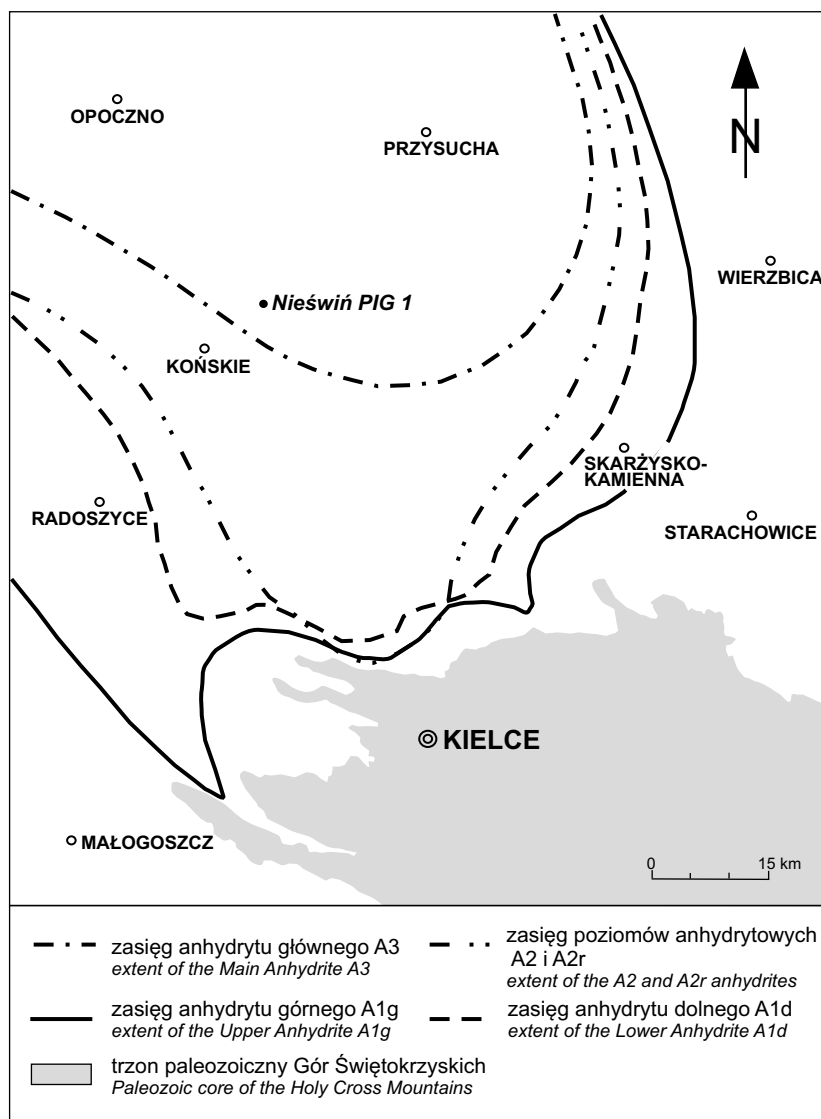


Fig. 3. Zasięgi cechsztyńskich poziomów anhydrytowych w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Kasprzyk, 1994)

Extents of the Zechstein anhydrite horizons in the NW Permian-Mesozoic margin of the Holy Cross Mts. (Kasprzyk, 1994)

wstanie wiązano z transgresją wczesnotriasową (Pieńkowski, 1989, 1991a).

