

WSTĘP

Maria KULETA, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

Otwór wiertniczy Mniszków IG 1 został wykonany w ramach „Projektu badań geologicznych w północnym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich” autorstwa H. Jurkiewicza i J. Woźńskiego (1970) realizowanego w Oddziale Świętokrzyskim Instytutu Geologicznego. W otworze badawczym Mniszków IG 1 zakładał on rozpoznanie osadów pokrywy permsko-mezozoicznej oraz karbonu i dewonu do głębokości 3000 m. Celem realizacji otworu było również rozpoznanie możliwości występowania węglowodorów w przewiercanych kompleksach mezozoicznych i paleozoicznych. Cel nie został całkowicie zrealizowany, ponieważ otwór, pomimo że przekroczył o 28 m zakładaną głębokość, nie sięgnął utworów paleozoicznych i zakończył się w utworach triasu dolnego. Wynikało to z faktu założenia w projekcie otworu znacznie mniejszej miąższości triasu górnego, niż

to się okazało w rzeczywistości. Zespół Struktur Wgłębnych Instytutu Geologicznego, na posiedzeniu w dniu 1 sierpnia 1972 r., rozpatrując aneks dalszego głębenia przedstawiony przez Oddział Świętokrzyski, uznał to działanie za niecelowe i postanowił zakończyć głębenie otworu w aktualnej wówczas głębokości 3028,0 m.

Niniejsze opracowanie wykonano na podstawie następujących materiałów archiwalnych: „Dokumentacja wynikowa otworu Mniszków IG 1” (Jurkiewicz i in., 1973) oraz „Profil głębokiego otworu wiertniczego Mniszków IG 1” (Kuleta, 2005). Przeprowadzono w nim weryfikację granic jednostek chrono- i litostratygraficznych oraz nazw jednostek litostratygraficznych, zgodnie z Tabelą stratygraficzną Polski (Wagner, 2008) i aktualną literaturą (Gutowski i in., 2007; Złonkiewicz, 2009a; Fijałkowska-Mader, 2018).

LOKALIZACJA OTWORU WIERTNICZEGO, PARAMETRY TECHNICZNE I WYKONANE BADANIA

Topograficzna lokalizacja otworu (fig. 1):

- miejscowość: Jawor k. Mniszkowa;
- gmina: Mniszków;
- powiat opoczyński;
- województwo łódzkie;
- współrzędne geograficzne wg Centralnej Bazy Danych Geologicznych (CBDG): długość 20°03'06,57"E, szerokość 51°22'01,96"N;
- wysokość nad poziomem morza: ok. 218,5 m (wg oryginalnej dokumentacji);
- arkusz mapy: 1:100 000 arkusz Opoczno [43–30] (fig. 2).

Otwór zlokalizowano na przekroju sejsmiczno-geologicznym wzdłuż linii 9-8-77K (Kijewska, ten tom) (fig. 2) według interpretacji L. Dziwińskiej i Z. Peteckiego (2004a).

Podstawowe dane o przebiegu wiercenia:

- wiercenie rozpoczęto: 13.11.1971 r.;
- wiercenie zakończono: 03.08.1972 r.;
- końcowa głębokość otworu: 3028,0 m;
- średni postęp wiercenia:
 - przemysłowy (od dnia rozpoczęcia do dnia zakończenia wiercenia) – 11,43 m/d;

- mechaniczny (po odliczeniu przestojów na badania geofizyczne, rurowanie i instrumentację oraz pracę świąteczną) – 20,76 m/d.

Nadzór wiercenia:

- geodolży nadzoru geologicznego: H. Jurkiewicz, J. Woźński – Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski w Kielcach;
- geodolży nadzoru opróbowań: H. Jurkiewicz, J. Woźński;
- geodolży dozoru geologicznego: L. Walczewski, J. Marosz, A. Konopka – Przedsiębiorstwo Geologiczne w Katowicach;
- geofizyk nadzoru: J. Frydecki – Instytut Geologiczny w Warszawie, Zakład Geofizyki;
- geofizyk dozoru: W. Morzonek – Przedsiębiorstwo Geologiczne w Katowicach.

Zleceniodawca i wykonawca oraz parametry techniczne otworu wiertniczego:

- zleceniodawca: Instytut Geologiczny w Warszawie i Oddział Świętokrzyski IG Kielce;
- główny wykonawca: Przedsiębiorstwo Geologiczne Katowice; kierownicy wiercenia: M. Lorenc i J. Dyląg;
- urządzenie: 4LD-150D.

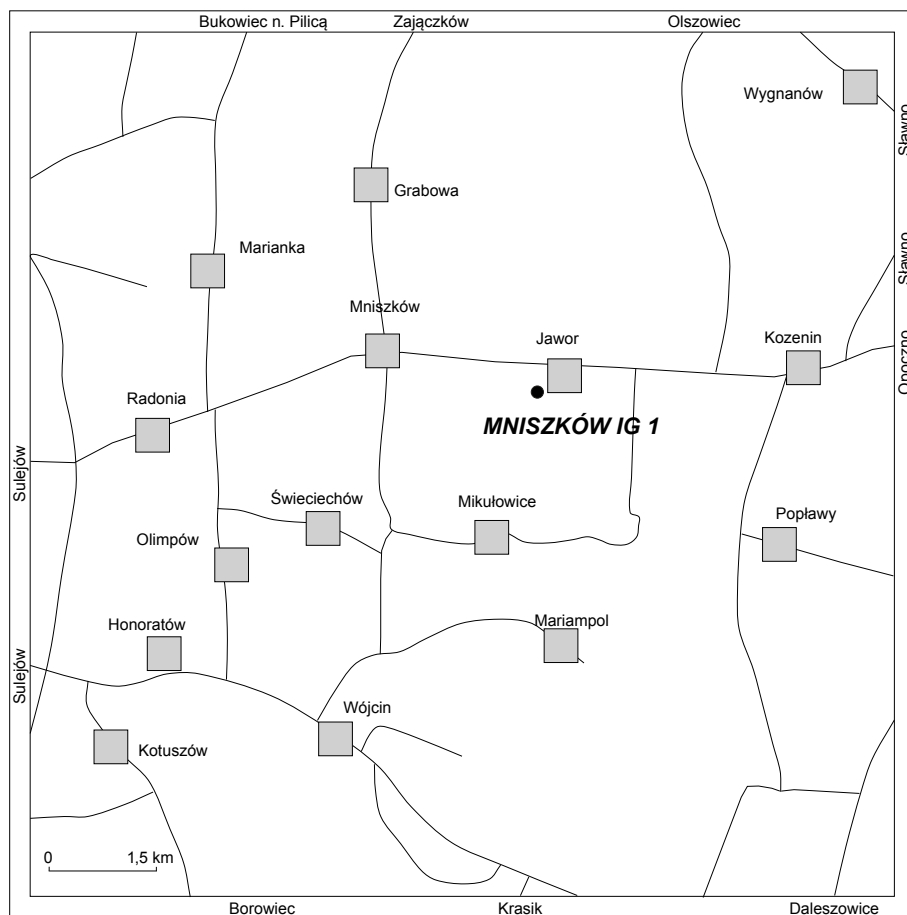


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny otworu wiertniczego Mniszków IG 1

