



Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

państwowa służba geologiczna
państwowa służba hydrogeologiczna

EFEKT RZECZOWY Z REALIZACJI ZADANIA Z ZAKRESU PAŃSTWOWEJ SŁUŻBY GEOLOGICZNEJ

za okres: od 1 lipca 2017 r. do 30 czerwca 2020 r.

„Ocena potencjału energetycznego i surowcowego wód termalnych i leczniczych termalnych w wybranych obszarach zurbanizowanych wraz z analizą geośrodowiskowych oraz ekonomicznych uwarunkowań ich zagospodarowania”

w ramach umowy dotacji nr 181/2018/Wn-07/FG-sm-dn/D z dnia 10.08.2018 r.

pn.: **„Zadania państwa wykonywane przez państwową służbę geologiczną w zakresie rozpoznania budowy geologicznej kraju dla ustalania zasobów złóż kopalin i odnowienia bazy surowcowej realizowane od 2017 (pgg art. 162, ust. 1, pkt. 1)”**

Nadzorujący:

Minister Klimatu i Środowiska
ul. Wawelska 52/54, 00-922 Warszawa



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska

Dotujący:

Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej
ul. Konstruktorska 3A, 02-673 Warszawa



Wykonawca:

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut
Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Osoba sporządzająca raport:

Mariusz Socha
Imię i nazwisko

.....
Podpis

Kierownik komórki organizacyjnej:

Dyrektor/Dyrektor pionu:

.....
Pieczęć i podpis

.....
Pieczęć i podpis

Warszawa, kwiecień 2021 r.



Praca zbiorowa:

(kolejność alfabetyczna)

Zespół wykonawców

Państwowy Instytut
Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

mgr Izabella Gryszkiewicz

mgr inż. Dorota Lasek-Woroszkiewicz

dr Sławomir Mazurek

prof. dr hab. Jerzy Nawrocki

dr Lesław Skrzypczyk

mgr inż. Łukasz Smajdor

dr Mariusz Socha

mgr Jadwiga Stózek

prof. dr hab. Krzysztof Szamałek

mgr inż. Agnieszka Wrzosek

mgr Ewa Zapora

Zespół wykonawców

Akademia Górniczo –
Hutnicza
im. Stanisława Staszica
Kraków, al. Mickiewicza 30

mgr inż. Bartłomiej Ciapała

dr hab. inż. Robert Duda

mgr inż. Marek Hajto

dr inż. Paweł Jastrzębski

dr inż. Michał Kaczmarczyk

dr hab. Ewa Kmiecik

mgr inż. Jarosław Kotyza

dr inż. Michał Krobicki

mgr inż. Wojciech Luboń

mgr inż. Michał Michna

dr hab. inż. Leszek Pająk

dr inż. Bartosz Papiernik

mgr inż. Grzegorz Pełka

dr hab. inż. Anna Sowizdzał

mgr inż. Monika Szczygieł

dr hab. inż. Barbara Tomaszewska

mgr inż. Gabriel Ząbek

Ponadto w realizacji zdania brali udział:

dr hab. inż. Beata Kępińska, Profesor IGSMiE PAN - Analiza ryzyka przedsięwzięć geotermalnych (Rozdział 6.2)

dr hab. inż. Wiesław Bujakowski, Profesor IGSMiE PAN - Analiza techniczna i ekonomiczna możliwości wykorzystania istniejących („starych”) otworów wiertniczych do celów eksploatacji wód termalnych w rejonie Niżu Polskiego (Zał. 1)

Spis treści

Spis treści	3
1. Wprowadzenie	7
2. Wstęp	8
3. Przegląd danych dotyczących warunków geologicznych, hydrogeologicznych i termicznych perspektywicznych zbiorników geotermalnych Niżu Polskiego.....	14
3.1. Stan rozpoznania i ogólna charakterystyka geologiczna obszaru Niżu Polskiego.	14
3.1.1. Zarys budowy tektonicznej Niżu Polskiego	14
3.1.1.1. Struktury późnoneoproterozoiczne i wczesnopaleozoiczne	14
3.1.1.2. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie)	15
3.1.1.3. Struktury alpejskie (laramijskie)	15
3.1.2. Zarys budowy geologicznej Niżu Polskiego.....	16
3.1.2.1. Ediakar.....	19
3.1.2.2. Kambr	21
3.1.2.3. Ordowik.....	23
3.1.2.4. Sylur.....	24
3.1.2.5. Devon	25
3.1.2.6. Karbon.....	29
3.1.2.7. Perm.....	33
3.1.2.8. Trias	35
3.1.2.9. Jura	41
3.1.2.10. Kreda	53
3.1.2.11. Paleogen i neogen	58
3.1.2.12. Czwartorzęd	58
3.2. Charakterystyka geotermiczna Niżu Polskiego	59
3.2.1. Baza danych geotermicznych na Niżu Polskim.....	60
3.3. Charakterystyka hydrogeologiczna Niżu Polskiego.....	70
3.3.1. Dolnokredowy zbiornik hydrogeotermalny.....	71
3.3.1.1. Model przepływu wód podziemnych zbiornika kredy dolnej.....	74
3.3.2. Dolnojurajski zbiornik hydrogeotermalny.....	83
3.3.2.1. Model przepływu wód podziemnych zbiornika jury dolnej.....	86
3.3.2.2. Parametry hydrogeochemiczne zbiornika dolnojurajskiego.....	91
3.4. Analiza potencjału geotermalnego zbiorników mezozoicznych Niżu Polskiego ...	92
3.4.1. Model strukturalno-parametryczny Niż Polskiego	92
3.4.1.1. Metodyka konstrukcji map parametrów geologicznych i geotermicznych	94
3.4.2. Metodyka oceny zasobów energii geotermalnej	95

3.4.2.1. Klasyfikacja zasobów geotermalnych.....	96
3.5. Charakterystyka obszarów słabo rozpoznanych a potencjalnie perspektywicznych dla projektów geotermalnych.....	101
3.6. Weryfikacja lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych na Niżu Polskim	105
3.6.1. Charakterystyka metodyki wyboru oraz samych lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych.....	105
3.6.2. Weryfikacja lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych dla wybranych lokalizacji.....	113
3.7. Ocena potencjału geotermalnego dla wytypowanych jednostek samorządu terytorialnego.....	117
3.7.1. Metodyka oceny zasobów ujęć wód termalnych	117
3.7.1.1. Przewidywane wydajności ujęć wód termalnych.....	118
3.7.1.2. Modelowanie rozkładu współczynnika filtracji do obliczeń wydajności ujęć	118
3.7.1.3. Model porowatości skał zbiornikowych kredy dolnej i jury dolnej	119
3.7.1.4. Model przepuszczalności skał zbiornikowych kredy dolnej i jury dolnej..	119
3.7.1.5. Granice klasyfikacji zbiorników w modelu	123
3.7.1.6. Możliwości poprawy jakości skonstruowanych modeli parametrycznych	123
3.7.1.7. Metoda określenia promienia lejka depresji ujęć wód termalnych	123
3.8. Prognozowane zasoby geotermalne	124
4. Określenie na wytypowanych obszarach perspektywicznych stanu skażenia powietrza na skutek niskiej emisji	129
4.1. Wstęp	129
4.2. Metodyka prac	139
4.3. Ocena zagrożeń związanych z emisją pyłów i gazów w wytypowanych lokalizacjach	142
4.4. Zebranie danych na temat poziomu emisji w wytypowanych lokalizacjach	142
4.5. Przeprowadzenie waloryzacji wytypowanych lokalizacji od najbardziej do najmniej zagrożonych zanieczyszczeniem powietrza	150
5. Badania ankietowe	160
6. Analiza wariantowa wykorzystania wód termalnych i termalnych leczniczych w celach ciepłowniczych, rekreacyjnych i balneoterapeutycznych w wytypowanych lokalizacjach	168
6.1. Wskazanie dla wybranych lokalizacji wariantów wykorzystania wód termalnych	168
6.1.1. Wskazanie dla wybranych lokalizacji wariantów wykorzystania wód termalnych w zakresie ciepłownictwa.....	172
6.1.1.1. Koszty otworów geotermalnych.....	175
6.1.1.2. Analiza wariantów wykorzystania wód termalnych do celów ciepłowniczych.....	176

6.1.2. Wskazanie dla wybranych lokalizacji wariantów wykorzystania wód termalnych w zakresie balneoterapii i rekreacji.....	181
6.1.2.1. Wody zbiornika kredy dolnej.....	184
6.1.2.2. Wody zbiornika jury dolnej.....	184
6.1.3. Wskazanie dla wybranych lokalizacji wariantów wykorzystania wód termalnych w zakresie kosmetyki i produkcji preparatów leczniczych	195
6.2. Analiza ryzyka przedsięwzięć geotermalnych.....	202
6.2.1. Główne cele i zastosowanie klasyfikacji UNFC-2009 w geotermii	203
6.2.2. Ryzyko geologiczne (związane z czynnikami takimi jak poziom rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego, temperatura, wydajność i mineralizacja, składniki swoiste oraz głębokość występowania złóż wód termalnych).....	204
6.2.2.1. Ryzyko odwzorowania powierzchni strukturalnych	205
6.2.2.2. Ryzyko przestrzennej dystrybucji parametrów petrofizycznych	205
6.2.2.3. Analiza wrażliwości	206
6.2.3. Wpływ ryzyka niedotrzymania zakładanych parametrów złożowych na efekty pracy powierzchniowej instalacji systemu geotermalnego	207
7. Analiza geośrodowiskowych i ekonomicznych uwarunkowań optymalnego wykorzystania wód i energii geotermalnej dla ciepłownictwa i zastosowań uzupełniających	215
7.1. Rekomendacje w zakresie sposobu wykorzystania zasobów geotermalnych dla perspektywicznych lokalizacji	215
7.1.1. Analiza parametrów ilościowych i jakościowych oraz metodyka oceny parametrycznej dla wskazanych lokalizacji nowych ujęć wód termalnych	216
7.2. Elementy oceny stanu zanieczyszczenia powietrza przy użyciu wskaźnika emisji równoważnej	222
7.3. Metodyka wskaźnikowej oceny ekonomicznej potencjalnych ujęć wód termalnych.....	224
7.3.1. Współczynnik mocy – narzędzie wstępnej regionalnej oceny ekonomicznej zbiorników wód termalnych	226
7.3.1.1. Efektywna moc wyjściowa.....	228
7.3.1.2. Ponoszona moc wejściowa	229
7.3.2. Wartość zaktualizowana netto (NPV)	234
7.3.2.1. Metodyka określenia stopy dyskontowej w analizowanych lokalizacjach	235
7.3.3. Wskaźnik IRR – wewnętrzna stopa zwrotu	241
7.3.4. Wskaźnik EMV – oczekiwany efekt finansowy.....	243
8. Koncepcje zagospodarowania zasobów wód termalnych i energii	247
8.1. Koncepcje budowy ciepłowni geotermalnych w oparciu o parametry ujęć.....	247
8.1.1. Nakłady inwestycyjne i amortyzacja środków trwałych	248
8.1.1.1. Odbiorca komunalny tzw. ciepłownictwo sieciowe.....	251
8.1.1.2. Koncepcje budowy ośrodka balneo-rekreacyjnego w oparciu o parametry ujęć	252

8.1.1.3. Koncepcje budowy ośrodka wykorzystującego wody termalne kaskadowo w oparciu o parametry ujęć (łącznie ciepłownictwo, rekreacja i balneoterapia)	252
8.1.2. Koszty remontów i konserwacji	253
8.1.3. Koszty zakupu nośników energii napędowej.....	253
8.2. Prognoza stanu termodynamicznego wód termalnych w funkcji temperatury schładzania ze wskazaniem kierunków ich zagospodarowania	253
8.3. Określenie możliwych negatywnych skutków funkcjonowania obiektów wykorzystujących potencjał energetyczny wód termalnych w wyselekcjonowanych lokalizacjach	260
8.3.1. Możliwe zdarzenia na poszczególnych etapach projektów geotermalnych, które mogą mieć negatywne skutki dla funkcjonowania obiektów wykorzystujących potencjał energetyczny wód termalnych oraz sposoby ich ograniczania	260
8.3.1.1. Etapy wiercenia otworów i udostępniania zbiornika wody termalnej	261
8.3.1.2. Etap testów hydrogeologicznych dla określenia zasobów wody termalnej i chłonności poziomów zbiornikowych.....	266
8.3.1.3. Etap eksploatacji otworów i funkcjonowania obiektów wykorzystujących potencjał energetyczny wody termalnej	268
8.4. Aspekty finansowe związane z niewłaściwym prowadzeniem prac geologicznych oraz eksploatacją złóż wód geotermalnych.....	272
9. Propozycje projektów pilotowych na Niziu Polskim na podstawie wyników prac	275
10. Analiza techniczna i ekonomiczna możliwości wykorzystania istniejących („starych”) otworów wiertniczych do celów eksploatacji wód termalnych	276
11. Podsumowanie	279
12. Spis literatury	287
13. Spis rysunków	309
14. Spis tabel	314
15. Spis załączników.....	316

1. Wprowadzenie

Niniejsze opracowanie jest raportem końcowym z prac wykonywanych w okresie od 1 lipca 2017 r. do 30 czerwca 2020 r. w ramach przedsięwzięcia pn. *Ocena potencjału energetycznego i surowcowego wód termalnych i leczniczych termalnych w wybranych obszarach zurbanizowanych wraz z analizą geośrodowiskowych oraz ekonomicznych uwarunkowań ich zagospodarowania* stanowiącego zadanie Państwowej Służby Geologicznej. Podstawę formalną ich realizacji stanowiła **umowa nr 181/2018/Wn-07/FG-sm-dn/D zawarta w dniu 10.08.2018 r. pomiędzy Narodowym Funduszem Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, jako dotującym, oraz Państwowym Instytutem Geologicznym – Państwowym Instytutem Badawczym w Warszawie**, jako beneficjentem i pełniącym rolę głównego wykonawcy. Na mocy ustawy z 9 czerwca 2011 r. Prawo geologiczne i górnicze (Dz.U. 2020, poz. 1064 t.j.) funkcję nadzorującą realizację zadań państwowej służby geologicznej pełni Minister Klimatu i Środowiska.

Przedsięwzięcie zrealizowano zgodnie z zakresem wynikającym z zawartej umowy wraz z późniejszymi aneksami. Prace zostały wykonane przez zespół Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego we współpracy z Akademią Górniczo-Hutniczą z Krakowa, a także z Panią dr hab. inż. Beatą Kępińską, Profesorem Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk i Panem dr hab. inż. Wiesławem Bujakowskim, Profesorem Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk. Efekt rzeczowy w postaci raportu końcowego i prospektów informacyjnych przeznaczony jest dla jednostek samorządu terytorialnego, planujących wykorzystanie potencjału geotermalnego do celów ciepłowniczych.

2. Wstęp

W latach siedemdziesiątych ubiegłego stulecia miały miejsce poważne międzynarodowe kryzysy energetyczne. Ich efektem był drastyczny wzrost cen nośników energii (głównie ropy naftowej), ograniczenie w dostawach ropy oraz zastosowanie przez kraje OPEC embarga wobec Stanów Zjednoczonych. Społeczność międzynarodowa zrozumiała wówczas, że zasoby surowców energetycznych są ograniczone oraz, że dostęp do nich podlega silnej presji politycznej. Poza tym, raporty szeregu instytucji naukowych od dawna wskazują, że nadmierne eksploatowanie i spalanie konwencjonalnych źródeł energii prowadzi do bardzo niekorzystnych zmian w środowisku naturalnym.

Zmiany te przyczyniły się w latach osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych ubiegłego stulecia do wzrostu zainteresowania opinii publicznej światowymi problemami ekologicznymi wywołanymi rosnącą presją człowieka na środowisko. Nie tylko naukowcy, ale również politycy i zwykli obywatele zaczęli rozumieć, że nadmierne spalanie paliw może doprowadzić do niekorzystnych zmian środowiska w skali globalnej. Coraz częściej w mediach i na innych forach podnoszony jest problem zjawiska globalnego ocieplenia klimatu i potrzeby przeciwdziałania przyczynom to zjawisko wywołującym. To wzmożone zainteresowanie zaowocowało między innymi przyznaniem w 2007 roku pokojowej nagrody Nobla osobom i instytucjom zajmującym się globalnym ociepleniem klimatu. Otrzymali ją: organizacja IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), a także Al Gore (były wiceprezydent Stanów Zjednoczonych).

Ocieplenie klimatu jest następstwem wzrostu średniej temperatury Ziemi i powoduje zakłócenie naturalnego charakteru poszczególnych pór roku, wzrost intensywności zjawisk atmosferycznych, a także zmiany w świecie fauny i flory. Do chwili obecnej nie jesteśmy w stanie dokładnie określić wpływu poszczególnych czynników na proces zmiany klimatu.

Podstawowej przyczyny globalnego ocieplenia oraz niekorzystnych zmian w środowisku i atmosferze należy upatrywać we wzroście stężenia w atmosferze takich gazów jak: dwutlenek węgla, metan, podtlenek azotu i freony. Gazy te otaczają powłoką naszą planetę i powstrzymują (zmniejszają) naturalny proces wypromieniowania energii cieplnej Ziemi (energii otrzymanej z Kosmosu i ciepła własnego planety), co prowadzi do jej przegrzania. Intensywne spalanie paliw kopalnych, zwłaszcza w ostatnich 150 latach, zwiększa ilość gazów cieplarnianych w atmosferze. W efekcie dochodzi do coraz szybszego wzrostu średniej temperatury przy powierzchni Ziemi.

Zjawisko ocieplania klimatu i zmian stężenia gazów w atmosferze jest problemem globalnym. W szeregu regionów świata występują znacznie częściej gwałtowne katastrofy naturalne, takie jak huragany czy powodzie, powodując coraz większe straty materialne. Potwierdzają to dane firm ubezpieczeniowych,

które wskazują, że połowa wartości wszystkich szkód wywołanych przez klęski żywiołowe w ciągu ostatniego czterdziestolecia przypada na lata dziewięćdziesiąte dwudziestego wieku i pierwsze dekady dwudziestego pierwszego wieku. Łączne straty materialne wywołane tylko koncentracją dwutlenku węgla w atmosferze szacuje się od 50 do 120 miliardów dolarów rocznie [1].

Gazy cieplarniane są produktem towarzyszącym (znacznie intensywniej od czasu rewolucji przemysłowej) procesom wytwórczym, które są związane z produkcją energii i jej konsumpcją. Światowy rozwój gospodarczy, a co za tym idzie zwiększone zapotrzebowanie na paliwa i energię, powoduje wzrost emisji gazów cieplarnianych w takiej skali, że staje się to problemem ekologicznym o skali nieporównywalnej z żadnym dotychczasowym zjawiskiem. Wymaga to zatem szeroko zakrojonych działań społeczności międzynarodowej dla przewidywania i zmniejszania skali tego zjawiska.

Pierwszymi krokami społeczności międzynarodowej zapobiegającymi zjawisku ocieplenia klimatu było zorganizowanie konferencji w Rio de Janeiro (Szczyt Ziemi 1992). W czasie konferencji przyjęto Ramową Konwencję Klimatyczną ONZ, której celem było osiągnięcie stabilizacji stężenia gazów cieplarnianych w atmosferze na takim poziomie, który zapobiegnie zmianom klimatu. Państwa sygnatariusze zobowiązały się do podjęcia działań, które doprowadzą do stabilizacji emisji dwutlenku węgla na poziomie z 1990 r. (dla Polski rokiem bazowym jest rok 1988). Kolejnym krokiem w celu ochrony atmosfery było podpisanie protokołu w Kioto w grudniu 1997 roku (zwanym Protokołem z Kioto). Protokół z Kioto jest uzupełnieniem Ramowej Konwencji Narodów Zjednoczonych (ONZ) dotyczącej zmian klimatycznych. Traktat ten wszedł w życie 16 lutego 2005 roku.

Kraje, które ratyfikowały protokół zobowiązały się do redukcji do 2012 roku własnych emisji dwutlenku węgla, metanu, tlenku azotu, HFC (hydrofluorowęglowodory) i PFC (perfluorowęglowodory) (gazów powodujących efekt cieplarniany) o 5,2% w porównaniu z rokiem 1990.

Aktualnie wiodącą rolę w działaniach na rzecz klimatu odgrywa Unia Europejska. Rada UE na spotkaniach w dniach 8-9 marca 2007 roku przyjęła nowe założenia dotyczące przeciwdziałania zmianom klimatycznym, bardziej ambitne niż te zawarte w Protokole z Kioto. Pakiet energetyczno-klimatyczny, potocznie zwany „3x20”, w rzeczywistości zawierał w sobie 4 propozycje, mówiące o tym, że do 2020 r. UE:

- dokona redukcji o 20% emisji gazów cieplarnianych w stosunku do poziomu emisji z 1990 r.,
- zwiększy udział zużycia energii pochodzącej z odnawialnych źródeł energii do 20%,
- zwiększy o 20% efektywność energetyczną w stosunku do prognoz na rok 2020,

- zwiększy, o co najmniej 10%, udział biopaliw w ogólnym zużyciu paliw transportowych.

Dokumenty wchodzące w skład pakietu skupiają się na trzech kluczowych celach: ograniczeniu emisji gazów cieplarnianych, promowaniu stosowania energii ze źródeł odnawialnych i podnoszeniu sprawności energetycznej Unii Europejskiej.

Kolejne cele, jakie Unia Europejska stawia przed sobą (od roku 2021), zostały zawarte w polityce klimatyczno-energetycznej do roku 2030. Najważniejsze z nich to:

- ograniczenie, o co najmniej 40%, emisji gazów cieplarnianych (w stosunku do poziomu z 1990 r.),
- zwiększenie, do co najmniej 32%, udziału energii ze źródeł odnawialnych w całkowitym zużyciu energii,
- zwiększenie, o co najmniej 32,5%, efektywności energetycznej.

Społeczność międzynarodowa (195 krajów) na konferencji klimatycznej w Paryżu w grudniu 2015 r. przyjęła pierwsze w historii powszechne, prawnie wiążące światowe porozumienie w dziedzinie klimatu.

Rządy osiągnęły porozumienie w kwestii:

- długoterminowego celu, jakim jest utrzymanie wzrostu średniej temperatury na świecie, znacznie niższego niż 2°C powyżej poziomu sprzed epoki przemysłowej,
- dążenia do tego, by ograniczyć wzrost do 1,5°C, gdyż znacznie obniżyłoby to ryzyko i skutki zmiany klimatu,
- konieczności jak najszybszego osiągnięcia w skali świata punktu zwrotnego maksymalnego poziomu emisji – przy założeniu, że krajom rozwijającym się zajmie to więcej czasu,
- doprowadzenia do szybkiej redukcji emisji zgodnie z najnowszymi dostępnymi informacjami naukowymi.

Mimo podejmowanych działań, na skutek szybszego niż zakładano wzrostu emisji CO₂ i spadku emisji SO₂, przekroczenie progu ocieplenia o 1,5°C nastąpi najprawdopodobniej już około 2030 roku, a o 2°C około 2045 roku. To o wiele wcześniej niż wynikałoby z prognozy z ostatniego Specjalnego Raportu IPCC, który ocenia prawdopodobieństwo ocieplenia o 1,5 °C do 2030 roku na 17% , zaś do 2052 roku na 83%. Jeśli dodatkowo weźmiemy pod uwagę zmiany prądów oceanicznych i temperatury powierzchni oceanów to istnieje co najmniej 10-procentowe ryzyko, że próg ocieplenia o 1,5°C przekroczymy już do 2025 roku.

Polska podpisała i ratyfikowała Protokół z Kioto zobowiązując się do obniżenia swojej emisji o 6% w stosunku do roku bazowego. Transformacja ustrojowa, która dokonana się w 1989 roku w Polsce zaowocowała znaczącymi zmianami w gospodarce kraju. W pierwszych latach przemian zmniejszeniu uległa produkcja przemysłu ciężkiego (część zakładów zamknięto),

następowała zmiana technologii produkcji z rozwiązań przestarzałych (materiałochłonnych i energochłonnych) na nowoczesne. Dało to pozytywny efekt w postaci zmniejszenia emisji gazów cieplarnianych do atmosfery o 33%. W kolejnych latach udało się ograniczyć emisję o kolejne 15% [2].

Jako członek Unii Europejskiej Polska aktywnie włącza się w działania na rzecz ochrony klimatu. Aby mogła jednak podołać realizacji przyjętych zobowiązań konieczne jest jeszcze bardziej aktywne wspieranie wytwarzania energii produkowanej z czystych ekologicznie źródeł. Wsparcie takie może mieć różną formę: tanie kredyty, zielone certyfikaty, dopłaty do cen energii, ułatwienia podatkowe itp.

O rozwoju energetyki wykorzystującej OZE (odnawialne źródła energii) decydują czynniki naturalne, prawne – gwarantujące rozwój sektorowy i instrumenty prawno-finansowe, od których zależy przewidywalność nakładów, zwrot kosztów i wielkość zysków, a także czynniki polityczne wynikające z przyjętej polityki państwa i konieczności implementacji dyrektyw UE. Socha [3] i Zabłocki [4] wskazują również czynniki społeczne w analizie inwestycji w siłownię geotermalne, wyrażające się akceptacją i poparciem wyrażonym w miejscowych planach zagospodarowania lub niechęcią czy sprzeciwem społecznym, w wyniku których liczne rentowne przedsięwzięcia nie weszły w stadium budowy.

W Polsce od wielu lat toczy się dyskusja na temat wykorzystania energii wód termalnych. W dyskusji tej pojawiają się głosy entuzjastów twierdzących, że energia wód termalnych może całkowicie zastąpić konwencjonalne nośniki energii, jak i głosy sceptyków uważających, że inwestycje w ten sektor nie posiadają uzasadnienia ekonomicznego ani społecznego [3] [5] [6].

W ostatnich kilkunastu latach obserwuje się wyraźny wzrost wielkości zasobów eksploatacyjnych wód termalnych. Wielkość zasobów od 2000 r. wzrosła o ponad 1800 m³/h (tj. niemal o 16 mln m³/rok). Jest to efekt zainteresowania władz samorządowych oraz przedsiębiorców inwestycjami związanymi z poszukiwaniem, dokumentowaniem i zagospodarowaniem wód termalnych.

W oparciu o dane zebrane w Bilansie Zasobów Żłóż Kopalin w Polsce [2019] według stanu na koniec 2018 r., zasoby eksploatacyjne wód termalnych udokumentowane były w 40 złożach i wynosiły łącznie 4 562,1 m³/h, a ich wydobywanie osiągnęło wartość 11 307 548,35 m³/rok. Z tego wynika, że stopień wykorzystania zasobów eksploatacyjnych wód termalnych w Polsce, mimo tak istotnego przyrostu, ciągle jest jeszcze stosunkowo niewielki i wynosi ok. 28%.

W porównaniu z innymi OZE, jak: energia słoneczna, energia wiatru, wód powierzchniowych lub pozyskiwana z biomasy i biogazu, energia geotermalna ma szereg zalet. Siłownia geotermalna jest stabilna w eksploatacji i zapewnia stałą produkcję w czasie. Ingerencja w krajobrazie i środowisku jest bardzo ograniczona, jest „czystym” źródłem energii. Istnieje także możliwość

wykorzystania zmineralizowanych wód termalnych do innych celów, na przykład w balneoterapii i rekreacji.

Opłacalne ekonomicznie wykorzystanie energii wód termalnych musi opierać się na szczegółowej analizie warunków geologicznych i hydrogeologicznych ich występowania oraz określeniu rynku potencjalnych odbiorców. Polskie wody termalne są wodami o zróżnicowanej temperaturze (30°C-120°C), dlatego ich wykorzystanie powinno przede wszystkim służyć ogrzewaniu, przygotowaniu ciepłej wody użytkowej oraz rekreacji i balneologii. Trudno natomiast uznać, że mogą być one w bliskiej przyszłości źródłem wytwarzania energii elektrycznej.

W Polsce konieczne jest opracowanie i wdrożenie kompleksowego systemu wspierania pozyskiwania energii z wód termalnych. System ten powinien stać się impulsem dla rozwoju energetyki odnawialnej. Powinien jednak opierać się na kryteriach efektywności ekonomicznej i ekologicznej. Zapewnienie opłacalności technologii wykorzystujących energię odnawialną musi wiązać się z uwzględnieniem uwarunkowań geośrodowiskowych ich zastosowania. Jednym z bardzo ważnych czynników geośrodowiskowych jest uzyskiwany efekt ekologiczny, który odzwierciedla koszty zewnętrzne inwestycji. Zastosowanie technologii wykorzystujących energię wód termalnych przynosi szczególnie korzystne efekty ekonomiczno-gospodarczo-ekologiczne zwłaszcza w rejonach o charakterze turystycznym lub uzdrowiskowym. Konieczne się staje zatem określenie szczegółowych warunków rentowności inwestycji wykorzystujących energię wód termalnych. Nie jest możliwe określenie jednolitych tego typu warunków, ponieważ występujące w Polsce wody termalne różnią się znacznie swoimi parametrami złożowymi. W trakcie realizacji zadania podjęto próbę określenia warunków optymalizujących wykorzystanie wód termalnych dla obszaru Niżu Polskiego. Jest to obszar o bardzo dużych perspektywach wykorzystania energii wód termalnych ze względu na ich wysoką temperaturę oraz duże wydajności, a także korzystną budowę geologiczną ułatwiającą wydobywanie i załaczanie tych wód.

Na obszarze badań funkcjonują ciepłownie w Pyrzycach, Stargardzie, Uniejowie, Poddębicach i Mszczonowie, wykorzystujące energię wód termalnych do celów energetycznych, rekreacyjnych i balneoterapeutycznych. Doświadczenia płynące z warunków funkcjonowania tych instalacji geotermalnych były bardzo pomocne w realizacji zamierzonego celu badawczego, to znaczy oceny potencjału energetycznego i surowcowego wód termalnych i leczniczych termalnych w wybranych obszarach zurbanizowanych wraz z analizą geośrodowiskowych oraz ekonomicznych uwarunkowań ich zagospodarowania. Obszary zurbanizowane określono na podstawie analizy administracyjno – demograficznej miejscowości z 11 województw niżowej części kraju. Przeanalizowano ponad tysiąc gmin miejskich i wiejskich w zakresie liczby ludności i gęstości zaludnienia oraz występowania

sieci ciepłowniczej. **Przyjęte kryteria polegały na wyeliminowaniu z dalszych prac gmin o liczbie ludności przekraczającej 50 000 mieszkańców (założenie przyjęte, aby nie dublować prac realizowanych przez Polskie Stowarzyszenie Geotermiczne) oraz wytypowanie z pozostałej grupy tych gmin, w których gęstość zaludnienia przyjmuje wartości 123 osoby/km² i większe (średnia gęstość zaludnienia w Polsce).**

3. Przegląd danych dotyczących warunków geologicznych, hydrogeologicznych i termicznych perspektywicznych zbiorników geotermalnych Nizżu Polskiego

3.1. Stan rozpoznania i ogólna charakterystyka geologiczna obszaru Nizżu Polskiego

Nizż Polski, który zajmuje ponad 3/4 terytorium Polski, ograniczony jest od północy wybrzeżem Bałtyku, a od południa Sudetami oraz antyklinorium Dolnego Sanu wraz z Karpatami. Na tym obszarze kontaktują ze sobą trzy wielkie prowincje tektoniczne Europy: na północnym wschodzie platforma prekambryjska (kraton wschodnioeuropejski), na południowy zachód od niej platforma paleozoiczna (zachodnioeuropejska) oraz mezozoiczno-kenozoiczny orogen karpacki na południu [7] [8].

3.1.1. Zarys budowy tektonicznej Nizżu Polskiego

W nawiązaniu do wyników ostatniej tektonicznej regionalizacji Nizżu Polski [8] [9] i przedstawionych tam planów strukturalnych tego obszaru należy wyodrębnić trzy główne piętra strukturalne oraz najgłębsze jednostki krystalicznego podłoża. Ze względu na bardzo dużą głębokość zalegania jednostki tektoniczne podłoża krystalicznego centralnej Polski nie będą tutaj omawiane, natomiast zarysowane zostaną młodsze piętra strukturalne w kolejności od najstarszego do najmłodszego.

3.1.1.1. Struktury późnoneoproterozoiczne i wczesnopaleozoiczne

Struktury późnoneoproterozoiczne i wczesnopaleozoiczne (kadomskie, sandomierskie i kaledońskie) Polski NE składają się z:

- cokołu krystalicznego platformy prekambryjskiej (wyniesienie mazursko-białoruskie) lokalnie z relikami pokrywy dolnopaleozoicznej (wypiętrzonego i odstąpniętego z początkiem dewonu, u schyłku orogenezy kaledońskiej),
- dolnopaleozoicznej pokrywy platformowej przedpola orogenu kaledońskiego (podczas syluru zapadlisko przedgórskie kaledonidów).

Polskę NW obejmuje pomorsko-kujawskie pasmo fałdowe ze strefą fałdowań kaledońskich (w sylurze do wczesnego dewonu ~440-410 Ma). W przed-karpackiej części Polski południowej wyróżniono sandomierskie pasmo fałdowe (strefa późnokambryjsko-wczesnoordowickich fałdowań sandomierskich ~500-480 Ma) ze strefą (na północy) lokalnych deformacji kaledońskich niskiego i umiarkowanego stopnia (blok kielecki). Na południe od niej natomiast znajduje się małopolskie pasmo fałdowe (blok małopolski), jako strefa fałdowań kadomskich (w późnym neoproterozoiku/ediakarze ~670-540 Ma). Z pozostałej części Nizżu Polski (blok pomorsko-wielkopolski, blok

Rawicza, blok dolnośląski, blok łysogórski i blok górnośląski – Brunovistulia) brak jest danych (brak struktur określonego wieku) [8].

3.1.1.2. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie)

W NE Polsce wyróżnia się dwie syneklizy (perybałtycką i podlaską) z dolnopaleozoiczną pokrywą platformy wschodnioeuropejskiej, zasadniczo niezdeformowaną tektonicznie oraz rozdzielającą je anteklizę mazursko-białoruską z cokołem krystalicznym platformy wschodnioeuropejskiej, wypiętrzonej i odsłoniętej podczas orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej.

Natomiast na SE skraju tej części Polski (na południe od syneklizy podlaskiej) znajduje się wyniesienie łukowskie z krystalicznym podłożem w jądrze oraz wyniesienie chełmskie z pogrzebanym pod utworami karbonu cokołem krystalicznym [8]. Południowo-zachodni skraj platformy wschodnioeuropejskiej stanowi platformowe przedpole orogenu.

Centralna część Polski, wzdłuż struktur biegnących z NW na SE, jest objęta zewnętrzną strefą orogenu waryscyjskiego (eksternidy) z karbonem zapadlisk śródgórskich i przedgórskich dotkniętym waryscyjską deformacją fałdowo-nasuwczą i włączonym w obręb zewnętrznej strefy orogenu (np. wielkopolskie pasmo fałdowe i radomsko-lubelskie pasmo fałdowo-nasuwcze oraz pasmo fałdowe śląsko-morawskie) oraz przedkarbońskie podłoże tych zapadlisk z podobnymi deformacjami fałdowo-nasuwczymi (świętokrzyskie pasmo fałdowe w SE części eksternidów waryscyjskich). Tuż na północ przed frontem nasunięć karpaccyckich, w ich podłożu waryscyjskim, znajduje się przedkarbońskie podłoże zapadliska śródgórskiego (górnosłańsko-małopolskiego) niezdeformowane lub słabo zdeformowane podczas orogenezy waryscyjskiej.

3.1.1.3. Struktury alpejskie (laramijskie)

Struktury „alpejskie” („laramijskie”) mogą być utożsamiane z permsko-mezozoicznym piętrzem strukturalnym, które z dużą niezgodnością zalega na sfałdowanych utworach pięter starszych, kaledońskim i waryscyjskim. Podkenozoiczna budowa Niżu Polski charakteryzuje się równoległymi strefami synklinorialno-antyklinorialnymi o kierunku NW-SE [10], przebiegającymi skośnie przez całą Polskę. Od SW składają się na nie:

- monoklina przedsudecka ze swoim SE przedłużeniem w postaci monokliny śląsko-krakowskiej (z klastyczno-węglanowo-klastycznymi utworami, odpowiednio – triasu dolnego, środkowego i górnego oraz klastyczno-węglanowymi utworami, odpowiednio – jury dolnej i środkowej oraz jury górnej);
- bezpośrednio na NE od monokliny przedsudeckiej rozciąga się synklinorium szczecińsko-(mogileńsko)łódzko-miechowskie, które na powierzchni podkenozoicznej ujawnia głównie górnokredowe

wypełnienie wykształcone jako utwory węglanowe z klastykami w części najniższej z przetomu kredy dolnej i górnej (alb i cenoman);

- antyklinorium (wał) środkowopolski przecina całą Polskę od NW na SE, szeroką na 40-100 km strefą wychodni jury i starszych pięter kredy na powierzchni podkenozoicznej (wał pomorski i kujawski), a której najbardziej SE zakończenie ukazuje na tej powierzchni skały permu, triasu i jury (obrzeżenie permsko-mezozoiczne Gór Świętokrzyskich) oraz cały paleozoik (tzw. trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich z ich prekambryjskim przedłużeniem wyniesienia/wypiętrzenia Dolnego Sanu, przykrytego obecnie utworami miocenu zapadliska przedkarpackiego);
- pas niecek brzeżnych (pomorsko-warszawsko-lubelska) wypełnionych utworami kredy górnej w facjach wapienno-marglistych z klastykami w części niższej. Cała reszta terytorium Niżu Polski, czyli Polska NE uwidacznia na powierzchni podkenozoicznej osady kredy górnej, które jednolicie przykrywają tą część kraju zwartą pokrywą, stanowiąc najwyższą część niemal poziomo zalegających utworów pokryw osadowej platformy prekambryjskiej [10].

3.1.2. Zarys budowy geologicznej Niżu Polskiego

Jak zaproponowano ostatnio, opierając się na pierwszych wysokorozdzielczych profilach sejsmiki refleksyjnej [11] [12] [13] [14] (eksperyment PolandSPAN), prekambryjski trzon krystaliczny platformy wschodnioeuropejskiej wraz z jej dolnopaleozoiczną pokrywą osadową zagłębia się ku SW pod platformę paleozoiczną, gdzie kontynuuje się co najmniej na przestrzeni 100 km (schodząc tam na głębokość ok. 20 km), a tak zwana linia (strefa) Teisseyre'a-Tornquista (TT – identyfikowana jako strefa przejściowa pomiędzy grubą skorupą platformy wschodnioeuropejskiej a cieńszą skorupą platformy paleozoicznej), jest uważana obecnie za prekambryjski szew tektoniczny w obrębie krystalicznego fundamentu kratonu, który wcześniej utożsamiany był z tektoniczną granicą platformy wschodnioeuropejskiej z platformą paleozoiczną [13] [14].

Według tej hipotezy strefa TT utworzyła się w prekambrze i we wczesnym paleozoiku nie stanowiła granicy Baltiki [15] [16] [14] [17] [18]. Mimo, że idea ta budzi pewne kontrowersje [19] [16] [20] [21], znajduje silne argumenty geofizyczne i geotektoniczne. Tak rozumiana strefa TT ma średnio szerokość 20 km (do 50 km) a strop podłoża platformy wschodnioeuropejskiej obniża się w strefie TT do 11-13 km w północno-zachodniej i centralnej Polsce oraz do 16-18 km w południowo-wschodniej Polsce. Dodatkowo, najnowsze badania sugerują, że występowanie wzdłuż, pod strefą TT, tzw. kilu skorupowego może być interpretowane jako pozostałość prekambryjskiego szwu kolizyjnego z czasów amalgamacji Rodinii [8] [14] [17].

Platforma paleozoiczna z kolei zbudowana jest z kaledońsko-waryscyjskiego pasma fałdowego, które szerokim pasem zalega na krystalicznym fundamencie kratonu wschodnioeuropejskiego [22] [17] [18]. W związku z powyższym na obszarze Niżu Polski wyróżniamy generalnie trzy piętra strukturalno-tektoniczne:

- piętro kaledońskie (z utworami od kambru do syluru),
- piętro waryscyjskie (z utworami dewońsko-karbońskimi),
- piętro permsko-mezozoiczne przykryte w większości utworami kenozoicznymi.

W Polsce centralnej, czyli na południowy zachód od linii TT (niekiedy niepoprawnie utożsamianej ze strefą szwu transeuropejskiego – Trans-European Suture Zone – TESZ [23] [24] [25], co wyraźnie rozróżniał już Berthelsen [26], a Dadlez i inni [27] zdefiniował TT jako północno-wschodnią granicę strefy TESZ) maksymalna miąższość utworów osadowych budujących te trzy piętra może osiągać nawet 20 km, jak wynika z badań sejsmicznych [28] [29] [13] [14]. Natomiast na SW skraju platformy wschodnioeuropejskiej pokrywa osadowa reprezentowana jest przez trzy sekwencje:

- późny wend–wczesny paleozoik (o miąższościach rzędu 1-1,5 tys. metrów, przy czym miąższości te wzrastają gwałtownie dalej na SW – do 4 tys. m, jako efekt sedymentacji na pasywnym, kontynentalnym brzegu Baltiki i gwałtownej subsydencji późnosylurskiego zapadliska rozwiniętego przed frontem orogenu kaledońskiego [30],
- dewon–karbon (ok. kilkaset metrów miąższości),
- permo-mezozoik (w zależności od miejsca wzdłuż TT – ok. 6 tys. m).

Natomiast na obszarze prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej utwory paleozoiczno-mezozoiczno-kenozoiczne wykazują znacznie mniejsze miąższości. Utwory paleozoiku wypełniają tam głównie morfologiczne obniżenia w krystalicznym fundamencie, takie jak synekliza perybaltycka i obniżenie podlaskie (gdzie ich miąższość może dochodzić do 1 tys. metrów, zwłaszcza w SW części tych regionów), natomiast na wyniesieniu Łeby oraz zrębowym wyniesieniu podlasko-lubelskim (łukowsko-hrubieszowskim) są one zredukowane miąższościowo.

Brak jest tych utworów natomiast na wyniesieniu mazursko-suwańskim (mazursko-białoruskim) skąd zostały one usunięte erozyjnie. W najbardziej skrajnej, NE części platformy z kolei, w tych dwóch obniżonych regionach, sumaryczna miąższość paleozoiku spada nawet do kilkudziesięciu metrów, co jest efektem podniesienia tej części platformy i gwałtownym obniżaniu się jej skraju w kierunku TT. W związku z tym na obszarze Polski NE utwory mezozoiku mogą spoczywać na zredukowanych miąższościowo utworach paleozoiku lub nawet leżeć bezpośrednio na krystalicznym podłożu prekambryjskim. W tych częściach miąższość mezozoiku waha się od 200 do 500 m, natomiast do 8 km

może dochodzić w południowo-zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (w pobliżu TT).

W północno-zachodniej części Niżu Polskiego platforma paleozoiczna zbudowana jest z utworów kambryjsko-sylurskich orogenu kaledońskiego (pomorsko-kujawskie pasmo fałdowe), które w centralnej części Niżu Polskiego przykryte są z kolei utworami dewońsko-karbońskimi w obrębie frontu deformacji waryscyjskich. W centralnej części strefy TT osady dolnopaleozoiczne leżąc na krystalicznym podłożu są niezaburzone tektonicznie [14]. Natomiast osady te uległy deformacji w NW i SE częściach tej strefy, ale w obu przypadkach były to deformacje naskórkowe (ang. thin-skinned), związane z fałdowaniami waryscyjskimi na Lubelszczyźnie i ziemi radomskiej [31] [32] [33] [34] oraz kaledońskimi na Pomorzu [35]. W tym drugim przypadku sfałdowane osady ordowickie i sylurskie zostały nasunięte na niezdeformowaną część basenu przedgórskiego kaledonidów [35]. Nastąpiło to w końcowej fazie orogenezy kaledońskiej, kiedy utwory basenu przedgórskiego zostały częściowo włączone w obręb klina akrecyjnego [35] [14].

Kompleks najmłodszy – permsko-mezozoiczny i kenozoiczny, przykrywa niezgodnie utwory platformy paleozoicznej, osiągając maksymalnie 10-12 km miąższości [13]. Utwory paleozoiczne zostały sfałdowane podczas orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej, natomiast permo-mezozoiczne utwory kompleksu młodszego, osadzone w basenie polsko-niemieckim, zostały wielkoskalowo, szerokopromiennie zdeformowane antyklinorialno-synklinorialnie w fałdy o kierunku NW–SE (o długości dochodzącej do 900 km i amplitudzie sięgającej co najmniej 2 km) w trakcie późnokredowej (laramijskiej) inwersji bruzdy śródpolskiej, trwającej od turonu, a finalnie jako efekt kompresyjnego wydarzenia z przełomu kredy i paleogenu [36] [37].