Elementem dominującym w profilu dolnego pstrego piaskowca bliskiego obrzeżenia jest formacja z Zagnańska o miąższości przekraczającej lokalnie 300 m, utworzona głównie z piaskowców fluwialnych i eolicznych (ogniwo z Tumlina). Podścielają ją osady mułowcowe z poziomami gleb kopalnych (Szulc i in., 2015; Trela, 2016) formacji z Siopeł oraz piaskowce przewarstwione heterolitami iłowo-piaskowcowymi i z wkładkami zlepieńców formacji z Jaworznej. Piaskowce reprezentują środowisko rzeczne, podczas gdy heterolity – strefę przybrzeżną zbiornika morskiego. W dalszym obrzeżeniu profil dolnego pstrego piaskowca rozpoczyna formacja z Opoczna zbudowana z hete-

¹ Szczegółowy opis rozwoju sedymentacji utworów węglanowych cechsztynu został przedstawiony w osobnym rozdziale tego zeszycu.

rolitów piaszkowo-mułowcowych, zawierających lokalnie węglanowe ooidy, powstała w strefie brzeżnej płytkowodnego zbiornika epikontynentalnego.

Profil środkowego pstręgo piaszkowca rozpoczyna, zróżnicowana litologicznie, formacja z Goleniaw, której miąższość miejscami przekracza 100 m w strefie proksymalnej i 180 m w dystalnej. W jej dolnej części dominują piaszkowce drobnoziarniste, przechodzące ku górze profilu w wapienie ooidowo-bioklastyczne przewarstwione heterolitami mułowcowo-piaszkowymi. Odpowiadają one osadom laguny, przybrzeża i otwartego zbiornika morskiego. Leżąca wyżej formacja ze Stachury, zbudowana z heterolitów piaszkowo-mułowcowo-iłowcowych i piaszkowo-mułowcowo-węglanowych, zawierających wkładki wapieni ooidowo-bioklastycznych, powstała w środowisku przybrzeża brakicznej laguny. Formacja ze Stachury przechodzi zarówno ku górze, jak i lateralnie w formację z Samsonowa, dlatego w wielu profilach formacja ze Stachury nie graniczy z leżącą wyżej formacją z Goleniaw, lecz znajduje się w obrębie formacji z Samsonowa. Sedymentację środkowego pstręgo piaszkowca kończy lądowa formacja z Samsonowa, osiągająca ponadstumetrowe miąższości w bliskim i ponadczterystumetrowe – w dalszym obrzeżeniu. Budują ją mułowce i iłowce, zawierające węglanowe i siarczanowe konkrecje. Część z nich ma charakter pedogeniczny. Osady tej formacji powstały na równi zalewowej.

Litostratygrafię górnego pstręgo piaszkowca – retu przedstawiła H. Senkowiczowa (1966, 1970). W dolnym reecie zachodniego obrzeżenia wyróżniła ona warstwy z Radoszyc, warstwy gipsowe I i warstwy międzygipsowe. Ret górny obejmuje warstwy gipsowe II i warstwy z Wilczkowic. W centralnej i wschodniej części obrzeżenia natomiast, wydzieliła warstwy z Wąchocka, które odpowiadają warstwom z Radoszyc i warstwom gipsowym I, warstwy z Młodzaw korelowane z warstwami międzygipsowymi, warstwy z Łyżew, odpowiadające warstwom gipsowym II oraz warstwy z Dalejowa i warstwy z Krynek, korelowane z warstwami z Wilczkowic. M. Kuleta (*W*: Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002) oraz M. Kuleta i S. Zbroja (2006) zaproponowały wyróżnienie w reecie bliskiego NW obrzeżenia formacji z Baranowa, która jest korelowana z warstwami z Radoszyc, warstwami gipsowymi dolnymi oraz częściowo z warstwami gipsowymi górnymi oraz warstw z Dalejowa odpowiadających warstwom z Wilczkowic. Formacja z Baranowa jest utworzona głównie z czerwonych, rzecznych piaszkowców różno- i średnioziarnistych z wkładkami zlepieńców. Podrzędnie występują wkładki wiśniowych, rzadziej białych iłowców, które mogą lokalnie osiągać miąższość kilku metrów (maksymalnie ok. 20 m). Warstwy z Dalejowa mają zróżnicowaną litologię. W części zachodniej NW obrzeżenia są zbudowane głównie z margli i wapieni z przewarstwieniami iłowców i mułowców oraz podrzędnie piaszkowców. Idąc w kierunku wschodnim wzrasta udział mułowców, a następnie piaszkowców. W rejonie Mniowa na zachodzie, Świniej Góry w części centralnej i Myszk na wschodzie, w iłowcach występują rudy żelaza. Miąższość warstw wynosi od kilku do kilkunastu metrów.