Location map of the Mniszków IG 1 borehole

Konstrukcja otworu (fig. 3¹):

średnica otworu:

- 670 mm w interwale głęb. 0,0–17,5 m;
- 438 mm w interwale głęb. 17,5–352,7 m;
- 308 mm w interwale głęb. 352,7–1678,0 m;
- 216 mm w interwale głęb. 1678,0–3028,0 m;

zarurowanie:

- rury 24" w interwale głęb. 0,0–17,0 m;
- rury 13 $\frac{3}{8}$ " w interwale głęb. 0,0–352,4 m;
- rury 9 $\frac{5}{8}$ " w interwale głęb. 0,0–1674,4 m;
- rury 6 $\frac{5}{8}$ " w interwale głęb. 0,0–2666,9 m.

Zakres rdzeniowania

W otworze Mniszków IG 1 przedrzeniowano ogółem 238,6 m, co stanowi 7,9% długości całego otworu. Zakres i głębokość interwałów rdzeniowanych przedstawiono na figurze 3. Sumaryczną długość odcinków rdzeniowanych (zarówno prze-

widywanych, jak i rzeczywistych) dla systemów stratygraficznych zestawiono w tabeli 1. Uzysk rdzenia dla poszczególnych marszy podano w rozdziale pt. „Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny”. Ponieważ uzysk rdzenia w części marszy nie wynosił 100%, długość rzeczywiste uzyskanego rdzenia jest mniejsza niż wynikałoby to z sumowania interwałów rdzeniowanych. Rdzenie z otworu Mniszków IG 1 przechowywane są w Archiwum Rdzeni i Próbek Geologicznych Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Kielcach.

Zakres badań wykonanych w otworze

Głównym celem wykonania otworu było rozpoznanie budowy geologicznej utworów mezozoiku i górnego paleozoiku w północno-zachodniej części NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich pod kątem stratygrafii, tektoniki, występowania węglowodorów i właściwości zbiornikowych. Ze względu na niewielki procent rdzeniowania otworu oraz brak skamieniałości w rdzeniowanych interwałach profili, zwłaszcza jury dolnej i triasu górnego, stratygrafię opracowano głównie na podstawie danych geofizycznych.

¹ Figura 3 znajduje się w kieszeni na końcu książki.

Tabela 1

Zakres rdzeniowania w otworze Mniszków IG 1
Core drilling in the Mniszków IG 1 borehole

System/oddział System/series	Miaższość [m] Thickness		Interwał rdzeniowany [m] Cored interval		Zakres rdzeniowania [%] Range of coring	
	przewidywana expected	rzeczywista real	projektowany planned	wykonany done	projektowany planned	wykonany done
Kenozoik	?	21,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Jura górna	610,0	832,5	36,6	56,5	6	6,8
Jura środkowa	290,0	261,0	145	28,6	50	11,0
Jura dolna	490,0	368,0	49	26,5	10	7,2
Trias górny	490,0	1056,0	29,4	85,3	6	8,1
Trias środkowy	210,0	225,0	42	16,5	20	7,3
Trias dolny	500,0	264,0	100	24,7	20	9,4
Cechsztyń	210,0	?	210	0,0	100	0,0
Dewon	200,0	?	48	0,0	24	0,0

Badania geofizyki wiertniczej zostały wykonane okresie od listopada 1971 r. do lipca 1972 r. w siedmiu odcinkach badań strefowych, standardowymi urządzeniami analogowymi produkcji radzieckiej, przez przedsiębiorstwo „Geofizyka Toruń” z bazy Wołomin. Ogółem badania te wykonano w trzynastu odcinkach pomiarowych. W całym profilu zostały wykonane standardowe sondowania oporności (SO), a także pomiary oporności polem sterowanym (Post). Ze względu na istnienie silnych zakłóceń pola elektrycznego nie udało się natomiast wykonać pomiarów potencjałów samoistnych (PS). Poza standardowymi typami pomiarów w otworze Mniszków IG 1 zostały zarejestrowane wartości temperatur maksymalnych w nieustalonych warunkach termicznych (praktycznie po ok. 3–4 dobach po ustaniu cyrkulacji płuczki wiertniczej). Zarejestrowane pierwotnie analogowe wyniki badań zostały zdigitalizowane, unormowane i zapisane w formacie LAS przez J. Szewczyka z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie (Szewczyk, 2005).

Badania opróbowujące (badania na przypiływy) wykonano po zakończeniu wiercenia, w okresach: 31.08–28.09.1972 r. i 27.02–14.05.1973 r. (w trakcie wiercenia badań tych nie wykonywano).

Obserwacje przejawów bitumicznych były prowadzone w sposób ciągły w trakcie głębenia otworu Mniszków IG 1. Do tego celu użyto metanomierza zamontowanego w obiegu płuczki oraz luminescencji (badanie lampą Wooda próbek okruchowych i rdzeni).

Wszystkie rdzenie badano również laboratoryjnie na zawartość substancji bitumicznych metodą ekstrakcji.

Badania laboratoryjne, wykonane przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Katowicach i Oddział Świętokrzyski Instytutu Geologicznego w latach 1972–1973, obejmowały następujące analizy: chemiczne wód – 8; chemiczne skał – 457; petrograficzne skał – 114; porowatości skał – 40; na bituminy – 145; na zasolenie rdzeni – 56; mikrofaunistyczne – 39; faunistyczne – 13; mikroflorystyczne – 32.

Dokumentacja wstępna otworu Mniszków IG 1 została przekazana przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Katowicach do Archiwum Instytutu Geologicznego w kwietniu 1973 r. Zawiera ona podstawowe materiały dotyczące profilu litologicznego, przebiegu prac wiertniczych i częściowo badań opróbowujących.

Pierwsza „Dokumentacja wynikowa otworu Badawczego Mniszków IG 1” została wykonana w 1973 r. przez zespół pod kierunkiem H. Jurkiewicza w składzie: J. Woźniński, A. Szczurba, M. Kuleta. Badania makrofaunistyczne wykonała B. Pacholec. Niestety, znaczna część wykonanych analiz została tylko w niewielkim stopniu lub wręcz nieudokumentowana w ogóle. W przypadku badań petrograficznych skał, z liczby 114 płytek cienkich, opisano jedynie 28 z podaniem ich głębokości. Brak jest dokumentacji wyników chemicznych skał i badań paleontologicznych.