Utwory platformy paleozoicznej osiągają miąższości rzędu 5-7 km w centralnej części Polski, natomiast utwory permsko-kenozoiczne mogą osiągać maksymalnie nawet do 10-12 km miąższości. Szczególną pozycję zajmują tutaj utwory górnego permu (cechsztynu), które wykształcone jako ewaporaty, uformowały później solne struktury halokinetyczne (poduszki, wały, wysady i diapiry) wzdłuż inwersyjnej krawędzi wału śródpolskiego w trakcie laramijskiej przebudowy Niżu Polskiego, przebijając nadległe utwory triasu, jury i kredy. Efektem tej przebudowy było uformowanie się synklinorium szczecińsko-tódzko-miechowskiego oraz tzw. pasa niecek brzeżnych (synklinorium grudziądzko-warszawskie) rozdzielone antyklinorium śródpolskim. Nota bene halokineza była tutaj procesem ciągłym od późnego triasu do laramijskiej przebudowy, a nawet trwa do dziś. Późniejsza erozja usuwając z centralnej partii antyklinorium część utworów mezozoiku (głównie kredy) odstąpiła w jej części osiowej utwory starsze (głównie jury), które dzisiaj znajdują się bezpośrednio na powierzchni podkenozoicznej. Również dzięki temu procesowi obszar Gór Świętokrzyskich ze swoim trzonem paleozoicznym został odstąpiony i znajduje się

w sąsiednim aulakogenie Orsza-Wołyń może dochodzić do 1000 m, jako efekt szybkiej subsydencji tektonicznej, związanej z ekstensją w czasie ryftowania [39], natomiast przykryte są piaskowcami z przeławiczeniami łowców, mułowców i zlepieńców (ok. 100 m miąższości) osadzonych w środowiskach kontynentalnych (głównie fluwialnych), estuariowych i płytkomorskich). Ich stratygrafia jest nieprecyzyjna, przez co rozdzielenie utworów ediakaru od kambru często jest niepewne. W Polsce północnej (np. wyniesienie Łeby) ediakar jest zdominowany przez piaskowce z podrzędnymi przeławiczeniami zlepieńców i mułowców. W wyższej części profilu coraz obfitszy jest glaukonit [40]. Utwory tego wieku wypełniały baseny osadowe tzw. systemu basenów pery-Tornquista [39].

W neoproterozoiku zachodziła depozycja kontynentalno-marginalnomorskich i pełnomorskich osadów klastycznych oraz występowały wylewy zasadowych skał magmowych, które były ograniczone do basenu lubelsko-podlaskiego, a tą fazę rozwoju basenu wiązano z ryftowaniem wzdłuż zachodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej [41] [42].

Schemat litostratygraficzny utworów klastycznych i wulkanogenicznych ediakaru (górnego), wypełniających lubelsko-podlaski basen sedymentacyjny, zawiera osiem jednostek litostratygraficznych (siedem formacji i jedno ogniwo) [43]. Utwory tych jednostek zostały zdeponowane w basenie o założeniach ryftowych, który powstał w końcowych fazach ryftowania na zachodnim brzegu Baltiki (około 600–550 Ma) [41] [39]. Intensywny wulkanizm kontynentalny typu trapowego wpisuje się w ten scenariusz.

Najstarsze utwory klastyczne omawianego obszaru są reprezentowane przez silikoklastyczną formację poleską [44], były one zdeponowane najprawdopodobniej podczas początkowej fazy rozpadu superkontynentu Rodinii we wczesnym neoproterozoiku [41] [39].

Utwory formacji poleskiej (miąższości ok. 60 m) stwierdzono tylko w trzech otworach wiertniczych (Kaplony IG 1, Busówno IG 1 i Niwa 1). Następnie, formacja żukowska (formacja zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych z Żukowa) reprezentowana jest przez gruboklastyczne utwory zalegające pod kompleksem skał wulkanogenicznych. Są to zlepieńce polimiktyczne i bardzo gruboziarniste piaskowce o zabarwieniu brunatnym z przeławiczeniami brunatnych mułowców i piaskowców drobnoziarnistych. Struktury sedymentacyjne niskokątowego planarnego warstwowania przekątnego i cykli z frakcjonalnym uziarnieniem wskazują na depozycję w korytach żwirowych rzek roztokowych. Miąższość formacji jest zmienna – od 20 m do 58 m. Powyżej znajdują się utwory formacji sławatyckiej (formacja wulkanitów ze Sławatycz) reprezentowana przez wulkanogeniczne utwory górnego ediakaru. Skały piroklastyczne są wykształcone jako szarozielone, rzadziej szarobrunatne tufy lapillowe, grubopopiołowe i drobnopopiołowe (często warstwowane przekątnie

lub poziomo), brekcje bazaltowe, zlepieńce tufitowe oraz gruboziarniste piaskowce tufitowe (miąższość – ok. 70 m, maksymalnie – 317 m) [43].

Formacja teremiska (formacja zlepieńców z Teremisek) jest zbudowana z polimiktycznych zlepieńców składających się z bardzo dobrze obtoczonych, wydłużonych lub owalnych klastów skał podłoża krystalicznego, bazaltów i tufów (o miąższości do 10 m) rzek i strumieni roztokowych. Z kolei formacja siemiatycka (formacja piaskowców i zlepieńców z Siemiatycz) to bardzo gruboziarniste utwory zalegające nad utworami wulkanogenicznymi (do 100 m miąższości) słabo związane piaskowce o brunatnym i pstrym zabarwieniu natomiast polimiktyczne zlepieńce występują podrzędnie – produkt sedymentacji na stożkach aluwialnych. Formacja białopolska (formacja piaskowców i mułowców z Białopola – do 60 m miąższości, z ogniwem horodelskim – ogniwo czarnych iłowców i mułowców w spągu) to kompleks jasno- i ciemnoszarych grubo- i drobnoziarnistych piaskowców przewarstwiających się z mułowcami. Obecność przekątnego warstwowania i przekątnej laminacji riplemarkowej, laminacji smużystej oraz falistej i soczewkowej wskazuje, że utwory te były deponowane w kanałach pływowych strefy niżejpływowej.

Wyżejleża formacja łopiennicka (formacja heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych z Łopiennika) to drobnolaminowane heterolity jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego oraz czarnych lub ciemnoszarych lamin mułowca i iłowca (ok. 40-100 m miąższości) środowisk pływowych równi mieszanych.

Formacja włodawska (formacja piaskowców i mułowców z Włodawy) – jasnoszare piaskowce grubo- i średnioziarniste z licznym glaukonitem (maksymalnie do 100 m) są wynikiem sedymentacji na wysokoenergetycznych równiach pływowych.

3.1.2.2. Kambr

Począwszy od najwyższego ediakaru do środkowego kambru w basenie bałtyckim (synekliza perybałtycka) i basenie lubelsko-podlaskim trwała płytkomorska sedymentacja klastyczna [45] [46]. Profil utworów kambru w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego związany jest z poryftową subsydencją w obrębie basenów pery-Tornquista, która miała długotrwałą tendencję do stopniowego zmniejszania swojego tempa, w stosunku do tempa subsydencji w ediakarze, na pasywnym brzegu kontynentalnym Baltiki [42] [39]. W NE Polsce w obrębie dwóch obszarów utwory tego wieku mają ciągłe profile – SW części syneklizy perybałtyckiej oraz Podlasia i Lubelszczyzny. Miąższości kambru przekraczają tam 800 metrów (maksymalna miąższość 942 m stwierdzona w otworze Łopiennik IG-1 na SE od Lublina na głębokości ponad 5300 m) i zmniejszają się na NE, czyli w głąb platformy, do miąższości rzędu

100 i mniej metrów, spadając aż do zera w skrajnie wschodniej części (np. obszar wyniesienia mazursko-suwańskiego) [47].

Krawędź starej platformy poprzecinana jest szeregiem dyslokacji o przebiegu NE-SW dzielących ją na jednostki geostrukturalne i mniejsze bloki tektoniczne obniżone i wyniesione na przemian, lecz wspólnie nachylone osiowo w kierunku SW (synekliza perybałtycka, wyniesienie mazursko-suwańskie, obniżenie podlaskie oraz podlasko-lubelskie wyniesienie zrębowe (łukowsko-hrubieszowskie)). Synekliza perybałtycka na terytorium Polski stanowi południowo-zachodnią część olbrzymiej depresji (pow. 190 tys. km²), jaką jest synekliza bałtycka leżąca w połowie pod dnem Bałtyku i obejmująca lądowe obszary krajów nadbałtyckich.

Utwory kambru pogrążone są tutaj na głębokościach rzędu ok. -3000 m w pasie (NNW-SSE: Elbląg – Iława – Działdowo), a następnie ku SW do -4000 m na linii (NW-SE: Słupsk – Bytów – Kościerzyna – Kwidzyn n. Wisłą), aż wreszcie do ok. -5000 ÷ -5500 m wzdłuż krawędzi niecki pomorskiej w pasie Koszalin – Miastko – Chojnice – Tuchola - Świecie n. Wisłą. Zasadniczym kompleksem zbiornikowym syneklizy bałtyckiej są piaskowce poziomu *Paradoxides paradoxissimus* kambru środkowego [48]. Są to jasnoszare, drobno- i średnioziarniste, pierwotnie dobrze wysortowane, czyste piaskowce kwarcowe powstałe w regresywnych warunkach przybrzeżno-szelfowych o pierwotnie bardzo dobrych właściwościach zbiornikowych. Korzystne właściwości zbiornikowe tych piaskowców limitowane są jednak głębokością pogrążenia do 2000-2500 m i temperaturą wgłębną nie przekraczającą 80°C, ponieważ na większych głębokościach ulegają kwarcytyzacji (sylicyfikacji) i, tracąc swoje porowo-międzyziarnowe właściwości filtracyjne, stają się szczelinową skałą zbiornikową [49] [50].

Kambr rozwinięty jest w tych dwóch obszarach jako prawie wyłącznie utwory klastyczne z dominacją piaskowców i rzadziej mułowców i iłowców. Były one deponowane w strefie sublitoralnej płytkiego zbiornika morskiego. W obrębie basenu lubelskiego na utworach kambru środkowego bezpośrednio zalegają utwory ordowiku lub w niektórych przypadkach syluru lub karbonu [48] [51]. Litostatygraficznie wyróżnia się tutaj pięć formacji: włodawska, mazowiecka, kaplonoska, radzyńska i kostrzyńska. Formacja włodawska reprezentowana jest przez mułowce, heterolity piaskowcowe i mułowcowe, jak również średnio- i gruboziarniste piaskowce przekątnie warstwowane z glaukonitem, które w świetle detalicznej analizy sedimentologicznej reprezentują paleośrodowiska równi pływowych i lagun/przybrzeża górnego [52]. Ich miąższość wynosi około 100 m [41]. Do formacji mazowieckiej (pomiędzy 45-130 m miąższości) zalicza się mułowce i heterolity, rzadziej iłowce, które współwystępują z drobno- i średnioziarnistymi piaskowcami. Piaskowce zawierają zmienną ilość glaukonitu, który koncentruje się głównie w spągowej części formacji. Środowiskowo odpowiadają one strefom równi pływowych i lagun. Formacje kaplonoska i radzyńska mają niezbyt ostre przejścia między

sobą, a budują je przede wszystkim piaskowce bardzo drobno-, drobno- i średnioziarniste, które w wyższej części zastępowane są pakietami heterolitów i mułowców o miąższościach do 430 m. Są one kopalnymi strefami różnych części przybrzeża, barier i równi pływowych [52] [53]. Do kambru środkowego należy formacja kostrzyńska (miąższości do 300 m) wykształcona głównie w postaci piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych, warstwowych przekątnie niskokątowo. W niektórych profilach towarzyszą im pakiety heterolitów i mułowców [52] [41].

Z kolei utwory kambru Polski północnej (wyniesienie Łeby i synekliza perybałtycka) miąższościowo maksymalnie przekraczają 800 m, a średnio około 600 m zwłaszcza w SW części obszaru, tuż przy krawędzi platformy wchodnioeuropejskiej [47]. Są to wyłącznie utwory klastyczne w ilościowej równowadze pomiędzy piaskowcami, mułowcami i iłowcami. Najstarszymi utworami pokrywy osadowej są tu utwory piaszczysto-żwirowe i mułowcowo-iłaste formacji żarnowieckiej (smołdzińskiej) (ediakar-kambr dolny - stosując starszy, nieformalny podział wydzielen kambrjskich) oraz masywne zlepieńce z piaszczysto-mułowcowym matrix, piaskowce różnoziarniste warstwowane poziomo i przekątnie w dużej skali, które zostały zinterpretowane jako wyłącznie osady lądowe piaszczystej równi aluwialnej zazębiające się z osadami rzek roztokowych [45] [54].

Młodsza formacja klukowska jest już morskiej genezy (sekwencja transgresyjna), o czym świadczą liczne bioturbacje obecne w piaskowcach średnioziarnistych i heterolitach mułowcowych, genetycznie związanych z osadami równi roztokowych i zalewowo-warstwowych. Formacja łebska jest reprezentowana przez piaskowce średnioziarniste i heterolity mułowcowe miejscami z licznymi fosforytami. Powyżej są ciemne heterolity mułowcowe i iłowce (formacja sarbska), maksymalnej transgresji morskiej; drobnoziarniste piaskowce (formacja dębowska) oraz heterolity mułowcowe (formacja osiecka). Górną część kambru środkowego i dolną część kambru górnego stanowią osady morskie: piaskowce średnioziarniste często glaukonitowe (formacja białogórska) oraz czarne iłowce bitumiczne z ciemnymi wapieniami (formacja piaśnicka) [55] [56] [54] [57].

3.1.2.3. Ordowik

Utwory ordowiku i syluru wschodniej Polski należą do górnego elementu niezdeformowanej, neoproterozoiczno-dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej zalegającej przekraczając na fundamencie krystalicznym kratonu wchodnioeuropejskiego, a w kierunku zachodnim zanurzającej się pod pas fałdowo-nasuwczy kaledonidów pomorskich [42] [39] [58] [59] lub pogrzebanej pod utworami górnego paleozoiku i mezozoiku bruzdy środkowopolskiej [36]. Bardzo wyraźna jest dysproporcja w miąższości tych dwóch wydzielen. Ordowik jest generalnie małej miąższości (nieco tylko przekraczającej 100 m) gdy sylur

osiąga miąższości powyżej 2500 m (maksymalnie nawet powyżej 4000 m)[59], co jest konsekwencją poryftowej subsydencji termicznej w ordowiku naprzeciw synkлизijnemu, fleksuralnemu uginaniu się płyty i zwiększonej przez to subsydencji w sylurze (zwłaszcza późnym) [42] [39].

Ordowik zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego występuje w czterech regionach: obniżenie bałtyckie (synekliza perybałtycka), podłoże niecki płocko-warszawskiej, obniżenie podlaskie i lubelszczyzna. Są one wyraźnie trójdzielne, co widać na ich schemacie litostratygraficznym [59]:

- dolnordowickie są czarne iłowce bitumiczne z ciemnymi wapieniami przeławicane czarnymi mułowcami węglistymi i/lub krzemionkowo-ilastymi (formacja mułowca z Piaśnicy – obniżenie bałtyckie i formacja mułowca z Białowieży – obniżenie podlaskie) [56] [60] [59];
- z luką stratygraficzną i regionalną niezgodnością erozyjną leży na nich relatywnie cienka (30-100 m miąższości) sukcesja osadów szelfowych – czarnych mułowców (formacja mułowca ze Słuchowa – obniżenie bałtyckie), skał węglanowych w pozostałych regionach (wapienie organodetrytyczne, lokalnie oolitowe, gruzłowe, margliste, dolomityczne i dolomity – formacje wapieni z Kopalina, Pieszkowa, Kielna, Polika, Uherki, Widowa, glaukonitowych z Narwi etc.), które podścielone są piaskowcami, zlepieńcami i brekcjami glaukonitytowymi (formacja glaukonitytu z Rajska) [14];
- na przełomie ordowiku środkowego i górnego występują czarne iłowce, niekiedy zsylikowane i przewarstwione bentonitami (formacja iłowców z Sasina) zwieńczone utworami węglanowymi (mułowce margliste, margle, wapienie margliste lokalnie mułowce wapniste) formacji: z Prabut, z Morąga, wapienia z Kodeńca czy wapienia ze Stadnik [59]. Zarówno silikoklastyczne [14], jak i węglanowe utwory ordowiku były ostatnio obiektem szczegółowych badań sedymentologicznych, biostratygraficznych [61], bentonity badań geochronologicznych [62], a czarne utwory ilaste geochemicznych w kierunku ich potencjału węglowodorowego [63].

3.1.2.4. Sylur

Podobnie jak utwory ordowiku zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego utwory syluru występują tutaj w czterech regionach: obniżeniu bałtyckim (synekliza perybałtycka), podłożu niecki płocko-warszawskiej, obniżeniu podlaskim i na lubelszczyźnie. Natomiast w odróżnieniu od ordowiku utwory syluru mają wielokrotnie większą miąższość, dochodzącą nawet do 4000 m [42] [59], przy czym gros tej miąższości przypada na wyższy sylur (ludlow i przydol) (efekt zwiększonej subsydencji w trakcie fleksuralnego uginania się płyty – [42] [39]). Ich sedymentacja rozpoczyna się czarnymi i szarymi, węglistymi, bitumicznymi mułowcami i iłowcami landoweru (formacja

mułowca z Jantaru – wg nowej kategoryzacji jednostek litostratygraficznych syluru zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego [59]). Leżąca wyżej formacja mułowca z Pastęka jest wykształcona jako czarne, węgliste mułowce oraz szarozielone do jasnoszarych mułowców intensywnie zbiturbowanych [64] (z horyzontami bentonitów [62]).

Oba typy mułowców są generalnie bezwapniste i zawierają nieliczne soczewki i laminy pyłu kwarcowo-skaleninowego i kalcysylitu oraz sporadycznie smugi drobno pokruszonego detrytusu skorupowego [65] [60] [59]. Obie formacje są zastępowane obocznie przez facje węglanowe (we wschodniej części basenu bałtyckiego przez wapienie gruzłowe – formacja wapieni gruzłowych z Barcian [65]), a we wschodniej części obszaru podlasko-lubelskiego przez margle, mułowce margliste i mułowce ilaste formacji z Wrotnowa [60] [59].

Sumaryczna miąższość tych czterech formacji praktycznie nie przekracza 50 m. Sedymentacja ilasta kontynuowała się w wenloku i ludlowie w postaci mułowców i iłowców ciemnoszarych wapnisto- i dolomityczno-ilastych, laminowanych i sporadycznie zbiturbowanych z wkładkami wapieni bioklastycznych (formacja mułowca z Pelplina, formacja iłowców i mułowców z Kociewia). W obrębie formacji iłowców i mułowców z Kociewia wyznacza się również ogniwo mułowców wapnistych Redy [65].

We wschodniej części obszaru podlasko-lubelskiego formację tę zastępuje formacja z Terespola [60]. Z kolei na Pomorzu formacja mułowca z Pelplina przechodzi stopniowo w górę oraz lateralnie w kierunku zachodnim w formację z Kociewia. Są to masywne i laminowane mułowce, pyłowce i podrzędnie piaskowce. Najbardziej miąższa część syluru przypada tylko na ludlow oraz przydol (do 2500-3500 m) reprezentowany przez górne części formacji z Pelplina i Kociewia (zwieńczonej przez ogniwo Redy – zbudowane z laminowanych kalcysylitów i mułowców wapnistych), które przykryte są przez najmłodszą formację sylurską (formacja z Pucka) [66], zbudowaną głównie z wapnistych, średnioziarnistych mułowców i iłowców o zróżnicowanych barwach od szarej, do szarobrzazowej oraz pstrej. Strop całej sekwencji syluru stanowi niezgodność erozyjna podścielająca utwory dewonu lub permu.

3.1.2.5. Devon

W przeciwieństwie do utworów dolnego paleozoiku, skały dewońskie są praktycznie nieznane (oprócz Lubelszczyzny) na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. Ciągłą się natomiast szerokim pasem (ok. 100 km) przez całą Polskę z NW na SE wzdłuż linii TT (dokładnie – tuż na SW od niej) [67]. Na Niżu Polski znany jest z wielu wierceń (Lubelszczyzna, Wielkopolska, Kujawy i Pomorze Zachodnie), a zwłaszcza tych skoncentrowanych na Lubelszczyźnie i Pomorzu Zachodnim. Ich sumaryczna miąższość maksymalnie przekracza 4500 m (Lubelszczyzna), a na Pomorzu Zachodnim (jego SW część) dochodzi do

3500 m. Na Lubelszczyźnie utwory dewonu dolnego wykazują charakter regresywny, spoczywając zgodnie na sylurze i dlatego są one początkowo o głębokomorskim charakterze (iłowce z wkładkami wapieni) przechodząc w utwory bardziej płytkomorskie (mułowce przeławicające się z piaskowcami), a ostatecznie (wyższy dewon dolny) sukcesja kończy się utworami klastycznymi środowisk lądowych.

Dewon środkowy jest alternacją utworów klastyczno-węglanowo-siarczanowych środowisk płytkomorskich z epizodami wysychania i emersji. Dewon górny z kolei reprezentowany jest początkowo przez płytkomorskie (w tym rafowe) utwory węglanowe franu (wapienie i dolomity stromatoporoidowo-koralowcowe), gdy famen jest wykształcony jako wapienie gruzłowe i margle o bardziej głębokomorskim charakterze, by pod koniec famenu przejść w regresywne utwory węglanowo-klastyczne [67].

Rów lubelski odcięty jest od NE (od strony wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego) uskokiem i zrębem Kocka. W kierunku SE rów lubelski kontynuuje się w postaci zapadliska lwowskiego (Ukraina). Od strony SW rów lubelski sąsiaduje z kaledonidami wyniesienia radomsko-kraśnickiego wzdłuż długiej dyslokacji nasuwczej Ursynów – Kazimierz n. Wisłą przedłużającej się dalej ku SE w kierunku Izbicy – Zamościa. Od strony NW rów lubelski oddzielony jest walnym, przesuwczym uskokiem poprzecznym Grójca (NE-SW) od niecki warszawskiej, w której utwory dewonu zostały w większości całkiem zerodowane [68] [69].

Najniższy dewon reprezentują morskie utwory ilaste (ok. 170-500 m miąższości) będące w ciągłości sedymentacyjnej z osadami najwyższego syluru [70]. Powyżej zalega mułowcowo-iłowcowo-piaszczysta seria przybrzeżno-płytkomorskich utworów formacji czarnoleskiej wyższego żedynu [71] o miąższości rosnącej ku SW od 30-150 do 180-250 m. Powyżej znajdują się fluwialno-aluwialne piaszczysto-mułowcowo-ilaste cykle sedymentacyjne oldredu formacji zwoleńskiej (zigen-ems; o miąższości od 250-500 m do 1000-1300 m).

Środkowodewońska transgresja przyniosła sedymentację utworów klastycznych (ilasto-mułowcowo-piaszczystych) i węglanowych (dolomity, margle i wapienie anhydrytowe eiflu), a powyżej węglanowe utwory rafowe żywetu (formacja telatyńska; o miąższości od 150-200 m do 400 m). Późnodewońska transgresja powoduje iż we franie przeważa płytkomorska, rafowa sedymentacja węglanowa (rafy stromatoporowo-koralowo-glonowe), która kontynuuje się w famenie. Jednak regresja pod koniec famenu pozostawia przeławicenia piaszczysto-mułowcowych utworów klastycznych. Całkowita miąższość dewonu górnego lubelszczyzny osiąga 1700 m.

Na Pomorzu Zachodnim (głównie strefa Koszalin-Chojnice, której bardziej szczegółowy opis znajduje się poniżej, ze względu na kluczowe znaczenie tego obszaru dla kontekstu sfałdowanego kaledońskiego podłoża i niezgodnie na nim

leżących utworów dewonu i karbonu waryscydydów) utwory dewonu leżą niezgodnie na sfałdowanych utworach niższego paleozoiku, które z perspektywy późnego syluru są kaledońskim szwem kolizyjnym, który dzisiaj należy utożsamiać ze strefą TESZ – ang. Trans European Suture Zone [39] [72] [73].

Na obszar wczesnodewońskiej sedymentacji old redu tego regionu dostają się krótkotrwałe ingresje morskie, przy czym pierwszy wyraźniejszy taki zalew morski obejmuje go jednak dopiero w żywiecie i rozpoczyna się płytkomorskimi, klastycznymi utworami dewonu środkowego (piaskowce, mułowce i iłowce). Devon górny (wczesny fran) rozpoczyna się wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi i wapieniami ziarnistymi, które zazębiają się facjalnie z bardziej głębokomorskimi marglami i iłowcami, tego typu facje dominują na przejściu franu i famenu. Są one z kolei zastąpione (środkowy famen) piaskowcami dolomitycznymi (niekiedy z anhydrytami) oraz płytkowodnymi węglanami (wapienie fałiste i organodetrytyczne), a finalnie (górny famen) głębokomorskimi utworami ilasto-marglistymi [74] [72] [73] [67].

Strukturalnie, całe Pomorze Zachodnie składa się z trzech wielkich bloków tektonicznych (strefa TESZ – Trans-European-Suture-Zone): blok Wolina, Kołobrzegu i Gryfic, które od NE sąsiadują z SW brzegiem platformy wschodnioeuropejskiej [75]. Strefa Koszalin–Chojnice natomiast jest wydłużoną jednostką tektoniczną o przebiegu NW-SE, przylegającą bezpośrednio do strefy Teisseyre'a-Tornquista (linia TT), która odznacza się dwudzielną budową geologiczną kompleksu podpermskiego i permsko-mezozoicznego. W jej obrębie utwory paleozoiku należą do bloku Kołobrzegu [76], a zespół dyslokacji przebiegających równolegle do linii T-T, wraz z dyslokacjami do nich poprzecznymi dzieli go z kolei na lokalne tektoniczne bloki podłoża podpermskiego, z których najważniejsze to: blok Kościernicy, Miastka, Łutomia, Białego Boru i Człuchowa [77].

Podpermskie wychodnie starszego (ordowik i sylur) i młodszego paleozoiku (dewon i karbon) są tutaj ułożone pasowo z NW na SE i równolegle do linii TT. Ordowik i sylur reprezentowane są głównie przez iłowce i mułowce, które w trakcie orogenezy kaledońskiej uległy silnemu sfałdowaniu. Niezgodnie na tych utworach, prawie poziomo, leżą utwory dewonu i karbonu. Wspólnie, wszystkie utwory paleozoiku zostały następnie zdeformowane tektonicznie w trakcie orogenezy waryscyjskiej w postaci wielkoskalowych fałdów oraz zdyslokowane wzdłuż wielu uskoków, które doprowadziły do powstania wyniesionych zrębów i rowów tektonicznych. Taki tensyjny charakter tektoniki późnopaleozoicznej na tym obszarze prowadził do powstania pochylonych rotacyjnie bloków i towarzyszących im półrowów o intensywniejszej subsydencji. Późniejsze ich wynoszenie było efektem reaktywacji takiego systemu jako następstwo młodszej kompresji i inwersji, co pozwala zastosować model uskoków listrycznych i inwersji ekstensywnych półrowów [78] [79], co dobrze zapisało się zwłaszcza w utworach permu i triasu [80] [81].

Silne skonstrastowanie stylu tektonicznego na odcinku między Rosnowem a Wierzchowem może świadczyć o takich ruchach, pewnie z początkową działalnością tych samych uskoków, które odegrały później znaczną rolę przy podziale obszaru na bloki tektoniczne. W nawiązaniu do wydzielonych jednostek litostratygraficznych, których wydzielono blisko 20, widać wyraźnie bardzo duże zróżnicowanie litofacjalne osadów dewonu na tym obszarze, co legło u podstaw podziału tego schematu na „Pomorze Zachodnie – region SW” (PZ-SW) i „Pomorze Zachodnie – region NE” (PZ-NE) [82] [83] [84] [85] [86] [87] [72] [73] [88] [89].

Poniżej wymieniono tylko najważniejsze z nich, które mają decydujące znaczenie w stratygrafii i rozwoju facjalnym utworów tego okresu [72] [73]. Najstarsze utwory dewonu zaliczane są do górnego emsu-żywetu i stanowią formację jamneńską (PZ-NE, ok. 460 m miąższości) zbudowaną z serii pstrych utworów klastycznych (piaskowce różnoziarniste, mułowce i bardzo drobnoziarniste heterolity piaskowcowo-mułowcowe oraz rzadziej występujące łowce, niekiedy z gruzłami anhydrytów). Osady formacji studnickiej (PZ-NE, 80-300 m), będącej facjalnym odpowiednikiem formacji jamneńskiej, wykształcone są jako czerwone i jasnoszare utwory klastyczne (dominują piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniami przekątnymi w dużej skali z gruzłami i cienkimi ławicami anhydrytów). Natomiast ich trzeci odpowiednik facjalny to formacja tucholska (PZ-SW, 45-400 m) złożona z ciemnoszarych margli i wapieni (raf) stromatoporoidowo-koralowcowych, czarnych wapieni z onkoidami oraz ciemnoszarych łowców wapnistych przeławicających się z warstewkami sydereytów i sporadycznie z cienkimi poziomami laminitów. Formacja sianowska (PZ-NE, 100-200 m), która przykrywa formację jamneńską lub studnicką, to wapień z klastami mułowców, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe i szare mułowce z sieczką roślinną, często zbioturbowane. Formację sianowską wieńczę niekiedy wapień organogeniczny (w tym stromatoporoidowy). Facjalnym odpowiednikiem tej formacji w NE części Pomorza Zachodniego jest formacja silneńska (160-200 m) reprezentowana przez ciemnoszare łowce (często wapniste), zawierające liczne wkładki sydereytów i konkretów pirytu. Łowce przeławicają się z wapnistymi piaskowcami kwarcowymi oraz z mułowcami. Nieliczne są wkładki wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych i wapieni organodetrytycznych (o naturze tempestrytowej). Formacja wyszeborska (PZ-NE, ok. 200 m) to pstry utwory silikoklastyczne (drobnoziarniste piaskowce i zlepienie kwarcowe przeławicające się z mułowcami). Jej ekwiwalentem facjalnym jest formacja chojnicka (PZ-SW, 120-260 m), którą budują ciemnoszare łowce z laminami sydereytu i mułowce z bioturbacjami przeławicające się z szarymi drobnoziarnistymi piaskowcami z laminacją falistą i smużystą. Często są natomiast przeławiczenia z wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi. Frańska formacja koczalska (PZ-NE, 130-350 m) jest wykształcona jako wapniste piaskowce, podrzędnie mułowce wapniste bioklasty, ciemnoszare mułowce

wapniste i iłowce z fauną (małże, ramienionogi, małżoraczk). W górnej części formacji dominują organodetrytyczne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z tabulatami. Z przełomu franu i famenu jest nadległa formacja człuchowska (1000-1500 m), która występuje na całym obszarze Pomorza Zachodniego i reprezentuje pelagiczne facje basenowe: iłowce wapniste z wkładkami marglistych wapieni mikrytowych, czarne bitumiczne iłowce z drobną laminacją i z fauną środowisk pelagicznych (entomozoidy, tentakulitoidy), wapienie gruzłowe z liczną fauną bentoniczną (ramienionogi, mszywioty, szkarłupnie). Młodsza, formacja krojancka (90-500 m), również występuje w obu obszarach, i charakteryzuje się dominacją jasnoszarych wapieni o strukturze falistej z liczną fauną, a jej odpowiednik facjalny (formacja kłanińska; PZ-NE, 150-380 m) to płytkomorskie środowiska sedimentacji węglanowej (dolomityczne wapienie ziarniste, często skośnie warstwowane, przepiętnione fauną i peloidami, z domieszką kwarcu terygenicznego) i przybrzeżnej sedimentacji silikoklastyczno-ewaporatowej (drobnoziarniste dolomityczne piaskowce kwarcowe, mułowce i podrzędnie iłowce oraz jasnoszare, różowe i czerwone piaskowce i mułowce z anhydrytem). Najwyższy dewon jest zwieńczony pelagicznymi utworami formacji iłowców wapnistych z Sępólna (występującej na całym obszarze Pomorza Zachodniego; 85-600 m), które w płynny sposób przechodzą do najniższego karbonu.

3.1.2.6. Karbon

W strefie Koszalin-Chojnice Pomorza Zachodniego utwory karbonu dolnego przykrywają ciągłą pokrywą utwory starsze, a ich całkowita miąższość wynosi od 200 do 800 m, szczególnie w osi niecki pomorskiej. Strop utworów karbonu pogrąża się ku SW od 2000-2500 m wzdłuż NE krawędzi tej niecki do ok. 3000 m i ponad 4000 m wzdłuż jej przeciwległej, SW krawędzi. Na pozostałym obszarze pomorskim głębokość położenia stropu karbonu utrzymuje się w granicach 2500-3500 m. Występuje on przeważnie bezpośrednio pod niezgodnym przykryciem permu i tylko lokalnie pod przykryciem karbonu górnego. Utwory karbońskie rozwinięte są w dwóch zasadniczych strefach o rozciągłości NW-SE. Utwory karbonu dolnego stwierdzone na obszarze bloków Kołobrzegu i Gryfic, zarówno w ich części morskiej jak i lądowej [76], są wyraźnie trójdzielne i zostały podzielone na liczne formacje litostratygraficzne [83] [84] [88] [72]. Przeważają generalnie trzy główne litofacje:

- łupki ilaste,
- piaskowce szarogłazowo-arkozowe wraz z wapieniami okrucowo-oolitowymi,
- piaskowce, mułowce i iłowce oraz wapienie organodetrytyczne.

Facje te bardzo zmiennie i płynnie się zazębiają, chociaż wyraźna jest tendencja w dominacji pierwszego i drugiego typu osadów w części dolnej i środkowej, a trzeciego – w części górnej sekwencji. Generalnie

reprezentowane są one przez węglanowo-klastyczne utwory szelfowe turneju (formacje: łowców wapnistych z Sąpolna – średnio ok. 300 m miąższości, piaskowców arkozowych z Gozdu – ok. 350 m oraz wapieni ooidowych z Kurowa – ok. 150 m) i klastyczne utwory morsko-lądowe najwyższego turneju-wizenu (formacje: piaskowców kwarcowych z Drzewian – ok. 400 m miąższości, łowców z Łobżonki – ok. 500 m, wapieni z Czaplinka – ok. 400 m oraz łowców z Nadarzyc – ok. 300m) [88] [89] [72].

Miąższości utworów dolnego karbonu wahają się od około 500 m w NW części obszaru (prawdopodobnie ze względu na ich późniejszą erozję) do około 1200 m w rejonie SE. Utwory karbonu dolnego nawiercono na głębokościach od ok. 2100 do ponad 6000 m, a występują przeważnie bezpośrednio pod niezgodnym przykryciem permu i tylko lokalnie pod przykryciem karbonu górnego [90].

Formacja łowców wapnistych z Sąpolna, w swojej turnejskiej części, jest reprezentowana przez ciemnoszare łowce wapniste z przeławiczeniami margli i wapieni z pełnomorską, nieliczną fauną. Całkowita miąższość formacji osiąga kilkaset metrów, przy czym tylko górna jej część należy do turneju i może tutaj osiągać ponad 300 m. Jest ona szeroko rozprzestrzeniona na obszarze NE Pomorza Zachodniego, a interpretowana jako relatywnie głębokowodny depozycyjny system rampy węglanowej [88] [72]. W części SW obszaru utwory te zastępowane są facjalnie przez formację margli z Trzebiechowa (ok. 200-300 m miąższości) i reprezentowane głównie przez margle, łowce wapniste, wapienie margliste (w tym oolitowe), a podrzędnie przez dolomity, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe oraz wkładki piaskowców arkozowych. Utwory te wykazują bardzo słabe własności zbiornikowe. Formacja piaskowców arkozowych z Gozdu występuje głównie w NW części bloku Kołobrzegu i jest zbudowana z wulkanoklastycznych piaskowców arkozowych o spoiwie wapnistym lub dolomitycznym, z podrzędnym udziałem tufitów. Liczne są przeławiczenia margli i łowców wapnistych, wapieni (w tym oolitowych, zwłaszcza w wyższej części formacji) oraz lokalnie anhydrytów. Piaskowce arkozowe są źle wysortowane, szaroróżowe, z okruchami skał wylewnych, od paleoryolitów do paleotrachitów, spotykane są także oolity w rozproszeniu w spoiwie piaskowców. Analiza składu mineralnego klastów lawowych i krystaloklastów sugeruje kwaśny typ wulkanizmu typowy dla magm wewnątrzpłytyowych pochodzących ze skorupy kontynentalnej [77].

Wszystkie powyższe litofacje powiązane są ze sobą ciągłymi przejściami, tak w pionie, jak i w poziomie. Fauna wskazuje na turnej, a ich miąższość waha się od 70-260 m do 560 m (średnio ok. 400 m) reprezentując środowiska typowe dla dalekiego i bliskiego klastycznego szelfu, przybrzeża, bariery i laguny oraz równi pływowej [77]. Jest to jeden z najważniejszych kompleksów zbiornikowych pomorskiego dolnego karbonu. Formacja wapieni ooidowych z Kurowa (200 m) jest zbudowana z różnego rodzaju jasnoszarych i czerwonych wapieni,

greinstonów ooidowych lub ooidowo-organodetrytycznych, zdolomityzowanych o całkowitej miąższości od kilkunastu do ponad 200 m (zwykle 120-140 m). Zdarzają się wtrącenia szarych łupków marglistych bądź iłowców pstrych oraz dolomitów piaszczystych i piaskowców wapnistych. Zespół organiczny ooidów jest ubogi i ogranicza się do pokruszonych fragmentów szkarłupni, ramienionogów, małży, małżoraczków, glonów wapiennych, koralowców i rzadkich mszywiolów i otwornic. Osady formacji z Kurowa powstawały na wąskim obrzeżonym szelfie węglanowym. Wiek jednostki jest określony na górną część turneju. Formacja iłowców wapnistych z Grzybowa reprezentowana jest głównie przez iłowce, margle, wapienie i anhydryty, które są facją wapieni ooidowych z Kurowa. Osady te tworzyły się w płytkowodnych lagunach odgradzonych od otwartego morza płycznami oolitowymi. Miąższość kompleksu w profilu typowym (Grzybowo 1) wynosi 260 m, w pobliżu lateralnego przejścia w formację z Kurowa maleje do 60-70 m. Formacja piaskowców kwarcowych z Drzewian (400 m) jest najmłodszą, najwyższą jednostką litostratygraficzną wydzieloną w dolnym karbonie (najwyższy turnej-wizen) północno-wschodniej części Pomorza Zachodniego. Reprezentowana jest ona przez białe i czerwone piaskowce kwarcowe, z przewarstwieniami pstrych mułowców i iłowców z ubogą fauną oraz z wtrąceniami anhydrytu i poziomami paleogleb. Są to osady, płytkiego litoralu i supralitoralu, delty, laguny i równi pływowej. Jej miąższość przekracza miejscami 300 m. Piaskowce tej formacji są najważniejszym poziomem zbiornikowym w tym rejonie.

W północno-wschodniej części Pomorza Zachodniego górny karbon reprezentowany jest natomiast wyłącznie przez beżowe i szarobrzowe piaszczysto-ilaste utwory klastyczne przewarstwiane iłowcami dolomitycznymi i węglistymi. Są to utwory namuru formacji Wolina, których występowanie jest nieciągłe i ograniczone ze względu na fluwialną naturę jej utworów klastycznych, a na regionalnych mapach geologicznych podpermskiej powierzchni Pomorza Zachodniego nie są w ogóle wyróżniane. Jej miąższość nieco przekracza 100 m, a zalegają one z luką stratygraficzną niezgodnie na starszym, dewońsko-dolnokarbońskim podłożu. Formacja ta stanowi najmłodsze ogniwa waryscyjskiego piętra strukturalnego, bardzo intensywnie zaangażowanego tektonicznie w tym rejonie w postaci rotowanych bloków, przez co o znacznych upadach warstw. Jest to efekt zmiany kompresyjnego reżimu tektonicznego na ekstensyjny, który miał tutaj miejsce na przełomie karbonu i czerwonego spągowca, w wyniku czego doszło do powstania pochylonych bloków i rozdzielających je rowów i półrowów [78] [91].

Na obszarze Lubelszczyzny basen karboński jest odcięty od strony NW poprzecznym uskokiem Grójca od niecki warszawskiej i wypełniony jest utworami karbonu od turneju po górny westfal [92]. Zalegają one niezgodnie na różnych ogniwach dewonu, starszego paleozoiku, a także na eokambrze i prekambrze fundamentu krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej.

Karbon lubelski pokrywają niezgodnie zalegające utwory mezozoiczne i kenozoiczne (w NW części obszaru lubelskiego i SE części niecki warszawskiej – a także permskie), w związku z czym strop karbonu obniża się od ok. 200 m na E do ok. 1000 m na W i SW. Wzdłuż krawędzi NE niecki lubelskiej i na skłonie zrębowego wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego w obrębie LZW (synklina Bogdanka-Mogielnica) miąższość utworów karbonu sięga 700-1000 m, a ich spąg zalega na głębokości 1350-1600 m. Dalej na SW poza zrębem Kocka-Żelechowa sumaryczna miąższość karbonu rośnie do 1700 m, przy czym spąg karbonu obniża się do głębokości 2200-3000 m. W środkowej części utwory karbonu osiągają maksymalną miąższość rzędu 3500 m [93].

Współczesna miąższość karbonu lubelskiego ma charakter poerozyjny. Erozia powaryscyjska (od stefanu po wczesną jurę) zredukowała osady młodszych ogniw karbonu, a w strefach wyniesień tektonicznych (np. zrąb Kocka) usunęła w całości osady karbonu sięgając do utworów dewonu środkowego włącznie [94] [90].

Profil karbonu dolnego rozpoczynają pstre, klastyczne i ewaporatowe osady formacji hulczańskiej (miąższości do 300-500 m) rozwinięte wzdłuż zrębu Kocka. Na zerodowanej, pobretońskiej powierzchni dewonu spoczywają płytkomorskie i efuzywne utwory formacji Kłodnicy (turnej górny-wizen środkowy), wykształcone jako mułowce i piaskowce przechodzące w płytkomorskie i deltowe utwory formacji Huczwy (wizen górny). Są to głównie wapienie margliste, margle, mułowce i iłowce węglanowe (miąższości 20-70 m) przechodzące ku górze w mułowce i piaskowce z przewarstwieniami wapieni gruzłowych (45-70 m) oraz arkozowe i szarogłazowe piaskowce (10-20 m). Bazalty dolnej części formacji Kłodnicy dały radiometryczne szacowanie wieku na około 348 Ma [95].

Karbon górny Lubelszczyzny rozpoczynają utwory formacji Terebina (namur dolny) reprezentowane przez mułowce, wapienie i piaskowce pochodzenia szelfowo-deltowego. Utwory klastyczne skupiają się w kilkudziesięcio-metrowych pakietach oddzielonych ławicami wapieni o grubości ok. 10 m. W obrębie tej formacji wyróżniono dwa ogniwa: ogniwo Korczmina (niższy namur A) wykształcone jako czerwone mułowce z nieregularnymi, nieciągłymi ławicami drobnoziarnistych piaskowców oraz ogniwo Komarowa (wyższy namur A) mięjszego kompleksu iłowców i mułowców z rzadka przewarstwione piaskowcami i pokładami węgla. Namur górny to formacja Dęblina charakteryzująca się tzw. piaskowcami srebrzystymi przeławicanymi iłowcami i mułowcami z warstwami węgla. Formację Dęblina tworzą dwa kompleksy: ogniwo bużańskie (namur B) – charakteryzuje się dominacją piaskowców „srebrzystych” (od 30-40 m do 220-260 m) – to typowe osady deltowe z korytowymi piaskowcami oraz piaskowcowe ogniwo kumowskie (namur C).

Westfal A+B to formacja Lubelska, która składa się głównie z mułowców i podrzędnych przewarstwień drobnoziarnistych, laminowanych, zbitych piaskowców z szeregiem warstw i pokładów węgla (eksploatowanych w LZW) (od 380-450 m w centrum zagłębia, a w części zachodniej do 740-800 m miąższości). Natomiast westfal B+C+D to formacja magnuszewska, która jako najmłodsza seria osadowa karbonu lubelskiego jest silnie erozyjnie zredukowana (ok. 320 m), a wykształcona jest jako utwory gruboklastyczne i tufogeniczne. W większości są to fluwialne mułowce i bagienne iłowce. Powyżej wyróżniono tzw. serię Pilicy o miąższości 120 m, charakteryzującą się dominacją mułowców z podrzędnie występującymi różnoziarnistymi piaskowcami. Utwory karbonu górnego Lubelszczyzny wykazują typową cykliczność w reżimie paraliczno-limnicznym jako efekt wahań glaci-eustatycznych [96] [97], a ich styl tektoniczny odpowiada cienkonaskórkowym deformacjom waryscyjskim [98] [33] [99].

3.1.2.7. Perm

Utwory permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego Polski pozakarpackiej leżą niezgodnie i z luką stratygraficzną na prekambryjsko-paleozoicznym podłożu (NE Polska), bądź na sfałdowanych utworach paleozoiku platformy paleozoicznej konsolidacji kaledońskiej i waryscyjskiej (Niż Polski na SW od TT). Sumaryczna miąższość permu w centralnej części Niżu Polski, szacowana jest na 2 000-3 000 m (maksymalnie powyżej 3 600 m), biorąc jednak pod uwagę przypuszczalne pierwotne miąższości, a nie dzisiejsze wynikające z halokinezy (miąższości pozorne powstałych później poduszek, wałów i diapirów solnych). Utwory permu w Polsce powstawały we wschodniej części tzw. południowego basenu permskiego w Europie [100] [101] z pełną gamą utworów.

Najstarsza część tego piętra reprezentowana jest przez utwory czerwonego spągowca wczesnego i środkowego permu. Stanowią ją rozległe pokrywy skał wulkanicznych zarówno wylewnych jak i piroklastycznych oraz skały osadowe środowisk lądowych [102]. Nieco młodsze, ale w dalszym ciągu należące do czerwonego spągowca, są czerwone utwory klastyczne zlepieńców, piaskowców i mułowców środowisk wydm, plai, stożków aluwialnych i rzek w osadzanych w obrębie depresji polskiej części tzw. basenu czerwonego spągowca w Europie, który stanowił wschodnią część wielkiego permskiego basenu europejskiego rozciągającego się od Wielkiej Brytanii przez Holandię, Niemcy, Danię aż do Polski [103] [104] [105] [106] [107] [108] [109].