W profilu retu w otworze Nieświń PIG 1 wyróżniono następujące jednostki litostratygraficzne: warstwy z Radoszyc, dolne warstwy gipsowe, warstwy międzygipsowe, górne warstwy gipsowe i warstwy z Dalejowa. Miąższość warstw z Radoszyc zbudowanych z piaszkowców, pstrych mułowców i podrzędnie zlepieńców z okruchami hematytu, wynosi od kilkudziesięciu metrów w bliskim obrzeżeniu do około dwustu metrów w rejonie Ostalowa (Kowalczewski i in., 1995; Kowalczewski, 2006b). Osady te powstały na równi zalewowej (zachodnia część NW obrzeżenia) i w środowisku rzek meandrujących (wschodnia część obrzeżenia). W dalszym obrzeżeniu na warstwach z Radoszyc leżą utwory węglanowe z siarczanami dolnych warstw gipsowych i szczątkami fauny morskiej, m.in. małżów *Costatoria costata* (Zenker), których miąższość przekracza 50 m. Powstały one w płytkim zbiorniku morskim. Przykrywają je wapienie margliste i magle z wkładkami iłowców i mułowców oraz z fauną morską warstw międzygipsowych, miąższości od kilkunastu do około 30 m. Górny ret stanowią wapienie margliste i margle dolomityczne z siarczanami górnych warstw gipsowych, zawierające skamieniałości liścionogów z rodzaju *Isaura*, małżów *Costatoria costata* (Zenker), ślimaków i małżoraczków. Zarówno warstwy międzygipsowe, jak i górne warstwy gipsowe są osadem lagunowym. Profil retu zamykają warstwy z Dalejowa, zawierające faunę morską – małże *Costatoria costata* (Zenker) i otwornice *Haplophragmoides* sp., miąższości od dwudziestu do stu metrów.

W dolnym wapieniu muszlowym obserwujemy redukcję miąższości osadów w kierunku wschodnim od około siedemdziesięciu metrów w rejonie Radoszyc do kilkunastu metrów w rejonie Skarżyska-Kamiennej oraz zróżnicowaną litologię. W części zachodniej NW obrzeżenia, w spągu dolnego wapienia muszlowego występują ciemniejsze wapienie i łupki ilaste odpowiadające warstwom wolicim i falistym. Na nich leżą jasnoszare wapienie z fauną ślimaków warstw łukowskich. W części wschodniej NW obrzeżenia wyróżnienie tych jednostek jest niemożliwe z powodu redukcji profilu, w którym występują zarówno skały węglanowe – dolomity, wapienie, margle, jak i terygeniczne – piaszkowce, mułowce i iłowce. Dopiero wapienie i iłowce z liczną fauną warstw z *Plagiostoma striatum* (strop dolnego wapienia muszlowego) stanowią wyraźny poziom korelacyjny. W środkowym wapieniu muszlowym ma miejsce podobna redukcja miąższości od około 30 m w części zachodniej do kilkunastu metrów w części wschodniej NW obrzeżenia. Wykształcony jest on w postaci wapieni, lokalnie piaszczystych, dolomitów i margli. Górny wapień muszlowy budują wapienie z liczną fauną małżów *Entolium discites* (Schlotheim), mułowce i iłowce z wkładkami margli, miąższości od kilku do ok. dziesięciu metrów, reprezentujące warstwy z *Entolium discites*. Nad nimi leżą warstwy ceratytowe, zbudowane z iłowców z wkładkami margli i piaszkowców, przechodzących w wapienie z fauną ramienionogów i małży, miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Osady dolnego wapienia muszlowego powstawały w przybrzeżnej strefie platformy węglano-

wej, która, w czasie sedymentacji środkowego wapienia muszlowego uległa spłyceniu i przekształciła się w silnie zasoloną lagunę. Osady górnego wapienia muszlowego tworzyły się w środowisku platformy węglanowej w fazie regresywnej rozwoju zbiornika morskiego.