W skład zespołu autorskiego drugiego opracowania pt: „Profil głębokiego otworu wiertniczego Mniszków IG 1” (2005) pod redakcją M. Kulety weszli: H. Jurkiewicz, J. Woźniński, Z. Złonkiewicz, G. Herman, A. Iwanow i J. Szewczyk. W porównaniu do dokumentacji z 1973 r. młodsze opracowanie zostało uzupełnione wynikami ponownego, szczegółowego profilowania litologiczno-sedymentologicznego rdzenia wiertniczego. Uwzględniono w nim wyniki mikroskopowych badań petrograficznych, badań litofacjalnych (przeprowadzonych przez M. Kuletę, A. Iwanow i Z. Złonkiewicza) oraz biostratygraficznych, wykonanych przez M. Romanek (1995), a także wyniki zreinterpretowanych komputerowo w systemie Geoflog; (por. Gientka, Szewczyk, 1996) badań geofizyki wiertniczej, wykonanych przez J. Szewczyka. Omawiając tektonikę północnego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, wykorzystano również interpretację przekrojów sejsmiczno-geologicznych w rejonie otworu Mniszków IG 1 (Dziwińska i in., 2001; Dziwińska, Petecki, 2004a, b). Opracowanie zawierało zaktualizowane (na ówczesne czasy) nazwy jednostek litostratygraficznych.

Opracowanie profilu otworu przedstawione w niniejszym tomie różni się od opracowania z 2005 r. zaktualizowaną litostratygrafią triasu górnego (por. Fijałkowska-Mader, 2018). Nie wyróżniono w nim kajpru górnego, natomiast kajper środkowy został podzielony na: dolomit graniczny, warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy (część dolna i górna), warstwy gipsowe górne i warstwy ze Studziannej (dolne, środkowe i górne). W starszym opracowaniu osady warstw ze Studziannej były określone jako kajper górny i korelowane z norykiem. Kajper górny natomiast był korelowany z retykiem i obejmował warstwy wielichowskie oraz bartoszyckie na Niżu Polski (Marcinkiewicz, 1997), a także pstre warstwy parszowskie w Górach Świętokrzyskich (Kopik, 1970). W obecnym opracowaniu ponadto, przedstawiono litostratygrafię jury środkowej i górnej znowelizowaną zgodnie z Tabelą stratygraficzną Polski (Wagner, 2008). Dokonano też podziału górnourajskiego kompleksu wapieni oolitowo- płytowych na jednostki niższego rzędu, nawiązując do schematu litostratygraficznego, który w ostatnich latach został opracowany dla synkliny tomaszowskiej w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Matyja, Wierzbowski, 2014).

W szczególności, w niniejszym tomie wprowadzono następujące zmiany w profilu litostratygraficznym w stosunku do opracowania z 2005 r.:

1. zamiast marglisto-muszlowniczych utworów kimerydu wyróżniono formację pałucką, formację muszlowniców stobnickich i kompleks wapieni oolitowo- płytowych;
2. zamiast oolitowo- płytowych utworów w kimerydzie wydzielono zespół marglisty środkowej i ogniwo wapieni z Kurnędza;
3. nazwę wapienie siedleckie zmieniono na formację piasek/wapienie siedleckie;
4. na głębokości 686,0–854,0 m wydzielono formację wapieni gąbkowych częstochowskich z ogniwami wapieni morawickich, wapieni siwych oraz jasnogórskich;
5. w obrębie keloweju wydzielono warstwę bulastą, której dolną granicę przesunięto z 868,4 m na 867,5 m;
6. w obrębie batonu górnego i najniższego keloweju wyróżniono serię podwapieniaka górnego, a w batonie środkowym i dolnym – serię podwapieniaka dolnego;
7. w bajosie górnym wyróżniono dolną serię ilastą, a w bajosie dolnym i aalenie górnym – serię piaskowcową i serię piaszczysto-ilastą;
8. na głębokości 1483,0–2586,5 m wyróżniono kajper, a zamiast kajpru górnego i kajpru środkowego – kajper środkowy i dolny;
9. w kajprze środkowym na głębokości 1483,0–2081,0 m wydzielono warstwy ze Studziannej;
10. zmieniono głębokość występowania i miąższość warstw gipsowych górnych z 2299,0–2331,5 m (32,5 m miąższości) na 2081,0–2299,0 m (218,0 m miąższości) oraz piaskowca trzcinowego z 2331,5–2395,0 m (63,5 m miąższości) na 2299,0–2395,0 m (96,0 m miąższości);
11. w obrębie formacji retu, zamiast warstw nadgipsowych i warstw gipsowych II, wydzielono warstwy z Wilczkowic i warstwy gipsowe górne oraz warstwy gipsowe dolne w miejsce warstw gipsowych I.

Dodatkowo opracowanie wzbogacono o wyniki następujących badań: petrograficznych skał syderytowych jury środkowej, palinostratygraficznych, materii organicznej, właściwości fizycznych i chemicznych skał oraz charakterystykę warunków pogrzebania. Ponownie przeanalizowano wyniki badań geofizycznych, opisując w oddzielnych podrozdziałach pomiary sejsmiczne i prędkości średnie.

Zbigniew ZŁONKIEWICZ, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

REGIONALNE TŁO GEOLOGICZNE

Otwór Mniszków IG 1 usytuowany jest na dalekim, północno-zachodnim obrzeżeniu permsko-mezozoicznym Gór Świętokrzyskich, w strefie wychodni skał jury górnej (fig. 2), w obrębie północno-wschodniego skrzydła laramijskiej antykliny Sulejowa.

Obrzeżenie permsko-mezozoiczne Gór Świętokrzyskich wchodzi w skład segmentu szydłowieckiego, stanowiącego południowo-wschodnią część antyklinalium środkowopolskiego (Karnkowski, 2008). Północno-zachodnia część obrzeżenia ma w przybliżeniu kształt trójkąta, którego wierzchołkami są: Przedbórz na zachodzie, Starachowice na wschodzie i Studzianna (położona ok. 8 km na wschód od Inowłodza) na północy (fig. 2).

Paleogeografia basenów sedymentacyjnych permu i mezozoiku oraz zmienność facjalna ich osadów, obserwowana w regionie świętokrzyskim i obszarach sąsiadujących, ukazuje reaktywowanie na obszarze masywu małopolskiego waryscyjskiego planu strukturalnego (por. Morawska, Stupnicka 1985).