Narzędziem podziału utworów permu jest litostratygrafia, co wynika z braku odpowiednich skamieniałości uniemożliwiając przez to ich podział biostratygraficzny. Zachodnia część Niżu Polskiego stanowi największy obszar występowania skał dolnego czerwonego spągowca (cisural) (tzw. grupa Odry). W części Pomorza Zachodniego dominują głównie odmiany kwaśne skał wylewnych typu ryolit, dacyt i plagiodacyt. Tworzą one pokrywę dochodzącą

przypuszczalnie do 100 m miąższości. Na obszarze monokliny przedsudeckiej skład skał wylewnych jest bardziej zróżnicowany. Występują one w czterech odmiennych grupach: trachity, ryodacyty, dacyty i bazalty. Miąższość tych skał dochodzi tu miejscami do 1000-1500 m [90]. Utwory zaliczone do młodszej grupy Warty rozwinęły się w rozległym zbiorniku osadowym, który swym zasięgiem objął obszar platformy prekambryjskiej na wschodzie i obszar platformy paleozoicznej na zachodzie Polski. Największy obszar oraz centralne miejsce w zbiorniku osadowym zajmuje basen polski (bruzda środkowopolska), jako podłużna struktura rozciągająca się na kierunku NW-SE. W jego budowie zdecydowanie przeważają osady frakcji najdrobniejszych jak mułowce i iłowce o miąższości do 800 m. Buduje go wiele cykli osadowych o następstwie piaskowiec-mułowiec-iłowiec. Utwory te powstawały w basenie o zmniejszającej się energii środowiska sedymentacyjnego, mającym charakter okresowych, dość płytkich, a nawet pustynnych jeziorzysk (śródlądowa sebhah i/lub plaia).

Wyżyna pomorska graniczy z basenem polskim od północy i ciągnie się wąskim pasmem od Morza Bałtyckiego przez Kołobrzeg po Chojnice. Stanowiła ona obszar alimentacyjny, ale na jej SW skłonie wykształcił się system skarp, osadów stożków osypiskowych i napływowych. Na przedpolu skłonu dominują utwory sedymentacji fluwialnej np. osady korytowe. Miąższość osadów w tej jednostce osiąga kilkaset metrów.

Na SW od basenu polskiego rozciąga się równolegle wolsztyńska wyżyna wypłazowa (garb wolsztyński) [106]. Buduje ją pasmo obszarów wypłazowych, wzgórz i grzbietów stanowiących tereny o dominacji procesów denudacyjnych, w otoczeniu których powstały rozległe pedymenty (głównie spływy błotne). W rowach tektonicznych przecinających tę jednostkę wytworzyły się osady typu fluwialnego, jak zlepieńce i piaskowce. Na tym obszarze miała miejsce intensywna sedymentacja eoliczna (do kilkuset metrów miąższości). Obszar równiny wrocławskiej i kaliskiej (bruzdy śląskiej) obejmuje południową część monokliny przedsudeckiej [106] [107]. Basen perybałtycki (obniżenie warmińskie) jest odizolowany od całości zbiornika na terenie Polski i rozciąga się wzdłuż północnej granicy z Rosją [90].

W późnym permie (cechsztyń), w wyniku transgresji uformowało się śródlądowe morze, w którym początkowo powstawały utwory węglanowe (wapienie) a z czasem, z powodu ograniczenia połączeń z morzem borealnym, powstawały ewaporaty (gipsy, anhydryty, sole kamienne i potasowe) a na brzegach w okresach połączeń z morzem borealnym ponownie powstawały wapienie [110], niekiedy rafowe [111] [112] i dolomity. Wapienie rafowe zawierają głównie szczątki mszywiotów, muszlowców małżowych, ramienionogów, ślimaków, krynoidów, otwornic oraz liczne struktury mikrobialne. Takie wapienie organogeniczne przeławicane są wapieniami stromatolitowo-pizolitowymi wysokoenergetycznych, płytkomorskich środowisk morskiej

sedymencie węglanowej (platforma węglanowa), niekiedy z zapisem sekwencji spływających się ku górze [112].

Rzeczywista miąższość utworów ewaporatowo-węglanowych cechsztynu może dochodzić do 2500 m [102]. Ewaporaty zostały później uformowane w różnego rodzaju struktury solne w ramach halokinezy, przebijając nadległe utwory mezozoiku (Inowrocław, Kłodawa, Dębina).

3.1.2.8. Trias

Basen epikontynentalny triasu w Polsce był wschodnim fragmentem tzw. basenu germańskiego, który obejmował dużą część Europy zachodniej. Ze względu na swój generalnie płytkomorski charakter utwory osadowe w nim zdeponowane wykazują szerokie rozprzestrzenienie, ale i dużą jednorodność litologiczną. Dlatego na szeroką skalę stosuje się metodę litostratygraficzną do ich korelacji nawet na większych odległościach. Z tych też względów przyjęto posługiwanie się prostym schematem litologiczno-facjalnym do ich opisu oddającego zarazem warunki paleośrodowiskowe w trakcie ich powstawania – ABCBCBA (AB – trias dolny; CBC – trias środkowy; BA – trias górny), gdzie: A – są to najstarsze i najmłodsze lądowe (klastyczne) utwory triasu; B – wyższe utwory wczesnego triasu i niższe utwory triasu późnego reprezentujące środowiska przejściowe (brakiczne bądź hypersalinarne); C – morskie utwory węglanowe triasu środkowego (niższe i wyższe).

Facjalnie całość utworów triasu jest wyraźnie trójdzielna – klastyczno-węglanowo-klastyczna z bardzo silnym zróżnicowaniem litologicznym szybko zmieniających się środowisk sedymentacji i z dużą ilością luk stratygraficznych [113] sekwencji transgresywno-regresyjnej. Z tego też względu wyróżniono w jego obrębie wiele formalnych jednostek litostratygraficznych w randze formacji i ogniw (poniżej wspomniane tylko niektóre z nich). Miąższość utworów triasu na Niżu Polskim jest największa na Kujawach, gdzie przekracza 2500 m (maksymalnie dochodząc nawet do 4000 m). Rozkład miąższości jest wyraźnie związany z osią bruzdy śródpolskiej (NW-SE) odpowiadającej osiowej części basenu triasowego, a jego centrum dobrze wyznacza izopachyta 1600 m [114].

Z drugiej strony na jej rozkład zasadniczy wpływ ma przede wszystkim zróżnicowanie miąższości triasu dolnego i górnego, podczas gdy trias środkowy wykazuje miąższości najmniejsze przy równoczesnym najmniejszym wewnętrznym zróżnicowaniu facjalnym. Konfrontacja szybkiej sedymentacji miąższych utworów wczesnotriasowych w czasie wyraźnie krótszym niż triasu środkowego i późnego wskazuje na bardzo znaczącą rolę subsydencji w tym czasie.

Utwory triasu dolnego na większości obszaru Niżu Polskiego, wykształcone są w postaci litofacji zdominowanych przez utwory iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe, często intensywnie czerwonych barw. Jedynie w rejonie południowo-zachodniej Polski, obserwuje się znaczący udział utworów węglanowych w profilu. Współczesny zasięg występowania utworów tego wieku

jest nieco mniejszy od pierwotnego, co jest wynikiem ich erozji, które zostały usunięte z obszaru południowej Polski oraz Lubelszczyzny i wyniesienia mazursko-suwałskiego.

We wczesnym triasie sedymentacja odbywała się w warunkach klimatu gorącego i suchego, w obrębie śródlądowego basenu sedymentacyjnego, na obszarze sebhya oraz na lądzie. We wczesnym pstrym piaskowcu układ facji jest równoleżnikowy. W południowej części Niżu Polskiego występują piaskowcowe osady rzeczne, rzadziej eoliczne, reprezentujące nieformalną formację piaskowcową i formację zagnańską (obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). Pozostały obszar Polski obejmuje swym zasięgiem formacja bałtycka wykształcona jako kompleks skał ilasto-mułowcowych, o barwie czerwono-brunatnej, z wkładkami wapieni oolitowych oraz piaskowców [115] [116].

Środkowy pstry piaskowiec jest dwudzielny. Niższa część generalnie zachowuje równoleżnikowy układ facji. W południowej części basenu w dalszym ciągu dominują utwory piaskowcowe wydzielane jako nieformalna formacja piaskowcowa, a w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jako formacje: z Piekoszowa, Tumlina, Ostojowa, Łącznej i Golenia. Na obszarze południowej części niecki szczecińskiej występują utwory formacji węglanowo-klastycznej, która ku północy przechodzi w formację pomorską [117]. Formację pomorską tworzą dwa cyklotemy rozpoczynające się utworami piaskowcowo-oolitowymi, a kończące łowcami o barwie czerwonej. Dolny piaskowiec wydzielany jest jako ogniwo piaskowca drawskiego, natomiast cyklotem górny jako ogniwo trzebiatowskie [115]. Miąższość piaskowca drawskiego dochodzi do 50 m na obszarze wału pomorskiego i przykryty jest 100-150 m kompleksem utworów łowcowo-mułowcowych [118]. Formacja pomorska zazębia się w kierunku północno-wschodnim z formacją lidzbarską, zbudowaną głównie z utworów łowcowo-mułowcowych z wkładkami wapieni oolitowych i marglistych [115]. Górna część profilu środkowego pstręgo piaskowca wykazuje układ facji równoległy do osi bruzdy środkowopolskiej [119].

Na obszarze monokliny przedsudeckiej dominują utwory piaskowcowe, które w kierunku osi bruzdy przechodzą w osady ilaste, a na Pomorzu w piaskowcowo-łowcowe utwory formacji półczyńskiej. W tym okresie zbiornik ulega stopniowemu zawężeniu tak, że pod koniec pstręgo piaskowca środkowego jego zasięg ograniczony był do obszaru bruzdy. Maksymalna miąższość utworów tego wieku wynosi na obszarze kujawskim około 700 m.

Na obszarze mazursko-podlaskim utworom tym odpowiadają osady formacji malborskiej, wykształcone w postaci typowego cyklotemu sedymentacyjnego, z gruboziarnistym członem dolnym oraz łowcowo-mułowcowym członem górnym o barwie czerwonej.

Sedymentację górnego pstręgo piaskowca rozpoczęła ponowna transgresja morska, która spowodowała zalanie całego Niżu Polskiego. W zachodniej, południowo-zachodniej i południowej Polsce, od niecki

szczecińskiej po Małopolskę, dominowała sedymentacja utworów wydzielanych jako ret. W dolnym odcinku są to piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe skały kompleksu podewaporatowego. Wyższą część profilu stanowią miększe utwory węglanowo-ewaporatowe, z przewarstwiającymi się wapieniami, dolomitami, anhydrytami, gipsami i solami kamiennymi. Ku północy i północnemu wschodowi, utwory retu przechodzą w klastyczne utwory formacji barwickiej. Są to piaskowce, mułowce i iłowce o barwie pstrej, z wkładkami szarych wapieni i gniazdowymi skupieniami anhydrytu. Odpowiednikiem tej formacji na obszarze mazurskim jest formacja elbląska. Jej dolny człon tworzą szarej barwy piaskowce o znacznym udziale materiału gruboziarnistego oraz zlepieńców, natomiast człon górny zbudowany jest z czerwonych skał iłowcowo-mułowcowych oraz piaskowcowych. Miększość utworów górnego pstrego piaskowca ma niewielką zmienność na obszarze całego Niżu Polskiego, a jego maksymalna miększość wynosi niewiele ponad 200 m.

Strop utworów dolnego triasu zalega na rzędnych od kilkunastu m n.p.m. (monoklina śląsko-krakowska) do ponad -4500 m (centralna część wału kujawskiego). Również w osiowych partiach niecek: mogileńsko-tódzkiej, szczecińskiej i warszawskiej strop utworów tego wieku zalega na rzędnych poniżej -3000 m, podnosząc się ku brzeżnym strefom. Miększość całkowita utworów triasu dolnego jest zmienna w granicach od kilkudziesięciu metrów (obniżenie podlaskie, monoklina śląsko-krakowska) do ponad 1600 m (wał kujawski) i ponad 1200 m (wał pomorski). Znaczące miększości (powyżej 400 m) tych utworów wypełniają struktury nieckowe (mogileńsko-tódzka, szczecińska, miechowska, pomorska, synekliza bałtycka), a także południowo-wschodnią część wyniesienia Łęby.

Środkowotriasowy basen sedymentacyjny stanowił kontynuację zbiornika morskiego utworzonego w górnym pstrym piaskowcu. W początkowym okresie w dalszym ciągu rozwijała się transgresja morska. W efekcie morze zalało największy w triasie obszar Niżu Polskiego. We wczesnym i środkowym wapieniu muszlowym był to zbiornik o wyrównanej subsydencji, w którym miększość w całej zachodniej, centralnej i południowej Polsce wynosiła 150-200 m [120]. Łączna miększość utworów triasu środkowego (wapień muszlowy + dolny karnik) w rejonie kujawskim wynosi ponad 1400 m [119]. Oś basenu wapienia muszlowego, którą wyznacza maksymalna miększość osadów wapienia muszlowego dolnego i środkowego, ma kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Najbardziej stabilnym obszarem przez cały okres sedymentacji wapienia muszlowego była północno-wschodnia część basenu. Najlepiej rozpoznany obszar z utworami triasu środkowego z udokumentowanym stratygraficznie i paleośrodowiskowo profilem tych utworów jest obszar Górnego Śląska. To tutaj zaproponowano litostratygraficzny podział wapienia muszlowego, który służy również w centralnej Polsce. Węglanowe utwory tego wieku stanowią mozaikę litofacji, które generalnie reprezentują różnorodne paleośrodowiska

ramp/platform węglanowych stref pływowych (nadpływowe, międzypływowe i poniżejpływowe) również ze strukturami typu budowli organicznych (biostromy gąbkowe, biohermy gąbkowo-koralowe, kopuły stromatolitowe) oraz węglany skrajnie płytkowodnych środowisk (kryptoalgowe laminity, wapienie oolitowe i onkolitowe), jak też utwory związane z emersjami utworów węglanowych (dolokrety, rizolity). Miejscami bardzo liczna jest fauna bentoniczna: ramienionogi, małże, krynoidy, ślimaki czy otwornice. Utwory wapienia muszlowego zostały podzielone na następujące formacje: gogolińska, górażdżańska, dziewkowicka, karchowicka, jak i warstwy: diploporowe, tarnowickie, wilkowickie i boruszowickie [121] [122] [123]. Miąższość wapienia muszlowego osiąga tutaj 130 m.

Według Dadleza i Marka [124] największy wpływ na kształtowanie się struktur kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego, w tym wapienia muszlowego, na Niżu Polskim, miały pionowe ruchy wgłębnych bloków podłoża podcechsztyńskiego. Powodowały one równoległe z sedymentacją zmiany miąższości i facji oraz powstawanie erozji i luk sedymentacyjnych. Przemieszczanie się cechsztyńskich mas solnych spowodowało dużo większe zróżnicowanie subsydencji basenu sedymentacyjnego górnego wapienia muszlowego niż w wapieniu muszlowym środkowym i dolnym. Sedymentacja utworów triasu środkowego odbywała się w warunkach pełnomorskich, gdy basen polski miał szerokie połączenia zarówno z basenem germańskim, jak i poprzez bramę morawską i wschodniokarpacką z Oceanem Tetydy [122]. Niemal w całym basenie osadzały się wtedy wapienie faliste, organodetrytyczne, margliste i oolitowe na obszarze rampy węglanowej oraz lagun. Jedynie w rejonie syneklizy perybałtyckiej tworzyły się osady klastyczne wskazujące na sedymentację w strefie brzeżnej zbiornika [125].

Dolny wapień muszłowy jest najbardziej rozbudowanym ogniwem posiadającym największe miąższości (135-190 m na obszarze monokliny przedsudeckiej, poprzez około 70 m na obszarze wału środkowo-polskiego do 10-15 m na obszarze niecki brzeżnej i obniżenia podlaskiego [126] [122]). Na przetomie dolnego i środkowego wapienia muszlowego następuje częściowe odcięcie basenu polskiego od zbiornika alpejskiego. W środkowym wapieniu muszlowym na prawie całym obszarze Niżu Polskiego osadzają się dolomity, margle dolomityczne i anhydryty wskazujące na restrykcyjne środowisko o podwyższonym zasoleniu, obserwowane są również paleogleby i zjawiska krasowe, wskazujące na obecność stref wynurzonych [125] [122]. Ponowne uruchomienie połączenia z Oceanem Tetydy przez bramę wschodniokarpacką [127] spowodowało wspomniany już powrót do warunków morskich w późnym wapieniu muszlowym.

Na przetomie wapienia muszlowego i kajpru dolnego nastąpiła kolejna regresja, która spowodowała diametralną zmianę charakteru sedymentacji w basenie polskim. Górny wapień muszłowy charakteryzuje się miąższościami nie

przekraczającymi 50 m, na obszarze monokliny przedsudeckiej 30-40 m, poprzez 15-20 m na obszarze wału środkowo-polskiego do około 10 m na obszarze niecki brzeżnej i obniżenia podlaskiego [126]. W centralnej (najgłębszej części zbiornika) dominują wapienie z liczną fauną, głównie margliste, często z glaukonitem oraz iłowce. W brzeżnej części basenu oprócz wapieni występują margle, margle dolomityczne, mułowce, sporadycznie wapienie piaszczyste i piaskowce wapniste. W centralnej części obniżenia nadbałtyckiego dominują utwory klastyczne [128] [129].

Strop utworów triasu środkowego zalega na rzędnych od kilkudziesięciu m n.p.m. na monoklinie śląsko-krakowskiej do ponad -4800 m w osiowej części wału kujawskiego. Na przeważającej powierzchni rozprzestrzeniania się utworów tego wieku ich strop zalega na rzędnych poniżej -1000 m. Najgłębiej powierzchnia ta zalega na obszarze wału kujawskiego oraz niecek: mogileńsko-łódzkiej, warszawskiej i szczecińskiej (poniżej -2000 m). Całkowita miąższość utworów triasu środkowego jest stosunkowo nieduża i zmienia się w granicach od kilku do 300 m (lokalnie tylko nieco większa).

Zasięg basenu sedymentacyjnego w późnym triasie ulegał znacznym wahaniom. Prawdopodobnie największy obszar zajmował on w najstarszym kajprze górnym (warstwy gipsowe dolne) oraz w noryku. Centrum depozycji ulegało przemieszczeniu w zależności od wieku, jednak maksymalne miąższości całego triasu górnego, rzędu 1400 m, obserwowane są w południowo-zachodnim odcinku wału kujawskiego oraz na obszarze niecki łódzkiej [119].

Trias późny jest okresem nasilenia się tektoniki solnej w obrębie basenu, co doprowadziło do silnego rozczłonkowania go na strefy o różnej subsydencji oraz powstania lokalnych struktur dźwigających się (Warnowo, Grzęzno, Szubin, Konary, Jeźów, Rogoźno) [125] [130].

Sedymentacja utworów triasu górnego odbywała się w przeważającej mierze w rozległym i płytkim zbiorniku śródlądowym, będącym pozostałością po morzu wapienia muszlowego oraz na obszarze lądowym. W ostatnich latach badania skoncentrowane na utworach górnego triasu skupiły się na szczegółowym rozpoznaniu stratygrafii, litologii i paleośrodowisk kajpru oraz retyku (chronostratygraficznie obejmujące lodyn, a zwłaszcza karnik, noryk i retyk) reprezentowanych przez sukcesję iłowców i mułowców typu redbeds, z podrzędnym udziałem zlepieńców, piaskowców, dolomitów i wapieni słodkowodnych [131], w obrębie których odkryto unikatową faunę tetrapodową i dicynodontową [132] [133] [134] [135] [136] [131] [137] w licznych nagromadzeniach typu Fossilagerstätte (w tym słynny Krasiejów i Lisowice).

Powstawały wówczas utwory w facji iłowcowej z wkładkami mułowców, piaskowców, dolomitów i margli. W wyniku rewizji licznych wydzieleni litostratygraficznych kajpru zaproponowano ostatnio schematyczny profil górnego triasu Górnego Śląska ze szczegółową lokalizacją tych nagromadzeń w kontekście stratygraficzno-facjalnym [135] [134] [136] [131] [137]. Dolny kajper

(ladyń) wykształcony jest tutaj jako tzw. kajper iłowglowy, reprezentowany przez ciemnoszare i pstre iłowce, mułowce i piaskowce z sieczką roślinną środowisk lagunowych, marginalnomorskich, rzek anastomozujących i równin zalewowych w reżimie klimatu wilgotnego [131]. Ponad nimi znajduje się horyzont dolomitu granicznego, kończącego sedimentację triasu środkowego, powstałego w efekcie krótkotrwałej transgresji z Tetydy. Utwory karniku dolnego rozpoczynają się formacją chrzanowską (warstwy gipsowe dolne), wykształconą jako pstre, laminowane mułowce i iłowce, margle dolomityczne miejscami z ewaporatami (gips/anhydryt), która ma znacznie mniejszy zasięg niż utwory triasu środkowego, zajmują one centralną część Polski bez południowo-zachodniego fragmentu obszaru przedsudeckiego i część północno-zachodnią.

W zbiorniku sedimentację kształtowały warunki przejściowe o charakterze słonej laguny (playa), a w samym środku utworzył się płytki basen solny. Kompleks osadowy budują głównie utwory ilasto-mułowcowe z wkładkami anhydrytu, gipsu i soli [138]. Formacja bolesławska (piaskowiec trzcinowy) zajmuje obszar podobny jak warstwy gipsowe dolne, a reprezentowana jest przez ilasto-piaszczyste osady fluwialno-deltowe, równi zalewowych i środowisk lagunowych z licznymi szczątkami roślin [139] [140] [131] [137] i odpowiada karnijskiemu zdarzeniu pluwialnemu (Carnian Pluvial Event). Osady pogranicza karniku i noryku leżą z luką stratygraficzną na starszych utworach [129]. Powstawały w zróżnicowanych warunkach środowisk śródlądowych, brackicznych i morskich [141]. Są to utwory formacji pstrych mułowców i węglanów z Grabowej (maksymalnie 400 m miąższości), która jest trójdzielna:

- ogniwo mułowcowo-ewaporatowe z Ożimka (warstwy gipsowe górne, dawniej – warstwy z Lublińca) z pstrymi, brązowymi i wiśniowymi iłowcami z paleoglebami o cechach środowisk typu playa. Zasięg tych późnokarnickich utworów jest znacznie mniejszy niż najmłodszych utworów triasu środkowego; maks. 115 m miąższości;
- ogniwo marglistych mułowców i piaskowców z Patoki (maks. 300 m; z dwoma horyzontami kościonośnymi – krasiejowski niższy i lisowicki wyższy) [142];
- ogniwo wapienia woźnickiego (maks. 35 m miąższości, praktycznie występuje tylko w NE obrzeżeniu górnośląskiego zagłębia węglowego).

Oba ogniwa reprezentują środowiska typu gilgai. Ponad nimi znajduje się formacja połomska (pogranicze noryku i retyku) wykształcona jako żwiry, zlepieńce i piaski. W części zachodniej Polski na utworach formacji pstrych mułowców i węglanów z Grabowej leżą warstwy drawieńskie (lub są ekwiwalentem formacji grabowskiej) – iłowce, dolomity i piaskowce [143].

Wyżej w profilu wydziela się warstwy jarkowskie – łowce dolomityczne i dolomity, a w stropowych partiach ility i mułowce przechodzące w warstwy zbąszyńskie (z lukami stratygraficznymi między nimi) [113]. W północno-wschodniej Polsce wydziela się warstwy nidzickie i kłodawskie dolne, zbudowane z pakietów pstrych zlepieńców i iltów z wkładkami piaskowców i mułowców. Osady retyku sedymentowały w zbiorniku środkowodnym, który w porównaniu z norykiem istotnie przesunął się z południa na północ [144].

W zachodniej Polsce wydzielono warstwy wielichowskie, a w północno-wschodniej i środkowej warstwy bartoszyckie [113]. Profil osadowy rozpoczynają utwory szare – piaskowce, mułowce i łowce miejscami z przerostami węglistymi. W NE Polsce i w synklinorium warszawskim dominują facje ilasto-mułowcowe z przewarstwieniami piaskowców. W kierunku północnym wzrasta stopień piaszczystości osadów. Strop utworów górnego triasu zalega na rzędnych od ok. 100 m n.p.m. (monoklina śląsko-krakowska) do ponad -3600 m (rejon na wschód od Konina).

Poza obszarem przedsudeckim i monokliną śląsko-krakowską oraz wałem kujawskim, gdzie strop utworów zalega na rzędnych do -500 m, warstwy górnotriasowe zalegają na rzędnych w granicach od ok. -500 do ok. -3600 m. Całkowita miąższość utworów górnotriasowych jest zmienna w granicach od kilkudziesięciu metrów (brzeżne partie zbiornika) do ponad 2500 m (wał kujawski). Ponad 1000 m miąższości tych utworów występują lokalnie na wale kujawskim, wale pomorskim, w niecce mogileńsko-łódzkiej, warszawskiej, monoklinie śląsko-krakowskiej i w obszarze przedsudeckim. Na przeważającej części obszaru całkowita miąższość skał triasu górnego mieści się w przedziale 200-1000 m [69].

3.1.2.9. Jura

Na większości obszaru Niżu Polskiego utwory jury występują zwartą pokrywą, zajmując powierzchnię ok. 155 tys. km². Jej największe miąższości znajdują się w Polsce centralnej, gdzie w rejonie Łodzi dochodzą do 3000-3500 m (generalnie 750 do 1000 m). Największe miąższości występują w bruździe śródpolskiej - o przebiegu NW-SE, co związane jest z silną subsydencją tego zbiornika wzdłuż jego osi. W kierunkach prostopadłych do niej miąższości te spadają gwałtownie, nawet do kilkudziesięciu metrów, a niekiedy nawet zanikają. Generalizując, litofacjalnie utwory jury Niżu Polski można podzielić na trzy części:

- utwory klastyczne jury dolnej,
- utwory „przejściowe” węglanowo-klastyczne jury środkowej,
- utwory węglanowe jury górnej.

Zapisują one w ten sposób lądowe warunki sedymentacji wczesnej jury z efektem transgresji w trakcie jury środkowej i szeroko rozprzestrzenionej sedymentacji węglanowej (platformy węglanowe) w późnej jurze.

Profil jury dolnej jest zbudowany z utworów klastycznych (kompleksy piaskowcowe i mułowcowo-iłowcowe) zawierających szczątki roślin i systemy korzeniowe, poziomy syderytów i wkładki węgla, stanowiąc mozaikę przenikających się litofacji z dużą ilością luk stratygraficznych i związanych z nimi rozmyć erozyjnych [145].

W oparciu o liczne, silnie zróżnicowane litotypy [146] Pieńkowski zaproponował wydzielenie wielu sekwencji i parasekwencji (sekwencji depozycyjnych), które stały się dla niego podstawą przedstawienia szczegółowych map paleogeograficznych wczesnej jury w Polsce niżowej. Fauna jury wczesnej jest rzadka i zazwyczaj źle zachowana (głównie małże i ślimaki), natomiast dość liczne są znaleziska tropów dinozaurów. To wszystko świadczy o lądowych (jeziorno-bagienne i rzeczne) paleośrodowiskach przenikających się ze środowiskami przybrzeżno-marginalnymi (brzegowe, deltowe i lagunowe) ze sporadycznymi wpływami środowisk płytkomorskich (Polska NW) o zmiennym zasoleniu [147].

Utwory wczesnojurajskie osadzały się w basenie o silnie zróżnicowanym dnie, w którym rozwój cechsztyńskich struktur halokinetycznych powodował znaczne zmiany szybkości subsydencji. Rozwinięte są w trzech zasadniczych subbasenach: szczecińsko-pomorskim, mogileńsko-tódzkim i pomorsko-kujawsko-warszawskim. Zasadniczy wpływ na ich współczesne położenie wywarły wielkie inwersyjne ruchy tektoniczne fazy młodokimeryjskiej (jura/kreda), a przede wszystkim fazy laramijskiej, które doprowadziły do inwersji bruzdy środkowo-polskiej i przekształcenie jej w antyklinorium kujawsko-pomorskie. Z tego powodu w tym miejscu występują one bezpośrednio pod przykryciem utworów trzeciorzędowych lub czwartorzędowych. W obrębie synklinorium szczecińskiego miąższość utworów dolnej jury osiąga 320-950 m, natomiast w antyklinorium pomorskim (które było wschodnią kontynuacją tego basenu) jej zredukowana erozyjnie miąższość sięga nawet 800-960 m. Współczesne synklinorium mogileńsko-tódzkie zaznaczyło się jako paleowyniesienie dolnojurajskie, w którym miąższość liasu może sięgać 150-230 m. Miąższości te narastają wzdłuż krawędzi środkowo-wschodniej monokliny przedsudeckiej. W związku z inwersją kimeryjsko-laramijską obecnie antyklinorium kujawskie stanowiło rów wczesnojurajski, w którym zachowana miąższość utworów jury dolnej wzrasta od 500 do 800 m (a miejscami nawet do 1100-1300 m). Strop utworów dolnojurajskich wykazuje silne deniwelacje, a warstwy zalegają generalnie synklinalnie ku centralnej części niecek. Wychodnie utworów dolnojurajskich występują pod przykryciem utworów kenozoicznych (lokalnie nawet na powierzchni) oraz od +200 do -1800 m wzdłuż południowo-wschodniej i wschodniej granicy rozprzestrzenienia.

Największe przegłębienie stropu stwierdzono w osi niecek (obszar synklinorium mogileńsko-tódzkiego), gdzie dochodzą one do -3600 m. Całkowita miąższość utworów dolnojurajskich zmienia się w granicach od kilku do ponad

100 m w strefach peryferyjnych zbiornika oraz w centralnych częściach niecki mogileńsko-tódzkiej oraz od 400 do ponad 1200 m na wale kujawskim. W granicach wału pomorskiego stwierdzono miąższości tych utworów rzędu 400-800 m, niecki szczecińskiej 200-800 m, niecki warszawskiej 300-800 m, a niecki pomorskiej 0-200 m.

Podział litostratygraficzny jury dolnej ma długą historię [148] [146], co wpłynęło na wielość zaproponowanych podziałów. W niniejszym opracowaniu oparto się na monograficznej publikacji [146] i zaproponowanym tam podziale.

Wszystkie formacje dolnojurajskie należą do grupy Kamienna. Najstarsze są utwory formacji zagajskiej (hetang, niekiedy synemur), wykształcone jako źle wysortowane piaskowce często warstwowane przekątnie, ze zlepieńcami w części dolnej oraz mułowce z korzeniami roślin i wkładkami węgla środowisk rzeczno-jeziornych. Maksymalnie ich miąższość wynosi 157,5 m. W niektórych miejscach wyróżnia się w hetangu ogniwo mułowców z Hutą o miąższości dochodzącej do 87,5 m – ciemno-szare laminowane lub masywne mułowce i iłowce z podrzędnymi piaskowcami z liczną florą (w tym korzenie roślin) środowisk jeziornych lub mokradel i bagien. Formacja skłobska (hetang) reprezentowana jest przez dobrze wysortowane piaskowce z warstwowaniem kopułowym (typu – HCS – hummocky cross stratification), poziomym i skośnym, heterolity, obfite w zróżnicowane skamieniałości śladowe. Paleośrodowiskowo są to utwory przybrzeżne, deltowe i barierowo-lagunowe, a ich miąższość wynosi maksymalnie 160 m (Pomorze). Młodsza jest przysuska formacja rudonośna (hetang), wykształcona jako mułowce i iłowce z sydereitami, heterolity z liczną florą (w tym korzenie), niekiedy z licznymi skamieniałościami śladowymi środowisk barier lub lagun oraz delt. Jej miąższość wynosi maksymalnie 80 m. Formacja ostrowiecka (synemur) jest dużej miąższości (maksymalnie ok. 240 m) i jest reprezentowana przez piaskowce z różnorodnymi typami warstwowań (w tym przekątne i HCS) z licznymi skamieniałościami śladowymi (np. *Diplocraterion*) środowisk przybrzeżnomorskich.

Nad nią leży formacja gielniowska (wczesny pliensbach) głównie zbudowana z heterolitów, mułowców, poziomo uławiconych piaskowców drobnoziarnistych (niekiedy z szamozytem) z rzadką florą. Skamieniałości śladowe są bardzo liczne i zróżnicowane, a fauna skorupowa (małże) jest typowo morska (system depozycyjny deltowo-lagunowo-przybrzeżnomorski). Tego samego wieku jest też formacja łobeska (maks. 160 m miąższości) – ciemno-szare mułowce z drobno rozproszonym pirytem i soczewkami heterolitów. Liczne są skamieniałości śladowe, a fauna jest typowo morska (w tym amonity) wskazująca na szelfowe warunki sedymentacji (formacja występuje na Pomorzu). Formacja drzewicka (późny pliensbach) znana jest tylko z centralnej Polski, a reprezentowana jest przez piaskowce różno-warstwowane, podrzędnie mułowce i heterolity, liczna jest flora. Paleośrodowiskowo są to utwory przybrzeżnomorskie, deltowe oraz barier lagunowych. Jej miąższość

wynosi maksymalnie 100 m. Z fauną amonitów, więc pełnomorska, jest formacja komorowska (późny plienschbach) składająca się z różnorodnie warstwowanych przekątnie piaskowców, heterolitów i mułowców. Paleośrodowiskowo są to utwory od rzeczno-deltowych (w części niższej formacji) poprzez utwory przybrzeżnomorskie aż do depozycyjnych systemów szelfowych otwartego morza. Mogą one osiągać miąższość do 165 m. Facjalnym ekwiwalentem formacji komorowskiej jest formacja blanowicka znana tylko z regionu częstochowskiego, a wykształcona jako piaskowce z różnymi warstwowaniami przekątnymi, podrzędnie mułowcami i heterolitami z wkładkami węgla. Maksymalna jej miąższość wynosi 42 m. Ekwiwalentem formacji gielniowskiej i drzewickiej jest formacja olsztyńska (głównie w syneklizie perybałtyckiej) o miąższościach około 180 m, reprezentowana przez średnio- i gruboziarniste piaskowce, często warstwowane przekątnie, środowisk rzek rozłokowych i meandrujących, delt i zatok przybrzeżnomorskich. Wczesnotoarczego wieku jest formacja ciechocińska o maksymalnej miąższości dochodzącej w centralnej Polsce do 140 m, a wykształcona jako zielonkawo-szare heterolity (z warstwowaniami soczewkowatymi), mułowce i niekiedy iłowce przetławiane pyłowcami i drobnoziarnistymi piaskowcami warstwowanymi przekątnie. Często są szczątki roślin (w tym korzenie) i liczne skamieniałości śladowe. Interpretowane środowiska to duże, płytkie, brakiczno-morskie zatoki i delty. Na Pomorzu mogą reprezentować nieco głębsze, pełnomorskie warunki sedymentacji. Najmłodsza jest formacja borucicka (późny toark) i wykształcona jako średnio- i gruboziarniste piaskowce (w tym warstwowane przekątnie) i rzadkie mułowce z florą. Powstawały one w środowiskach rzek meandrujących i rozłokowych, niekiedy systemów deltowych.

W wyniku postępującej transgresji jura środkowa Niżu Polski jest zbudowana z utworów osadzonych w płytkim morzu epikontynentalnym [147]. Utwory klastyczne zdominowane są przez przybrzeżnomorskie piaskowce i dużej miąższości kompleksy iłowcowo-mułowcowe nieco głębszych środowisk morskich, o czym świadczy obfita fauna zarówno amonitów, belemnitów, ślimaków, ramienionogów czy małży jak i mikroskamieniałości otwornic i małżoraczków. Kompletny profil jury środkowej znajduje się w osiowej części ówczesnego basenu sedymentacyjnego w Polsce centralnej i na Pomorzu Zachodnim. Głównym elementem paleotektonicznym w basenie środkowojurajskim była bruzda śródpolska, podlegająca powolnej subsydencji. Była to droga kolejnych transgresji docierających do basenu polskiego zarówno od południowego-wschodu (aalen-baton), jak i od północnego zachodu (kelowej) [149]. W początkowym okresie (aalen-bajos) basen środkowojurajski ograniczał się do obszaru bruzdy śródpolskiej oraz niecki szczecińskiej i niecki mogileńsko-łódzkiej. Dopiero w batonie uległ znacznemu rozszerzeniu, by w późnym kelowej objąć cały obszar Niżu Polskiego. Pełny profil osadów jury

średkowej wynosi ponad 1100 m (w depresji Kutna), natomiast na obszarze współczesnych niecek kredowych nie przekracza 250 m [150].

Współczesny zasięg występowania utworów jury średkowej na Niżu Polskim jest erozyjny ze względu na laramijską inwersję wału środkowopolskiego. Również z południowego obszaru monokliny przedsudeckiej została na przełomie jury i kredy usunięta część osadów. Był to wynik procesów erozyjnych jakie oddziaływały na osady jury, po wyniesieniu i monoklinalnym nachyleniu obszaru ku północnemu wschodowi w skutek ruchów neokimeryjskich [151].

W jurze średkowej, w przeciwieństwie do okresu dolnojurajskiego, rowy synsedymencyjne ograniczające bruzdę śródpolską zarysowują się w obrazie paleotektonicznym Niżu Polskiego jako szczątkowe strefy o silnej subsydencji. Należą do nich rów Koszalina będący kontynuacją skrajnie północnej części liasowego rowu Koszalin-Chojnice oraz depresja Kamieńska będąca pozostałością południowo-wschodniej części rowu Kalisza-Kamieńska [149] [69]. Ponadto, od aalenu aż po schyłek bajosu wyraźnie zaznacza się aktywność uskoków synsedymencyjnych, oddzielających bruzdę śródpolską od garbu wielkopolskiego. Począwszy od wczesnego batonu aktywność stref tektonicznych ograniczających garb wielkopolski zamiera lub zostaje silnie ograniczona, na co wskazuje wkraczanie transgresji batonu i keloweju na obszar garbu wielkopolskiego oraz wyrównana miąższość osadów na obu obszarach.

W jurze średkowej, w osiowej części basenu sedymencyjnego, uwidaczniają się wpływy tektoniki solnej. Sedymencja utworów jury średkowej odbywała się w zdecydowanej większości w basenie płytkomorskim, na obszarze płytkiego szelfu silikoklastycznego. Jedynie w środkowym i późnym batonie, obecność wapieni organodetrytycznych na obszarze niecki warszawskiej i regionie lubelskim wskazuje na sedymencję w obrębie rampy węglanowej. Ponadto w aalenie regionu pomorskiego osadzały się utwory fluwialne. Pełny profil sedymencyjny tworzy kilka cykli transgresywno-regresywnych. Odcinki transgresywne w przeważającej mierze tworzą łupki ilaste z muszlowcami i syderytami, mułowce i heterolity, reprezentujące strefę głębokościową poniżej normalnej podstawy falowania; natomiast odcinki regresywne zbudowane są głównie z piaskowców kwarcowych lub szamozytowych oraz heterolitów osadzonych powyżej normalnej podstawy falowania [150] [152].

Utwory jury średkowej nie doczekały się jeszcze formalizacji (por. Matyja i Wierzbowski, [153]), więc ich opis jest tutaj ograniczony do przedstawienia głównych zarysów litofacyjnych zmienności. Kompleks najstarszy tworzą łupki ilaste aalenu górnego i najniższego bajosu dolnego. Występuje on od Bydgoszczy po Góry Świętokrzyskie, a jego miąższość waha się w granicach 100-170 m. Kompleks środkowy reprezentują czarne łupki bajosu górnego. Ich miąższość w regionie kujawskim wynosi 150-250 m, w niecce szczecińskiej osiąga niewielkie wartości do 10 m, natomiast w południowym obszarze niecki łódzkiej

oraz północnych obszarach niecki miechowskiej i Jury Polskiej nie przekracza 50 m. W rejonie centralnym reprezentuje on najwyższy odcinek wczesnego bajosu, a jego miąższość wynosi około 25 m. W okolicach Częstochowy występują tzw. ility rudonośne (formacja częstochowskich iłów rudonośnych), które mają bardzo precyzyjną stratygrafię i zrekonstruowane środowiska sedimentacji [154] [155] [156].

Baton środkowy i górny oraz kelowej na większości obszaru Niżu Polskiego wykształcony jest w postaci piaskowców i heterolitów, a we wschodniej Polsce również wapieni organodetrytycznych. Na pograniczu jury środkowej i górnej na znacznym obszarze Polski obserwuje się silnie skondensowane wapienie i margle gruzłowe (tzw. warstwa bulasta) obejmujące kilka poziomów amonitowych środkowego i górnego keloweju. Jedynie na obszarze niecki szczecińskiej oraz północno-zachodniej części wału pomorskiego utwory batonu i keloweju wykazują inną litologię. W przeważającej części są to iltowce, mułowce i margle. Lokalnie występują w nich kilkumetrowej miąższości przewarstwienia piaskowców kwarcowych lub chlorytowych (do 10 m) [157] [158] [159].

W późnym batonie doszło do silnej transgresji morskiej. Obszary lądowe znacznie się skurczyły. W całej środkowej części Polski dominuje facja ilasto-piaszczysta i piaszczysta. Na południowo-zachodzie, w wąskim pasie, występują utwory ilaste. Lokalnie w części wschodniej zalegają w płatach płytkowodne wapienie i margle [160].

Z początkiem keloweju doszło do krótkotrwałej regresji morza i zbiornik ograniczył zasięg jedynie do wąskiej strefy obejmującej bruzdę środkowopolską (część pomorska i kujawska) oraz południowo-środkową Polskę po Śląsk [161]. Osady powstały w warunkach szelfu płytkiego w facji piaszczysto-wapnistej, a na północnym-zachodzie w facji piaszczystej. Następnie transgresja objęła swym zasięgiem niemal cały obszar Polski z wyjątkiem lądu sudecko-śląskiego, wysp małopolskich i lądu Hrubieszowa. W wyższym keloweju na wschodzie dominują utwory węglanowe – wapienie organodetrytyczne. W Polsce północno-zachodniej przeważają zaś osady facji drobno- i średnioklastycznych. Strop utworów środkowojurajskich cechuje się dużą zmiennością w granicach od ponad +200 m n.p.m. (monoklina śląsko-krakowska) do prawie -500 m (rejon Płocka w osiowej części niecki warszawskiej) i ponad -3000 m (rejon Konina w osiowej części niecki łódzkiej). Charakterystyczną cechą jest brak utworów środkowojurajskich na znacznych obszarach niecki lubelskiej i wału pomorskiego.

Basen późnojurajski objął swym zasięgiem cały obszar Niżu Polskiego. Oś basenu sedimentacyjnego przebiegała, podobnie jak w jurze wczesnej i środkowej, wzdłuż bruzdy śródpolskiej, chociaż zbiornik morski rozlał się na znacznym obszarze południowej, centralnej i wschodniej Polski, pozostawiając po sobie zróżnicowany zestaw utworów węglanowych ciepłego, relatywnie płytkiego morza epikontynentalnego, który łączył się zarówno z morzami

borealnymi, jak i oceanem Tetydy. Zbiornik ten w oksfordzie i kimerydzie był bardzo rozległy, natomiast w tytonie uległ silnemu ograniczeniu [162].

W oksfordzie zasięg zbiornika jury późnej był największy i zajmował całą niżową część Polski. Na północy (wyniesienie Łeby), na wschodzie (rejon Hrubieszowa) i na południowo-zachodzie (obszar Sudetów) istniały lądy będące obszarami alimentacyjnymi [163] [164]. W przybrzeżnych strefach doszło do sedymentacji utworów klastycznych – facje piaszczysto-mułowcowo-ilaste (formacja zakrzewska na wschodniej Lubelszczyźnie). Dalej od brzegu i w środkowej części basenu powstały utwory facji węglanowej. Wśród węglanowych osadów oksfordu dominują wapienie organodetrytyczne, koralowcowe, mikrobialno-gąbkowe (biohermy), oolitowe i mikrytowe tzw. platform węglanowych. Powstały one w obrębie płytkiej platformy węglanowej, od głębokości bardzo płytkich (powyżej podstawy falowania - np. wapienie oolitowe) do kilkudziesięciu (płytszy szelf – wapienie koralowcowe, organodetrytyczne) lub kilkuset metrów (głębszy szelf – wapienie gąbkowe tzn. megafacja mikrobialno-gąbkowa). Natomiast mułowce, iłowce i piaskowce tego wieku powstawały w zachodniej i północno-wschodniej Polsce. W nieco głębszym zbiorniku mogły być osadzone mułowce i margle kimerydu i dolnego tytonu z przetawieniami wapieni organodetrytycznych. Z kolei wapienie i dolomity z wkładkami anhydrytów, które powstawały w skrajnie płytkim, pływowym i lagunowym środowisku platformy siarczanowo-węglanowej znane są na obszarze radomsko-lubelskim [147]. W kimerydzie obszar lądowy powiększył się o całą południowo-zachodnią Polskę (po rejon Szczecina) i również o wyniesienie północne [165].

