4.3. Niecka podhalańska

(Beata Kępińska, Anna Sowiżdżał, Wojciech Górecki)

Podhale należy do najbardziej perspektywicznych rejonów dla wykorzystania energii geotermalnej w Polsce. Posiada bardzo dobre warunki złożowe i eksploatacyjne – odpowiednią bazę dla ciepłownictwa, rekreacji, balneoterapii oraz innych zastosowań. To właśnie na Podhalu w połowie lat 80. XX wieku zainicjowano energetyczne wykorzystanie wód termalnych w Polsce.

Do prac analitycznych wykorzystano i przetworzono bogaty materiał faktograficzny, a także wykonywane wcześniej opracowania z analizowanego obszaru (m.in. *Atlas zasobów wód i energii geotermalnej Karpat Zachodnich* (Górecki (red.) 2011); *Atlas zbiorników wód geotermalnych małopolski* (Barbacki i in. 2006).

Podobnie jak dla rejonu Niżu Polskiego w analizach obszaru Podhala jako kryterium wyboru najkorzystniejszych lokalizacji instalacji binarnych przyjęto temperaturę wód w stropie zbiornika geotermalnego co najmniej 90°C oraz minimalną wydajność otworu wiertniczego 50 m^3/h.

Niecka podhalańska należy do Karpat Wewnętrznych. Zbudowana jest z dwóch głównych elementów:

- paleogenu podhalańskiego: fliszu podhalańskiego (eocen górny – oligocen) i zalegającej niżej serii eocenu węglanowego (eocen środkowy – górny). Grubość serii fliszowej dochodzi do 2,5–3 km, natomiast serie eocenu węglanowego mają zmienną miąższość 0–100 m (sporadycznie do 350 m),
- serii mezozoicznych (trias dolny–jura–kreda), które budują podłoże formacji paleogeńskich, a pod względem strukturalnym tworzą liczne jednostki tektoniczne (płaszczowiny i łuski).

Poniżej serii mezozoicznych mogą znajdować się formacje starsze, dotychczas nie stwierdzone w wierceniach zlokalizowanych w niecce podhalańskiej.

Mezozoiczne podłoże niecki podhalańskiej (głównie utwory triasu środkowego) zawiera jedne z najbardziej perspektywicznych zbiorników wód termalnych w Polsce pod względem możliwości różnorodnych zastosowań: w ciepłownictwie, rekreacji, lecznictwie, a w niektórych obszarach – przypuszczalnie także do generacji energii elektrycznej przy zastosowaniu układów binarnych.

Eocen węglanowy (numulitowy) jest stropowym fragmentem skał zbiornikowych wód termalnych (którymi są głównie serie mezozoiczne), natomiast flisz tworzy ich izolującą pokrywę.

Pod względem administracyjnym niecka należy do powiatu tatrzańskiego i powiatu nowotarskiego. Od zachodu i wschodu graniczy ze Słowacją. Na terenach obu tych powiatów znajduje się także podany obszar perspektywiczny, obejmując swym zasięgiem gminy: Kościelisko, Poronin, Biały Dunajec, Szaflary (zał. 4.3.1).

W kontekście tematu tego opracowania za perspektywiczny do wykorzystania wód geotermalnych do skojarzonej produkcji energii elektrycznej i cieplnej przy zastosowaniu układów binarnych wytypowano obszar przebiegający w przybliżeniu równoleżnikowo od miejscowości Chochołów na zachodzie poprzez Bańską – Biały Dunajec w centralnej części niecki podhalańskiej i dalej w kierunku wschodnim (zał. 4.3.1). W jego obrębie temperatury w stropie głównego poziomu wód termalnych wynoszą powyżej 80°C. Podane w tekście informacje dotyczą tego obszaru na szerszym tle, dotyczącym całego rozpoznanego obszaru niecki w granicach Polski.

Rozpoznanie wiertnicze

Budowę geologiczną, warunki hydrogeologiczne i geotermalne niecki podhalańskiej rozpoznano do tej pory za pomocą 21 otworów wiertniczych. Wody termalne stwierdzono w 15 z nich: Zazadnia IG-1, Zakopane IG-1, Zakopane-2, Siwa Woda IG-1, Szymoszkowa GT-1, Furmanowa PIG-1, Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1, Poronin PAN-1, Chochołów PIG-1, Bańska IG-1, Biały Dunajec PAN-1, Bańska PGP-1, Bańska PGP-3, Biały Dunajec PGP-2, Białka Tatrzańska GT-1 (siedem ostatnich otworów znajduje się w wytypowanym obszarze perspektywicznym). Dane z tych otworów wykorzystano do przedstawienia parametrów zbiornikowych i hydrotermalnych w wytypowanym obszarze i jego sąsiedztwie. Przekrój korelacyjny dla otworów geotermalnych znajdujących się w tym obszarze zaprezentowano na załączniku 4.3.2.

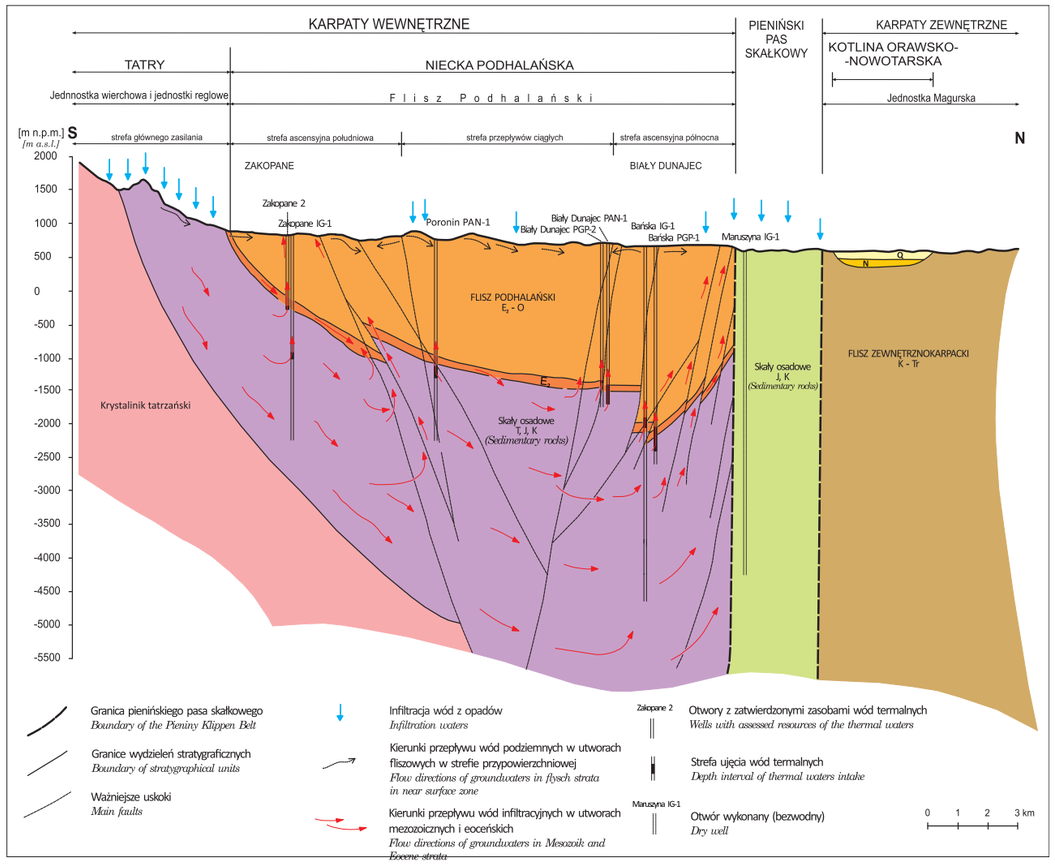
Warunki hydrogeologiczne i parametry zbiornikowe

Niecka podhalańska zawiera kilka poziomów wód geotermalnych. Główny z nich znajduje się bezpośrednio pod serią fliszu podhalańskiego, w jego stropowej partii znajdują się niekiedy utwory eocenu węglanowego, zasadniczą rolę odgrywają natomiast wapienie i dolomity środkowotriasowe (miejscami piaskowce jury) jednostek reglowych – głównie križniańskiej, a w zachodniej części niecki – choczańskiej (otw. Chochołów PIG-1). (Sokołowski 1973; Małecka 1981; Chowaniec i in. 1997). W rejonie Białego Dunajca–Bańskiej poziom ten należy do jednostki križniańskiej określonej jako jednostka Białego Dunajca (Kępińska, Wieczorek 2011). Od wychodni utworów zawierających ten poziom na północnych stokach Tatr jego strop obniża się do głębokości około 1000 m p.p.t. w rejonie Zakopanego do 2996 m p.p.t. w rejonie Chochołowa i 2050–2700 m p.p.t. w rejonie Białego Dunajca i Bańskiej (Kępińska 2011; zał. 4.3.2). Poziom ten jest od lat 1990. eksploatowany dla ciepłownictwa (od kilku lat także dla rekreacji). Wcześniej, od lat 1970. był eksploatowany na niewielką skalę do rekreacyjnego wykorzystania wód w Zakopanem. Mapę strukturalną stropu głównego poziomu wód geotermalnych na Podhalu przedstawia załącznik 4.3.3.

Strefy zasilania i kierunki przepływu wód podziemnych, termalnych w obrębie struktur geologicznych niecki podhalańskiej od Tatr po strefę Pienińskiego Pasa Skałkowego zaprezentowano na rysunku 4.3.1.

Skały zbiornikowe (wapienie i dolomity) głównego poziomu wód termalnych mają miąższość całkowitą od kilku do 100–700 m, podczas gdy miąższość efektywna wynosi od kilku do około 100–200 m. W szczególności – w wytypowanym obszarze perspektywicznym miąższość efektywna jest znaczna, określono ją na 340 m (otw. Chochołów PIG-1), 117 m (otw. Biały Dunajec PAN-1), 98 m (otw. Bańska IG-1), 186 m (otw. Bańska PGP-1), 100 m (otw. Biały Dunajec PGP-2) (Chowaniec i in. 1997; Barbacki i in. 1998).

Według pomiarów laboratoryjnych na litych próbkach z rdzeni wiertniczych porowatość pierwotna skał zbiornikowych nie przekracza na ogół kilku procent, a przepuszczalność osiąga $n \cdot 10^{-2}$–$n \cdot 10^{-1}$ mD (Jaromin i in. 1990; Chowaniec i in. 1997; Barbacki i in. 1998). Według interpretacji testów hydrodynamicznych i pomiarów geofizyki otworowej wtórna porowatość osiąga natomiast kilka – kilkanaście % (można oczekiwać, że lokalnie nawet więcej w strefach intensywnie zeszczelinowanych lub skrasowiałych). Przepuszczalność zawiera się w przedziale kilkuset – 1000 mD, przy czym w obszarze perspektywicznym osiąga wartości: 307–333 mD (otw. Chochołów PIG-1), 911 mD (otw. Biały Dunajec PAN-1), 1214 mD (otw. Bańska IG-1), 940–952 m (otw. Bańska IG-1 i Bańska PGP-1) (Chowaniec i in. 1997; Barbacki i in. 1998). Średnia przewodność hydrauliczna serii zbiornikowych jest rzędu $n \cdot 10^{-3}$ m^2/s (Długosz i Nagy 1996; Chowaniec i in. 1997).



Rys. 4.3.1. Przekrój geologiczny przez zbiornik podhalański – schemat zasilania i przepływu wód podziemnych (na podstawie Chowaniec, Witek 2003; Barbacki i in. 2006).

Fig. 4.3.1. Geological cross-section through the podhale aquifer – recharge and flow patterns of groundwaters (after Chowaniec, Witek 2003; Barbacki et al. 2006)

W obszarze perspektywicznym artezyjskie statyczne ciśnienia wód mierzone na głowicach otworów wynoszą 16–27 atm (odpowiednio otwory: Chochołów PIG-1 i Bańska PGP-1).

Zasoby eksploatacyjne (tab. 4.3.1.) wód termalnych udokumentowane w poszczególnych otworach w niecce podhalańskiej wahają się w zakresie 4–550 m^3/h (Kępińska, Wieczorek 2011), przy czym w wytypowanym obszarze perspektywicznym osiągają one najwyższe wartości z podanego przedziału: 170 m^3/h (otwór Chochołów PIG-1), 550 m^3/h (otwór Bańska PGP-1), 120 m^3/h (otwór Bańska IG-1), 270 m^3/h (otwór Biały Dunajec PAN-1 – obecnie chłonny).

Temperatura wód na wypływie z otworów mieści się w zakresie 20–86°C, przy czym w obszarze perspektywicznym osiągają one najwyższe wartości z tego przedziału dla podanych wyżej zatwierdzonych maksymalnych wydajności eksploatacyjnych: 82°C (otw. Chochołów PIG-1 – w złożu do ok. 90–95°C i otw. Bańska IG-1 – w złożu do ok. 85–90°C), 86°C (otw. Bańska PGP-1 – w złożu do ok. 85–90°C). Należy dodać, że temperatury w obrębie poziomów wodonośnych są relatywnie wyrównane, jako efekt konwekcji (Kępińska 1995, 2006).

W tabeli 4.3.1. podano główne dane dotyczące parametrów zbiornikowych, eksploatacyjnych i mineralizacji podhalańskich wód termalnych głównego poziomu w wytypowanym obszarze perspektywicznym.

Tabela 4.3.1. Główne dane dotyczące skał zbiornikowych, parametrów eksploatacyjnych i mineralizacji wód głównego poziomu geotermalnego i niższych poziomów (otw. Bańska IG-1) w niecce podhalańskiej (na podstawie Sokołowski 1992; Chowaniec i in. 1997; Barbacki i in. 1998; Górecki (red.) 2011)

Table 4.3.1. Key data concerning reservoir rocks, operating parameters and mineral content of waters within the main geothermal layer and lower layers (Bańska IG-1 well) in the Podhale Basin (after Sokołowski 1992; Chowaniec et al. 1997; Barbacki et al. 1998; Górecki (ed.) 2011)

Nazwa otworu	Głębokość końcowa [m p.p.t.]	Rzędna otworu [m n.p.m.]	Głębokość poziomu wód termalnych [m p.p.t.]	Zasoby eksploatacyjne [m^3/h]	Temperatury wody [°C]		Mineralizacja wody [g/dm^3]
					na wypływie	w złożu	
Chochołów PIG-1	3572	778	3218–3572	190	82	90–95	1,244
Bańska PGP-1	3241	672,3	2709–3240	550	86	90–95	3,122
Bańska IG-1	5261	679,0	2565–3345	120	82	85–95	2,693
			3820–3950 4090–4132 4455–4490 4737–4762 5044–5067 5168–5197	nie określono	nie określono	110–115 120–130	nie określono
Biały Dunajec PAN-1	2394	685,0	2113–2390	270 (otw. chłonny)	86	85–89	2,617
Biały Dunajec PGP-2	2452	682,7	2048–2450	400 (otw. chłonny)	nie określono	85–89	nie określono

Niżej zalegające poziomy wód termalnych w części przytatrzańskiej związane są z wapieniami i dolomitami triasu środkowego serii križniańskiej oraz z seriami jednostki o nieustalonej przynależności (otwór Zakopane IG-1; Sokołowski 1973). W północnej części systemu są to natomiast piaskowce i wapienie triasu jednostki reglowej niższej lub wierchowej, które stwierdzono w otworze Bańska IG-1 w głębokości 4132–5261 m p.p.t. Z kilku różnych interwałów w tych seriach uzyskano niewielkie przypływy wód podczas krótkotrwałych opróbowań w trakcie wiercenia otworu i po jego zakończeniu w 1981 r. (Sokołowski 1992). Poziomy te oddzielone są od głównego poziomu przez serie słabo przepuszczalne. W południowej części systemu są to utwory mułowcowo-iłowcowe hetangu, retyku i kajpru (otw. Zakopane IG-1; Sokołowski 1973), a w północnym – w perspektywicznym obszarze Białego Dunajca i Bańskiej – marglisto-mułowcowe serie kredy – najwyższej jury jednostki Bańskiej, budujące miąższy (ok. 700 m) interwał 3345–4132 m p.p.t. (Sokołowski i in. 1987; Sokołowski 1992 (zał. 4.3.2)).

W obrębie wspomnianej jednostki reglowej niższej/wierchowej w otworze Bańska IG-1 w przedziale głębokości 4050–5000 m p.p.t. i nieco powyżej niej (3820–3950 m p.p.t.) po zakończeniu

wiercenia otworu w 1981 r. wydzielono metodami geofizycznymi 7 poziomów potencjalnie zbiornikowych dla wód (i niewielkich ilości gazów węglowodorowych) o miąższości 30–100 m i porowatości (wg geofizyki) 2–5% (Sokołowski 1992). Po zakończeniu wiercenia niektóre z tych poziomów opróbowano rurowymi próbnikami złoża (1981 r. – po zakończeniu tych opróbowań fragment otworu od głębokości 2740 m został zamknięty za pomocą kilku korków cementowych). W głębokości 3797–3950 m p.p.t. (wapienie neokomu) wykonano łącznie cztery opróbowania (3880–3950 m p.p.t., 3797–3830 m p.p.t., 3799–3832 m p.p.t., 3847–3950 m p.p.t.), otrzymując dopływy w zakresie 350–1450 dm^3 płuczki/zgazowanego płynu złożowego.

Temperatury w podanym przedziale wynoszą około 110–115°C (Sokołowski 1992). Nie opróbowano natomiast niższych poziomów wydzielonych na podstawie geofizyki otworowej: 4090–4132 m (spągowe partie jednostki Bańskiej), 4455–4490 m, 4737–4762 m, 5044–5067 m, 5168–5197 m (w wapieniach, niżej w piaskowcach jednostki reglowej niższej/wierchowej). Odnotowano w nich ucieczki płuczki podczas wiercenia otworu, porowatość według geofizyki wynosi 2–3%, w najniższym interwale nawet do 8–10% (maksymalnie 14%). Temperatury w przedziale 4090–5197 m wynoszą 120–130°C. Generalnie jednak właściwości zbiornikowe wymienionych interwałów potencjalnie wodonośnych są słabo rozpoznane.

W kontekście celu pracy można wstępnie wskazać na nie, jako perspektywiczne dla uzyskania wód termalnych o stosunkowo wysokich temperaturach na wypływie z otworów, jeśli ich wydajność byłaby wystarczająca (co wymagałoby zapewne m.in. wykonania zabiegów usprawnienia otworów i poprawy właściwości zbiornikowych skał zarówno w istniejącym jak i w ewentualnych nowych otworach). Poziomy takie mogą występować także w innych fragmentach obszaru perspektywicznego (co jednak nie zostało dotychczas potwierdzone wierceniami).

Warunki termiczne

Jak wynika z dotychczasowego rozpoznania, najwyższe temperatury w seriach głównego poziomu wód termalnych: 80–95°C panują w północnej części niecki podhalańskiej. Jest to wydzielony dla potrzeb tej pracy obszar, przebiegający równoleżnikowo od zachodu przez rejon miejscowości Chochołów–Bańska–Biały Dunajec na wschód w kierunku Białki Tatrzańskiej. Głębokość zalegania stropu tego poziomu jest zróżnicowana: 3,2–3,5 km p.p.t. w rejonie otworu Chochołów PIG-1, 2–2,4 km p.p.t. w przypadku otworów Biały Dunajec PGP-2 i PAN-1 oraz 2,5–2,7 km p.p.t. w rejonie otworów Bańska IG-1 i Bańska PGP-1 (Kępińska, Wieczorek 2011; tab. 4.3.1). W centralnej i południowej części niecki temperatury w stropie i w obrębie głównego poziomu wód geotermalnych, z racji jego płytszego zalegania, są natomiast niższe (ok. 60–70°C w rejonie Poronina–Bukowiny Tatrzańskiej, obniżając się do 20–30°C w rejonie Zakopanego i spadając do poniżej 20°C w południowym krańcu niecki).

Najwyższa temperatura, jaką dotychczas pomierzono, to 127,5°C na głębokości 4790 m p.p.t. w otworze Bańska IG-1 (jednostka reglowa niższa/jednostka wierchowa – zawierająca potencjalne poziomy wodonośne) (Sokołowski 1992). Jednostki te zostały określone później jako jednostki BM i T (Kępińska, Wieczorek 2011). Rozkład temperatur wgłębnych w stropie głównego poziomu wód termalnych oraz na innych przyjętych głębokościach, gdzie stwierdzono i gdzie można się spodziewać poziomów wodonośnych (2000, 3000, 4000 m p.p.t.) pokazuje załącznik 4.3.4. W obszarze perspektywicznym temperatury wynoszą ponad 80°C (do 120°C na głęb. 4000 m p.p.t. i 127°C na głęb. 4790 m p.p.t.). W tych przedziałach znajdują się serie głównego poziomu wód termalnych w rejonie otworów Chochołów PIG-1 (3218–3572 m p.p.t.), Bańska IG-1 (2565–3345 m p.p.t.: temperatury 80–95°C), Bańska PGP-1 (2709–3240 m p.p.t.: 90–95°C).

W rejonie Białego Dunajca (otwory chłonne: PAN-1 i PGP-2) temperatury 85–89°C panują na głębokościach mniejszych (2050–2450 m p.p.t.) niż w rejonie otworów w Bańskiej (2565–3345 m p.p.t.), co jest m.in. efektem tzw. anomalii termicznej Białego Dunajca (Kępińska 2006).

W otworze Bańska IG-1 (najgłębszym w niecce podhalańskiej – 5261 m p.p.t.) stwierdzono niższe poziomy wodonośne w przedziale 3820–3950 m p.p.t., którym odpowiadają temperatury 110–115°C i 4050–5197 m p.p.t. z temperaturą 120–130°C. Należą one do jednostki reglowej niższej/wierchowej – jednostek BM i T według Kępińskiej i Wieczorka (2011). Wstępne opróbowania (Sokołowski 1992) wskazują, że mogą one być perspektywiczne dla eksploatacji do celów grzewczych, a także do produkcji energii elektrycznej w systemach binarnych. Jak już wspomniano, analogiczne poziomy spodziewane są też w rejonie otworu Bańska PGP-1 i otworów w Białym Dunajcu; możliwe, że występują one także na zachód i wschód od wymienionych, jednak ich zasięg jest rozpoznany badaniami sejsmiki 3D tylko dla obszaru górniczego Podhale-1 (do którego należą otwory w Bańskiej i Białym Dunajcu), nie jest natomiast jasna ich kontynuacja na zachód i wschód, gdzie może to być ta sama jednostka lub też inne, również perspektywiczne pod względem cech zbiornikowych i obecności wód (o wysokich temperaturach). Nie ma też (poza otworem Bańska IG-1) bezpośrednich danych otworowych.

Mineralizacja wód termalnych

Mineralizacja wód termalnych głównego poziomu niecki podhalańskiej wynosi od kilku dziesiątych g/dm^3 do około 3 g/dm^3, przy czym jej wartość w obszarze perspektywicznym waha się od około 1,24 g/dm^3 (otw. Chochołów PIG-1) do 2,7 (otw. Bańska IG-1; wartość wg Chowańca i in. 1997) – 3,1 g/dm^3 (otw. Bańska PGP-1; wartości wg Barbackiego i in. 1998). Są to akratopegi oraz wody mineralne. W tym obszarze ich typy hydrogeochemiczne to SO_4-Ca-Na (otw. Chochołów PIG-1) i SO_4-Cl-Na-Ca (otwory: Bańska IG-1, Bańska PGP-1). Wody zawierają niewielkie ilości gazów – węglowodory (głównie metan), azot, dwutlenek węgla, niewielkie domieszki argonu, helu i wodoru, a niekiedy siarkowodór.

Zał. 4.3.1

MAPA LOKALIZACJI OTWORÓW GEOTERMALNYCH I OBSZARU PERSPEKTYWICZNEGO NIECKI PODHALAŃSKIEJ NA TLE PODZIAŁU ADMINISTRACYJNEGO POLSKI

Encl. 4.3.1

MAP OF GEOTHERMAL BOREHOLES AND LOCATION OF THE PROSPECTIVE AREA OF THE PODHALE BASIN IN RELATION TO POLISH ADMINISTRATIVE BOUNDARIES

19°45' 20°00' 20°15'

49°30' 49°15'

Nowy Targ
Zewnętrzne Karpaty Fliszowe
Dunajec
Jezioro Czorsztyńskie
Wróblówka IG-1
Nowy Targ PIG-1
Niecka Orawsko-Nowotarska
Czarny Dunajec
Szaflary
Pieniński Pas Skałkowy
Czarny Dunajec IG-1
Maruszyna IG-1
OH-1 Hladovka
Domański Wierch IG-1
Bańska PGP-1
Bańska PGP-3
Koniówka IG-1
Bańska IG-1
Biały Dunajec PAN-1
F'
Białka Tatrzańska GT-1
Powiat Nowotarski
Biały Dunajec PGP-2
Biały Dunajec
Chochołów
Niecka Podhalańska
Czarny Dunajec
F
Chochołów PIG-1
Biały Dunajec
Poronin PAN-1
Bukowina Tatrzańska PIG-1
Furmanowa PIG-1
Poronin
Powiat Tatrzański
Zakopane
OZ-2 Oravice
Szymoszkowa GT-1
Zakopane 2
Zazadnia IG-1
Siwa Woda IG-1
Szymoszkowa IG-1
Zakopane IG-1
Staników Żleb S-1
Jaszczurówka 1
Hruby Regiel IG-2
Skocznia IG-1
Staników Żleb S-2
TATRY

19°45' 20°00' 20°15'

LEGENDA:

LEGEND:

- Poronin PAN-1 — Otwory *Boreholes*
- Granica obszaru perspektywicznego *Boundary of the perspective area*
- TATRY — Jednostki strukturalne *Structural units*
- Linia przekroju korelacyjnego (zał. 4.3.2) *Line of correlative cross-section (encl. 4.3.2)*
- Granice administracyjne *Administrative boundaries*
- Granica państwa *National border*
- Rzeki *Rivers*
- Zbiorniki wodne *Water reservoirs*
- Nowy Targ — Ważniejsze miejscowości *Main cities*

0 10 km

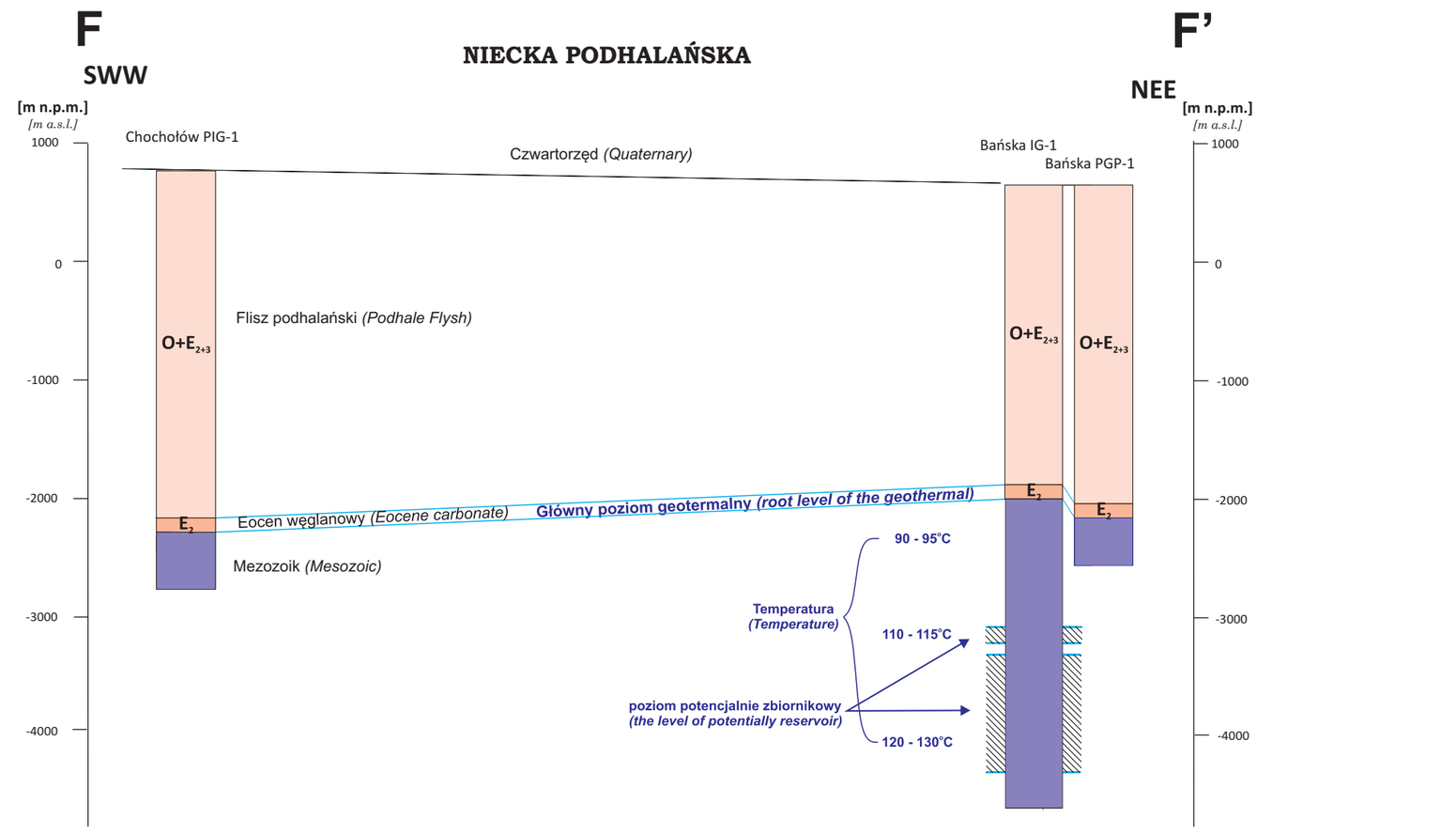
WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ



PRZEKRÓJ KORELACYJNY F-F’
(przebieg na zał. 4.3.1)*

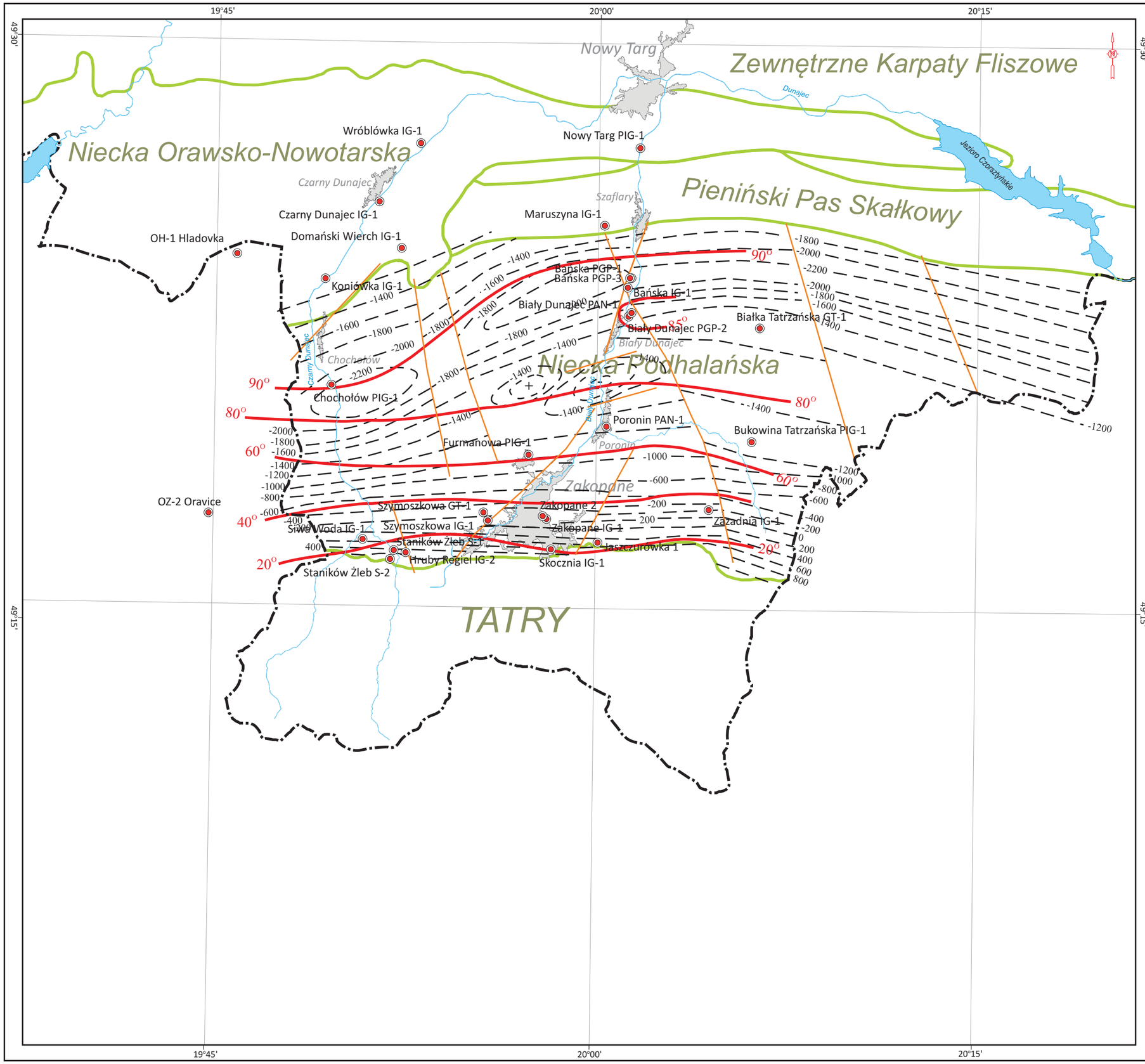
CROSS-SECTIONAL CORRELATION F-F’
(line at encl. 4.3.1)

Zał. 4.3.2
Encl. 4.3.2



*na podstawie: Sokołowski i inni, 1987; Sokołowski, 1992; Górecki (red.), 2011
(based on Sokołowski et al., 1987; Sokołowski, 1992; Górecki (ed.), 2011)

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE
PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ



Zał. 4.3.3

MAPA STRUKTURALNA STROPU GŁÓWNEGO POZIOMU WÓD TERMALNYCH NIECKI PODHALAŃSKIEJ*

Encl. 4.3.3

STRUCTURAL MAP OF THE TOP SURFACE OF THE MAIN THERMAL WATER BEARING LAYER OF THE PODHALE BASIN

*na podstawie: Kępińska, 2006
(based on Kępińska, 2006)

LEGENDA:
LEGEND:

Poronin PAN-1 — Otwory / *Boreholes*

-200 — Izolinie stropu głównego poziomu wód termalnych [m n.p.m.] / *Isolines of the top surface of the main thermal water bearing layer [m a.s.l.]*

85° — Temperatura w stropie głównego poziomu wód termalnych [°C] / *Temperature in the top surface of the main thermal water bearing layer [°C]*

Główne uskoki / *Main faults*

TATRY — Jednostki strukturalne / *Structural units*

Granica państwa / *National border*

Rzeki / *Rivers*

Zbiorniki wodne / *Water reservoirs*

Nowy Targ — Ważniejsze miejscowości / *Main cities*

0 — 10 km

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Zał. 4.3.4

MAPA TEMPERATURY W NIECCE PODHALAŃSKIEJ NA GŁĘBOKOŚCI:*

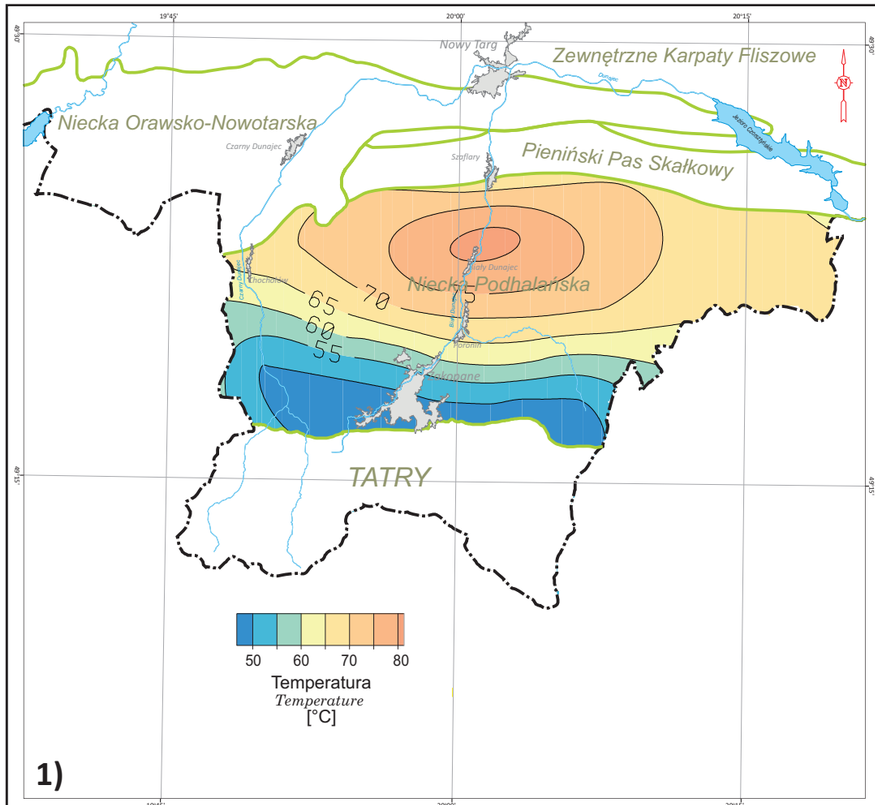
1) 2000 m p.p.t.
2) 3000 m p.p.t.
3) 4000 m p.p.t.

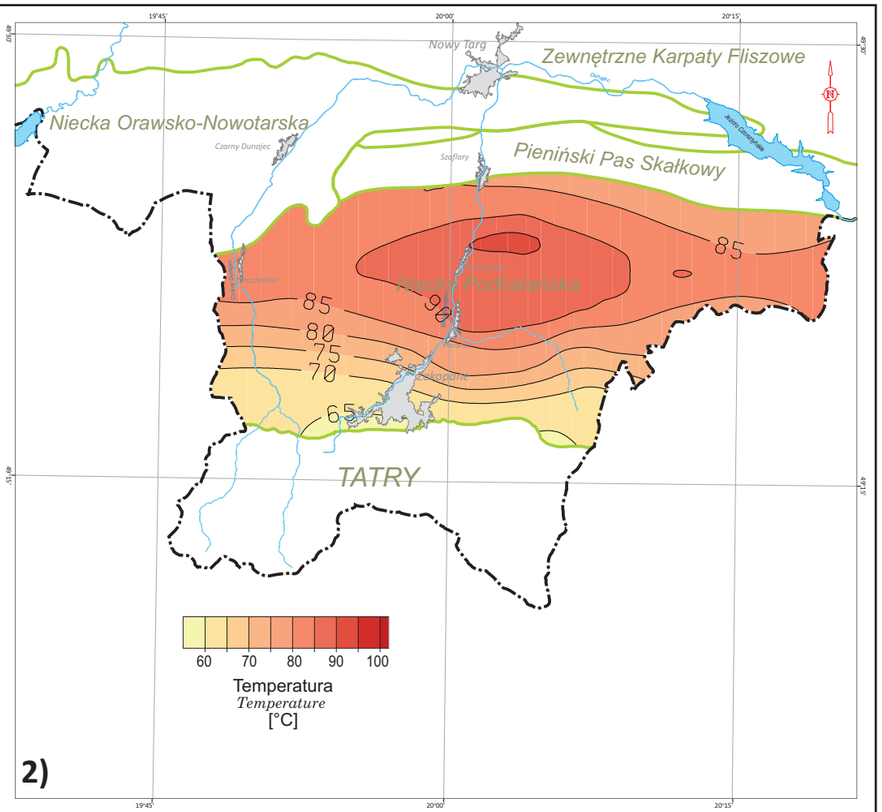
Encl. 4.3.4

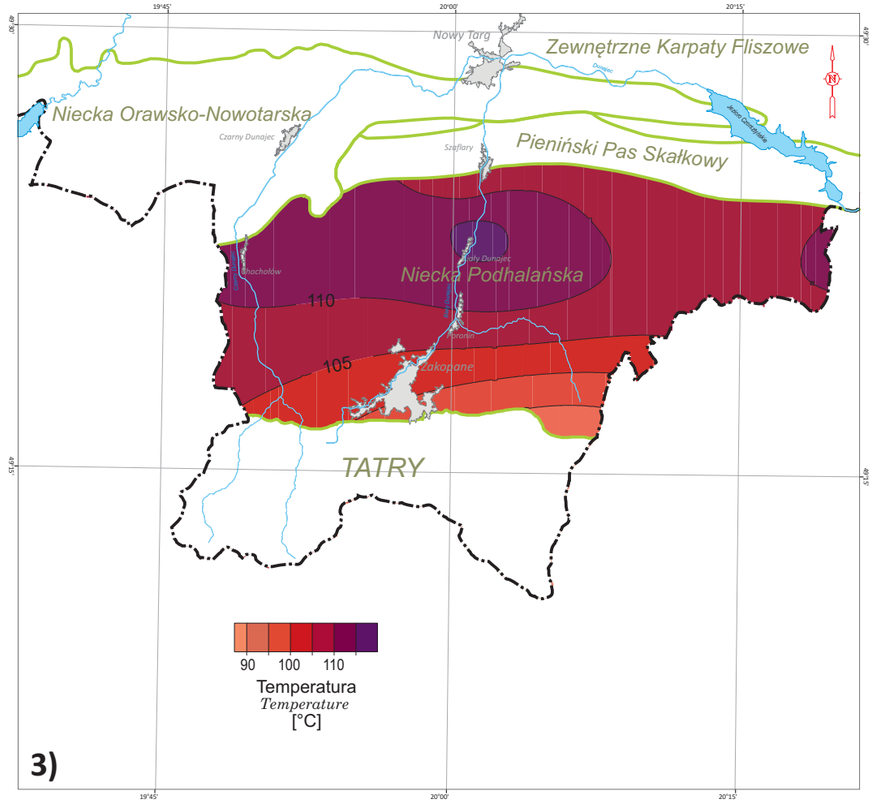
MAP OF TEMPERATURE IN THE PODHALE BASIN AT A DEPTH:

1) 2000 m b.g.l.
2) 3000 m b.g.l.
3) 4000 m b.g.l.