W permie i mezozoiku trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich i antyklinalium dolnego Sanu tworzyły złożoną barierę, która na terenie dzisiejszej Małopolski różnicowała basen na część północną – silniej związaną ze zbiornikiem epikontynentalnym Europy centralnej i część południową – w większym stopniu związaną z szelfem Tetydy (Samsonowicz, 1929; Złonkiewicz, 2004, 2009b, 2011, 2015b; Walaszczyk, Remin, 2015; Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz, 2018). Od północy do trzonu paleozoicznego przylegała strefa o większej subsydencji. Na obszarze niecki miechowskiej masyw Włoszczowy stanowił analogiczny próg morfologiczny w basenach permu i wczesnego triasu (Morawska, 1993, 1996), jury (Złonkiewicz, 2006c, d, 2011) oraz albu i cenomanu (Samsonowicz, 1929; Hakenberg, 1978, 1980; Świdrowska i in., 2008).

W permie i przez większość mezozoiku obszar Gór Świętokrzyskich znajdował się w południowo-wschodniej części epikontynentalnego basenu centralnej Europy, określanej jako południowo-wschodni segment bruzdy śródpolskiej (Kutek,

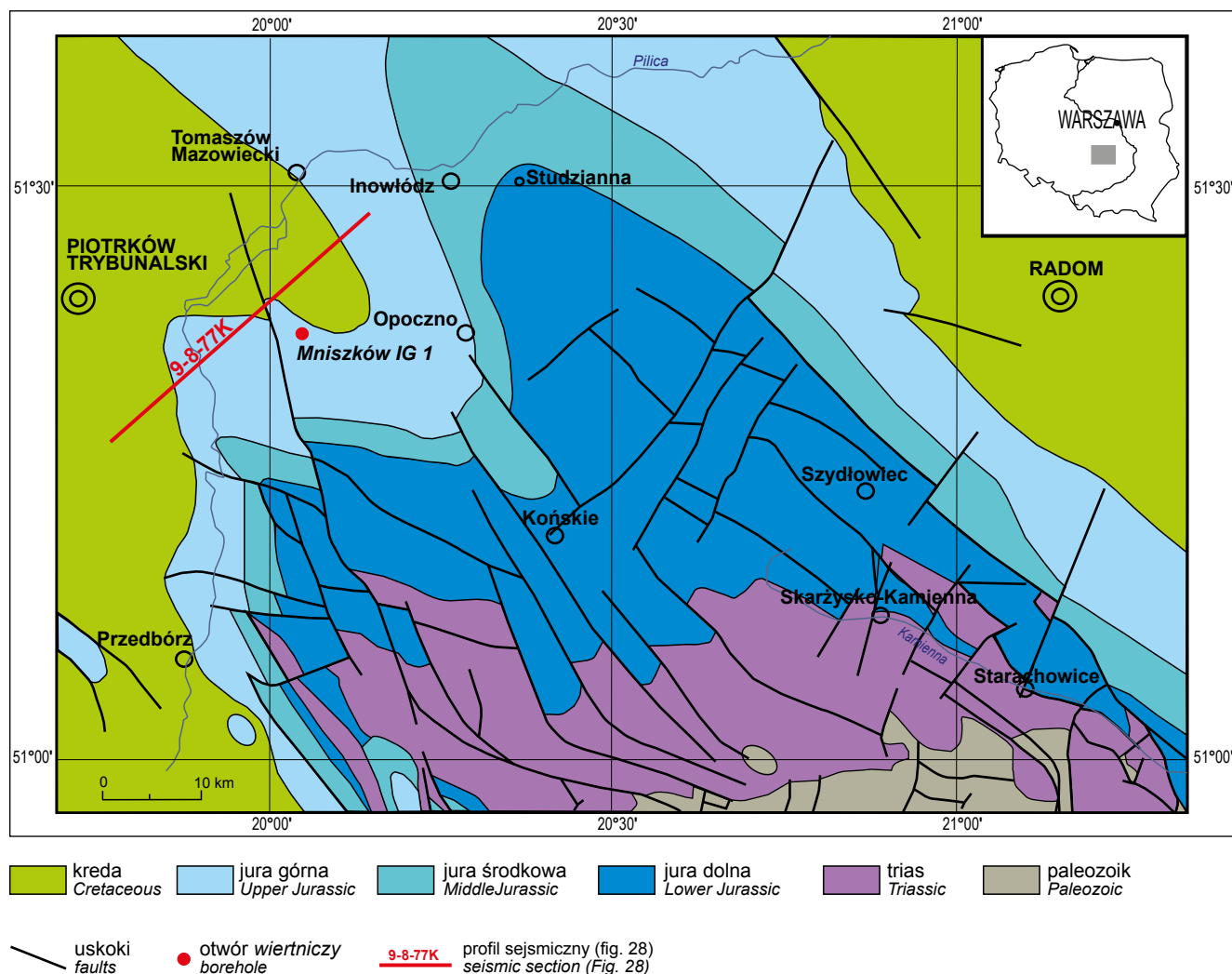


Fig. 2. Lokalizacja otworu Mniszków IG 1 na tle mapy geologicznej północno-zachodniego permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (wg Dadlez i in., 2000; uproszczona)

Location of the Mniszków IG 1 borehole against the geological map of the NW Permian-Mesozoic margin of the Holy Cross Mts. (after Dadlez *et al.*, 2000, generalized)

1994b; Świdrowska i in., 2008), gdzie rozkład miąższości związany był z synsedymacyjną subsydencją (por. Stupnicka, Stempień-Sałek, 2016). Sekwencje osadów permu górnego, triasu (z wyjątkiem części triasu – retu i wapienia muszlowego), jury dolnej i środkowej oraz kredy dolnej zdominowane są przez utwory terygeniczne, natomiast wśród osadów triasu środkowego, jury górnej i kredy górnej dominują osady węglane.

Przez większość omawianego czasu transgresje na obszar świętokrzyski docierały bruzdą śródpolską z północnego zachodu, z obszaru borealnego. W schyłkowym okresie wczesnego triasu i w triasie środkowym (olenek, anizyk), w jurze środkowej (od wczesnego batonu), w późnej jurze i późnej kredzie kierunek ten zmieniał się na południowo-wschodni i południowy (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Szulc, 2000; Złonkiewicz, 2006c; Gutowski i in., 2007; Matyja, 2009, 2015; Becker i in., 2015; Moryc, 2018), natomiast transgresje sięgały z oceanu Tetydy, przez tzw. depresję krakowsko-tarnowską oraz zatokę

rzeszowską. Dlatego w utworach tych oddziałów i pięter spotyka się skamieniałości charakterystyczne dla domeny tetydzkiej (por. Senkowiczowa, 1970; Szyperko-Teller, 1997; Szulc, 2000; Główniak, 2012; Matyja, 2015).