W części północnej i środkowej Polski powstały utwory facji mułowcowej i ilastej (formacja pałucka), a dalej na południe węglanowo-ilastej, jak margle i wapienie margliste [166]. W południowo-wschodniej części zbiornika panowały natomiast warunki lagunowe o podwyższonym zasoleniu, dzięki czemu utworzyły się dolomity i anhydryty (formacja Rudy Lubuskiej). W wołgu (tyton) zbiornik morski uległ silnej regresji i zajmował jedynie obszar bruzdy środkowopolskiej [167]. Powstały utwory facji klastycznych (formacja kcyńska) - mułowce i iłowce wapniste, a w części południowo-wschodniej wapienie oolitowe (formacja Babczyna). Pod koniec wołgu, w części północno-zachodniej basenu, doszło do sedymentacji utworów facji węglanowo-siarczanowej (wapienie, gipsy, anhydryty), a wyżej w profilu margli.

Praktycznie nie został jeszcze opracowany całościowy, sformalizowany schemat litostratygraficzny utworów górnej jury na obszarze pozakarpackim (Niż Polski), z wyjątkiem Lubelszczyzny [166], gdzie wydzielono następujące formacje oksfordu, kimerydu i tytonu:

- kraśnicka – organodetrytyczne wapienie gąbkowe (50-70 m miąższości),

- jasieniecka – organodetrytyczne wapienie krynoidowe (niekiedy z ooidami) (30-45 m),
- bełżycka – wapienie oolitowe i pelitowe (65-130 m),
- głowaczowska – szare margle i wapienie margliste (50-100 m),
- urzędowska – dolomity oraz wapienie i margle dolomityczne (38-70 m),
- zakrzewska – utwory dolomityczno-piaszczyste (9-26 m),
- Baszni – zlepieńcowate margle glaukonitowe (48-70 m),
- jarczowska – ciemnoszare, prawie czarne mułowce i iłowce ze zwęgloną florą (10-13 m),
- tyszowiecka – pstry mułowce i piaskowce oraz zlepienie piaskowcowe (10-110 m),
- Rudy Lubuskiej – przewarstwiające się dolomity i anhydryty (5-140 m),
- Babczyna – wapienie oolitowo-onkolitowo-grudkowe i wapienie pelitowe (43-150 m).

Z kolei schemat litostratygraficzny dla górnej jury Polski zachodniej i środkowej stworzony przez Dembowską [168], mając już trochę znaczenie historyczne, w dalszym ciągu jest mimo to podstawą porównań przy próbach najnowszych formalizacji [153]. Ostatnio przedstawiano propozycje takich podziałów dla poszczególnych regionów Polski centralnej, a zwłaszcza obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich – obrzeżenie południowo-zachodnie [169], obrzeżenie północno-zachodnie [153] czy Wyżyny Wieluńskiej [170]. Mnogość wydzielen na ograniczonych przestrzennie obszarach i brak korelacji pomiędzy nimi utrudnia całościowe ponad-regionalne syntetyzowanie litostratygrafii górnej jury na Niżu Polskim. Poniżej przedstawiono najważniejsze formalne wydzielenia litostratygraficzne powyższych regionów.

Południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich reprezentowane jest przez następujące wydzielenia górnouralskie (kimeryd) o sumarycznej miąższości 410 m [169]:

- wapienie siedleckie (ok. 110 m) – gruboławicowe wapienie mikrytowe i oolitowe (w stropie) płytkowodnego środowiska sedimentacji platformy węglanowej,
- wapienie kredowate (ok. 35 m) – wapienie organogeniczne (zespół małżów – dicerasy, trichitesy, aktinostreony), ślimaków (nerinee), kolonijnych koralowców i glonów (solenopory i marinelle), tkwiące w miękkich, kredowatych mikrytowych ziarnitach,
- utwory znad wapieni kredowatych [171] (13 m) – gruboławicowe wapienie pelitowe i wapienie oolitowe (niekiedy ze skośnym warstwowaniem) z przeławiczeniami margli,
- najniższy poziom marglisty (4 m) – pakiet margli ze strukturami pogrązowymi i krzemieniami (w niższej części) z cienkimi wkładkami wapieni ziarnistych ooidowo-organodetrytycznych (w części wyższej),

- o formacja oolitowa [171] (107 m): ogniwo podścielających wapieni pelitowych (2,6 m) – średnio- i cienkoławicowe wapienie pelitowe, przeławicające się z marglami,
 - ogniwo oolitu dolnego (ok. 15 m) – pakiet skośnie warstwowanych oolitów,
 - ogniwo wapieni pasiastych (ok. 20 m) – przeławicające się wapienie pelitowe i oolitowe z warstwowaniem smużystym i zmarszczkowym,
 - ogniwo oolitu górnego (20 m) – oosparyty i oomikryty ze stosunkowo licznymi skamieniałościami (małże, ślimaki, ramienionogi, szkarłupnie – krynoidy, jeżowce, rozgwiazdy, wężowidła i korale kolonijne),
 - horyzont onkolitowy (do 3 m) – warstwy onkolitów,
 - ogniwo oolitowo-płytowe (ok. 15 m) – w dolnej części margle z cienkimi i rzadkimi ławicami wapieni pelitowych, w części górnej ogniwa wzrasta miąższość i liczba ławic wapieni pelitowych i wapieni ziarnistych z ooidami, bioklastami i rzadziej onkoidami,
 - ogniwo wapieni płytkowych i iłów podścielających (ok. 12-25 m) – zespół ciemnych margli, ponad którymi pojawiają się cienkopłytkowe, sublitograficzne wapienie z przeławiczeniami margli,
- o formacja muszłowcowa (70 m):
 - ogniwo muszłowców skorkowskich (ok. 25 m) – gruboławicowe, słabo zwięzłe, organodetryczne wapienie z licznymi małżami (graby) z muszłowcami aktinostreonowymi [172] [173] i muszłowcami nanogyrowymi w stropie,
 - ogniwo górnych wapieni płytowych (42 m) – pelitowe wapienie płytowe przeławicające się z marglami i iłami marglistymi, wśród wapieni zdarzają się ławice muszłowców nanogyrowych oraz sporadycznie grabów,
 - ogniwo iłów stropowych (ok. 50 m) [171] [169] – ciemne margle i podrzędnie margliste wapienie z rzadkimi ławicami muszłowców nanogyrowych.

Muszłowcowo-oolitowe utwory z wyższej części iłów stropowych, wskazują na zaznaczające się tendencje regresywne.

Północno-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich reprezentowane jest przez następujące wydzielenia górnourajskie (kimeryd) o sumarycznej miąższości ok. 1100 m [153]:

- seria górnego podwapieniaka (ponad 120 m) – drobnoziarniste piaskowce i mułowce wapniste z podrzędnymi wkładkami iłów,

- chalcedonity (ponad 40 m) – gezy piaszczyste z czertami cienkoławiczone z przetawiczeniami ilastymi,
- wapień ze Świnnej (do 3 m) – różowe i szare wapień glaukonitowe z amonitami,
 - o formacja wapieni gąbkowych częstochowskich (ponad 190 m) (formacja I – gąbkowo-wapienna [168])
 - ogniwo warstw jasnogórskich (2,3 m) – wapień z licznymi gąbkami przetawicane marglami,
 - ogniwo wapieni siwych (11 m) – wapień średnioławicowe (bez gąbek),
 - ogniwo wapieni morawickich (100-180 m) (wapień zawodziański na Jurze Polskiej) – wapień utawiczone z gąbkami,
 - o formacja wapieni pileckich (ok. 50/60-160 m) (wapień siedleckie) (formacja II – wapienno-marglista [168]) – wapień pelitowe ze sporadyczną makrofauną,
 - o formacja koralowcowa (ponad 100 m) (formacja III – koralowcowa [168]) – wapień mikroporowate ziarniste (bioklasty, onkoidy, intraklasty) z obfitą fauną (koralowce, ślimaki nereidy, małże) z przetawiczeniami oolitów z pakietem margli lub wapieni marglistych w stropie (2-3 m),
 - o formacja oolitowa (ok. 260 m) (formacja IV – oolitowa [168])
 - dolne ogniwo wapieni z Kurnędza (ok. 150 m) – kredowate wapień mikroporowate z liczną fauną (koralowce, nereidy, małże) z onkoidami i przetawiczeniami oolitów niekiedy skośnie warstwowanych,
 - górne ogniwo wapieni z Kurnędza (45-60 m) – wapień organodetrytyczne i oolitowe, wapień margliste i margle z fauną (koralowce, nereidy, małże) z licznymi przetawiczeniami marglistymi (4 pakiety),
 - ogniwo zespołu marglistego środkowego (22 m) (najniższy poziom marglisty [174] i/lub środkowy zespół marglisty) – margle z przetawiczeniami wapieni marglistych,
 - ogniwo D4 (ok. 40 m) (sensu Małyja i Wierzbowski [169]) – różne wapień ziarniste (onkolitowe, organodetrytyczne, oolitowe),
 - o formacja muszłowców stobnickich (140-150 m) [175] (formacja V – wapienno-marglisto-muszłowcowa [168]) – margle i wapień margliste z przetawiczeniami muszłowców

- (głównie nanogyrowych), wapieni organodetrytycznych i podrzędnie wapieni pelitowych,
- o formacja pałucka (ok. 110 m) (formacja VI – łupkowo-marglisto-mułowcowa [168])
 - ogniwo margli bratkowskich (45-60 m) – margle i wapienie margliste z przetawiczeniami wapieni pelitowych (rzadko wapieni organodetrytycznych),
 - ogniwo margli mułowcowych z Brzostówki (65 m) – margle mułowcowe i ility mułowcowe,
 - o formacja kcyńska (ponad 30 m) (formacja VII – wapienno-ewaporatowa [168])
 - ogniwo wapieni ze Sławna (ok. 27 m) należąca do środkowego wotgu
 - jednostka I (9 m) (sensu – Błażejowski i in., [176]) – bardzo cienkoławicowe wapienie laminowane drobnoziarniste kredowate,
 - jednostka II (2.2 m) – cienkoławicowe wapienie mikrytowe niekiedy laminowane równolegle z rzadką fauną (ramienionogi, krewetki, motki serpulowe),
 - jednostka III (ok. 13 m) (facja „purbecka” [175]) – wyraźnie utławicone wapienie mikrytowe z małżami *Corbulomina* (w części środkowej jednostki) z cienkimi przetawiczeniami marglistymi, z unikatową fauną typu Fossil-Lagerstätte (skrzypłocze/mieczogony, ryby, gady, skorupiaki, lądowe owady, chrząszcze, koniki polne, pterozaurowe) [177],
 - jednostka IV (1.7 m) – wapienie organodetrytyczne z liczną fauną (nanogyry, mszywioty, serpule – tworzące małe biohermy) = „serpuli” [178].

Na Wyżynie Wieluńskiej w obrębie utworów dolnego kimerydu kreowano ostatnio szereg formalnych jednostek litostratygraficznych ([170] z pełną listą ekwiwalentów wcześniejszych nazw wydzielen) w randze formacji, ogniw i warstw, które można zgromadzić w następujące litofacje:

- gąbkowa z przetawiczeniami wapieni mikrytowych,
 - o formacja częstochowskich wapieni gąbkowych,
 - o formacja z Pilicy,
 - ogniwo wapieni z Wolbromia,
 - ogniwo margli z Łatosówki,
- wapieni oolitowych, onkolitowych i wapieni kredowatych z koralami,

- o formacja prusicka (150-220 m miąższości),
 - ogniwo wapieni kredowatych z Kuchar (40-50 m), ogniwo wapieni z Mstowa (10-30 m),
 - ogniwo wapieni ze Skowronowa (25-35 m),
 - ogniwo wapieni kredowatych z Kul (40-100 m),
 - warstwa onkolitów z Brzykowa formacji z Burzenina,
- o formacja „oolitowa” (200-220 m).

Główne poziomy/jednostki margliste to ogniwo margli z Latosówki formacji z Pilicy, ogniwo margli z Gór (do 30 m) formacji prusickiej, ogniwo margli z Kiełczygłowa (15-38 m) formacji z Burzenina).

Wapienie i margle z amonitami, małżami i ślimakami rozdzielone zostały na:

- o formację z Burzenina (90-110 m),
 - ogniwo z Majaczewic (ok. 25 m),
 - ogniwo wapieni ślimakowych z Sarnowa (ok. 50 m).

Sumaryczna miąższość kimerydu tego regionu wynosi ponad 500 metrów.

Natomiast na Pomorzu (i północnej części monokliny przedsudeckiej) można wyróżnić trzy formacje w obrębie utworów górnej jury [168]:

- formacja VIII mułowcowa (Łyny; oksford) (ok. 160 m miąższości) – mułowce margliste, iltowce marglisto-mułowcowe, mułowce wapniste i marglisto-piaszczyste oraz wapienie piaszczysto-mułowcowe niekiedy (wschodnia część wału pomorskiego i wschodnia część obniżenia nadbałtyckiego) zawierają one konkrety fosforanowe, igły gąbek, a w części dolnej gąbki,
- formacja IX piaszczysto-chlorytowa (chociwelska/z Chociwla) (ok. 95 m) – piaskowce drobno- i średnioziarniste z wkładkami piaskowca gruboziarnistego i zlepieńca miejscami z licznymi oolitami żelazistymi i z cienkimi wkładkami związanego piaskowca wapnisto-dolomitowo-syderytycznego,
- formacja X oolitowo-mułowcowa (Brdy) (ok. 120 m) – wapienie oolitowe, onkolitowe, organodetrytyczne, margle mułowcowe z oolitami wapiennymi, miejscami z domieszkami piaszczystymi oraz wapienie gąbkowe.

Miąższość utworów jury górnej w osi bruzdy śródpolskiej wynosi ponad 1200 m [167]. Na północny-wschód i południowy-zachód od osi basenu miąższości stopniowo maleją. Współczesny zasięg utworów górnourajskich jest znacznie mniejszy od pierwotnego. W wyniku erozji przypadającej na przelom jury i kredy oraz kredy i trzeciorzędu, utwory górnej jury zostały częściowo lub całkowicie usunięte z obszarów brzeżnych basenu oraz pomorskiego i świętokrzyskiego odcinka wału śródpolskiego [162]. Późna jura jest okresem dalszej aktywności poduszek solnych. Została ona udokumentowana na obszarze niecki szczecińskiej i niecki mogileńsko-tódzkiej (struktury Goleniowa, Drawna, Grzęzna, Człopy, Szamotuł i Gopła) [179] [168].

Strop utworów jury górnej zalega na zmiennych głębokościach od ok. +350 do ok. -2900 m n.p.m., z wyraźną tendencją, we wszystkich jednostkach o charakterze niecek rejestrowane są obniżenia powierzchni zalegania stropu tych utworów w osiach i podnoszenia w kierunkach stref brzeżnych osi do wychodni na powierzchnię w strukturach antyklinalnych. Największe głębokości występowania stropu utworów górnourajskich rejestrowane są w nieckach: łódzkiej, mogileńskiej, szczecińskiej, warszawskiej i lubelskiej. Na wale kujawskim oraz monoklinie śląsko-krakowskiej strop utworów górnourajskich jest wyniesiony na powierzchnię (wychodnie warstw), zalegając na rzędnych dochodzących do +350 m n.p.m.

3.1.2.10. Kreda

Utwory kredy na Niżu Polski występują praktycznie w obrębie czterech regionów:

- monoklina mazursko-podlaska,
- pas niecek brzeżnych (synklinorium Kościerzyna-Puławy) (Polska NE),
- synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskie,
- niecka opolska [180].

Z antyklinalium śródpolskiego utwory tego wieku zostały zdarte erozyjnie w wyniku inwersji bruzdy śródpolskiej [181] [182]. Osady kredy reprezentowane są przez utwory od dolnej części albu do mastrychtu, leżąc niezgodnie na utworach jurajskich (kimerydu), a w części południowej przykryte są mioceńskimi utworami zapadliska przedkarpackiego.

Utwory kredy dolnej są reprezentowane przez osady klastyczne – piaskowce, mułowce i iłowce, podczas gdy w kredzie górnej dominują wapienie, margle, opoki i kreda piszcząca. Największe miąższości kreda osiąga w Polsce centralnej (Kujawy) gdzie przekracza 2500 m (niekiedy nawet 3000 m), przy czym na kredę dolną przypada ok. 700 m [183] [184].

Płytkomorskie i przybrzeżno-deltowe utwory kredy dolnej osadzone były głównie w bruzdzie środkowopolskiej o przebiegu NW-SE i tylko okresowo rozprzestrzeniały się na zewnątrz tj. ku SW i NE. Są to przeważnie utwory klastyczne z przewagą skał piaszczystych oraz osady mułowcowo-iłowcowe tworzące rytmiczne cykle transgresywno-regresywne [185]. Zróżnicowanie miąższościowo-litofacjalne w utworach kredy dolnej było w znacznym stopniu determinowane halokinetycznym i halotektonicznym wzrastaniem struktur solnych i stowarzyszonych z nimi uskoków synsedymencyjnych, co powodowało lokalne redukcje osadów dolnokredowych.

Berias dolny reprezentuje formacja kcyńska (ok. 23 m) złożona z morskich, lokalnie brackich litofacji wapienno-anhydrytowo-gipsowych przechodzących w strefach brzeżnych w utwory ilasto-mułowcowo-piaszczyste. Berias środkowy i dolny (riazań) złożony jest przeważnie z utworów piaszczysto-wapiennych i piaszczysto-mułowcowych zaliczanych do niższej części formacji

rogoźniańskiej (od 4 m do 75-90 m), wśród których zaznacza się wzrost udziału skał węglanowych w SE części Niżu Polskiego [186] [187].

W niecce szczecińskiej przeważnie ilasto-mułowcowe osady beriasu tworzą kompleks zalegający na dnie paleobruzd, podobnie jak w niecce mogileńsko-tódzkiej, gdzie brakiczne, piaszczysto-węglanowe utwory formacji kcyńskiej beriasu dolnego osiągają w paleoobniżeniach miąższość 15-40 m (sumarycznie miąższość sięga w paleobruzdach do ok. 50-70 m).

W walanżynie zaznacza się ogólne spłylenie i wzrost zasięgu zbiornika wczesnokredowego z jednoznacznym wzrostem zapiaszczenia w profilu – utwory ilaste (iłowce ze sferosyderytami) i osady mułowcowo-piaszczyste (formacja rogoźniańska) oraz piaskowce mułowcowe z wkładkami ilasto-mułowcowymi formacji bodzanowskiej bagiennych facji mułowcowo-piaszczystych [186] [187] [188] [189] [129]. Walanżyn górny (formacja włocławska) reprezentowany jest przez litofację mułowcowo-łupkową z wkładkami piaszczysto-dolomitycznymi i syderytowymi, ze wzrastającym udziałem wapieni i margli (często organodetrytycznych i oolitowych) [186] [187] o miąższości do 100-140 m. Wyżej znajduje się piaszczysto-mułowcowy kompleks walanżynu górnego (niższa część formacji włocławskiej) (57 m). Również w niecce mogileńskiej osady ilasto-mułowcowe najniższego walanżynu dochodzą od 20-40 m do 80 m miąższości. Całkowita miąższość walanżynu w niecce mogileńsko-tódzkiej sięga 80-145 m. W niecce pomorskiej ilasto-mułowcowe utwory walanżynu zalegają przekraczając ku E ponad utworami beriasu.

Hoteryw wyższej części formacji włocławskiej zbudowany jest z iłowców i mułowców z wkładkami syderytów przechodzących ku górze (hoteryw górny) w facje piaszczyste. Powszechnie występują tu osady oolitowo-syderytowo-szamozytowe [186] [187]. Całkowita miąższość hoterywu sięga miejscami 40-220 m (SE części niecki szczecińskiej).

Do utworów barremu – albu środkowego należą wyżej leżące piaskowce, które zalegają przekraczając ponad paleowyniesieniami i tworzą trzy kolejne ogniwa formacji mogileńskiej (do 150-250 m w obniżeniach):

- pagórczańskie (barrem) (2-40 m) – piaskowce,
- goplańskie (apt) (25-50 m) – facje piaszczysto-mułowcowe i łupkowe,
- kruszwickie (alb dolny i środkowy) (10-50 m) – piaskowce z wkładkami piasków gruboziarnistych i zwirowych.

Tworzą one transgresywną sekwencję płytkomorskich utworów piaszczystych o najszerszym zasięgu poziomym, układających się przekraczając na starszych ogniwach kredy dolnej. Transgresywne piaskowce kruszwickie zalegają niezgodnie na jurze na obszarze monokliny przedsudeckiej i rozprzestrzeniają się daleko w stronę niecki mogileńsko-tódzkiej i Kujaw. W całości jednak w utworach formacji mogileńskiej niecki szczecińskiej przeważają osady ilaste o nieciągłym rozwoju, tworzące cienkie (5 m) płyty w strefach paleowyniesień, rozrastające się do 35 m miąższości w paleoobniżeniach przy granicy z wałem

pomorskim. W obrębie niecki mogileńsko-tódzkiej piaskowce tej formacji tworzą wodonośną, zbiornikową serię dolnokredową o zasadniczym znaczeniu, uszczelnioną regionalnie pokrywą ilasto-marglistą albu górnego o miąższości 5-50 m. Granica litologiczna pomiędzy ilasto-marglistymi utworami alpu, a leżącymi powyżej piaszczystymi utworami albu dolnego i środkowego ma charakter diachroniczny.

Alb dolny i środkowy reprezentowany jest głównie przez piaskowce ogniwa kruszwickiego stanowiące najistotniejszy wodonośny poziom zbiornikowy dolnokredowej formacji mogileńskiej. W późnym albie eustatyczna transgresja morska rozszerza się znacznie obejmując przyległe obszary lądowe. Granica między albem środkowym (strop ogniwa kruszwickiego formacji mogileńskiej) a górnym stawiana jest w spągu cienkiej warstwy piaskowców glaukonitowych z fosforytami. Alb górny w centralnych partiach dolnokredowego basenu Niżu Polskiego reprezentowany jest przez utwory margliste i węglanowe rozpoczynające cykl sedymentacji osadów węglanowych i węglanowo-krzemionkowych kredy górnej [186] [187]. Przeważnie margliste osady albu górnego tworzą cieką powłokę zalegającą przeważnie na utworach albu środkowego (piaskowce kruszwickie formacji mogileńskiej) lub też przekraczając na różnych ogniwach jury. Wspomniana transgresja przyniosła sedymentację przeważnie węglanowych utworów kredy górnej.

Ruchy soli cechsztyńskich oraz transpresja laramijska doprowadziły do inwersji bruzdy śródpolskiej. Stąd też na przeważającej części tego obszaru osady kredy dolnej zostały całkowicie zerodowane. Natomiast w strefach niecek przyległych bezpośrednio do wału śródpolskiego, strop kredy dolnej został pogrążony do znacznych głębokości od kilkuset do -1500 m (niecka warszawska), a nawet ponad -2000 m (niecka mogileńsko-tódzka). W niecce mogileńskiej maksymalne miąższości kredy dolnej (przeważnie do 200-300 m) zaznaczają się również w najgłębiej pogrążonej (zazwyczaj do -1600 m ÷ -2600 m) strefie osiowej przylegającej bezpośrednio do wału kujawskiego.

W kierunku SW krawędzi niecki mogileńsko-tódzkiej, tj. w stronę monokliny przedsudeckiej, miąższość kredy dolnej maleje konsekwentnie poniżej 60-50 m również poprzez wypadanie z profilu dolnych ogniw. Profil utworów kredy dolnej ulega redukcji zarówno na zachód jak i na północ od głównej paleobruzd pomorskiej wskutek narastających luk sedymentacyjno-erozyjnych, a także na wschód i południe od niej. W SW części niecki warszawskiej zachowany jest najpełniej profil utworów kredy dolnej o sumarycznej miąższości sięgającej nawet 300-500 m [190] [191] [69].

Strop kredy dolnej zalega na różnych głębokościach, w zależności od regionu geologicznego. W niecce szczecińskiej obniża się on ku NE od ok. 250-500 m na skrzydle SW do ok. 1500-1800 m w osi depresji przy granicy wału pomorskiego. W niecce mogileńskiej strop kredy dolnej obniża się odpowiednio od ok. -250 ÷ -500 m w rejonie Poznania do ok. -1000 ÷ -1200 m przy krawędzi

wału pomorskiego. W niecce lubelskiej i na zachodnim skłonie łukowsko-hrubieszowskiego wyniesienia zrębowego strop kredy dolnej obniża się od -500 ÷ -900 m na wschodzie do -1000 ÷ -1500 m w strefie osiowej wzdłuż stromej krawędzi wału pomorsko-kujawskiego. Zmiany miąższości kredy dolnej uwarunkowane są nie tylko inwersją laramijską, która sprawia, iż największe miąższości zachowały się wzdłuż krawędzi dawnej bruzdy, a obecnie wału śródpolskiego, lecz także wiąże się z synsedymencyjną tektoniką dyzjunktywną i halotektoniką. Jedną z zasadniczych stref dyslokacyjnych jest strefa Mogilno - Ponętów - Pabianice. Na zachód od niej w obrębie bloku Gniezno - Łask zaznacza się z kolei redukcja starszych ogniw neokomu oraz spadek całkowitej miąższości kredy dolnej poniżej 150 m. Tak więc w NW części niecki mogileńsko-łódzkiej rozwinięty jest pełny profil kredy dolnej od beriasu po alb, zaś w części południowo-zachodniej brak jest utworów beriasu - dolnego walanżynu, a także częściowo górnego walanżynu - dolnego hoterywu, lokalnie również górnego hoterywu [69].

Sedymentacja późnokredowego megacyklu była przede wszystkim związana ze względnym wzrostem poziomu morza zainicjowanym podczas środkowo-późnego albu i objawiła się osadzaniem silikoklastycznej sedymentacji na płytkim szelfie. Wzrost poziomu morza przyspieszył w czasie albu-cenomanu, co doprowadziło do rozwoju bardziej głębokomorskich facji silikoklastyczno-węglanowych, a następnie osadzania się węglanów na dużych obszarach. System depozycji węglanowo-krzemionkowej rozwinął się na większą skalę w czasie turonu i dominował na Niżu Polskim (szczególnie w centrum basenu) aż do mastrychtu i danu [192] [193] [186] [187] [183].

Utwory kredy górnej Niżu Polski nie doczekały się jeszcze litostratygraficznej formalizacji, natomiast Leszczyński [183] zaproponował używanie cykli sedymentacyjnych w zapisie rozwoju litofacji przy sporządzaniu map kolejnych sukcesji osadowych na Niżu. W ten sposób wyróżnił on następujące cykle:

- K3-II–K3-III (wczesny cenoman – wczesny późny cenoman) – piaskowce glaukonitowe z fosforytami płytkiego silikoklastycznego i silikoklastyczno-węglanowego (węglany piaszczyste) szelfu, z lokalnymi powierzchniami twardych den (Lublin, Pomorze, niecka Nidy, obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich) jako efekt szerokiej transgresji i drastycznej zmiany facji na otwarto-morskie utwory węglanowe reprezentowane głównie przez wapienie organogeniczne i pelityczne;
- K3-IV (najpóźniejszy cenoman – wczesny turon) – utwory silikoklastyczne są zastępowane przez facje węglanowe i kredy. Facje węglanowo-silikoklastyczne (opoki) są powszechne, głównie w niecce szczecińskiej i Mogilna. W północno-wschodniej części niecki szczecińskiej i na Pomorzu dominują margle ilaste i margle mułowcowe, natomiast na wyniesieniu Łęby i syneklizie perybałtyckiej piaskowce i piaskowce glaukonitowe.

Sedymentacja wapieni organogenicznych i pelitycznych ma miejsce na bloku Gorzowa i wzdłuż brzegu monokliny przedsudeckiej [194] [195].

Facje węglanowe dominują też w niecce Nidy, a opoki są częstsze na Lubelszczyźnie. W niektórych miejscach występują cienkie interkalacje czarnych łupków, które mogą odpowiadać globalnemu wydarzeniu anoksycznemu (OAE2) (=Bonarelli Event – [196] [197] [198]) (niecka szczecińska i Mogilna).

- K4-I (późny turon – koniak) – litofacje węglanowo-krzemionkowe (różne typy opok) są szeroko rozprzestrzenione (niecka szczecińska, Mogilna, Uniejowa, region dolnej Wisły). Z kolei na wyniesieniu Łeby i północno-zachodniej części syneklizy perybałtyckiej występują facje piaszczyste i mułowo-piaskowo-margliste, a na wschód od Olsztyna węglany i kreda pizząca. Obserwuje się luki stratygraficzne nad wysadami solnymi. Z badań geofizycznych wynika, że pierwsze objawy inwersji tektonicznej bruzdy śródpolskiej miały miejsce w tym czasie [199] [200] [201];
- K4-II (santon – najwcześniejszy kampan) – dominują litofacje węglanowo-krzemionkowe, węglanowo-silikoklastyczne i silikoklastyczne reprezentowane przez mułowce margliste, pyłowce i margle piaszczyste (niecka szczecińska, Mogilna, Uniejowa, Pomorze). Zdarzają się serie piaskowców interpretowanych jako osady spływów grawitacyjnych tworzących podmorskie stożki głębszych środowisk morskich [202] [203] [204]. We wschodniej i północno-wschodniej Polsce występuje kreda pizząca [205] [206];
- K4-III (późny wczesny kampan – najwcześniejszy mastrycht) – litofacjalnie ta sekwencja jest zbliżona do poprzedniej z tą jednakowoż różnicą, że proporcja węglanów nad silikoklastykami jest tutaj wyższa (północne Pomorze i zachodnia część syneklizy perybałtyckiej), gdzie utwory węglanowo-krzemionkowe, a lokalnie margle przeważają (np. wyniesienie Łeby). We wschodniej Polsce kreda jest powszechna, natomiast w Polsce północnej popularne są gezy i gezy piaszczyste;
- K4-IV–K4-V (późny wczesny mastrycht – późny mastrycht) – ze względu na po-kredową erozję litofacje tego okresu są ograniczone obszarowo i są obserwowane tylko wzdłuż osi synklinoriów. Węglany zapiaszczone i silikoklastyki są najbardziej popularne (Pomorze), natomiast gezy są równie częste, zwłaszcza w północno-wschodniej Polsce. Z kolei kreda pizząca występuje na zachodnim Pomorzu;
- PC-I (dan) – z luką stratygraficzną na utworach mastrychtu spoczywają osady danu, które występują tylko na północny-wschód od bruzdy śródpolskiej. Są to margle krzemionkowe i margle lokalnie przeławicane przez wapienie margliste (tzw. formacji z Puław – [207]).

3.1.2.11. Paleogen i neogen

Utwory paleogenu i neogenu na Niżu Polski występują jako raczej zwarta pokrywa, której miąższość dochodzi do 500 m ale zazwyczaj nie przekracza 300 m. Największe miąższości osiąga w lokalnych rowach tektonicznych, które znajdują się w centralnej i południowo-zachodniej Polsce. Paleogen jest reprezentowany głównie przez utwory morskie (piaski glaukonitowe, mułki i ility, osady bursztynonośne, węgiel brunatny). Z kolei utwory neogenu są wyłącznie lądowej genezy (głównie rzeczne, jeziorne i bagienne), a ich sedimentacja zachodziła na rozległych obszarach równi zalewowych, gdzie osady powstawały w środowiskach jeziorno-bagiennych – ility, mułki i liczne pokłady torfów, z których powstały później pokłady węgla brunatnego (Bełchatów, Turoszów, Konin-Koło-Turek, Poznań) [208].

3.1.2.12. Czwartorzęd

W czwartorzędzie na obszarze Niżu Polskiego były akumulowane osady lodowcowe, wodnolodowcowe, zastoiskowe, eoliczne, peryglacjalne, wietrzeniowe, rzeczne i jeziorne. Ich średnia miąższość wynosi ok. 80 m, natomiast w niektórych miejscach przekracza nawet 300 m. W rejonie Mazur zachodnich oraz rowów tektonicznych (rów Kleszczowa), a także w miejscach występowania wysadów solnych, występuje duże zróżnicowanie miąższości związane z wielkoskalowymi zaburzeniami glacitektonicznymi. W dolinach rzecznych występują miąższe aluwia holoceni i starsze [9].

Plejstocen glacialny w dużej mierze jest reprezentowany na Niżu Polskim przez gliny zwałowe, piaski, żwiry wodnolodowcowe i rzeczne, mułki i ility zastoiskowe, lessy i piaski eoliczne, a także żwirowo-piaszczyste zwietrzliny. Znacznie mniej rozprzestrzenione są osady interglacjalne, takie jak: torfy, gytie i kreda jeziorna. Osady plejstoceni podzielone zostały na cztery kompleksy stratygraficzne: peryglacjalny, południowopolski, środkowopolski i północnopolski. Osady najstarszego kompleksu zachowane są jedynie na południowym Mazowszu i w Kotlinie Płockiej. Osady trzech młodszych kompleksów występują na obszarze całego Niżu Polskiego i związane są z rozwojem lądolodu zlodowaceń Narwi, Nidy i Sanu [9].

Wraz z początkiem holocenu nastąpił zanik lądolodu, w efekcie czego powstało Morze Bałtyckie i liczne jeziora z wytapiających się brył martwego lodu. W holocenie powstają głównie osady rzeczne takie jak piaski, żwiry, mułki i mady oraz osady jeziorne, głównie torfy, namuły torfiaste, gytie i kreda jeziorna [9].

3.2. Charakterystyka geotermiczna Niżu Polskiego

Pole cieplne Ziemi kształtowane jest na przestrzeni czasu geologicznego przez wiele czynników i zjawisk fizyko-chemicznych oraz przyrodniczych przenikających się wzajemnie i współwystępujących ze sobą w skomplikowanych zależnościach, często trudnych do jednoznacznego określenia i opisanie w sposób matematyczny.

Możliwości poznawcze oraz stan wiedzy na temat budowy Ziemi, wynikające ze stopnia rozwoju obecnych technologii pozwalają na zdefiniowanie i opisanie zjawisk determinujących rozkład temperatur do głębokości kilku a nawet kilkunastu kilometrów w głąb Ziemi. Zdolności poznawcze ograniczają się właściwie do skorupy ziemskiej, której grubość waha się od 5-8 km – w części oceanicznej, do 35-40 km – w części kontynentalnej (maks. ok. 80 km pod Himalajami).

Możemy wyróżnić trzy zasadnicze źródła ciepła w skorupie ziemskiej, a mianowicie:

- promieniowanie słoneczne: ma zasięg oddziaływania do ok. 18-20 m poniżej terenu, charakteryzuje się sezonowością, jest odzwierciedleniem energii przekazywanej Ziemi przez Słońce;
- ciepło wnętrza Ziemi: wydzielane w płaszczu i jądrze, przekazywane drogą kondukcji (przewodzenia) lub konwekcji (unoszenia) ku powierzchni Ziemi. Ciepło może być przenoszone drogą uskoków bądź na drodze procesów wulkanicznych (erupcje lawy, gejzery, itp. – tzw. konwekcja wymuszona);
- rozpad pierwiastków promieniotwórczych (ciepło radiogeniczne): energia pochodząca z reakcji rozpadu pierwiastków promieniotwórczych: ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th oraz ^{40}K .

Koncentracja pierwiastków promieniotwórczych uzależniona jest od składu litologicznego (mineralnego) skał. Ilość emitowanego ciepła przez skały osadowe jest ściśle związana z zawartością minerałów ilastych oraz innych, zawierających podwyższone koncentracje potasu, a także substancji organicznej, której często towarzyszą związki uranu. Zawartość U i Th w skałach jest bardzo mała i wyraża się najczęściej w ppm. Zawartość potasu (K) wyraża się w procentach, z uwagi na stosunkowo dużą jego zawartość w skałach osadowych. Wielkość ciepła radiogenicznego generowanego w profilu geologicznym można określać na podstawie wzorów empirycznych bazujących na pomiarach laboratoryjnych zawartości minerałów promieniotwórczych w próbkach skał, bądź na podstawie interpretacji ciągłej krzywych geofizyki wiertniczej, w tym przede wszystkim: spektrometrycznego profilowania gamma (SPG) oraz profilowania gęstościowego (PGGg). Pomimo niewielkiej koncentracji pierwiastków promieniotwórczych w skałach skorupy ziemskiej efekt termiczny zjawisk promieniotwórczych jest potęgowany dużą masą skał zawierających te pierwiastki. W korzystnych sytuacjach mogą doprowadzić do

procesów metamorficznych. Energia cieplna powstająca w sposób nieprzerwany w wyniku rozpadu zawartych w skałach naturalnych izotopów promieniotwórczych może stanowić ponad 80% jej wielkości, a pozostałe około 20% energii Ziemi ma swoje źródło w energii rezydualnej, która pojawiła się na Ziemi w wyniku procesu jej powstania z gorącej materii międzygwiazdnej przed ponad 4,5 mld lat.

Wielkością modelującą przepływ ciepła z wnętrza Ziemi ku powierzchni na drodze zjawiska kondukcji (przewodzenia ciepła) jest współczynnik przewodności cieplnej. Wielkość ta charakteryzuje termiczne własności skał i określa ich zdolność do przewodzenia ciepła. Największy wpływ na przewodność skał osadowych ma skład mineralny, porowatość oraz rodzaj medium nasycającego skałę [209] [210].

Wartość współczynnika przewodności cieplnej uwarunkowana jest także wielkością uziarnienia, temperaturą, stopniem jej przeobrażenia (diagenety i metamorfizmu) oraz stanem naprężeń ośrodka skalnego. Istotną rolę przy określaniu przewodności cieplnej skał odgrywa również anizotropia ośrodka (wartości pomiarów wykonanych równolegle do uwarstwienia skały są zwykle większe od mierzonych prostopadle) [211] [210].

Najlepszym sposobem oceny ilościowej wielkości współczynnika przewodności cieplnej skał w skali regionalnej jest kompleksowa analiza pomiarów geofizyki wiertniczej połączona z kalibracją wyników interpretacji badaniami laboratoryjnymi przewodności próbek skał [212] [213] [214].

3.2.1. Baza danych geotermicznych na Nizinie Polskiej

Zasadniczym źródłem informacji na temat głębokiego reżimu cieplnego są bezpośrednie pomiary temperatur wykonane w głębokich otworach wiertniczych [215]. W zależności od warunków technicznych i środowiskowych pomiary temperatur w otworach mogą być zrealizowane na trzy zasadnicze sposoby, a mianowicie:

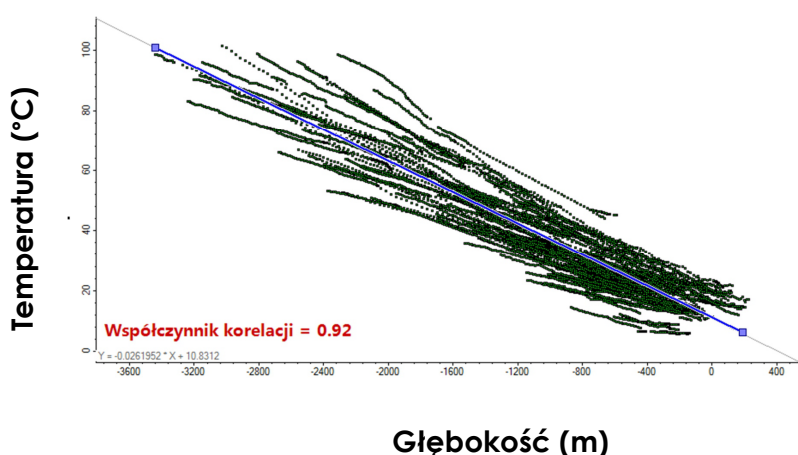
- w warunkach nieustalonych: przy prowadzeniu rutynowych badań geofizycznych, po krótkim wstrzymaniu prac wiertniczych. Odmianą tej metody jest pomiar temperatury maksymalnej na dnie otworu (ang. BHT – Bottom Hole Temperature);
- w warunkach quasi-stacjonarnych: po zakończeniu prac wiertniczych i dostatecznym ustabilizowaniu termicznym otworu, zwykle 12-14 dni [216] w trakcie badań hydrogeologicznych poziomów zbiornikowych (tzw. opróbowanie horyzontów zbiornikowych (ang. DST – Down Stream Test)).

Istnieją również pośrednie metody wyznaczania temperatur w górotworze. Do metod pośrednich zaliczyć można np. metody geotermometrów (chemicznych oraz izotopowych). W powyższych metodach zakłada się, że rozpuszczone w wodzie składniki mineralne znajdują się w równowadze chemicznej i izotopowej z minerałami budującymi skały otoczenia (równowaga

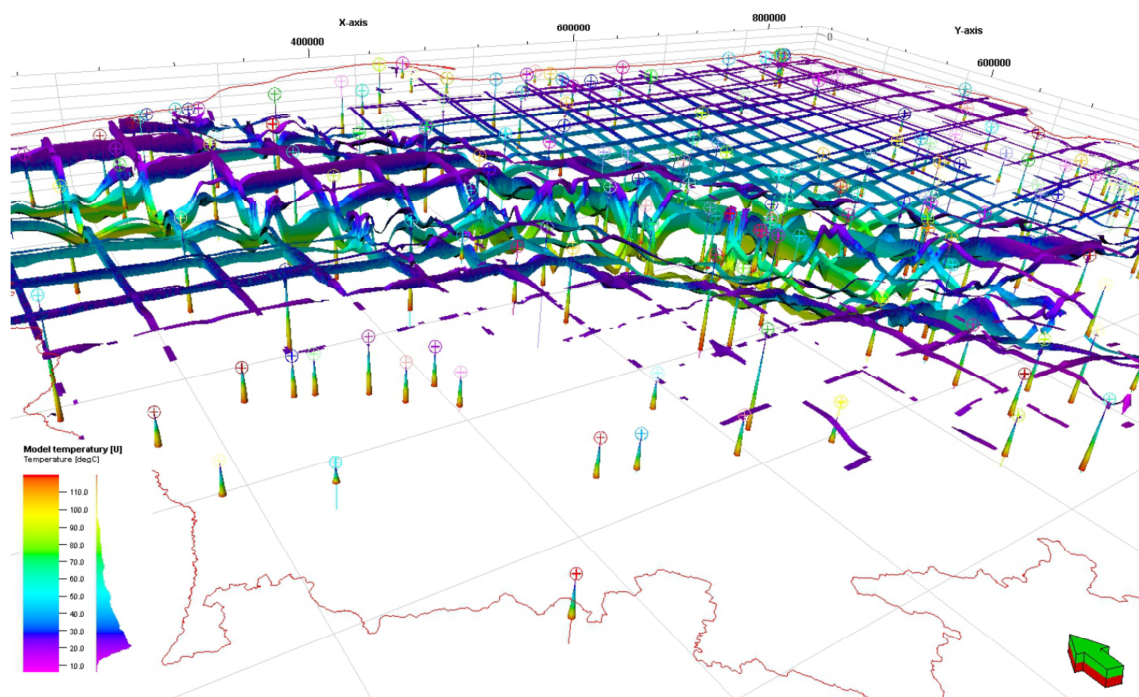
woda-skała). Geotermometry dostarczają nam jednak informacji o maksymalnych temperaturach (paleotemperaturach) panujących w warstwie wodonośnej, z którymi analizowane wody miały bezpośredni kontakt przypuszczalnie w chwili formowania się [217]. Wraz z badaniami izotopowymi pozwalają one poznać genezę wód, w tym określić np. czy mamy do czynienia z wodami diagenetycznymi (dehydratacyjnymi) czy infiltracyjnymi, co warunkuje odnawialność złóż wód termalnych.

Do analizy rozkładu pola cieplnego wykonanego w ramach niniejszego opracowania wykorzystano 216 profilowań termicznych, które posłużyły do konstrukcji (3D) modelu rozkładu temperatur wgłębnych w rejonie Niżu Polskiego oraz konstrukcji map rozkładu temperatur w stropach zbiorników oraz map średnich temperatur zbiorników geotermalnych – temperatur wód termalnych. W większości były to ciągłe pomiary temperatur wgłębnych, wykonywane w warunkach ustabilizowanej równowagi cieplnej, przy użyciu technik geofizyki wiertniczej, część krzywych to wynik interpretacji pomiarów temperatury w warunkach nieustabilizowanych, w tym temperatury maksymalnej (ang. BHT) oraz konstrukcji syntetycznych profilowań temperatury, z wykorzystaniem wartości współczynników przewodności litotypów budujących profil geologiczny, przy zastosowaniu równania Fouriera.

Do konstrukcji 3D modelu termicznego w rejonie badań wykorzystano oprogramowanie Petrel 2018 firmy Schlumberger. Za pomocą analizy trendu zmiany temperatury wraz z głębokością (Rys. 2) uzyskano przestrzenny rozkład temperatury w modelu. Model 3D pola geotermicznego na Niżu Polskim przedstawiono na Rys. 3.