*na podstawie: Kępińska, 2006
(based on Kępińska, 2006)







LEGENDA:
LEGEND:

Poronin PAN-1 Otwory
Boreholes

50 Izotermy [°C]
Isotherms [°C]

TATRY Jednostki strukturalne
Structural units

Granica państwa
National border

Rzeki
Rivers

Zbiorniki wodne
Water reservoirs

Nowy Targ Ważniejsze miasta
Main cities

0 10 20 km

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

4.4. Sudety

(Wojciech Ciężkowski, Anna Sowiżdżał)

Budowa geologiczna regionu sudeckiego – krystaliczne masywne podłoże, odsłaniające się na powierzchni lub przykryte niezbyt miąższą warstwą skał osadowych – powoduje, że występujące tam wody termalne związane są ze strefami spękań w skałach krystalicznych. Stąd też wody takie nie mogą być porównywane z wodami termalnymi na Niżu Polskim. Tam wody występują w obrębie skał osadowych tworzących warstwy o dużym rozprzestrzenieniu, najczęściej zalegających poziomo lub nachylonych pod nieznacznym kątem. Znając parametry fizyczne i hydrogeologiczne takich warstw możemy z dużym prawdopodobieństwem określić ilość wody i ich temperaturę w danym miejscu.

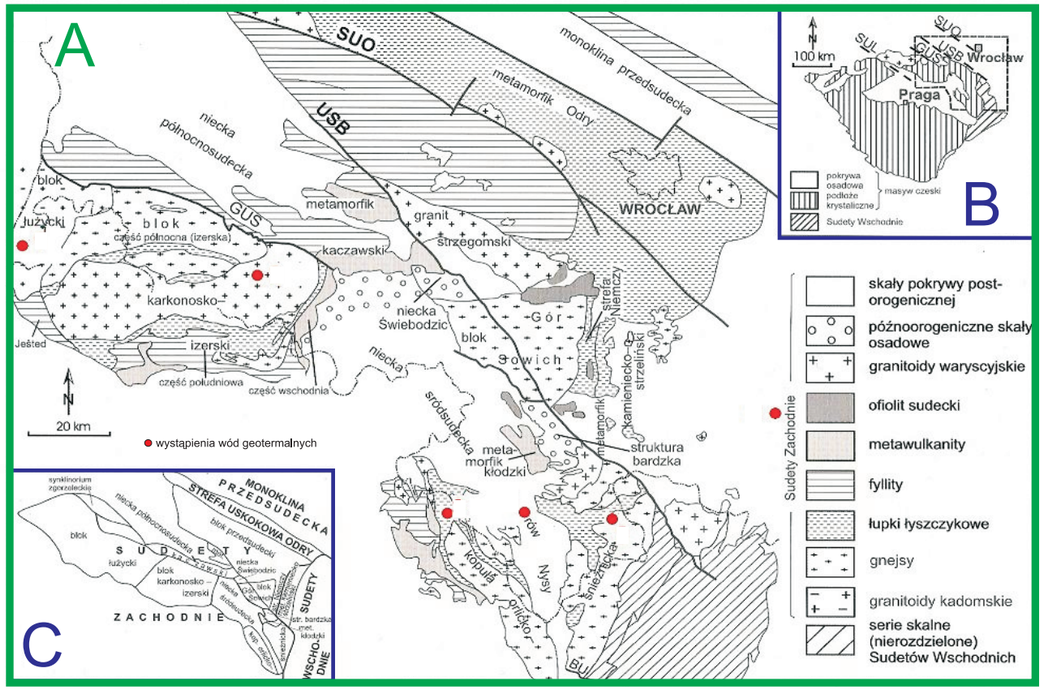
W przypadku regionu sudeckiego nie określono dotąd tzw. zasobów dyspozycyjnych wód i energii geotermalnej, przez którą rozumie się ilość wolnej (grawitacyjnej) wody termalnej poziomu hydrogeotermalnego lub innej jednostki bilansowej możliwej do zagospodarowania w danych warunkach środowiskowych, ale bez wskazania szczegółowej lokalizacji i warunków techniczno-ekonomicznych ujęcia wody.

W celu wykonania niniejszej analizy zgromadzono i przetworzono dostępny materiał faktograficzny dotyczący analizowanego regionu.

Badania wykonane na podstawie coraz nowszych obliczeń hydrogeotermicznych, wskazują na możliwość uzyskania w różnych rejonach krystaliniku sudeckiego wód o wysokich temperaturach, przekraczających 90°C (m.in. Dowgiałło 1985, 2002; Porowski, Dowgiałło 2009), co jest minimalnym kryterium do wykorzystania wód termalnych w systemach binarnych.

Obszar południowo-zachodniej Polski budują skały krystaliczne, które schodowo obniżają się ku północnemu wschodowi tworząc charakterystyczne stopnie (rys. 4.4.1). Najwyższym z nich jest wypiętrzony masyw górski Sudetów, miejscami pokryty skałami osadowymi o miąższości do kilkuset metrów. Wzdłuż tzw. brzeżnego uskoku sudeckiego obniżony względem Sudetów jest niższy stopień krystaliniku, tzw. blok przedsudecki. Ciągnie się on pasem o przebiegu NW-SE aż do tzw. strefy uskoków Odry, dalej podłoże tworzy kolejny trzeci stopień, nachylony ku północnemu wschodowi – pokryty miąższą pokrywą osadów tzw. monokliny przedsudeckiej. Blok przedsudecki w większej części również pokrywają młodsze skały osadowe o miąższości do kilkuset metrów. Natomiast monoklina przedsudecka stanowi serię warstw permu i triasu zapadających pod małym kątem ku NE.

Sudety i większość bloku przedsudeckiego stanowią północno-wschodni fragment masywu czeskiego (rys. 4.4.1 B), największego masywu krystalicznego Europy środkowej. Występujące tu skały prekambryjskie przebudowane zostały głównie podczas orogenezy bajkalskiej (assyntyjskiej), a następnie kaledońskiej (Oberc 1972). Decydującą rolę dla obecnej tektoniki miały intensywne i wielofazowe ruchy waryscyjskie zakończone intruzjami granitoidowymi. Tektonika waryscyjska spowodowała powstanie licznych dyslokacji, wzdłuż których powstałe bloki zostały przemieszczone pionowo. Na obszarze masywu znajdują się fragmenty młodopaleozoiczno-mezozoicznej pokrywy wypełniającej nieckę czeską, śródsudecką oraz północnosudecką. Ruchy górotwórcze orogenezy alpejskiej spowodowały odmłodzenie starych i powstanie nowych linii i wypiętrzenie wzdłuż nich bloków, tworzących na obrzeżeniu masywu obszary górskie wzniesione na wysokość setek metrów (Mísař i in. 1983; Oberc 1972; *Przewodnik*… 1995; Żelaźniewicz 2005). Na rysunku 4.4.1 – A i C zaznaczone są podstawowe i podrzędne jednostki tektono-stratygraficzne Dolnego Śląska (przedstawione wyżej: Sudety, blok przedsudecki i monoklina przedsudecka) i podrzędne jednostki tektono-stratygraficzne Dolnego Śląska.



Rys. 4.4.1. Szkic geologiczny odkryty Dolnego Śląska (A) (wg Żelaźniewicz 2005)
B – położenie Dolnego Śląska w obrębie masywu czeskiego, C – schemat podziału na jednostki stratygraficzno-tektoniczne, GUS – główny uskok sudecki, SUL – strefa uskokowa Łaby, SUO – strefa uskokowa Odry, USB – uskok brzeżny sudecki

Fig. 4.4.1. Uncovered geological map of Lower Silesia (A) (after Żelaźniewicz 2005)
B – location of Lower Silesia within the Czech massif, C – division into stratigraphic-tectonic units, GUS – Main Sudetic Fault, SUL – Elbe Fault Zone, SUO – Oder Fault Zone, USB – Marginal Sudetic Fault

Rozpoznanie wiertnicze obszaru badań

Najstarsze informacje dotyczące wód termalnych regionu sudeckiego dotyczą wód Cieplic Śląskich-Zdroju i Lądka-Zdroju. Pierwsze badania wód cieplickich pochodzą z 1572 r. (Ciężkowski 1994, 1998).

Pod koniec lat sześćdziesiątych XX wieku zaczęto realizować pierwsze większe prace. Po wykonaniu szerokich prac poszukiwawczych na podstawie ich rezultatów ujęto wody o podwyższonych temperaturach w Lądku-Zdroju (1973 r., odwiert L-2, temperatura wody 45°C) oraz w Cieplicach (lata 1972–73, odwierty C-1 i C-2, temperatury wody 41,5°C oraz 63,3°C). Na początku lat osiemdziesiątych XX wieku przypadkowo natrafiono na wypływy wód geotermalnych w chodniku odwadniającym kopalni węgla brunatnego Turów (1981 r., 26°C) oraz w Grabinie na bloku przedsudeckim (1983 r., odwiert Odra-5/I, 31,4°C).

Powyższe sugestie, potwierdzone wynikami wierceń w Cieplicach Śląskich-Zdroju (1997 r., pogłębienie odwiertu C-1, 86,7°C), a także w Dusznikach-Zdroju (2002 r., odwiert GT-1, 35°C) spowodowały wyraźny wzrost zainteresowania uzyskaniem nowych zasobów wód o wysokich temperaturach w różnych rejonach regionu sudeckiego. W ostatnim dziesięcioleciu powstało szereg projektów głębokich wierceń w Cieplicach Śląskich-Zdroju (C-3), Wojcieszycach (WT-1), Karpnikach (KT-1) i Podgórzynie (Podgórzyn GT-1), w Kotlinie Jeleniogórskiej, a także w Polanicy-Zdroju (GT-1 i GT-2), Bolesławowie (BT-1) i na Przełęczy Puchaczówka (CG-1) na Ziemi Kłodzkiej oraz w Lipowej na bloku przedsudeckim. Prawie wszystkie wymienione projekty czekają na realizację (Ciężkowski 2011).

Na załączniku 4.4.1 przedstawiono mapę lokalizacji głębokich otworów wiertniczych na obszarze Sudetów. Są to otwory znajdujące się w bazie danych PIG-PIB z uzupełnieniami autorów.

Występowanie wód termalnych w Sudetach

Wody termalne występują na Dolnym Śląsku wyłącznie w skałach krystalicznych, a ich obecność stwierdza się albo w bezpośrednich wypływach na powierzchnię, albo ujmuje się je na większych głębokościach, nieraz pod pokrywą skał osadowych.

Powstałe na obszarze Dolnego Śląska wyniesione obszary oraz linie głębokich nieciągłości w krystalicznym podłożu mają zasadnicze znaczenie w tworzeniu się wód mineralnych i termalnych. Obszary podniesione stanowią strefy infiltracji opadów i wód powierzchniowych, linie uskokowe są zaś drogami przepływu podziemnego, często głębokiego. Dzięki niemu wody uzyskują podwyższoną temperaturę, wzbogacają się w różne składniki i nieraz nasycane są juwenilnym dwutlenkiem węgla. Wskutek bardzo głębokiego przepływu wody infiltrujące w Sudetach pojawiają się także w obrębie bloku przedsudeckiego (Ciężkowski 2011).

W Sudetach występowanie wód termalnych stwierdzono w następujących miejscach (Ciężkowski 2011) (zał. 4.4.3):

Turów

W jednym z chodników odwadniających kopalni węgla brunatnego Turów w rejonie tzw. uskoku głównego w styczniu 1981 r. nastąpił nagły dopływ wód termalnych (25–26°C) z granitowego podłoża niecki żytawskiej. Typ wody (HCO_3-Na) generalnie podobny jest do innych wód termalnych krystaliniku masywu czeskiego. Należy jednak zwrócić tu uwagę na wysoką – jak na warunki sudeckie – mineralizację (3,6–4,2 g/dm^3), najwyższą w kraju zawartość fluoru (14,5 mg/dm^3), obecność dwutlenku węgla (160–200 mg/dm^3) oraz znaczną wydajność (15 dm^3/s – 54 m^3/h). Skład izotopowy wskazuje na infiltracyjne pochodzenie wód, a brak radiowęgla pozwala szacować ich wiek na kilkadziesiąt tysięcy lat (Ciężkowski, Sztuk 1985). Do tej chwili szereg odwiertów w obrębie wyrobiska kopalni ujmuje wody o podwyższonej temperaturze (Ciężkowski 2011).

Cieplice Śląskie-Zdrój

Początek wykorzystania tych wód udokumentowany jest pod koniec XIII w. (Ciężkowski 1994). Wypływy wód znajdują się na wysokości około 340 m n.p.m., w centralnej części Kotliny Jeleniogórskiej, dużego śródgórskiego obniżenia w Sudetach Zachodnich. Wody są obecnie ujęte sześcioma ujęciami płytkimi (źródła, szyby oraz odwierty o głębokości do 52 m p.p.t.) oraz dwoma odwiertami o głębokościach 750 (odwiert C-2) i 2002,5 m p.p.t. (C-1).

W Cieplicach ujmuje się dwa odrębne typy wód. Wody pierwszego z nich, wypływające z siedmiu ujęć, charakteryzują się prawie jednakową mineralizacją około 0,65 g/dm^3 i typem hydrogeochemicznym SO_4-HCO_3-Na, F, Si; zawartość jonu fluorkowego jest tu najwyższa w kraju i sięga 13 mg/dm^3. Wody typu drugiego, o mineralizacji około 0,9 g/dm^3 i składzie HCO_3-SO_4-Cl-Na-Ca, wypływają tylko z jednego źródła; ich temperatura wynosi około 23°C. Temperatura wód pierwszego z typów, wód o głębokim krążeniu, wynosi od 18 do 42°C w płytkich ujęciach, do 63°C w odwiercie C-2 i aż 86,7°C w odwiercie C-1.

Jednostką, w której następuje formowanie się wód, jest późnokarboński rozległy karkonoski masyw granitowy. Dno Kotliny Jeleniogórskiej, w tym rejon wypływów wód termalnych, pokrywają najczęściej słabo przepuszczalne osady czwartorzędowe o miąższości kilku-kilkunastu metrów.

Strefa naturalnych wypływów wód termalnych na powierzchnię związana jest z krzyżowaniem się większych stref uskokowych oraz ich rozcięciem mniejszymi uskokami (Fistek, Dowgiałło 2003).

W latach 1971–73 na terenie Cieplic wykonano dwa głębokie odwierty (Iwanowski 1973). Odwiertem C-1 o głębokości 661 m p.p.t. ujęto wody o temperaturze 41,2°C i wydajności 1,1 m^3/h, zaś odwiertem C-2 o głębokości 750 m p.p.t. wody o temperaturze 63,3°C i o wydajności 27 m^3/h. Drugi z odwiertów zaczął zasilać bazę zabiegową uzdrowiska w wodę, pierwszy zaś stał niewykorzystywany. W 1997 r. otwór C-1 został pogłębiony do 2002,5 m p.p.t. i ujął wodę o temperaturze aż 86,7°C i o wydajności 45 m^3/h (Fistek, Dowgiałło 2003).

Wykonanie odwiertów i późniejsze pogłębienie jednego z nich wyraźnie wpłynęło na wydajności wszystkich pozostałych ujęć. Zaobserwowano spadek wydajności źródła Basenowe Damskie, które żywo reagowało już spadkiem wydajności przy wykonywaniu odwiertów C-1 i C-2 na początku lat osiemdziesiątych XX w., a całkowicie zanikał w nim wypływ wód w trakcie pogłębiania odwiertu C-1 w latach 1997–98. Wskazuje to na ograniczoność zasobów wód w złożu (Ciężkowski 2011).

Jeleniów

W Jeleniowie koło Kudowy-Zdroju w 1982 r. otworem P-5 o głębokości 133 m p.p.t. nawiercono wody o mineralizacji 2,3 g/dm^3, typie HCO_3-Ca-Na, Fe, H_2S oraz temperaturze 20,2°C; wydajność otworu określono na 7,5 m^3/h (Fistek i in. 1987). Wody ujęte zostały w spękanych mułowcach dolnego turonu, w rejonie krzyżowania się dyslokacji w osiowej części synkliny Kudowy. Uzyskane rezultaty wraz z wynikami badań w pobliskich Dusznikach-Zdroju pozwoliły na wysunięcie sugestii o istnieniu anomalii geotermicznej na tym obszarze (Dowgiałło 1987).

Duszniki-Zdrój

Źródła szczaw wypływających w tym uzdrowisku znane były już od średniowiecza. Pojawiają się one w obrębie łupków łyszczykowych i gnejsów metamorfiku Gór Bystrzyckich i Gór Orlickich. Metamorfik ten ograniczony jest od północy, tuż poza uzdrowiskiem, prawie równoleżnikowo przebiegającą dużą strefą tektoniczną Pstrążna-Gorzanów. Strefa ta przecięta jest prostopadłym uskokiem Dusznik, wzdłuż którego pojawiają się właśnie wypływy szczaw. W jednym z odwiertów wykonanych na początku XX w. stwierdzano temperaturę wypływających wód sięgającą do 18,5°C (Fistek 1977). Badania zaś temperatur w kilkudziesięciu płytkich otworach wykonane pod koniec XX w. wykazały istnienie na obszarze uzdrowiska anomalii hydrogeotermicznej, w obrębie której stopień geotermiczny sięgał tylko 6,5 m/°C (Fistek, Fistek 1996). Uzyskane wyniki pozwoliły na lokalizację otworu GT-1, który wykonany w latach 2000–2002 osiągnął głębokość 1695 m. Ujęto

w nim szczawę o mineralizacji 3,5 g/dm^3, typie HCO_3-Ca-Mg, Fe, Si oraz temperaturze 34,7°C; wydajność otworu określono na 30 m^3/h (Dowgiałło, Fistek 2003). Wody termalne dotąd nie są wykorzystywane.

Krosnowice

W Krosnowicach (okolice Kłodzka) natrafiono przypadkowo na wody termalne. Otwór badawczy o głębokości 525 m p.p.t., po przewierceniu osadów kredowych wypełniających Rów Nysy Kłodzkiej, natrafił na ich kontakcie z podścielającymi je skałami metamorficznymi na wody o temperaturze 22°C. Są to wody kwasowęglowe o mineralizacji 1,6 g/dm^3, typie chemicznym HCO_3-Na-Ca-Mg i wydajności 3,6 m^3/h (Fistek, Fistek 2002).

Lądek-Zdrój

Lądek-Zdrój jest uzdrowiskiem o tradycjach leczniczych sięgających pierwszej połowy XIII w., kiedy Mongołowie po bitwie pod Legnicą zniszczyli istniejące tu urządzenia kąpielowe (Ciężkowski 1998). Wypływające na wysokości około 450 m n.p.m. wody ujęte są w sześciu źródłach i jednym odwiercie (L-2) o głębokości 700 m p.p.t. (Ciężkowski, Ciężkowski 1983). Wody charakteryzują się bardzo niską mineralizacją około 0,2 g/dm^3 oraz wyjątkowym typem chemicznym – są to wody HCO_3-F-Na, H_2S, Rn. Temperatura wód ujętych w poszczególnych źródłach kształtuje się na poziomie od 20,3 do 28,3°C. Woda z otworu u głębokości 700 m p.p.t. ma temperaturę 44°C (Ciężkowski 1980). Na wodę termalną natrafiono na głębokości 580 m p.p.t., po przewierceniu żyły lamprofiru otoczonej z obu stron żyłami bazaltu. W trakcie wiercenia wydajność wypływu z odwiertu sięgała 50 dm^3/s (180 m^3/h), przy czym dał się zauważyć spadek wydajności źródeł.

Tworzenie się wód następuje w jednostce geologicznej nazywanej metamorfikiem Lądka–Śnieżnika, obejmującej wschodnią część Ziemi Kłodzkiej w Sudetach Wschodnich.

W karbonie w metamorfiku miały miejsce intruzje granitoidowe, z którymi w rejonie Lądka-Zdroju związane są skały żyłowe (lamprofiry, żyły kwarcowe).

Skały metamorficzne budują wachlarzowato ułożone elementy fałdowe wyższego rzędu, które zanurzają się i zbiegają w kierunku zachodnim. Fałdy tworzą cztery antyklinoria i przedzielone są trzema synklinoriami. Elementy fałdowe w okolicach Lądka-Zdroju pocięte są kilkunastoma uskokami poprzecznymi (o kierunku sudeckim NW-SE) oraz kilkoma podłużnymi. Z uskokami tymi związane są cztery niewielkie wystąpienia neogeńskich bazaltów (Don 1964).

Naturalne wypływy wód termalnych związane są z krzyżowaniem się uskoków na terenie uzdrowiska, dopływy zaś wód należy wiązać z dużymi strefami uskokowymi o kierunku sudeckim. Wyniki badań trwałych izotopów tlenu i wodoru wód wskazują na ich zasilanie powyżej wysokości 700 m n.p.m., co potwierdzają wyniki badań gazów szlachetnych, wiek wód zaś określić można na około 5 tys. lat. Objętość wody w systemie można oszacować na $1,3 \cdot 10^9$ m^3 (Zuber i in. 1995). Za obszar zasilania wód lądeckich można przyjąć położone na SE Góry Bialskie i południową część Gór Złotych, skąd wody przepływają na znacznej głębokości 2000–2500 m p.p.t. Wypływające na powierzchnię wody tworzą niewielką anomalię hydrogeochemiczną i geotermiczną (Ciężkowski 1980).

Grabin

W 1983 r. otworem badawczym o głębokości 545 m p.p.t. natrafiono w Grabinie koło Niemodlina na jedyny dotąd przejaw występowania wód termalnych w obrębie bloku przedsudeckiego. Wodę ujęto tu w strefie głębokości 416–545 m p.p.t., obejmującej spękane piaskowce górnej kredy i podścielające je również spękane skały metamorficzne – gnejsy (Morawski, Sawicki 1984). Są to szczawy o mineralizacji 10 g/dm^3, typie HCO_3-Na i temperaturze 31,5°C. Wydajność odwiertu określono aż na 200 m^3/h (Czerski, Wojtkowiak 1992). Wody te nie są dotąd wykorzystywane, głównie z powodu ich dużej mineralizacji.

Analiza termiczna obszaru

Analiza termiczna obszaru badań została przedstawiona na podstawie dostępnego materiału literaturowego (Bruszewska 2000), bazującego m.in. na wykonanych w roku 1996 na obszarze Dolnego Śląska pomiarach temperatury w dziesięciu otworach hydrogeologicznej sieci monitoringowej PIG.

Do konstrukcji mapy temperatury na głębokości 1500 m p.p.t. (zał. 4.4.4) jako materiał wyjściowy wykorzystano mapę temperatur na tej właśnie głębokości (Bruszewska, 2000), która została wykonana na podstawie analizy 51 pomiarów temperatury przeprowadzonych w warunkach przynajmniej zbliżonych do ustalonych.

Rozkład pola temperaturowego został przedstawiony na podstawie bezpośrednich pomiarów w otworach wiertniczych. Uwarunkowania hydrogeotermalne sudeckiego regionu geotermicznego nie pozwalają na interpolowanie wartości temperatur na większe głębokości.

Temperatura na obszarze Sudetów na głębokości 1500 m p.p.t. zmienia się w zakresie od poniżej 40°C do ponad 47,5°C. Najwyższe temperatury obserwowane są w okolicach Legnicy i Jeleniej Góry. Jest to temperatura zbyt niska do wykorzystania wód termalnych do skojarzonej produkcji energii elektrycznej i cieplnej przy zastosowaniu układów binarnych, ale pozwala na wskazanie obszarów anomalii temperaturowych. Potwierdzeniem występowania anomalii temperaturowej w tym obszarze jest rejon Cieplic, gdzie z głębokości 2002,5 m p.p.t. uzyskano wodę o temperaturze aż 86,7°C.

Pozwala to przypuszczać, że w tym rejonie na głębokości 2500–3000 m p.p.t. będą występowały temperatury umożliwiające produkcję energii elektrycznej i cieplnej przy zastosowaniu układów binarnych (>90°C).

Odmienne od Niżu Polskiego warunki geologiczne Sudetów powodują konieczność innego podejścia do typowania lokalizacji perspektywicznych do wykorzystania wód termalnych w skojarzonej produkcji energii elektrycznej i cieplnej przy skojarzonym zastosowaniu układów binarnych.

Przyjęte kryterium temperaturowe determinuje poszukiwanie miejsc, gdzie temperatura wody w zbiorniku osiąga wartość przynajmniej 90°C, a jej wydajność gwarantuje uzyskanie satysfakcjonującej ilości wody, możliwej do wykorzystania w systemach binarnych.

Ze względu na istnienie anomalii geotermicznych rejon sudecki wydaje się być odpowiednim dla lokalizowania systemów binarnych. Za szczególnie predestynowane do poszukiwania wód termalnych uznać należy strefy związane z rozłamami wgłębnymi.

Najwyższą temperaturę wód udokumentowano w otworze C-1 (Cieplice Śląskie-Zdrój), gdzie z głębokości 2002,5 m p.p.t. uzyskano 45 m^3/h wody o temperaturze 86,7°C i to właśnie rejon **Cieplic** wydaje się najodpowiedniejszym do lokalizowania takich instalacji.

Administracyjnie rejon ten znajduje się w granicach miasta Jelenia Góra, w województwie dolnośląskim, powiecie jeleniogórskim (zał. 4.4.2).

Wody termalne występują w tym rejonie w karbońskim granicie Karkonoszy. Granit monzonitowy napotkano w otworze C-1 pod utworami czwartorzędu na głębokości 16,3 m p.p.t. Do głębokości 661 m występuje granit drobno-, średnio- i gruboziarnisty, często porfirowaty, odcinkami spękany i silnie zwietrzały, z wyraźnymi oznakami kaolinizacji skaleni. Głębiej zalegający granit (udokumentowany do głębokości 2002,5 m p.p.t., będącej głębokością otworu C-1) jest średnio- i gruboziarnisty, spękany, a partiami silnie zwietrzały (Dowgiałło, Fistek 1998). Na różnych głębokościach stwierdzono występowanie skał żyłowych. Na analizowanym obszarze wykryto wyraźne strefy zaburzeń tektonicznych.

W Cieplicach występują najcieplejsze w Polsce źródła naturalne (tab. 4.4.1) oraz najpłycej nawiercona woda słabozmineralizowana o temperaturze przekraczającej 80°C (otworem C-1).

Tabela 4.4.1. Parametry wód termalnych ujętych w Cieplicach (wg Derkowska, Sawicki 2002)
Table 4.4.1. Parameters of thermal waters sourced at Cieplice (after Derkowska, Sawicki 2002)

Nazwa źródła	Rodzaj ujęcia	Liczba ujęć	Rok wykonania	Temperatura wody [°C]	Zawartość składników stałych [mg/dm^3]	Klasyfikacja wody
Marysieńka	studnia odwiert	1 1	1980/82	21,7	550	SO_4-HCO_3-Na+F
Sobieski	dzwonowe	1	1929/30	22,2	465	HCO_3-SO_4-Na-Ca+F
Antoni-Wacław	dzwonowe dzwonowe	1 1	1910/11	19	510	SO_4-HCO_3-Na-Ca+F
Nowe	dzwonowe odwiert	4 1	1929/30	33,3	517	SO_4-HCO_3-Na+F
Basenowe Damskie	dzwonowe	2	1929/30	40,8	537	SO_4-HCO_3-Na+F
Basenowe Męskie	dzwonowe	1	1929/30	39,7	538	SO_4-HCO_3-Na+F
C-1	odwiert	1	1971/97	86,7	–	SO_4-HCO_3-Na+F
C-2	odwiert	1	1972	59,5	535	SO_4-HCO_3-Na+F

Analizę pomiarów wydajności poszczególnych źródeł z lat 1957–1999 przedstawili w swej pracy Derkowska i Sawicki (2002). Źródło Sobieski charakteryzowało się początkowo wysoką wydajnością, która w wyniku awarii znacznie spadła, po czym ustabilizowała się na niższym poziomie. Pomiary źródeł Basenowych prowadzone były przez długi czas i wykazały wahania wydajności związane z eksploatacją otworami C-1 i C-2. Podobne wahania zaobserwowano w pomiarze wydajności źródła Antoni. Pobór wody z otworu C-2 charakteryzuje się stałymi dużymi wahaniami, stale wzrastając (tab. 4.4.2).

Tabela 4.4.2. Miesięczne wydajności źródeł wód leczniczych Cieplic (wg Derkowska, Sawicki 2002)
Table 4.4.2. Monthly capacities of medicinal water springs at Cieplice (after Derkowska, Sawicki 2002)

Ujęcie	Okres badań	Liczba pomiarów	Minimum	Średnia	Maksimum
			m^3/h		
Sobieski	1957–1984	1 611	0,013	0,06	0,21
Antoni	1965–1973	170	0,96	3,82	6,06
Damskie	1957–1999	3 817	0,01	0,19	1,92
Męskie	1957–1999	4 193	0,04	0,87	1,704
C-2	1973–1999	833*	0,03*	4,66*	12,4

Rozpoznane punktowo wody termalne regionu sudeckiego związane są ze strefami spękań w skałach krystalicznych. Dotychczas najlepsze parametry wód podziemnych (temperatura, wydajność) stwierdzono w rejonie **Cieplic** i to właśnie te okolice należy uznać za najbardziej perspektywiczne dla lokalizowania instalacji binarnych.

Wiele z wykonanych dotychczas opracowań wskazuje na możliwość uzyskania także w innych rejonach krystaliniku sudeckiego wód o temperaturach odpowiednich do wykorzystania w instalacjach binarnych. Jednak ze względu na punktowe rozpoznanie obszaru badań oraz specyficzny charakter wystąpień wód termalnych interpolacja parametrów hydrogeotermalnych, zarówno wgłębna jak i przestrzenna, jest wyjątkowo utrudniona.

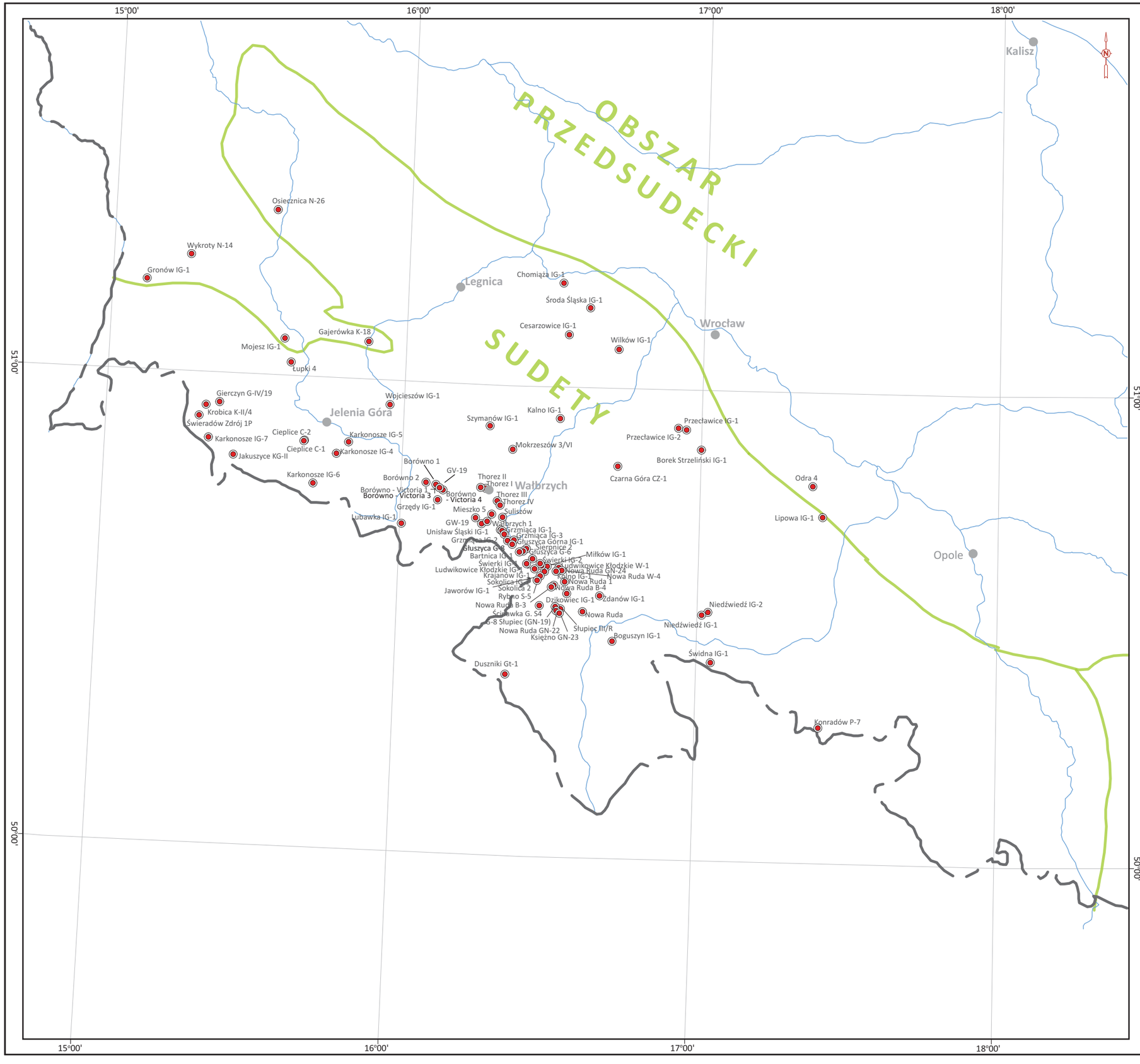
Z tego względu nie można wykluczyć istnienia innych miejsc, gdzie wody termalne będą charakteryzowały się odpowiednimi parametrami do zastosowania w systemach binarnych, jednak dotychczasowy stan rozpoznania parametrów hydrogeotermalnych analizowanego obszaru jednoznacznie wskazuje, że najlepsze parametry do skojarzonej produkcji energii elektrycznej i cieplnej przy zastosowaniu układów binarnych mają wody występujące w karbońskim granicie Karkonoszy w rejonie **Cieplic**.