Kajper dolny i środkowy należą do najsłabiej poznanych utworów w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Wynika to z faktu niewielu naturalnych odsłonień i znikomej ilości szczątków organicznych w nich występujących. Ponieważ kajper dolny w NW obrzeżeniu jest wykształcony podobnie do warstw sulechowskich w zachodniej Polsce, uzasadnionym jest stosowanie tej nazwy w odniesieniu do obszaru świętokrzyskiego. Dolną część warstw sulechowskich budują ciemnoszare iłowce i mułowce, z podrzędnymi wkładkami drobnoziarnistych piaskowców, zawierające detrytus roślinny i skorupki liścionogów. Środkowa część jest wykształcona w postaci pstrych mułowców piaszczystych, przechodzących ku górze profilu w szaro-zielonkawce mułowce z przewarstwieniami margli. Miąższość warstw sulechowskich wynosi ok. 40 m w bliższym i ponad 100 m w dalszym obrzeżeniu. Sedymentacja warstw sulechowskich miała miejsce w środowisku płytkiej, brakicznej laguny oraz otaczającej ją równi aluwialnej (Gajewska, 1978) i była przerywana okresowymi wynurzeniami.

Kajper środkowy obejmuje dolomit graniczny, dolne warstwy gipsowe, piaskowiec trzcinowy, górne warstwy gipsowe i utwory określane dotychczas jako „retyk” (Kowalczewski, 2006a, b). Dolomit graniczny jest wykształcony w postaci szarych iłowców dolomitycznych, dolomitów i mułowców, lokalnie zawierających faunę morską, miąższość od około dwudziestu do trzydziestu metrów. Dolne warstwy gipsowe budują szare iłowce, margle, dolomity i wapienie z liścionogami, sieczką roślinną, przechodzące w iłowce i mułowce z anhydrytem. Miąższość dolnych warstw gipsowych jest zróżnicowana i wynosi od około pięćdziesięciu do ponad 250 m. Sedymentacja dolnych warstw gipsowych miała miejsce w lagunie o podwyższonym zasoleniu (Dadlez i in., 1998). Piaskowiec trzcinowy jest wykształcony w postaci szarych mułowców, piaskowców i iłowców z detrytusem roślinnym, miąższości od kilkunastu do 30 metrów. Reprezentuje środowiska lądowe, rzeczne, głównie równi zalewowej, rzadziej korytowe. Górne warstwy gipsowe budują brunatne iłowce i mułowce dolomityczne grubości kilkudziesięciu metrów, powstałe w zbiorniku o podwyższonym zasoleniu. W większości badanych profili piaskowiec trzcinowy nie występuje i dolne warstwy gipsowe przechodzą w górne warstwy gipsowe, co utrudnia wyznaczenie granicy między nimi. W otworze Opoczno PIG 2 M. Kuleta i A. Iwanow (Kowalczewski, 2006a) wyróżnili, ponad górnymi warstwami gipsowymi, anhydryt stropowy, który, w świetle badań palinostratygraficznych autorki, należy jeszcze do górnych warstw gipsowych.

Po osadzeniu się górnych warstw gipsowych na terenie Gór Świętokrzyskich miały miejsce ruchy tektoniczne fazy starokimeryjskiej, które doprowadziły do sfałdowania

utworów pstręgo piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru. Następnie nowo powstały górotwór uległ erozji, co spowodowało, że w większości profili NW obrzeżenia (z wyjątkiem Studziannej IG 2) występuje luka stratygraficzna pomiędzy wapieniem muszlowym i lokalnie warstwami sulechowskimi a warstwami ze Studziannej. W rejonie Parszowa luka ta obejmuje także formację ze Studziannej i tu, na wapieniu muszlowym spoczywają prawdopodobnie pstre warstwy parszowskie kajpru górnego.