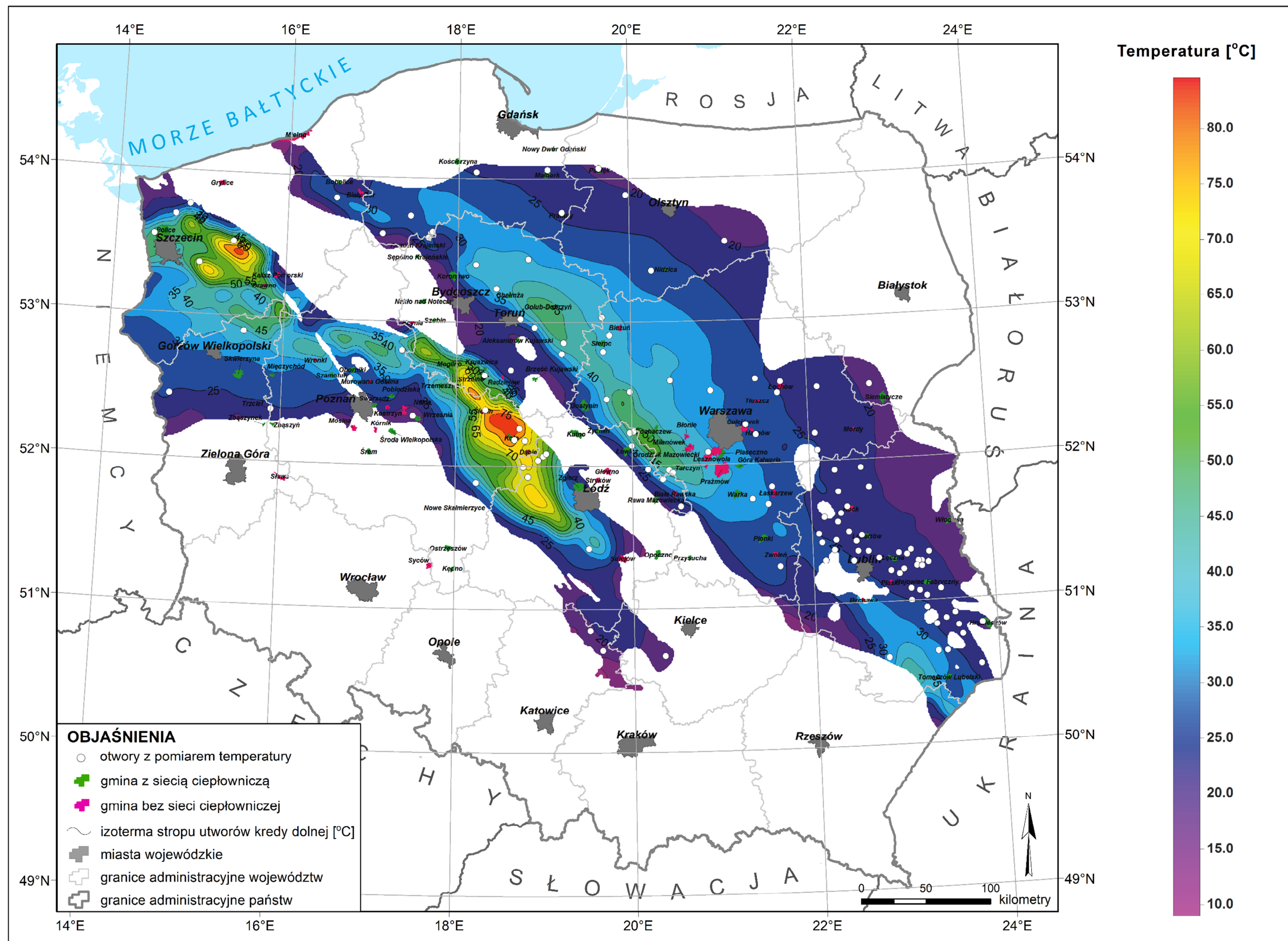
Rys. 2. Zmiana temperatury wraz z głębokością (zielone punkty) oraz linia regresji (niebieska linia) – do obliczenia modelu temperatury



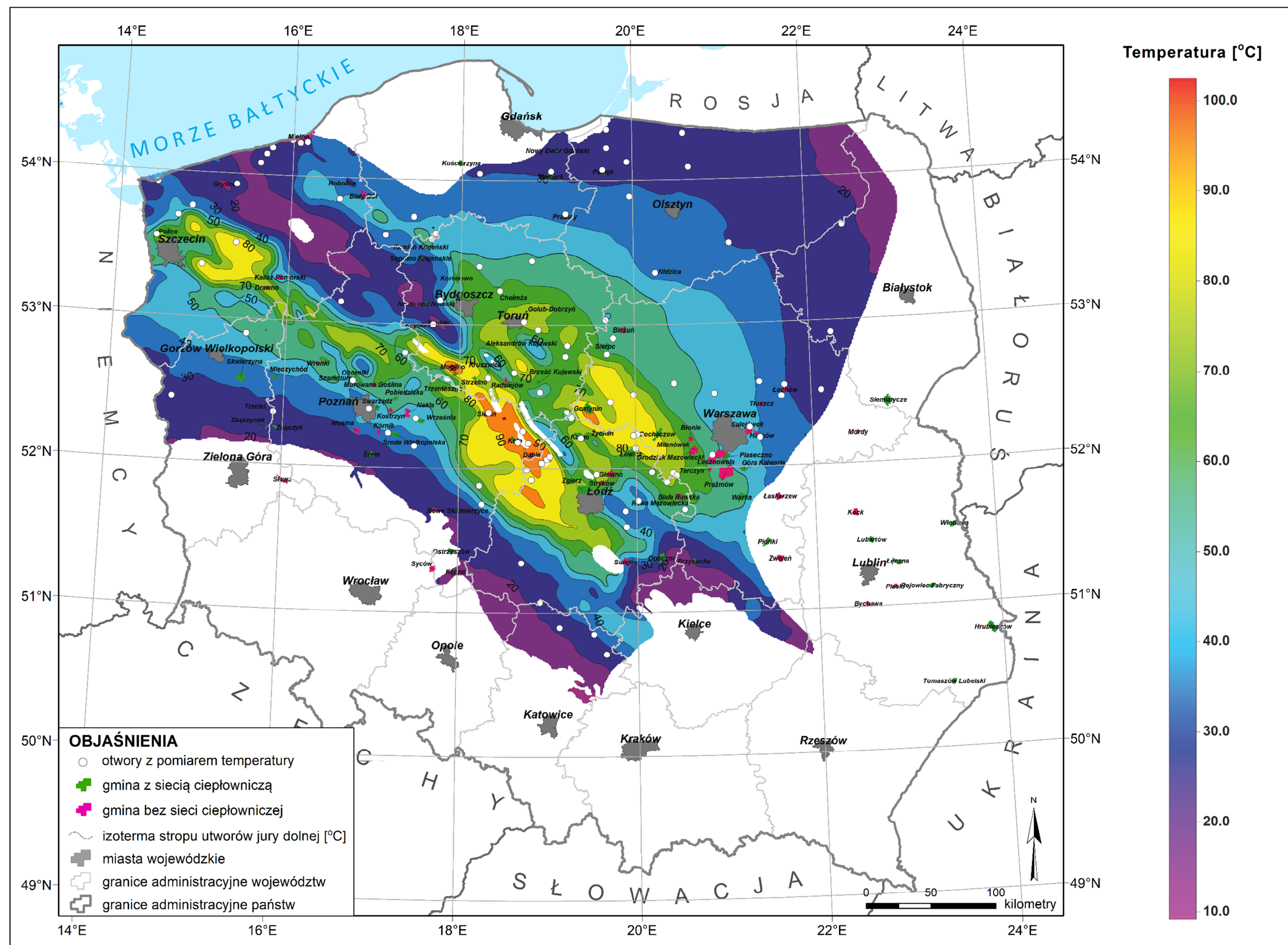
Rys. 3. Model pola geotermicznego na Niżu Polskim - 3D (z lokalizacją krzywych termicznych)

Trójwymiarowy model rozkładu pola termicznego posłużył do konstrukcji map: średnich wartości temperatur oraz map rozkładu temperatur w stropach poszczególnych zbiorników geotermalnych kredy dolnej oraz jury dolnej. Powyższy model oraz mapy stanowiły źródło kluczowych parametrów wejściowych do analizy wariantowej przydatności wód termalnych do celów ciepłowniczych oraz: rekreacyjnych, balneoterapeutycznych i możliwości pozyskania substancji mineralnych, w tym do celów produkcji kosmetyków itp.

Mapy średnich temperatur w obrębie zbiorników kredy dolnej i jury dolnej przedstawiono odpowiednio na Rys. 4 i Rys. 5.



Rys. 4. Mapa średniej wartości temperatury w obrębie zbiornika kredy dolnej



Rys. 5. Mapa średniej wartości temperatury w obrębie zbiornika jury dolnej

3.2.2. Mapa strumienia ciepłego na Niżu Polskim

Na obszarze Niżu Polskiego [212] [218] [219] występuje znaczne zróżnicowanie wartości strumienia ciepłego Ziemi w zakresie od 38 do 105 mW/m², przy średniej ważonej wartości strumienia dla tego obszaru równej około 71 mW/m².

Najwyższe wartości sięgające ponad 105 mW/m² obserwowane są w NW części platformy paleozoicznej w jej fragmencie odpowiadającym zasięgowi orogenu waryscyjskiego na monoklinie przedsudeckiej.

Wysokie wartości strumienia ciepłego sięgające 90-105 mW/m² występują w Polsce północno-zachodniej oraz na obszarze monokliny przedsudeckiej w szerokim na około 50-70 km pasie. Wysokie wartości strumienia związane są z występowaniem orogenu waryscyjskiego, zbudowanego jak można przypuszczać z utworów o wysokiej produkcji ciepła radiogenicznego.

Wzrost wartości strumienia obserwowany jest ponadto w środkowej części wału kujawskiego w jego części rozciągającej się między Toruniem a Płockiem. Również centralna część zrębu łukowa wykazuje wzrost wartości strumienia, a także rejon Słupska na obszarze antyklinorium pomorskiego z prawdopodobną jego kontynuacją na obszarze Bałtyku. Niskie bądź bardzo niskie wartości strumienia ciepłego (około 38 mW/m²) obserwowane są na obszarze platformy prekambryjskiej w jej północno-wschodniej części, w rejonie występowania suwalskiego masywu anortozytowego.

Pomimo zróżnicowanych interpretacji ilościowych, w tym wielkości anomalii ziemskiego strumienia ciepłego prezentowanych na mapach przez różnych autorów na przestrzeni ostatniego półwiecza, lokalizacje stref anomalnych wydają się nie budzić istotnych wątpliwości. Choć należy zauważyć, że obserwowana różnica wartości strumienia ciepłego między mapami [220] [219] może mieć istotne znaczenie dla określenia potencjału geotermalnego Polski.

W ramach realizacji zadania pł. „Ocena potencjału energetycznego i surowcowego wód termalnych i leczniczych termalnych w wybranych obszarach zurbanizowanych wraz z analizą geośrodowiskowych oraz ekonomicznych uwarunkowań ich zagospodarowania” podjęto próbę określenia przyczyn wspomnianych różnic oraz zaproponowano nowatorski podział Niżu Polskiego na regiony geotermalne w oparciu o charakterystykę strumienia ciepłego Ziemi. Szczegóły przeprowadzonych analiz znajdują się w załączniku nr 2. do niniejszego sprawozdania.

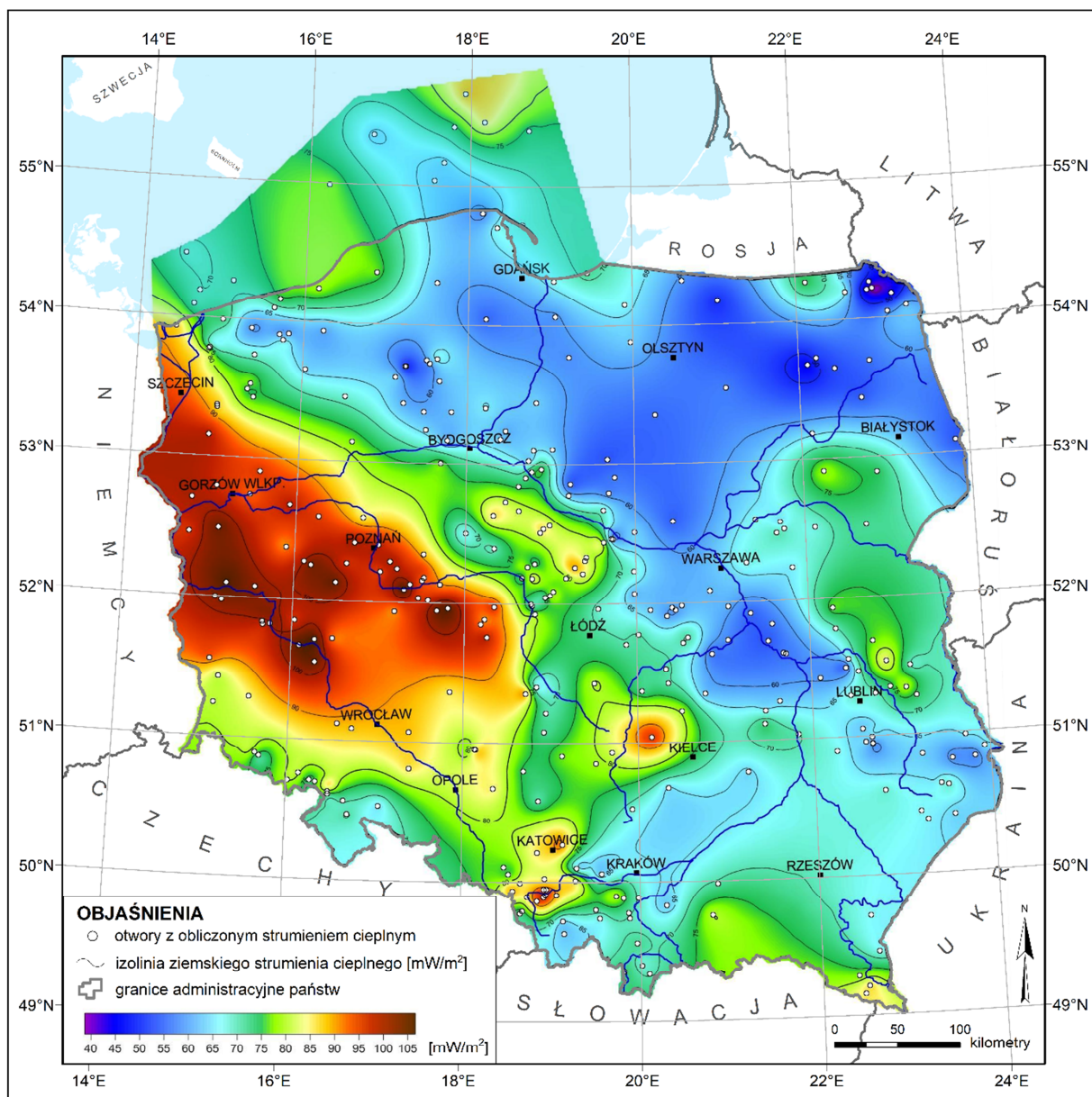
Zróżnicowanie wartości parametru prezentowane na mapach to wynik nakładania się kilku czynników, w tym: dostępności oraz jakości danych wejściowych, metodyki interpretacji danych termicznych (w tym zastosowanie tzw. poprawki paleotermicznej dla odcinków profili pow. 2000 m p.p.t., dające różnicę na mapie rzędu ok. 10-20 mW/m²) oraz konstrukcji modeli

konceptualnych wgłębnej budowy geologicznej z tektoniką, w powiązaniu z interpretacją zmian historii termicznej, w tym odniesień do obserwacji w skali globalnej.

Generalizując, podwyższone wartości strumienia w zachodniej Polsce należy wiązać z obecnością orogenu waryscyjskiego oraz cieńszą skorupą i płytszym zaleganiem granicy Moho. Różnice w wielkościach strumienia cieplnego stwierdzonego w rejonie prekambryjskiej platformy europejskiej oraz platformy paleozoicznej (na SW od linii TT) należy raczej utożsamiać ze zróżnicowaną wielkością podskorupowego strumienia cieplnego (mniejszym wychłodzeniem górnego płaszcza), zważywszy na fakt, że wielkość tej różnicy nie da się wytłumaczyć poprzez oszacowanie składowej strumienia cieplnego pochodzącego z rozpadu pierwiastków promieniotwórczych (U235, U238, Th232, K40).

Znaczny gradient poziomy występujący w rejonie monokliny przedsudeckiej wyjaśniono w literaturze istnieniem w tym rejonie transformacyjnych procesów dwustopniowych typu bazalt – granulit granatowy, granulit granatowy – eklogit, którym prawdopodobnie towarzyszył podniesiony strumień cieplny [221].

Wymienione wcześniej obszary występowania wysokich wartości strumienia są jednocześnie obszarami największych perspektyw dla pozyskiwania energii geotermalnej. Mapę gęstości ziemskiego strumienia cieplnego na obszarze Polski, na podstawie [219] przedstawiono na Rys. 6.



Rys. 6. Mapa gęstości strumienia ciepłego na obszarze Polski [219]

3.3. Charakterystyka hydrogeologiczna Niżu Polskiego

Przedstawiona w niniejszym rozdziale charakterystyka hydrogeologiczna zbiorników hydrogeotermalnych Niżu Polskiego jest jedynie modelem hydrogeologicznym, co wynika ze słabego rozpoznania i udokumentowania warunków rzeczywistych. W konsekwencji opis tego modelu może stanowić jedynie tło regionalne do wykonywania projektów robót geologicznych w celu rozpoznania warunków hydrogeologicznych na potrzeby ujęcia i eksploatacji wód termalnych.

Wody termalne na obszarze Niżu Polskiego występują w obrębie dwóch rozległych synklinoriów: szczecińsko-łódzko-miechowskiego (z nieckami: szczecińską, mogileńsko-łódzką, miechowską) i brzeźnego (z nieckami: pomorską, warszawską, lubelską). Synklinoria rozdziela antyklinorium środkowopolskie, które dzieli się na bloki: pomorski, kujawski i świętokrzyski. W obu strukturach synklinalnych występują dwa główne zbiorniki wód termalnych: dolnojurajski i dolnokredowy. Obydwa zbiorniki występują w ośrodku porowoszczelinowym, czyli w piaskowcach o różnej zwięzłości, w tym rozsypliwych, przewarstwionych skałami słabo przepuszczalnymi, jak iłowce, iłowce piaszczyste, mułowce i mułowce piaszczyste. Na zdecydowanej większości obszaru występowania zbiorników zalega nad nimi nadkład skał kenozoicznych.

Wzrost głębokości i związany z tym wzrost ciśnienia nadkładu skalnego wpływa na stopniowe zmniejszanie porowatości efektywnej skał, wpływającej na ich przepuszczalność, a w konsekwencji na wydajność eksploatacyjną odwiertu hydrogeotermalnego. Zmniejszanie się wartości porowatości efektywnej i przepuszczalności występuje na Niżu Polskim do głębokości 3000-3500 m, sprawiając, że poniżej tej głębokości potencjał hydrotermalny znacząco maleje [222] na korzyść wzrostu potencjału petrotermalnego (EGS/HDR) (Enhanced Geothermal Systems/ Hot Dry Rocks).

Wydajność eksploatacyjna odwiertu hydrogeotermalnego, oprócz innych czynników, zależy również od tącznej miąższości poszczególnych warstw pakietu skał wodonośnych (piaskowców) ujętego odwiertem. Wraz ze wzrostem tej efektywnej miąższości ujętego interwału danego poziomu hydrogeotermalnego wydajność odwiertu rośnie. Między innymi ze wskazanych powodów rzeczywiste wydajności eksploatacyjne konkretnych odwiertów hydrogeotermalnych na Niżu Polskim mogą być bardzo istotnie zróżnicowane, czasem nawet o rząd wielkości.

Warunki hydrodynamiczne panujące w głębokich poziomach hydrogeotermalnych charakteryzuje ciśnienie zredukowane wody termalnej. Obliczeniowa redukcja ciśnienia wody termalnej zmierzonego w poszczególnych odwiertach jest konieczna z powodu przestrzennej zmienności gęstości wody w poziomie hydrogeotermalnym, zależnej od mineralizacji i temperatury wody. Redukcja polega na przeliczeniu zmierzonej w otworze wysokości naporu słonej wody termalnej (czyli poziomu wody

ustabilizowanego w otworze) na równoważny napór wody słodkiej o temperaturze poniżej 20°C, według formuły [223] – wzór 1:

$$H_{red} = H \times \rho_w \quad (\text{wzór 1.})$$

gdzie:

H_{red} – zredukowana wysokość hydrauliczna wody [g/cm²];

H – rzeczywista wysokość hydrauliczna słonej wody termalnej [m];

ρ_w – gęstość właściwa słonej wody termalnej w danych warunkach zasolenia, temperatury i ciśnienia [g/cm³].

Silne zasolenie wód termalnych w głębokich partiach struktur synklinalnych Niżu Polskiego, oprócz ogólnej zależności wzrostu zasolenia wraz z głębokością, jest również wynikiem ługowania cechsztyńskich osadów solnych i późniejszych ruchów tektonicznych, w wyniku których doszło do przebiccia w wielu rejonach skały mezozoiku przez struktury halokinetyczne. Migracji chlorków, głównego produktu ługowania soli, sprzyjały duże zmiany kierunków przepływu wód podziemnych, np. w plejstocenie na skutek cyklicznego narastania i topnienia lądolodów [224]. Występujące lokalnie przesiąkanie wód infiltracyjnych wieku czwartorzędowego na znaczne głębokości było możliwe występowaniem regionalnych stref uskokowych w połączeniu ze zmiennym ukształtowaniem podłoża struktur synklinalnych.

Wskazane czynniki powodują bardzo duże zróżnicowanie przestrzenne zasolenia wód termalnych, obserwowane w zbiorniku dolnojurajskim i dolnokredowym, usytuowanych na zróżnicowanych głębokościach.

3.3.1. Dolnokredowy zbiornik hydrotermalny

Dolnokredowy zbiornik hydrotermalny występuje w naprzemianległych warstwach piaszczystych, piaszczysto-marglistych i piaszczysto-mułowcowych, o różnej przepuszczalności. Zbiornik ten pocięty jest wieloma uskokami, stąd ma łączność hydrauliczną z nadległymi utworami węglanowymi kredy górnej oraz występującymi głębiej poziomami wodonośnymi jury [225].

Strop utworów kredy dolnej zalega na rzędnych ponad –1000 m n.p.m. w centralnych częściach niecki szczecińskiej i mogileńsko-tódzkiej. Na podobnych rzędnych układa się powierzchnia stropu utworów dolnokredowych w niecce warszawskiej i lubelskiej. W strefach brzeżnych niecek strop podnosi się do rzędnych powyżej –500 m n.p.m. [226]. Poziom kredy dolnej sięga w głębszych partiach synklinorium do głębokości 2700 m [225].

Mięższość warstw wodonośnych stwierdzonych w profilu utworów dolnokredowych jest zmienna od kilku do 300 m. Największe mięższości zanotowano w niecce mogileńskiej oraz w północno-wschodniej części niecki

łódzkiej. Miąższości utworów wodonośnych maleją ku peryferyjnym strefom zbiornika [225].

W dominującym obszarze zbiornika dolnokredowego występują wody o temperaturach w przedziale 20–40°C. Jedynie w rejonach: Skierniewice – Płock, północno-zachodniej części niecki łódzkiej (rejon Konina) oraz w północno-zachodniej części niecki szczecińskiej można spodziewać się temperatury wody 50–60°C. Najwyższą temperaturę w stropie utworów dolnej kredy stwierdza się w rejonie Konina (zwłaszcza na północ i północny-zachód od miasta), gdzie osiąga ponad 90°C [225].

Przewodność hydrauliczna warstw wodonośnych dolnej kredy jest zróżnicowana. Zdecydowanie najniższymi przewodnościami cechują się warstwy wodonośne wypełniające nieckę lubelską, wyniesienie łukowsko-hrubieszowskie, obniżenie podolskie, wyniesienie mazursko-suwańskie, północno-zachodnią część niecki pomorskiej oraz nieckę szczecińską i miechowską (poniżej $0,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). Najwyższe przewodności warstw wodonośnych wynoszące ponad $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, lokalnie ponad $3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, stwierdza się w granicach wału kujawskiego i wału pomorskiego oraz niecki łódzkiej i mogileńskiej – nawet do $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ [225].

Średni współczynnik filtracji utworów wodonośnych dolnej kredy, obliczony na podstawie próbnych pompowań wynosi $2,13 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ (średnia harmoniczna). W rejonie Łodzi, na obszarze najbardziej intensywnego poboru wód z utworów dolnej kredy, średni współczynnik filtracji wynosi $2,4 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$. W niecce mogileńsko-łódzkiej współczynnik filtracji, określony na podstawie próbnych pompowań zmienia się w szerokim zakresie od $1,3 \cdot 10^{-7}$ do $2,9 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$, w niecce warszawskiej od $2,26 \cdot 10^{-6}$ do $6,05 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$, a łącznie w niecce lubelskiej i na wyniesieniu podlasko-lubelskim zawiera się w bardzo szerokim przedziale od $2,94 \cdot 10^{-8}$ do $1,38 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ [226].

Wydajności potencjalnych studni ujmujących wody termalne zbiornika dolnokredowego są bardzo zmienne, wynosząc w zależności od warunków lokalnych od poniżej $25 \text{ m}^3/\text{h}$ do ponad $200 \text{ m}^3/\text{h}$. Wysokich wydajności, tj. $100\text{--}200 \text{ m}^3/\text{h}$, można spodziewać się w granicach wału kujawskiego i pomorskiego oraz w rejonie niecki mogileńsko-łódzkiej, lokalnie około $300 \text{ m}^3/\text{h}$ [225].

Na podstawie danych z Banku Wód Podziemnych Zaliczonych do Kopalin wyniki rozpoznania warunków hydrotermalnych Niżu Polskiego z głębokich otworów badawczych zestawiono w Tab. 1.

Tab. 1. Parametry hydrogeotermalne zbiornika dolnokredowego (K1).

Parametr	minimum	maksimum	mediana	średnia arytmetyczna
Temperatura średnia poziomu [°C]	19	80	29	34
Głębokość do stropu poziomu [m p.p.t.]	99	2586	b.d.	b.d.
Mięższość całkowita poziomu [m]	3	449	89	128
Mięższość efektywna skał wodonośnych (głównie piaskowców) [m]	3	394	69	100
Potencjalna wydajność eksploatacyjna pojedynczego odwiertu [m³/h]	1	300	41	79
Przepuszczalność skał wodonośnych (głównie piaskowców) [mD]	100	1343	222	382
Współczynnik filtracji skał wodonośnych (głównie piaskowców) [m/s]	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$	$5,2 \cdot 10^{-6}$
Porowatość efektywna skał wodonośnych (głównie piaskowców) [%]	6	30	19	18
Mineralizacja ogólna wody [g/dm³]	1	87	9	17

Na podstawie danych uzyskanych w ramach własnej akwizycji w Tab. 2 zestawiono wartości podstawowych parametrów hydrogeotermalnych określonych bezpośrednio w otworach ujmujących wody termalne zbiornika dolnokredowego (K1) Niżu Polskiego.

Tab. 2. Parametry hydrogeotermalne określone w studniach ujmujących wody termalne zbiornika dolnokredowego (K1).

Ujęcie wód termalnych	Ujęty przedział głęb. [m p.p.t.]	Temp. na wypływie [°C]	Zasoby eksp. [m³/h]	Por. efekt. [%]	Przep. średnia [mD]	Miner. [g/dm³]
Uniejów PIG/AGH-2	1892,0 – 2025,0	69	120	12 – 18	2 000	6,2
Mszczonów IG-1	1602,5 – 1645,5 oraz 1663,5 – 1714,0	41	60	7 – 33	1 400 1 580	0,46
Poddebice GT-2	1962,0 – 2063,0	72	252	15 – 18	620	0,43
Sochaczew GT-1	1360,0 – 1470,0	44	180	b.d.	b.d.	<0,5

3.3.1.1. Model przepływu wód podziemnych zbiornika kredy dolnej

Model przepływu wód podziemnych w hydrogeotermalnym poziomie dolnokredowym Niżu Polskiego przedstawia mapa pola hydrodynamicznego wraz z kierunkami przepływu wód termalnych

Rys. 7). W dolnokredowym zbiorniku hydrogeotermalnym w warunkach naturalnych zazwyczaj panują naporowe warunki ciśnienia wody.

W strefach podkenozoicznych wychodni utworów kredy dolnej dochodzi do pośredniego zasilania z opadów atmosferycznych poprzez osady czwartorzędu. Takimi strefami są NE i SW część obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, rejon Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, a także Wysoczyzny Kolneńskiej (rejon mazursko-kurpiowski). Drugorzędną formą zasilania tego zbiornika są przepływy wody strefami uskokowymi [227].

Wody termalne w tym zbiorniku przepływają generalnie z rejonu jego południowej granicy na północ i północny-zachód, czyli w kierunku Bałtyku, którego poziom wody jest bazą drenażu wód podziemnych strefy głębokiego krążenia w obszarze Polski. Występują również lokalne kierunki przepływu wód, tj. w kierunku doliny środkowej i dolnej Wisły oraz w kierunkach części głęboko wciętych pradolin.

Generalnie przyjmuje się, że w mezozoicznych piętrach wodonośnych Niżu Polskiego występują wody mieszane, w których dominującą składową są wody paleoinfiltracyjne z okresu sprzed plejstocenu [228] albo wody synsedymantacyjne [229], a intensywność mieszania ze współczesnymi wodami infiltracyjnymi jest uwarunkowana odległością od wychodni skał mezozoicznych.

Przewodność hydrauliczna (wodoprzewodność) struktur wodonośnych zależy wprost proporcjonalnie od współczynnika filtracji utworów wodonośnych i ich miąższości efektywnej. Widoczne na

Rys. 7 zagęszczenie hydroizopiez w południowej i południowo-wschodniej części zbiornika, czyli w rejonach jego zasilania, świadczy o stosunkowo słabej wodoprzewodności skał wodonośnych w skali regionalnej, powodującej naturalne utrudnienie w regionalnym odpływie wód z obszarów zasilania w kierunku baz drenażu. Jest to spowodowane bardzo dużym zróżnicowaniem przestrzennym przepuszczalności i miąższości efektywnej tych skał. Zarówno wiek wód tego zbiornika, jak i przestrzenny rozkład ich ciśnienia wskazują, że do oceny wielkości zasobów eksploatacyjnych w perspektywie długoletniej poszczególnych ujęć wód z należy podchodzić ostrożnie. W rejonie aglomeracji łódzkiej ma miejsce intensywna eksploatacja słodkich (słabo zmineralizowanych) wód piętra kredowego na cele konsumpcyjne.

Poza rejonem łódzkim, w warunkach dotychczasowej, relatywnie małej i punktowej eksploatacji wód zbiornika dolnokredowego w skali Niżu Polskiego nie zauważono istotnego spadku ciśnienia wód ani lei depresji o zasięgu ponadlokalnym. Niemniej jednak taka niekorzystna sytuacja może nastąpić w warunkach zwiększenia eksploatacji wód termalnych większą liczbą ujęć o wydatkach przekraczających 200 m³/h, szczególnie jeżeli ujęcia będą lokalnie zgrupowane. W tej sytuacji, w celu długotrwałego utrzymania pożądanych wydajności ujęć konieczne będzie załączanie wykorzystanej wody do tych samych warstw piaskowcowych, z których następuje pobór.

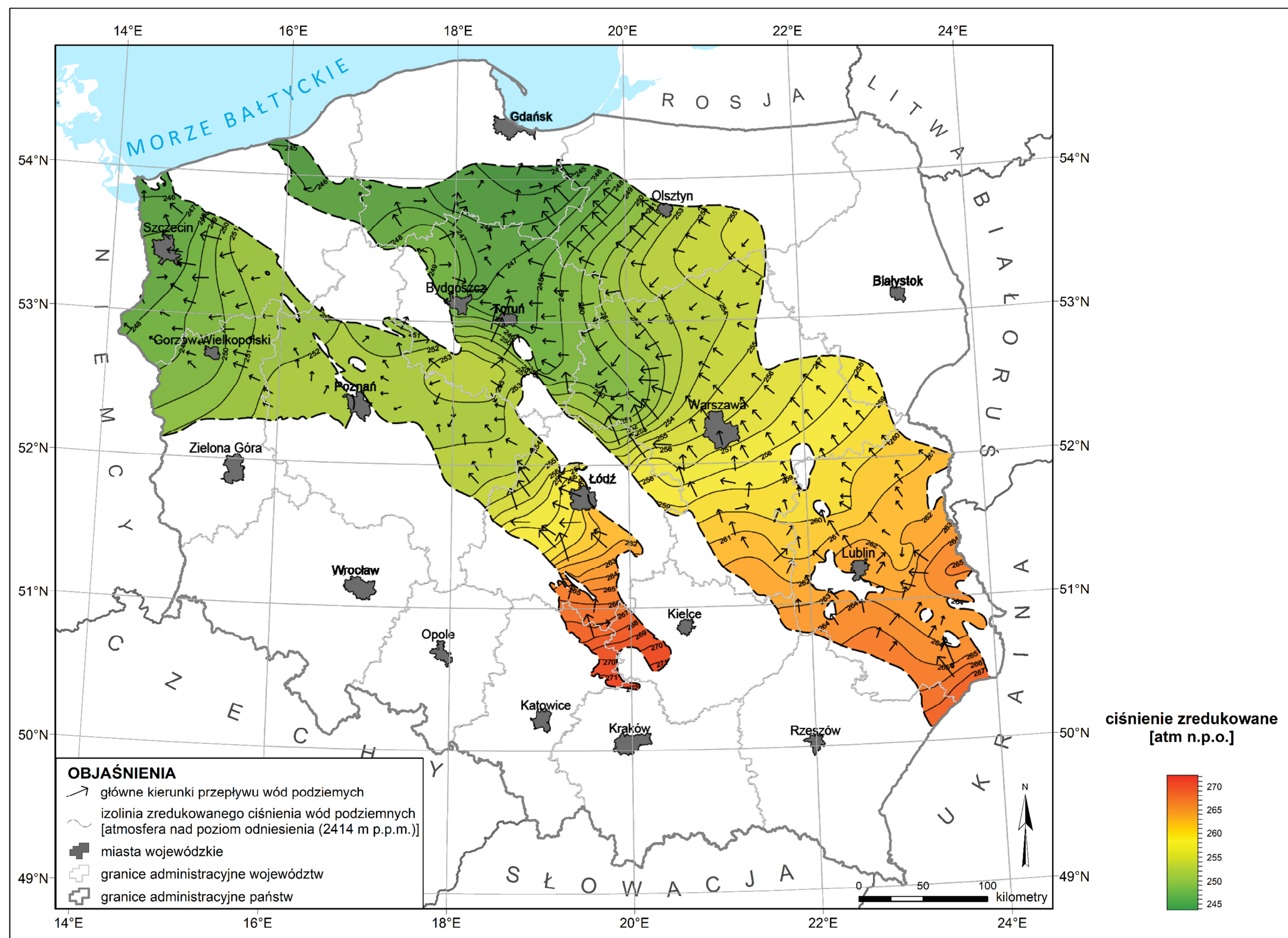
Jeżeli z danym zakładzie geotermalnym następuje eksploatacja wody o wydajności ponad 100 m³/h, a dodatkowo wody termalne charakteryzują się wysoką mineralizacją ogólną (zasoleniem) należy zawsze przewidzieć wykonanie co najmniej dwóch otworów chłonnych, głównie z powodu powszechnie obserwowanego zjawiska kolmatacji przyotworowej strefy skał, do których włączana jest wykorzystana woda. Typowym przykładem może być zakład w Uniejowie, gdzie zasoby eksploatacyjne studni eksploatacyjnej wynoszą 120 m³/h, ale natężenia załączanej wody do dwóch studni chłonnych nie przekraczają odpowiednio 80 i 55 m³/h.

W celu wyznaczania wstępnych lokalizacji otworów chłonnych w projektowanych dubletach geotermalnych w żadnym wypadku nie należy jednak wykorzystywać mapy pola hydrodynamicznego dolnokredowego (K1) zbiornika hydrogeotermalnego przedstawionej na

Rys. 7, ponieważ jest to bardzo zgeneralizowany model warunków hydrogeologicznych opracowany w skali ponadregionalnej, wykonany tylko w celach poglądowych. Model ten jest oparty na nielicznych danych punktowych z otworów badawczych rozproszonych na obszarze całego zbiornika. Lokalne kierunki przepływu wód podziemnych mogą być inne niż zarysowane na tej mapie np. w wyniku występowania bezpośrednich lub pośrednich stref

połączeń hydraulicznych między wodonośnymi skałami poziomu dolnokredowego (np. lokalnych stref uskokowych) z płytszymi poziomami wodonośnymi (trzeciorzędowym i czwartorzędowym); lokalnych facjalnych zmian skał dolnokredowych skutkujących zmianą przepuszczalności; lokalnego strukturalnego wyklinowywania się warstw tych skał.

Z tego powodu, w celu projektowania dubletów geotermalnych należy wykorzystywać jedynie dane archiwalne bezpośrednio dotyczące warunków lokalnych i materiały kartograficzne opracowane w skali szczegółowej, np. 1:50 000 i większej.



Rys. 7. Mapa pola hydrodynamicznego dolnokredowego (K1) zbiornika hydrogeotermalnego (Haładus i Reicher, [230] – zmienione)

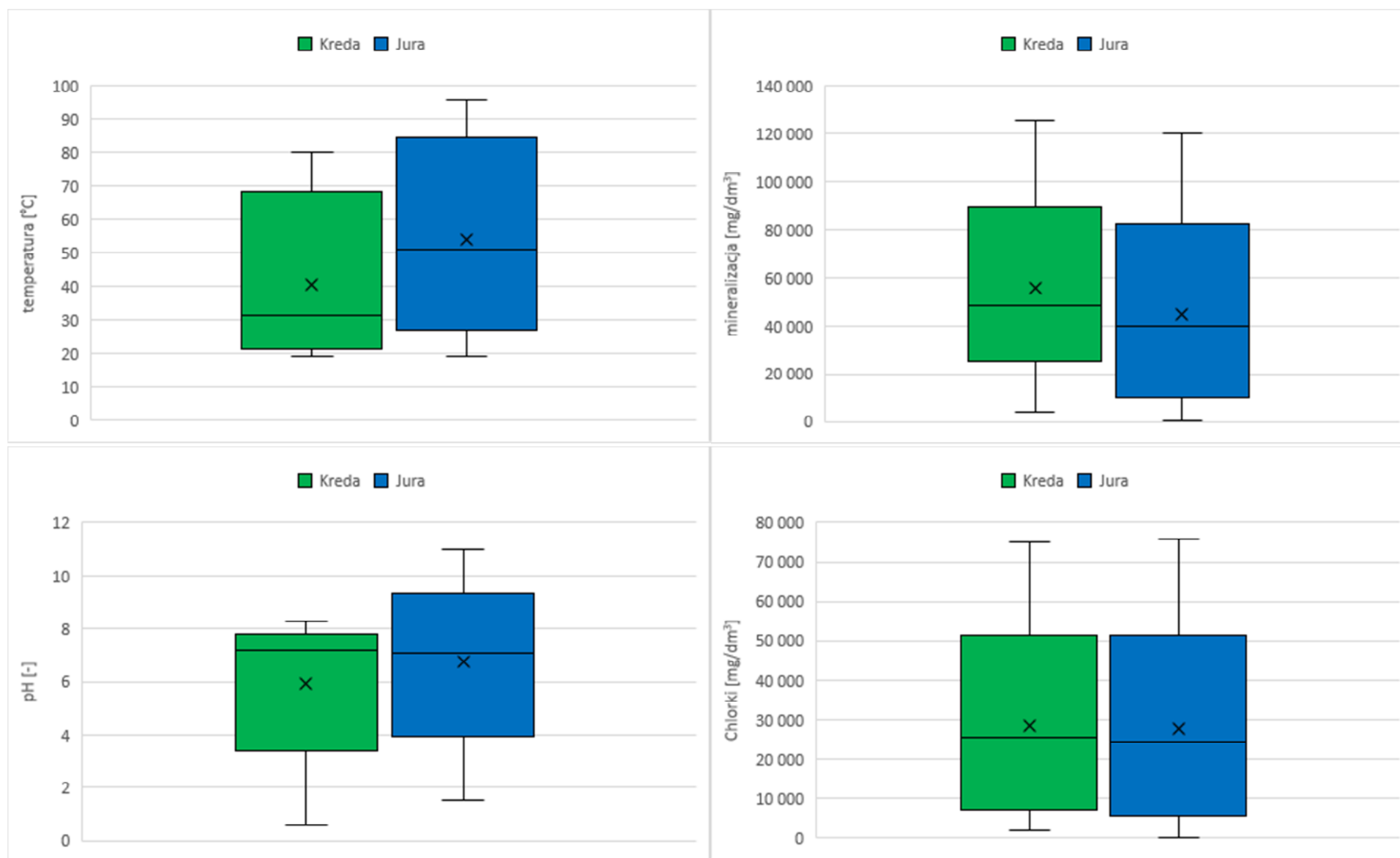
3.3.1.2. Parametry hydrogeochemiczne zbiornika dolnokredowego

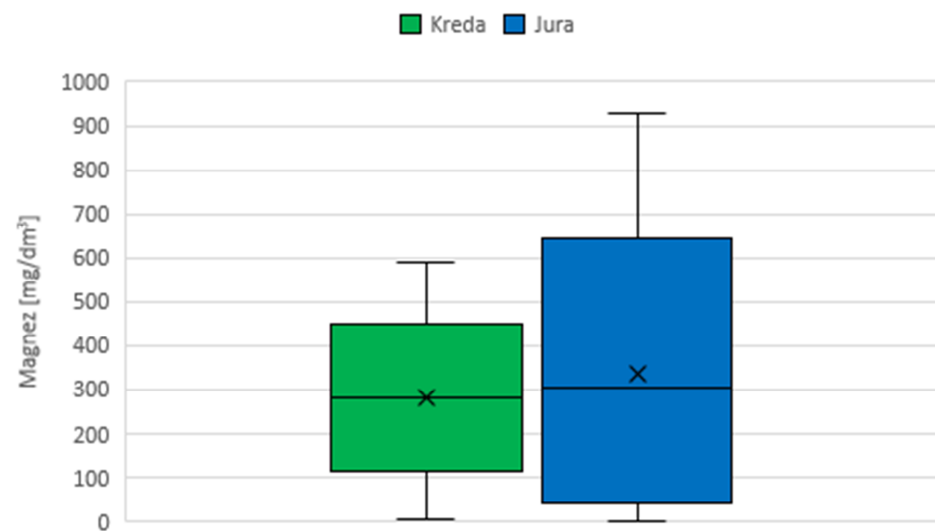
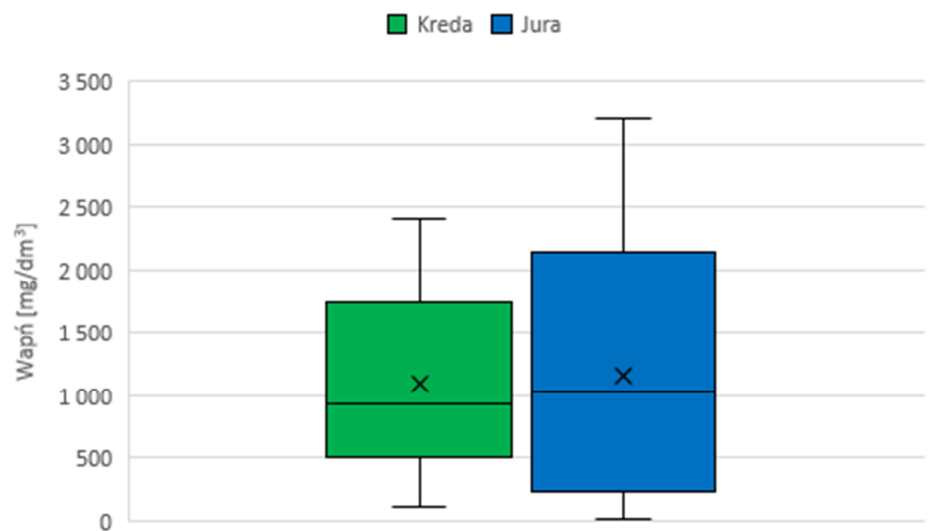
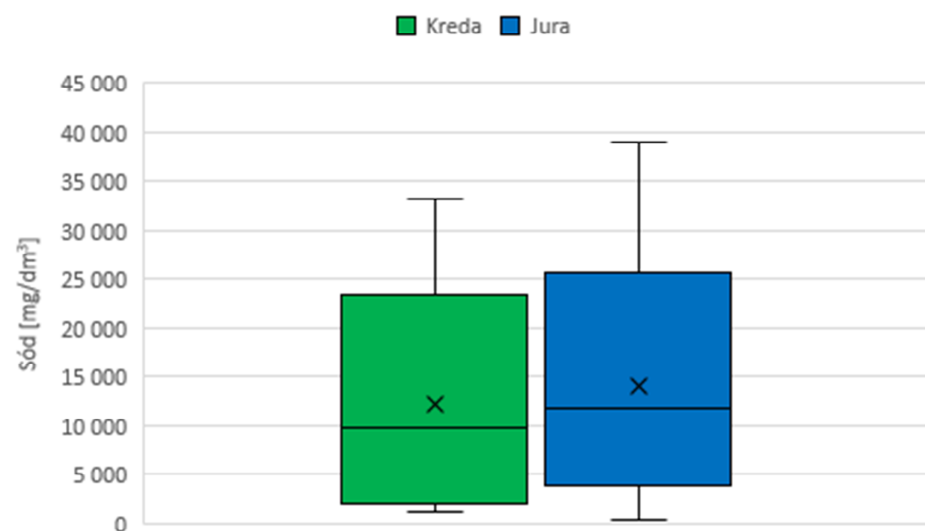
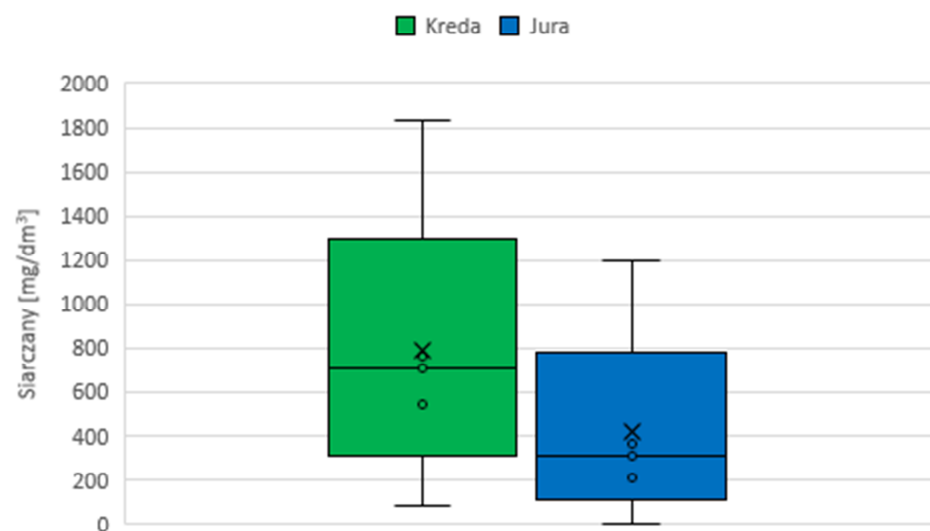
W danych pochodzących z Banku Wód Podziemnych Zaliczonych do Kopalin (spd.pgi.gov.pl) z wynikami badań fizykochemicznych próbek wody pobranych z poziomu dolnej kredy znajdowało się 15 wyników analiz z lat 1959-1991. Dla 7 wyników z wystarczającym zakresem oznaczeń, dokonano weryfikacji poprawności wykonania analiz fizykochemicznych w oparciu o błąd liczony według bilansu jonowego [231].