Zał. 4.4.1

MAPA LOKALIZACJI OTWORÓW WIERTNICZYCH NA OBSZARZE SUDETÓW

Encl. 4.4.1

MAP OF BOREHOLE LOCATIONS IN THE SUDETES AREA



LEGENDA:

LEGEND:

Odra 4 — Głębokie otwory wiertnicze (baza danych PIG)
Deep boreholes (PIG database)

Opole — Ważniejsze miasta
Main cities

Granica Państwa
National border

Granica Sudetów
Boundary of the Sudetes

Rzeki
Rivers

0 25 50 km

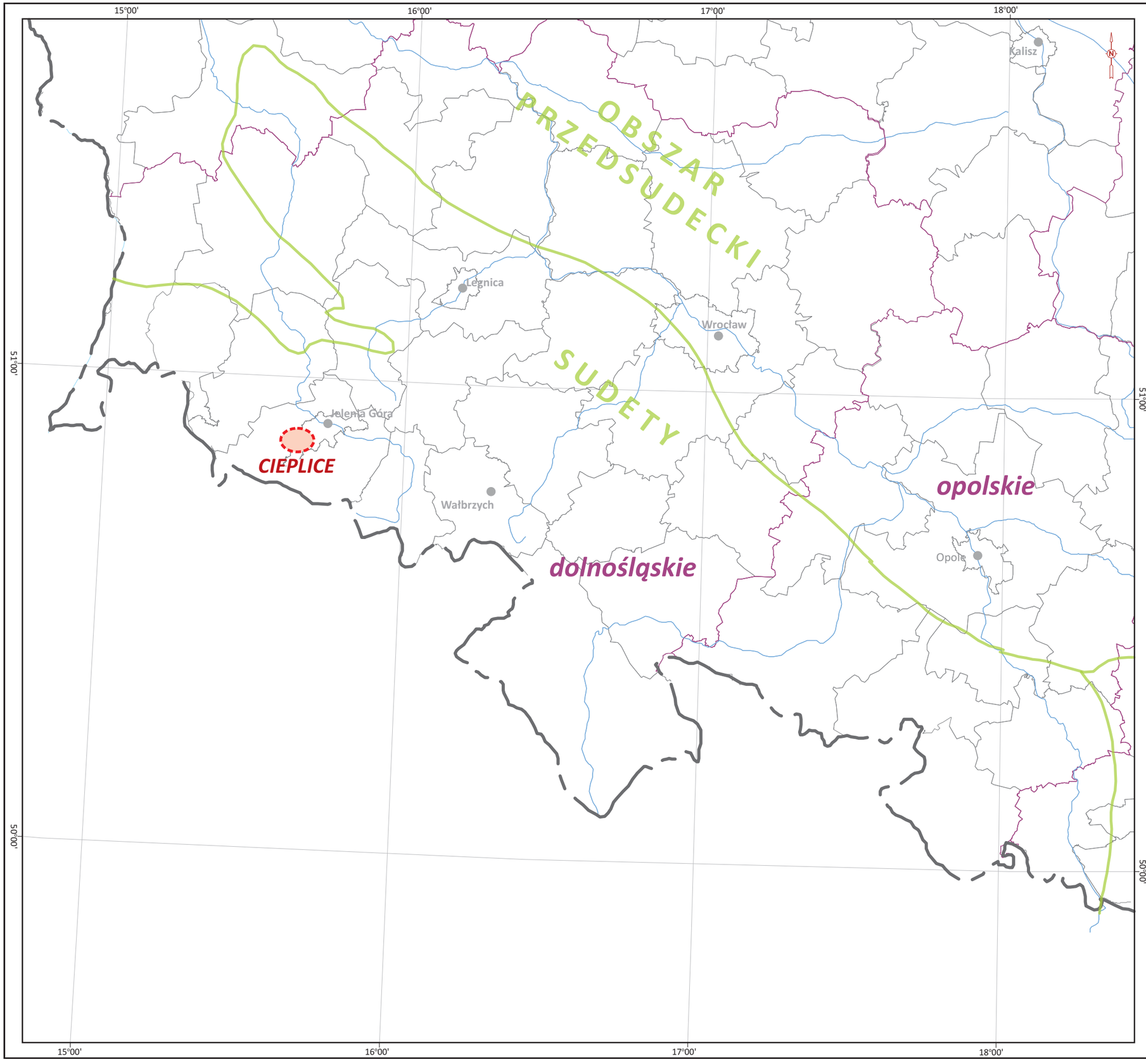
WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Zał. 4.4.2

LOKALIZACJA OBSZARU PERSPEKTYWICZNEGO SUDETÓW NA TLE PODZIAŁU ADMINISTRACYJNEGO

Encl. 4.4.2

MAP OF THE LOCATION OF THE SUDETES PROSPECTIVE AREA IN RELATION TO POLISH ADMINISTRATIVE BOUNDARIES



LEGENDA:
LEGEND:

- Obszar perspektywiczny — *Boundary of the perspective area*
- Opole — Ważniejsze miasta — *Main cities*
- Granica Państwa — *National border*
- Granica Sudetów — *Boundary of the Sudetes*
- Granica województwa — *Border of voivodeship*
- Granica powiatu — *Border of county*
- Rzeki — *Rivers*

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Zał. 4.4.3

MAPA WYSTĘPOWANIA WÓD TERMALNYCH W SUDETACH*

Encl. 4.4.3

MAP OF THERMAL WATERS OCCURENCE IN THE SUDETES AREA

*na podstawie: Przylibski (red.), 2007; Dowgiałło, 2002; Ciężkowski i inni, 2011
(based on Przylibski (ed.), 2007; Dowgiałło, 2002; Ciężkowski et al., 2011)

15°00' 16°00' 17°00' 18°00'

51°00' 50°00'

OBSZAR PRZEDSUDECKI

SUDETY

Kalisz

Legnica

Wrocław

Jelenia Góra

Wałbrzych

Opole

Turów
Dopływ wód z granitowego podłoża niecki żytawskiej
Water flow from granit bedrock of Żytawa Trough
Temperatura: 25-26°C
Temperature
Wydajność: 54 m³/h
Flow rate
Mineralizacja: 3,6-4,2 g/dm³
Mineralization

Cieplice Śląskie-Zdrój
Głębokość otworu: 2002,5 m
Borehole depth
Temperatura: 86,7°C
Temperature
Wydajność: 45 m³/h
Flow rate
Mineralizacja: 0,65 g/dm³
Mineralization

Głębokość otworu: 133 m
Borehole depth
Temperatura: 20,2°C
Temperature
Wydajność: 7,5 m³/h
Flow rate
Mineralizacja: 2,3 g/dm³
Mineralization

Jeleniów

Duszniki-Zdrój

Krosnowice

Głębokość otworu: 1695 m
Borehole depth
Temperatura: 34,7°C
Temperature
Wydajność: 30 m³/h
Flow rate
Mineralizacja: 3,5 g/dm³
Mineralization

Głębokość otworu: 525 m
Borehole depth
Temperatura: 22°C
Temperature
Wydajność: 3,6 m³/h
Flow rate
Mineralizacja: 1,6 g/dm³
Mineralization

Lądek-Zdrój

Głębokość otworu: 700 m
Borehole depth
Temperatura: 20,3 - 44°C
Temperature
Wydajność: do 180 m³/h
Flow rate
Mineralizacja: 0,2 g/dm³
Mineralization

Grabin
Głębokość otworu: 545 m
Depth of water intake
Temperatura: 31,5°C
Temperature
Wydajność: 200 m³/h
Flow rate
Mineralizacja: 10 g/dm³
Mineralization

LEGENDA:
LEGEND:

- Opole — Ważniejsze miasta / *Main cities*
- Granica Państwa / *National border*
- Granica Sudetów / *Boundary of the Sudetes*
- Wody termalne / *Thermal waters*
- Szczawy / *Acidulous waters*
- Rzeki / *Rivers*

Systemy rozłamów wgłębnych
Deep fissures systems

- pewne / *documented*
- przypuszczalne / *expected*

0 25 50 km

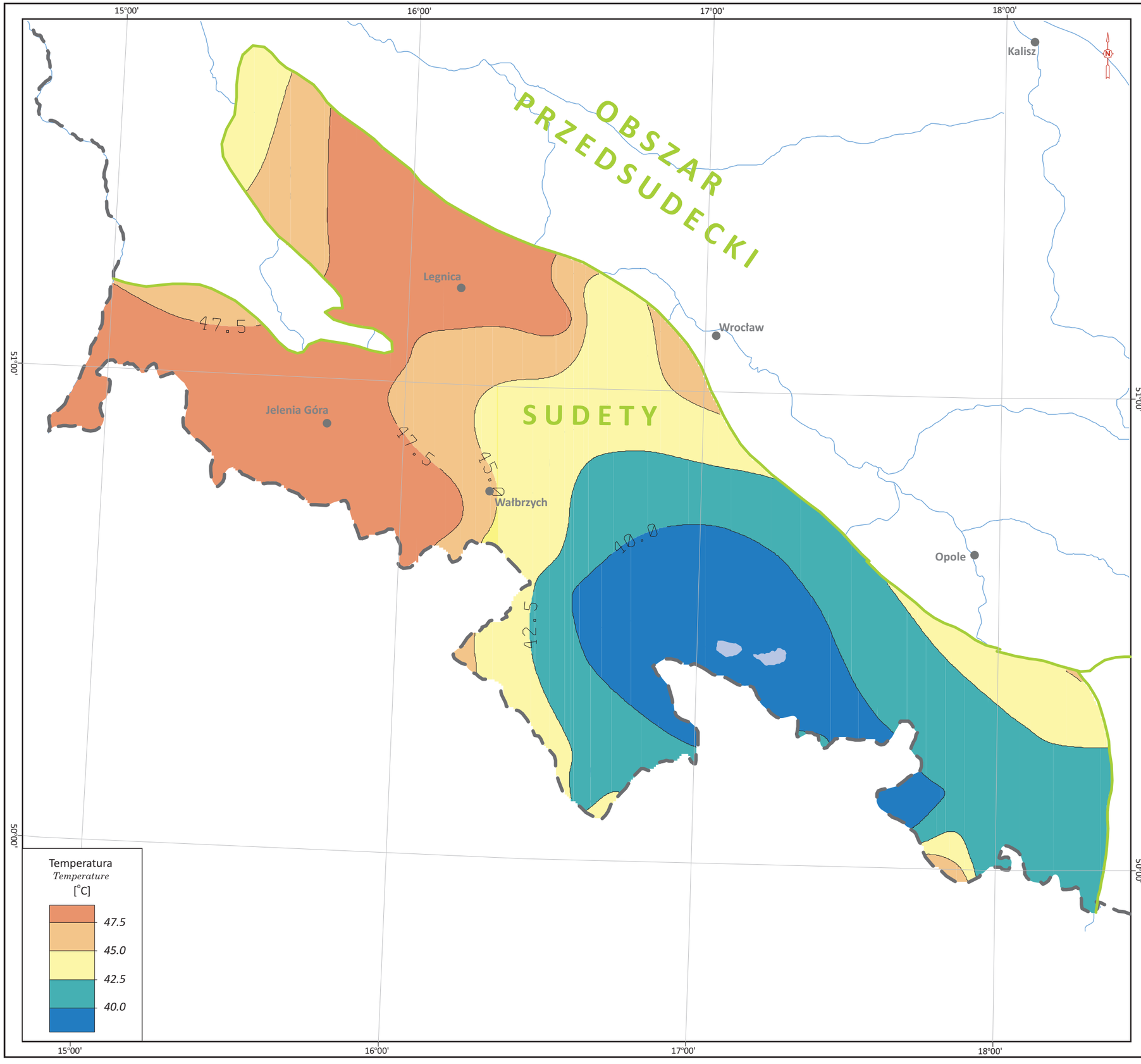
WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Zał. 4.4.4

MAPA TEMPERATURY W SUDETACH NA GŁĘBOKOŚCI 1500 m p.p.t.*

Encl. 4.4.4

MAP OF TEMPERATURE IN THE SUDETES AREA AT A DEPTH 1500 m b.g.l.



*na podstawie: Bruszewska, 2000
(based on Bruszewska, 2000)

LEGENDA:

LEGEND:

- Opole — Ważniejsze miasta / *Main cites*
- Granica Państwa / *National border*
- Granica Sudetów / *Boundary of the Sudetes*
- 5ϑ — Izotermy [°C] / *Isotherms [°C]*
- Rzeki / *Rivers*

0 25 50 km

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Summary – Characteristics of the main hydro-geothermal structures which are prospects for the use of binary technologies

The major geothermal water resources in the Polish Lowland are associated with Mesozoic aquifers. Evaluations of static resources (defined as the amount of free geothermal water contained in pores, crevices or caverns in rocks assigned to a specific hydro-geothermal level) and utilisable static resources (i.e. static resources decreased by the utilisation coefficient) (Szczepański et al. 2006) indicate that major geothermal resources are accumulated in lower Jurassic and lower Triassic reservoirs. The lower Triassic reservoir contains the major resource pool in the thermal class above 100°C, and is also the location of the geothermal resource covering the largest area. The lower Jurassic reservoir constitutes the largest disposable geothermal resource pool (defined as the volume of free geothermal water contained in a particular unit available for utilisation in given conditions, without either specification of the detailed location of the intake or its technical and economic characteristics) among all the geothermal reservoirs in the Polish Lowland.

The analysis of the hydro-geothermal parameters of the lower Jurassic reservoir indicated that the best prospects for the utilisation of its geothermal waters in binary systems occur in the central part of the Polish Lowland; specifically in the Konin area where the temperature of the water in the reservoir exceeds 90°C. Furthermore, boreholes in this area may be expected to be highly productive, exceeding the minimum assumed threshold of 50 m^3/h. Another region exhibiting a significant geothermal potential within the Polish Lowland is the Szczecin Basin area. The geothermal energy resources contained therein are mostly related to the lower Jurassic reservoir (App. 4.2.1.). Peak temperature values (exceeding 130°C at the reservoir roof) occur in the deep lower Jurassic roof area (3400–3600 m bgl) in Konin County (namely Sompolno and Wierzbinek gminas [communes]) as well as in Kolski County (Babiak and Osiek Mały gminas). The waters in the reservoir examined are noted for their relatively high mineralisation, ranging from approximately 70 g/dm^3 (in boundary sections of the area, such as the Konin region) up to more than 170 g/dm^3 (in the proximity of salt structures) (App. 4.2.8). The potential productivity of boreholes in the area examined was evaluated to range from several dozen to approximately 280 m^3/h (App. 4.2.9). In several areas, the productivity drops to slightly below 50 m^3/h.

The most promising terrain, where the temperature in the lower Triassic roof exceeds 120°C, is located, like the lower Jurassic reservoir, in the Lodz Basin, and also partially in the region of the Kujawy Wall (App. 4.2.17). Unfortunately, the situation in mottled sandstone structures at large depths, which helps maintain the high temperature in the aquifer, neither results in water mineralisation, nor enhances the retention capacities of the strata. The waters of the reservoir under consideration are characterised by relatively high levels of mineralisation, ranging from approximately 140 g/dm^3 in the boundary sections of the area (Warsaw Basin, Sudeten Foothills) up to more than 350 g/dm^3 in deep reservoir zones (axial fragments of the Lodz Basin and Szczecin Basin) (App. 4.2.24). The analysis of petrophysical measurements (porosity, permeability) indicates that the area selected is likely to exhibit rather poor capacity properties resulting in a low performance of the boreholes. Having considered the realistic option which assumes a permeability equal to the mean value of the laboratory data analysed (very low, approximately 0.6 mD), the minimum efficiency required for binary installations was not reached (20 m^3/h).

Podhale falls in one of the most promising regions in Poland as far as the use of geothermal energy is concerned. It provides excellent conditions for the deposit and its utilisation, such as proper infrastructure for the heating industry, recreation, balneotherapy and other applications. The energy-related usage of geothermal water in Poland was initiated in Podhale in the mid 80s of the 20th century. The area, running more or less longitudinally from the town of Chochołów in the west, through Bańska – Biały Dunajec in the central part of the Podhale Basin and further to the east, was selected as the best prospect in terms of utilisation of the geothermal water for the generation of electricity and heat using binary systems (App. 4.3.1). Temperatures in the roof of the main geothermal water level exceed 80°C in the region. Artesian static pressures, measured at the wellhead outlets, amount to 16–27 bar (boreholes: Chochołów PIG-1 and Bańska PGP-1, respectively). Utilisable geothermal water resources (Tab. 4.3.1.) documented in specific boreholes located in the Podhale Basin range from 4 to 550 m^3/h (Kępińska, Wieczorek 2011). In the prospect area selected, however, peak values of the previously defined range are reached: 170 m^3/h (Chochołów PIG-1 borehole), 550 m^3/h (Bańska PGP-1 borehole), 120 m^3/h (Bańska IG-1 borehole), 270 m^3/h (Biały Dunajec PAN-1 borehole – currently an injection well).

The geological structure of the Sudeten region – crystalline, massive bedrock, superficially uncovered or covered by low thickness sedimentary rocks, implies suspension of the local geothermal water in the fracture areas of the crystalline rocks. Therefore, such geothermal water reserves cannot be compared with those available in the Polish Lowland. The earliest information about geothermal water deposits in the Sudeten is related to reservoirs in Cieplice Śląskie–Zdrój and Lądek–Zdrój. First analyses of the Cieplice waters date back to 1572 (Ciężkowski 1994, 1998). In the late 60s of the 20nd century more elaborate studies were initially carried out. Based on broad search results, the following intake stations were set up for high temperature waters: Lądek–Zdrój (1973, L-2 borehole, water temperature 45°C) and in Cieplice (during 1972–73, C-1 and C-2 boreholes, water temperatures 41.5°C and 63.3°C, respectively; 1997, C-1 well extension, 86.7°C). In early 80s of the 20th century, an outflow of the geothermal water was accidentally discovered in the water gallery of the Turów lignite mine (1981, 26°C) and in Grabin, in the Fore-Sudetic Block (1983, Odra-5/I borehole, 31.4°C).

The above-mentioned implications, confirmed by the results of drillings in Cieplice Śląskie–Zdrój (1997, C-1 well extension, 86.7°C), and in Duszniki–Zdrój (2002, GT-1 borehole, 35°C) caused a significantly increased interest in the acquisition of new high-temperature water resources in different areas of the Sudeten region. During the last decade, a number of deep drilling projects were designed. Elevated areas in the Lower Silesia region and deep faults in the crystalline bedrock are the most significant in relation to the formation of the mineral and geothermal water deposits. The elevated areas constitute zones of precipitation and surface water infiltration, whereas the fault lines create subterranean flow channels, some of them located deep underground. These produce an increased temperature of the water, which also becomes enriched with different minerals, sometimes saturated with juvenile carbon dioxide. Due to extremely deep flow, infiltrating waters in the Sudeten occur also in the Fore-Sudetic Block (Ciężkowski 2011).

Due to existence of geothermal anomalies, the Sudeten region appears to be appropriate for the location of binary systems. Lineament zones are especially suitable for the search for geothermal waters. The peak temperature was recorded in the C-1 borehole (Cieplice Śląskie-Zdrój) where 45 m^3/h of water at a temperature of 86.7°C was obtained from a depth of 2002.5 m bgl, and indeed the Cieplice region appears to be the most suitable one for locating such installations.

5. OCENA UWARUNKOWAŃ GEOLOGICZNO-ZŁOŻOWYCH WYTYPOWANYCH STRUKTUR HYDROGEOTERMALNYCH

(Barbara Tomaszewska, Wiesław Bujakowski, Józef Chowaniec, Barbara Czerwińska, Bogusław Bielec, Aleksandra Kasztelewicz, Grażyna Hołojuch, Wojciech Franus, Tomasz Operacz, Piotr Freiwald, Grzegorz Leśniak, Anna Przelaskowska)

5.1. Wprowadzenie

W rozdziale 4 niniejszej pracy, na podstawie informacji zawartych w istniejących materiałach, takich jak atlasy geotermalne, publikacje z zakresu hydrogeologii, geotermiki, geofizyki itd. przeanalizowano i wytypowano obszary predestynowane do zagospodarowania energii geotermalnej w systemach binarnych w Polsce. Wskazano najbardziej perspektywiczne struktury geologiczne Niżu Polskiego – utwory jury dolnej oraz potencjalnie triasu dolnego w obrębie niecki mogileńsko-łódzkiej i niecki warszawskiej oraz jury dolnej niecki szczecińskiej, struktury geotermalne niecki podhalańskiej oraz wybrane obszary Sudetów.

W celu lepszego rozpoznania uwarunkowań geologiczno-złożowych dla wytypowanych struktur hydrogeotermalnych przeprowadzono badania uszczegóławiające. Ich wyniki zaprezentowano w rozdziale 5. Analizie poddano dane prezentowane w dokumentacjach geologicznych i hydrogeologicznych, dokumentacjach wynikowych ważniejszych odwiertów wykonanych w obrębie wytypowanych w rozdziale 4 obszarów. Przeanalizowano informacje dotyczące właściwości fizykochemicznych płynów złożowych, stanu technicznego odwiertów (w aspekcie oceny możliwości rekonstrukcji odwiertu dla wykorzystania w systemie binarnym). Wykonane zostały badania poszerzające dotychczasowe rozpoznanie, w tym m. in. reprocessing geofizyki powierzchniowej i wiertniczej oraz, dla wybranych odwiertów, badania mineralogiczno-petrograficzne i petrofizyczne materiału skalnego (porowatość, przepuszczalność, własności cieplne skał). Przedstawione w niniejszym rozdziale wyniki badań wykorzystane zostały przy realizacji koncepcyjnych modeli geologicznych dla perspektywicznych stref (zaprezentowanych w rozdziale 7) oraz w modelowaniach numerycznych termiki górotworu oraz warunków pracy systemu geotermalnego.

5.2. Rozpoznanie wiertnicze

(Barbara Tomaszewska, Wiesław Bujakowski, Józef Chowaniec, Bogusław Bielec, Aleksandra Kasztelewicz, Grażyna Hołojuch, Tomasz Operacz, Piotr Freiwald)

W czasie ostatnich kilkudziesięciu lat na obszarze Polski, zwłaszcza na Niżu Polskim, wykonano ponad 7000 otworów wiertniczych o głębokości przekraczającej 1000 m p.p.t. Otwory te zostały odwiercone głównie w celu rozpoznania zasobów złóż bituminów i/lub w celach badawczych, dla lepszego rozpoznania budowy geologicznej kraju. Wyniki przeprowadzonych prac wiertniczych stanowią bardzo ważne źródło informacji, dostarczające wiedzy na temat warunków wgłębnych występujących na obszarze Polski.

Dla potrzeb realizacji niniejszej pracy, z bazy danych Narodowego Archiwum Geologicznego w Warszawie pozyskano podstawowe informacje o ponad 2000 otworów, których głębokość przekroczyła 2500 m p.p.t. Były to głównie wiercenia zrealizowane na Niżu Polskim oraz w rejonie niecki podhalańskiej. Z rejonu Sudetów analizie poddano otwory wiertnicze, których dane mogły dostarczyć informacji ważnych z uwagi na cel pracy. Po dokonaniu selekcji, zgodnie z wytycznymi zawartymi w rozdziale 4, wytypowano do szczegółowej analizy blisko 140 otworów dokumentujących warunki hydrogeotermalne i struktury geologiczne niecki mogileńsko-łódzkiej, niecki warszawskiej, niecki szczecińskiej, niecki podhalańskiej i rejonu Sudetów (zał. 5.2.1). Poza informacjami dotyczącymi litostratygrafii przewierconych warstw skalnych, profili geologicznych otworów, część z nich posiadała dane opisujące parametry petrofizyczne oraz hydrogeologiczne pozyskane w trakcie wykonywania opróbowań, testów złożowych, próbnych pompowań i in. Dane otworowe poddano szczegółowej analizie, uwzględniającej warunki hydrogeotermiczne wytypowanych rejonów badań (rozdział 7), ale również położenie otworu względem większych miejscowości i stan techniczny, celem rozpoznania możliwości ich rekonstrukcji i zagospodarowania.

W poniższych tabelach zestawiono listy wybranych otworów, które zostały poddane analizie. W tabeli 5.2.1 – otwory Niżu Polskiego, w tabeli 5.2.2 – niecki podhalańskiej i w tabeli 5.2.3 z obszaru Sudetów.

Tabela 5.2.1. Zestawienie wybranych otworów wiertniczych Niżu Polskiego (Zał. 5.2.1)

Table 5.2.1. Summary of selected boreholes in the Polish Lowland (Appendix 5.2.1)

Nazwa otworu	Głębokość otworu [m p.p.t.]	Szerokość geogr. (WGS 84)	Długość geogr. (WGS 84)	Rok wykonania
BANACHÓW IG-1	3 403	521038,92	184718,43	1986
BODZANÓW IG-1	5 854	523046,00	195853,41	1982
BRZEŚĆ KUJAWSKI IG-1	4 573	523338,95	185914,38	1987
BUKÓW 1	5 105	513737,96	195019,53	1978
BUKÓW 2	5 143	513539,96	195314,54	1986
BYCZYNA 1	5 728	524003,93	183731,36	1984
CHABOWO 1	2 708	531503,74	144148,22	1989
CHOCIWEL 2	3 750	532905,78	152035,18	1998
CHOCIWEL 3	3 361	532611,78	151738,19	1987
CHOCIWEL IG-1	2 906,7	532533,48	152504,14	1963
CZESZEWO IG-1	3 626	520917,85	172950,42	1975
DAMASŁAWEK 20	2 893	524855,88	173556,32	1963
DAMASŁAWEK 22	4 050	524824,88	173031,32	1987
DOBRÓW IGH-1	2 805,7	521058,92	184007,43	1980

Nazwa otworu	Głębokość otworu [m p.p.t.]	Szerokość geogr. (WGS 84)	Długość geogr. (WGS 84)	Rok wykonania
DOBRZANY 1	2 261,9	532213,78	152238,20	1961
FLORENTYNA IG-2	3 882	515048,87	181123,47	1982
GOSTYNIN IG-1A	2 919,5	522615,98	193742,41	1966
GOSTYNIN IG-4	2 702,6	522748,99	194313,40	1961
GOSTYNIN IG-1	2 734	522612,39**	192713,49**	2008
GRZĘZNO 1	3 503,1	533253,78	151553,17	1967
INOWROCŁAW 02 (SOLNO INO-2)	3 026	524522,00	181514,00	1950
IZDEBNO IG-1	4 252	514859,16	213426,73	1972
KAMIONKI 1	2 851	524015,99	193712,37	1973
KAMIONKI IG-3	5 095	524018,99	193738,37	1987
KANIA 1	3 072	533201,78	151423,18	1968
KARNKOWO 1/IG-1	4 653	525128,97	191353,34	1984
KŁOKOCZYN-1	2 778	521844,94	185636,42	1989
KOŁO IG-3	3 156,2	520702,74	184842,77	1968
KOŁO IG-4	2 876	520221,93	185623,45	1970
KOMPINA 2	4 570	520817,28	195957,99	1980
KORABIEWICE PIG-1	5 250	515754,00	202503,50	1991
KÓRNIK 3	3 800	521710,83	170702,39	1997
KROŚNIEWICE IG-1	4 717,1	521057,02	191035,18	1966
KUTNO 1	5 966	521243,96	192253,44	1983
LIPNO 1	3 071,7	525621,98	191406,33	1963
LUBRZE 1	3 204	520535,78	172237,28	1999
LUTOMIERSK 2	3 204	514755,93	191237,49	1971
LUTOMIERSK 3	2 506,2	514659,93	191038,50	1970
MACIEJOWICE IG-1	5 059	514245,05	213127,55	1976
MADAJE STARE IG-1	2 515,9	514913,08	190535,51	1967
MALANÓW 1	5 365	515814,95	182036,42	1998
MŁYNY 1	3 306,4	523538,91	181323,36	1969
MŁYNY-2	2 703,4	523533,91	181211,36	1971
MSZCZONÓW IG-2	5 300	515649,01	202733,50	1976
NADARZYN IG-1	3 800	520508,97	205144,99	1975
NIESTRONNO 1	2 990	524224,41	174852,63	1964
OŚWINO IG-1	2 250	520508,97	205144,99	1965

Nazwa otworu	Głębokość otworu [m p.p.t.]	Szerokość geogr. (WGS 84)	Długość geogr. (WGS 84)	Rok wykonania
PABIANICE 1	2 884	513725,93	192123,66	2010
PIOTRKÓW TRYBUNALSKI IG-1	4 849	512521,91	192950,70	1982
PŁAWCE 1	3 970	521828,84	171513,39	1984
PODDĘBICE IG-1	3 057	520402,93	185953,45	1971
PODDĘBICE PIG-2	4 730	520506,93	190153,45	1992
PONĘTÓW 1	3 007	521116,92	184158,43	1973
PONĘTÓW 2	2 937	520856,92	184559,43	1992
PRZYBYŁÓW 1	3 857	520910,92	184439,43	1988
RADUCZ IG-1	3 864,6	515414,00	202047,50	1977
RDUTÓW 2	3 410	521310,94	190211,43	1991
RÓŻYCE 1	4 966	521411,98	200107,84	1982
RÓŻYCE IG-2	4 152	521343,99	195848,45	1986
SIEDLEC 1	4 440	520819,94	190724,44	1991
SIEKIERKI 4	4 187	522206,84	170756,38	1986
SKIERNIEWICE GT-1	3 001	515818,99	201050,49	1991
SKIERNIEWICE GT-2	2 900	515738,98	201103,48	1997
SOCHACZEW-2	4 466,5	520946,00	202024,14	1974
SOLEC 1	3 496	520631,84	171853,42	1975
STARGARD 1	5 444	532150,76	145930,20	1976
STARGARD GT-1	2 670	532105,17	150014,82	2001(?)
STARGARD GT-2	2 670*	532105,17	150014,82	2002 (?)
STRZELNO IG-1	3 004,1	523427,73	181337,46	1965
ŚLESIN IGH-1	2 570	522321,27	182012,37	1979
TORUŃ 1	5 904	530118,96	184412,30	1979
TRZEMŻAL 1	2 502,2	523013,37	175834,27	1958
TRZEMŻAL 2	3 211	523128,89	175947,37	1972
TRZEŚNIEW 1	4 532	521254,91	183057,42	1989
TUREK 1	3 003,3	520118,14	183103,24	1959
TUREK 2	2 203,3	520048,57	183317,04	1959
TUSZYN 2	2 613	513440,58	193236,68	1964
TUSZYN 9	3 206,8	513243,94	193358,54	1968
UNIEJÓW 1	4 775,8	515523,91	184928,47	1971
WARTKOWICE 1	2 526,6	520214,93	185822,46	1973
WARTKOWICE 2	3 087,2	520107,74	190014,07	1973

Nazwa otworu	Głębokość otworu [m p.p.t.]	Szerokość geogr. (WGS 84)	Długość geogr. (WGS 84)	Rok wykonania
WILCZNA 1	3 205,2	521502,22	180107,76	1969
WILCZYCA 1	3 217	515154,92	190309,48	1971
WILCZYN IGH-1	2 573	522954,00	180757,00	1980
WITOWO 1	4 015	520744,84	172417,42	1994
WITOWO 2	3 500	520730,84	172135,42	1995
WRZĄCA IGH-1	2 934,8	521538,92	184333,42	1980
WYSZOGRÓD 1	2 510	522325,34	200303,83	1973
ZAKRZYN IG-1	4 912	515258,88	181413,47	1984
ZGIERZ IG-1	4 667	515738,95	193323,48	1985
ŻYCHLIN GN-4	3 900	521426,98	194721,44	1991
ŻYTOWICE 2	2 619,5	514233,93	191515,51	1972

* Otwór kierunkowy, odchylenie ok. 70°.
** Współrzędne odczytane w bazie Geoportal (http://mapy.geoportal.gov.pl/imap/)

Tabela 5.2.2. Zestawienie wybranych otworów wiertniczych niecki podhalańskiej (zał. 5.2.1)
Table 5.2.2. Summary of selected boreholes in the Podhale Basin (Appendix 5.2.1)

Nazwa	Głębokość otworu [m p.p.t.]	Szerokość geogr. (WGS 84)	Długość geogr. (WGS 84)	Rok wykonania
BAŃSKA IG-1	5 261,0	492341,309	200106,365	1981
BAŃSKA PGP-1	3 242,0	492356,207	200106,725	1997
BAŃSKA PGP-3	3 400,0*	492356,425	200106,185	2013
BIAŁKA TATRZAŃSKA GT-1	2 450	492312,600	200551,200	2007
BIAŁY DUNAJEC PAN-1	2 394,0	492302,832	200110,223	1989
BIAŁY DUNAJEC PGP-2	2 450,0	492257,096	200102,460	1997
BUKOWINA TATRZAŃSKA PIG/PNiG-1	3 780,0	491946,601	200603,257	1991
CHOCHOŁÓW PIG-1	3 572,0	492104,000	194921,900	1990
FURMANOWA PIG-1	2 324,0	491919,116	195710,163	1990
HRUBY REGIEL IG-2	707,1	491710,000	195305,000	1973
JASZCZURÓWKA	150,3	491700,100	195953,700	1959
PORONIN PAN-1	3 003,0	492006,432	200012,636	1990
SIWA WODA IG-1	856,0	491709,557	195046,164	1973
SKOCZNIA IG-1	700,0	491703,300	195748,400	1986
SZYMOSZKOWA GT-1	1 737,0	491737,500	195542,300	2006
ZAKOPANE 2	1 113,0	491742,413	195754,581	1975
ZAKOPANE IG-1	3 073,2	491745,089	195753,916	1963
ZAZADNIA IG-1	680,0	491800,414	200424,071	1986

* Głębokość w pionie (otwór kierunkowy o długości 3519 m, odchylenie 650 m).

Tabela 5.2.3. Zestawienie wybranych otworów wiertniczych Sudetów (zał. 5.2.1)
Table 5.2.3. Summary of selected boreholes in the Sudetes (Appendix 5.2.1)

Nazwa	Głębokość otworu [m p.p.t.]	Szerokość geogr. (WGS 84)	Długość geogr. (WGS 84)	Rok wykonania
BOREK STRZELIŃSKI IG-1	1 413,3	505219,77	170103,59	1986
CESARZOWICE IG-1	1 401	510633,75	163338,55	1984
CHOMIĄŻA IG-1	725	511308,76	163208,54	1983
CIEPLICE C-1	2 002,5	505145,54	154057,97	1997
CIEPLICE C-2	750	505147,92	154059,56	1971 (?)
CZERWONY POTOK PIG-1	200	504936,5	153001,4	2013
DZIKOWIEC IG-1	1 800	503332,73	163450,63	1985
GŁUSZYCA GÓRNA IG-1	1 646	504000,73	162238,61	1976
GRONÓW IG-1	1 376	511 29,735	150742,163	1967
GRZĘDY IG-1	2015	504453,72	160818,6	1982
JAKUSZYCE IG I/1	144*	504730,43	152406,11	1972
JAKUSZYCE IG II/1	302,0	504711,25	152428,91	1973
JAKUSZYCE KG-II	1 000,0	(504936,86)	(152655,80)	1979
KARKONOSZE IG-1	200,1	(504923,05)	(152632,64)	1979
KARKONOSZE IG-7	500	505121,02	152129,6	1982
KARKONOSZE-IG-4	500	505018,53	154659,76	1982
KARKONOSZE-IG-5	500	505157,97	154906,72	1983
KOLNO IG-1	1 051,5	503644,73	163201,62	1990
LIPOWA IG-1	1 321,6	504408,79	172544,61	1972
LUBAWKA IG-1	2 200	504145,71	160110,6	1981
MOJESZ IG-1	899,5	510439,7	153611,55	1966
NIEDŹWIEDŹ IG-2	1694	503140,76	170308,64	1983
ODRA 4	2000	504759,88	172328,61	1982
SZKLARSKA PORĘBA-HUTA KG-I	301,4**	(504937,19)	(152940,57)	1979
ŚRODA ŚLĄSKA IG-1	1 241	511004,76	163748,55	1983
UNISŁAW ŚLĄSKI IG-1	2 300	504201,72	161602,61	1984

Nazwa	Głębokość otworu [m p.p.t.]	Szerokość geogr. (WGS 84)	Długość geogr. (WGS 84)	Rok wykonania
WILKÓW IG-1	1 390	510452,76	164343,56	1983
WOJCIESZYCE WT-1	542,0	505255,67	153801,60	2006
WYKROTY N-14	265	511450,69	151623,52	1975

* Otwór kierunkowy, odchylenie 30°.
** Otwór kierunkowy, odchylenie 60°.

Na podstawie danych zawartych w dokumentacjach geologicznych i hydrogeologicznych analizowanych otworów, ustalono miejsce przechowywania rdzeni wiertniczych. Celem szerszego, bardziej szczegółowego rozpoznania mineralogiczno-petrograficznego oraz pertofizycznego, pozyskano 4,93 mb rdzeni wiertniczych. Rdzenie te przechowywane są w Magazynach Rdzeni Wiertniczych Leszcze i Halinów, Centralnych Magazynach Rdzeni PGNiG Chmielnik i Piła oraz magazynie rdzeni IGSMiE PAN (otwór Biały Dunajec PAN-1). Biorąc pod uwagę wymagania w zakresie niezbędnych rozmiarów próbek dla badań petrofizycznch – porowatości i przepuszczalności (rozdział 5.4) – wytypowano 10 próbek reprezentujących utwory jury dolnej, z otworów: Banachów IG-1, Koło IG-3 i Koło IG-4, Poddębice PIG-2 i Damasławek 22. Z utworów triasu dolnego Niżu Polskiego wytypowano 8 próbek z otworów: Września IG-1, Florentyna IG-2, Piotrków Trybunalski IG-1. Na wymienionych próbkach, z uwagi na ich rozmiary przestrzenne nie było możliwości przeprowadzenia badań właściwości cieplnych skał. Do badań tych konieczne było bowiem przygotowanie rdzenników w kształcie płytek kwadratowych o boku 5 cm i grubości około 19 mm. Stąd dla utworów Niżu Polskiego, badania te zrealizowano tylko dla próbek pobranych z otworu Różyce-1 (trias dolny), Koło IG-1 (jura dolna), Poddębice PIG-2 (jura dolna).

Uszczegóławiające badania mineralogiczno-petrograficzne i petrofizyczne skał dla utworów niecki podhalańskiej zdecydowano zrealizować dla trzech próbek z otworu Biały Dunajec PAN-1. Próbki reprezentowały strop, środkową i spągową część profilu utworów zbiornikowych. Tę ilość uznano za wystarczającą, gdyż badana struktura geologiczna została bardzo dobrze rozpoznana i opisana wcześniej w dokumentacjach hydrogeologicznych otworów oraz pracach naukowych (m.in. Kępińska 1997, 2001, 2006). Zbiornik geotermalny niecki podhalańskiej uznawany jest też za najlepszy zbiornik wód termalnych w Polsce. Pierwszym z szeregu głębokich wierceń badawczych wykonanych w tym rejonie był otwór Zakopane IG-1 (tab. 5.2.2), zlokalizowany na przedłużeniu dyslokacji potoku Bystra, na zachodnim zboczu Antałówki w Zakopanem. W 12 lat po odkryciu wód termalnych na Antałówce zapadła decyzja o wykonaniu kolejnego otworu Zakopane-2, traktowanego jako otwór awaryjny względem otworu Zakopane IG-1. W latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych XX w. wykonano kolejne otwory badawcze: Siwa Woda IG-1, Hruby Regiel IG-2, Zazadnia IG-1 i Skocznia IG-1. Najgłębszym na obszarze niecki Podhala jest otwór Bańska IG-1 wykonany w roku 1981 do głębokości 5261,0 m p.p.t. Pod koniec lat osiemdziesiątych i na początku dziewięćdziesiątych XX w. Państwowy Instytut Geologiczny oraz Polska Akademia Nauk zrealizowały głębokie otwory usytuowane w niecce podhalańskiej w miejscowościach: Ząb (Furmanowa PIG-1), Chochołów (Chochołów PIG-1), Bukowina Tatrzańska (Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1), Biały Dunajec (Biały Dunajec PAN-1) i Poronin (Poronin PAN -1). W 1997 r. ze środków PEC Geotermii Podhalańskiej S.A. zrealizowano dwa otwory: Bańska PGP-1 i Biały Dunajec PGP-2. W latach 2006–2007 wykonano dwa kolejne otwory ujmujące wody termalne: Szymoszkowa GT-1 i Białka Tatrzańska GT-1. Prace te finansowane były ze środków prywatnych. Wiercenie kolejnego otworu eksploatacyjnego zakończono w roku 2013. Jest to odwiert kierunkowy Bańska PGP-3. Jego głowica znajduje się w odległości około 12 m od otworu Bańska PGP-1, natomiast w złożu odległość pomiędzy otworami wynosi około 650 m.

Z uwagi na brak odpowiednich rdzeni reprezentujących utwory perspektywiczne Sudetów, zdecydowano o poddaniu badaniom jednej próbki skalnej, pobranej w odkrywkowym zakładzie górniczym w Szklarskiej Porębie „Huta". Budowa plutonu Karkonoszy jest jednolita i cechami petrograficznymi odpowiada dominującym przestrzennie granitom centralnym (generalnie gruboziarnistym), zwłaszcza w rejonie Cieplic Śląskich-Zdroju, gdzie wykonano najgłębszy otwór wiertniczy w obrębie plutonu – otwór C-1. Rejon Cieplic Śląskich-Zdroju (predestynowany do wykorzystania w systemach binarnych, por. rozdz. 4.4) obejmuje fragment szczelinowego zbiornika wód termalnych występujących w obrębie plutonu granitowego. Krążenie wód infiltracyjnych sięga tutaj co najmniej do głęb. 4 km (Dowgiałło 2011). Uprzywilejowane strefy dla drenażu tych wód tworzą w nim główne strefy zeszczelinowania plutonu, sięgające przypuszczalnie znacznie głębiej niż 4 km, odpowiadające w obrazie satelitarnym głównym strefom uskokowym równoległym (generalnie) do rozciągłości plutonu (częściowo wyinterpretowanym badaniami geologicznymi) oraz poprzecznym do nich fotolineamentom, opisywanym jako strefy głębokich spękań (Bażyński i in. 1986). W rejonie Cieplic Śląskich-Zdroju zlokalizowany jest okresowo eksploatowany kamieniołom granitu Szklarska Poręba „Huta" (w pobliżu dawnej Huty Szkła „Józefina"). Udostępnione zostały tutaj granity, charakteryzujące się reprezentatywnymi dla plutonu Karkonoszy parametrami. Dodatkowych informacji dotyczących rozpoznania właściwości mineralogiczno-petrograficznych oraz petrofizycznych (porowatość, przepuszczalność, przewodność cieplna) granitów karkonoskich dostarczyły wyniki wiercenia otworu Czerwony Potok PIG-1 (Habryn 2012) (tab. 5.2.3), który wykonano w ramach projektu badawczego zamówionego przez Ministerstwo Środowiska, pn.: *„Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (Hot Dry Rocks) w Polsce"* (Wójcicki i in. (red.) 2013).

Obrazy makroskopowe rdzeni poddanych badaniom mineralogiczno-petrograficznym oraz petrofizycznym przedstawiono na załączniku 5.2.2. W tabeli 5.2.4 zestawiono podstawowe informacje pozyskane z dokumentacji geologicznych/hydrogeologicznych badanych otworów.