Stosowanie terminu „retyk” dla osadów występujących pomiędzy górnymi warstwami gipsowymi kajpru środkowego a dolnojurańską formacją zagajską w profilach NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Kowalczewski, 2006a, b), jest mylące. Retyk bowiem, w przeciwieństwie do kajpru, stanowi wydzielenie chrono- nie litostratygraficzne. Ponadto retykowi w NW obrzeżeniu odpowiada tylko najwyższa część omawianej sekwencji, czyli pstre warstwy parszowskie korelowane z warstwami wielichowskimi w Polsce zachodniej (Kopik, 1970) oraz szare warstwy parszowskie (por. Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2014). Natomiast dolna i środkowa część sekwencji, dla której autorka proponuje nazwę warstwy ze Studziannej, jest wieku noryckiego. W jej obręb wchodzi zarówno osady zawierające faunę małżoraczków i małżów z poziomu *Unionites posterus*, korelowane ze Steinmergielkeuper w Niemczech, jak i iłowce z poziomami gruzłów węglanowych, kalkretów oraz zlepieńców wapiennych, określanych mianem brekcji lisowskiej (por. Szulc, Racki, 2015). Nieokreślony pozostaje wiek wyższej części omawianej sekwencji, zbudowanej z ciemnoszarych lub pstrych iłowców i mułowców z przeławiczeniami piaskowców różnoziarnistych oraz zlepieńców, z konkrekcjami sydereytowymi i tocząciami ilastymi, które J. Kopik (1970) koreluje z poziomem *Rhaetavicula concerta*? W jej obrębie może przebiegać granica między norykiem i retykiem.

Nazwa warstw ze Studziannej pochodzi od miejscowości Studzianna (północna część NW obrzeżenia), w pobliżu której zostały wykonane dwa otwory wiertnicze Studzianna IG 1 i IG 2. W tym drugim warstwy ze Studziannej osiągają największą miąższość 223,7 m. W pozostałych profilach miąższość ich jest bardzo zróżnicowana od kilku metrów w bliższym do ponad dwustu metrów w dalszym obrzeżeniu. W przypadku profilu Nieświń PIG 1 wynosi 193 m. W dolnej części warstw ze Studziannej występują ciemnobrunatne, brunatne, szare i zielonawoszare mułowce oraz iłowce, z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, wapieni i margli z fauną małżoraczków m.in. *Darwinula liassica* Brodie i *Pontocypris rara* (Mueller) i *Cytheridea* cf. *simplex* Terquem. M. Barbacka i in. (2009) opisali pędy roślin skrzypowych z rodzaju *Neocalamites* w profilu Studzianna IG 1 na głębokości 271,0 m. Obecność małżoraczków i wkładki wapieni wskazują na wpływy morskie, mogące być korelowane z ingresją morską noryku, w czasie której powstały warstwy drawieńskie w Polsce zachodniej (Deczkowski, 1997). W profilu otworu Opoczno PIG 2, na głębokości 671,2 m (Fijałkowska, 2006) oraz Eugeniów-Korytków IG 1, na głębokości 195,0–196,0 m (Fijałkow-

ska, 1992a), w obrębie tych osadów autorka stwierdziła zespół mikroflorystyczny reprezentujący norycki podpoziom palinologiczny *Corollina meyeriana* b, występujący w warstwach jarkowskich zachodniej Polski (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985). Miąższość dolnej części warstw ze Studziannej wynosi od ok. 40 do 89 m w profilu Nieświń PIG 1. Osady te powstały w strefie przybrzeżnej zbiornika brackicznego, na co wskazuje obecność małżoraczek z rodzaju *Darvinula* (Deczkowski, 1977).