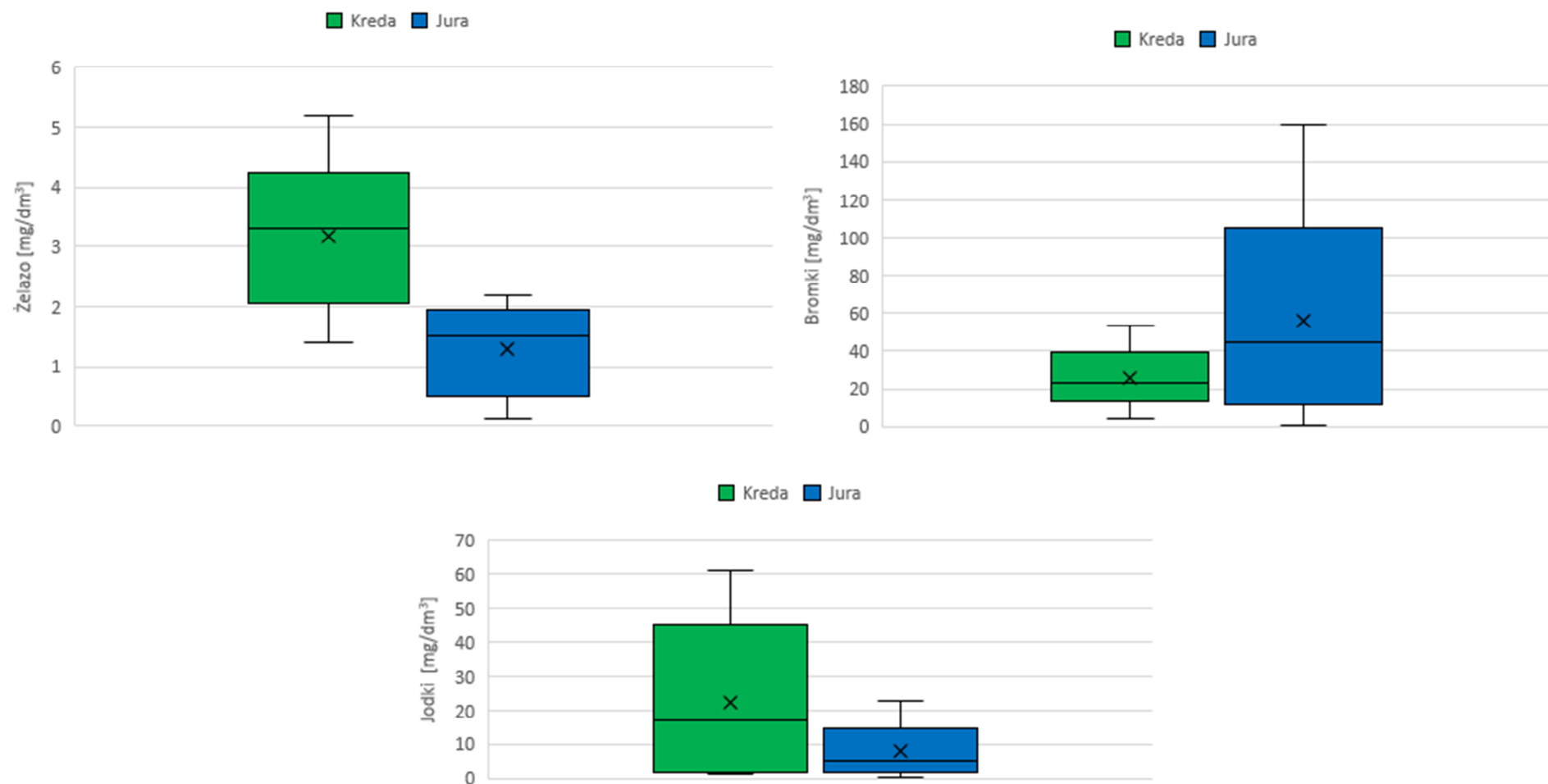
Błąd ten nie przekraczał $\pm 10\%$. Następnie dokonano analizy statystycznej danych stosując pakiet PS IMAGO, którego silnikiem analitycznym jest IBM SPSS Statistics. Wyznaczono podstawowe statystyki opisowe (Tab. 3) i przedstawiono dane na wykresach skrzynkowych (Rys. 8).

Tab. 3. Główne parametry hydrogeochemiczne zbiornika dolnokredowego (K1).

Parametr	minimum	maksimum	mediana	średnia	odchylenie standard.
typ wody	HCO ₃ -Ca-Na, HCO ₃ -Cl-Ca-Na, Cl – Na				
odczyn pH	6,2	8,3	7,2	7,3	0,6
mineralizacja ogólna, [mg/dm ³]	4 010	125 720	48 250	53 448	47 011
Chlorki [mg/dm ³]	1 760	75 122	12 506	25 436	28 027
Siarczany [mg/dm ³]	79	1 834	545	760	705
Sód [mg/dm ³]	1 200	33 200	2 900	9 880	13 572
Wapń [mg/dm ³]	107	2 420	931	1 086	909
Magnez [mg/dm ³]	6	591	303	281	216
Żelazo [mg/dm ³]	1,4	5,2	3,3	3,3	2,7
Bromki [mg/dm ³]	4,1	53,3	23,3	26,0	22,3
Jodki [mg/dm ³]	1,0	61,0	2,7	16,9	29,4







Rys. 8. Zmienność wartości głównych parametrów hydrogeochemicznych wód termalnych w poziomach dolnokredowym i dolnojurajskim

3.3.2. Dolnojurajski zbiornik hydrogeotermalny

Na obszarze Niżu Polskiego głównym poziomem wód termalnych są utwory jury dolnej. Jest to kompleks utworów piaskowcowo-mułowcowych występujących prawie w całym zasięgu Niżu. Skalami wodonośnymi są drobno- i różnoziarniste piaskowce przewarstwione słabo przepuszczalnymi lub nieprzepuszczalnymi łowcami i mułowcami [225]. Są to utwory znacznie zróżnicowane w profilu pionowym i cechują się zmienną ciągłością rozprzestrzenienia poziomego. Udział piaskowców w kompleksie wynosi 40-80% ogólnej miąższości [69]. Jako zbiornikowe kompleksy piaskowcowe można wyodrębnić przystropowe serie piaskowców w rejonie paleodepresji poznańskiej, w synklinorium szczecińskim i na pograniczu synklinorium szczecińskiego z antyklinorium pomorskim, czyli warstwy miechowskie (środkowe ogniwo tych warstw) [69]. Do perspektywicznych należy zaliczyć również piaskowce warstw włodawskich oraz dolnych ksawerowskich, w środkowej i południowej części synklinorium warszawskiego [225].

Głębokość do stropu utworów dolnej jury zmienia się w szerokim przedziale. Największe głębokości występują w centralnych strefach nieek: mogileńsko-łódzkiej - od 1500 do 3900 m, szczecińskiej - od 1500 do 2800 m, warszawskiej - od 1500 do 2900 m, oraz w południowo-wschodniej części niecki pomorskiej - od 1500 do 1900 m [226].

Sumaryczna miąższość skał wodonośnych zmienia się w bardzo szerokim zakresie 10–650 m [226]. Największe miąższości piaskowców występują na obszarze wału pomorsko-kujawskiego (150–650 m) oraz w centralnej części niecki szczecińskiej (300–500 m), we wschodniej i zachodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (150–250 m), w zachodniej części niecki pomorsko-warszawskiej (200–500 m) i północnej oraz północno-wschodniej części monokliny przedsudeckiej (200–300 m). W środkowej części wału pomorskiego sumaryczna miąższość skał wodonośnych sięga 150–200 m. Najmniejsze miąższości warstw wodonośnych występują na obrzeżeniach zbiornika dolnojurajskiego oraz w centralnej części niecki mogileńsko-łódzkiej, gdzie wynoszą 10–100 m [226].

Zmienność temperatury wody termalnej w stropie dolnojurajskiego zbiornika jest znaczna. Temperatury wód termalnych są ściśle związane z głębokością ich występowania. Optymalne warunki termalne występują na głębokości ponad 2000 m. Maksymalne temperatury, ponad 120°C, mogą osiągać wody w osiowej strefie niecki łódzkiej, na północ i północny wschód od Konina. Wody o temperaturze 40–80°C występują niemal na całym obszarze niecki szczecińskiej, mogileńsko-łódzkiej i warszawskiej. W północnej części monokliny przedsudeckiej, centralnej części niecki pomorskiej i niecki miechowskiej oraz lokalnie na obszarze wału kujawskiego temperatura wody w stropie utworów jury dolnej może sięgać 40–50°C [225] [226].

Wodonośne drobno- i średnioziarniste piaskowce omawianego zbiornika cechują się porowatością otwartą w zakresie 15–33 % i współczynnikami odsączalności 0,08–0,22. Wartości współczynników filtracji tych skał mieszczą się w granicach od $n \cdot 10^{-5}$ do $n \cdot 10^{-7}$ m/s [226]. Przewodność hydrauliczna warstw wodonośnych w zbiorniku dolnojurajskim przekracza $2 \cdot 10^{-3}$ m²/s. Najwyższymi przewodnościami cechują się skały wodonośne wału kujawskiego (do $16,5 \cdot 10^{-3}$ m²/s) oraz w zachodniej i centralnej części niecki warszawskiej, pomorskiej i szczecińskiej (do $13 \cdot 10^{-3}$ m²/s). Przewodność warstw wodonośnych maleje ku peryferiom tego zbiornika.

Największych wydajności z dolnojurajskich skał wodonośnych (do 550 m³/h) należy się spodziewać we wschodniej części niecki łódzkiej. Wydajności 200–400 m³/h występują prawie na całym obszarze niecki szczecińskiej i mogileńskiej, w zachodniej części niecki łódzkiej, na wale kujawskim i w centralnych obszarach niecek: pomorsko-warszawskiej i miechowskiej. Na obszarze wału pomorskiego można oczekiwać wydajności rzędu 100–200 m³/h, a w centralnej części niecki mogileńsko-łódzkiej wydajność pojedynczego otworu geotermalnego może osiągać wartość 25–150 m³/h. Na pozostałych obszarach zbiornika wydajności z pojedynczego otworu przypuszczalnie nie przekroczą 100 m³/h [226].

Na podstawie danych z Banku Wód Podziemnych Zaliczonych do Kopalin wyniki rozpoznania warunków hydrotermalnych Niżu Polskiego z głębokich otworów badawczych zestawiono w Tab. 4 (liczebność populacji analizowanych próbek wyniosła 96).

Tab. 4. Parametry hydrogeotermalne zbiornika dolnojurajskiego (J1).

Parametr	minimum	maksimum	mediana	średnia arytm.
Temperatura średnia poziomu [°C]	19	96	51	51
Głębokość do stropu poziomu [m p.p.t.]	40	3804	b.d.	b.d.
Mięższość całkowita poziomu [m]	73	1345	376	447
Mięższość efektywna skał wodonośnych (głównie piaskowców) [m]	73	1247	333	408
Potencjalna wydajność eksploatacyjna pojedynczego odwiertu [m³/h]	21	300	106	144
Przepuszczalność skał wodonośnych (głównie piaskowców) [mD]	100	4347	203	698
Współczynnik filtracji skał wodonośnych (głównie piaskowców) [m/s]	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$9,7 \cdot 10^{-6}$
Porowatość efektywna skał wodonośnych (głównie piaskowców) [%]	7	37	16	17
Mineralizacja ogólna wody [g/dm³]	3	169	51	58

Na podstawie danych uzyskanych w ramach własnej akwizycji zestawiono w Tab. 5. wartości podstawowych parametrów hydrogeotermalnych określone bezpośrednio w studniach ujmujących wody termalne zbiornika dolnojurajskiego (J1) Niżu Polskiego.

Tab. 5. Parametry hydrogeotermalne określone w ujęciach wód termalnych zbiornika dolnojurajskiego (J1).

Ujęcie wód termalnych	Ujęty przedział głęb. [m p.p.t.]	Temp. na wypływie [°C]	Zasoby eksp. [m³/h]	Por. efekt. [%]	Przep. średnia [mD]	Miner. [g/dm³]
Pyrzyce GT-1 BIS	1212 1315	65	170	30	104,5	121
Stargard GT-2	2424 2662	84	230	19,7 – 27	b.d.	140
Toruń TG-1	b.d.	64	350	b.d.	b.d.	b.d.
Konin GT-1	2530 2630	95	150	b.d.	b.d.	b.d.
Kleszczów GT-1	1489 1620	52	150	20 – 30	b.d.	4,8
Skierniewice GT-2	2881 2890	57	120	7 – 18	b.d.	110
Tarnowo Podgórne GT-1	b.d.	44	220	b.d.	b.d.	b.d.
Gostynin GT-1	b.d.	82	120	b.d.	b.d.	120
Piaseczno GT-1	b.d.	45	120	b.d.	b.d.	90
Sieradz GT-1	1390 1499	40	249	20	413	2,6

3.3.2.1. Model przepływu wód podziemnych zbiornika jury dolnej

Model przepływu wód podziemnych w hydrogeotermalnym poziomie dolnojurajskim Niżu Polskiego przedstawia mapa pola hydrodynamicznego wraz z kierunkami przepływu wód termalnych

Rys. 9). W dolnojurajskim zbiorniku hydrogeotermalnym w warunkach naturalnych zasadniczo panują subartezyjskie warunki ciśnienia wody, a warunki artezyjskie mogą występować tylko lokalnie w dolinach większych rzek [232].

Swobodne zwierciadło wody występuje tylko w pasie podkenozoicznych lub bezpośrednich wychodni utworów jury dolnej na powierzchnię terenu, tj. w brzeżnych strefach struktur synklinalnych. W strefach tych dochodzi do pośredniego zasilania zbiornika wód termalnych z opadów atmosferycznych poprzez osady czwartorzędu lub zasilania bezpośredniego. Jedną z takich stref jest część obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich – zlokalizowana

głównie w rejonie na północ od Kielc. Drugorzędną formą zasilania tego zbiornika są przepływy wody strefami uskokowymi [227]. Wody termalne w tym zbiorniku przepływają z rejonu jego południowej granicy na północ i północny-zachód czyli w kierunku Bałtyku, którego poziom wody jest bazą drenażu wód podziemnych strefy głębokiego krążenia w obszarze Polski.

Ten zasadniczy kierunek przepływu wód zaburzony jest regionalnymi bazami drenażu, do których odpływają wody tego zbiornika, czyli głównie doliną środkowej i dolnej Odry oraz lokalnie doliną dolnego Bugu. Lokalne systemy krążenia wód występują również wzdłuż głęboko wciętych pradolin czwartorzędowych – Warszawsko-Berlińskiej i Toruńsko-Eberswaldzkiej.

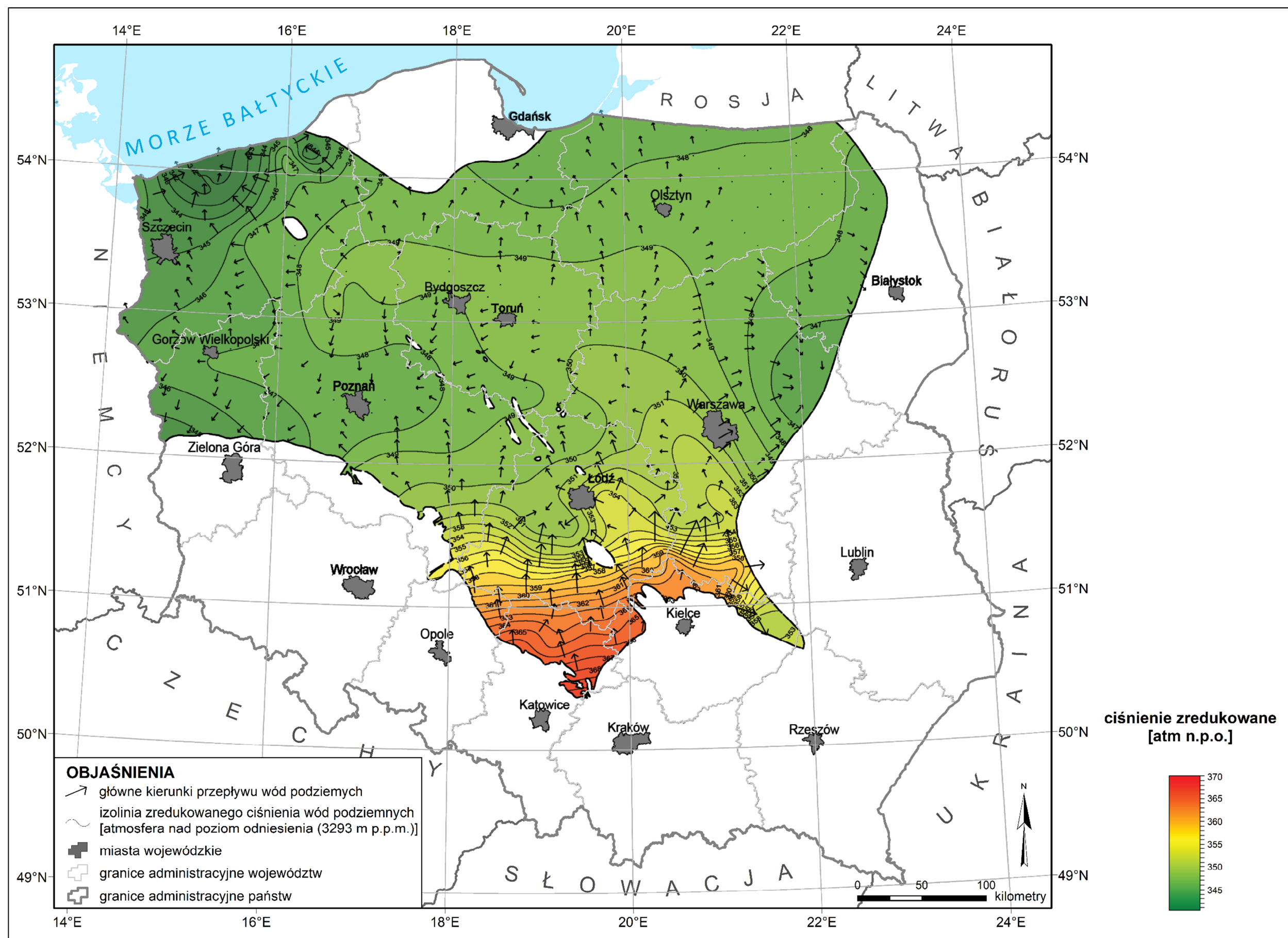
Widoczne na

Rys. 9 zagęszczenie hydroizopiez w południowej i południowo-wschodniej części zbiornika czyli w rejonach jego zasilania, świadczy o stosunkowo słabej przewodności hydraulicznej skał wodonośnych liasu w skali regionalnej, powodującej naturalne utrudnienie w regionalnym odpływie wód w kierunku baz drenażu. Powoduje to, że pomimo znacznych zasobów statycznych wód termalnych tego zbiornika, do oceny wielkości zasobów eksploatacyjnych poszczególnych ujęć wód należy podchodzić ostrożnie [223].

W warunkach dotychczasowej relatywnie małej i punktowej eksploatacji wód liasu na Niżu Polskim nie zauważono istotnego spadku ciśnienia wód ani lei depresji o zasięgu ponadlokalnym. Gdyby taka niekorzystna sytuacja wystąpiła w warunkach zwiększenia eksploatacji wód termalnych liczbą ujęć o wydajności ponad 200 m³/h (szczególnie jeżeli ujęcia będą lokalnie zgrupowane), w celu długotrwałego utrzymania pożądanych wydajności ujęć konieczne będzie załączanie wykorzystanej wody do tych samych warstw piaskowców, z których są pobierane.

Jeżeli w danym zakładzie geotermalnym następuje eksploatacja wody o wydajności ponad 100 m³/h należy zawsze przewidzieć wykonanie co najmniej dwóch otworów chłonnych, głównie z powodu powszechnie obserwowanego zjawiska kolmatacji przyotworowej strefy skał, do których włączana jest wykorzystana woda. Typowym przykładem może być zakład w Pyrzycach, gdzie sumaryczne zasoby eksploatacyjne ujęć (Pyrzyce GT-1 i Pyrzyce GT-3) wynoszą 340 m³/h (2x170 m³/h), ale natężenia załączanej wody do otworu Pyrzyce GT-2, po przeprowadzeniu zabiegów stymulujących (miękkiego kasowania) nie przekracza 150 m³/h [233]. W celu zwiększenia sumarycznej chłonności systemu odwiercono tutaj otwór Pyrzyce GT-1 BIS (chłonność – 250 m³/h).

W celu wyznaczania wstępnych lokalizacji otworów chłonnych w projektowanych dubletach geotermalnych w żadnym wypadku nie należy jednak wykorzystywać mapy pola hydrodynamicznego dolnojurańskiego (J1) zbiornika hydrogeotermalnego przedstawionej na Rys. 9 z przyczyn analogicznych jak opisane w części dot. zbiornika dolnokredowego (K1).



Rys. 9. Mapa pola hydrodynamicznego dolnojurajskiego (J1) zbiornika hydrogeotermalnego (Szkłarczyk i Adamczyk, [234] - zmienione)

3.3.2.2. Parametry hydrogeochemiczne zbiornika dolnojurańskiego

W danych z Banku Wód Podziemnych Zaliczonych do Kopalin (spd.pgi.gov.pl) z wynikami badań fizykochemicznych próbek wody pobranych z poziomu dolnej jury znajdowało się 20 wyników analiz z lat 1960-1993. Dla 18 wyników z wystarczającym zakresem oznaczeń, dokonano weryfikacji poprawności wykonania analiz fizykochemicznych w oparciu o błąd liczony według bilansu jonowego [231]. Błąd ten nie przekraczał $\pm 10\%$. Następnie dokonano analizy statystycznej danych stosując pakiet PS IMAGO, którego silnikiem analitycznym jest IBM SPSS Statistics. Wyznaczono podstawowe statystyki opisowe (Tab. 6) i przedstawiono dane na wykresach skrzynkowych (Rys. 8).

Tab. 6. Główne parametry hydrogeochemiczne zbiornika dolnojurańskiego (J1).

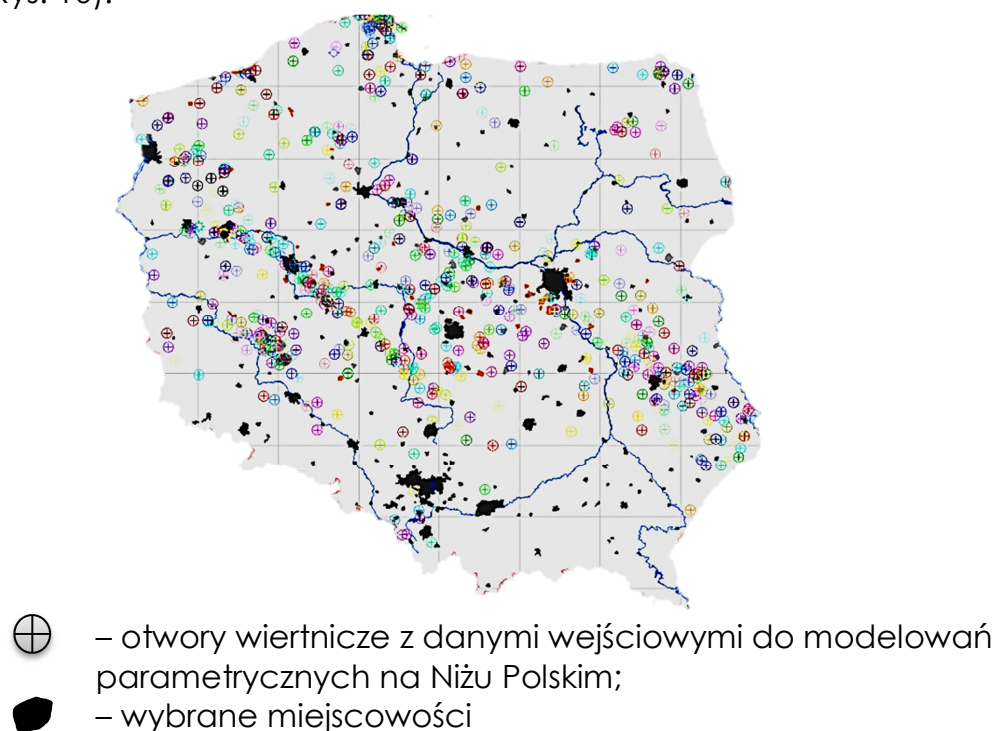
Parametr	minimum	maksimum	mediana	średnia arytmetyczna	odchylenie standardowe
typ hydrogeochemiczny wody	Cl – Na, podrzędnie Cl-HCO ₃ -Na-Ca				
odczyn pH	6,4	11,0	7,1	7,7	1,5
mineralizacja ogólna [mg/dm ³]	600	120 000	19 021	40 004	44 447
Chlorki [mg/dm ³]	91	75 878	11 050	24 369	27 082
Siarczany [mg/dm ³]	1	1 198	208	380	358
Sód [mg/dm ³]	390	39 000	7 315	11 773	12 257
Wapń [mg/dm ³]	19	3 206	468	1 024	1 090
Magnez [mg/dm ³]	1	928	77	302	361
Żelazo [mg/dm ³]	0,1	2,2	1,7	1,5	0,9
Bromki [mg/dm ³]	1	160	23	45	50
Jodki [mg/dm ³]	0,1	23,0	3,7	5,2	6,7

3.4. Analiza potencjału geotermalnego zbiorników mezozoicznych Niżu Polskiego

3.4.1. Model strukturalno-parametryczny Niżu Polskiego

W celu określenia potencjalnych miejsc dla lokalizacji nowych instalacji ciepłowniczych wykonano przestrzenny trójwymiarowy model strukturalno-parametryczny Niżu Polskiego, a następnie dokonano oceny podstawowych parametrów hydrogeologicznych oraz geotermicznych w obrębie zbiorników dolnej kredy oraz dolnej jury. Modelowania wykonano na podstawie umowy kooperacyjnej pomiędzy Państwowym Instytutem Geologicznym – Państwowym Instytutem Badawczym a Akademią Górniczo-Hutniczą w programie Petrel, udostępnionym WGGiOŚ AGH, dzięki umowie o wspieraniu prac naukowo-badawczych i dydaktycznych, zawartej między Wydziałem Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska a firmą Schlumberger Information Solutions.

Prace obejmowały budowę modelu strukturalnego, konstrukcję modeli: miąższościowych, parametrów petrofizycznych – porowatości, przepuszczalności oraz konstrukcji map rozkładu współczynników filtracji i przewidywanych wydajności ujęć, a także budowę modelu geotermicznego w rejonie Niżu Polskiego. W celu realizacji niniejszego zadania wykonano projekt bazodanowy w programie Petrel, obejmujący niezbędne dane wejściowe, w tym dane otworowe (Rys. 10).

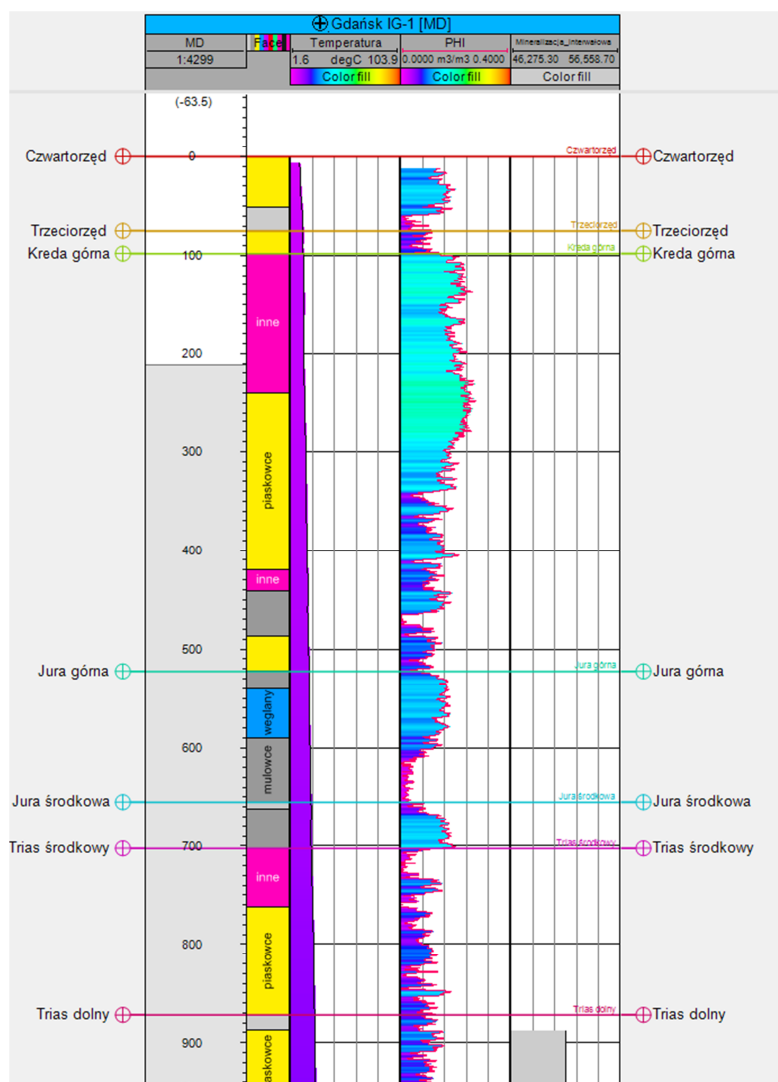


Rys. 10. Dystrybucja otworów wiertniczych z danymi wejściowymi do modelowań parametrycznych na Niżu Polskim

W czasie prac dokonano przetworzenia danych z Banku Wód Podziemnych Zaliczonych do Kopalni i zaimportowano je do projektu

bazodanowego. Prace te polegały m.in. na ujednoliceniu stratygrafii, a także integracji i przetworzeniu informacji o typie lito-facjalnym na wartości dyskretne (Rys. 11).

Jako dane wejściowe do wykonywania modeli parametrycznych posłużyły m.in. pomiary i interpretacje krzywych geofizyki wiertniczej pochodzące z Centralnej Bazy Danych Geologicznych i archiwum KSE AGH. Posiłkowano się również wynikami badań, w tym: mapami strukturalnymi oraz mapami rozkładu parametrów petrofizycznych i hydrogeotermalnych opublikowanych w Atlasach Geotermalnym Niziu Polskiego [69] [90].



Rys. 11. Przykład integracji danych w obrębie otworu Gdańsk IG-1. Zestawienie wydzieli stratygrafii, litotypów, krzywej temperatury, porowatości, a także pomiarów mineralizacji

Liczbowe zestawienie tych danych przedstawiono w tabeli poniżej (Tab. 7).

Tab. 7. Zestawienie ilości danych wejściowych i parametrów poddanych modelowaniu przestrzennemu.

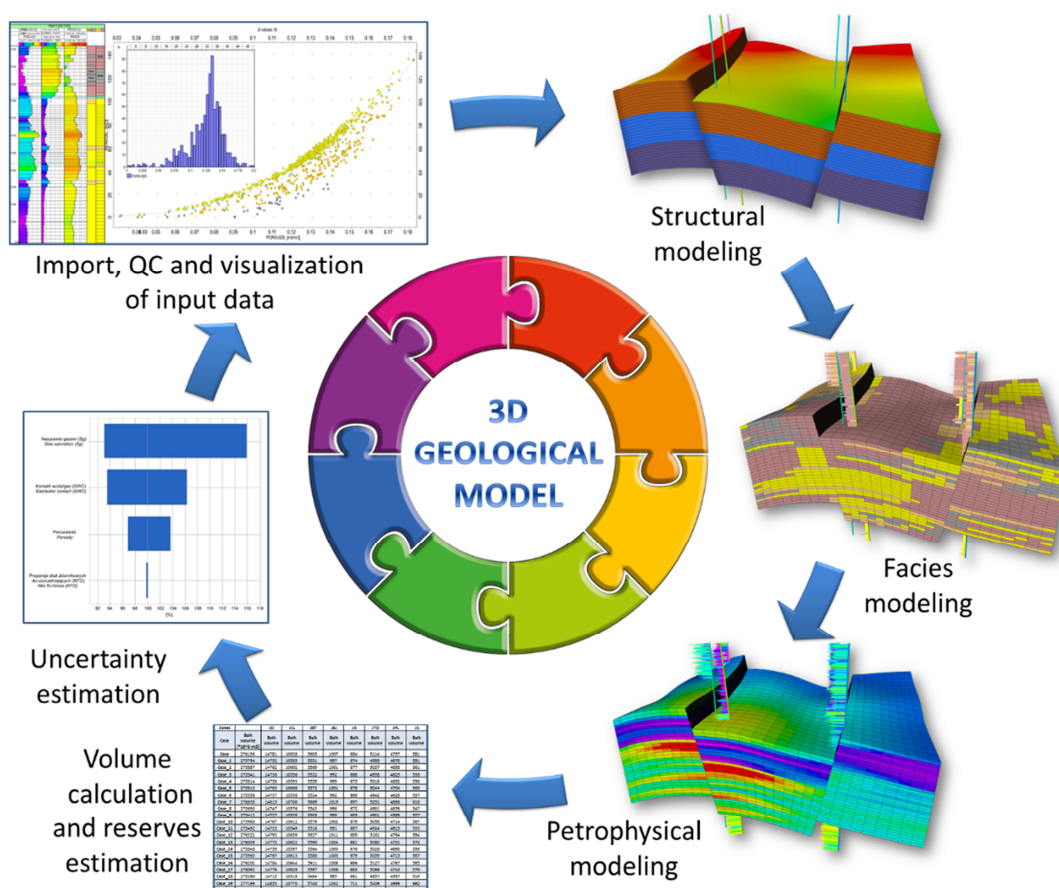
Nazwa parametru	Ilość danych
Porowatość efektywna	Profilowania w 288 otworach wiertniczych
Porowatość w interwałach	Profilowania w 162 otworach wiertniczych
Przepuszczalność	Profilowania w 123 otworach wiertniczych
Temperatura	Profilowania w 231 otworach wiertniczych
Rozkład facji	Informacje w 217 otworach wiertniczych

3.4.1.1. Metodyka konstrukcji map parametrów geologicznych i geotermicznych

Metody cyfrowe są używane we wglębnym kartowaniu ilościowym, (w geologii i kartografii naftowej) od początku lat 70. ubiegłego wieku. Za początki modelowań można uznać symulacje jednowymiarowe 1D. Kolejnym krokiem było wprowadzenie modelowań 2D (mapy), a obecnie główny nacisk kładzie się na trójwymiarowe 3D oraz dynamiczne modelowania 4D [235] [236] [237]. Te ostatnie pozwalają na interaktywną integrację danych geologicznych i geofizycznych, usprawniając analizę danych w skali zarówno regionalnej, jak i lokalnej (upscaling i downscaling).

Jakość modelowania statycznego zależy od szerokiego zakresu procedur i metod przetwarzania, począwszy od interpretacji strukturalno-tektonicznej, poprzez kartowanie strukturalne i miąższościowe, analizy sedimentologiczne, po analizy atrybutów sejsmicznych, modelowanie prędkości, konwersję czasowo-głębokościową [238] [239] [240] [241] [242] [243].

Główne fazy modelowania i kartowania komputerowego z wykorzystaniem oprogramowania komputerowego, takiego jak *Petrel* firmy *Schlumberger* ukazuje Rys. 12. Pierwszym etapem pracy jest stworzenie możliwie pełnej bazy danych wejściowych geologicznych, geofizycznych, kartograficznych, wiertniczych i produkcyjnych używanych do prac interpretacyjnych i modelowania oraz ich weryfikacja. Kolejnym krokiem jest opracowanie zestawów map wejściowych i modelu strukturalnego. Trzecim, opcjonalnym etapem jest opracowanie deterministycznego lub stochastycznego modelu zmienności litologiczno- facjalnej. W wielu wypadkach trzeci etap prac jest pomijany i zastępowany przez modelowania parametrów petrofizycznych (np. skład litologiczny, porowatość, przepuszczalność, które w ostatnich latach często ewoluuje w kierunku budowy modelu parametrów geomechanicznych).



Rys. 12. Główne fazy modelowania komputerowego [244]

Zwieńczeniem cyklu prac w typowym schemacie jest oszacowanie niepewności (ang. *uncertainty modeling*) poszczególnych składników geologicznych budujących model (więcej na temat ryzyka znajduje się w rozdziale 6.2.2., na str. 202).

Modelowanie, niepewności (ryzyka) jest ważne z punktu widzenia ekonomiki poszukiwań i dotyczy ono zarówno fazy prospekcji (np. błędy rozpoznania głębokościowego ze względu na ograniczoną dokładność interpretacji sejsmiki, czy też dokładność kartowania w strefach słabo kontrolowanych danymi), jak i fazy rozpoznania złoża oraz produkcji [245] [246] [247] [248].

3.4.2. Metodyka oceny zasobów energii geotermalnej

Do zasobów geotermalnych zaliczane jest ciepło pochodzące z mediów (wód podziemnych) o temperaturze wynoszącej, co najmniej 20°C.

Na szczególną uwagę zasługuje w Polsce wykorzystanie zasobów hydrogeotermalnych jako najpowszechniej występujących. Zasoby ciepła skał mają w naszym kraju znaczenie marginalne z powodu ograniczonego występowania obszarów o warunkach umożliwiających ich wykorzystanie oraz problemów technicznych związanych z ich eksploatacją.

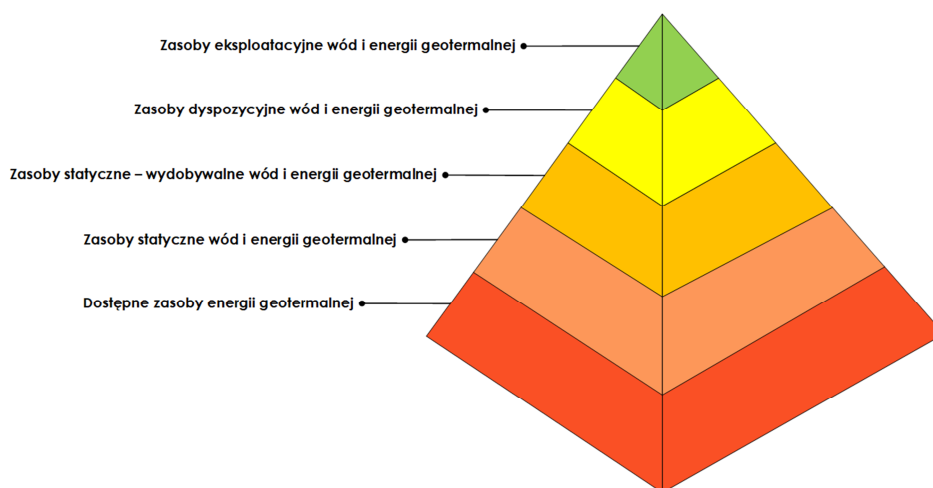
3.4.2.1. Klasyfikacja zasobów geotermalnych

W literaturze międzynarodowej nie ma standardowej, jednorodnej terminologii definiującej w sposób jednoznaczny podział zasobów geotermalnych. Najbardziej powszechnym kryterium podziału zasobów geotermalnych jest temperatura (entalpia) mediów będących nośnikiem ciepła.

W polskich warunkach występowanie energii geotermalnej związane jest z wodami o temperaturach nie przekraczających zwykle 90°C, a w sporadycznych przypadkach nieznacznie przekraczających 100°C, które można zaklasyfikować jako zasoby o niskiej entalpii.

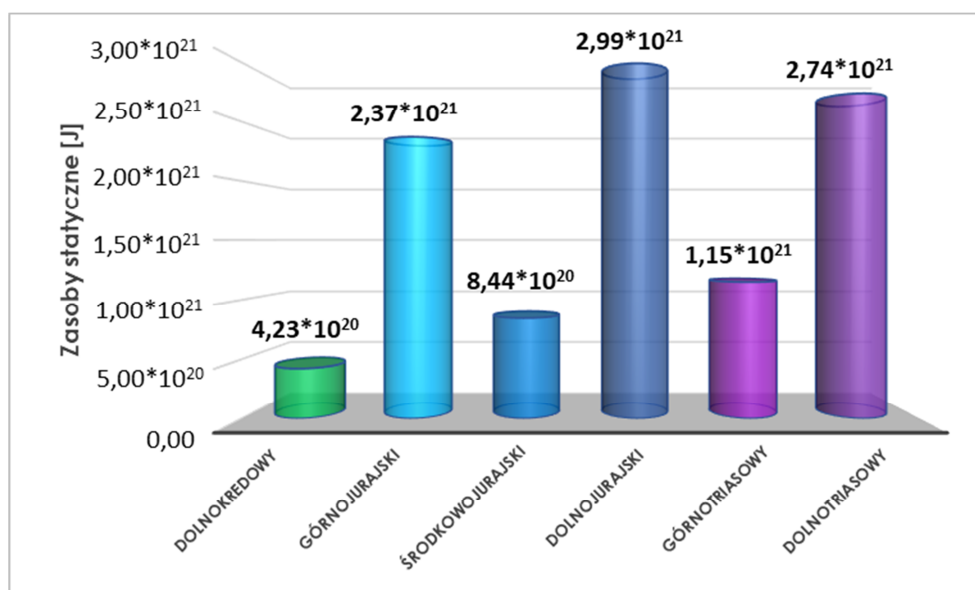
W polskim ustawodawstwie, w tym w obowiązującym Prawie geologicznym i górniczym, nie ma uregulowań dotyczących klasyfikacji, ani też wytycznych dotyczących sposobów szacowania i raportowania zasobów energii geotermalnej. Pojęcia zasobów: statycznych, dyspozycyjnych, eksploatacyjnych są uregulowane, ale dotyczą wyłącznie zasobów wód, a nie energii geotermalnej zawartej w tych wodach. W zakresie metodyki oceny zasobów geotermalnych funkcjonują poradniki metodyczne. Poza tymi poradnikami informacje z zakresu metodyki oceny zasobów możemy znaleźć w poszczególnych monografiach oraz licznych publikacjach, w tym z zakresu hydrogeologii ogólnej. Materiały te jednak nie ujmują w sposób syntetyczny całości zagadnień związanych z problematyką oceny zasobów wód i energii geotermalnej w skali regionalnej. Klasyfikacja zasobów geotermalnych stosowana w Polsce, w opracowaniach regionalnych, opiera się na diagramie McKelvey'a [249] i uwzględnia dwa zasadnicze czynniki, a mianowicie: stopień rozpoznania geologicznego oraz uwarunkowania środowiskowe, techniczne i ekonomiczne udostępnienia oraz eksploatacji wód geotermalnych, a do **oceny zasobów wykorzystuje się metodę „objętościową”**, która wywodzi się z klasyfikacji zasobów, stosowanej w przemyśle naftowym i surowców mineralnych.

Stosownie do w/w klasyfikacji (zgodnie z diagramem McKelvey'a) wykorzystywanej w opracowaniach regionalnych na przestrzeni ostatnich lat [250] [251] [252] [69] [90] [253] [254] można wydzielić zasoby: dostępne, statyczne, statyczne-wydobywalne, dyspozycyjne oraz eksploatacyjne wód i energii geotermalnej (Rys. 13).



Rys. 13. Klasyfikacja zasobów wód i energii geotermalnej stosowana w Polsce [69] [90] [253] [254]

Wyniki oszacowań zasobów w poszczególnych klasach zasobów głównych zbiorników geotermalnych w skali regionalnej na Niżu Polskim zostały opublikowane w 2006 roku w formie monografii [69] [90]. Rozkład zasobów statycznych w obrębie poszczególnych klas temperaturowych dla zbiorników wód termalnych na Niżu Polskim przedstawiono na Rys. 14.



Rys. 14. Rozkład zasobów statycznych zbiorników wód termalnych na Niżu Polskim [69]– zmodyfikowany

Na potrzeby niniejszego opracowania, w celu porównania efektów wykorzystania technik 3D modelowania numerycznego z wykorzystaniem oprogramowania *Petrel*, oszacowano wielkości zasobów geologicznych – statycznych energii geotermalnej zbiorników kredy dolnej oraz jury dolnej – jako zbiorników najbardziej perspektywicznych w skali regionalnej i przedstawiono na mapach, odpowiednio dla K1 – Rys. 15. oraz dla J1 – Rys. 16.