Tabela 5.2.4. Opis próbek rdzeni poddanych badaniom mineralogiczno-petrograficznym i petrofizycznym.
Table 5.2.4. Description of core samples subject to mineralogical, petrographic and petrophysical tests

Nr próbki (zał. 5.2.2)	Nazwa otworu	Głębokość [m p.p.t.]	Stratygrafia	Opis petrograficzny (na podstawie dokumentacji geologicznych/hydrogeologicznych)
1	Banachów IG-1	3 344,5	Jura dolna	piaskowiec drobnoziarnisty barwy szarej z wkładkami lamin iłowca. Skała zwięzła
2	Banchów IG-1	3 380,7	Jura dolna	piaskowiec drobnoziarnisty barwy jasnoszarej, bardzo zwięzły. Nieliczne wystąpienia lamin ilastych
3	Koło IG-3	3079,4	Jura dolna	piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, zwięzły barwy jasnoszarej. Występują nieregularne przemazy ciemnoszarego iłowca z miką. Nielicznie występują szczątki zwęglonych roślin

Nr próbki (zał. 5.2.2)	Nazwa otworu	Głębokość [m p.p.t.]	Stratygrafia	Opis petrograficzny (na podstawie dokumentacji geologicznych/hydrogeologicznych)
4	Koło IG-3	3085,9	Jura dolna	piaskowiec bardzo drobnoziarnisty barwy jasnoszarej z nielicznymi przemazami
5	Koło IG-4	2732,5	Jura dolna	piaskowiec średnioziarnisty (miejscami drobnoziarnisty), zwięzły, barwy szarej. Występują izolowane drobne żwirki i nieliczne przemazy iłowca ciemnoszarego
6	Koło IG-4	2766,5	Jura dolna	piaskowce średnioziarniste barwy szarej, zwięzły
7	Poddębice PIG-2	3364,5	Jura dolna	piaskowiec kwarcowy bardzo drobnoziarnisty o barwie szarej. Skała zwięzła i bardzo twarda. Występuje muskowit
8	Poddębice PIG-2	3480,5	Jura dolna	piaskowiec bardzo drobnoziarnisty barwy jasnoszarej, twardy i zbity
9	Poddębice PIG-2	3623,0	Jura dolna	piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty barwy jasnoszarej, zwięzły. W porach obecny kaolinit
10	Damasławek 22	3391,3	Jura dolna	piaskowiec drobnoziarnisty, zbity o spoiwie ilastym barwy jasnoszarej. Miejscami występują nieregularne warstewki ciemnoszarego mułowca. Dość liczne drobne łyszczyki
11	Damasławek 22	3584,3	Jura dolna	piaskowiec drobnoziarnisty barwy jasnobeżowej i spoiwie krzemionkowo-ilastym. Twardy, laminowany ciemnoszarym iłowcem. Znaczna ilość łyszczyków oraz drobne skupiska pirytu
12	Damasławek 22	3633,5	Jura dolna	piaskowiec drobnoziarnisty barwy jasnoszarej o spoiwie krzemionkowo-ilastym, zwarty. Laminowany nieregularnie iłowcem, miejscami występują spore ilości zwęglonej flory
13	Września IG-1	2387,5	Trias dolny	wapień jasnoszary z wkładkami ciemnoszarych iłowców
14	Września IG-1	2728,4	Trias dolny	mułowiec brunatnowiśniowy z soczewkami piaskowca drobnoziarnistego, brunatnoszarego

Nr próbki (zał. 5.2.2)	Nazwa otworu	Głębokość [m p.p.t.]	Stratygrafia	Opis petrograficzny (na podstawie dokumentacji geologicznych/hydrogeologicznych)
15	Florentyna IG-2	2698,5	Trias dolny (pstry p-c)	skała iłowcowo-mułowcowa z wkładkami piaskowców
16	Florentyna IG-2	2744,2	Trias dolny (pstry p-c)	piaskowiec drobnoziarnisty, zbity, barwy jasnoróżowej z wkładkami ilasto-mułowcowymi
17	Florentyna IG-2	2993,0	Trias dolny (pstry p-c)	piaskowiec drobnoziarnisty, twardy, ceglastoróżowy z nieregularnymi przewarstwieniami iłowców brunatnych. Powierzchnie międzywarstwowe niekiedy faliste, ze spękaniami i szczelinami przypominającymi ślady wysychania. Na powierzchni warstw licznie występuje mika
18	Piotrków Trybunalski IG-1	3746,1	Trias dolny (pstry p-c)	anhydryt ilasty barwy ciemnoszarej, miejscami warstwowany
19	Piotrków Trybunalski IG-1	3920,0	Trias dolny (pstry p-c)	piaskowce drobnoziarniste o barwie jasnoszarej
20	Piotrków Trybunalski IG-1	4193,1	Trias dolny (pstry p-c)	piaskowiec drobnoziarnisty, twardy o barwie różowej, miejscami warstwowany. Licznie występuje mika na powierzchniach łupliwości. Miejscami otoczaki i klasty skał ilasto-mułowcowych
21	Biały Dunajec PAN-1	2161–2168	Trias środkowy	wapień dolomityczny barwy szarej, spękany. Występują żyłki kalcytowe
22	Biały Dunajec PAN-1	2210–2223	Trias środkowy	wapień marglisty, miejscami dolomityczny barwy szarej/ciemnoszarej, zwięzły. Występuje w formie brekcji tektonicznej spojonej jasnoszarym marglem dolomitycznym. Licznie występują spękania wypełnione białym kalcytem
23	Biały Dunajec PAN-1	2361–2370	Trias środkowy	wapień marglisty barwy szarej z licznymi spękaniami wypełnionymi kalcytem
24	Różyce 1	3879,5	Trias górny (retyk)	ciemne iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców szarych
25	Szklarska Poręba	Powierzch.	Górny karbon	granit średnioziarnisty, porfirowaty z dużymi porfirokryształami różowych skaleni oraz biotytu

Zał. 5.2.1

MAPA LOKALIZACJI ANALIZOWANYCH OTWORÓW WIERTNICZYCH

Encl. 5.2.1

LOCATION MAP OF THE ANALYZED BOREHOLES

LEGENDA:
LEGEND:

Granica obszaru perspektywicznego
Boundary of the perspective area

Jury dolnej (niecka mogileńsko-łódzka)
Lower Jurassic (Mogilno-Łódź Trough)

Jury dolnej (niecka szczecińska)
Lower Jurassic (Mogilno-Łódź Trough)

Triasu dolnego
Lower Triassic

Niecki podhalańskiej
Podhale Basin

Sudetów
Sudetes Mountains

Granice jednostek strukturalnych
Boundaries of the structural units

Otwory
Boreholes

Rzeki
Rivers

Zbiorniki wodne
Water reservoirs

Koszalin — Miejscowości
Cities

Granica państwa
National border

Linia brzegowa
Shoreline

0 50 100 km

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

PRÓBKI RDZENI

CORE SAMPLES

Zał. 5.2.2
Encl. 5.2.2



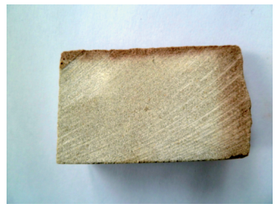
1. Banachów IG-1
J_1 - 3344,5 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



2. Banachów IG-1
J_1 - 3380,7 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



3. Koło IG-3
J_1 - 3079,4 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



4. Koło IG-3
J_1 - 3085,9 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



5. Koło IG-4
J_1 - 2732,5 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



6. Koło IG-4
J_1 - 2766,5 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



7. Poddębice PIG-2
J_1 - 3364,5 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



8. Poddębice PIG-2
J_1 - 3480,5 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



9. Poddębice PIG-2
J_1 - 3623,0 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



10. Damasławek 22
J_1 - 3391,3 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



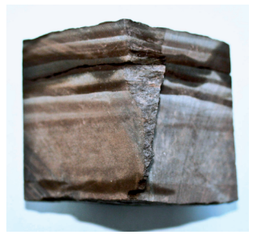
11. Damasławek 22
J_1 - 3584,3 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



12. Damasławek 22
J_1 - 3633,5 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



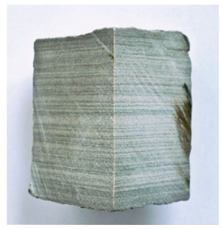
11. Września IG-1
T_1 - 2387,5 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
wapień
(limestone)



14. Września IG-1
T_1 - 2728,4 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
mułowiec
(mudstone)



15. Florentyna IG-2
T_1 - 2698,5 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
skała iłowcowo-mułowcowa
(claystones and mudstones)



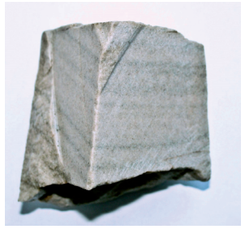
16. Florentyna IG-2
T_1 - 2744,2 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



17. Florentyna IG-2
T_1 - 2993,0 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



18. Piotrków Trybunalski IG-1
T_1 - 3746,1 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
anhydryt
(anhydrite)



19. Piotrków Trybunalski IG-1
T_1 - 3920,0 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



20. Piotrków Trybunalski IG-1
T_1 - 4193,1 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
piaskowiec
(sandstone)



21. Biały Dunajec PAN-1
T_2 - 2161-2168 mm p.p.t. *[m b.g.l.]*
wapień dolomityczny
(dolomitic limestone)



22. Biały Dunajec PAN-1
T_2 - 2210-2223 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
wapień marglisty
(marly limestone)



23. Biały Dunajec PAN-1
T_2 - 2361-2370 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
wapień marglisty
(marly limestone)



24. Różyce 1
T_3 - 3879,5 m p.p.t. *[m b.g.l.]*
mułowiec
(mudstone)



25. Szklarska Poręba
C_2 - granit *(granite)*

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE
PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

5.3. Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna skał zbiornikowych
(Wojciech Franus, Barbara Tomaszewska)

5.3.1. Metodyka badań

W celu rozpoznania charakteru mineralogicznego i petrograficznego badanych próbek skalnych wykonano badania mikroskopowe w świetle przechodzącym, które uzupełniono elektronową mikroskopią skaningową (SEM) i badaniami dyfrakcji rentgenowskiej (XRD). Analizę porowatości badanych skał wykonano na podstawie obserwacji mikroskopowych szlifów cienkich badanych skał. Do przeprowadzenia pomiarów ilościowych próbki skał impregnowano klejem z dodatkiem barwnika. Dzięki temu otwarte przestrzenie porowe zabarwiono na kolor niebieski, co było widoczne w trakcie obserwacji płytek cienkich w mikroskopie optycznym w świetle przechodzącym przy jednym nikolu. Uzyskano dzięki temu efekt wyraźnego zaznaczenia przestrzeni porowej. Analizy porowatości prowadzono na mikroskopie polaryzacyjnym przy jednym nikolu i powiększeniu 200 X. Pomiary prowadzone były w siatce kwadratowej o wymiarach 40 × 40 punktów, co dało w sumie 1600 punktów pomiarowych. W analizie mikroskopowej zarówno do charakterystyki składu mineralnego i petrograficznego jak również porowatości wykorzystano mikroskop polaryzacyjny Olimpus BX-51. Dokumentacja fotograficzna powstała przy wykorzystaniu cyfrowej kamery fotograficznej Olimpus DP-12 sterowanej przez program Analysis.

Mikroskopię skaningową (SEM) wykonano przy użyciu skaningowego mikroskopu elektronowego – FEG Quanta 250 wyposażonego w system analizy składu chemicznego oparty na dyspersji energii promieniowania rentgenowskiego – EDS firmy EDAX. W celu przygotowania próbek do badań SEM naklejano je na holder węglowy za pomocą kleju węglowego. Następnie preparaty napylano warstwą grafitu o grubości około 50 nm w napylarce. Przedstawiona preparatyka jest niezbędna dla osiągnięcia przewodnictwa powierzchni próbki.

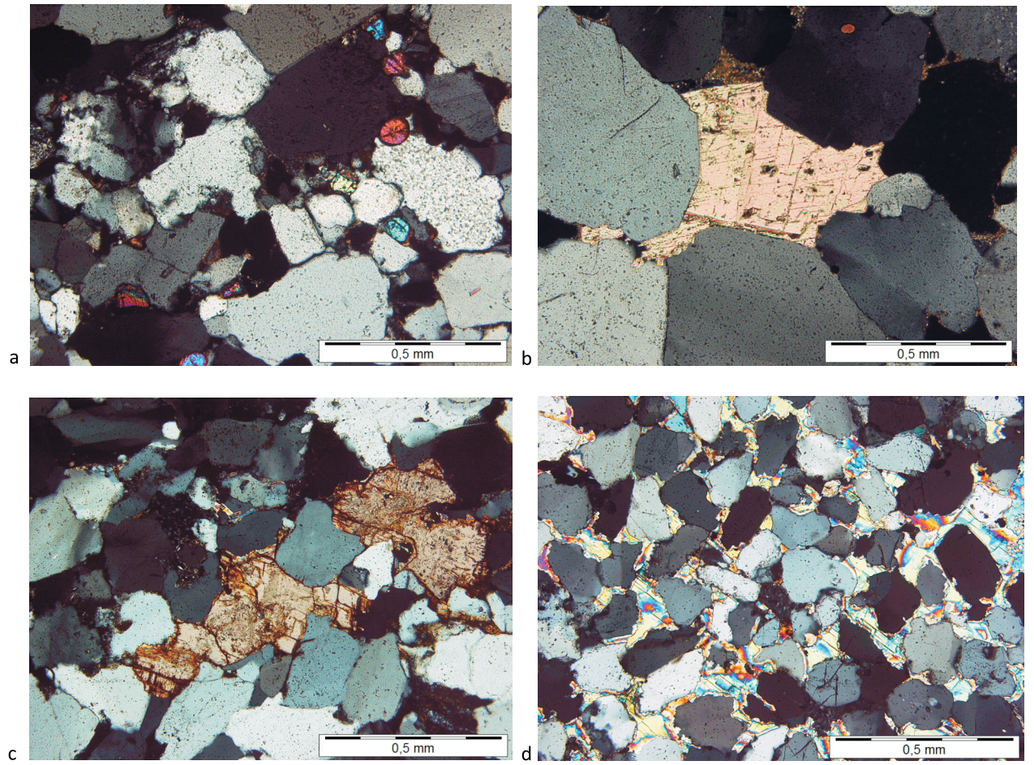
Rentgenowską analizę fazową (XRD) wykonano metodą proszkową, stosując dyfraktometr rentgenowski Philips X'Pert APD z goniometrem PW 3020 i lampą Cu oraz monochromatorem grafitowym. Analizy wykonano w zakresie kątowym 5-65 2θ. Do obróbki danych dyfrakcyjnych użyto oprogramowania Philips X'Pert. Identyfikację faz mineralnych oparto na bazie danych PCPDFWIN ver. 1.30 sformalizowanej przez JCPDS – ICDD.

5.3.2. Wyniki badań

5.3.2.1. Niż Polski

Zbiornik dolnojurajski

Wszystkie badane skały zbiornika dolnojurajskiego, petrograficznie reprezentują piaskowce o charakterze arenitów kwarcowych. Szkielet ziarnowy tych piaskowców charakteryzuje się dobrym stopniem wysortowania materiału klastycznego z wyjątkiem próbki Koło IG-4: 2732,5 m p.p.t. , gdzie występuje słaby stopień wysortowania. We wszystkich przypadkach szkielet zdominowany jest przez ziarna kwarcu, którego zawartość mieści się w przedziale od 95% dla próbek z profili Koło IG-3, Koło IG-4, Domasławek 22 i Poddębice PIG-2, do 99% dla próbek z profilu Banachów IG-1. We wszystkich próbkach piaskowców podrzędnie występują litoklasty kwarcowe do 1%. Ziarna kwarcu osiągają mocno zróżnicowane rozmiary od 0,05 do 0,6 mm i charakteryzują się głównie elipsoidalnym kształtem, rzadziej izometrycznym czy wrzecionowatym. Większość ziaren kwarcu charakteryzuje się obecnością zarówno obwódek regeneracyjnych, jak również nosi znamiona rozpuszczania pod ciśnieniem. Ziarna kwarcu wykazują często falisty typ wygaszania światła (rys. 5.3.2.1a).



Rys. 5.3.2.1. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym próbek skał z utworów jury dolnej, polaryzatory skrzyżowane PX: a – ziarna kwarcu z falistym ściemnieniem światła i nagromadzenie minerałów ciężkich (Koło IG-4: 2732,5 m p.p.t.), b – autogeniczne spoiwo węglanowe (Koło IG-4: 2766,5 m p.p.t.), c – autogeniczne spoiwo węglanowo-żeolazisto-ilaste (Banachów IG-1: 3380,7 m p.p.t.), d – spoiwo anhydrytowe (Damasławek 22: 3391,3 m p.p.t.)

Fig. 5.3.2.1. Transmitted light microscopic images of Lower Jurassic rock samples, crossed polarizers: a – quartz grains with an undulose extinction pattern and an accumulation of heavy minerals (Koło IG-4: 2732.5 m b.g.l.), b – autogenic carbonate cement (Koło IG-4: 2766.5 m b.g.l.); c – autogenic carbonate-ferruginous-clay cement (Banachów IG-1: 3380.7 m b.g.l.); d – anhydrite cement (Damasławek 22: 3391.3 m b.g.l.)

W opisywanych skałach skalenie występują sporadycznie. Największe ich ilości – do 1% szkieletu ziarnowego – występują w profilu Damasławek 22 i są reprezentowane głównie przez plagioklaz oraz pertyt o rozmiarach do około 0,2 mm. Są one na ogół silnie bądź całkowicie zmienione w wyniku serycytyzacji lub w wielu przypadkach wyługowane i zastąpione substancją żelazisto-ilastą podobną do matrix pełniącego rolę spoiwa. Łyszczyki reprezentowane są przez muskowit i chloryty, które

pojawiają się w szkielecie ziarnowym wszystkich opisywanych w profilu piaskowców jury dolnej. Tworzą one blaszki o długości do 0,2 do 0,3 mm. Minerały ciężkie są reprezentowane w głównej mierze przez cyrkon, turmalin i apatyt oraz sporadycznie spotykany rutyl. Ich rozmiary rzadko przekraczają 0,1 mm. Podwyższone zawartości minerałów ciężkich spotkano jedynie w próbce z profilu Koło IG-4: 2732,5 m p.p.t. (rys. 5.3.2.1a). Wśród frakcji ciężkiej występują pojedyncze ziarna cyjanitu i tytanitu. Dominującym lepiszczem w badanych arenitach kwarcowych jest spoiwo regeneracyjne kwarcowe stanowiące około 80%. Podrzędnie występuje kaolinitowe spoiwo typu porowego (w ilości ok. 10–15%), a sporadycznie pojawiają się porowe spoiwa węglanowe, Koło IG-4: 2766,5 m p.p.t. (rys. 5.3.2.1.b) i żelazisto ilaste typu matrix, Banachów IG-1: 3380,7 m p.p.t. (rys. 5.3.2.1.c). W próbce Damasławek 22: 3391,3 m p.p.t. dodatkowo występuje spoiwo anhydrytowe (rys. 5.3.2.1.d).

Elektronowa mikroskopia skaningowa SEM potwierdziła obecność w głównej mierze spoiw regeneracyjnych – kwarcowych (rys. 5.3.2.2a), którym towarzyszą spoiwa kaolinitowe (rys. 5.3.2.2b).

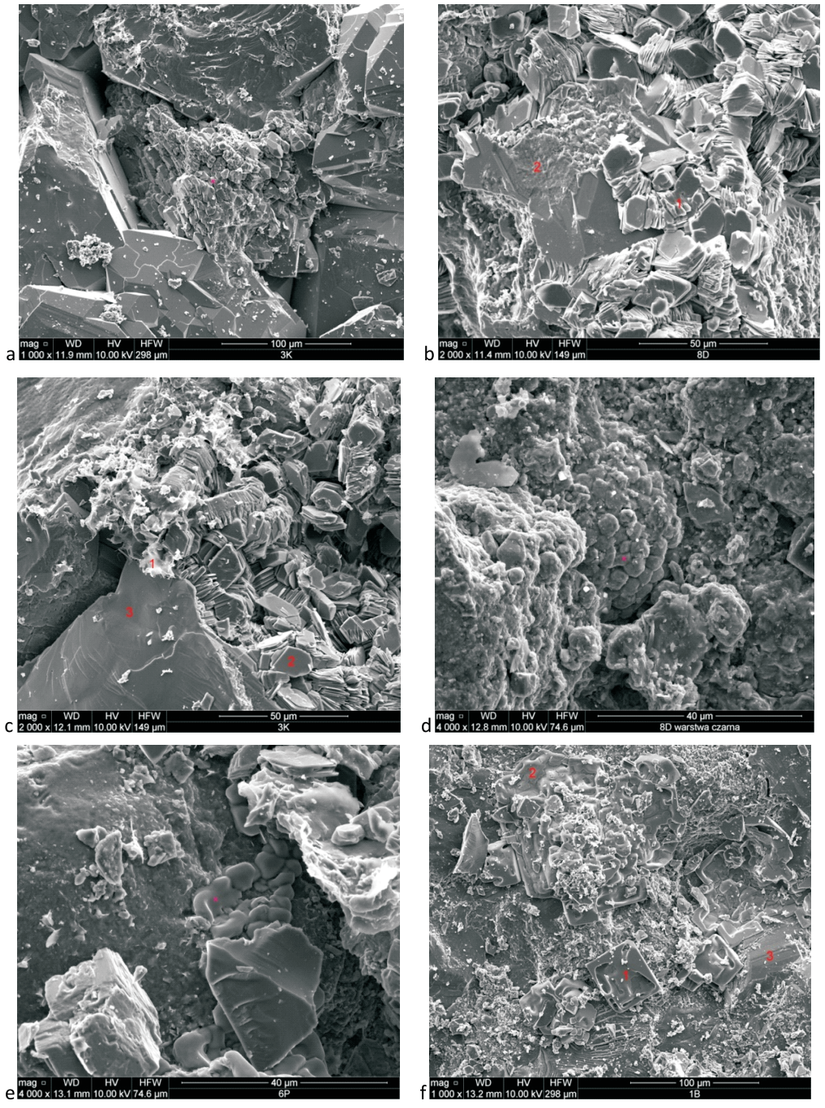
Kaolinit wykształcony jest w formie heksagonalnych blaszek tworzących kartkowe zrosty (rys. 5.3.2.2c). Sporadycznie stwierdzono obecność spoiw żelazisto-ilastych, Damasławek 22: 3391,3 m p.p.t. (rys. 5.3.2.2d). Dodatkowo obserwacje mikroobszarów próbek przy użyciu mikroskopu skaningowego wykazały obecność wykwitów halitowych. Tworzą one bezkształtne polewy Poddębice PIG-2: 3364,5 m p.p.t. (rys. 5.3.2.2e) oraz regularnego pokroju kryształy, Banachów IG-1: 3344,5 m p.p.t. (rys. 5.3.2.2f).

Rentgenowska analiza fazowa potwierdziła obserwacje mikroskopowe. Na dyfraktogramach składu mineralnego badanych piaskowców występuje kwarc, któremu towarzyszą niewielkie ilości kaolinitu (rys. 5.3.2.3). Kwarc rozpoznano po charakterystycznych odległościach międzypłaszczyznowych d_{hkl}: 4,255; 3,344; 2,457; 2,283; 2,128; 1,980; 1,818 Å, natomiast kaolinit po d_{hkl}: 7,194; 3,584 Å.

Rezultaty automatycznej analizy porowatości wykonane na płytkach cienkich z profilu jury dolnej wskazują na bardzo zbliżony stopień porowatości wszystkich piaskowców. Porowatość ta mieści się w przedziale od 7 do 14%. Najniższą porowatość zanotowano dla próbki piaskowca profilu Poddębice PIG-2: 3364,5 m p.p.t. W tym też profilu występował najbardziej porowaty piaskowiec, próbka Poddębice PIG-2: 3623,0 m p.p.t. Na ogół porowatość badanych skał wynosiła 11–12%.

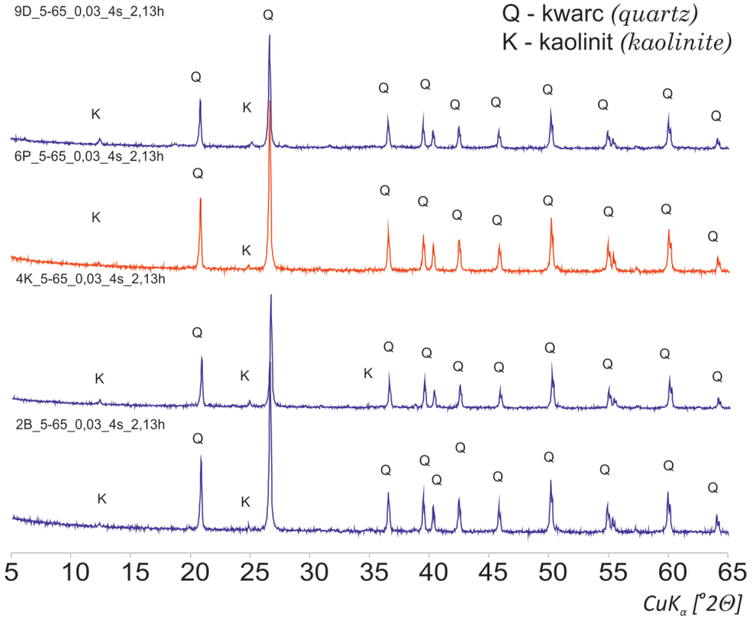
Zbiornik dolnotriasowy

Największe zróżnicowanie petrograficzne badanych próbek skał występuje w obrębie utworów triasu dolnego. Obserwowane jest ono już w badanych próbkach pobranych z otworu Września IG-1: 2387,5 m p.p.t. Skałą pobraną jest wapień allochtoniczny (rys. 5.3.2.4a), a z głębokości 2728,4 m p.p.t. mułowiec (rys. 5.3.2.4b). W przypadku pierwszej skały do ziaren szkieletowych można zaliczyć różnego rodzaju okruchy, będące w przewadze fragmentami skorup małży. Przyjmują one bardzo zróżnicowane wymiary głównie od 0,5 do 2,5 mm i rzadko osiągają długości powyżej 4 mm. Część bliżej nieokreślonych bioklastów o wydłużonych igłowatych kształtach również osiąga rozmiary zbliżone do rozmiarów skorup małży. Do ziaren nieszkieletowych można zaliczyć onkoidy tworzące spłaszczone formy, osiągające długości do 0,7 mm. W większości onkoidów dobrze widoczne jest jądro będące głównie okruchem grubokrystalicznego kalcytu bądź okruchami skorup małży. Dodatkowo w dolnej części profilu skały rozproszony jest materiał okruchowy. Strefę tę charakteryzuje wysoki udział materiału



Rys. 5.3.2.2. Mikrostruktury próbek piaskowców występujących w profilu jury dolnej: a – kwarcowe spoiwo regeneracyjne (Koło IG-3: 3079,4 m p.p.t.), b – spoiwo kaolinitowe (Damasławek 22: 3391,3 m p.p.t.), c – spoiwo kaolinitowe (Koło IG-3: 3079,4 m p.p.t.), d – spoiwo żelazisto-ilaste (Damasławek 22: 3391,3 m p.p.t.), e – wykwity halitowe w postaci bezkształtnych polew (Poddębice PIG-2: 3364,5 m p.p.t.), f – wykwity halitowe w postaci kryształów o regularnym pokroju (Banachów IG-1: 3344,5 m p.p.t.)

Fig. 5.3.2.2. Microstructures of sandstone samples found in the Lower Jurassic profile: a – regenerative quartz cement (Koło IG-3: 3079.4 m b.g.l.), b – kaolinite cement (Damasławek 22: 3391.3 m b.g.l.), c – kaolinite cement (Koło IG-3: 3079.4 m b.g.l.), d – ferruginous-clay cement (Damasławek 22: 3391.3 m b.g.l.), e – halite efflorescences in the form of amorphous encrustations (Poddębice PIG-2: 3364.5 m b.g.l.), f – halite efflorescences in the form of crystals with a regular habit (Banachów IG-1: 3344.5 m b.g.l.)



Rys. 5.3.2.3. Dyfraktogramy składu mineralnego piaskowców z profilu jury dolnej

Fig. 5.3.2.3. Diffractograms of the mineral composition of sandstones from the Lower Jurassic profile

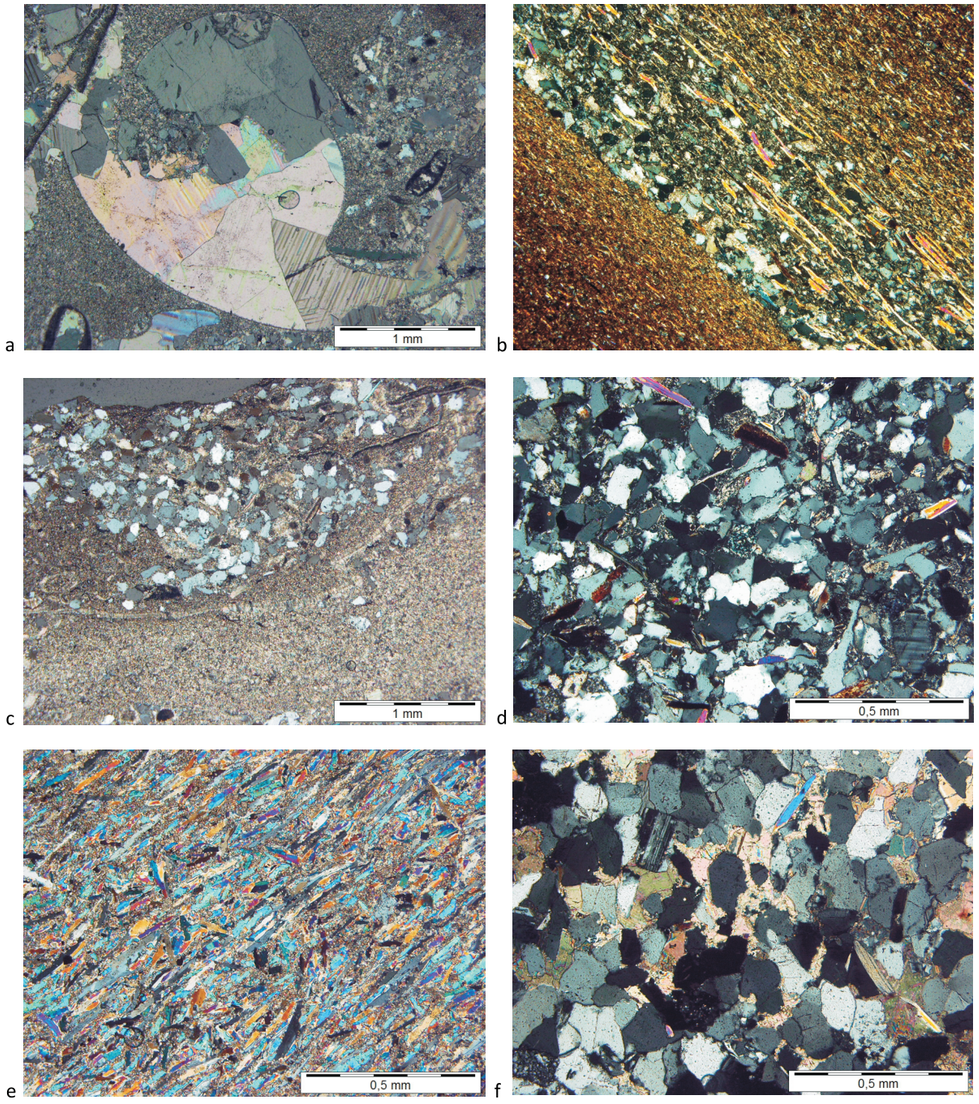
okruchowego z dominacją kwarcu (ok. 98% okruchów), skalenia (1,5% okruchów) oraz nielicznymi blaszkami muskowitu (0,5% okruchów). Okruchy mineralne są dobrze wysortowane, a ich wielkości wahają się w przedziale od 0,1 do 0,25 mm (rys. 5.3.2.4c).

Drugi typ skał występujący w profilu to mułowce. Charakteryzują się występowaniem dwóch rodzajów lamin różniących się zarówno wielkością składników tworzących szkielet ziarnowy, jak i zawartością procentową substancji żelazistej wchodzącej w skład matrix. Pierwszy typ to laminy jasne o zwarto-rozproszonym szkielecie ziarnowym i niskim stopniu wysortowania materiału okruchowego. Dominującymi składnikami szkieletu ziarnowego są: kwarc (ok. 65%), miki – muskowit (ok. 30%) oraz biotyt i minerały nieprzezroczyste, a podrzędnie ziarna rutylu. Kwarc występuje w postaci monokrystalicznych, nieregularnych bądź elipsoidalnych czy wrzecionowatych ziaren o rozmiarach od 0,015 do 0,05 mm. Brak jest jakichkolwiek oznak rozpuszczania pod ciśnieniem czy regeneracji ziaren kwarcowych. Muskowit tworzy blaszki o stosunkowo znacznym wydłużeniu, osiągające długości do 0,7 mm. Biotyt tworzy blaszki krótsze niż w przypadku muskowitu (do ok. 0,3 mm) i dodatkowo w części kryształów jest zastępowany przez chloryt oraz przez substancję żelazistą. Epizodycznie występujący rutyl tworzy wydłużone, słupkowe kryształy o długości do 0,2 mm. Minerały nieprzezroczyste stanowią około 5% szkieletu ziarnowego i występują w dwóch rodzajach okruchów – wydłużonych (najprawdopodobniej pseudomorfozy po biotycie) oraz nieregularnych o rozmiarach do 0,015 mm, charakteryzujących się słabym stopniem obtoczenia. Dodatkowo w jasnych laminach pojawiają się autigeniczne nieregularne kryształy węglanów osiągające rozmiary do 0,15 mm. Spoiwo w tego typu laminach tworzy jasnej barwy matrix o składzie mineralnym zbliżonym do składu szkieletu ziarnowego i niskiej zawartości substancji żelazistej. Drugi typ lamin to ciemne laminy o rozproszonym szkielecie ziarnowym. Dominującym minerałem (ok. 60%) jest tutaj kwarc występujący w postaci bardzo drobnych ziaren, osiągających rozmiary od 0,01 do 0,02 mm. Muskowit (ok. 40%) również w tego typu laminach tworzy kryształy większe niż w przypadku ziaren kwarcowych i osiąga długości 0,04 mm. W laminach ciemniejszych nie stwierdzono natomiast występowania blaszek biotytu wchodzących w skład szkieletu ziarnowego oraz kryształów autigenicznych węglanów. Minerały nieprzezroczyste występują tutaj jedynie jako nieregularne ziarna o wymiarach nie przekraczających 0,04 mm. Spoiwo lamin ciemniejszych stanowi również matrix o większej niż w przypadku lamin jasnych zawartości substancji żelazistej.

Zdecydowanie mniejsze zróżnicowanie petrograficzne występuje w profilu otworu Florentyna IG-2. Rozpoznano tu piaskowce o charakterze arenitów subarkozowych. Ich szkielet ziarnowy pod względem mineralogicznym jest stosunkowo jednorodny. Tworzą go głównie okruchy kwarcowe (65–75%), skalenie około 20%, miki (7–12%) oraz chloryt wraz z żelazistymi pseudomorfozami po biotycie w sumie 15% (rys. 5.3.2.4d). Kwarc występuje prawie wyłącznie w ziarnach monokrystalicznych, a ziarna polikrystaliczne stanowią zaledwie 1% wszystkich okruchów kwarcowych. W większości ziaren dobrze widoczne są obwódki regeneracyjne oraz struktury powstałe w wyniku rozpuszczania pod ciśnieniem. Kwarc charakteryzuje się stosunkowo niską zmiennością rozmiarów ziaren w granicach 0,05–0,35 mm. Skalenie są reprezentowane głównie przez plagioklaz, a rzadziej przez pertyt ortoklazowy. Plagioklaz cechuje wysoki stopień zachowania z nielicznymi oznakami serycytyzacji. Pertyty są zazwyczaj silnie zmienione przez serycyt bądź wyługowane i zastąpione spoiwem typu matrix lub autigenicznymi węglanami. Skalenie o słabym stopniu obtoczenia występują w ziarnach nieregularnych o rozmiarach zmieniających się w zakresie od 0,1 do 0,2 mm. Dobrze zachowane kryształy muskowitu osiągają długości pomiędzy 0,05 a 0,35 mm zaś chloryt, występujący zawsze jako kryształy pobiotytowe, tworzy blaszki osiągające długości 0,1–0,2 mm. Jest on prawie całkowicie zastąpiony przez chloryty bądź substancję żelazistą. W wielu przypadkach obserwuje się jednoczesne zastępowanie biotytu chlorytem oraz nieprzezroczystymi tlenkami i wodorotlenkami żelaza. Pseudomorfozy pobiotytowe osiągają długości do około 0,4 mm. Bardzo rzadko pojawiają się w szkielecie ziarnowym okruchy minerałów ciężkich, które reprezentowane są przez turmalin, cyrkon i rutyl. Wśród spoiw dominuje kwarcowe spoiwo regeneracyjne (ok. 65%), matrix kontaktowo-porowy (ok. 25%) oraz węglanowe spoiwo porowe (ok. 10%). Spoiwo porowe typu matrix jest złożone głównie z minerałów ilastych oraz drobniejszego materiału detrytycznego o składzie analogicznym do szkieletu ziarnowego. Dodatkowo zawiera ono wytrącenia pirytu oraz wodorotlenków żelaza.

Duże zróżnicowanie petrograficzne występuje również w profilu otworu Piotrków Trybunalski IG-1. Próbka Piotrków Trybunalski IG-1: 3746,1 m p.p.t. to anhydrytowiec, natomiast Piotrków Trybunalski IG-1: 3920,0 m p.p.t. i Piotrków Trybunalski IG-1: 4193,1 m p.p.t. to piaskowce o charakterze arenitów kwarcowych.

Anhydrytowiec to skała praktycznie monomineralna, zawierająca dwa rodzaje lamin: jasne grubokrystaliczne oraz ciemne drobnokrystaliczne laminy. Zarówno pierwszy jak i drugi typ warstewek jest zbudowany w znacznej przewadze z anhydrytu, a jako domieszki występują kryształy gipsu. Laminy różnią się między sobą przede wszystkim wielkością składników oraz dodatkowo rozproszeniem minerałów nieprzezroczystych, będących najprawdopodobniej wodorotlenkami żelaza. Zarówno w jednych jak i w drugich laminach istnieje tekstura uporządkowana mikrowarstwowa. Jasne laminy zbudowane są z większych słupkowych osobników anhydrytu o długościach pomiędzy 0,1–0,2 mm, którym towarzyszą podrzędnie kryształy gipsu o podobnych rozmiarach (rys. 5.3.2.4e). Przestrzenie



Rys. 5.3.2.4. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym próbek skał z utworów triasu dolnego, polaryzatory skrzyżowane PX: a – bioklasty w wapieniu (Września IG-1: 2387,5 m p.p.t.), b – mułowiec z zaznaczoną teksturą laminowaną (Września IG-1: 2728,4 m p.p.t.), c – wkładka materiału klastycznego (Września IG-1: 2387,5 m p.p.t.), d – szkielet ziarnowy piaskowca (Florentyna IG-2: 2698,5 m p.p.t.), e – anhydryt występujący w obrębie lamin jaśniejszych (Piotrków Trybunalski IG-1: 3746,1 m p.p.t.), f – spoiwo węglanowe w piaskowcu (Piotrków Trybunalski IG-1: 3920,0 m p.p.t.).