Środkową część warstw ze Studziannej stanowią bezstrukturalne lub gruzłowe, mułowce i iłowce wiśniowoczerwone, pstre, plamiste, rzadziej szare, zawierające wkładki zlepieńców wapiennych, „zlepów pseudo-oolitowych” i nagromadzenia gruzłów węglanowych określanych w starszej literaturze jako „brekcja lisowska” (por. Kopik, 1970). Miąższość środkowej części warstw ze Studziannej wynosi od ok. 26 m do 125 w profilu Studzianna IG 1. W profilu Nieświń PIG 1 są to 53 metry. W świetle nowszych badań zlepieńców węglanowych, przeprowadzonych na obszarze Górnego Śląska, są to pozostałości przeobionych poziomów paleogleb (Szulc, 2005; Szulc i in., 2006). Obecność kalkretów w osadach warstw zbąszyniec-kich profilu Niekłań PIG 1, w bliskim NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, stwierdzają Pieńkowski i in. (2014, fig. 3) i interpretują środowisko powstania tych utworów, jako suchą równię aluwialną. Środkowa część warstw ze Studziannej może zatem odpowiadać warstwom zbąszyniec-ki- na Niżu Polski.

Górną część warstw ze Studziannej tworzą szare i wiśniowe mułowce, miejscami dolomityczne z przewarstwieniami piaskowców i wapieni dolomitycznych, miąższości od kilkunastu do 95 m w profilu Nieświń PIG 1. W Karaszewski (1962) opisał hieroglify i ślady falowania w iłowcach z otworu Studzianna IG 1. W osadach tych, w profilu Opoczno PIG 2 na głębokości 578,8 m, autorka (Fijałkowska, 2006) stwierdziła zespół sporowo-pyłkowy reprezentujący norycki podpoziom palinologiczny *Corollina meyeriana* c wyróżniany w górnej części warstw zbąszyniec-kich (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985).

Pstre warstwy parszowskie są zbudowane z wiśniowych, brunatnych, żółtych bezwapniastych iłowców i mułowców, zawierających konkretne syderytowe i sferolity miąższości od kilku do 20 m (w profilu Nieświń PIG 1 – 7 m). Geneza tych ostatnich może być związana ze strukturami korzeniowymi (por. Wright, 1994). Obecność ryzoidów stwierdzają G. Pieńkowski i in. (2014) w profilu Niekłań PIG 1. Pstre warstwy parszowskie, korelowane na podstawie megaspor z warstwami wielichowskimi w Polsce zachodniej (Kopik, 1970), powstały w środowisku jeziorno-bagiennym.

Szare warstwy parszowskie są wykształcone jako szare i ciemnoszare iłowce i mułowce z podrzędnymi wkładkami piaskowców. W Karaszewski (1962) i J. Kopik (1970) zaliczyli je do serii zagajskiej i przyjęli ich wczesnojurajski wiek na podstawie obecności megaspor *Nathorstisporites hopliticus* Jung. Szare warstwy parszowskie reprezentują środowisko rzek meandrujących (Pieńkowski i in., 2014)