Zgodnie z definicją **zasoby statyczne wód i energii geotermalnej** – to ilość energii cieplnej zmagazynowanej w skałach oraz w wolnej (grawitacyjnej) wodzie geotermalnej, występującej w: porach, szczelinach lub kawernach, danego poziomu hydrogeotermalnego, wyrażana jest w dżulach (J). Zasoby statyczne wód geotermalnych mogą być wyrażone w metrach sześciennych (m³) lub kilometrach sześciennych (km³), bądź po przeliczeniu, w jednostkach energii cieplnej, w dżulach (J). Statystyczne zasoby geotermalne obliczane są, gdy na badanym obszarze możliwe jest wyodrębnienie ciągłych poziomów lub warstw wodonośnych. Określa się wówczas takie własności skał wodonośnych, jak: litologia, miąższość, porowatość i przepuszczalność, na podstawie których możliwe jest stwierdzenie występowania produktywnych warstw i poziomów wodonośnych. Mapy rozkładu zasobów statycznych (E_{zs}) zbiorników wykreślono z wykorzystaniem poniższego wzoru:

$$E_{zs} = A \cdot m_p \cdot [(1 - p_e) \cdot \rho_s \cdot c_s + p_e \cdot \rho_w \cdot c_w] \cdot (T_s - T_o) \quad (\text{wzór 2.})$$

gdzie:

E_{zs} - zasoby statyczne [J];

m_p - sumaryczna miąższość warstw wodonośnych w zbiorniku [m];

p_e - porowatość efektywna [-] – mapa rozkładu porowatości;

T_s - średnia temperatura w obrębie zbiornika hydrogeotermalnego [°C];

T_o - średnia roczna temperatura na powierzchni ziemi [°C];

ρ_s - średnia gęstość matrycy skalnej – przyjęto 2 740 [kg/m³];

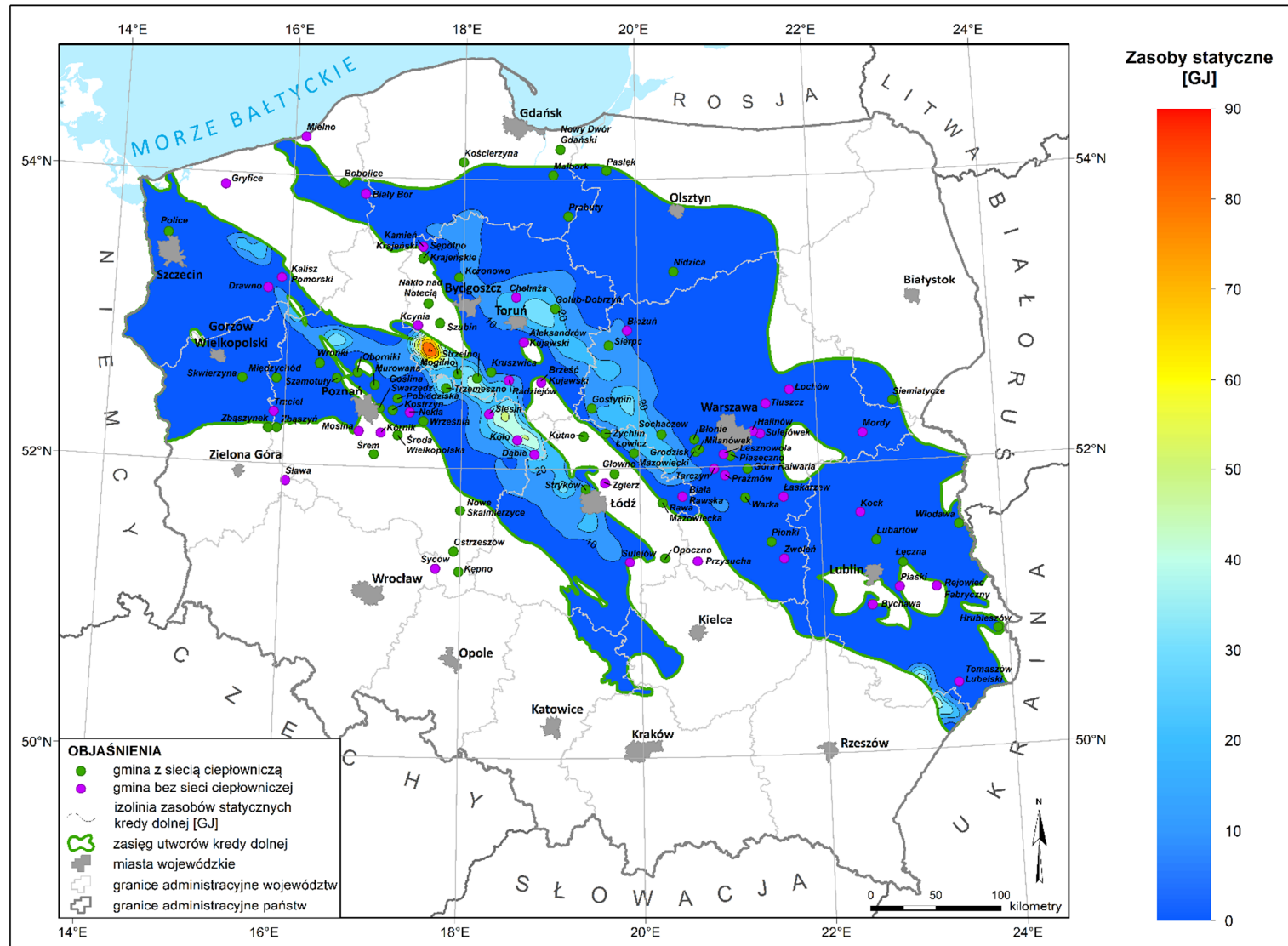
ρ_w - gęstość wody [kg/m³], przyjęto zgodnie z obliczeniami w rozdz.3.8;

c_s - średnie ciepło właściwe matrycy skalnej i wody - przyjęto 840 [J/kg°C];

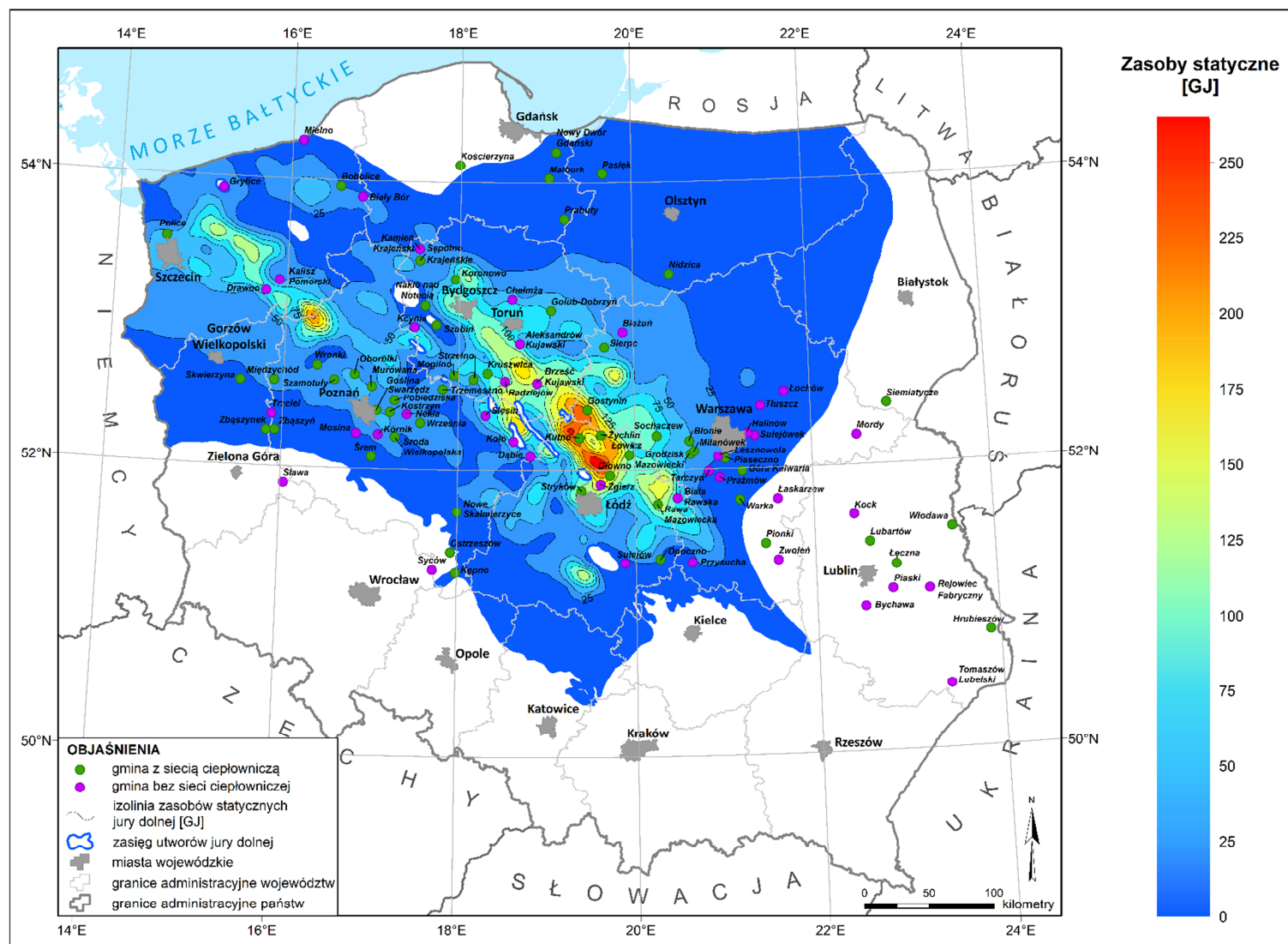
c_w - ciepło właściwe wody [J/kg°C];

A - powierzchnia zbiornika hydrogeotermalnego [m²].

Z powyższego wzoru wynika, że dotyczy on całkowitej ilości ciepła zgromadzonego w wolnej wodzie i matrycy skalnej w odniesieniu do danej powierzchni obliczeniowej. W związku z tym, że poszczególne klasy zasobów, od dostępnych, poprzez statyczne, statyczne-wydobywalne (wg. klasyfikacji: [69] [90] [253] [254]) mają tylko znaczenie poznawcze, w celu oceny potencjału geotermalnego perspektywicznych zbiorników kredy dolnej oraz jury dolnej w wytypowanych lokalizacjach oszacowano wartości przewidywanych wydajności ujęć wód termalnych dla konkretnych gmin, co może być substytutem przewidywanych zasobów eksploatacyjnych dla tych lokalizacji. Analizę potencjału geotermalnego, w powyższym rozumieniu przedstawiono w rozdz. 3.7., na stronie 117.



Rys. 15. Rozkład zasobów statycznych energii geotermalnej zbiornika kredy dolnej na Niżu Polskim



Rys. 16. Rozkład zasobów statycznych energii geotermalnej zbiornika jury dolnej na Niżu Polskim

3.5. Charakterystyka obszarów słabo rozpoznanych a potencjalnie perspektywicznych dla projektów geotermalnych

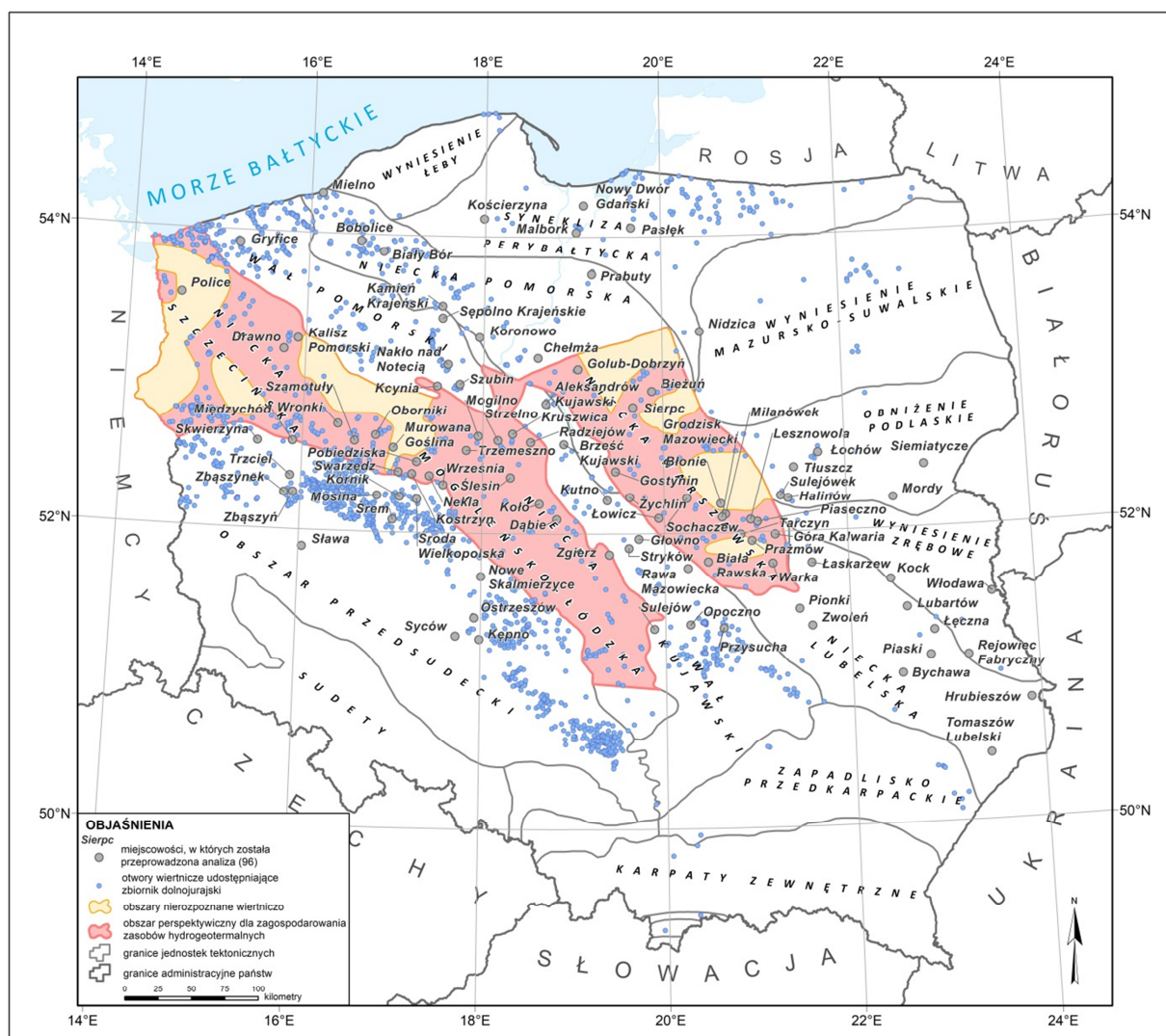
Kompleksowe rozpoznanie geotermalne rejonu Niżu Polskiego jest przede wszystkim wynikiem realizacji dwóch tomów Atlasów geotermalnych:

- *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim - formacje mezozoiku* ([69]);
- *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim - formacje paleozoiku* ([90]).

Powyższe Atlasy stanowią wszechstronne źródło informacji o występowaniu oraz możliwościach eksploatacji wód termalnych i jednoznacznie wskazują, że największe perspektywy geotermalne w tym rejonie należy wiązać ze zbiornikiem dolnokredowym i dolnojurańskim. Potwierdzają to także późniejsze prace, w tym m.in. *Atlas wykorzystania wód termalnych do skojarzonej produkcji energii elektrycznej i ciepłej przy zastosowaniu układów binarnych w Polsce*, mający na celu określenie potencjału geotermalnego zbiorników mezozoicznych Niżu Polskiego do produkcji energii elektrycznej.

Z przeprowadzonych prac jednoznacznie wynika, że największy potencjał dla produkcji energii elektrycznej związany jest z piaskowcowymi utworami jury dolnej, charakteryzującymi się korzystnymi parametrami zbiornikowymi znajdującymi odzwierciedlenie w wysokiej wydajności otworów wiertniczych, jak również odpowiednią temperaturą w obrębie zbiornika hydrogeotermalnego. Najlepsze parametry rejestrowane są w rejonie niecki mogileńsko-tódzkiej (zwłaszcza w rejonie Konina) oraz niecki szczecińskiej (rejon Chociwła i Stargardu).

W celu wskazania obszarów słabo rozpoznanych, a potencjalnie perspektywicznych dla lokalizowania projektów geotermalnych przygotowano mapę (Rys. 17) przedstawiającą lokalizację otworów wiertniczych udostępniających dolnokredowy i/lub dolnojurański zbiornik geotermalny na tle obszarów perspektywicznych dla zagospodarowania zasobów hydrogeotermalnych w rejonie Niżu Polskiego.



Rys. 17. Obszary słabo rozpoznane wiertniczo (wg CBDG, 2019) na tle obszarów perspektywicznych dla zagospodarowania zasobów hydrogeotermalnych w rejonie Niżu Polskiego

W celu przygotowania mapy wykorzystano dane zawarte w Centralnej Bazie Danych Geologicznych. Zgodnie z informacjami tam zawartymi głębiej zalegający zbiornik dolnojurajski rozpoznany został 2 242 otworami wiertniczymi. Są to najczęściej otwory złożowe (1 696) i badawcze (405). Spotykane są też otwory hydrogeologiczne (87) i kartograficzne (34), a jeden otwór jest otworem geologiczno-inżynierskim (Bełchatów 82/11). Głębokość końcowa otworów jest zróżnicowana od kilku m (niedostarczających informacji przydatnych dla celów geotermalnych) do prawie 6 000 m (Kutno-1, 5 966 m, perm górny).

Zbiornik dolnokredowy jest zbiornikiem płytszym, zatem w obszarze perspektywnym dla zagospodarowania zasobów geotermalnych otwory udostępniające poziomy dolnojurajski jednocześnie udostępniają wodonośne warstwy dolnokredowe.

Inaczej sytuacja wygląda w rejonie Lubelszczyzny, jednak ten obszar nie jest uznawany za najbardziej perspektywiczny dla geotermii. Nie we wszystkich

przypadkach otwory umożliwiają zdobycie pełnej informacji na temat parametrów hydrogeologicznych w danym regionie, jednak istnienie otworu wiertniczego przyjęto jako minimalne kryterium pozwalające w pewnym stopniu na rozpoznanie zbiornika. W efekcie takich działań powstały tzw. „białe plamy” – obszary nierozpoznane wiertniczo.

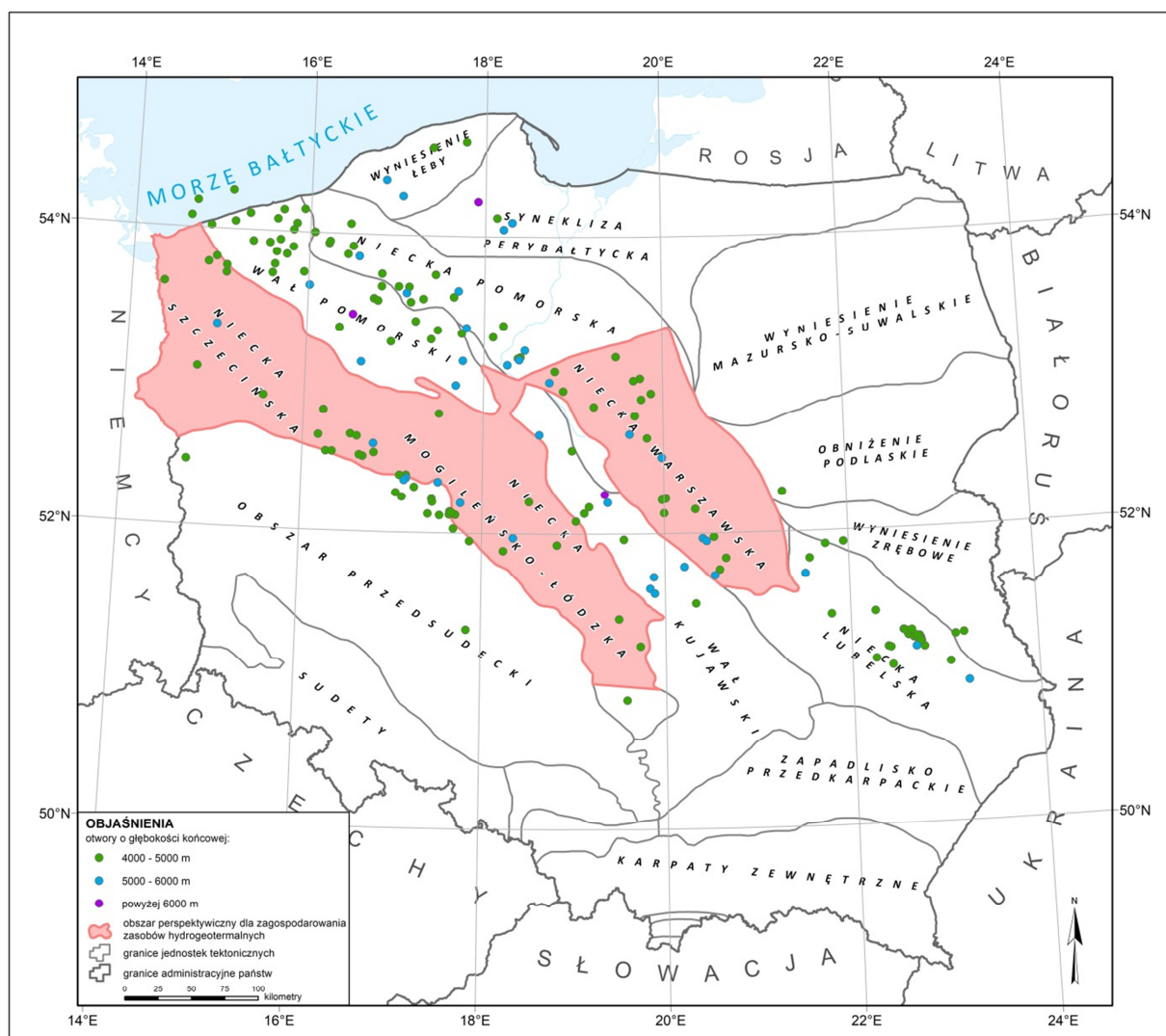
Na szczególną uwagę zasługują regiony w obrębie niecki szczecińskiej i niecki warszawskiej, zwłaszcza w rejonie Szczecina oraz wschodniej i południowej części niecki warszawskiej, gdzie rozpoznanie wiertnicze jest słabe. Z miast wytypowanych przez zespół do prac analitycznych bardzo mało otworów jest w rejonie **Polic, Tarczyna, Błoń, Lesznawali czy w rejonie Golubia-Dobrzynia.**

Istotnym zagadnieniem jest także rozpoznanie innych niż wytypowane jako perspektywiczne (K1, J1) zbiorników geotermalnych. Informacji dotyczących rozpoznania parametrów głębokich struktur geologicznych zalegających poniżej 4 000 m jest na obszarze Niżu Polskiego bardzo mało. Baza CBDG podaje istnienie 254 takich głębokich otworów wiertniczych na obszarze całej Polski, z czego w rejonie Niżu Polskiego zlokalizowane 189 takie otwory. Otworów o głębokości końcowej powyżej 5 000 m jest 42 i tylko 3 otwory o głębokości końcowej powyżej 6 000 m.

Koniecznym wydaje się lepsze rozpoznanie potencjału geotermalnego głębokich zbiorników hydrogeotermalnych (np. triasowych), ale przede wszystkim petrogeotermalnych. Zarówno rejon niecki mogileńsko-tódzkiej, szczecińskiej jest słabo rozpoznany głębokimi otworami wiertniczymi (Rys. 18).

Bardzo słaby jest stopień rozpoznania hydrogeologicznego zbiorników geotermalnych w rejonie wytypowanych gmin Niżu Polskiego, co przedstawiono szczegółowo w rozdziale 3.3. niniejszego sprawozdania. Do prac analitycznych zdołano pozyskać jedynie 20 oznaczeń fizykochemicznych próbek wody pobranych z poziomu dolnej jury, z czego 18 wyników z wystarczającym zakresem oznaczeń oraz 15 danych z wynikami badań fizykochemicznych próbek wody pobranych z poziomu dolnej kredy, w tym tylko 7 wyników z wystarczającym zakresem oznaczeń.

W trakcie realizacji prac podjęto próbę zgromadzenia informacji na temat podstawowych parametrów hydrogeotermalnych określonych ujęciami wód zbiornika dolnojurajskiego i dolnokredowego. Po licznych kontaktach, także z przedstawicielami obecnie pracujących ciepłowni geotermalnych oraz analizie szeregu materiałów dokumentacyjnych, w tym dostępnych publikacji i opracowań, stwierdzono szereg trudności związanych z ujednoliceniem dostępnych informacji hydrogeologicznych. W wielu przypadkach nie zdołano pozyskać takich informacji. Problematycznym było np. określenie średnich wartości porowatości czy przepuszczalności skał budujących zbiorniki geotermalne ujmowane dla celów geotermalnych. Szczegółowe wyniki tych prac przedstawiono w rozdziale 3.3.



Rys. 18. Lokalizacja głębokich otworów wiertniczych w rejonie Niżu Polskiego (wg CBDG, 2019)

Niewątpliwie istnieje potrzeba zwiększenia rozpoznania hydrogeologicznego perspektywicznych zbiorników geotermalnych kredy dolnej i jury dolnej w obrębie niecki szczecińskiej i niecki warszawskiej, zwłaszcza w rejonie Szczecina oraz wschodniej i południowej części niecki warszawskiej, gdzie rozpoznanie wiertnicze jest słabe.

3.6. Weryfikacja lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych na Niziu Polskim

3.6.1. Charakterystyka metodyki wyboru oraz samych lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych

Jako podstawowe kryterium wyboru konkretnych miejscowości wskazano poziom rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego w ich obrębie, natomiast dodatkowym kryterium wskazanym przez Ministerstwo Środowiska była liczba mieszkańców nie przekraczająca pięćdziesięciu tysięcy oraz gęstość zaludnienia powyżej 123 osób/km² (średnia gęstość zaludnienia w Polsce) tak, aby wybrać gminy, w których będzie zapewniony zbyt na produkowaną energię przy niskich kosztach przesyłu. Szczegółowe analizy wykonywane na różnych etapach prac wymusiły konieczność stopniowego ograniczenia ilości lokalizacji.

Na zasadność realizacji inwestycji geotermalnych wpływ ma szereg czynników, z których najistotniejsze związane są z warunkami hydrogeotermalnymi panującymi w danym regionie. Dla realizacji tego typu przedsięwzięcia niezbędne jest istnienie odbiorców ciepła, najlepiej miast o odpowiednio dużej liczbie mieszkańców, w którym władze lokalne wyrażają zainteresowanie rozwojem energii geotermalnej w swoim regionie. Kluczowym czynnikiem ułatwiającym rozwój tego odnawialnego źródła energii jest dostępny system wsparcia dla inwestycji geotermalnych. Generalnie czynniki wpływające na zasadność budowy instalacji geotermalnej w danym regionie można zgrupować w trzy podstawowe grupy określające:

- uwarunkowania geologiczne występowania zasobów geotermalnych;
- lokalne uwarunkowania funkcjonowania instalacji geotermalnej, w tym lokalny rynek ciepłowniczy;
- uwarunkowania makroekonomiczne (ceny energii czy aktualne możliwości uzyskania wsparcia finansowego dla inwestycji geotermalnych).

Warunki hydrogeotermalne są podstawowym czynnikiem decydującym o możliwości efektywnego wykorzystania zasobów geotermalnych. Największe znaczenie ma **wydajność otworu** determinowana m.in. takimi parametrami jak porowatość i przepuszczalność skał zbiornikowych oraz **temperatura wody** na głowicy otworu. Tylko odpowiednio wysokie wartości tych parametrów, mogą zagwarantować sukces danego projektu geotermalnego. Istotne znaczenia ma mineralizacja wody, która wpływa na sposoby zagospodarowania zasobów.

Rejon Niziu Polskiego jest dobrze rozpoznany geotermalnie, dzięki realizacji Atlasów geotermalnych [69] [90], a także innych opracowań regionalnych [255] [256], wskazujących na możliwości efektywnego zagospodarowania zasobów geotermalnych do różnych celów, przede wszystkim produkcji energii cieplnej, ale także w wybranych regionach energii elektrycznej i innych zastosowań.

Wszystkie dotychczas prowadzone analizy potwierdzają, że najlepszymi zbiornikami geotermalnymi w tym rejonie są zbiorniki: dolnokredowy oraz dolnojurański, z których obecnie wody termalne są eksploatowane w kilku lokalizacjach (Uniejów, Mszczonów, Poddębice, Stargard, Pyrzyce), a w kilku innych realizowane są projekty w różnych fazach zaawansowania. Dotychczasowe próby udostępnienia innych zbiorników (np. trias środkowy – wapień muszlowy) nie przyniosły zadowalających rezultatów.

Naturalnym zatem wydaje się wybór zbiornika dolnokredowego (K1) oraz dolnojurańskiego (J1) jako najbardziej perspektywicznych zbiorników geotermalnych w rejonie Nizy Polskiego.

W obrębie tych dwóch zbiorników realizowane były wszystkie prace analityczne niniejszego opracowania. Przyjęto dwa podstawowe kryteria wyboru lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych:

- dostępności zbiornika geotermalnego,
- temperatury w obrębie zbiornika minimum 20°C (w stropie).

Szczegółowa analiza profili geologicznych w otworach wiertniczych zlokalizowanych w pobliżu miejscowości będących przedmiotem zainteresowania wykazała, że kilka z nich znajduje się poza zasięgiem występowania utworów dolnokredowych lub dolnojurańskich. Weryfikacja zasięgu występowania zbiorników perspektywicznych okazała się zadaniem trudnym. O ile w przypadku zbiornika dolnej jury wątpliwości przebiegu zasięgu były mniejsze, (choć w niektórych regionach także nastarczały problemów), to w przypadku zbiornika dolnokredowego zasięg weryfikowany był wielokrotnie, a jego przebieg poddawany dyskusjom w gronie całego zespołu badawczego.

Problemy bardzo często pojawiały się już na etapie analizy profili chronostratygraficznych i wynikały z niejednorodnego opisu i rozdziału poszczególnych wydzieli. W przypadku zbiornika dolnojurańskiego wątpliwości budził zasięg zbiornika w rejonie Nowego Dworu Gdańskiego, gdzie w otworze Gdańsk IG-1 (reperowy dla w/w miejscowości) nie stwierdzono występowania utworów liasowych. Przestrzenna analiza danych, w tym lokalizacji otworów oraz przewidywanych zasięgów zbiorników wskazały, że nie jest to dobry otwór reperowy dla miejscowości Nowy Dwór Gdański, ponieważ należy spodziewać się występowania analizowanego zbiornika w rejonie miasta. Zarówno w przypadku zbiornika dolnojurańskiego, jak i dolnokredowego największe problemy pojawiały się w miastach „nierozpoznanych wiertniczo”. Rejony te przedstawiono w rozdziale 3.5. niniejszego raportu.

Dużo większe problemy związane były z ostatecznym ustaleniem zasięgu zbiornika dolnokredowego. Szczególne wyzwanie stanowił rejon Lubelszczyzny, gdzie zbiornik dolnokredowy reprezentowany jest przez utwory albu, często albu górnego, stratygraficznie zaliczanego do kredy górnej. Profil albu w tym rejonie budują piaskowce lub margle o stosunkowo małej miąższości. Piaszczyste utwory

albu należałoby traktować łącznie z piaszczystymi utworami kredy dolnej, jako że tworzą one jeden poziom zbiornikowy. Podobna sytuacja ma miejsce w północno-wschodniej części Niżu Polskiego, gdzie z kolei występują piaszczyste utwory cenomanu mogące stanowić potencjalny zbiornik geotermalny. Po wnikliwej analizie profili stratygraficznych zarówno w rejonie Lubelszczyzny jak i w NE części Niżu Polskiego nie wprowadzono na tym etapie znacznych korekt w przebiegu zasięgu utworów dolnokredowych. Niemniej jednak stwierdzono, że w przyszłości należy wnikliwie rozważyć granice geotermalnego zbiornika kredowego, który w niektórych regionach Niżu Polskiego zbudowany jest z piaskowców albu lub cenomanu. Sytuacja taka dotyczy rejonu Lubelszczyzny, wyniesienia mazursko-suwańskiego, ale także innych rejonów np. niecki miechowskiej. Przeprowadzone analizy umożliwiły wskazanie miejscowości zlokalizowanych poza zasięgiem występowania perspektywicznych zbiorników geotermalnych (Rys. 19, Rys. 20).



Rys. 19. Lokalizacja wybranych miejscowości na tle zasięgu występowania utworów dolnokredowych oraz izotermi 20°C

Poza zasięgiem występowania utworów dolnokredowych znalazły się miejscowości Aleksandrów Kujawski, Brześć Kujawski, Bychawa, Głowno, Gryfice, Kcynia, Kępno, Kościerzyna, Kórnik, Kutno, Mielno, Mosina, Nakło nad Notecią, Nowe Skalmierzyce, Opoczno, Ostrzeszów, Przysucha, Rawa Mazowiecka, Sępólno Krajeńskie, Sława, Stryków, Sulejów, Syców, Szubin, Śrem, Środa Wielkopolska, Zbąszynek, Zbąszyń. Łącznie 28 miejscowości znajdujących się poza granicami występowania zbiornika dolnokredowego (Rys. 19).

W przypadku zbiornika dolnojurajskiego weryfikacja zasięgu pozwoliła na wskazanie 16 miejscowości leżących poza zasięgiem występowania utworów jury dolnej (Rys. 20). Są to przede wszystkim miejscowości zlokalizowane w rejonie Lubelszczyzny, gdzie w profilu otworów reperowych występuje zbiornik dolnokredowy. Weryfikacja dostępności zbiornika dolnojurajskiego nastąpiła zwłaszcza w rejonie monokliny przedsudeckiej, będącej strefą wyklinowywania się tych utworów (Ostrzeszów, Syców i Sława). Z kolei w północnej części Niżu Polskiego brak jest wodonośnych utworów analizowanego zbiornika

w miejscowości Kościerzyna. Łącznie zidentyfikowano 5 miejscowości, w których nie występuje żaden z analizowanych zbiorników geotermalnych. Są to: Bychawa, Kościerzyna, Ostrzeszów, Sława i Syców. W pozostałych profilach otworów reperowych istnieje przynajmniej jeden zbiornik perspektywiczny: dolnokredowy lub dolnojurański.



Rys. 20. Lokalizacja wybranych miejscowości na tle zasięgu występowania utworów dolnojurańskich oraz izotermi 20°C

W strefach wyklinowywania się utworów budujących zbiorniki geotermalne problemem dla efektywnego zagospodarowania zasobów geotermalnych będą niskie temperatury wód podziemnych. Jako, że zgodnie z polskim prawem woda termalna to woda, która na wypływie z ujęcia ma temperaturę co najmniej 20°C, na potrzeby weryfikacji przyjętej metodyki wykonano mapę przedstawiającą izotermę 20°C zarówno dla zbiornika dolnojurańskiego, jak i dolnokredowego.

W przypadku zbiornika dolnojurańskiego nie zidentyfikowano żadnych miejscowości leżących poza izotermą 20°C, natomiast w przypadku zbiornika dolnokredowego wskazano następujące miejscowości: Pasłęk (na północy)

Siemiatycze, Włodawa oraz Hrubieszów na wschodzie, Września oraz Nekla na monoklinie przedsudeckiej, a także Szubin, dla których temperatura w obrębie zbiornika nie przekracza 20°C, co nie pozwala uznać tych wód za wody termalne. W miejscowościach Pastęk, Szubin, Września i Nekla można natomiast spodziewać się wyższych temperatur w obrębie zbiornika dolnojurajskiego.

Parametry hydrogeochemiczne, w tym mineralizacja wód, nie zostały uwzględnione na tym etapie w kryterium wyboru lokalizacji, jako że w zależności od wielkości mineralizacji można rozważać różne sposoby zagospodarowywania wód, co przedstawiono szczegółowo w rozdziale 6., na str. 168 niniejszego sprawozdania.

Na etapie dalszych prac ilość miejscowości z perspektywami na efektywne zagospodarowanie ciepła geotermalnego spadła (szegóły analizy przedstawia rozdział 6). Wynika to z uwzględnienia spadku temperatury wody podczas jej wydobywania na powierzchnię. Zgodnie z polskim prawem woda termalna to woda, która na wypływie z ujęcia charakteryzuje się temperaturą co najmniej 20°C. Przy niskiej wydajności ujęcia różnica temperatury w złożu i na powierzchni będzie znaczna, co potwierdzają aktualnie pracujące instalacje np. w Ustroniu. Po wykonaniu prac analitycznych (rozdział 6) stwierdzono, że w 75 miejscowościach temperatura wody pobranej ze zbiornika dolnojurajskiego będzie wyższa niż 20°C. W przypadku wód zbiornika dolnokredowego sytuacja taka będzie miała miejsce w 49 miejscowościach. Szczegółowe wyniki tych analiz przedstawiono w rozdział 6.

Druga grupą istotnych czynników wpływających na zasadność inwestycji geotermalnych są lokalne uwarunkowania funkcjonowania instalacji geotermalnej, wśród których duże znaczenie ma istnienie odbiorcy wyprodukowanej energii.

Najważniejszą dziedziną energetycznego wykorzystania energii geotermalnej w Polsce jest ciepłownictwo. Wynika to bezpośrednio z występowania niskotemperaturowych zasobów geotermalnych. Ciepłownie geotermalne należy budować w miastach o odpowiednio dużym i skoncentrowanym zapotrzebowaniu na ciepło, w których mogą konkurować cenowo z istniejącymi systemami ciepłowniczymi. Energia uzyskana z wód termalnych może być wykorzystywana tylko w miejscach wydobywania wód (lub w nieznacznej odległości od tego miejsca), zatem przeprowadzona analiza administracyjno-demograficzna miejscowości z 11 województw niżowej części kraju jest w pełni uzasadniona.

Obecne doświadczenia eksploatacji wód termalnych w stosunkowo niewielkich miejscowościach Niżu Polskiego (Uniejów – ok. 3 tys. mieszkańców, Poddębice – ok. 7,5 tys. mieszkańców) potwierdzają, że takie miejscowości mogą stanowić dobry rynek dla odbioru energii pochodzącej z zasobów geotermalnych. Warty podkreślenia jest też fakt, że szerokie aspekty stosowania wód termalnych w różnych dziedzinach (rekreacja, balneoterapia,

rolnictwo i inne) stanowią szansę na rozwój mniejszych czy mniej atrakcyjnych turystycznie regionów, co stanowi ogromny atut kaskadowego wykorzystania energii geotermalnej i stwarza tym miastom nowe spektrum możliwości rozwojowych.

Ważnym aspektem, przedstawionym w przyjętej metodyce, jest także koncentracja zapotrzebowania na ciepło na obszarze jego odbioru. Ze względu na nakłady na sieć dystrybucji ciepła idealnym rozwiązaniem są rejony o dużej koncentracji odbiorców. Gęstość zaludnienia w wybranych lokalizacjach jest zmienna od ponad 3 000 osób/km² w najgęściej zaludnionym Swarzędzu do 88 osób/km² w najmniej zaludnionym Mielnie. Kryterium to nie powinno jednak być decydującym dla ostatecznego wyboru miejscowości, ponieważ inne uwarunkowania lokalne lub czynniki makroekonomiczne mogą ekonomicznie uzasadniać inwestycje geotermalną także w obszarach o mniejszym zaludnieniu.

Znaczącą szansą dla rozwoju geotermii w Polsce jest nie tylko budowa nowych systemów ciepłowniczych tam gdzie ich dotychczas nie było, ale także możliwość dostarczania ciepła do istniejących już sieci c.o. Taka możliwość nie zawsze jest tożsama z istnieniem sieci ciepłowniczej w danym regionie. Istnienie sieci ciepłowniczej będzie stanowiło dodatkowy atut danej miejscowości. Każdorazowo należy przeanalizować lokalne uwarunkowania funkcjonowania sieci ciepłowniczej w danym regionie rozpatrując możliwości dostarczania do niej ciepła geotermalnego, zarówno jeżeli chodzi o parametry sieciowe, jak i konkurencję z innymi wykorzystywanymi w danym regionie źródłami energii. Brak sieci ciepłowniczej nie powinien przekreślać możliwości realizacji inwestycji geotermalnej, a jedynie stanowić przesłankę do jej budowy, co oczywiście znajdzie odzwierciedlenie w kosztach inwestycyjnych.

Inwestycje geotermalne charakteryzują się wysokimi nakładami inwestycyjnymi. Nakłady kapitałowe na budowę instalacji geotermalnej obejmują koszty otworów wiertniczych, w tym najczęściej, co najmniej dwóch: eksploatacyjnego oraz zatłaczającego, tylko w niektórych przypadkach możliwa jest eksploatacja wód termalnych systemem jednootworowym oraz koszty napowierzchniowej instalacji ciepłowniczej. Ponieważ w strukturze kosztów przeważająca ilość środków przeznaczona jest na wiercenia otworów geotermalnych, aktualne ceny oraz możliwość uzyskania wsparcia w tym zakresie będzie determinowała aspekt ekonomiczny całej inwestycji.

Ogromny wpływ na ten aspekt będzie miała proekologiczna polityka państwa oraz wysokość środków finansowych przeznaczonych na badania naukowe i wspieranie inwestycji geotermalnych. W różnych krajach w różny sposób dotuje się wykorzystanie energii odnawialnej, w tym geotermalnej, co w bezpośredni sposób wpływa na rozwój danego źródła energii. Niebagatelne znaczenie będą miały koszty produkcji ciepła metodami konwencjonalnymi, a także związane z tym aktualne ceny paliw. Ze względu na znaczną

kapitałochłonność inwestycji geotermalnych, lokalny rynek ciepłowniczy powinien być bardzo atrakcyjny, zdolny do przyciągnięcia inwestorów.

Jako, że w Polsce obserwujemy w ostatnich latach dynamiczne zmiany związane z finansowym aspektem realizacji inwestycji (w tym możliwości uzyskania wsparcia finansowego, zmienność cen energii, kosztów wierceń itp.), uwarunkowania makroekonomiczne powinny być rozważane bezpośrednio przed zrealizowaniem danej inwestycji. Decyzja o rozpoczęciu lub zaniechaniu danego projektu powinna zostać podjęta przez inwestora po wykonaniu analizy ekonomicznej dla obowiązującego otoczenia makroekonomicznego w czasie przystępowania do realizacji projektu. Aspekt ten może zostać przedstawiony zgodnie z obowiązującymi aktualnie na rynku polskim uwarunkowaniami, jednak nie powinien być uwzględniany jako decydujące kryterium wyboru miejscowości perspektywicznych dla zagospodarowania wód termalnych.

Aktualne uwarunkowania makroekonomiczne są bardzo korzystne dla rozwoju sektora geotermii w Polsce. W 2016 roku uruchomiono rządowy program wsparcia dla projektów geotermalnych ukierunkowanych na zastosowania energetyczne *Geologia i górnictwo Część 1) Poznanie budowy geologicznej kraju oraz gospodarka zasobami złóż kopalin i wód podziemnych*. W pierwszym etapie przeznaczono 200 mln zł na wiercenie geotermalnych otworów badawczych oraz 500 mln zł na wiercenie kolejnych otworów oraz na inną infrastrukturę. Środki te diametralnie odmieniły sytuację sektora geotermii w Polsce. Po długim okresie stagnacji, ruszyły dynamicznie prace nad realizacją nowych otworów geotermalnych. Znane są już pierwsze pozytywne efekty tych wierceń. Otwory takie powstały w kilku miejscowościach, w tym np. w Sieradzu i Sochaczewie. Kilka inwestycji jest nadal realizowanych.

Podsumowując analizę czynników wpływających na opłacalność inwestycji geotermalnych należy stwierdzić, że kluczowe znaczenie w kontekście metodyki wyboru oraz samych lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych mają uwarunkowania geologiczne znajdujące odzwierciedlenie w charakterystyce parametrów zbiornikowych warstw wodonośnych w danej lokalizacji. O ile uwarunkowania geologiczne występowania zasobów geotermalnych są niezmiennie w czasie, o tyle dwie kolejne grupy czynników mogą się w czasie zmieniać. Dotyczy to przede wszystkim cen energii czy możliwości uzyskania wsparcia finansowego dla realizacji inwestycji geotermalnych. Obecnie istnieje w Polsce rządowy program wsparcia umożliwiający uzyskanie środków na realizację pierwszego otworu geotermalnego.

Dodatkowo wydaje się zasadnym, aby w przyszłości, poza ogólnymi czynnikami geologicznymi, rozszerzyć badania na aspekty związane z tektoniką formacji mezozoicznych, w celu określenia ich wpływu na potencjał geotermalny badanych regionów.

Można stwierdzić, że obecnie w Polsce mamy korzystne warunki dla realizacji inwestycji geotermalnych, jednakże znane są także w Polsce przypadki, gdzie po odwierceniu pierwszego otworu geotermalnego i uzyskaniu wód o bardzo dobrych parametrach pojawiły się trudności z dalszym realizowaniem inwestycji. Stąd też istnieje konieczność kompleksowego podejścia do inwestycji geotermalnych i przewidywania możliwości zagospodarowania wody pozyskanej otworem geotermalnym. Wsparcie finansowe na różnych etapach inwestycji będzie miało niebagatelny wpływ na uzyskiwane wyniki finansowe jej realizowania. Wzrastające obecnie w Polsce ceny energii sprawiają, że energia geotermalna staje się konkurencyjna wobec innych nośników energii. Sytuacja ta pokazuje dużą wrażliwość projektów geotermalnych na otoczenie makroekonomiczne, które zmienia się w Polsce bardzo dynamicznie.