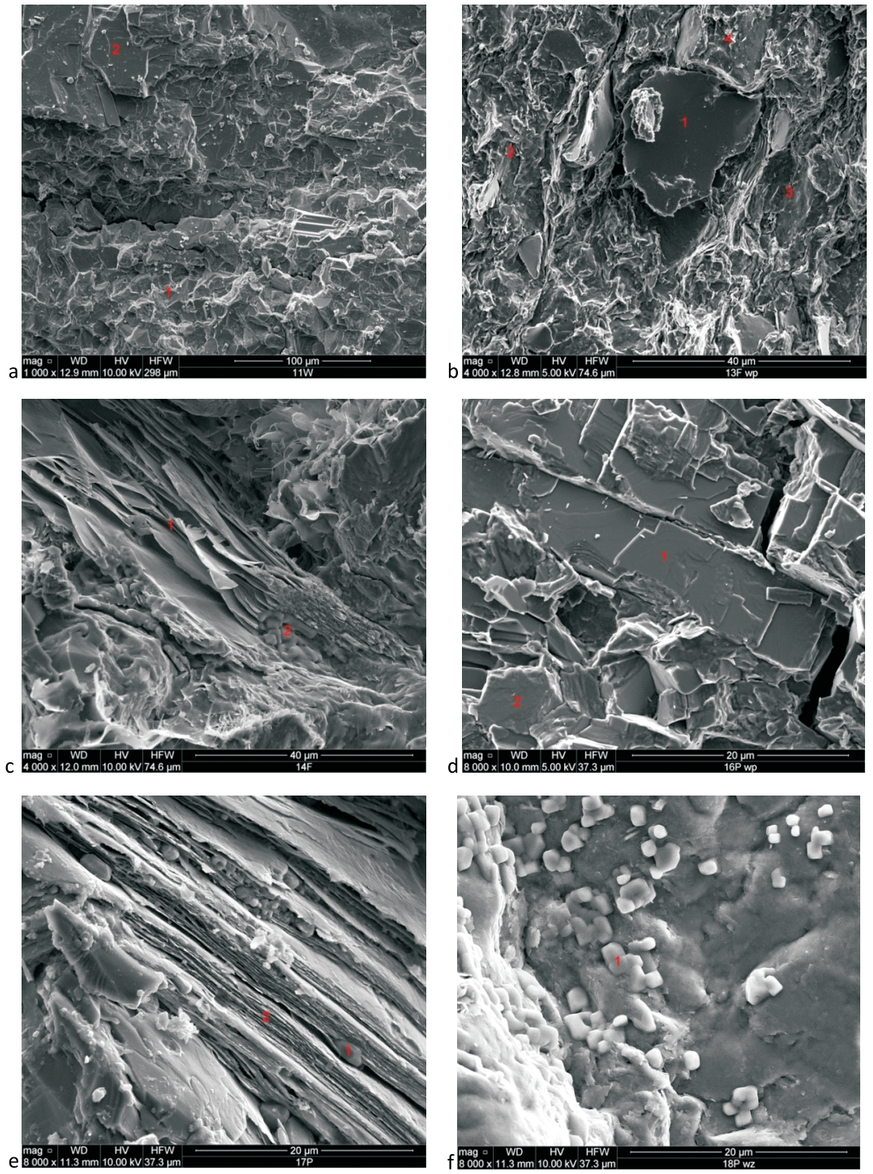
Fig. 5.3.2.4. Transmitted light microscopic images of rock samples from Lower Triassic formations, crossed polarizers: a – bioclasts in limestone (Września IG-1: 2387.5 m b.g.l.), b – mudstone with laminated texture visible (Września IG-1: 2728.4 m b.g.l.), c – clastic material insertion (Września IG-1: 2387.5 m b.g.l.), d – framework of sandstone grains (Florentyna IG-2: 2698.5 m b.g.l.), e – anhydrite present within brighter laminae (Piotrków Trybunalski IG-1: 3746.1 m b.g.l.), f – carbonate cement in sandstone (Piotrków Trybunalski IG-1: 3920.0 m b.g.l.)

pomiędzy większymi kryształami wypełnia bardzo drobna substancja anhydrytowa o pojedynczych kryształach osiągających poniżej 0,005 mm. W tych laminach nielicznie pojawiają się aglomeraty substancji nieprzezroczystej o średnicach nie przekraczających 0,05 mm. Ciemniejsze laminy zbudowane są również z anhydrytu oraz podrzędnie z gipsu, jednak występujących w znacznie mniejszych kryształach. Najdłuższe słupki i listewki anhydrytu i gipsu osiągają tutaj długości do 0,05 mm i są znacznie bardziej rozproszone w drobnokrystalicznej masie anhydrytowej. Bardzo rzadko w ciemniejszych laminach występują słupki anhydrytu bądź gipsu, przekraczające długość 0,2 mm. Również znacznie częściej niż w przypadku jasnych lamin pojawiają się aglomeraty substancji nieprzezroczystej, osiągające średnice około 0,01 do 0,05 mm.

Piaskowce i ich szkielet ziarnowy charakteryzują się przeciętnym stopniem wysortowania. Wśród okruchów wyraźnie dominuje kwarc (95%) nad blaszkami muskowitu (3%) i chlorytu (0,5%) oraz okruchami skaleni (1,5%) i litoklastami (1%). W szkielecie ziarnowym nie stwierdzono minerałów frakcji ciężkiej. Kwarc występuje w ziarnach o zróżnicowanym stopniu obtoczenia z przewagą ziaren półobtoczonych nad półostrokrawędzistymi i ostrokrawędzistymi. Ziarna kwarcu stanowią głównie osobniki monokrystaliczne wygaszające faliście (ok. 95% wszystkich ziaren kwarcowych) nad osobnikami polikrystalicznymi (ok. 5%). Okruchy kwarcowe przyjmują bardzo zróżnicowane kształty z widoczną przewagą ziaren nieregularnych nad izometrycznymi oraz elipsoidalnymi o rozmiarach od 0,05 do 0,4 mm z dominacją ziarna o wielkości 0,2 mm. Wśród ziaren monokrystalicznych często obserwowane są obwódki regeneracyjne, natomiast nie obserwuje się struktur będących wynikiem rozpuszczania pod ciśnieniem. Skalenie występują głównie w ziarnach dobrze zachowanych o rozmiarach od 0,1 do 0,2 mm. Skalenie charakteryzuje lepsze obtoczenie niż w przypadku ziaren kwarcowych z przewagą ziaren półobtoczonych nad obtoczonymi o kształtach na ogół nieregularnych. Muskowit w większości przypadków tworzy dobrze zachowane blaszki o stosunkowo dużej długości od 0,2 do 0,5 mm, natomiast chloryt tworzy krótsze blaszki o długości od 0,15 do 0,25 mm. Litoklasty o wysokim stopniu obtoczenia występują w ziarnach o rozmiarach nie przekraczających 0,3 mm. Minerały nieprzezroczyste nie występują w szkielecie ziarnowym, natomiast tworzą wytrącenia międzyziarnowe lub wytrącenia w spoiwie węglanowym (rys. 5.3.2.4f).

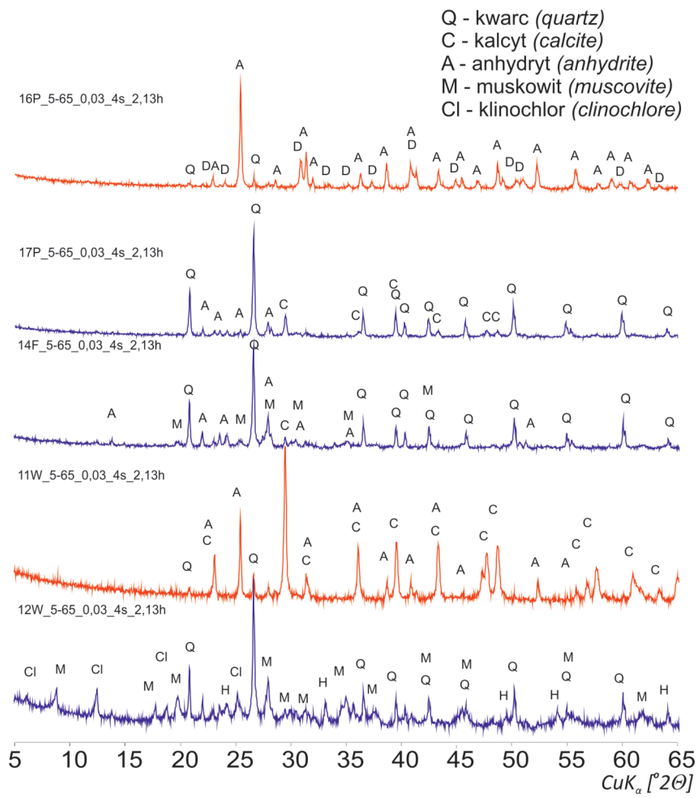
Obserwacje przy użyciu mikroskopu skaningowego SEM próbek skalnych pobranych z profilu triasu dolnego potwierdzają zróżnicowanie ich składu mineralnego i charakteru petrograficznego. W próbce Września IG-1: 2387,5 m p.p.t. głównym składnikiem mineralnym jest kalcyt, któremu towarzyszy anhydryt (rys. 5.3.2.5a). W składzie mineralnym próbki Września IG-1: 2728,4 m p.p.t. dominują minerały ilaste, którym towarzyszy występowanie zdecydowanie większych rozmiarów blaszek muskowitu i biotytu, nadających skale charakter mułowca (rys. 5.3.2.5b). Próbki pobrane z otworu Florentyna IG-2 to w głównej mierze piaskowce, w których spory udział ilościowy mają łyszczyki wykształcone w postaci muskowitu (rys. 5.3.2.5c). Zmienność petrograficzną potwierdzoną badaniami mikroskopowymi SEM widać również w próbkach pobranych z otworu Piotrków Trybunalski IG-1. W próbce Piotrków Trybunalski IG-1: 3746,1 m p.p.t. występuje anhydryt (rys. 5.3.2.5d), któremu towarzyszy dolomit. Pozostałe dwie pobrane próbki z tego profilu to piaskowce. W ich szkielecie ziarnowym obok kwarcu występuje muskowit z wrostkami ziaren apatytu (rys. 5.3.2.5e). Na powierzchniach tych piaskowców występują nagromadzenia minerałów solnych, wśród których dominuje halit (rys. 5.3.2.5f).

Dyfraktogramy rentgenowskie składu mineralnego wybranych próbek skał z profilu osadów triasu dolnego przedstawiono na rysunku 5.3.2.6. Nowe fazy mineralne (w stosunku do opisywanych



Rys. 5.3.2.5. Mikrostruktury próbek piaskowców występujących w skałach triasu dolnego: a – ziarna kalcytu (Września IG-1: 2387,5 m p.p.t.), b – biotyt i minerały ilaste (Września IG-1: 2728,4 m p.p.t.), c – blaszki muskowitu (Florentyna IG-2: 2698,5 m p.p.t.), d – ziarna anhydrytu (Piotrków Trybunalski IG-1: 3746,1 m p.p.t.), e – biotyt z wrostkiem apatytu (Piotrków Trybunalski IG-1: 3920,0 m p.p.t.), f – wykwity halitowe w postaci kryształów o regularnym pokroju (Piotrków Trybunalski IG-1: 4193,1 m p.p.t.)

Fig. 5.3.2.5. Microstructures of sandstone samples found in Lower Triassic rocks: a – calcite grains (Września IG-1: 2387.5 m b.g.l.), b – biotite and clay minerals (Września IG-1: 2728.4 m b.g.l.), c – muscovite blades (Florentyna IG-2: 2698.5 m b.g.l.), d – anhydrite grains (Piotrków Trybunalski IG-1: 3746.1 m b.g.l.); e – biotite with apatite inclusion (Piotrków Trybunalski IG-1: 3920.0 m b.g.l.), f – halite efflorescences in the form of crystals with a regular habit (Piotrków Trybunalski IG-1: 4193.1 m b.g.l.)



Rys. 5.3.2.6. Dyfraktogramy składu mineralnego piaskowców z utworów triasu dolnego

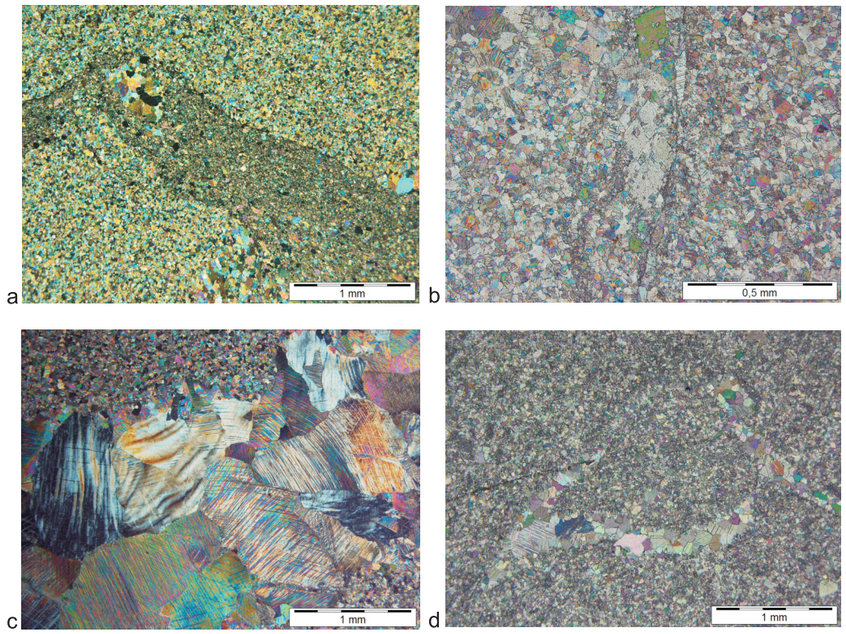
Fig. 5.3.2.6. Diffractograms of the mineral composition of sandstones from Lower Triassic formations

w przypadku utworów jury dolnej) rozpoznane zostały po najmocniejszych refleksach d_{hkl}: anhydryt 3,497; 2,849; 2,326; 2,208Å, kalcyt: 3,040; 3,861; 2,494; 2,096Å dolomit: 2,890; 2,193; 2,016Å oraz muskowit 10,10; 5,051; 4,484Å.

Zróżnicowany charakter petrograficzny skał z profilu triasu dolnego widoczny jest również w rozkładzie porowatości. Wyraźnie zaznacza się to na przykładzie piaskowców, które reprezentują rozkłady porowatości w zakresie od 0,88% dla próbki Florentyna IG-2: 2993,0 m p.p.t. do 8,75% dla próbki Florentyna IG-2: 2744,2 m p.p.t.

5.3.2.2. Niecka podhalańska

Skały pobrane z profilu otworu Biały Dunajec PAN-1 petrograficznie reprezentują wapienie krystaliczne. Badane wapienie składają się z dwóch nieregularnie przecinających się stref, różniących się między sobą rozmiarem kryształów kalcytu (Biały Dunajec PAN-1: 2210–2223 m p.p.t.) (rys. 5.3.2.7a). Pierwszą strefę tworzą prawie wyłącznie kryształy sparytu kalcytowego o rozmiarach wahających się od 0,02 do 0,05 mm z epizodycznie pojawiającymi się większymi kryształami o rozmiarach dochodzących do 0,15 mm. Ta strefa znacząco dominuje ilościowo w wapieniu pobranym z otworu Biały Dunajec PAN-1: 2161–2168 i 2210–2223 m p.p.t. (rys. 5.3.2.7b).

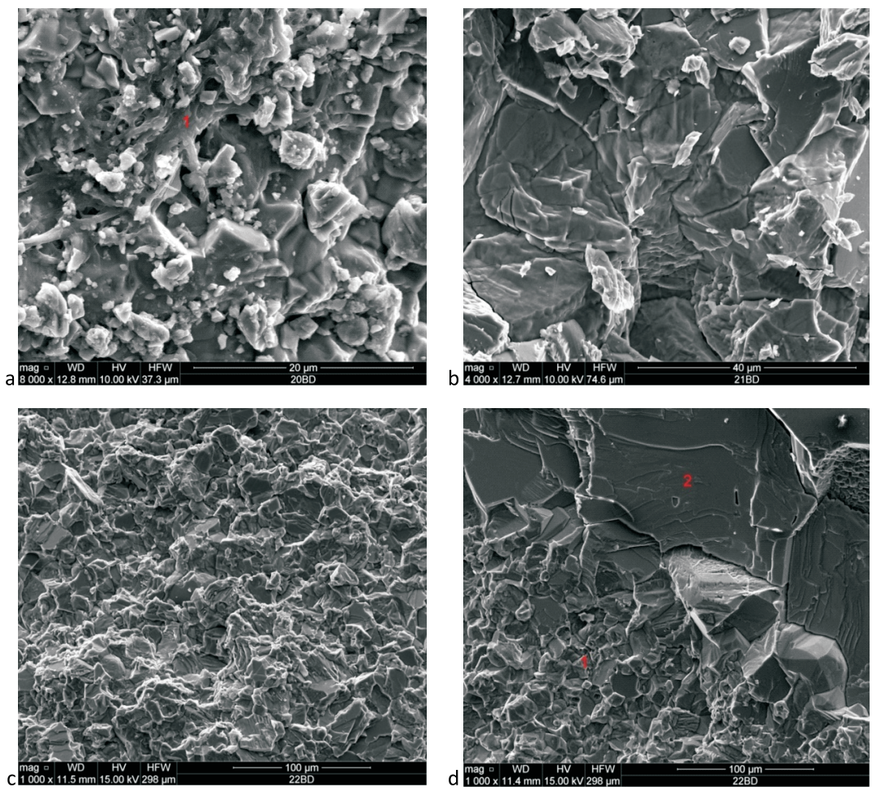


Rys. 5.3.2.7. Obrazy mikroskopowe próbek wapieni z profilu Biały Dunajec PAN-1, PX:
a – próbka Biały Dunajec PAN-1 2210–2223 m p.p.t., b – próbka Biały Dunajec PAN-1 2161–2168 m p.p.t.,
c – żyłka kalcytowa próbka Biały Dunajec PAN-1 2161–2168 m p.p.t., d – fragment małża lub ramienionoga Biały Dunajec PAN-1 2361–2370 m p.p.t.

Fig. 5.3.2.7. Microscopic images of limestone samples from the Biały Dunajec PAN-1 profile, crossed polarizers,
a – Biały Dunajec PAN-1 2210–2223 m b.g.l. sample; b – Biały Dunajec PAN-1 2161–2168 m b.g.l. sample,
c – calcite vein, Biały Dunajec PAN-1 2161–2168 m b.g.l. sample, d – mussel or brachiopod piece, Biały Dunajec PAN-1 2361–2370 m b.g.l.

Druga strefa jest zbudowana głównie ze znacznie mniejszych kryształów kalcytu o wymiarach około 0,004 mm, wśród których pojawiają się większe, zazwyczaj romboedryczne osobniki osiągające rozmiary do 0,03–0,05 mm. Tego typu formy wykształcenia kalcytu powszechnie spotykane były w próbce Biały Dunajec PAN-1: 2361–2370 m p.p.t. Obie z tych stref są dodatkowo poprzecinane żyłkami bądź gniazdami o grubości około 0,2–0,4 mm, wypełnionymi większymi kryształami kalcytu, osiągającymi maksymalne średnice około 0,15 mm, Biały Dunajec PAN-1: 2161–2168 m p.p.t. (rys. 5.3.2.7c). Zarówno żyłki jak i gniazda nie wykazują uporządkowania w przestrzennym rozmieszczeniu ani też nie przypominają kształtem żadnych znanych struktur mikrobialnych. Dodatkowo jedynie w przypadku próbki Biały Dunajec PAN-1: 2361–2370 m p.p.t., kryształy sparytu układają się w strukturę przypominającą w przekroju skorupę małża bądź ramienionoga (rys. 5.3.2.7d), co wskazywać może na organogeniczne pochodzenie tego wapienia. Wyznaczona porowatość badanych wapieni kształtuje się na poziomie <1 %.

Monomineralny charakter wapieni krystalicznych potwierdzają również badania mikroskopowe SEM (rys. 5.3.2.8). W obrazach mikroskopu skaningowego widoczne są jedynie nieregularne kształty kryształów kalcytu, które tylko w pojedynczych przypadkach posiadają zarys romboedryczny.



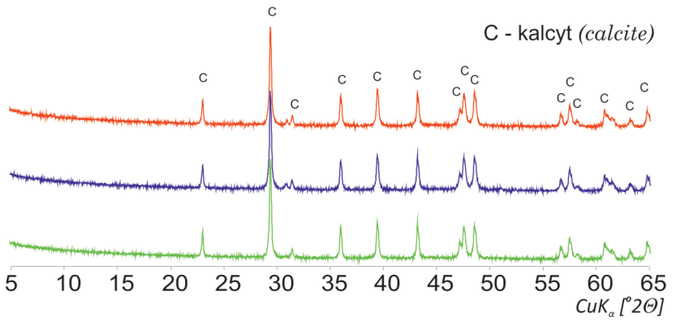
Rys. 5.3.2.8. Obrazy mikroskopowe próbek wapieni z otworu Biały Dunajec PAN-1, SEM: a – próbka Biały Dunajec PAN-1: 2361–2370 m p.p.t., b – próbka Biały Dunajec PAN-1: 2161–2168 m p.p.t. , c – próbka Biały Dunajec PAN-1: 2210–2223 m p.p.t., d – próbka Biały Dunajec PAN-1: 2210–2223 m p.p.t.

Fig. 5.3.2.8. Microscopic images of limestone samples from the Biały Dunajec PAN-1 well, SEM:
a – Biały Dunajec PAN-1 sample: 2361–2370 m b.g.l., b – Biały Dunajec PAN-1 sample: 2161–2168 m b.g.l.,
c – Biały Dunajec PAN-1 sample: 2210–2223 m b.g.l., d – Biały Dunajec PAN-1 sample: 2210–2223 m b.g.l.

Obserwacje w mikroskopie polaryzacyjnym i skaningowym potwierdzają analizy dyfrakcyjne. Badane wapienie zbudowane są wyłącznie z kalcytu (rys. 5.3.2.9). Został on rozpoznany po charakterystycznych odległościach międzypłaszczyznowych d_{hkl}: 3,85; 3,03; 2,49; 2,28; 2,09; 1,91; 1,87Å.

5.3.2.3. Sudety

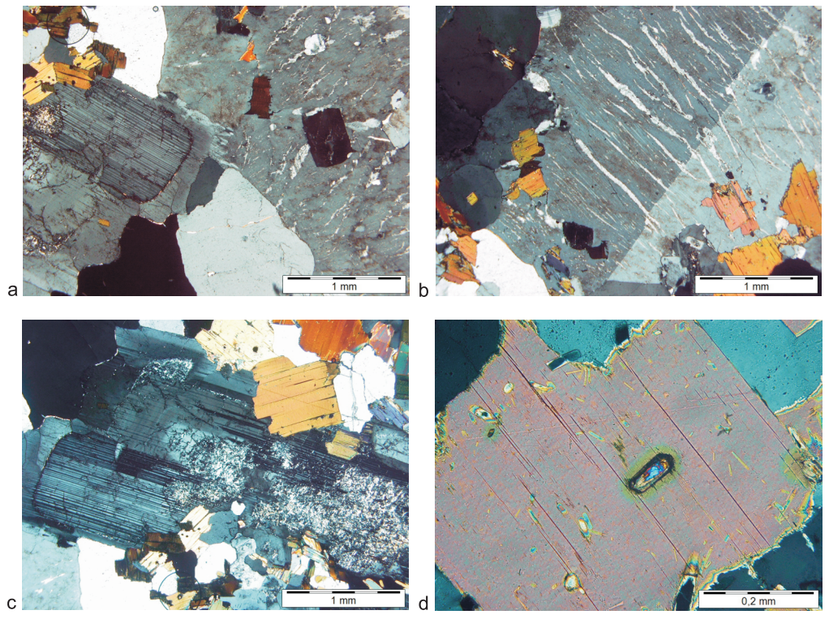
Próbka: Szklarska Poręba „Huta” reprezentowana jest przez granit biotytowy (rys. 5.3.2.10a). Skała ta charakteryzuje się zbitą i bezkierunkową teksturą oraz strukturą średniokrystaliczną, nierównokrystaliczną o przewadze kryształów osiągających wymiary około 3,5–4 mm. W niektórych obszarach mikroskopowych dodatkowo widoczna jest struktura hipautomorficzno-ziarnista, a miejscami ujawnia się także struktura poikilitowa. Głównymi składnikami granitu są skalenie potasowe (ok. 35%), kwarc (ok. 25%), plagioklaz (25%) oraz biotyt (ok. 15%). W niewielkich ilościach występują minerały ciężkie – głównie cyrkon, apatyt oraz minerały nieprzezroczyste. Kryształy kwarcu o rozmiarach od 0,5 do 5 mm występują zawsze jako kseromorficzne, przeważnie niespękane ziarna.



Rys. 5.3.2.9. Dyfraktogramy składu mineralnego wapieni z profilu otworu Biały Dunajec PAN-1

Fig. 5.3.2.9. Diffractograms of the mineral composition of limestones from the Biały Dunajec PAN-1 well profile

Często zawierają wrostki biotytu oraz sporadycznie bardzo małe wrośnięte kryształy apatytu. Plagioklaz jest reprezentowany przez hipautomorficzne tabliczki o długościach od 0,7 do 8 mm. Minerały te wykazują zazwyczaj zbliźniaczenia albitowe, natomiast rzadziej ujawniają się bliźniaki peryklinowe czy karlsbadzkie. Dodatkowo, niektóre z ziaren wykazują obecność budowy zonalnej. Część ziaren plagioklazu jest silnie spękana oraz zmieniona w wyniku serycytyzacji. Dodatkowo występują w nich nieliczne wrostki biotytu. Skaleń potasowy jest reprezentowany wyłącznie przez pertyty ortoklazowe, osiągające stosunkowo duże rozmiary od 0,7 do 8 mm (rys. 5.3.2.10b).

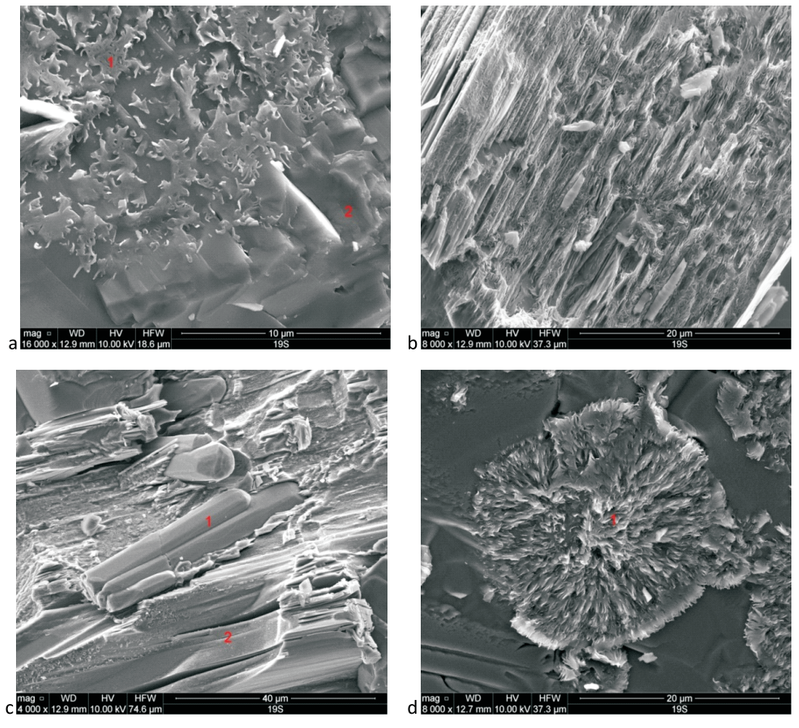


Rys. 5.3.2.10. Obrazy mikroskopowe próbki granitu ze Szklarskiej Poręby, PX: a – składniki mineralne granitu, b – pertyty w skaleniu potasowym, c – zbliźniaczenia albitowe i procesy serycytyzacji, d – wrostek zonalnego cyrkonu w biotycie

Fig. 5.3.2.10. Microscopic images of granite samples from Szklarska Poręba, crossed polarizers, a – mineral ingredients of granite, b – pertites in potassium feldspar; c – albite twinnings and sericitisation processes, d – zonal zircon inclusion in biotite

Skaleń ten tworzy zazwyczaj kseromorficzne ziarna z dominacją zbliźniaczenia karlsbadzkiego. Bardzo często wypełniają one interstycje pomiędzy ziarnami innych minerałów oraz często występują jako kryształy obrastające od zewnątrz kryształy kwarcu, plagioklazów czy biotytu. Tak samo jak plagioklazy, kryształy skaleni są dość często zmienione w wyniku procesu serycytyzacji (rys. 5.3.2.10c). Biotyt tworzy najmniejsze kryształy spośród minerałów głównych. Osiągają one przeciętnie wielkość od 0,3 do 1,5 mm. Blaszkowe kształty biotytu są na ogół nieregularne i mocno poszarpane, jedynie nieliczne wykazują częściowo wykształcone przekroje sześcioboczne. Większość kryształów jest bardzo dobrze zachowana, a nieliczne z nich wykazują przeobrażanie w chloryt. Cyrkon występuje głównie jako wrostki w biotycie, tworząc słupkowe zonalne kryształy o długościach osiągających 0,1 mm (rys. 5.3.2.10d). Apatyt również występuje jako drobne wrostki wewnątrz biotytu oraz kwarcu i tworzy niewielkie kryształy o rozmiarach sięgających 0,05 mm. Minerały nieprzezroczyste występują w bardzo małych kryształach w sąsiedztwie ciemnej miki, osiągając rozmiary nie przekraczające 0,05 mm. Skała jest dodatkowo poprzecinana licznymi żyłkami wypełnionymi głównie kalcytem oraz wodorotlenkami żelaza. Porowatość badanego granitu określona za pomocą komputerowej analizy obrazu wynosi 1%.

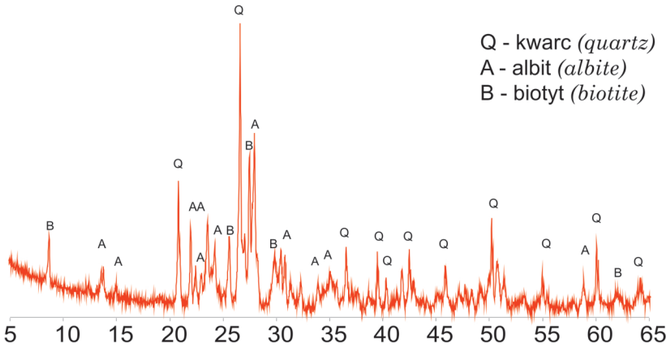
Badania w mikroskopie skaningowym SEM potwierdziły obecność w składzie mineralnym kryształów kwarcu, objętych procesami wietrzenia kryształów skaleni potasowych i plagioklazów oraz biotytu z wrostkami minerałów ciężkich (rys. 5.3.2.11).



Rys. 5.3.2.11. Mikrostruktura granitu, SEM. a – kryształ albitu objęty procesami wietrzenia, b – kryształ biotytu, c – kryształ apatytu tworzący wrostek w biotycie, d – skupienie serycytu na krysztale plagioklazu

Fig. 5.3.2.11. Granite microstructure, SEM, a – albite crystal subject to weathering processes, b – biotite crystal, c – apatite crystal as an inclusion in biotite; d – sericite aggregate on a plagioclase crystal

Badania dyfrakcyjne próbki granitu potwierdziły obecność kwarcu, skaleni i biotytu jako głównych faz mineralnych (rys. 5.3.2.12). Minerały te rozpoznano po najmocniejszych refleksach; kwarc: 3,34; 4,26; skaleń: 4,03; 3,66; 3,22; 3,20 i biotyt 10,10; 3,37; 2,45Å.



Rys. 5.3.2.12. Dyfraktogram składu mineralnego granitu biotytowego, Szklarska Poręba

Fig. 5.3.2.12. Diffractogram of the mineral composition of biotite granite, Szklarska Poręba

5.4. Parametry petrofizyczne próbek rdzeni
(Grzegorz Leśniak, Anna Przelaskowska)

5.4.1. Podstawy teoretyczne badań petrofizycznych skał

Współczynnik porowatości (porowatość) jest podstawowym wskaźnikiem pojemności i zdolności filtracyjnych warstwy porowatej (Such 2002; Such, Leśniak 2003a; Such i in. 2007). Definiuje się go jako stosunek objętości porów w danej próbce do jej objętości całkowitej. Współczynnik porowatości wyrażany jest w procentach. Ze względu na rodzaj porów ujętych w obliczeniach stosuje się szczegółowe definicje współczynników porowatości:

- współczynnik porowatości całkowitej (porowatość całkowita) – wyraża stosunek objętości wszystkich porów (otwartych i zamkniętych) do objętości całkowitej badanej próbki skalnej;
- współczynnik porowatości efektywnej (porowatość efektywna) – to porowatość otwarta, wyraża stosunek objętości porów otwartych (komunikujących się) do objętości całkowitej badanej próbki skalnej;
- współczynnik porowatości dynamicznej (porowatość dynamiczna) – wyraża stosunek objętości porów, z których możemy odzyskać płyny złożowe do objętości całkowitej badanej próbki. Współczynnik porowatości dynamicznej w porównaniu ze współczynnikiem porowatości efektywnej jest pomniejszony o objętość wody związanej zawartej w próbce, która występuje jako jedno- lub dwudrobinowa warstwa wody, trzymana siłami przylegania na powierzchni ścianek porów oraz wody nieredukowalnej trzymanej siłami kapilarnymi w mikroporach.

Współczynnik porowatości całkowitej i efektywnej bada się, stosując standardowe metody pomiaru, natomiast do prawidłowego scharakteryzowania *współczynnika porowatości dynamicznej* konieczne są badania morfologii przestrzeni porowej. Współczynnik porowatości całkowitej bada się metodą piknometryczną. Pomiar polega na porównaniu gęstości objętościowej z gęstością materiału skalnego i wyliczeniu na tej podstawie objętości wszystkich porów. Metoda ta powoduje niszczenie próbek skalnych i co za tym idzie, uniemożliwia wykonywanie na nich dalszych badań.

Współczynnik porowatości efektywnej bada się poprzez jej nasycenie cieczą zwilżającą. Znając gęstość cieczy użytej do badania wylicza się objętość porów otwartych. Jest to metoda nieniszcząca, umożliwia więc zarówno powtórzenie pomiaru jak też i wykonanie na tej samej próbce pozostałych analiz petrofizycznych.

Każdy z przytoczonych współczynników porowatości jest makroparametrem charakteryzującym liczbowo pojemność skały, nie określa natomiast struktury jej przestrzeni porowej.

Sposób pomiaru współczynników zarówno porowatości jak i przepuszczalności skał nie uwzględnia morfologii przestrzeni porowej. Parametryzację przestrzeni porowej uzyskuje się pomiarami krzywych ciśnień kapilarnych. W badaniach tych wykorzystuje się zależność wielkości ciśnienia kapilarnego od wielkości promienia kapilary, jej kształtu oraz rozkładu sieci wzajemnych połączeń między sobą porów o różnych promieniach. Odtworzenie rzeczywistego kształtu przestrzeni porowej jest z oczywistych względów niemożliwe. Jest również niekonieczne, ponieważ z satysfakcjonującą dokładnością można sparametryzować badaną przestrzeń i wprowadzić makroskopowe poprawki umożliwiające prawidłowe wykorzystanie otrzymanych wyników.

Badania porozymetryczne bazują na walcowym modelu przestrzeni porowej, w którym przestrzeń porowa jest symulowana jako pęk walcowatych kapilar przewodzących płyny złożowe, przy czym porowatość efektywna realnej przestrzeni i przestrzeni parametryzowanej jest taka sama. Rozkład ekwiwalentnych średnic porów i ich procentowy udział w badanej przestrzeni porowej otrzymywany jest z równania Washburn'a (1921):

$$d = \frac{\tau \cdot \cos(\varphi)}{4 \cdot P} \qquad (5.4.1)$$

gdzie: d – średnica porów [nm],
P – przyłożone ciśnienie [at],
φ – kąt kontaktu skała płyn złożowy [°],
τ – napięcie powierzchniowe [nN/m].

Procentowy rozkład porów o danej średnicy w przestrzeni porowej określany jest dzięki zliczaniu cząstkowych objętości rtęci wstrzykiwanej do próbki. Pomiar polega na wstrzykiwaniu rtęci do badanej próbki pod zadanym ciśnieniem oraz mierzeniu ciśnienia i objętości rtęci, która wmigrowała do próbki przy tym ciśnieniu. Otrzymuje się krzywą kumulacyjną zależności: przyłożone ciśnienie – objętość rtęci. Znając masę próbki oraz wyznaczając w trakcie pomiaru porozymetrycznego jej objętość zewnętrzną oraz objętość szkieletu skalnego i przeliczając otrzymane wyniki wzorem Washburn'a, otrzymuje się rozkład średnic porów w danej próbce oraz objętości cząstkowe, a także porowatość próbki, jej gęstość szkieletową i pozorną.

Z objętości cząstkowych można obliczyć powierzchnię właściwą skały, według zależności:

$$\sum \Delta A = \frac{\left(\sum P \cdot \Delta V\right)}{(\tau \cdot \cos(\varphi))} \qquad (5.4.2)$$

gdzie: A – powierzchnia właściwa [m^2],
ΔV – cząstkowe objętości odpowiadające ciśnieniu P [at],
τ – napięcie powierzchniowe [nN/m].

W zależności od typu aparatu użytego do pomiarów otrzymujemy albo pojedynczą kumulacyjną krzywą ciśnień kapilarnych, albo krzywe kumulacyjne wykreślone dla rosnących i dla malejących ciśnień kapilarnych. Kształt krzywej wykreślonej dla malejących ciśnień jest podstawowym źródłem informacji o wielkości odstępstwa realnej przestrzeni porowej od modelu walcowego.

Jeśli wielkości pomiaru współczynników porowatości i przepuszczalności przyjmujemy z badań petrofizycznych, musimy w obliczeniach przyjąć, że pewien procent przestrzeni porowej badanej próbki będzie zajęty przez wodę złożową i o ten właśnie procent należy obniżyć obliczone wartości współczynnika porowatości.

Woda nieredukowalna to:

- woda związana, a więc woda pokrywająca jedno- lub dwudrobinową warstwą ścianki porów i związana z nimi siłami przylegania,
- woda okupująca mikropory o tak małych promieniach, że w warunkach złożowych nieruchoma.

Woda związana ma zdefiniowane znaczenie dla procesów transportu. Grubość tworzonej przez nią warstwy na ściankach skały wynosi około 10 Å. W skałach iłowcowych, gdzie wielkość powierzchni właściwej osiąga 8 m^2/cm^3, woda związana zajmuje objętość do 0,6% objętości skały, co przy niskich współczynnikach porowatości iłowców jest wartością znaczącą. Woda związana zamyka całkowicie pory o promieniach mniejszych od 0,002 μm. W piaskowcowych facjach zbiornikowych zawartość wody związanej nie odgrywa znaczącej roli, ponieważ wielkość powierzchni właściwej nie przekracza tu 2 m^2/cm^3, w związku z czym objętość wody związanej lokuje się w nich poniżej 0,2% objętości skały. Zasadniczą masą składającą się na wodę nieredukowalną jest woda zawarta w submikroporach, które wiążą ją siłami kapilarnymi tak mocno, że jest praktycznie nieruchoma. Pomiary porozymetryczne pozwalają oszacować jej ilość z proporcji ilości przestrzeni submikroporowej do całej przestrzeni porowej próbki, zaś krzywe ciśnień kapilarnych określane są wyłącznie dla przestrzeni porowej wolnej od tej wody. Wodę wypełniającą mikropory można usunąć z próbki w warunkach laboratoryjnych, wygrzewając ją w temperaturze 105°C w suszarce próżniowej. Jeśli współczynnik porowatości wysuszonej próbki wyznaczany jest poprzez nasycenie jej cieczą zwilżającą lub helem, określana jest wtedy pełna wartość współczynnika porowatości efektywnej. Pomiar porozymetryczny polega natomiast na wstrzykiwaniu do wysuszonej próbki cieczy niezwilżającej. Ciecze te zachowują się odwrotnie w warunkach kapilarnych, ciecz niezwilżająca nie wejdzie do porów zajmowanych normalnie przez wodę nieredukowalną. Stąd różnica wielkości porowatości wyznaczonej metodą nasycania próbki cieczą zwilżającą czy gazem i porowatości zliczonej z pomiarów porozymetrycznych będzie miarą ilości wody nieredukowalnej.

W praktyce złożowej, za przestrzeń porową zajętą przez wodę nieredukowalną przyjmuje się również jej ułamek tworzony przez pory o promieniach mniejszych od 0,1 μm.

Zjawisko przepływu ciepła zachodzi wszędzie tam, gdzie występują różnice temperatury. Wyróżnia się trzy mechanizmy wymiany ciepła: przewodzenie, konwekcja i promieniowanie. Przewodzenie ciepła polega na przekazywaniu energii wewnątrz ośrodka materialnego w kierunku od wyższej do niższej temperatury poprzez ruch cząsteczek i ich zderzenia. W ciałach stałych proces ten zachodzi poprzez wymianę energii kinetycznej elektronów lub przez przekazywanie drgań atomów sieci krystalicznej (cieplna przewodność fononowa). W większości skał dominującym mechanizmem wymiany ciepła jest cieplna przewodność fononowa, przewodność elektronowa ma znaczenie tylko dla skał okruszcowanych.