Od późnego permu po schyłek mezozoiku sedimentacja na obszarze świętokrzyskim była warunkowana przez cyklicznie następujące transgresje i regresje (Kutek, 1969, 1994b; Feldman-Olszewska, 1997a, b; Pieńkowski, 2004, 2006; Gutowski, 2006; Świdrowska i in., 2008; Złonkiewicz, 2019a). Ich efektem jest występowanie na przemian lądowych i morskich systemów depozycyjnych z lukami erozyjnymi. Facje lądowe dominują w osadach terygenicznych górnego permu, dolnego i triasu górnego oraz w formacji zagajskiej z pogranicza triasu i jury (Marek, Pajchłowa, 1997). Od schyłku późnej jury (późny kimeryd lub tyton) po alb, co najmniej centralna część regionu świętokrzyskiego podlegała denudacji, pozostając w warunkach lądowych. Na północnych peryferiach regionu świętokrzyskiego (w strefie między Nowym

Miastem a Ilżą) i na jego dalekim południowo-wschodnim przedpolu (w rejonie Tarnowa i Pilzna) zachowały się osady, będące śladem wczesnokredowych, przedalbskich transgresji morskich (Maksym i in., 2001; Gutowski i in., 2005; Gutowski i in., 2007; Matyja, 2009; Urbaniec i in., 2010). Natomiast wpływy morskie, a okresowo brakiczne, przeważały w późnym permie (węglanowo-ewaporatowe człony cyklotemów cechsztynu), w środkowym triasie (późny anizyk–ładyn) podczas sedymentacji utworów retu i wapienia muszlowego, w późnym triasie (karnik) w czasie depozycji osadów dolomitu granicznego i dolnych warstw gipsowych, ponadto we wczesnej jurze podczas sedymentacji formacji skłobskiej, ostrowieckiej, przysuskiej, gielniowskiej, w niemal całej środkowej i późnej jurze oraz w późnej kredzie (Kutek, 1969, 1994b; Senkowiczowa, 1970; Kowalczewski, Rup, 1989; Feldman-Olszewska, 1997a, b, 2014; Pieńkowski, 2004, 2006; Kuleta, Zbroja, 2006; Gutowski, 2006; Gutowski i in., 2007; Złómkiewicz, 2009a; Matyja, 2009, 2015; Krajewski i in., 2011a, b; Olszewska i in., 2012; Kin i in., 2013; Fijałkowska-Mader, Złómkiewicz, 2018; Moryc, 2018).

Analizy profili litologicznych górnego permu (cechsztynu) i triasu dolnego (pstrego piaskowca) w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich pozwoliły wyróżnić dwie strefy paleofacjalne – proksymalną i dystalną. W obrzeżeniu bliższym cokołowi paleozoicznemu liczniej występują gruboklastyczne osady terygeniczne (zlepieńce, piaskowce), natomiast w dalszym obrzeżeniu dominują utwory drobnoziarniste (głównie mułowce). Zróżnicowanie obserwuje się także w obrębie utworów morskich, wśród których w facjach proksymalnych dominują utwory klastyczne i węglany, a ponadto obecne są liczne luki sedymentacyjne. W facjach dystalnych zaś przeważają ewaporaty (gipsy, anhydryty, sole kamienne), a profil litostratygraficzny jest ciągły (Rup, 1985; Wagner, 1988, 1994; Kowalczewski, Rup, 1989; Kuleta, Zbroja, 2006). Granica między tymi strefami pokrywa się w przybliżeniu z granicą wychodni osadów środkowego pstrego piaskowca.

Paleogeografia obszaru świętokrzyskiego podczas permu i mezozoiku ściśle zależała od jego rozwoju paleotektonicznego, który wynikał z położenia w peryferyjnej strefie basenu epikontynentalnego centralnej Europy, a zarazem na obrzeżach szelfu Tetydy. Brak po-warszawskiej pokryw osadowej na terenie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, lokalizacja jej pełnych profili w odległych strefach obrzeżenia mezozoicznego i przyległych nieckach, ponadto monotonia osadów i ubóstwo horyzontów korelacyjnych prowadziły badaczy do różnych koncepcji interpretujących rozwój tego regionu. Postępujący ku Górom Świętokrzyskim wzrost miąższości poszczególnych oddziałów, a nawet całych systemów – triasowego, jurajskiego i kredowego, obserwowany w profilach wiertniczych i obrazie geofizycznym na terenach nieck (por. Krzywiec i in., 2018), stał się podstawą koncepcji Kutka i Głazka (1972; Kutek, 1994b), którzy oś maksymalnej subsydencji w permsko-mezozoicznym basenie bruzdy śródpolskiej prowadzili ukośnie przez obszar trzonu paleozoicznego. Szczególną rolę, jako synsedymencyjnego uskoku zrzutowo-przesuwczego, przyznawali oni dyslokacji świętokrzyskiej. Koncepcja ta przez lata stała się wiążąca dla interpretacji rozwoju tej części basenu permsko-mezozoiczne-

go, a szerzej ujmując, dla pogranicza kratonu wschodnioeuropejskiego i szelfu Tetydy (Hakenberg, 1980; Dadlez i in., 1998; Świdrowska, Hakenberg, 1999; Świdrowska i in., 2008; Pieńkowski, 2004, 2006), nawet jeśli nie znajdowała ona potwierdzenia w badaniach poszczególnych pięter i formacji.

Z przeprowadzonych analiz facjalnych i miąższościowych permu i mezozoiku wynika obraz rozwoju paleotektonicznego odmienny od klasycznej koncepcji Kutka i Głazka (1972), podlegający stopniowemu precyzowaniu, a w szczególności prowadzący do różnych interpretacji. Obok koncepcji o istnieniu w basenie późnojurajskim-wczesnokredowym na obszarze Małopolski rozległego homoklinalnego szelfu i o braku przejawów ówczesnej synsedymencyjnej tektoniki dysjunktywnej o kierunku struktur innym, niż wschód – zachód (Matyja, 2009, 2015), obserwacje utworów obejmujących większe przedziały wiekowe, skłoniły badaczy (Złómkiewicz, 2003, 2004, 2006c, d, 2011, 2015b; Gutowski, Koyi, 2007) do przyjęcia, że sedymentacja permsko-mezozoiczna przebiegała w warunkach prawoskrętnej ekstensji skośnej, która w podłożu warwicyjskim masywu małopolskiego uaktywniła dyslokacje regionalne i spowodowała powstanie systemu *pull-apart*, z zapadliskami i zrębami oraz typowymi stabilnymi blokami centralnym (por. McClay i in., 2002). Rolę bloków o większej stabilności pełniły w tym okresie trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich oraz masyw Włoszczowy, wyodrębniane w masywie małopolskim (por. Morawska, Stupnicka, 1985) (fig. 4). Tym samym należały one do systemu stabilnych bloków na przedpolu kratonu wschodnieuropejskiego, tj.: bloku Gorzowa, grzbietu wielkopolskiego i bloku Piotrkowa, wyodrębnianych na obszarze bruzdy śródpolskiej (por. Dadlez, 2003). W świetle tych obserwacji rola dyslokacji świętokrzyskiej, jako uskoku zrzutowego, aktywnego podczas ekstensji permsko-mezozoicznej, wydaje się nieuzasadniona (Złómkiewicz, 2011, 2015b).