Jest to zatem jeden z tych czynników, który powinien być analizowany ponownie przed rozpoczęciem każdej inwestycji i dostosowany do aktualnie panujących warunków sektora energetycznego oraz możliwości uzyskania wsparcia finansowego na każdym etapie inwestycji. Ekonomiczne uwarunkowanie realizacji inwestycji nie są parametrem stałym i z tego względu nie powinny zostać uwzględnione w metodyce wyboru optymalnych lokalizacji dla przedsięwzięć geotermalnych, co słusznie uczyniono.

3.6.2. Weryfikacja lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych dla wybranych lokalizacji

W rozdziale 3.6., na str. 105 dokonano oceny przyjętej metodyki wyboru oraz samych lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych, stwierdzając, że jest ona poprawna, natomiast wykonane korekty wynikają z wykonanych lokalnych weryfikacji przyjętych kryteriów wyboru w danej lokalizacji.

Metodyka eliminacji miejscowości została szerzej opisana w rozdziale 3.6. W efekcie powyższych analiz stwierdzono, iż szczegółowe uzupełnienie przyjętej metodyki pozwala na tym etapie ograniczyć liczbę miast o dodatkowe 8 miast. Wynik ten jest rezultatem przyjętego kryterium:

- dostępności zbiornika geotermalnego - wyeliminowano 5 miejscowości (Bychawa, Kościerzyna, Ostrzeszów, Sława, Syców);
- temperatury w obrębie zbiornika minimum 20°C - wyeliminowano 3 miejscowości (Siemiatycze, Włodawa oraz Hrubieszów).

W efekcie weryfikacji lokalizacji perspektywicznych dla projektów geotermalnych stworzono tabelę odnoszącą się do przyjętych kryteriów (Tab. 8).

Tab. 8. Wyniki weryfikacji – wstępna selekcja miast.

LP	Miasto	Gęstość zalud. [os/km ²]	Liczba mieszk.	Sieć ciepł.	Poza zasięgiem K1	Temp. K1 <20°C	Poza zasięgiem J1	Temp. J1 <20°C	Nie spełnia kryterium dla K1 i J1
1	Aleksandrów Kujawski	1707,6	12 346	tak (nie)	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
2	Biała Rawska	337,0	3 212	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
3	Biały Bór	172,2	2 207	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
4	Biezuń	158,2	1 910	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
5	Błonie	1363,3	12 392	nie (tak)	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
6	Bobolice	864,8	4 125	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
7	Brześć Kujawski	667,2	4 697	nie	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
8	Bychawa	752,3	5 033	tak (nie)	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK
9	Chełmża	1888,8	14 808	tak (nie)	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
10	Dąbie	230,9	2 032	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
11	Drawno	458,1	2 304	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
12	Głowno	734,0	14 563	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
13	Golub-Dobrzyń	1710,7	12 830	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
14	Gostynin	581,5	18 842	tak (nie)	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
15	Góra Kalwaria	866,5	11 845	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
16	Grodzisk Mazowiecki	2309,6	30 464	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
17	Gryfice	1346,5	16 872	tak (nie)	TAK	TAK		NIE	NIE
18	Halinów	1305,3	3 707	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
19	Hrubieszów	551,4	18 212	tak	NIE	TAK	TAK	TAK	TAK
20	Kalisz Pomorski	365,8	4 375	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
21	Kamień Krajeński	663,8	2 423	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
22	Kcynia	689,0	4 713	nie	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
23	Kępno	1851,0	14 419	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
24	Kock	199,6	3 350	nie	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE
25	Koło	1628,1	22 549	tak (nie)	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
26	Koronowo	402,0	11 317	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
27	Kostrzyn	1205,3	9 618	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
28	Kościerzyna	1497,0	23 744	tak	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK
29	Kórnik	1299,5	7 784	tak (nie)	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
30	Kruszwica	1356,0	9 004	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
31	Kutno	1335,3	44 853	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
32	Lesznów	359,6	24 923	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
33	Lubartów	1604,7	22 321	tak	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE
34	Łaskarzew	318,8	4 893	nie	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE
35	Łęčna	1016,0	19 304	tak	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE

LP	Miasto	Gęstość zalud. [os/km ²]	Liczba mieszk.	Sieć ciepl.	Poza zasięgiem K1	Temp. K1 <20°C	Poza zasięgiem J1	Temp. J1 <20°C	Nie spełnia kryterium dla K1 i J1
36	Łochów	511,0	6842	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
37	Łowicz	1230,9	28 828	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
38	Malbork	2266,6	38 895	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
39	Mielno	87,8	2 937	nie	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
40	Międzychód	1528,1	10 666	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
41	Milanówek	1221,7	16 419	tak (nie)	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
42	Mogilno	1463,7	12 178	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
43	Mordy	394,5	1 791	nie	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE
44	Mosina	997,6	13 468	tak (nie)	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
45	Murowana Goślina	1210,6	10 435	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
46	Nakło nad Notecią	1775,7	18 858	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
47	Nekla	187,6	3 712	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
48	Nidzica	2055,2	14 099	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
49	Nowe Skalmierzyce	3048,7	4 817	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
50	Nowy Dwór Gdański	1973,0	10 003	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
51	Oborniki	1305,0	18 375	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
52	Opoczno	880,0	21 780	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
53	Ostrzeszów	1185,2	14 376	tak	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK
54	Paść	1160,2	12 333	tak	NIE	TAK	NIE	NIE	NIE
55	Piaseczno	2880,9	47 092	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
56	Piaski	310,5	2 621	nie	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE
57	Pionki	1024,2	18 846	tak	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE
58	Pobiedziska	890,9	9 123	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
59	Police	888,6	33 152	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
60	Prabuty	1198,1	8 734	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
61	Prażmów	123,0	10 567	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
62	Przysucha	855,8	6008	nie	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
63	Radziejów	996,5	5 670	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
64	Rawa Mazowiecka	1232,2	17 596	tak (nie)	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
65	Rejowiec Fabryczny	309,5	4 419	nie	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE
66	Sępólno Krajeńskie	1416,0	9 275	tak	TAK	TAK		NIE	NIE
67	Siemiatycze	404,2	14 652	tak	NIE	TAK	TAK	TAK	TAK
68	Sierpc	982,0	18 255	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
69	Skwierzyna	272,2	9 768	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
70	Sława	289,7	4 318	nie	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK
71	Sochaczew	1413,2	37 013	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
72	Stryków	426,1	3 473	nie	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
73	Strzelno	1289,0	5 736	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
74	Sulejów	239,2	6 281	nie	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
75	Sulejówek	1009,3	19 481	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
76	Swarzędz	3760,6	30 950	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
77	Syców	612,4	10 442	nie	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK
78	Szamotuły	635,0	2375	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE

LP	Miasto	Gęstość zalud. [os/km ²]	Liczba mieszk.	Sieć ciepł.	Poza zasięgiem K1	Temp. K1 <20°C	Poza zasięgiem J1	Temp. J1 <20°C	Nie spełnia kryterium dla K1 i J1
79	Szubin	1253,2	9 613	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
80	Ślesin	436,8	3 136	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
81	Śrem	2423,5	29 979	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
82	Środa Wielkopolska	1269,1	22 818	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
83	Tarczyn	779,9	4079	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
84	Tłuszcz	1018,5	8 056	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
85	Tomaszów Lubelski	1471,0	19 550	tak (nie)	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE
86	Trzciel	808,6	2458	nie	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
87	Trzemeszno	1426,4	7 788	nie (tak)	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
88	Warka	443,0	11 858	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
89	Włodawa	753,2	13 535	tak	NIE	TAK	TAK	TAK	TAK
90	Wronki	1945,8	11 305	nie (tak)	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
91	Września	2345,2	29 855	tak	NIE	TAK	NIE	NIE	NIE
92	Zbąszynek	1402,8	5 022	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
93	Zbąszyń	1336,2	7 242	tak	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE
94	Zgierz	1349,0	57 105	tak (nie)	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE
95	Zwoleń	499,1	7 940	nie	NIE	NIE	TAK	TAK	NIE
96	Żychlin	969,4	8 414	tak	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE

tak(nie) – w danej miejscowości istnieją lokalne sieci ciepłownicze, ale ze względu na parametry techniczne nie ma możliwości bezpośredniego dostarczania do nich ciepła geotermalnego

3.7. Ocena potencjału geotermalnego dla wytypowanych jednostek samorządu terytorialnego

3.7.1. Metodyka oceny zasobów ujęć wód termalnych

W celu oszacowania wydajności ujęć wód posłużono się wzorami klasycznej hydrogeologii stosowanymi w podstawach obliczeń filtracji wód podziemnych dla dopływu do pojedynczej studni zupełnej w ustalonych warunkach filtracji. Prowadzenie obliczeń dopływu do studni związane jest z przyjęciem schematu obliczeniowego, który zwykle wprowadza uproszczenia w stosunku do rzeczywistych warunków przepływu strumienia wód podziemnych [257] [258].

Dla filtracji ustalonej najbardziej znanym i powszechnie stosowanym jest schemat Dupuita. Zakłada on istnienie studni dogłębionej o małej średnicy (tutaj 6 5/8"), pracującej z niezmienną w czasie wydajnością i depresją. Warstwa wodonośna ma nieograniczone rozprzestrzenienie, stałą miąższość i wykazuje stałą wartość współczynnika filtracji. Zwierciadło wody przed rozpoczęciem pompowania studni zalega poziomo, a udostępnione poziomy wodonośne charakteryzują się zwierciadłem napiętym [258]. Laminarny ruch wód podziemnych w kierunku otworu można traktować jako płasko-radialny (powierzchnie ekwipotencjalne są pobocznicami walca).

Analizując kierunki i możliwości wykorzystania wód termalnych na etapie projektu należy pamiętać, że wyniki kalkulacji przewidywanych wydajności ujęć wód są ściśle uzależnione od przyjętych parametrów eksploatacyjnych, w tym przede wszystkim od długości i średnicy filtra eksploatacyjnego oraz założonej wielkości depresji eksploatacyjnej. Wielkości wydajności eksploatacyjnych z jakimi w rzeczywistości może „pracować” ujęcie wód wgłębnych jest określona na podstawie kilkustopniowych pompowań pomiarowych, ujętych w dokumentacji hydrogeologicznej złoża wód termalnych. W celu oszacowania przewidywanych wydajności ujęć przyjęto założenia dotyczące podstawowych parametrów ujęć, które prezentuje Tab. 9.

Tab. 9. Założenia dotyczące parametrów ujęcia warstw wodonośnych analizowanych zbiorników: kredy dolnej oraz jury dolnej na Niżu Polskim.

Parametr	Wartość
Długość robocza filtra L [m]	max. 100 m
Średnica zewn. filtra eksploatacyjnego ϕ [cal]	6 5/8" (0,168 m)
Depresja eksploatacyjna otworu S [m]	max. 100 m lub miąższość w-wy wodonośnej

3.7.1.1. Przewidywane wydajności ujęć wód termalnych

Według zmodyfikowanej postaci prawa Darcy'ego dla ustalonego przepływu radialnego równanie wydajności przyjmuje postać wzoru 3. – Dupuita-Thiem:

$$Q_z = 2 \cdot \Pi \cdot k \cdot m_p \cdot \frac{S}{\ln \frac{R}{r}} \quad (\text{wzór 3.})$$

gdzie:

Q_z - wydajność otworu eksploatacyjnego [m^3/s];

k - współczynnik filtracji [m/s];

m_p - miąższość utworów wodonośnych [m];

S - depresja [m];

R - promień leja depresji [m];

r - promień filtra eksploatacyjnego [m].

3.7.1.2. Modelowanie rozkładu współczynnika filtracji do obliczeń wydajności ujęć

Gęstości wód termalnych badanych poziomów oszacowano na podstawie wzoru:

$$g_w = \left(998,2 + \left[\frac{700 \cdot M}{M + 998,2} \right] \right) - 0,375 \cdot (T - 20) \quad (\text{wzór 4.})$$

gdzie:

g_w - gęstość wód badanego poziomu [kg/m^3];

M - mineralizacja wód badanego poziomu [kg/m^3];

T - średnia temperatura wód badanego zbiornika [$^{\circ}\text{C}$];

$998,2$ - gęstość wody przy $M = 0$ i $T = 20^{\circ}\text{C}$.

Biorąc pod uwagę ograniczoną ilość danych oraz fakt, że często nie obejmują one całego poziomu hydrogeotermalnego, przyjmowano uśrednione wartości przepuszczalności z w/w. badań. Wartości współczynników filtracji wodonośnych utworów zbiornika kredy dolnej oraz jury dolnej obliczono wg zależności:

$$k = \frac{kp \cdot (1 - 0,002 \cdot M) \cdot \rho \cdot 9,81}{239,4 \cdot 10^{-7} \cdot 10^{\left(248, \frac{37}{T + 133,15} \right)}} \quad (\text{wzór 5.})$$

gdzie:

k - współczynnik filtracji [m/s];

kp - współczynnik przepuszczalności [m^2];

M - mineralizacja wody złożowej [kg/m^3];

ρ - gęstość wody złożowej [kg/m^3];

T - temperatura wody złożowej [$^{\circ}\text{C}$].

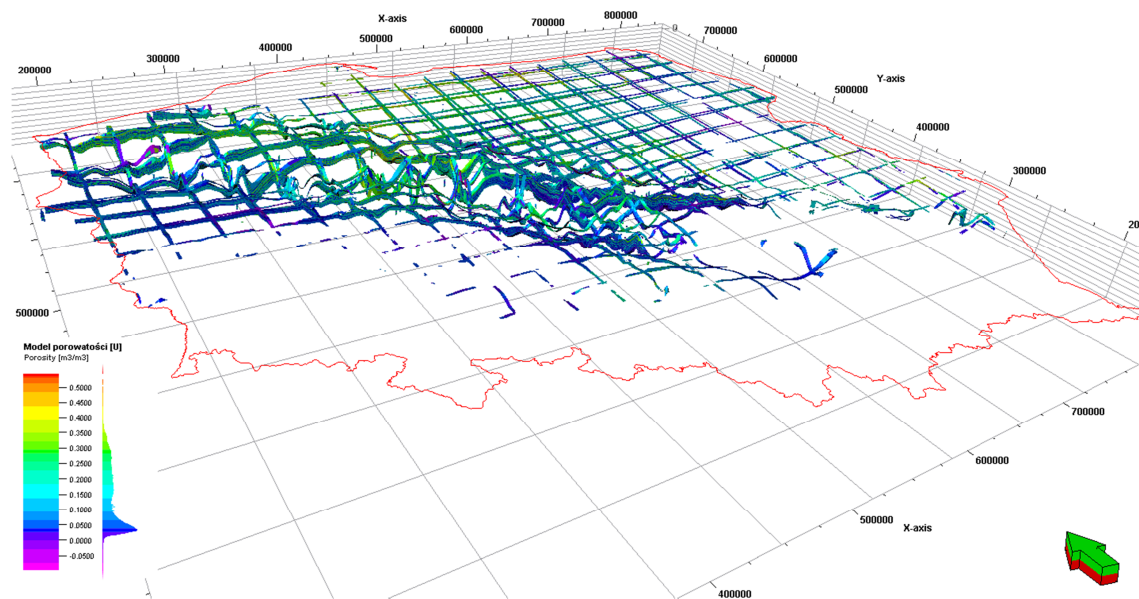
Ze względu na słabe rozpoznanie regionalne rozkładu współczynników filtracji, analizę powyższego parametru oparto o modelowania parametrów petrofizyczne-pojemnościowych, tj. porowatości odkrytej oraz przepuszczalności skał, których w zdecydowanie większej ilości dostarczają wyniki badań laboratoryjnych oraz interpretacje krzywych karotażowych wykonywanych na potrzeby poszukiwań naftowych. W powyższym zakresie zebrany materiał pozwolił na wykonanie map rozkładu porowatości efektywnej oraz przepuszczalności skał budujących zbiorniki wód geotermalnych kredy dolnej oraz jury dolnej na Niżu Polskim (pierwsze takie modele w skali regionalnej).

3.7.1.3. Model porowatości skał zbiornikowych kredy dolnej i jury dolnej

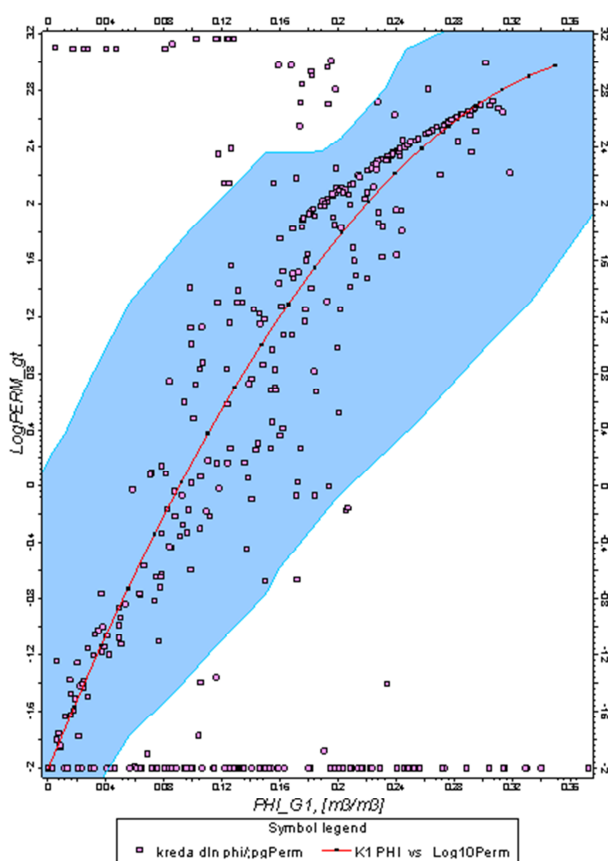
Model porowatości wykonano za pomocą krigingu, wykorzystując jako model sterujący zgeneralizowane dane na temat porowatości opracowane dla celów atlasów geotermalnych [69] [90]. Sam model porowatości powstał w oparciu o interpretacje geofizyczne porowatości określane najczęściej jako PHI. Dane te zgromadzono w archiwach Katedry Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej na przestrzeni 25 lat, były interpretowane w różnym czasie i przez różnych autorów, co może powodować lokalne błędy spowodowane zmienną jakością danych wejściowych czy też interpretacji. Zaletą zastosowanej procedury jest duża liczebność danych, wadą niejednorodna ich jakość. Przykładowy trójwymiarowy model porowatości dla zbiornika jury dolnej na Niżu Polskim przedstawiono na Rys. 21.

3.7.1.4. Model przepuszczalności skał zbiornikowych kredy dolnej i jury dolnej

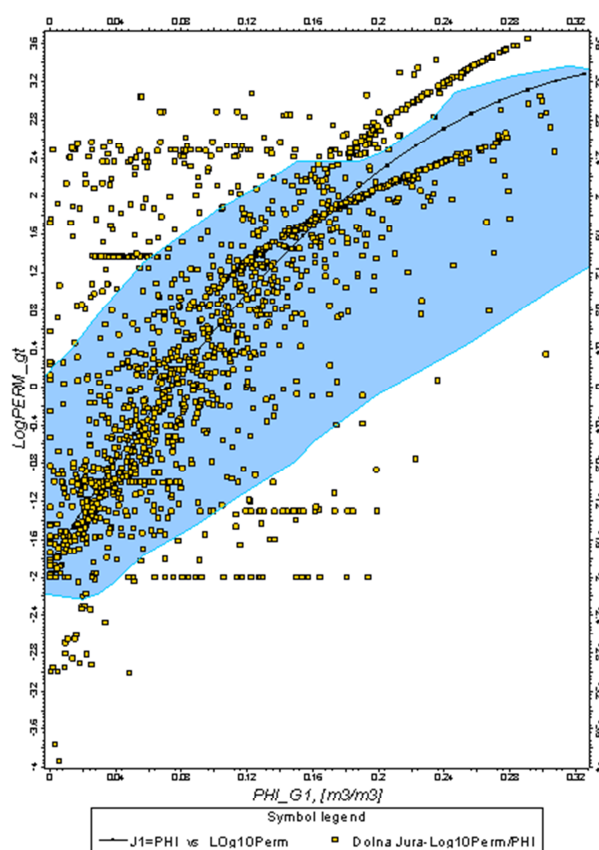
Przepuszczalność w odwiertach określono na podstawie krzywych w ponad 60 odwiertach. Modele przepuszczalności utworów J1 oraz K1 obliczono jako funkcyjna - zależność zmian przepuszczalności od porowatości. Lokalnie dowiązywano je do dostępnych danych w otworach. Zbudowano dwie wersje modeli przepuszczalności: pierwszą czysto funkcyjną (Rys. 22 A,B), drugą dowiązaną lokalnie do odwiertów. Pomimo wszelkich ograniczeń, model estymowany funkcyjnie, globalnie wydaje się być bardziej wiarygodny, niż model lokalny sterowany procedurą co-krigingu za pomocą modelu funkcyjnego (Rys. 23, Rys. 24). O ile pierwszy z nich wydaje się być lokalnie niedoszacowany, o tyle drugi ma skłonności do lokalnego przeszacowania przepuszczalności. Opisane powyżej modele wymagają w przyszłości dalszych prac, a szczególnie zwiększenia zbioru danych wejściowych.



Rys. 21. Model 3D porowatości zbiornika jury dolnej na Niżu Polskim

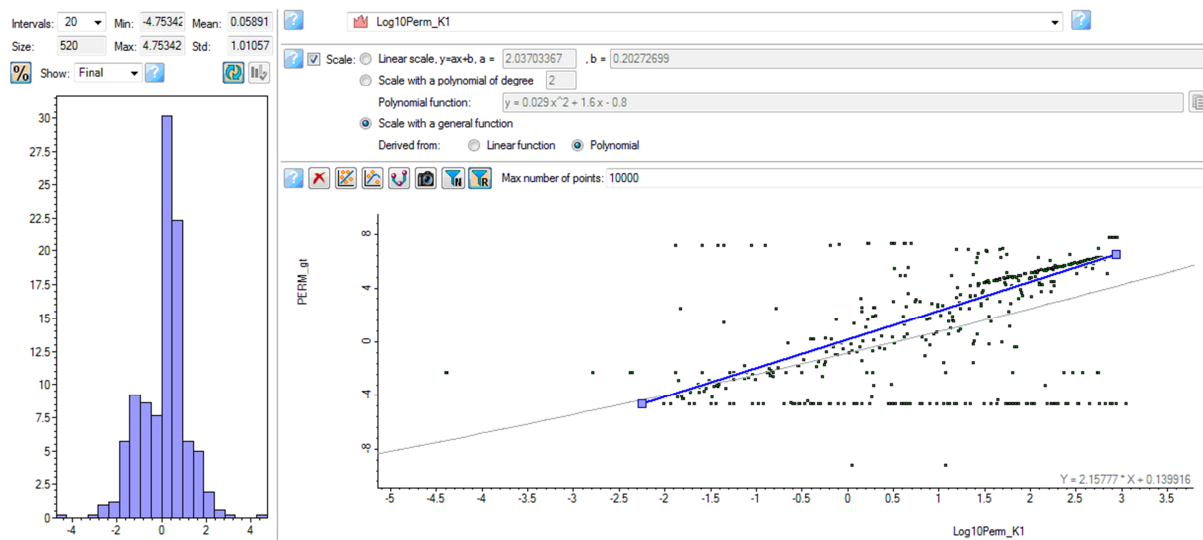


A

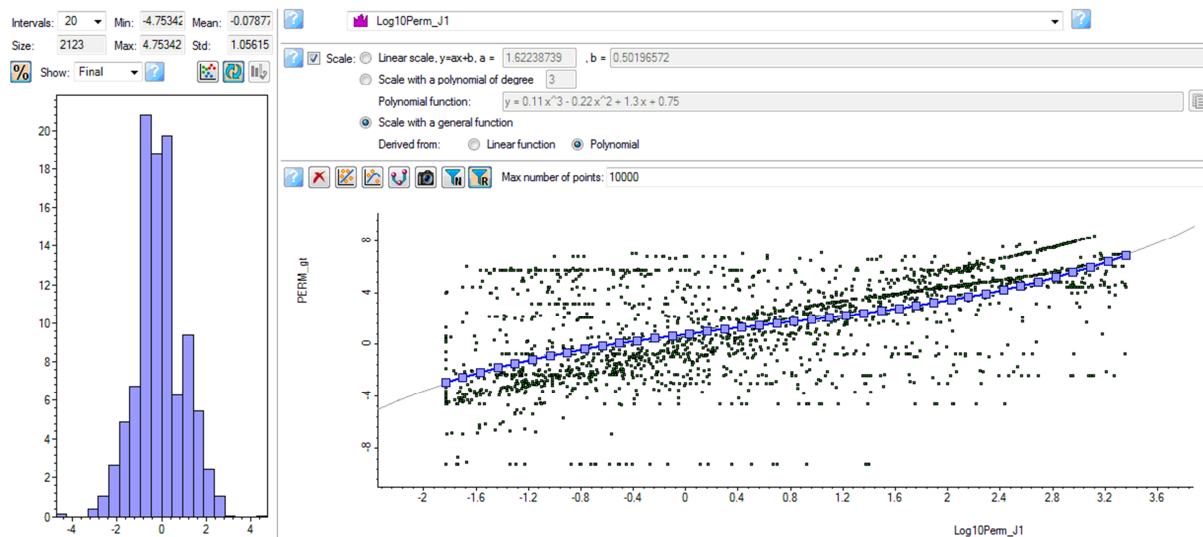


B

Rys. 22. Zależność funkcyjną przepuszczalności i porowatości dla utworów kredy dolnej (A) oraz jury dolnej (B)



Rys. 23. Trend sterujący modelem przepuszczalności w procesie co-krigingu dla utworów zbiornika kredy dolnej (K1)



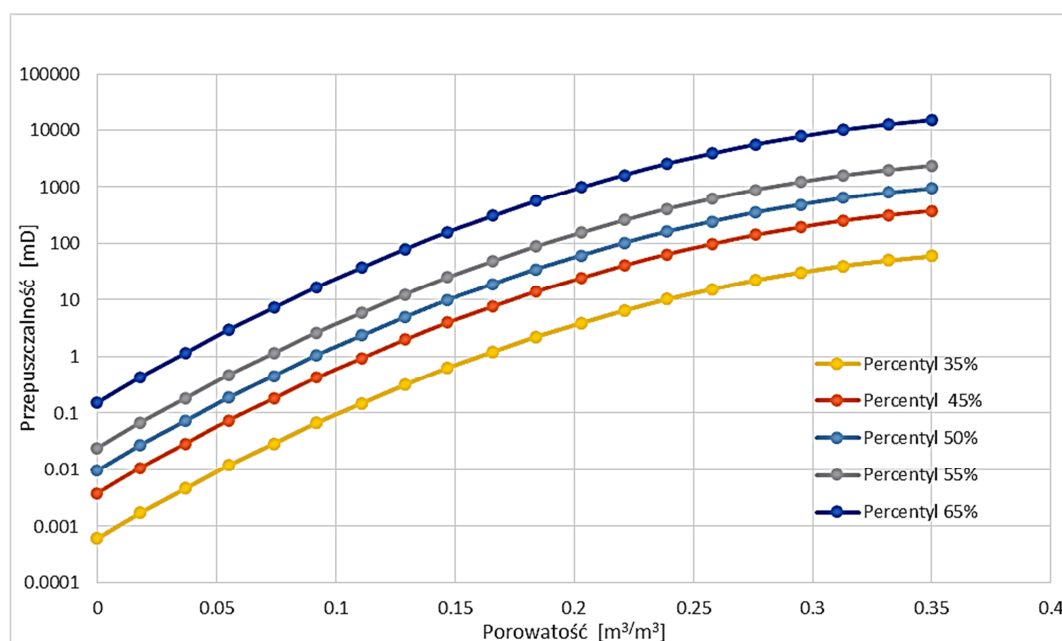
Rys. 24. Trend sterujący modelem przepuszczalności w procesie co-krigingu dla utworów zbiornika jury dolnej (J1)

Najbardziej istotny wpływ na oszacowanie przewidywanych wydajności ujęć wód, obok miąższości warstw wodonośnych, ma ocena parametrów filtracyjnych, głównie współczynnika filtracji skał zbiornikowych. Ze względu na deficyt danych w tym zakresie, ocenę w/w parametru realizuje się na podstawie analizy współczynników przepuszczalności, w powiązaniu z innymi parametrami petrofizycznymi, głównie porowatością, które są obliczane standardowo w ramach procedur eksploracyjnych w poszukiwaniach naftowych.

Przeprowadzone analizy statystyczne oparte na dostępnych danych geofizycznych wskazują, że współczynnik przepuszczalności jest parametrem dobrze korelującym się ze współczynnikiem porowatości w utworach piaszczystych. Jednocześnie ze względu na logarytmiczną naturę zmienności parametru przepuszczalności parametr ten w funkcji porowatości cechuje

bardzo znacząca wrażliwość oszacowania wartości bezwzględnej. W rezultacie niewielki błąd procentowy oszacowania przepuszczalności, rzędu $\pm 5\%$, może oznaczać niekiedy znaczącą zmienność błędu bezwzględnego, wyrażonego w mD (o kilka rzędów wielkości), co zobrazowano na Rys. 25.

Wykres ten opracowano w nawiązaniu do empirycznie wyznaczonej zależności przepuszczalności od porowatości (Rys. 22). Zależność ta została wyznaczona jako linia najlepszego dopasowania, a na Rys. 25 przedstawia ją krzywa odpowiadająca percentylowi 50%. Pozostałe krzywe na poniższym rysunku obrazują skalę możliwych błędów oszacowania przepuszczalności dla odchylenia od linii najlepszego dopasowania o $\pm 5\%$ oraz $\pm 15\%$.



Rys. 25. Przykład wrażliwości obliczeń przepuszczalności od porowatości na podstawie zależności wyznaczonej empirycznie dla utworów kredy dolnej (K1)

Na powyższym rysunku widać, że w zakresach porowatości 0–35% błąd w oszacowaniu przepuszczalności o (-5%) od linii najlepszego dopasowania wynosi w jednostkach przepuszczalności 0,004 do 376 mD, a błąd w szacunkach o ($+5\%$), przekłada się na wartość przepuszczalności 0,2–2376 mD. W powyższym przykładzie dla porowatości 20,3% średnia przepuszczalność to 155 mD, a wartość i w zakresie błędu to $\pm 5\%$ to 61,8 do 979 mD, co pokazuje że najbardziej prawdopodobne rozwiązanie statystyczne może w przedziale ufności $+5\%$ niemal sześciokrotnie zaniżać rzeczywistą wartość przepuszczalności.

Ze względu na logarytmiczną naturę przepuszczalności, ewentualne błędy jej przeszacowania w granicach przedziału ufności (-5%) są zdecydowanie mniejsze, w kategoriach wartości bezwzględnych mogą być około dwuipółkrotnie zawyżone.

3.7.1.5. Granice klasyfikacji zbiorników w modelu

Jako parametr odcięcia do wyznaczenia miąższości efektywnej poziomów zbiornikowych przyjęto granicę 5% porowatości. Na tej podstawie wygenerowano mapy miąższości efektywnej w obrębie zbiorników kredy dolnej i jury dolnej.

3.7.1.6. Możliwości poprawy jakości skonstruowanych modeli parametrycznych

Zasadnicze braki przedstawianych modeli to niejednolita jakość danych definiujących przepuszczalność oraz występowanie bardzo rozległych stref gdzie dane geofizyczne były stosunkowo mniej liczne. Na względne obniżenie jakości modelu wpływa również jego stosunkowo niska rozdzielczość geometryczna (znacząco niższa niż stosowana w prospekcji naftowej).

Wykonanie bardzo szczegółowego modelu regionalnego było testowane przez autorów, jednakże jego obsługa okazała się być całkowicie nieefektywna w zakresie czasu przetwarzania, a czasami nawet możliwości policzenia parametrów modeli parametrycznych. W najgęstszych modelach dochodziło do unieruchomienia programu.

Czas jaki mieli autorzy na zrobienie modelu wymagał wprowadzenia procedur pozwalających uzyskać najlepszą możliwą efektywność przetwarzania przy jednoczesnym uwypukleniu w wynikach zasadniczych trendów zmienności. Równocześnie należy podkreślić, że pomimo zastrzeżeń co do rozdzielczości wyników zastosowana rozdzielczość modeli parametrycznych jest zdecydowanie wyższa niż zastosowana w Atlasach Geotermalnych [69] [90].

3.7.1.7. Metoda określenia promienia leja depresji ujęć wód termalnych

Promień leja depresji potencjalnych ujęć wód termalnych obliczono wzorem Sichardta:

$$R = 3000 \cdot S \cdot \sqrt{k} \quad (\text{wzór 6.})$$

gdzie:

S – depresja [m];

k – współczynnik filtracji [m/s].

Dodatkowo przyjęto założenie, aby depresja regionalna nie przekroczyła 33 m, co ma zapobiec zubożeniu zasobów zbiorników w skali regionalnej. Prognozowane zasoby eksploatacyjne przedstawiono w rozdziale 3.6.2.

3.8. Prognozowane zasoby geotermalne

Wyniki obliczeń przewidywanych wydatków ujęć dla poszczególnych miast/gmin pozwala nam na wstępne oszacowanie potencjału geotermalnego, wyrażonego wartością przewidywanych mocy ujęć geotermalnych. Obliczenia mocy źródła geotermalnego, przy uwzględnieniu temperatury złoża opierają się na wartościach oszacowanych temperatur oraz wydajności ujęć sprowadzonych do geometrycznych środków granic administracyjnych. Należy zatem pamiętać, że w celu prognozowania potencjału geotermalnego dla konkretnej lokalizacji, należy mieć na uwadze przestrzenną zmienność opisywanych parametrów, nawet w skali poszczególnych gmin. Dla uproszczenia, na tym etapie prac, za perspektywiczne można uznać gminy, w których przewidywaną moc geotermalną ujęcia (ciepłowni geotermalnej), przy założonym schłodzeniu wód geotermalnych do wartości średniej rocznej temperatury zewnętrznej, oszacowano na co najmniej 5 MW. Zastosowana metodyka szacowania mocy cieplnej jest nieco inna od tej przyjętej w atlasach geotermalnych, gdzie wartości te odniesiono do temperatury załączanych wód równej 25°C. Moc cieplną instalacji geotermalnych określono wg następującego wzoru [69]:

$$P_{wy} = \rho_w \cdot c_w \cdot Q \cdot (T_s - T_z) \quad (\text{wzór 7.})$$

gdzie:

P_{wy} – moc ujęcia [W];

Q – nominalna wydajność eksploatacyjna wody termalnej [m^3/s];

ρ_w – gęstość wody termalnej [kg/m^3];

c_w – ciepło właściwe wody termalnej [$\text{J}/\text{kg}^\circ\text{C}$];

T_s – średnia temperatura w warstwie wodonośnej [$^\circ\text{C}$];

T_z – temperatura wody termalnej po schłodzeniu [$^\circ\text{C}$].

Przyjmując niektóre parametry za stałe ($\rho_w \cdot c_w = 4,1 \text{ MJ}/\text{m}^3/^\circ\text{C}$) oraz zakładając, iż temperatura wody geotermalnej po oddaniu ciepła będzie równa średniej rocznej temperaturze zewnętrznej (zgodnie z PN 1283), formułę efektywnej wyjściowej mocy cieplnej (po zmianie jednostek) można wyrazić w następującej postaci:

$$P_{wy} = 1,14 \cdot 10^{-3} \cdot Q \cdot (T_s - T_z) \quad (\text{wzór 8.})$$

gdzie:

P_{wy} – przewidywana moc ujęcia [MW];

$1,14 \cdot 10^{-3}$ – stała [$\text{J}/\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C}$];

Q – nominalny wydatek eksploatacyjny wody termalnej [m^3/h];

T_s – średnia temperatura w warstwie wodonośnej [$^\circ\text{C}$];

T_z – temperatura wody termalnej po schłodzeniu [$^\circ\text{C}$].

Wartości przewidywanych wydajności ujęć, uwzględniających sposób ujęcia warstw wodonośnych zbiorników kredy dolnej oraz jury dolnej, średnich temperatur złożowych wód termalnych oraz szacowanych mocy źródła geotermalnego – stanowiącej ekwiwalent zasobów wód termalnych w/w. zbiorników przedstawiono w Tab. 10.

Wielkości zasobów technicznych, uwzględniających rzeczywiste warunki obciążenia złoża, temperatury głowicowe wód termalnych i inne są przedmiotem analiz, które zostały wykonane w rozdziale 6, na str.168.

Tab. 10. Wyniki oszacowań zasobów wód oraz mocy cieplnej ujęć zbiorników kredy dolnej i jury dolnej w poszczególnych, wybranych gminach Niżu Polskiego (kolorem zaznaczono ujęcia o przewidywanej mocy źródła geotermalnego $\geq 5\text{MW}$).

ID	Gmina	*PN 1283	K1 temp. w złożu	K1 wydajność	K1 moc źródła	J1 temp. w złożu	J1 wydajność	J1 moc źródła
		[°C]	[°C]	[m³/h]	[MW]	[°C]	[m³/h]	[MW]
1	Aleksandrów Kujawski	7,6	-	-	-	55	270	14,6
62	Biała Rawska	7,6	28	72	1,7	63	55	3,5
63	Biały Bór	7,7	23	8	0,1	36	300	9,8
64	Biezuń	7,6	36	37	1,2	54	300	15,8
65	Błonie	7,6	38	206	7,2	63	47	3,0
2	Bobolice	7,7	24	3	0,1	35	300	9,3
66	Brześć Kujawski	7,6	-	-	-	64	156	10,0
3	Bychawa	7,6	-	-	-	-	-	-
4	Chełmża	7,6	38	153	5,3	69	300	20,9
67	Dąbie	7,9	70	166	11,7	93	147	14,2
68	Drawno	7,7	52	21	1,1	77	56	4,5
5	Głowno	7,6	-	-	-	69	118	8,2
6	Golub-Dobrzyń	7,6	47	44	2,0	71	263	18,9
7	Gostynin	7,6	29	99	2,4	90	106	10,0
8	Góra Kalwaria	7,6	34	135	4,0	48	43	2,0
9	Grodzisk Mazowiecki	7,6	41	223	8,4	66	51	3,4
10	Gryfice	7,7	-	-	-	20	300	4,1
69	Halinów	7,6	28	0	0,0	41	38	1,4
11	Hrubieszów	7,6	19	2	0,0	-	-	-
70	Kalisz Pomorski	7,7	24	14	0,3	44	40	1,7
71	Kamień Krajeński	7,9	22	9	0,1	39	300	10,8
72	Kcynia	7,9	-	-	-	44	300	12,4
12	Kępno	7,9	-	-	-	19	0	0,0
73	Kock	7,6	24	1	0,0	-	-	-
13	Koło	7,9	80	114	9,4	96	170	17,0
14	Koronowo	7,9	24	300	5,4	54	300	15,9
15	Kostrzyn	7,9	22	30	0,5	51	87	4,3
16	Kościerzyna	7,7	-	-	-	-	-	-

ID	Gmina	*PN 1283	K1 temp. w złożu	K1 wydajność	K1 moc źródła	J1 temp. w złożu	J1 wydajność	J1 moc źródła
		[°C]	[°C]	[m³/h]	[MW]	[°C]	[m³/h]	[MW]
17	Kórnik	7,9	-	-	-	37	74	2,4
18	Kruszwica	7,9	40	91	3,3	69	300	20,9
19	Kutno	7,6	-	-	-	75	63	4,9
74	Lesznów	7,6	35	60	1,9	51	120	5,9
20	Lubartów	7,6	23	0	0,0	-	-	-
75	Łaskarzew	7,6	29	2	0,0	-	-	-
21	Łęczna	7,6	23	2	0,0	-	-	-
76	Łochów	7,6	24	0	0,0	31	21	0,5
22	Łowicz	7,6	27	214	4,6	71	56	4,1
23	Malbork	7,9	23	0	0,0	29	300	7,3
77	Mielno	7,7	-	-	-	21	34	0,5
24	Międzychód	7,9	29	2	0,0	37	36	1,2
25	Milanówek	7,6	39	189	6,8	64	49	3,2
26	Mogilno	7,9	52	300	14,9	90	300	28,1
78	Mordy	6,9	21	0	0,0	-	-	-
27	Mosina	7,9	-	-	-	33	35	1,0
28	Murowana Goślina	7,9	28	56	1,3	59	77	4,5
29	Nakło nad Notecią	7,9	-	-	-	21	300	4,5
79	Nekla	7,9	19	25	0,3	47	194	8,6
30	Nidzica	6,9	26	2	0,0	38	300	10,6
31	Nowe Skalmierzyce	7,9	-	-	-	22	43	0,7
32	Nowy Dwór Gdański	7,9	20	0	0,0	25	300	6,0
33	Oborniki	7,9	28	67	1,6	57	125	7,0
34	Opoczno	7,6	-	-	-	23	43	0,8
35	Ostrzeszów	7,9	-	-	-	-	-	-
36	Pastęk	7,6	19	0	0,0	27	300	6,6
37	Piaseczno	7,6	34	17	0,5	50	130	6,3
80	Piaski	7,6	23	13	0,2	-	-	-
38	Pionki	7,6	27	8	0,2	-	-	-
39	Pobiedziska	7,9	26	76	1,6	55	166	9,0
40	Police	7,7	50	43	2,1	74	300	22,8
41	Prabuty	7,6	24	3	0,0	36	300	9,7
81	Prażmów	7,6	35	69	2,2	52	43	2,2
82	Przysucha	7,6	-	-	-	20	30	0,4
83	Radziejów	7,9	28	114	2,7	58	248	14,3
42	Rawa Mazowiecka	7,6	-	-	-	55	138	7,5
84	Rejowiec Fabryczny	7,6	23	5	0,1	-	-	-
43	Sępólno Krajeńskie	7,9	-	-	-	29	300	7,1
44	Siemiatycze	6,9	19	0	0,0	-	-	-

ID	Gmina	*PN 1283	K1 temp. w złożu	K1 wydajność	K1 moc źródła	J1 temp. w złożu	J1 wydajność	J1 moc źródła
		[°C]	[°C]	[m³/h]	[MW]	[°C]	[m³/h]	[MW]
45	Sierpc	7,6	39	38	1,4	59	106	6,2
46	Skwierzyna	7,9	27	3	0,1	32	32	0,9
85	Sława	7,9	-	-	-	-	-	-
47	Sochaczew	7,6	46	206	8,9	80	61	5,0
86	Stryków	7,6	-	-	-	69	190	13,4
48	Strzelno	7,9	66	300	19,8	81	300	25,1
87	Sulejów	7,6	-	-	-	36	40	1,3
88	Sulejówek	7,6	29	0	0,0	42	75	2,9
49	Swarzędz	7,9	22	34	0,5	41	122	4,6
89	Syców	7,9	-	-	-	-	-	-
50	Szamotoły	7,9	32	4	0,1	54	45	2,4
51	Szubin	7,9	-	-	-	19	300	3,7
90	Ślesin	7,9	73	300	22,2	91	163	15,4
52	Śrem	7,9	-	-	-	23	29	0,5
53	Środa Wielkopolska	7,9	-	-	-	33	77	2,2
91	Tarczyn	7,6	38	56	1,9	58	47	2,7
92	Tłuszcz	7,6	26	1	0,0	39	145	5,2
54	Tomaszów Lubelski	7,6	29	8	0,2	-	-	-
93	Trzciel	7,9	24	2	0,0	28	71	1,6
94	Trzemeszno	7,9	45	226	9,6	73	204	15,2
55	Warka	7,6	33	150	4,4	51	48	2,4
56	Włodawa	7,6	17	0	0,0	-	-	-
95	Wronki	7,9	38	8	0,3	57	46	2,6
57	Września	7,9	19	28	0,3	46	129	5,6
58	Zbąszynek	7,9	-	-	-	23	41	0,7
59	Zbąszyń	7,9	-	-	-	24	52	0,9
60	Zgierz	7,6	26	65	1,4	75	66	5,0
96	Zwoleń	7,6	26	15	0,3	-	-	-
61	Żychlin	7,6	26	51	1,1	84	65	5,7
* - średnia roczna temperatura zewnętrzna według normy								

Analiza przewidywanych wydajności ujęć wód termalnych dla przyjętych założeń, przy zastosowaniu optymalnych warunków eksploatacji wód – zgodnie z Tab. 10. wskazuje, że maksymalne moce źródeł geotermalnych w wytypowanych gminach, nie będą przekraczały wartości ok. 22 MW (Ślesin) dla zbiornika kredy dolnej oraz 28 MW (Mogilno) dla zbiornika jury dolnej.

Przedstawione powyżej obliczone wielkości przewidywanych mocy źródła geotermalnego są przybliżone, co wynika zarówno z rozpoznania hydrogeologicznego utworów kredy dolnej oraz jury dolnej, jak i nakładania się zjawisk charakterystycznych dla warunków eksploatacji, w tym: spadku temperatury wód termalnych w trakcie przepływu przez rury eksploatacyjne,

niedoskonałości hydrodynamicznych otworu, które powodują powstawanie dodatkowych strat ciśnienia będących wynikiem, np. oporu konstrukcji jego części filtrującej, przepływu wody wewnątrz otworu i zmiany przewodności strefy przyotworowej itp.