Przewodzenie ciepła opisuje prawo Fouriera, zgodnie z którym gęstość strumienia cieplnego jest proporcjonalna do gradientu temperatury mierzonego wzdłuż kierunku przepływu ciepła

$$q = -\lambda \frac{dT}{dx} \quad [\mathrm{W/m^2}] \tag{5.4.3}$$

gdzie: λ – współczynnik przewodności cieplnej [W/mK],
dT/dx – gradient temperatury [K/m].

Współczynnik przewodności cieplnej λ charakteryzuje zdolność przewodzenia ciepła przez dany ośrodek.

$$\lambda = \frac{Q \cdot l}{S \cdot \Delta T \cdot t} \quad [\mathrm{W/mK}] \tag{5.4.4}$$

gdzie: l – droga przepływu ciepła [m],
t – czas przepływu ciepła [s],
S – powierzchnia przekroju, przez który przepływa ciepło [m^2],
Q – ilość ciepła przepływającego przez ośrodek o powierzchni S i grubości l [J],
ΔT – różnica temperatur w kierunku przewodzenia ciepła [K].

5.4.2. Metodyka pomiarów

5.4.2.1. Pomiar gęstości

Pomiary gęstości wykonuje się za pomocą piknometru helowego. Urządzenie to wykorzystuje doskonałe właściwości helu w penetrowaniu nawet najmniejszych submikroporów. Dzięki temu, podczas pomiaru uzyskuje się dokładną wartość gęstości szkieletowej. Procedura ta przebiega następująco: badaną próbkę waży się, a następnie umieszcza w kalibrowanej komorze, do której wstrzykuje się określoną ilość helu. Z równania gazowego oblicza się objętość szkieletu badanej próbki, a stąd jej gęstość szkieletową. Aparat jest skomputeryzowany, oblicza żądane wielkości automatycznie. Te same próbki umieszczane są następnie w porozymetrze. W czasie pomiarów porozymetrycznych uzyskuje się gęstość pozorną (objętościową) badanej próbki. Posiadając wyliczone objętości szkieletu skalnego próbki i jej objętość zewnętrzną można wyliczyć współczynnik porowatości otwartej ze wzoru:

$$por = \frac{V_{obj} - V_{szk}}{V_{obj}} \cdot 100\ \% \tag{5.4.5}$$

gdzie: V_{obj} – objętość zewnętrzna [cm^3],
V_{szk} – objętość szkieletu skalnego [cm^3],
por – współczynnik porowatości otwartej [%].

5.4.2.2. Badania porozymetryczne

Przestrzeń porowa skały to mikrokapilarny ośrodek złożony z wielkiej ilości nieregularnych w kształcie i ułożeniu kapilar, który może być wypełniony płynami złożowymi. W geologii naftowej scharakteryzowanie i opisanie fizycznych właściwości przestrzeni porowej polega na możliwie poprawnym określeniu możliwości transportu i magazynowania płynów złożowych przez ośrodek filtracji (Such, Leśniak 2003b; Leśniak, Such 2005).

Właściwości te można ocenić określając makroskopowe wielkości współczynnika porowatości i przepuszczalności ośrodka filtracji, ale można też próbować przybliżyć kształt i charakter przestrzeni porowej tego ośrodka takim modelem fizycznym, którego parametry określą rzeczywiste właściwości filtracji i magazynowania.

Badanie i parametryzację przestrzeni porowej uzyskuje się pomiarami krzywych ciśnień kapilarnych. W badaniach tych wykorzystuje się zależność wielkości ciśnienia kapilarnego od wielkości promienia, kształtu i sieci połączeń między sobą porów o różnych promieniach. Odtworzenie rzeczywistego kształtu przestrzeni porowej jest z oczywistych względów niemożliwe. Jest również niekonieczne, ponieważ z satysfakcjonującą dokładnością można sparametryzować badaną przestrzeń i wprowadzić makroskopowe poprawki, umożliwiające prawidłowe wykorzystanie otrzymanych wyników. Zastosowany w badaniach ciśnień kapilarnych porozymetr rtęciowy AutoPore IV umożliwia otrzymanie dwóch krzywych kumulacyjnych sporządzanych dla rosnących (krzywa nasiąkania) i malejących ciśnień (krzywa osuszania).

Kształt krzywej wykreślonej dla malejących ciśnień jest podstawowym źródłem informacji o wielkości odstępstwa realnej przestrzeni porowej od modelu walcowego. Analiza wyników badań porozymetrycznych polega na wyliczeniu i zinterpretowaniu szeregu wielkości liczonych z krzywych ciśnień kapilarnych oraz na analizie kształtu krzywych ciśnień kapilarnych.

Z pomiarów porozymetrycznych wyliczane są następujące wielkości:

- porowatość zliczona z porozymetru – od porowatości otwartej różni się tym, że zliczana jest objętość cieczy niezwilżającej, która wmigrowała do próbki. Objętość ta nie obejmuje tych wszystkich submikroporów, których średnica jest zbyt mała dla wniknięcia rtęci. Wielkość porowatości zliczanej z porozymetru jest więc niższa od wielkości porowatości otwartej, a ich różnica jest miarą ilości wody nieredukowalnej w próbce. Wielkość ta będzie więc porowatością dynamiczną. Błędem zaburzającym pomiar jest występowanie tzw. efektu brzegowego, będącego skutkiem istnienia nierówności na ściankach badanej próbki, a dającego w rezultacie pozorny wzrost porowatości zliczanej z porozymetru w granicach 0,1–0,5% porowatości. Efekt ten jest istotny dla próbek o niskiej porowatości;
- wielkość średniej kapilary – jest to standardowa wielkość służąca do oceny jakości skały zbiornikowej. Wielkość średniej kapilary jest liczona jako średnia ważona, z wagą ilości porów, a nie procentu przestrzeni porowej;
- powierzchnia właściwa – jest to sumaryczna powierzchnia porów przypadająca na jednostkę objętości (masy) badanej skały i jest miarą wielkości oporu stawianego przez ośrodek porowaty przepływającemu płynowi.

Typowa krzywa kumulacyjna wygląda następująco: na osi y zamieszcza się procentowy (objętościowo) udział porów o danej średnicy w przestrzeni porowej badanej próbki (równoważny objętości wstrzykniętej do próbki rtęci), na osi x (typu logarytmicznego) odkładana jest średnica odpowiadających im porów, względnie odpowiadające im ciśnienie kapilarne.

W kształcie każdej krzywej ciśnień kapilarnych można wyróżnić pewne charakterystyczne punkty. Punkt, w którym rtęć zaczyna migrować do próbki określana jest jako ciśnienie wejścia, a odpowiadająca mu średnica porów jako średnica wejścia. Punkt ten określa największy rozmiar porów jaki występuje w próbce. Od tego punktu nasycenie próbki rtęcią rośnie powoli, w miarę jak rtęć wchodzi do makroporów. Ponieważ w wielu przypadkach wartość nasycenia oscyluje w tym przedziale wokół wartości 10%, szereg badaczy wyróżniło ten punkt krzywej i określiło go jako ciśnienie lub średnicę przesunięcia.

Kolejny wyróżniony punkt ma bardzo ważne znaczenie fizyczne. W kryteriach matematycznych jest to punkt przegięcia krzywej kumulacyjnej, który z fizycznego punktu widzenia reprezentuje tę wartość ciśnienia (lub średnicy), po przekroczeniu której nasycenie rtęcią zaczyna bardzo szybko rosnąć przy niewielkich zmianach ciśnienia. Punkt ten nazywany jest w literaturze ciśnieniem progowym lub średnicą progową. Przy tym ciśnieniu rozpoczyna się przepływ płynu przez próbkę, innymi słowy, średnica porów odpowiadająca temu ciśnieniu „zapewnia komunikację" w skale. Im wyższa jest wartość średnicy progowej lub im niższa jest wartość ciśnienia progowego tym lepsze są właściwości filtracyjne badanej skały. Po gwałtownym wzroście nasycenia, krzywa kumulacyjna zmierza asymptotycznie, wraz ze zmniejszaniem się średnic porów, do wartości nasycenia maksymalnego.

Odstępstwa od tego typu krzywych występują w przypadkach niskiej porowatości i dużej niejednorodności skały. W pierwszym przypadku duży wpływ na nieregularności krzywej kumulacyjnej ma efekt brzegowy, w drugim trudno ocenić wartość ciśnienia progowego.

Dla krzywych uzyskiwanych przy malejących ciśnieniach istnieją trzy typowe przebiegi. Krzywe tego typu są wskaźnikami wielkości odstępstwa realnej przestrzeni porowej od przyjętego modelu walcowego. Im bliżej obie krzywe (zebrane przy rosnących i przy malejących ciśnieniach) leżą względem siebie tym bardziej przestrzeń porowa badanej próbki przypomina model walcowy, czyli tym lepsze są jej właściwości filtracyjne. Położenie krzywej powracającej wysoko powyżej krzywej sporządzonej przy wzrastających ciśnieniach świadczy o dużej ilości pułapek kapilarnych w badanej warstwie porowatej. Realna przestrzeń porowa ma postać stosunkowo dużych porów połączonych cienkimi kanalikami i właśnie one określają zdolność transportu płynów. Przypadek, w którym krzywa powracająca lokuje się znacznie poniżej krzywej pierwotnej jest również niekorzystny. Świadczy o występowaniu w badanej przestrzeni porowej dużej ilości porów o lejkowatym kształcie, będących również pułapkami dla cieczy zwilżających. Numeryczną parametryzacją stopnia oddalenia krzywych od siebie jest wartość efektu histerezy, mierzona jako różnica w nasyceniu rtęcią próbki dla danego ciśnienia dla obu krzywych.

Mając zdefiniowane i oznaczone parametry otrzymane z badania ciśnień kapilarnych możemy określić właściwości fizyczne przestrzeni porowej badanej warstwy, prowadząc badania korelacyjne tych wielkości z porowatością i przepuszczalnością. Z wielkości mających znaczenie fizyczne dobrymi parametrami są: powierzchnia właściwa, wielkość efektu histerezy, średnica progowa i średnica przeciętnej kapilary. Średnica wejścia i średnica przesunięcia są „gorszymi" parametrami z powodu dużej wrażliwości na efekt brzegowy.

5.4.2.3. Badania przepuszczalności

Oznaczanie współczynnika przepuszczalności efektywnej wykonuje się przy użyciu gazu. Jako gazu roboczego używa się azotu. Pomiar polega na doprowadzeniu do ustalonego, laminarnego przepływu gazu przez badaną próbkę i wyliczeniu współczynnika przepuszczalności za pomocą równania Darcy' ego. Pomiary współczynnika przepuszczalności wykonane zostały dla tzw. geometrii liniowej, tj. gaz płynie przez próbkę o stałym przekroju i długości. Do tego typu badań stosuje się wycięte walce o średnicy 1 cala i długości 3–4 cm. W czasie pomiaru gaz płynie wzdłuż walca, którego pobocznica jest uszczelniona. W trakcie analizy mierzy się objętość gazu migrującego przez próbkę w jednostce czasu oraz ciśnienie gazu na wejściu i wyjściu.

Współczynnik przepuszczalności obliczany jest ze wzoru:

$$q = \frac{c \cdot k \cdot A \cdot (P_1^2 - P_2^2)}{T \cdot L \cdot \mu \cdot Z} \qquad (5.4.6)$$

gdzie: k – współczynnik przepuszczalności [mD],
μ – lepkość gazu [cPu],
c – stała zależna od rodzaju użytych jednostek,
T – temperatura [°K],
Z – współczynnik odchylenia,
L – długość walca [cm],
A – przekrój poprzeczny walca [cm],
P – ciśnienie [at].

Pomiar dla każdej próbki powtarzany jest dla co najmniej trzech różnych ciśnień. Proporcjonalność otrzymanych wyników świadczy o laminarności przepływu. Jeśli otrzymana w trakcie pomiaru prosta $k = f(1/p)$ wykazuje niezaniedbywalne nachylenie, należy wyliczyć poprawkę na efekt Klinkenberga, ze wzoru:

$$K_K = K - m \cdot \frac{1}{P} \qquad (5.4.7)$$

gdzie: K_K – ekstrapolowana wartość współczynnika przepuszczalności dla nieskończonego ciśnienia równa przepuszczalności pomierzonej dla nieściśliwej, niereagującej ze skałą cieczy,
K – współczynnik przepuszczalności zmierzony dla średniego ciśnienia przepływu P,
m – nachylenie krzywej.

5.4.2.4. Badania przewodności cieplnej

Metody pomiaru przewodności cieplnej można podzielić na metody stacjonarne (przy ustalonym strumieniu ciepła) i niestacjonarne (dynamiczne). Metody ustalonego przepływu ciepła charakteryzują się większą dokładnością pomiarów niż metody dynamiczne, są jednak bardziej czasochłonne gdyż wymagają ustalenia się równowagi cieplnej.

Pomiary współczynnika przewodności cieplnej wykorzystane w niniejszym opracowaniu wykonywane zostały metodą ustalonego przepływu ciepła, poprzez pomiar wielkości strumienia cieplnego przepływającego przez próbkę za pomocą aparatu FOX 50 firmy LaserComp. W trakcie pomiaru mierzono sygnał elektryczny Q [μV] proporcjonalny do przepływającego przez próbkę strumienia ciepła q [W/m^2]:

$$Q = q / S_{cal} = \Delta T / [(\Delta x / \lambda + 2R) S_{cal}] \quad [\mu V] \qquad (5.4.8)$$

gdzie: q – strumień ciepła przepływający przez próbkę [W/m^2],
λ – współczynnik przewodności cieplnej próbki [W/mK],
ΔT – różnica temperatur przypadająca na grubość próbki [K],
Δx – grubość próbki [m],
$\Delta x/\lambda$ – opór cieplny próbki [m^{2}K/W],
$2R$ – opór występujący na kontaktach pomiędzy powierzchniami próbki a płytami grzejną i chłodzącą [m^{2}K/W],
S_{cal} – czynnik kalibracji; współczynnik proporcjonalności pomiędzy strumieniem cieplnym q [W/m^2] a sygnałem elektrycznym Q [μV]. Czynnik ten uzyskuje się w trakcie pomiarów kalibracyjnych wykonywanych na materiałach standartowych o znanym λ.

Przytoczone równanie to równanie z dwiema niewiadomymi: λ i $2R$, które wylicza się przeprowadzając analizy na dwóch próbkach z tego samego materiału o dwóch różnych grubościach (zakłada się, że wartości oporu R są na obu powierzchniach próbki takie same), co daje następujący układ równań:

$$Q_1 = \Delta T / [(\Delta x_1 / \lambda + 2R) S_{cal}] \quad [\mu V] \qquad (5.4.9)$$

$$Q_2 = \Delta T / [(\Delta x_2 \lambda + 2R) S_{cal}] \quad [\mu V] \qquad (5.4.10)$$

Aparat FOX 50 umożliwia wykonywanie pomiarów zarówno na próbkach o jednej grubości, jak i pomiarów podwójnych, dla dwóch grubości próbki. Standartowo wykonywane są pomiary pojedyncze i dla poszczególnych próbek przyjmowana jest wartości parametru 2R uzyskana przy podwójnym pomiarze próbek wzorcowych.

Mierzona próbka umieszczona jest pomiędzy płytami grzejną i chłodzącą. W centralnej części każdej z płyt znajdują się mierniki przepływu ciepła, przetwarzające przepływający przez próbkę strumień cieplny na sygnał elektryczny. Na środku obu przetworników umieszczone są termopary, za pomocą których odczytywana jest temperatura na płytach grzejnej i chłodzącej. Zakres pomiarowy aparatu wynosi od 0 do 95°C. Podczas pomiaru zapewniona jest stabilność temperatury na płytach $\pm$ 0,02°C. Grubość próbki mierzona jest automatycznie w aparacie z dokładnością do 0,025 mm.

Współczynnik przewodności cieplnej jest ściśle związany z wieloma innymi właściwościami petrofizycznymi skał. Na jego wartość wpływają takie czynniki jak:

- skład mineralny – przewodność cieplna skały zwiększa się wraz z wzrastającą zawartością minerałów o wysokiej przewodności cieplnej, takich jak np. kwarc, a maleje z rosnącą zawartością minerałów ilastych i substancji organicznej;
- porowatość – wartość współczynnika przewodności cieplnej maleje ze wzrostem porowatości, ponieważ zarówno powietrze, jak i roztwory porowe nasycające skałę charakteryzują się znacznie niższą przewodnością cieplną niż szkielet skały (Plewa, Plewa 1992);
- uziarnienie – wartość przewodności cieplnej rośnie z wielkością ziarn, ponieważ zmniejsza się wtedy ilość punktów kontaktu między ziarnami, a co za tym idzie zmniejsza się opór związany z kontaktami międzyziarnowymi (Midttomme i in. 1998);
- tekstura skały – anizotropia skał wpływa na prędkość rozchodzenia się ciepła, a więc w przypadku skał o teksturze kierunkowej, takich jak np. łupki, wartość współczynnika przewodności cieplnej zależy od kierunku pomiaru. Współczynnik anizotropii cieplnej przewodności właściwej skał $K_{\lambda,}$ zdefiniowany jako stosunek wartości λ pomierzonego równolegle do uławicenia skały – $\lambda_{||}$ do wartości λ pomierzonego prostopadle do uławicenia skały – $\lambda_{\perp,}$ zmienia się w przedziale 1 do 5 (Plewa 1994). Najwyższą wartość K_{λ} uzyskują łupki , fyllity, iłowce i gnejsy, najmniejszą natomiast dolomity, anhydryty i wapienie;
- zmiany związane z diagenezą, takie jak np. przeobrażenie opalu w kwarc – przewodność cieplna łupków bogatych w opal jest 4–5 razy niższa niż przewodność podobnych skał zawierających kwarc (Fjeldskaar i in. 1993);
- warunki pomiaru (temperatura i ciśnienie), dla większości minerałów wartość współczynnika λ maleje wraz ze wzrostem temperatury, przy czym wpływ temperatury jest tym większy im wyższa przewodność cieplna danego minerału.

Wymienione czynniki wpływają na duży rozrzut wartości współczynnika przewodności cieplnej dla poszczególnych typów skał. Chcąc zatem uzyskać wiarygodne wyniki oznaczeń przy ustalaniu średniej przewodności cieplnej skał poszczególnych jednostek litostratygraficznych, należy wziąć pod uwagę różnicę właściwości cieplnych skał o odmiennej litologii. Bardzo istotna jest więc analiza dużej ilości pomiarów odzwierciedlających zmienność badanego profilu.

Wiele parametrów określających właściwości petrofizyczne skał można pomierzyć zarówno w warunkach laboratoryjnych jak i metodami otworowymi, możliwe jest zatem określenie współczynnika przewodności cieplnej na podstawie danych geofizycznych. W procesie tym wykorzystywane są modele matematyczne wiążące przewodność cieplną z innymi właściwościami skał opracowane na podstawie danych laboratoryjnych. Zastosowanie skonstruowanych modeli do danych geofizyki wiertniczej umożliwia ilościową, ciągłą ocenę współczynnika przewodności cieplnej w profilach otworów wiertniczych.

Zagadnieniem tym zajmowało się wielu autorów (Evans 1976; Goss i in. 1976; Vacquier i in. 1988; Hartmann i in. 2005; Doveton i in. 1997; Goutorbe i in. 2006). W modelach matematycznych uwzględniane były najczęściej: gęstość objętościowa, porowatość i prędkości propagacji fal akustycznych. Uzyskane zależności umożliwiały autorom wykorzystanie takich profilowań jak: gamma, neutronowe, akustyczne i profilowanie gęstościowe do generowania profilowania przewodności cieplnej. W Polsce ciągłe profilowania przewodności cieplnej zostały uzyskane dla piaskowców fliszu karpackiego (Gąsior, Przelaskowska 2006, 2008) oraz dla skał podłoża Karpat (Gąsior, Przelaskowska, w druku). Wykorzystano tutaj zależności pomiędzy wartością współczynnika przewodności cieplnej a gęstością objętościową, porowatością, zawartością pierwiastków promieniotwórczych (Th, U, K) oraz składem mineralnym (zawartością kwarcu, węglanów i minerałów ilastych).

5.4.3. Wyniki badań

5.4.3.1. Porowatość i przepuszczalność

W tabeli 5.4.3.1 zamieszczono wyniki badań porowatości i przepuszczalności. Badania porowatości skał zostały wykonane dla wszystkich wytypowanych próbek, a analizy przepuszczalności tylko dla tych próbek, dla których możliwe było przygotowanie próbki w kształcie walca, o średnicy 2,54 mm i długości przynajmniej 3 cm. W zależności od dostępności materiału skalnego wykonano badania przepuszczalności w kierunkach *X* (prostopadle do osi rdzenia) i *Z* (równolegle do osi rdzenia). W tabeli 5.4.3.1 ujęto następujące dane:

- odwiert – (kolumna 1) nazwa otworu, z którego pobrano próbki do badań,
- głębokość [m p.p.t.] (kolumna 2) – głębokość wiertnicza poboru próby,
- gęstość materiałowa [g/cm^3] (kolumna 3) – gęstość materiałowa wyliczona z pomiaru piknometrem helowym,
- porowatość całkowita [%] (kolumna 4) – współczynnik całkowitej porowatości otwartej, wyliczony z pomiaru piknometrem helowym,
- gęstość szkieletowa [g/cm^3] (kolumna 5) – gęstość materiałowa wyliczona z porozymetru,
- gęstość objętościowa [g/cm^3] (kolumna 6) – gęstość objętościowa badanej próbki,
- porowatość efektywna [%] (kolumna 7) – współczynnik porowatości efektywnej wyliczony z porozymetru,
- średnia kapilara [μm] (kolumna 8) – wielkość przeciętnej kapilary,
- powierzchnia właściwa [m^2/g] (kolumna 9) – wielkość powierzchni właściwej przestrzeni porowej,
- pory >1μm [%] (kolumna 10) – procent przestrzeni porowej zbudowanej z porów o średnicach większych od 1 μm,
- średnica progowa [μm] (kolumna 11) – wielkość średnicy progowej,
- histereza [%] (kolumna 12) – wielkość efektu histerezy liczona w procentach przestrzeni porowej,
- przepuszczalność [mD] – (kolumna 13) – w kierunku prostopadłym do rdzenia, (14) – równolegle do rdzenia.

Poddane analizom próbki rdzeni reprezentują utwory skalne Niżu Polskiego, Niecki Podhalańskiej i Sudetów. Z utworów jury dolnej wytypowano rdzenie z otworów: Banachów IG-1, Koło IG-3 i Koło IG-4, Poddębice PIG-2 i Damasławek 22. Próbki skalne z utworów triasu dolnego pobrano z otworów: Września IG-1, Florentyna IG-2, Piotrków Trybunalski IG-1. Utwory niecki podhalańskiej reprezentują rdzenie pobrane z otworu Biały Dunajec PAN-1, a struktury skalne Sudetów – próbka granitu karkonoskiego pobrana w odkrywkowym zakładzie górniczym w Szklarskiej Porębie.

Niż Polski

Zbiornik dolnojurajski

Z utworów jury dolnej Niżu Polskiego przebadano 10 próbek, w tym z otworów Banachów IG-1 (2 próbki), Koło IG-3 (1 próbka), Koło IG-4 (2 próbki), Poddębice PIG-2 (2 próbki), Damasławek 22

Tabela 5.4.3.1. Wyniki badań porowatości i przepuszczalności skał

Table 5.4.3.1. Rock porosity and permeability test results

Odwiert (stratygrafia)	Głębokość [m p.p.t.]	Gęstość materiałowa [g/cm^3]	Porowatość całkowita [%]	Gęstość szkieletowa [g/cm^3]	Gęstość objętościowa [g/cm^3]	Porowat. efektywna [%]	Średnia kapilara [μm]	Powierzchnia właściwa [m^2/g]	Pory >1 μm [%]	Średnica progowa [μm]	Histereza [%]	Przepuszczalność [mD]	
												X	Z
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Września IG-1 (T)	2 387,50	2,77	0,25	2,68	2,67	0,23	0,00	0,00	-	-	-	0,033	<0,007
Września IG-1 (T)	2 728,40	2,83	1,49	2,69	2,66	1,31	0,02	1,21	31	0,01	77	0,001	-
Poddębice PIG-2 (J)	3 623,30	2,70	13,04	2,66	2,33	12,46	2,34	0,09	91	20	35	43,971	4,491
Poddębice PIG-2 (J)	3 364,50	2,72	8,79	2,66	2,44	8,25	0,77	0,18	77	4	82	0,364	0,122
Piotrków Tryb. IG-1 (T)	3 746,00	2,96	0,38	2,83	2,82	0,34	0,00	0,00	-	-	-	<0,008	0,001
Piotrków Tryb. IG-1 T)	3 920,00	2,70	3,09	2,60	2,53	2,80	0,23	0,19	19	1	47	0,041	0,038
Piotrków Tryb. IG-1 T)	4 193,10	2,72	3,99	2,62	2,52	3,63	0,11	0,52	35	3	13	0,389	0,095
Koło IG-3 (J)	3 079,40	2,73	10,92	2,64	2,37	9,98	1,53	0,11	84	20 ; 3	40	0,385	-
Koło IG-4 (J)	2 766,50	2,73	14,83	2,62	2,27	13,38	2,42	0,10	91	90 ; 3	2	129,023	-
Koło IG-4 (J)	2 732,40	2,71	8,72	2,57	2,37	7,62	11,65	0,01	98	25	10	2,971	-
Florentyna IG-2 (T)	2 698,50	2,78	7,47	2,65	2,48	6,64	0,02	4,33	11	0,1	54	0,200	-
Florentyna IG-2 (T)	2 990,00	2,72	0,55	2,56	2,55	0,47	0,00	0,00	-	-	-	0,030	-
Florentyna IG-2 (T)	2 744,20	2,70	11,90	2,66	2,35	11,34	0,11	1,83	13	2	64	0,132	0,014
Damasławek 22 (J)	3 391,30	2,70	12,15	2,63	2,33	11,30	1,10	0,18	86	10	74	20,748	95,580
Damasławek 22 (J)	3 633,50	2,72	7,88	2,56	2,38	6,75	0,12	0,98	10	0,7	55	0,151	1,268
Damasławek 22 (J)	3 584,30	2,72	11,96	2,64	2,35	11,15	0,35	0,55	60	4	62	bp	-
Banachów IG-1 (J)	3 380,70	2,71	9,81	2,61	2,37	8,91	0,08	1,82	58	4	61	0,981	0,141
Banachów IG-1 (J)	3 344,50	2,74	8,18	2,60	2,42	7,18	0,21	0,55	19	2	65	2,291	-
Biały Dunajec PAN-1 (T)	2 161–2 168	2,76	0,43	2,70	2,69	0,41	3,82	0,002	-	-	-	0,041	-
Biały Dunajec PAN-1 (T)	2 210–2 223	2,75	0,55	2,72	2,71	0,53	0,26	0,031	-	-	-	0,002	-
Biały Dunajec PAN-1 (T)	2 361–2 370	2,76	0,49	2,72	2,70	0,47	0,34	0,021	-	-	-	bp	-
Szklarska Poręba Huta (C)	próbka powierzchniowa	2,70	0,66	2,67	2,65	0,64	0,86	0,011	-	-	-	<0,001	-

X– kierunek prostopadły do osi rdzenia, Z – kierunek równoległy do osi rdzenia

(3 próbki). Porowatość całkowita badanych skał zawiera się w przedziale od 7,88 do 14,83%, porowatość efektywna od 6,75 do 13,38%. Średnice progowe zawierają się w przedziale od 0,7 do 90 μm. Średnia kapilara wynosi od 0,08 do 11,65 μm. Dla dwóch próbek (Koło IG-3, Koło IG-4; 2766,5 m p.p.t.) uzyskano rozkłady bimodalne średnicy progowej. Powstanie rozkładów bimodalnych średnicy progowej może świadczyć o wpływie procesów diagenetycznych na przestrzeń porową. Prawdopodobnie procesy diagenetyczne (cementacja) rozpoczęły zabudowę przestrzeni porowej i w wyniku zatrzymania procesu powstał rozkład bimodalny średnicy progowej. Zostały zabudowane częściowo tylko pory o mniejszej średnicy progowej. Histereza (świadczy o ilości pułapek kapilarnych, im niższa tym łatwiejszy przepływ płynów przez przestrzeń porową) zawiera się od 2 do 82%. Powierzchnia właściwa wynosi od 0,01 do 1,82 m^2/g. Wielkość powierzchni właściwej mówi nam o rozwinięciu przestrzeni porowej w kierunku mikroporów, czyli im większa powierzchnia właściwa tym więcej mikroporów w skale. Równocześnie wielkość powierzchni właściwej równa zero świadczy o braku przestrzeni porowej, czyli praktycznie o braku porowatości.

Przepuszczalność prostopadła do osi rdzenia (X) wynosi od 0,151 do 129,023 mD. Przepuszczalność równoległa do osi rdzenia (Z) wynosi od 0,141 do 95,58 mD. Zwraca uwagę próbka z otworu Damasławek 22 z głębokości 3391,3 m p.p.t., dla której przepuszczalność równoległa do rdzenia jest prawie 5 razy większa od przepuszczalności prostopadłej do osi rdzenia. Anomalnie niską przepuszczalność w stosunku do parametrów przestrzeni porowej wykazuje próbka Koło IG-4 2732,4 m p.p.t. Obniżenie przepuszczalności w stosunku do parametrów przestrzeni porowej związane jest tutaj z częściowym zacementowaniem skały. Cementy w skale rozmieszczone są gniazdowo i próbka pomimo bardzo dobrych parametrów przestrzeni porowej posiada bardzo niską przepuszczalność.

Analizowane próbki można określić jako skały o dobrych parametrach zbiornikowych. Ze względu na właściwości filtracyjne próbki można podzielić na: próbki o bardzo dobrych parametrach filtracyjnych – Poddębice PIG-2 (3623,3 m p.p.t.), Koło IG-4 (2766,5 m p.p.t.), Damasławek 22 (3391,3 m p.p.t.), próbki o słabych parametrach filtracyjnych – Koło IG-4 (2732,4 m p.p.t.), Banachów IG-1 (3344,5 m p.p.t.) oraz próbki o bardzo słabych parametrach filtracyjnych (próbki o przepuszczalnościach poniżej 1 mD).

Zbiornik triasowy

Z utworów triasu dolnego Niżu Polskiego przebadano 8 próbek; z otworu Września IG-1 (2 próbki), Piotrków Trybunalski IG-1 (3 próbki), Florentyna IG-2 (3 próbki).

Porowatość całkowita badanych skał zawiera się od 0,25 do 11,9%, porowatość efektywna od 0,23 do 11,34%. Średnice progowe zawierają się w przedziale od 0,01 do 3 μm. Średnia kapilara wynosi od 0,02 do 0,23 μm. Histereza zawiera się od 13 do 77%. Powierzchnia właściwa wynosi od 0,19 do 4,33 m^2/g. Próbki z otworu Września IG-1 (2387,5 m p.p.t.), Piotrków Trybunalski IG-1 (3746,0 m p.p.t.) i Florentyna IG-2 (2990,0 m p.p.t.), posiadają porowatości od 0,25 do 0,55%. Wielkość powierzchni właściwej dla tych próbek wynosi 0,0 m^2/g, co świadczy, że otrzymane wyniki są efektem brzegowym lub też efektem związanym z występowaniem mikroszczelin. Na podstawie wielkości przepuszczalności wynoszącej powyżej zera można stwierdzić, że próbki te są nieporowate, a przepuszczalność związana jest z występującymi w nich mikroszczelinami.

Próbki z otworu Września IG-1 (2728,4 m p.p.t.), Florentyna IG-2 (2698,5 i 2744,2 m p.p.t.) posiadają powierzchnię właściwą powyżej 1 m^2/g. Wielkość porowatości i powierzchni właściwej świadczy o mikroporowym charakterze przestrzeni porowej, co znajduje potwierdzenie zarówno w wielkości średnicy progowej, ilości porów powyżej 1 μm oraz wielkości średniej kapilary.

Przepuszczalności równoległe w analizowanych skałach zawierają się od 0,001 do 0,389 mD, przepuszczalności prostopadłe od 0,001 do 0,095 mD. W próbkach, w których powierzchnia właściwa wynosi zero, niezerowe przepuszczalności są wynikiem występowania mikroszczelin.

Analizując wielkości porowatości i przepuszczalności, próbki o porowatościach poniżej 1% można uznać za skały uszczelniające, próbki o porowatości powyżej 1% można zaliczyć do umiarkowanie dobrych skał zbiornikowych (są to skały mikroporowe).

Niecka podhalańska

Przebadano trzy próbki z otworu Biały Dunajec PAN-1. Porowatość całkowita wynosi od 0,43 do 0,55%, porowatość efektywna od 0,41 do 0,53%. Powierzchnia właściwa od 0,002 do 0,031 m^2/g. Biorąc pod uwagę wielkość powierzchni właściwej próbki te należy uznać za nieporowate. Przepuszczalność wynosi od 0,002 do 0,041 mD. Jest to przepuszczalność szczelinowa. Odnosząc się tylko do wyników analiz, badane próbki skał należałoby określić jako skały uszczelniające, a nie zbiornikowe.

Sudety

Badania wykonano dla 1 próbki skalnej, pobranej w odkrywkowym zakładzie górniczym w Szklarskiej Porębie „Huta". Porowatość skały wynosi 0,66%. Powierzchnia właściwa 0,011 m^2/g. Przepuszczalność poniżej 0,001 mD. Próbka ta wykazuje parametry skały uszczelniającej.

5.4.3.1. Przewodność cieplna

Realizacja pomiarów przewodności cieplnej skał wymaga zabezpieczenia próbek w kształcie płytek kwadratowych o wymiarach 5 cm × około 19 mm. Warunek ten spełniło tylko 7 próbek rdzeni. Do badań wytypowano skały o zróżnicowanej litologii (węglany, skały silikoklastyczne, granit). Powierzchnie próbek po wycięciu zostały dodatkowo wygładzone.

Badania przeprowadzono dla próbek pobranych z otworów, reprezentujących Niż Polski: Różyce-1 (3879,5 m p.p.t., trias dolny – pstry piaskowiec), Koło IG-3 (3085,9 m p.p.t., jura dolna – toark górny), Poddębice PIG-2 (3480,5 m p.p.t. – jura dolna); nieckę podhalańską: Biały Dunajec PAN-1 (3 próbki) i Sudety – dla 1 próbki skalnej (granit), pobranej w odkrywkowym zakładzie górniczym w Szklarskiej Porębie „Huta".

Badania przewodności cieplnej wykonano w średniej temperaturze 25°C, przy różnicy temperatur na płytach grzejnej i chłodzącej 20°C. Pomiary przeprowadzono dla próbek suchych (próbki suszone 3 h w temp. 105°C) i po nasyceniu wodą destylowaną. Wyniki badań zestawiono w tabeli 5.4.3.2.

Tabela 5.4.3.2. Zestawienie wartości przewodności cieplnej próbek suchych i nasyconych
Table 5.4.3.2. Summary of thermal conductivity values for dry and saturated samples

Otwór	Głębokość [m p.p.t.]	Przewodność cieplna [W/mK]	
		Próbka sucha	Próbka nasycona
Biały Dunajec PAN-1	2 161–2 168	2,28	2,73
	2 210–2 223	2,44	2,69
	2 361–2 370	1,71	1,93
Różyce-1	3 879,5	2,75	3,22
Koło IG-3	3 085,9	3,29	5,29
Poddębice PIG-2*	3 480,5	2,64	3,98
Szklarska Poręba	próbka powierzchniowa	2,69	2,92

* Ze względu na niewielką ilość materiału próbka została wycięta prostopadle do laminacji. Anizotropia skał wpływa na prędkość rozchodzenia się ciepła, a więc w tym przypadku pomierzona wartość współczynnika przewodności cieplnej może być zawyżona.

Próbki nasączone wodą wykazują zdecydowanie wyższą przewodność cieplną. Wyniki te można odnieść do warunków hydrogeotermalnych, występujących w środowisku naturalnym. Badane próbki odzwierciedlają różne głębokości i litologie utworów skalnych, jednakże zaznacza się sto-

sunkowo wysoka przewodność cieplna dla próbki granitu, pobranego w wyrobisku górniczym. Próbka ta wykazuje przewodnictwo cieplne zbliżone dla skał osadowych pobranych z głębokości większej niż 3 tys. metrów na Niżu Polskim. Zaznacza się też zróżnicowanie w zakresie parametrów reprezentujących utwory zbiornikowe niecki podhalańskiej.

5.5. Reinterpretacja archiwalnych danych sejsmicznych dla wybranych rejonów
(Barbara Czerwińska)

Sprawdzoną metodą rozpoznawania budowy geologiczno-strukturalnej danego obszaru są refleksyjne badania sejsmiczne 2D i 3D. Sejsmiczna metoda refleksyjna polega na wzbudzeniu na powierzchni Ziemi – przy użyciu dynamitu lub wibratorów – fali sejsmicznej, która po przejściu przez badany ośrodek skalny i odbiciu od granic strukturalnych tego ośrodka, wraca na powierzchnię, gdzie jest rejestrowany czas jej przebiegu. Prace pomiarowe w terenie są prowadzone wzdłuż wytyczonych linii (profili sejsmicznych) i w zależności od usytuowania punktów wzbudzania w stosunku do punktów odbioru fali sejsmicznej, mamy do czynienia z sejsmiką 2D lub 3D.

Sejsmika 2D (dwuwymiarowa) polega na rejestrowaniu fal sejsmicznych wzbudzanych w punktach wzbudzania (PW) zlokalizowanych na tej samej linii co punkty odbioru (PO), a informacja o budowie wgłębnej dotyczy tylko tej linii, co ogranicza wiarygodne odwzorowanie budowy wgłębnej badanego obszaru. Bardziej dokładna jest sejsmika 3D (trójwymiarowa), która polega na rejestrowaniu fal wzbudzanych na liniach punktów wzbudzania zorientowanych prostopadle do linii odbioru. Rejestracja drgań dokonywana jest przez odbiorniki ułożone na pewnej powierzchni wzdłuż kilku równoległych linii odbioru. W ten sposób zarejestrowane dane dostarczają informacji o przestrzennym obrazie budowy geologicznej.

Badania sejsmiczne prowadzone są w trzech etapach. Pierwszy etap to akwizycja danych sejsmicznych w terenie, następnie zarejestrowane w terenie dane sejsmiczne są przetwarzane w ośrodku obliczeniowym i interpretowane na stacjach interaktywnych z zastosowaniem specjalistycznego oprogramowania. Wynikiem interpretacji są przekroje pionowe i poziome oraz mapy: strukturalne (czasowe i głębokościowe), miąższości, zmian litologicznych i inne, które razem odzwierciedlają wgłębną budowę badanego obszaru. Od 1992 roku można wyróżnić jeszcze jeden etap prac sejsmicznych: powtórne przetworzenie archiwalnych danych sejsmicznych i ich interpretacja z uwzględnieniem nowych danych otworowych, o ile takie przybyły w danym rejonie.

Interpretacja danych sejsmicznych wspomagana jest tzw. geofizyką otworową. Są to badania geofizyczne wykonywane w otworach specjalistycznym sprzętem, różnego rodzaju sondami, z których każda rejestruje inne parametry fizyczne skał, z określeniem prędkości przebiegu fal sejsmicznych włącznie. Odpowiednie oprogramowanie umożliwia interpretację pomierzonych danych i w konsekwencji określenie: składu mineralogicznego, właściwości zbiornikowych (porowatości, przepuszczalności) i nasycenia (rodzaj i mobilność mediów) przewierconej skały. Pomiary wykonywane w otworach pozwalają też na określenie elementów budowy strukturalnej przewiercanych formacji, w tym określenie szczelinowatości, upadów warstw, elementów budowy tektonicznej i sedymentologicznej. Dane geofizyki otworowej wprowadzone do obrazu sejsmicznego czynią proces interpretacji sejsmicznej bardziej wiarygodnym i umożliwiają przedstawienie wyników interpretacji czasowej w wersji głębokościowej.