Zachodnia część trzonu paleozoicznego podczas kolejnych cykli sedymentacyjnych była nachylona ku północnemu zachodowi, ku zbiornikowi epikontynentalnemu i stanowiła teren jego transgresji. W środkowym triasie (Szulc, 2000; Becker i in., 2015), w kelowej–walanżynie (Gutowski, 2006; Złómkiewicz, 2006c, d; Gutowski i in., 2007; Matyja, 2009) i w późnej kredzie, obszar ten ulegał nachyleniu także ku południowi, ku basenowi Tetydy, czego pośrednim efektem była sedymentacja węglanowa.

Dywersyfikacja miąższości osadów poszczególnych pięter mezozoiku jest trudna do powiązania z ruchami pionowymi podłoża z uwagi na dość intensywną, a zarazem zróżnicowaną dostawę materiału osadowego oraz jego urozmaicenie litologiczne. Różnice w subsydencji stosunkowo najlepiej zapisały się w rozkładzie miąższości utworów jury środkowej, dość jednolitych pod względem facjalnym. Są zaś szczególnie trudne do zauważenia w urozmaiconych utworach górnojurajskich, które powstały na dalekim przedpolu lądu hrubieszowskiego, na peryferiach Tetydy, w środowisku szelfu węglanowego zróżnicowanego pod względem batymetrii, energii wody, lokalnej produkcji organicznej i dostawy materiału detrytycznego. Obserwowane znaczne ujednolicenie łącznej miąższości tych osadów może skłaniać do przyjęcia istnienia na obszarze Małopolski, w późnej jurze i najniższej kredzie,

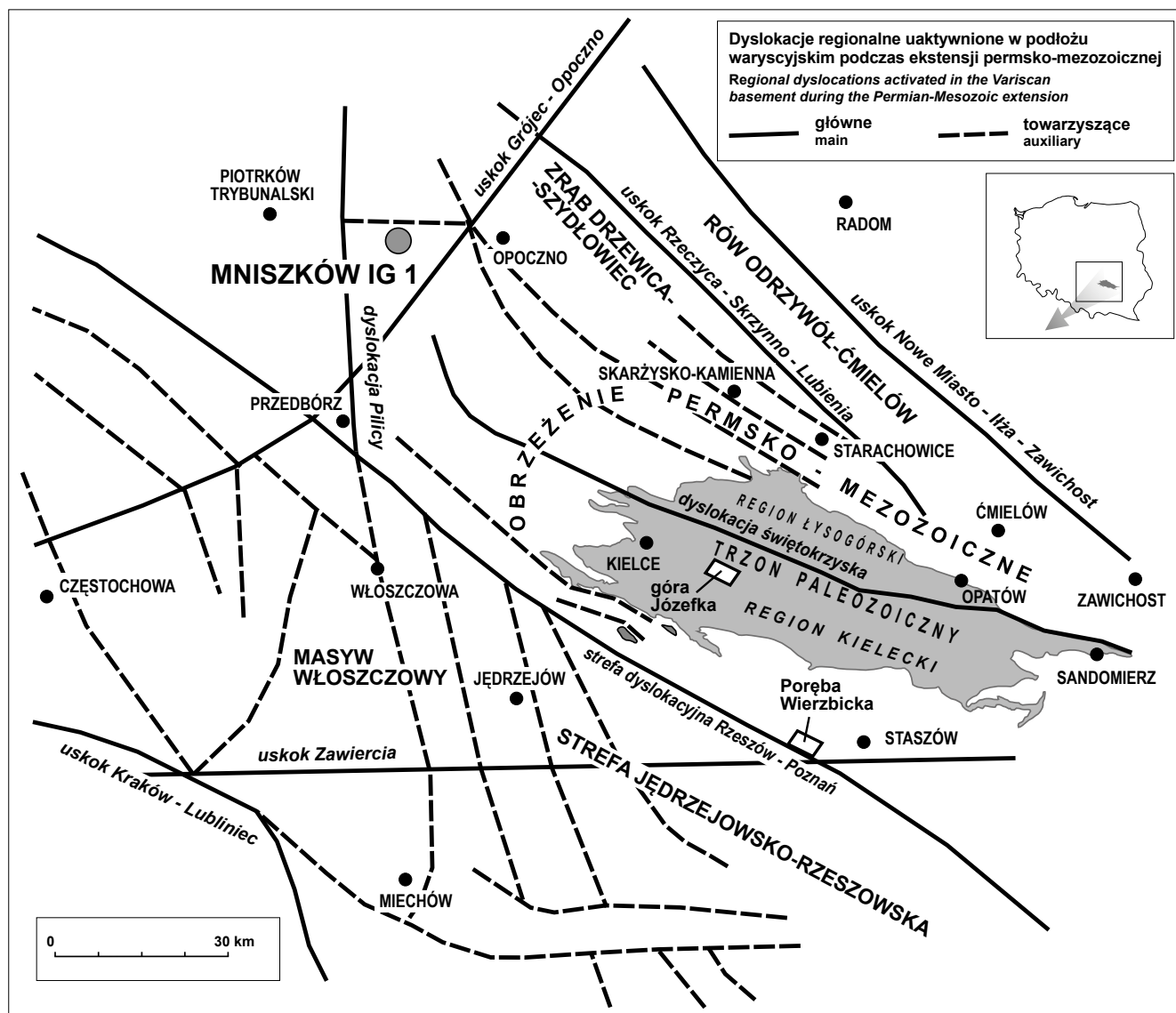


Fig. 4. Szkic paleotektoniczny regionu świętokrzyskiego i niecki miechowskiej

Paleotectonic sketch of the Holy Cross region and Miechów Basin

wspomnianego szelfu homoklinalnego (por. Matyja, 2009). Jednak określenie to, odnoszące się do nachylenia dna, może zostać przyjęte jedynie w dużym uogólnieniu i z pominięciem urozmaicenia jego morfologii, które wynikało ze zróżnicowanej subsydencji, warunkowanej przez synsedymencyjne ruchy tektoniczne w podłożu basenu.