Na granicy triasu i jury, w większości profili NW obrzeżenia, występują luki stratygraficzne. Jedyne w rejonie Gielniowa-Szydłowca na szarych warstwach parszowskich retyku leży formacja zagajska hetangu (Karaszewski, Kopik, 1970). Jej miąższość wynosi od kilkunastu do około 160 metrów w otworze Huta OP-1. Spąg formacji stanowią zlepieńce i piaskowce gruboziarniste będące osadem rzek roztokowych i stożków aluwialnych. Ku górze profilu przechodzą one w piaskowce i mułowce powstałe w środowisku rzek meandrujących. Najwyższą część formacji tworzą ciemnoszare iłowce i mułowce z przewarstwieniami węgla i poziomami gleb kopalnych, będące osadem jeziornym lub/i bagiennym. Powyżej formacji zagajskiej występują jasnoszare mułowce pozbawione struktur korzeniowych, zawierające natomiast skamieniałości śladowe i brackiczną faunę, stanowiące ogniwo mułowcowe z Huty miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ok. 5 m. Formacja skłobska ma miąższość od ok. 50 do ponad 100 m i utworzona jest głównie z piaskowców z podrzędnymi wkładkami mułowców i iłowców powstałych w środowiskach przybrzeżnych, barier i laguny. Przysuska formacja rudonośna, miąższości 40–100 m, jest utworzona z piaskowców, mułowców i iłowców, w obrębie których występują trzy poziomy syderytów ilastych. Osady te powstały w środowisku lagunowo-barierowym, deltowym i rzeczonym. Wczesnojurajski (hetang) wiek formacji zagajskiej, skłobskiej i przysuskiej został potwierdzony obecnością megaspor z poziomu *Nathorstisporites hopliticus* w profilach z rejonu Żarnowa (Marcinkiewicz, 1971) oraz miospor z poziomu *Pinuspollenites-Trachysporites* (Pieńkowski, Waksmundzka, 2002). Formacja ta kończy profil jury w otworze Nieświń PIG 1.

Otwór Nieświń PIG 1 został zlokalizowany na dalekim, północno-zachodnim permsko-mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Podpermie podłoże było tu rozpoznane profilami sejsmicznymi (Malec i in., 2006, 2007), które potwierdziły główne zarysy budowy geologicznej, przedstawione przez Z. Kowalczewskiego (1985). W przypadku większości profili granica między osadami pokrywymi permsko-mezozoicznej a skałami podłoża jest wyraźna, wyznaczona mniejszą lub większą niezgodnością kątową. W podpermie podłożu widoczne są fałdy stanowiące przedłużenie głównych jednostek strukturalnych, wyróżnianych w trzonie paleozoicznym Gór Świętokrzyskich. Kierunek przebiegu tych fałdów zmienia się z WNW–ESE, w części wschodniej omawianego obszaru, na NW–SE, w części zachodniej. Obraz ten komplikuje gęsta sieć poprzecznych i podłużnych uskoków przesuwczych i przesuwczo-zrzutowych, tnących skały podłoża na bloki o zróżnicowanej budowie wewnętrznej i poprzysuwane względem siebie.

Permsko-mezozoiczne piętro strukturalne jest słabiej zaangażowane tektonicznie. Dominują w nim uskoki podłużne o przebiegu NW–SE oraz poprzeczne NE–SW. Niektóre z nich są pierwotne, większość natomiast powstała w wyniku odmłodzenia starszych struktur w podłożu pale-

ozoicznym, jak np. uskoki Kamiennej i Skrzynna o kierunku NW–SE.

Określenie wieku poszczególnych struktur tektonicznych jest utrudnione przez fakt nakładania się dyslokacji kimeryjskich na waryscyjskie o kierunku WNW–ESE. Odm inną orientację – NW–SE – mają dopiero struktury laramijskie. Dodatkowo występują uskoki o kierunku NE–SW, poprzeczne w stosunku do generalnego, świętokrzyskiego planu strukturalnego (fig. 2). W cieńszej pokrywie mezozoicznej, przylegającej do trzonu paleozoicznego Gór Święto-

krzyskich, wyraźnie zaznacza się waryscyjski kierunek struktur, natomiast w dalszym obrzeżeniu – młodszy, laramijski.

Otwór Nieświń PIG 1 został zlokalizowany na północnym skrzydle megasynekliny Opoczna. Ta permsko-mezozoiczna struktura powstała, jako forma potomna, ponad młodopaleozoicznym elementem strukturalnym tzw. depresją konecką, rozdzielającą bloki suchedniowsko-serbinowski i radoszycko-maleniecki (Kowalczewski, 1985).