Wyniki badań sejsmicznych wykonanych w Polsce – jak i w innych krajach – pozwalają stwierdzić, że badania sejsmiczne mogą mieć znaczący udział w rozpoznaniu warunków geologicznych i ocenie zasobów geotermalnych (Bujakowski i in. 2010; Pussak i in. w druku). Współczesne możliwości firm geofizycznych w zakresie metodycznym, sprzętowym i oprogramowania oraz wysokiej klasy specjaliści, gwarantują wykonanie badań sejsmicznych dających wiarygodne rozpoznanie struktur ze złożami wód termalnych.

W Polsce do 2001 roku nie praktykowano wykonywania badań sejsmicznych dla potrzeb geotermii. Jedynie w 1987 roku polski przemysł naftowy na podstawie umowy z ISE AGH poszerzył zakres prac 2D „Skoczów–Wadowice–Sucha" o 6 profili o łącznej długości *ca* 50 kmb, zlokalizowanych w obszarze niecki podhalańskiej. Uzyskane dane zostały wykorzystane przy lokalizacji odwierconych później otworów: Biały Dunajec PAN-1, Poronin PAN-1 i Nowy Targ PIG-1.

Na przełomie lat 2001 i 2002 Geofizyka Kraków wykonała zdjęcie sejsmiczne 3D dla PEC Geotermii Podhalańskiej S.A., zlokalizowane w północnej części niecki podhalańskiej, w strefie działania dwóch dubletów geotermalnych: Bańska IG-1 – Biały Dunajec PAN-1 i Bańska PGP-1 – Biały Dunajec PGP-2. Było to zdjęcie o statusie prac badawczych, bowiem zadaniem ich było określenie przydatności badań sejsmicznych 3D do rozpoznawania struktur ze złożami wód termalnych. W wyniku interpretacji uzyskanych danych sejsmicznych zostało uszczegółowione rozpoznanie budowy geologicznej obszaru zdjęcia, w tym jednostki Białego Dunajca, głównego kolektora wód termalnych na Podhalu. Bardzo dobry zapis sejsmiczny w przedziale głębokościowym fliszu podhalańskiego pozwolił także na weryfikację wydzieleń stratygraficznych w jego obrębie (np. w otworze Biały Dunajec PGP-2). Wyniki tych prac udostępnione zostały przez PEC Geotermię Podhalańską S.A. dla potrzeb budowy modeli koncepcyjnych oraz modelowań numerycznych zaprezentowanych w rozdziale 7.10.

Badania sejsmiczne dla potrzeb geotermii mogą być wykorzystane w trojaki sposób. Pierwszym, podstawowym sposobem jest wykonanie badań sejsmicznych (2D lub 3D) specjalnie zaprojektowanych dla geotermii. Precyzyjne określenie celu geologicznego, odpowiednio dobrana metodyka pozyskiwania i przetwarzania danych oraz odpowiednie oprogramowanie interpretacyjne – to elementy gwarantujące efektywne i wiarygodne rozpoznanie sejsmiczne rejonu. Jednak badania sejsmiczne, zwłaszcza 3D, są stosunkowo drogie, co często może stanowić barierę nie do pokonania. Dlatego innym sposobem rozpoznania sejsmicznego jest wykorzystanie wyników archiwalnych badań sejsmicznych. Przemysł naftowy, oprócz głębokich otworów wiertniczych, w trakcie intensywnych poszukiwań złóż węglowodorów, zgromadził ogromną ilość danych w zapisie sejsmicznym. Dane te mogą być wykorzystane także do rozpoznania struktur z wodami termalnymi. Jest to możliwe poprzez wykonanie, przy niewielkich nakładach finansowych, powtórnego przetworzenia (reprocessingu) archiwalnych danych sejsmicznych wykonanych wcześniej dla potrzeb poszukiwań naftowych. Dalsze ograniczenie kosztów rozpoznania budowy geologicznej obszarów ze strukturami złożowymi wód termalnych, odbywa się na drodze reinterpretacji archiwalnych danych sejsmicznych (bez powtórnego przetworzenia), ponieważ współczesne możliwości systemów interpretacyjnych pozwalają na bardziej szczegółową interpretację niż w wersji archiwalnej.

Wszystkie trzy opcje z powodzeniem zostały wykorzystane przez Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk w Krakowie. Są to następujące projekty:

- „Skierniewice–Łowicz, rejon: Kompina; rok 2006" – reprocessing archiwalnych danych sejsmicznych 2D wykonanych przez górnictwo naftowe,
- „Skierniewice–Łowicz, rejon: Kompina; rok 2007" – nowe prace sejsmiczne 2D/3D wykonane specjalnie na potrzeby geotermii,

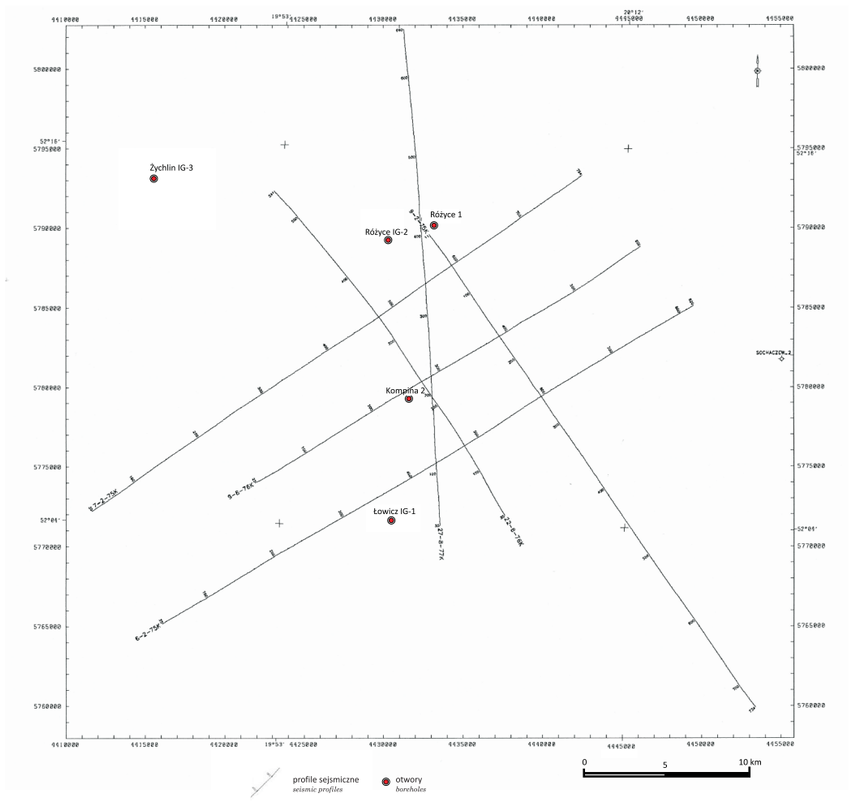
- „Turek, Wartkowice–Poddębice i Koło–Ponętów; rok 2013” – reinterpretacja archiwalnych danych sejsmicznych 2D wykonanych przez górnictwo naftowe.

Badania wykonane w 2006 i 2007 roku przeprowadzono w ramach realizacji projektów zamawianych przez Ministerstwo Środowiska i 6 Programu Ramowego UE (Bujakowski (red.) 2009; Bujakowski i in. 2010).

5.5.1. Skierniewice–Łowicz, rejon: Kompina; rok 2006

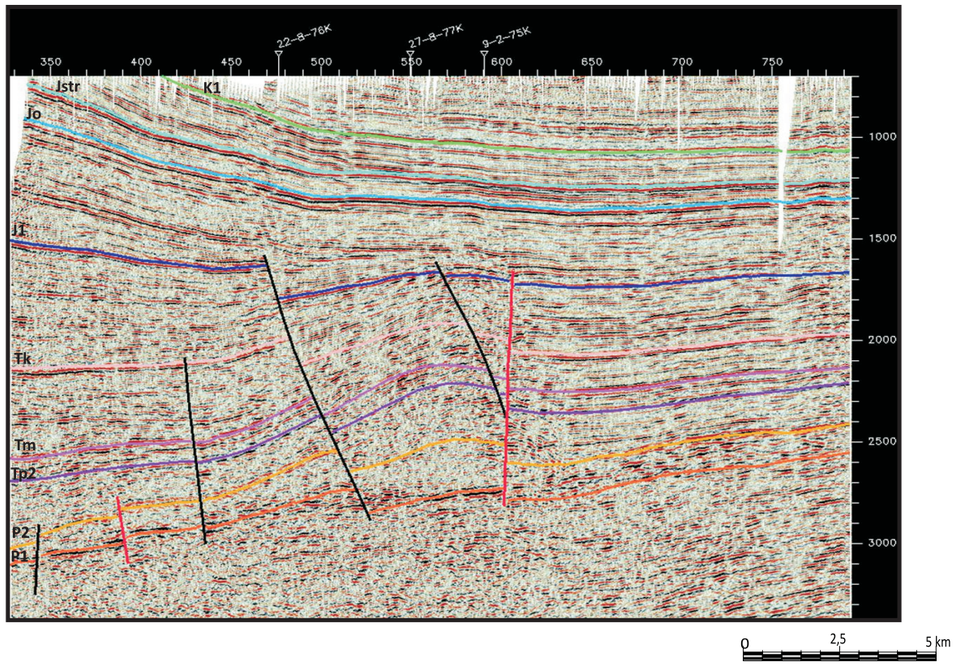
Celem wykonania powtórnego przetworzenia i ponownej interpretacji profili sejsmicznych z lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku, było przedstawienie możliwie najbardziej wiarygodnej budowy strukturalno-tektonicznej kompleksu permo-mezozoicznego obszaru badań, w nawiązaniu do stwierdzonego otworem Kompina 2, złoża geotermalnego w utworach kredy dolnej, jury dolnej i triasu dolnego (Bujakowski (red.) 2009).

Badaniami objęto 6 archiwalnych profili sejsmicznych o łącznej długości 208,40 km (rys. 5.5.1.1), wykonanych w latach 1975–1977 (Borowska 2006). Zastosowane procedury przetwarzania generalnie poprawiły obraz sejsmiczny w stosunku do zapisu archiwalnego. Na sekcjach reprocessowanych uzyskano korzystniejszy stosunek sygnału do zakłóceń, a granice sejsmiczne są bardziej ciągłe i o lepszej rozdzielczości (rys. 5.5.1.2).



Rys. 5.5.1.1. Szkic sytuacyjny profili 2D w rejonie „Skierniewice–Łowicz”; reprocessing 2006 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.1.1. Situational plan of 2D profiles in the Skierniewice–Łowicz area; 2006 reprocessing (after Bujakowski (ed.) 2009)



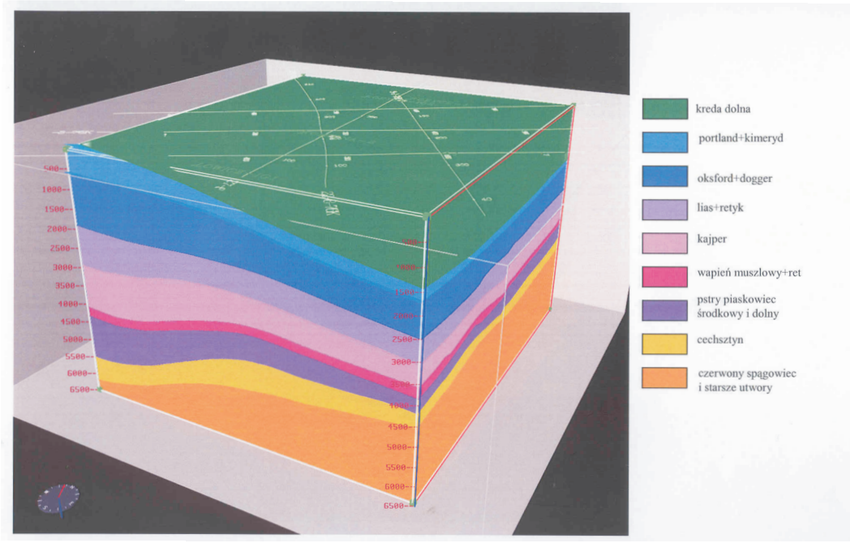
Rys. 5.5.1.2 Fragment czasowego przekroju sejsmicznego 7-2-75K w wersji migracji (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.1.2. Part of the 7-2-75K seismic time section in the migration version (after Bujakowski (ed.) 2009)

Dla realizacji postawionego celu geologicznego wykonano korelację dziewięciu granic sejsmicznych: K1 – strop kredy dolnej, Jstr – strop jury, Jo – strop oksfordu, J1 – strop jury dolnej, Tk – strop kajpru, Tm – strop wapienia muszlowego, Tp2 – strop środkowego pstrego piaskowca, P2 – strop utworów cechsztynu i P1 – strop czerwonego spągowca, dowiązanych do danych z głębokich otworów: Kompina 2, Łowicz IG-1, Różyce-1, Różyce-IG2, usytuowanych w obszarze badań i jego najbliższym sąsiedztwie. Przy korelacji strukturalnej i do wyznaczenia stref uskokowych wykorzystano obliczone na przekrojach (z zachowanymi rzeczywistymi relacjami amplitud) atrybuty trasy sejsmicznej: amplitudę RMS i fazę chwilową.

W budowie modelu prędkości, niezbędnego do transformacji danych czasowych do domeny głębokości, wykorzystano dane z 8 otworów: Kompina 2, Łowicz IG-1, Mszczonów IG-2, Nadarzyn IG-1, Różyce IG-2, Sochaczew-2, Żychlin GN-4 i Żychlin IG-3, o różnym zasięgu głębokościowym pomiarów Vśr.

Wyniki przeprowadzonych prac przedstawiono w postaci strukturalnych map w wersji czasowej i głębokościowej oraz w postaci przekrojów sejsmicznych w domenie czasu i głębokości. Na finalny obraz uzyskanych map miały wpływ czynniki obiektywne, takie jak: duża odległość pomiędzy profilami i mała ilość otworów głębokich, nierównomiernie rozłożonych w obszarze badań. Z powodu półszczegółowego charakteru siatki profili sejsmicznych wykonane mapy oraz przekroje,



Rys. 5.5.1.3. Model budowy geologicznej obszaru Skierniewice–Łowicz; 2006 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.1.3. Geological model of the Skierniewice–Łowicz area; 2006 (after Bujakowski (ed.) 2009)

przedstawiają w dość uproszczony sposób skomplikowaną budowę obszaru znajdującego się w strefie oddziaływania, naciskającej od NE, płyty wschodnioeuropejskiej (rys. 5.5.1.3).

Obszar badań charakteryzuje się dużym zaangażowaniem tektonicznym utworów podłoża jury, co dokumentują mapy granic triasowych, stropu cechsztynu oraz stropu czerwonego spągowca. Złożoność budowy geologicznej w istotny sposób wpływa na obraz falowy, który może być kompilacją refleksów rzeczywistych i zakłóceń pochodzących od odbić bocznych od powierzchni uskokowych, nie zawsze możliwych, w przypadku badań 2D, do usunięcia w procesie przetwarzania danych sejsmicznych.

Mapy granic sejsmicznych: K1 (rys. 5.5.1.4), Jstr i Jo mając stosunkowo zgodne plany strukturalne, dokumentują spokojną budowę kompleksu doggersko-malmo-kredowego, w którym tylko w środkowej części obszaru występują trzy niewielkie strefy dyslokacyjne. Mapa strukturalna powierzchni stropowej dolnej jury (rys. 5.5.1.5), gdzie nieckowaty charakter obszaru zaburzony jest regionalną dyslokacją o kierunku N-S, a rozległa synklina we wschodniej części obszaru poprzecinana jest dyslokacjami, przedstawia bardziej urozmaicony obraz strukturalno-tektoniczny w stosunku do map wyższych granic.

Mapy granic triasowych: Tk, Tm, Tp2 (rys. 5.5.1.6) charakteryzują się znacznym urozmaiceniem morfologii i bogatą tektoniką. Na mapach strukturalnych tych granic zaznaczają się liczne strefy dyslokacyjne generalnie o kierunku NW-SE, ale także o kierunku zbliżonym do W-E, które być może mają charakter przesuwczy.

Wyniki prac interpretacyjnych przedstawiono także w ujęciu przestrzennym (rys. 5.5.1.7, 5.5.1.8).

5.5.2. Skierniewice–Łowicz, rejon: Kompina; rok 2007

Prace sejsmiczne 2D/3D, oprócz celu geologicznego, miały cel naukowo-badawczy, którym było opracowanie i przetestowanie optymalnie dobranej metodyki rozpoznawania stref złożowych płynów termalnych metodami geofizycznymi (Bujakowski (red.) 2009). Celem geologicznym było rozpoznanie budowy geologicznej obszaru wytypowanego do eksperymentu, tzw. pola badawczego Skierniewice, w którym otworem Kompina-2 stwierdzono złoże geotermalne w utworach kredy dolnej, jury dolnej i triasu dolnego. Wykonane badania sejsmiczne miały umożliwić określenie strefy predestynowanej do wykonania odwiertów geotermalnych do głębokości zalegania horyzontu triasowego.

Na potrzeby tego eksperymentu opracowano specjalną metodykę akwizycji danych sejsmicznych, tj. metodykę 2D/3D. W siatce o boku 1 km usytuowano 8 profili sejsmicznych 2D krzyżujących się na otworze Kompina-2, przy czym wzbudzanie odbywało się wzdłuż 6 profili, a rejestracja jednocześnie na 8 profilach (rys. 5.5.2.1).

Taka metodyka pozwalała na dwutorowe opracowanie uzyskanych wyników: jako 6 krzyżujących się profili sejsmicznych 2D i jako danych 3D uzyskanych w centralnym obszarze zdjęcia. Przetwarzanie danych sejsmicznych uzyskanych taką metodyką wymagało większej uwagi i starań w porównaniu do processingu standardowego zdjęcia realizowanego w technologii 3D, co wynika z nierównomiernej dystrybucji zakresów offsetów i krotności profilowania wewnątrz binów. Jednak dzięki zastosowaniu zaawansowanych procedur przetwarzania końcowa migracja charakteryzuje się dobrą jakością, niewiele ustępującą wynikom przetwarzania standardowego zdjęcia 3D (rys. 5.5.2.1, zał. 5.5.1).

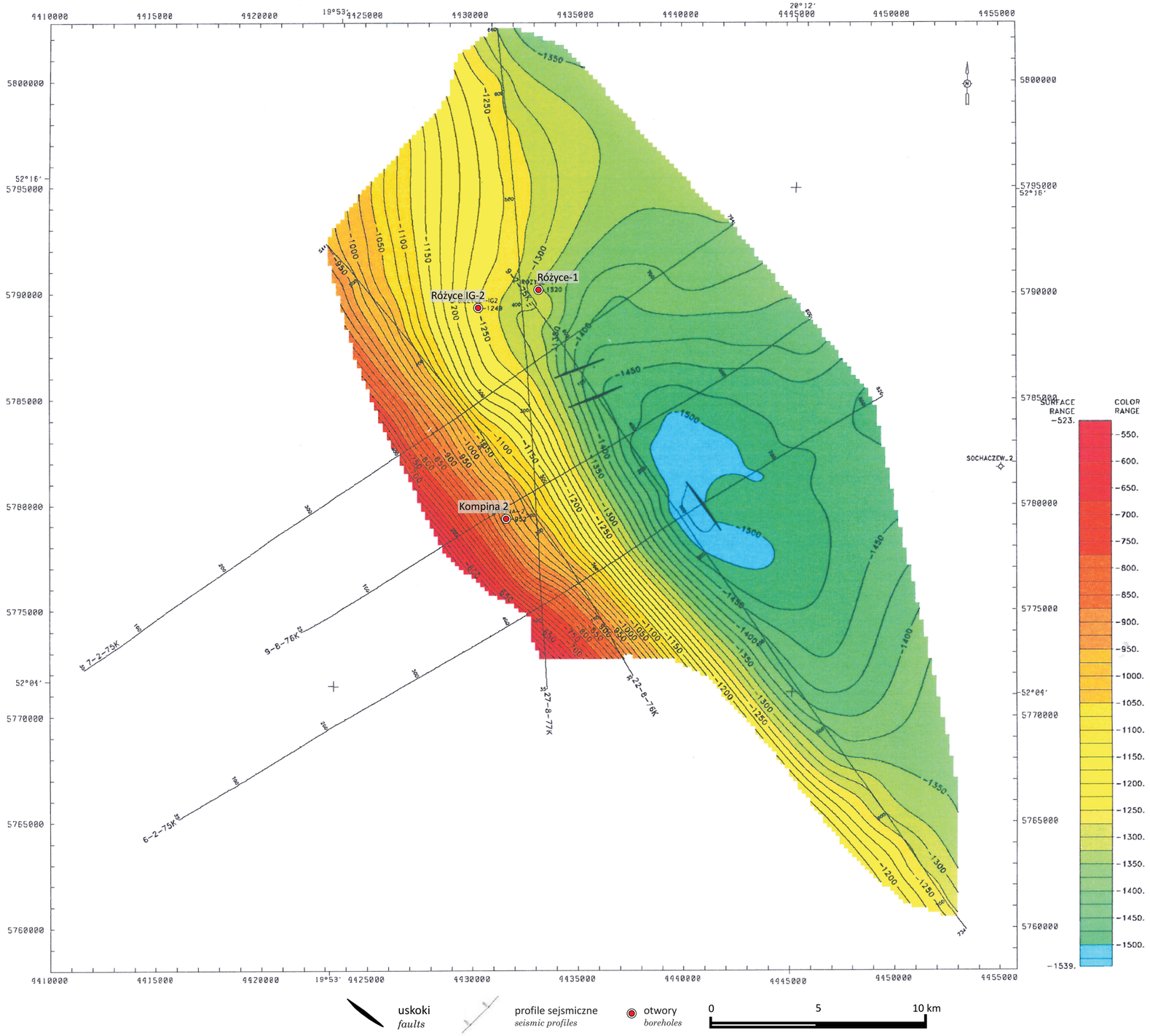
Poprawa jakości danych sejsmicznych w stosunku do zdjęcia 2D reprocessowanego w 2006 roku jest widoczna w sposób wyraźny na całym obszarze zdjęcia. Jakość uzyskanych danych najlepsza jest w centralnej części zdjęcia w obszarze o jednorodnej krotności profilowania, na pozostałym obszarze ulega pogorszeniu, co jest związane ze znacznym spadkiem krotności profilowania.

Dobra dynamika zapisu i ciągłość śledzenia refleksów pochodzących od utworów kredy, jury, triasu środkowego i dolnego, umożliwiła dobre odwzorowanie budowy geologicznej obszaru badań. Skorelowano 8 granic sejsmicznych: K1_str – strop kredy dolnej, Jo_str – strop oksfordu, J2a – strop aalenu dolnego, TRe – granica z utworów retyku, Tk – granica z utworów kajpru, T2 – granica z utworów triasu środkowego, Tp3_str – strop pstrego piaskowca górnego i Tp2 – granica z utworów pstrego piaskowca środkowego, identyfikowanych z odpowiednimi poziomami stratygraficznymi udokumentowanymi w otworze Kompina 2 (rys. 5.5.2.2).

Uzyskane materiały potwierdzają, że obszar objęty badaniami należy do rejonów o skomplikowanej budowie geologiczno-strukturalnej, spowodowanej zarówno ruchami pionowymi poszczególnych bloków, jak i intensywną tektoniką solną. Uzyskane wyniki badań dokumentują duże zaangażowanie tektoniczne utworów podłoża jury górnej, co przedstawiono na mapach granic jurajskich (zał. 5.5.2) oraz na mapach granic triasowych (zał. 5.5.3). Informację z map uzupełniają przekroje sejsmiczne, także w wersji czasowej i głębokościowej. Metodyka 3D pozwala również na wykonanie poziomych przekrojów sejsmicznych (rys. 5.5.2.3), dzięki którym możemy śledzić przestrzennie rozwój struktury. Metodyka 3D umożliwia także generowanie przekroi w dowolnym kierunku, tzw. linie arbitralne, co pozwala śledzić szczegółowo wybrane obiekty.

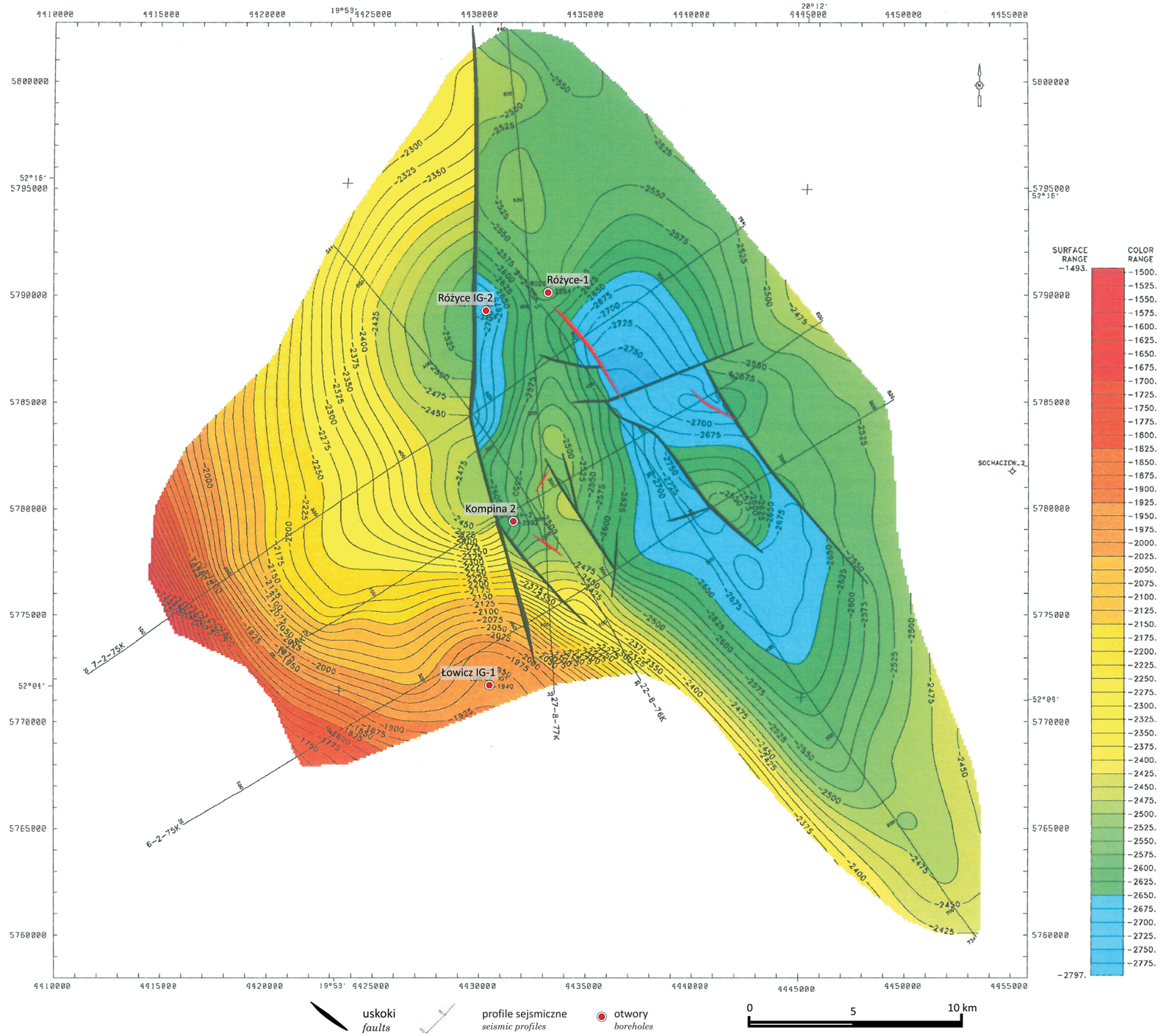
Dodatkowym elementem rozpoznania metodą 3D jest możliwość odtworzenia budowy geologicznej w opcji przestrzennej. Wykonana wizualizacja danych w układzie przestrzennym pozwoliła plastycznie przedstawić zróżnicowane morfologicznie powierzchnie oraz tektonikę obszaru badań (rys. 5.5.2.4, 5.5.2.5).

Dla określenia możliwości złożowych stref przyuskokowych, gdzie istnieje duże prawdopodobieństwo zeszczelinowania utworów i tym samym poprawienia właściwości kolektorskich osadów, przeprowadzono analizę litofacjalną z wykorzystaniem atrybutów trasy sejsmicznej i impedancji



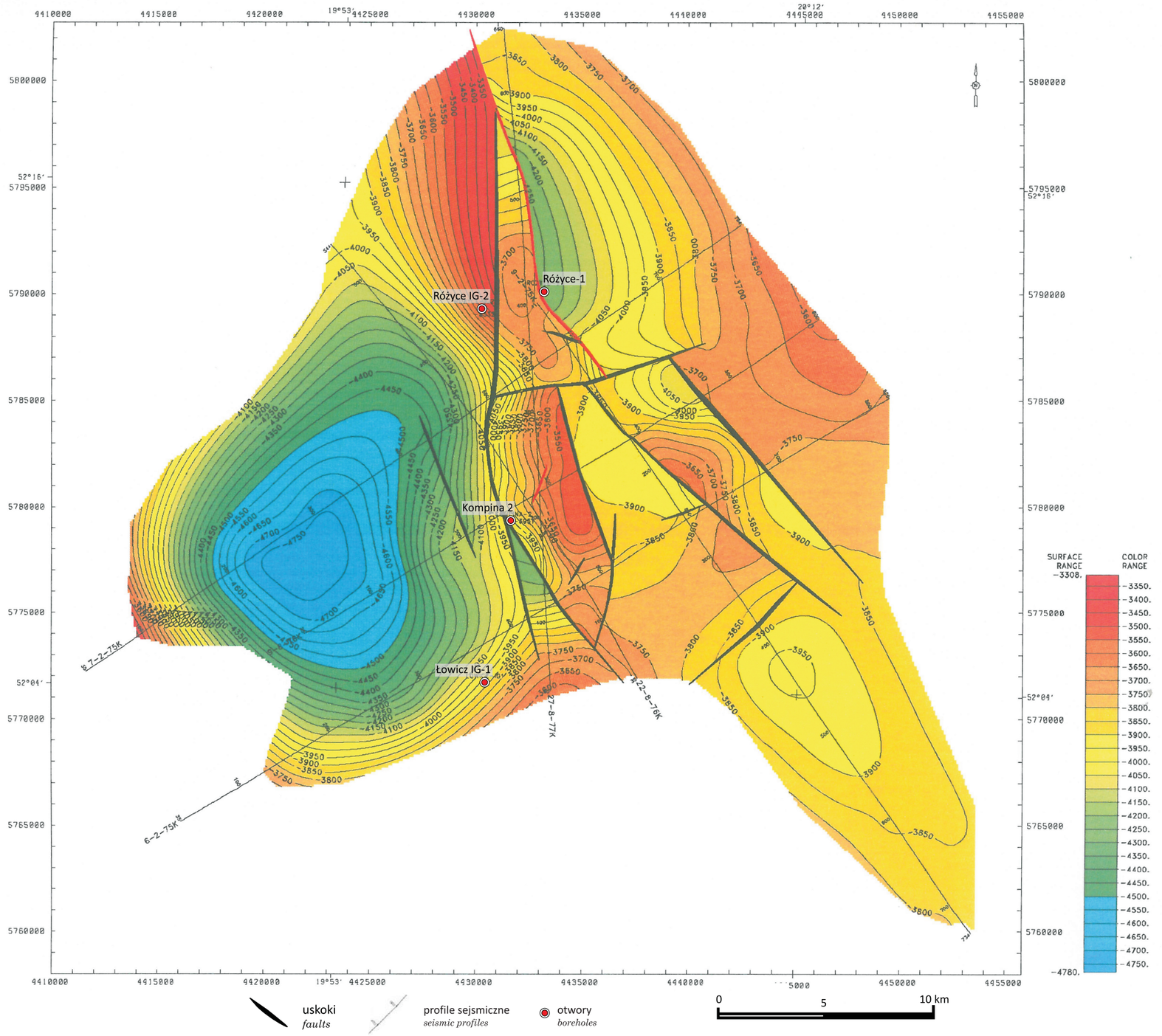
Rys. 5.5.1.4. Mapa strukturalna granicy sejsmicznej K1 (strop kredy dolnej); rejon: Skierniewice–Łowicz, 2006 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.1.4. Structural map of the K1 seismic boundary (top Lower Cretaceous layer); area: Skierniewice–Łowicz, 2006 (after Bujakowski (ed.) 2009)



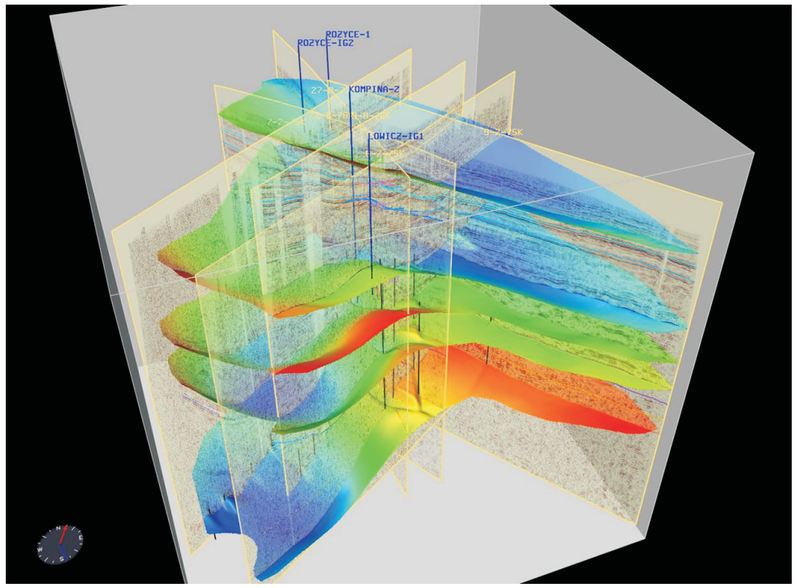
Rys. 5.5.1.5. Mapa strukturalna granicy sejsmicznej J1 (strop jury dolnej); rejon: Skierniewice–Łowicz, 2006 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.1.5. Structural map of the J1 seismic boundary (top Lower Jurassic layer); area: Skierniewice–Łowicz, 2006 (after Bujakowski (ed.) 2009)



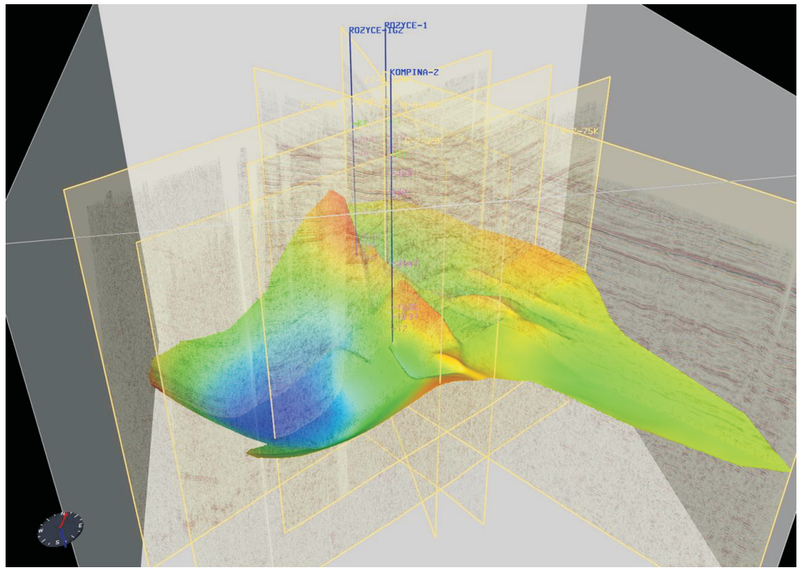
Rys. 5.5.1.6. Mapa strukturalna granicy sejsmicznej Tp2 (strop środkowego pstrego piaskowca); rejon: Skierniewice–Łowicz, 2006 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.1.6. Structural map of the Tp2 seismic boundary (top Middle Bundsandstein layer); area: Skierniewice–Łowicz, 2006 (after Bujakowski (ed.) 2009)



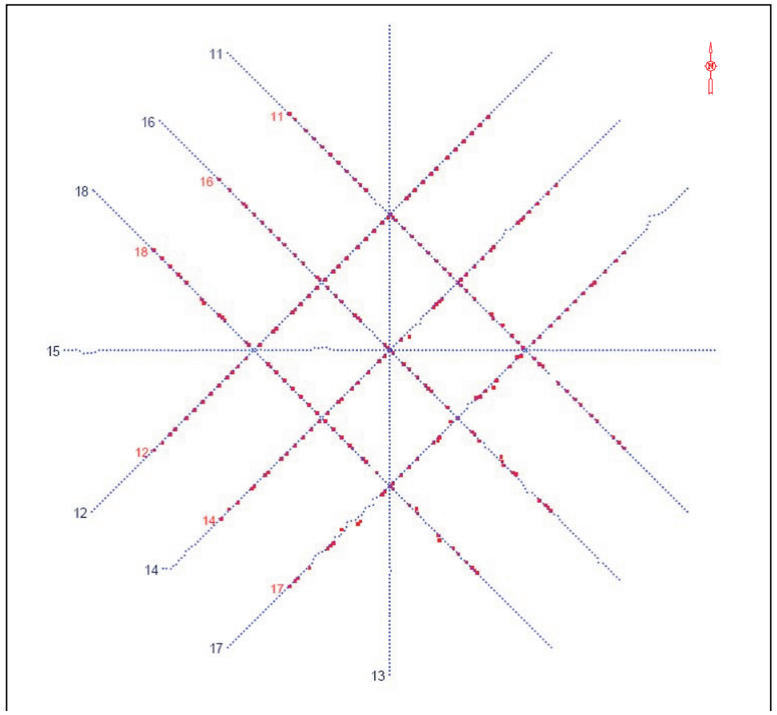
Rys. 5.5.1.7. Korelowane granice sejsmiczne w układzie przestrzennym profili sejsmicznych 2D; rejon: Skierniewice–Łowicz; 2006 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.1.7. Correlated seismic boundaries within the spatial layout of 2D seismic profiles; area: Skierniewice–Łowicz, 2006 (after Bujakowski (ed.) 2009)



Rys. 5.5.1.8. Granica sejsmiczna Tp2 (strop środkowego pstrego piaskowca) w układzie przestrzennym profilii sejsmicznych 2D; rejon: Skierniewice–Łowicz; 2006 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.1.8. Tp2 seismic boundary (top Middle Bundsandstein layer) within the spatial layout of 2D seismic profiles; area: Skierniewice–Łowicz, 2006 (after Bujakowski (ed.) 2009)



Rys. 5.5.2.1. Szkic sytuacyjny zdjęcia sejsmicznego 2D/3D wykonanego w 2007 roku w rejonie otworu Kompina-2 (punkty czerwone – punkty wzbudzania, punkty niebieskie – punkty odbioru) (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

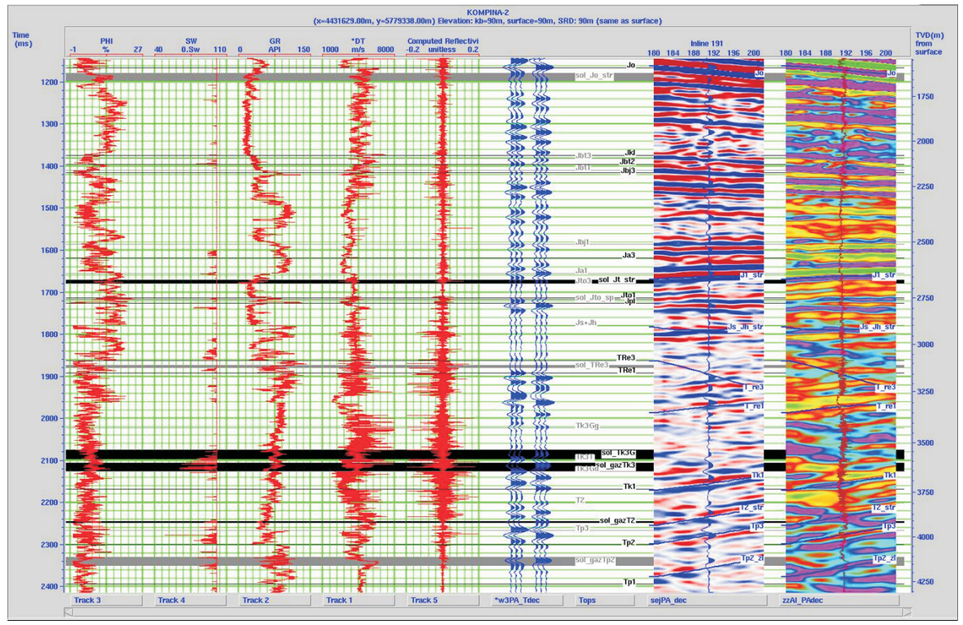
Fig. 5.5.2.1. Situational plan of the 2D/3D seismic image from 2007 in the vicinity of the Kompina 2 well (red dots – source points, blue dots – reception points) (after Bujakowski (ed.) 2009)

akustycznej. Zaobserwowane zmiany tych atrybutów przedstawiono na wybranych profilach sejsmicznych, a zmienność powierzchniową na mapach horyzontów (J2a i Tp2). Rejestrowane małe wartości amplitud oraz anomalny zapis impedancji akustycznej (rys. 5.5.2.6) w rejonie otworu Kompina 2 oraz w bezpośrednim sąsiedztwie dyslokacji, mogą być wiązane ze zwiększoną szczelinowatością ośrodka skalnego.