Rozkład miąższości i facji w permie i mezozoiku ujawnia istnienie strefy o wzmożonej subsydencji, która biegła wzdłuż północnej krawędzi trzonu paleozoicznego, otwierając się szeroko i pogłębiając ku północnemu-zachodowi. Strefa ta została wyróżniona w paleogeografii cechsztynu jako zatoka Ostalowa (Pawłowska, 1978). Jej obecność zaznaczyła się także później, zwłaszcza podczas sedimentacji silikoklastycznej triasu dolnego i górnego oraz we wczesnej i jurze środkowej. Zróżnicowanie facjalne, obserwowane w jurze górnej w północnym obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich (Kutek, 1994a,

b; Gutowski, 1998; Kin i in., 2013; Matyja, Wierzbowski, 2014; Złonkiewicz, 2015a; Tyborowski, Błazejowski, 2019), świadczy o okresowym istnieniu w zatoce Ostalowa lokalnych przegłębionych basenów. Powstanie zatoki, lokalizowanej w rowie Odrzywół-Ćmielów, związane jest z uaktywnieniem dyslokacji Nowe Miasto-Zawichost oraz systemu uskoku, w tym dyslokacji Kamiennej, Skrzynna (Rzeczyca-Skrzynna-Lubienia), Wierzbica-Chlewisk, które od północy ograniczają trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich i przyległy do niego żrąb Drzewica-Szydłowiec (Kowalczewski, 2002; Malec i in., 2007; Złonkiewicz, 2011, 2019a).

Od zachodu obszar świętokrzysko-nidziański był ograniczony rzutowo-przesuwczą dyslokacją Opoczno-Grójca, której przedłużenie sięgało po rejon Częstochowy. W południowej części tej dyslokacji, sieć opierających uskoku synsedymencyjnych i struktura *pull-apart*, utworzone pod

wpływem ekstensji skośnej, układają się w schemat „końskiego ogona” (Złonkiewicz, 2011, 2015b). System zapadlisk i zrębów daje się śledzić na terenie niecki miechowskiej oraz na obszarach, które przylegają do niej od zachodu, w rejonie Wielunia. Omówione struktury są czytelne zwłaszcza w rozkładzie miąższości jury środkowej (por. Deczkowski, 1976; Maksym i in., 2001; Złonkiewicz, 2006c, d, 2011, 2015b), lecz oddziaływanie tego modelu zaznacza się również w pozostałych etapach rozwoju paleogeograficznego.

Na północno-zachodnich peryferiach regionu świętokrzyskiego, synsedymencyjne współoddziaływanie struktur związanych z dyslokacją Opoczna–Grójca oraz dyslokacji, które tworzyły rów Odrzywołu–Ćmielowa, zaznaczyło się tworzeniem lokalnych zapadlisk i przegłębionych basenów. Należy do nich, stwierdzony w Inowłodzu, lokalny basen o zwiększonej miąższości najniższego keloweju (Feldman-Olszewska, Iwańczuk, 2014), którego osady datowane są przez B. Matyję na podstawie dwóch okazów *Macrocephalites macrocephalus*, przez M. Stachacza znalezionych w 2014 r. w najniższej części profilu tamtejszego kamieniołomu. W Owadowie koło Opoczna w późnym tytonie powstał analogiczny basen z osadami lagunowymi (Kin, Błazejowski, 2012; Kin i in., 2013). Zapadliska te mogą być interpretowane jako powstałe w strukturze „końskiego ogona”, w północnej części uskoku Opoczna–Grójca. Analizy tempa depozycji i historii pogrzebienia wykonane w ramach prezentowanego opracowania przez Ł. Smajdora, ujawniły w triasie i jurze zwiększoną subsydencję w rejonie badań, który tym samym stanowi kontynuację strefy rozpoznanej w rejonie Tomaszowa Mazowieckiego, kontrastującej z bardziej stabilnym rejonem Opoczna.

W efekcie wyżej omówionych procesów, na południowy wschód od uskoku Opoczna–Grójca, wzdłuż zachodnich granic obszarów świętokrzyskiego i nidziańskiego powstał system zatok i zapadliskowych basenów oraz dzielących je obszarów wyniesionych, które z różną wyrazistością ujawniały się w historii zbiornika permsko-mezozoicznego. Oprócz zatoki Ostalowa i zatoki/basenu Tomaszowa Mazowieckiego-Mniszkowa (rozpoznanej wstępnie przez Ł. Smajdora w ramach prezentowanych badań), wyróżniono zatoki: Kajetanowa, Piekoszowa, Gałęzic, Pągowa, Milianowa i rów Jędrzejów–Mielec oraz obszary wyniesione: grzbiet Milianowa i obszar Włoszczowy (Pawłowska 1978; Morawska 1996). Do tych ostatnich zaliczono także bardziej stabilny trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich, który w systemie poddanym ekstensji skośnej pełnił rolę stabilnego bloku centralnego (por. McClay i in. 2002), a w epikontynentalnym basenie permsko-mezozoicznym stanowił barierę morfologiczną (Złonkiewicz, 2003, 2006c, d, 2011, 2015b).

Obszar trzonu paleozoicznego jest obecnie niemal całkowicie pozbawiony pokrywy permsko-mezozoicznej. Wyjątek stanowi płat utworów dolnotriasowych, które znaleziono na górze Józefce w odległości 13,5 km na wschód od centrum Kielc, w centralnej części trzonu paleozoicznego. Pierwotnie interpretowano je jako wypełnienie leja krasowego, powstałego w stropie utworów dewonu (Czarnocki, 1938; Filonowicz, 1969, 1970). Na podstawie współczesnych badań omawiany, stromo nachylony pakiet osadów aluwialnych, o długości profilu ok. 40 m, zaliczono do formacji z Zagnańska i stwierdzo-

no, że stanowi wypełnienie zapadliska tektonicznego, w którym został on zaklinowany wśród utworów dewonu (Wysocka, Skompski, 2016; Skompski i in., 2019). Najnowsze obserwacje skłaniają do zaliczenia omawianych osadów do ogniwa z Czerwonej Góry, a ponadto wykazują, że pakiet ławic zachowany w zapadlisku jest wygięty antyklinalnie, a zarazem, że ta struktura fałdowa nie znajduje kontynuacji w monoklinalnym układzie sąsiadujących warstw dolomitów (Złonkiewicz, 2019b). Zwraca uwagę, że utwory triasowe, należące do nienajmłodszego z wydzieleni pstrego piaskowca, zalegają tu wprost na utworach piętra waryscyjskiego, zarazem bezpośrednio przed dyslokacją, w której osady famenu zostały tektonicznie nasunięte na utwory dewonu środkowego i górnego. Ma to miejsce w centrum regionu kieleckiego, czyli na obszarze, który w myśl ugruntowanej koncepcji J. Kutka i J. Głazka (1972; Kutek, 1994b), podczas permsko-środkowojurajskiego etapu rozwoju paleotektonicznego, miał się znajdować w skrzydle wiszącym dyslokacji świętokrzyskiej. Brak analogicznych wystąpień utworów triasu w sąsiadującej części trzonu paleozoicznego w regionie łysogórskim, który miałby wówczas znajdować się w skrzydle zrzuconym, podważa tę koncepcję i nie potwierdza ówczesnej aktywności dyslokacji świętokrzyskiej. Osady pstrego piaskowca na Józefce zachowały się w synklinorium kielecko-łagowskim, czyli wczesnotriasowa dolina rzeczna powstała w należącej do regionu kieleckiego strefie tektonicznej, która także podczas ruchów waryscyjskich uległa stosunkowo mniejszemu wypiętrzeniu. Pewną analogią do zapadliska na Józefce jest zapadlisko w Porębie Wierzbickiej koło Staszowa, gdzie w podłożu miocenu zachowały się utwory starszych formacji dolnojurajskich i górnortriasowych, liczące łącznie ok. 210 m miąższości (Pawłowska, 1962). Przedstawione fakty przemawiają za przyjęciem tezy, że podczas ekstensji alpejskiej na obszarze bloku małopolskiego i w jego sąsiedztwie w dalszym ciągu aktywny był waryscyjski plan strukturalny, i że bazując na nim powstał system struktur z rozciągania (typu *pull-apart*) (Złonkiewicz, 2006c, 2011, 2015b), którego ślady zachowały się także na obszarze trzonu paleozoicznego.

Poza wyżej wymienionymi obszarami, kontynuacją wskazanego modelu jest system zatok obserwowany w triasie i jurze środkowej w rejonie Częstochowy (por. Pieńkowski, 2004, 2006). W strefie rowów Złoczewa i Kleszczowa, wśród osadów dynamicznych środowisk wczesnego kimerydu, brak jest miąższych osadów facji skrajnie płytkomorskich, jakie znane są np. z rejonu Małogoszcza i których sedymentacja mogła być przerywana okresami wynurzeń i rozmywania osadów. Obserwowane rozmieszczenie facjalne utworów jury górnej, wskazuje na istnienie na zachód od regionu świętokrzyskiego nieco głębszej strefy szelfu, a tym samym na nieco większą subsydencję, w porównaniu z obszarem bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Krajewski i in., 2014, 2016; Olchowy i in., 2019).

Na południe od obszaru świętokrzyskiego decydujący wpływ na rozkład miąższości i facji osadów permu i mezozoiku miało uaktywnienie strefy dyslokacyjnej Rzeszów–Poznań (Hakenberg, 1980; Złonkiewicz, 2003, 2006c, d, 2011, 2015b). Przy granicy z trzonem paleozoicznym Gór Świętokrzyskich biegnie ona w podłożu południowo-zachodniej części ich obrze-

żenia mezozoicznego, a dalej odchyła się ku południowi, wzdłuż krawędzi antyklinorium dolnego Sanu. Co najmniej w środkowym, a być może już we wczesnym triasie, w tej strefie dyslokacyjnej powstała depresja tarnowsko–krakowska i zatoka rzeszowska, okresowo otwierające drogę transgresji od południa (Senkowiczowa, 1970; Szyperko-Teller, 1997; Becker i in., 2015). Także w tej strefie, na przedpolu Karpat zachowały się utwory najniższej kredy, wieńczące megasekwencję osadów kelowej–neokomu (Olszewska, 2001; Zdanowski i in., 2001; Urbaniec, Świątlik, 2003; Gutowski, 2006; Gutowski i in., 2007; Matyja, 2009; Urbaniec i in., 2010; Olszewska i in., 2012; Złonkiewicz, 2015b). W późnej jurze i najniższej kredzie we wspomnianej strefie rozwinął się ciąg basenów o zwiększonej subsydencji, dokumentowanych przez najbardziej głębokowodne facje (Złonkiewicz, 2015b). Strefa ta ujawniła swą aktywność ponownie w cenomanie, zaznaczając się wzrostem miąższości osadów (por. Świątlik i in., 2008). Utwory kredy są silnie ujednoczone facjalnie, a ich pokrywa zachowała się jedynie w nieckach obrzeżających region świętokrzyski, stąd interpretacje o zróżnicowaniu paleogeografii w tym okresie odwołują się przede wszystkim do starszych etapów rozwoju zbiornika.

Na kontynuację we wczesnej kredzie dotychczasowego modelu, w którym obszary świętokrzyski, a w mniejszym stopniu także obszar włoszczowski, stanowiły elementy bardziej stabilne i względnie wyniesione, wskazuje luka stratygraficzna na pograniczu jury i kredy (Kowalski, 1959). W związku z wkraczaniem transgresji kredowej od północnego zachodu, rozmiar luki w podłożu utworów powstałych w tym okresie geologicznym powiększa się ku południowemu wschodowi i zarazem ku centrum obu wyżej wymienionych obszarów. W niemal całym regionie niższańskim oraz na terenie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, utwory kredy leżą na utworach

kimerydu. Wyjątek stanowi wspomniany izolowany obszar w okolicach Opoczna, położony na północno-zachodnich peryferiach regionu, gdzie pod przykryciem osadów kredy zachowały się lagunowe osady tytonu (Kin, Błazejowski, 2012; Kin i in., 2013). Przeważnie, profil osadów kredy rozpoczynają utwory należące do albu, zaś na południowym wschodzie regionu do cenomanu (Hakenberg, 1978; Świątlik i in., 2008). Osady neokomu zachowały się jedynie na północno-zachodnich i północnych peryferiach regionu świętokrzyskiego, ponadto przy północno-wschodniej krawędzi antyklinorium dolnego Sanu, w rejonie Lubaczowa (Gutowski i in., 2005; Olszewska i in., 2012) oraz lokalnie na południowym wschodzie niecki miechowskiej, w rejonie Pilzna i Dąbrowy Tarnowskiej (Zdanowski i in., 2001; Gutowski i in., 2007; Urbaniec i in., 2010; Olszewska i in., 2012).

Z początkiem późnego turonu wyniesiony obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich zaznaczył swą obecność sedimentacją detrytycznych wapieni janikowskich, stwierdzonych na jego bliskim przedpolu, w rejonie Ożarowa (Samsonowicz, 1925; Pożaryski, 1948; Walaszczyk, 1992; Złonkiewicz, 1994, 1998; Walaszczyk, Remin, 2015). Badania sejsmiczne w północno-wschodniej części regionu wykazały rozpoczęcie w późnym turonie ruchów wznoszących, związanych z wypiętrzaniem wału środkowopolskiego, do którego należy obszar świętokrzyski (Krzywiec, 2009, 2015; Krzywiec i in., 2018). Jednak biorąc pod uwagę, stale obserwowaną w rozwoju basenu permsko-mezozoicznego, stosunkowo większą stabilność trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich w porównaniu z blokami do niego przyległymi, trudno jest nazwać inwersją tektoniczną proces, któremu podlegało centrum obszaru świętokrzyskiego podczas wypiętrzania alpejskiego, na pograniczu kredy i paleogenu.