Podsumowaniem wykonanego eksperymentu jest stwierdzenie, że wykonane badania sejsmiczne o specyficznej metodyce prac polowych (2D/3D) umożliwiły znaczne uszczegółowienie budowy rejonu Kompiny. Uwzględniając mniejsze koszty akwizycji metodą 2D/3D (w porównaniu do 3D), takie rozwiązanie jest bardziej korzystne dla zbadania niewielkich celów geologicznych, które dotychczas zostały rozpoznane jedynie profilami 2D (Borowska 2008).

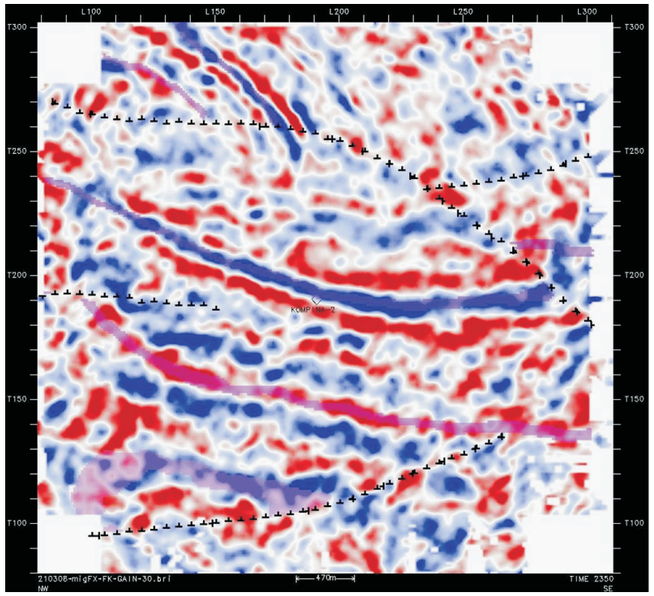
5.5.3. Turek, Wartkowice–Poddębice i Koło–Ponętów; rok 2013

W 2013 roku przeprowadzono prace reinterpretacyjne archiwalnych profili sejsmicznych wykonanych w latach 1975–1984 przez górnictwo naftowe, usytuowanych w obszarze niecki łódzkiej w rejonie miast: Turek, Wartkowice–Poddębice i Koło–Ponętów. Reinterpretacją objęto 12 profili sejsmicznych o łącznej długości 231,7 km (rys. 5.5.3.1).



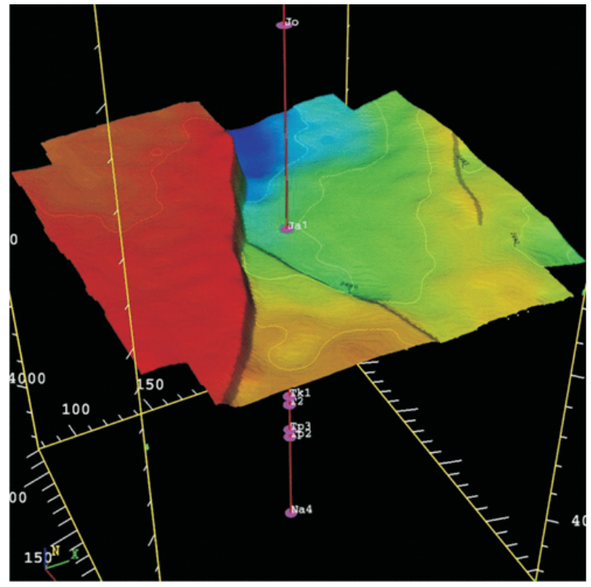
Rys. 5.5.2.2. Zestawienie danych wiertniczych, geologicznych i sejsmicznych – odwiert Kompina 2, 2007 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.2.2. Summary drilling, geological and seismic data – Kompina 2 borehole, 2007 (after Bujakowski (ed.) 2009)



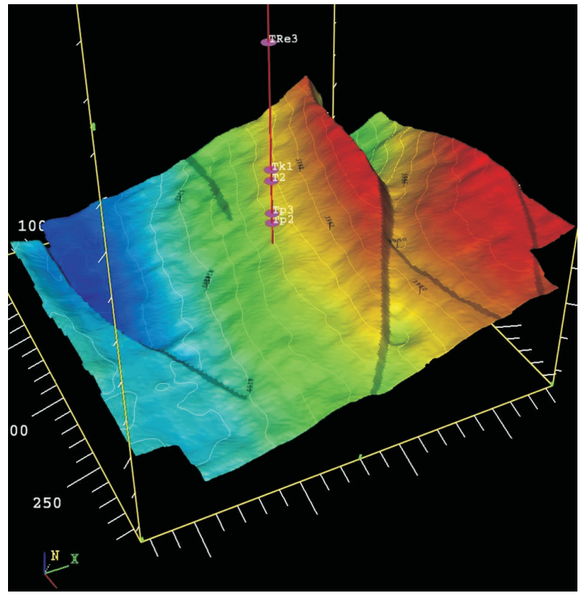
Rys. 5.5.2.3. Poziomy przekrój sejsmiczny (amplituda) TS 2350 ms; Kompina 2D/3D, 2007 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.2.3. Horizontal seismic section (amplitude), TS 2350 ms; Kompina 2D/3D, 2007 (after Bujakowski (ed.) 2009)



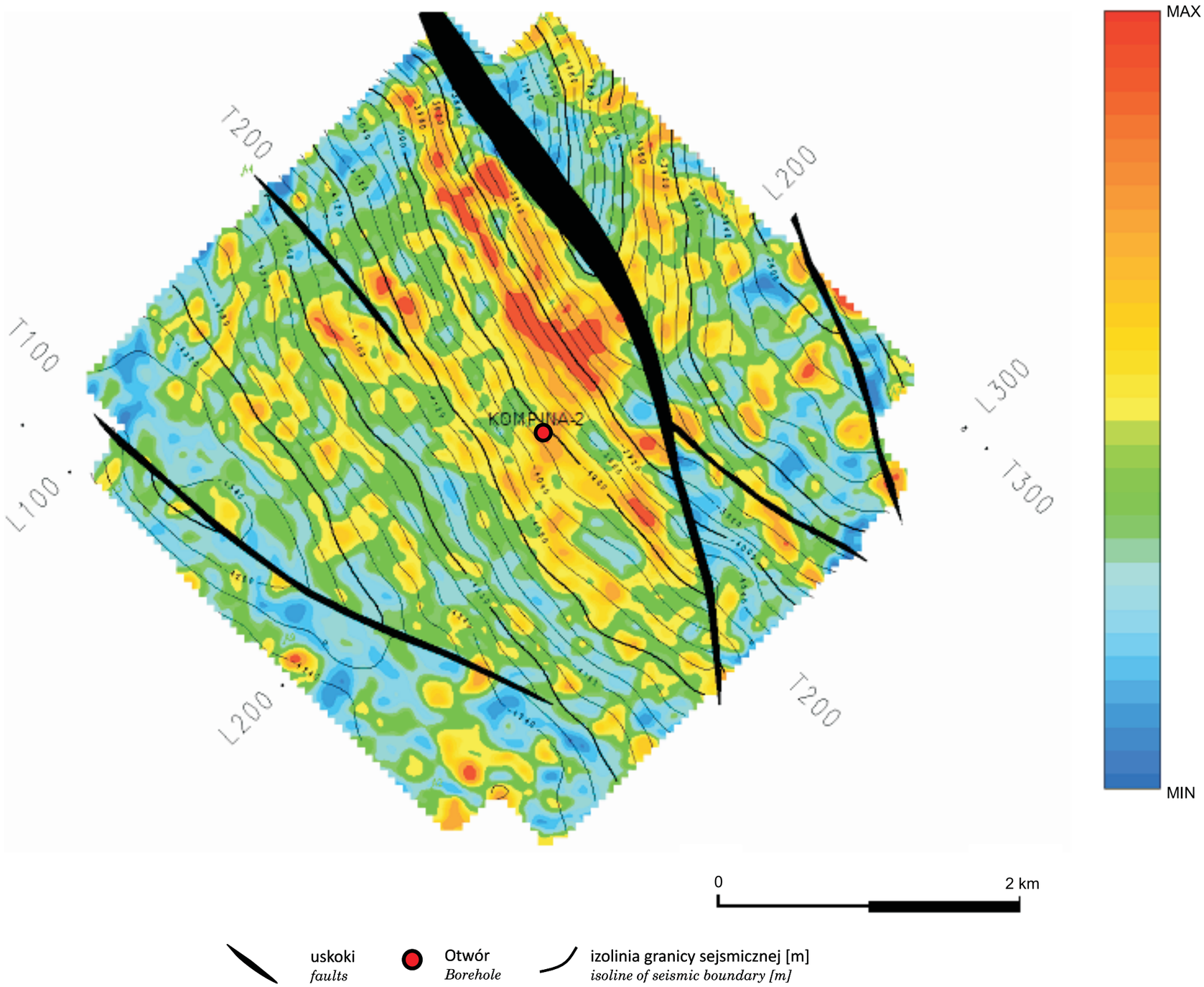
Rys. 5.5.2.4. Granica sejsmiczna J2a (strop aalenu dolnego) przedstawiona w układzie przestrzennym (wersja głębokościowa); Kompina 2D/3D, 2007 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.2.4. J2a seismic boundary (top Lower Aalenian layer), spatial presentation (depth version); Kompina 2D/3D, 2007 (after Bujakowski (ed.), 2009)



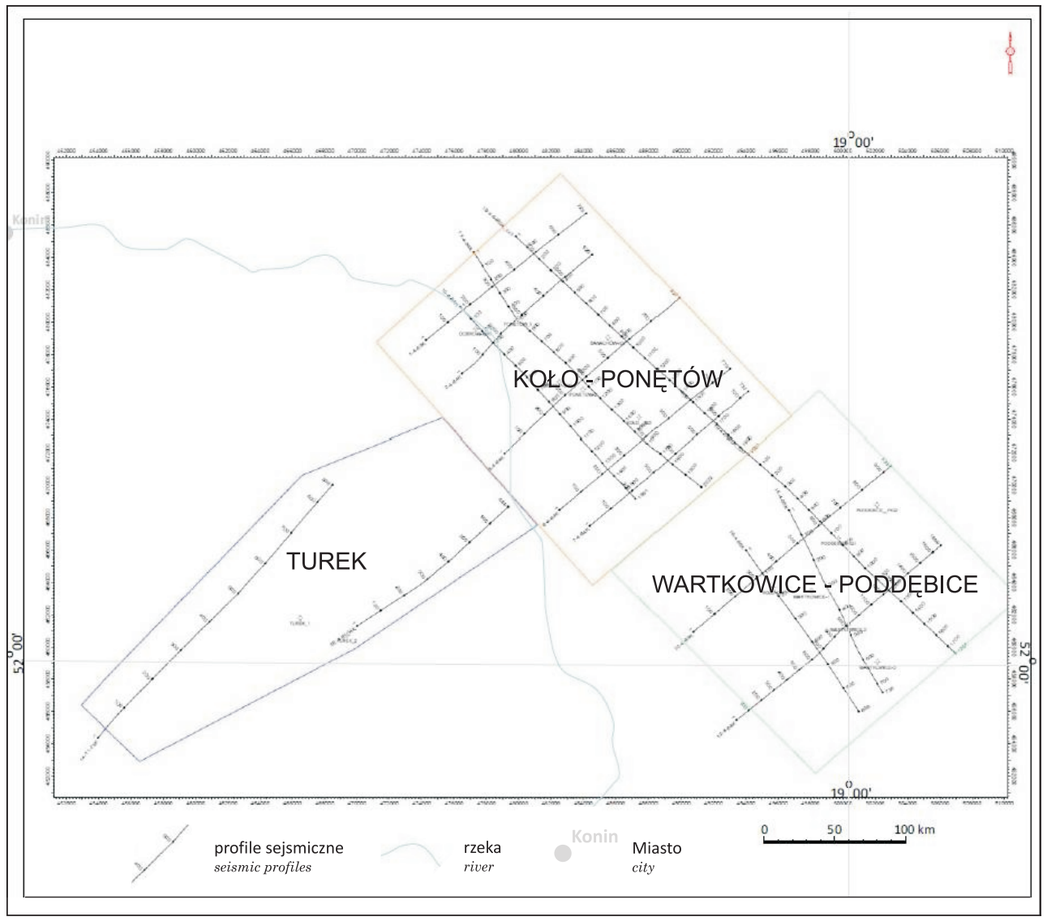
Rys. 5.5.2.5. Granica sejsmiczna Tp2 (granica z utworów pstrego piaskowca środkowego) przedstawiona w układzie przestrzennym (wersja głębokościowa); Kompina 2D/3D, 2007 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.2.5. Tp2 seismic boundary (Middle Bundsandstein formation boundary), spatial presentation (depth version); Kompina 2D/3D, 2007 (after Bujakowski (ed.) 2009)



Rys. 5.5.2.6. Mapa zmian impedancji akustycznej facji sejsmicznej Tp2 (w bramce +/–10ms); Kompina 2D/3D, 2007 r. (na podstawie Bujakowski (red.) 2009)

Fig. 5.5.2.6. Map of changes in the acoustic impedance of Tp2 seismic facies (+/–10 ms gate); Kompina 2D/3D, 2007 (after Bujakowski (ed.) 2009)



Rys. 5.5.3.1. Szkic sytuacyjny profili sejsmicznych 2D reinterpretowanych w 2013 roku, z podziałem na rejony badań; Turek, Wartkowice–Poddębice i Koło–Ponętów, 2013 r. (na podstawie Czerwińska i in. 2013)

Fig. 5.5.3.1. Situational plan of 2D seismic profiles reprocessed in 2013, broken down into individual study areas; Turek, Wartkowice–Poddębice and Koło–Ponętów areas, 2013 (after Czerwińska et al. 2013)

Celem prac interpretacyjnych było odtworzenie modelu budowy geologiczno-strukturalnej obszarów perspektywicznych do zagospodarowania w systemach binarnych. Profile w rejonach: Poddębice–Wartkowice i Koło–Ponętów, tworzą regularną siatkę profili, umożliwiających wykonanie wiarygodnych modeli budowy geologiczno-strukturalnej, natomiast w rejonie miasta Turek są to zaledwie dwa równoległe profile, pozwalające na odtworzenie modelu geologiczno-strukturalnego tylko w zestawieniu z danymi z sąsiednich rejonów.

Jakość interpretowanych danych sejsmicznych, uzależniona głównie od warunków geosejsmicznych rejonu, jest stosunkowo dobra na całym analizowanym obszarze.

W zasięgu głębokościowym profili geologicznie rejon prac tworzą utwory paleozoiku i mezozoiku (zał. 5.5.4). W obrazie sejsmicznym młodszego paleozoiku wyodrębnione zostały utwory cechsztynu.

W utworach mezozoicznych zaznaczają się warstwy: triasu (dolnego, środkowego i górnego), jury (dolnej, środkowej i górnej) oraz kredy (dolnej i górnej). Niecka łódzka charakteryzuje się stosunkowo stałymi miąższościami poszczególnych pięter utworów jurajsko-kredowych. Utwory permsko-triasowe są bardziej zaburzone zarówno miąższościowo, jak i strukturalnie. Najbardziej wyraźnym elementem zapisu sejsmicznego są utwory cechsztynu, które tworząc struktury solne, zaburzają stosunkowo spokojny obraz strukturalny profilu: trias–jura–kreda. Przy strukturach solnych widać zaburzenie miąższości i zmianę upadów (na bardziej strome) poszczególnych warstw utworów mezozoicznych.

W budowie tektonicznej obszaru, odwzorowanej na profilach sejsmicznych, dominują uskoki pionowe normalne lub lekko nachylone ku NW. Te ostatnie występują głównie w obrębie utworów triasowych kontynuując się z podłoża cechsztynu i mogą mieć charakter przesuwczy. Uskoki pionowe, także związane z podłożem cechsztynu, obejmują również utwory kredowo-jurajskie. Istotnym elementem tektoniki obszaru badań są uskoki o zmiennym charakterze, występujące tylko w obrębie utworów kredowo-jurajskich w sąsiedztwie struktur solnych.

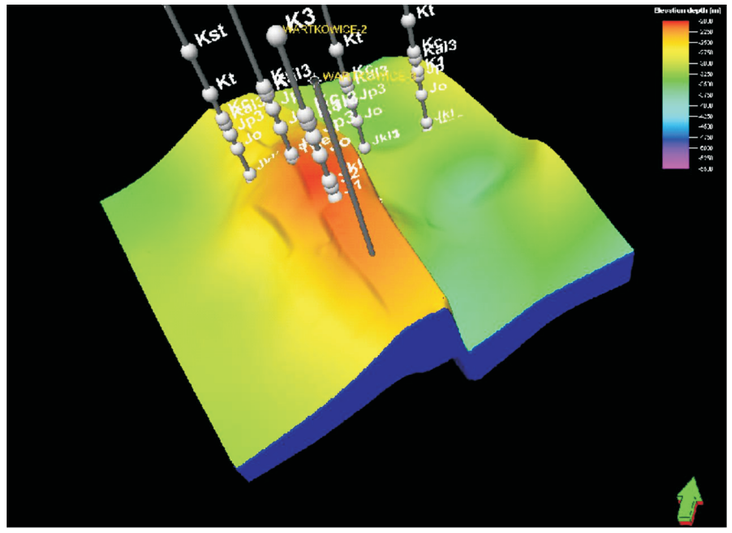
Dla realizacji postawionego celu skorelowano 11 granic sejsmicznych (zał. 5.5.4): Kg1 – granica wewnątrz utworów kredy górnej, Kt – granica wewnątrz turonu, K1_str – strop kredy dolnej, J3_str – strop jury górnej, Jo_str – strop oxfordu, J2_str – strop jury środkowej, J1_str – strop jury dolnej, Tk_str – strop kajpru, T2_str – strop wapienia muszlowego, Tp2_str – strop środkowego pstrego piaskowca, Zstr – strop soli najmłodszej (strop cechsztynu), Z1' – spąg cechsztynu. Dowiązanie korelowanych granic sejsmicznych do granic stratygraficznych wykonano na przekrojach czasowych na podstawie danych geologicznych z otworów: Banachów IG-1, Dobrów IGH-1, Koło IG-3, Koło IG-4, Poddębice IG-1, Poddębice PIG-2, Ponętów 1, Ponętów 2, Przybyłów 1, Turek-1, Turek-2, Wartkowice-1, Wartkowice-2, Wartkowice-3.

Dla wszystkich skorelowanych granic sejsmicznych wykonano mapy strukturalne czasowe w domenie czasu i głębokości. Do celów transformacji czasowo-głębokościowej wykorzystano pomiary Vśr pochodzące z 5 odwiertów: Ponętów 1, 2, Koło-IG4, Turek-1 i Turek -2.

W obrazie strukturalno-tektonicznym przedstawionym na mapach korelowanych granic sejsmicznych głównym elementem strukturalno-tektonicznym jest strefa dyslokacyjna o generalnym kierunku przebiegu NW–SE na linii: Koło–Ponętów–Wartkowice (zał. 5.5.5–5.5.6). Wzdłuż tej strefy powstały młodsze struktury solne, a nad nimi antykliny Ponętowa i Wartkowic (zał. 5.5.7). W części SW zarysowuje się antyklina Turka, jakkolwiek mała ilość danych sejsmicznych czyni odwzorowanie tej strefy mniej wiarygodnym.

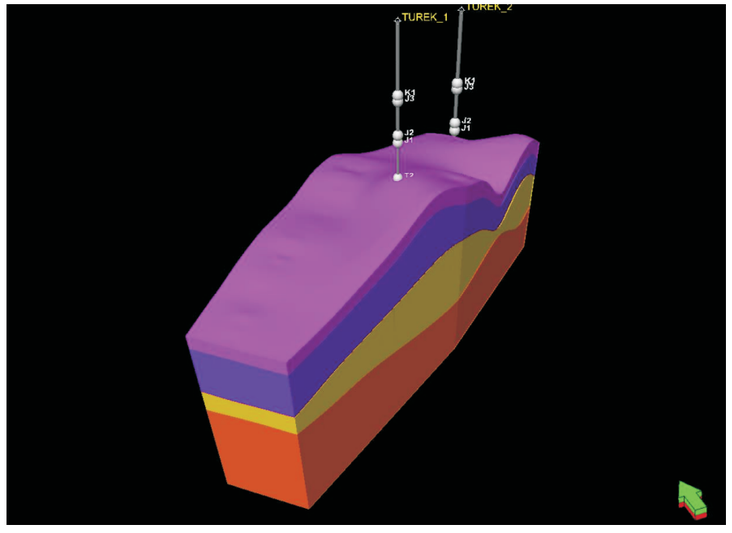
Efektem końcowym wykonanych prac interpretacyjnych jest przestrzenny model budowy geologiczno-strukturalnej obszaru prac, uwzględniający wyniki interpretacji archiwalnych profili sejsmicznych, z widocznymi kolejnymi kompleksami geologicznymi i możliwością odsłaniania wybranej ich powierzchni (rys. 5.5.3.2). Model ten został podzielony na przestrzenne modele geologiczno-strukturalne dla poszczególnych rejonów (rys. 5.5.3.3–5.5.3.5).

Wykonane mapy strukturalne wraz z przekrojami sejsmicznymi w wersji głębokościowej oraz modelem przestrzennym obszaru prac dokumentują rozwój tektoniki solnej i jej wpływ na ostateczny model strukturalny obszaru objętego interpretacją. Wydaje się, że jedynym mankamentem tych danych sejsmicznych jest ich ograniczona ilość, co nie pozwoliło na precyzyjne określenie konturów struktur solnych, a w przypadku rejonu miasta Turek – na odwzorowanie budowy geologicznej większego obszaru (Czerwińska i in. 2013).



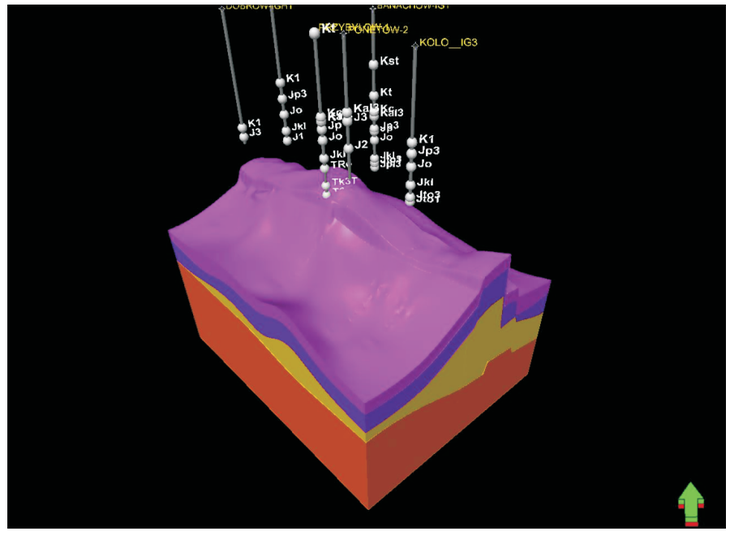
Rys. 5.5.3.2. Powierzchnia stropu jury dolnej z widoczną morfologią w odtworzeniu trójwymiarowym w rejonie Wartkowice-Poddębice; Turek, Wartkowice–Poddębice i Koło–Ponętów, 2013 r. (na podstawie Czerwińska i in. 2013)

Fig. 5.5.3.2. Top Lower Jurassic layer with morphology visible in a 3D reconstruction in the Wartkowice-Poddębice area; Turek, Wartkowice–Poddębice and Koło–Ponętów areas, 2013 (after Czerwińska et al. 2013)



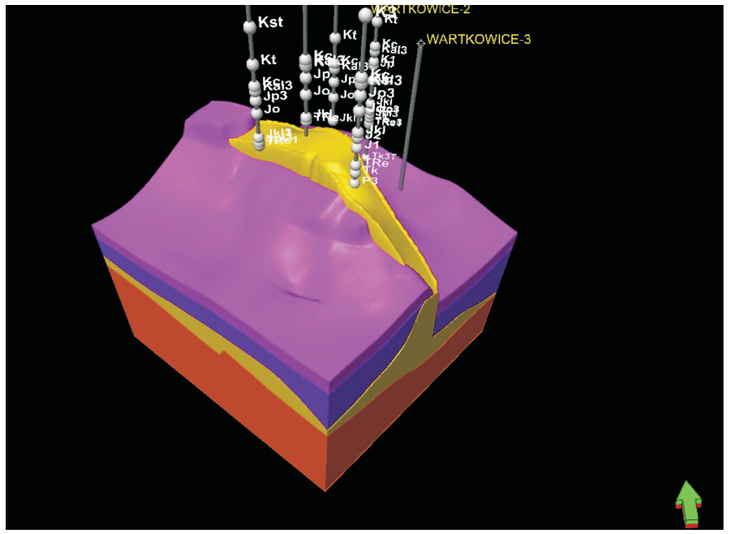
Rys. 5.5.3.3. Model przestrzenny budowy geologicznej rejonu miasta Turek z odsłoniętą powierzchnią stropu środkowego pstrego piaskowca; Turek, Wartkowice–Poddębice i Koło–Ponętów, 2013 r. (na podstawie Czerwińska i in. 2013)

Fig. 5.5.3.3. Spatial geological model of the Turek area with the surface of the top Middle Bundsandstein layer exposed; Turek, Wartkowice–Poddębice and Koło–Ponętów areas, 2013 (after Czerwińska et al. 2013)



Rys. 5.5.3.4. Model przestrzenny budowy geologicznej rejonu miast Koło–Ponętów z odsłoniętą powierzchnią stropu środkowego pstrego piaskowca; Turek, Wartkowice–Poddębice i Koło–Ponętów, 2013 r. (na podstawie Czerwińska i in. 2013)

Fig. 5.5.3.4. Spatial geological model of the Koło–Ponętów area with the surface of the top Middle Bundsandstein layer exposed; Turek, Wartkowice–Poddębice and Koło–Ponętów areas, 2013 (after Czerwińska et al. 2013)



Rys. 5.5.3.5. Model przestrzenny budowy geologicznej rejonu miast Wartkowice–Poddębice z odsłoniętą powierzchnią stropu środkowego pstrego piaskowca; Turek, Wartkowice–Poddębice i Koło–Ponętów, 2013 r. (na podstawie Czerwińska i in. 2013)

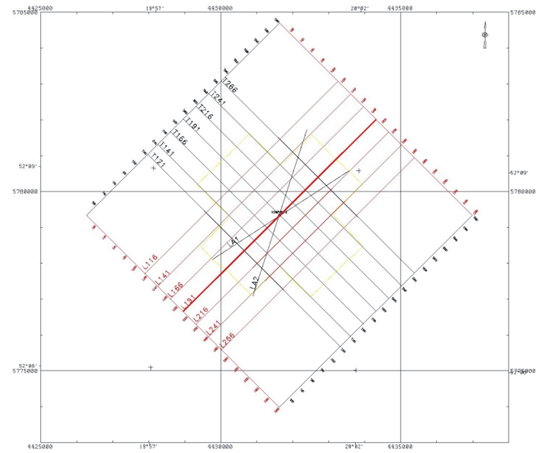
Fig. 5.5.3.5. Spatial geological model of the Wartkowice–Poddębice area with the surface of the top Middle Bundsandstein layer exposed; Turek, Wartkowice–Poddębice and Koło–Ponętów areas, 2013 (after Czerwińska et al. 2013)

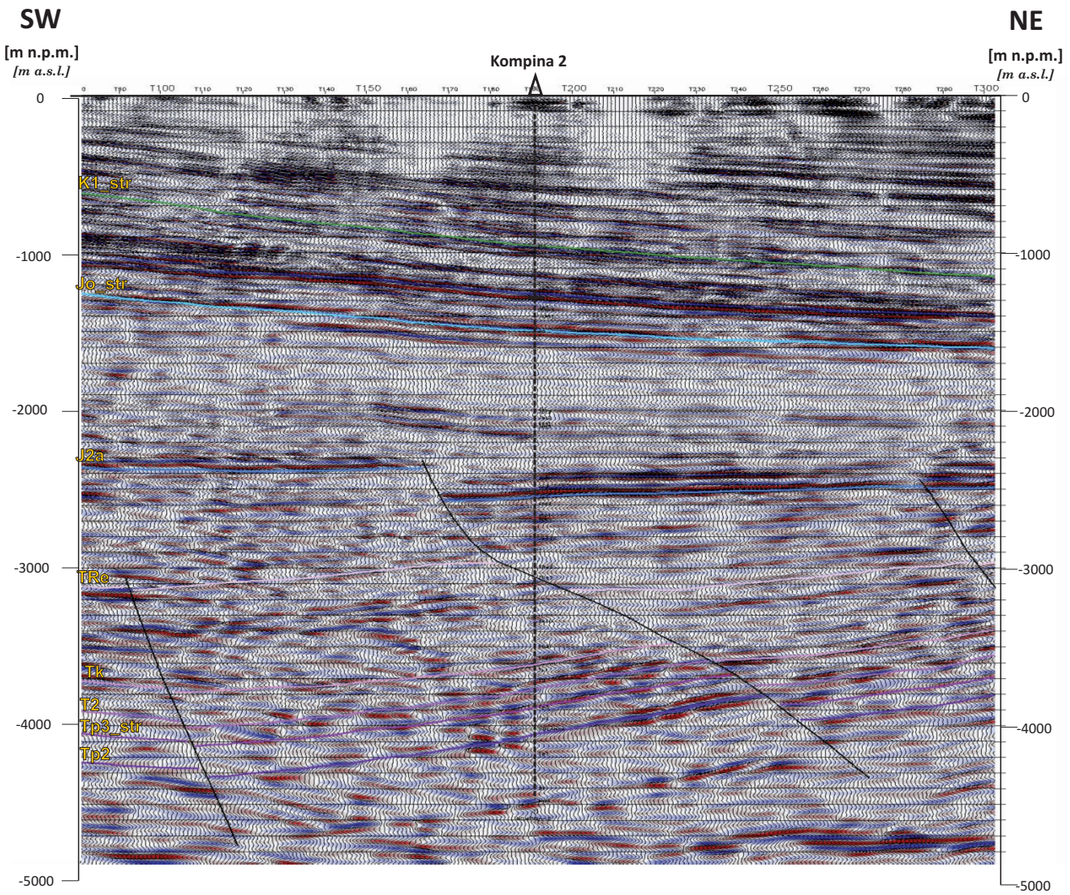
GŁĘBOKOŚCIOWY PRZEKRÓJ SEJSMICZNY
LINIA 191
KOMPINA 2D/3D, 2007 R*

SEISMIC CROSS-SECTION
LINE 191
KOMPINA 2D/35, 2007



SZKIC SYTUACYJNY





K1_str — Strop kredy dolnej
Top of the Lower Cretaceous

Jo_str — Strop oksfordu
Top of the Oxfordian

J2a — Strop aalenu dolnego
The top of the Lower Aalenian

TRe — Przystropowa część górnego triasu - retyku
Top of the Uppper Triassic - Rhaetian

Tk — Granica z utworów kajpru
Boundary of the Keuper formation

T2 — Trias środkowy
Middle Triassic

Tp3_str — Strop pstrego piaskowca górnego
Top of the Upper Bunter Sandstone

Tp2 — Granica z utworów pstrego piaskowca środkowego
Boundary of the Middle Bunter-Sandstone formation

otwory rzutowane
projected boreholes

uskoki
faults

0 0,5 1 km

*na podstawie: Bujakowski (red.), 2009
(based on Bujakowski (ed.), 2009)

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE
PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Zał. 5.5.2

MAPA STRUKTURALNA GRANICY SEJSMICZNEJ J2a (STROP AALENU DOLNEGO) KOMPINA 2D/3D, 2007 R*

Encl. 5.5.2

STRUCTURAL MAP OF THE SEISMIC BOUNDARY J2a (TOP OF THE LOWER AALENIAN) KOMPINA 2D/3D, 2007

*na podstawie: Bujakowski (red.), 2009
(based on Bujakowski (ed.), 2009)

LEGENDA:

LEGEND:

Główne miasto
Main city

Izohipsy [m n.p.m.]
Isohypses [m a.s.l.]

Rzeki
Rivers

Uskoki
Faults

Głębokość [m n.p.m.]
Depth [m a.s.l.]

- 2341
- 2380
- 2420
- 2460
- 2500
- 2540
- 2580
- 2620
- 2644

0 0,5 1 km

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Zał. 5.5.3

MAPA STRUKTURALNA GRANICY SEJSMICZNEJ Tp2a

(GRANICA Z UTWORÓW PSTREGO PIASKOWCA ŚRODKOWEGO)

KOMPINA 2D/3D, 2007 R*

Encl. 5.5.3

STRUCTURAL MAP OF THE SEISMIC BOUNDARY Tp2 (MIDDLE BUNTER SANDSTONE FORMATION BOUNDARY) KOMPINA 2D/3D, 2007

*na podstawie: Bujakowski (red.), 2009
(based on Bujakowski (ed.), 2009)

LEGENDA:

LEGEND:

Główne miasto
Main city

Izohipsy [m n.p.m.]
Isohypses [m a.s.l.]

Rzeki
Rivers

Uskoki
Faults

Głębokość [m n.p.m]
Depth [m a.s.l.]

- 3774
- 3800
- 3840
- 3880
- 3920
- 3960
- 4000
- 4040
- 4080
- 4120
- 4160
- 4200
- 4240
- 4280
- 4320
- 4360
- 4375

0 0,5 1 km

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

19°57' 20°02' 52°09' 52°06'

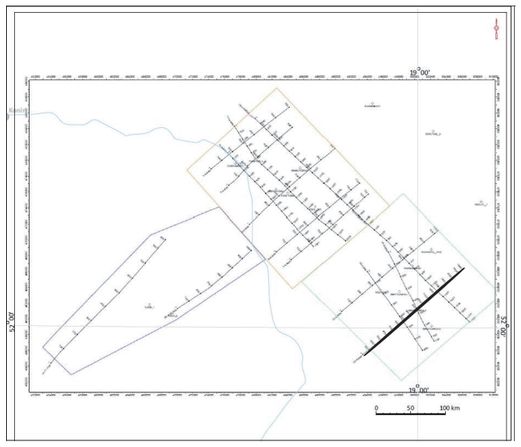
KOMPINA 2

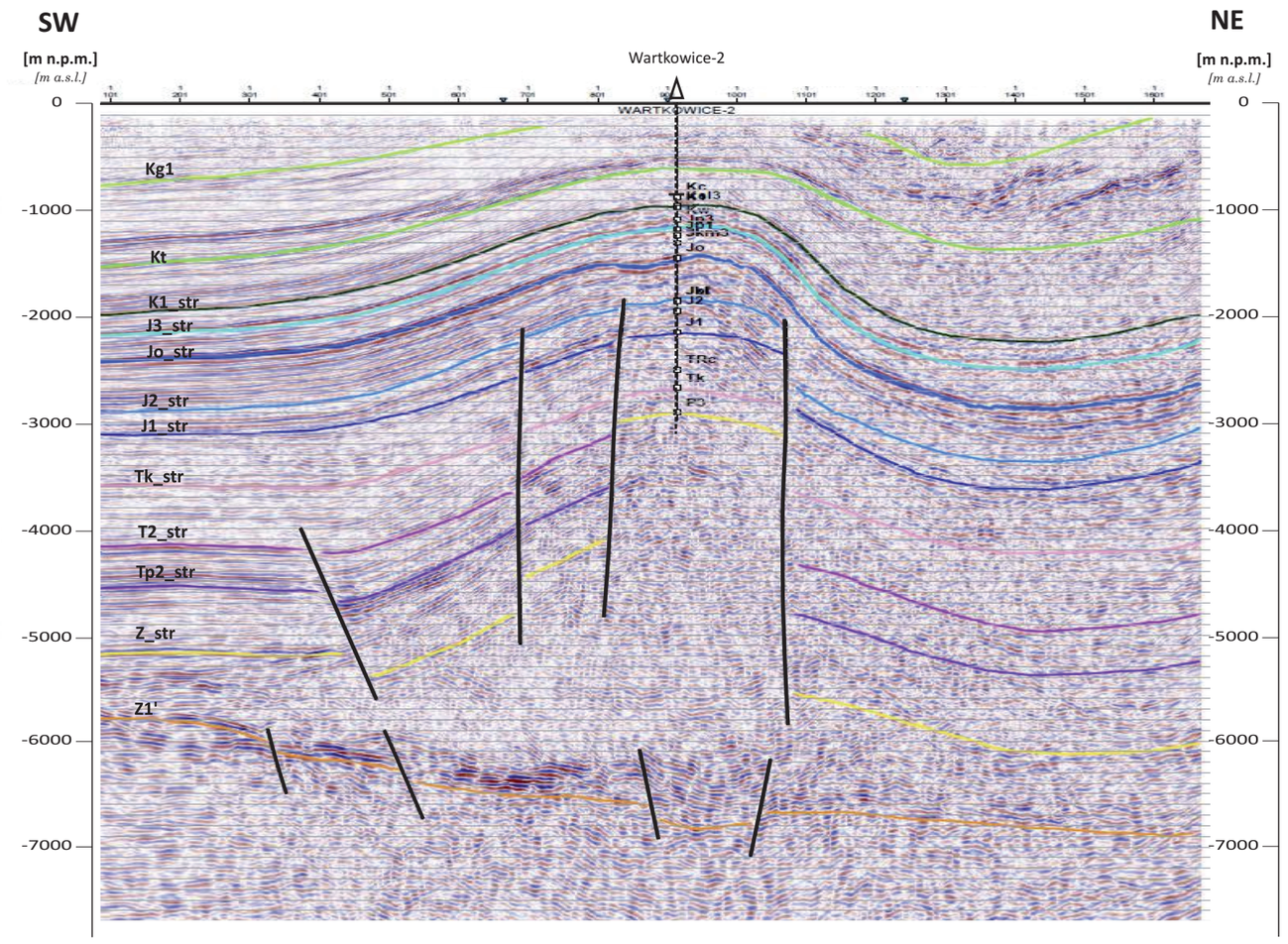
Łowicz

GŁĘBOKOŚCIOWY PRZEKRÓJ SEJSMICZNY 12-4-84K TUREK, WARTKOWICE-PODDĘBICE I KOŁO-PONĘTÓW, 2013 R*

SEISMIC CROSS-SECTION 12-4-84K TUREK, WARTKOWICE-PODDĘBICCE AND KOŁO-PONĘTÓW, 2013





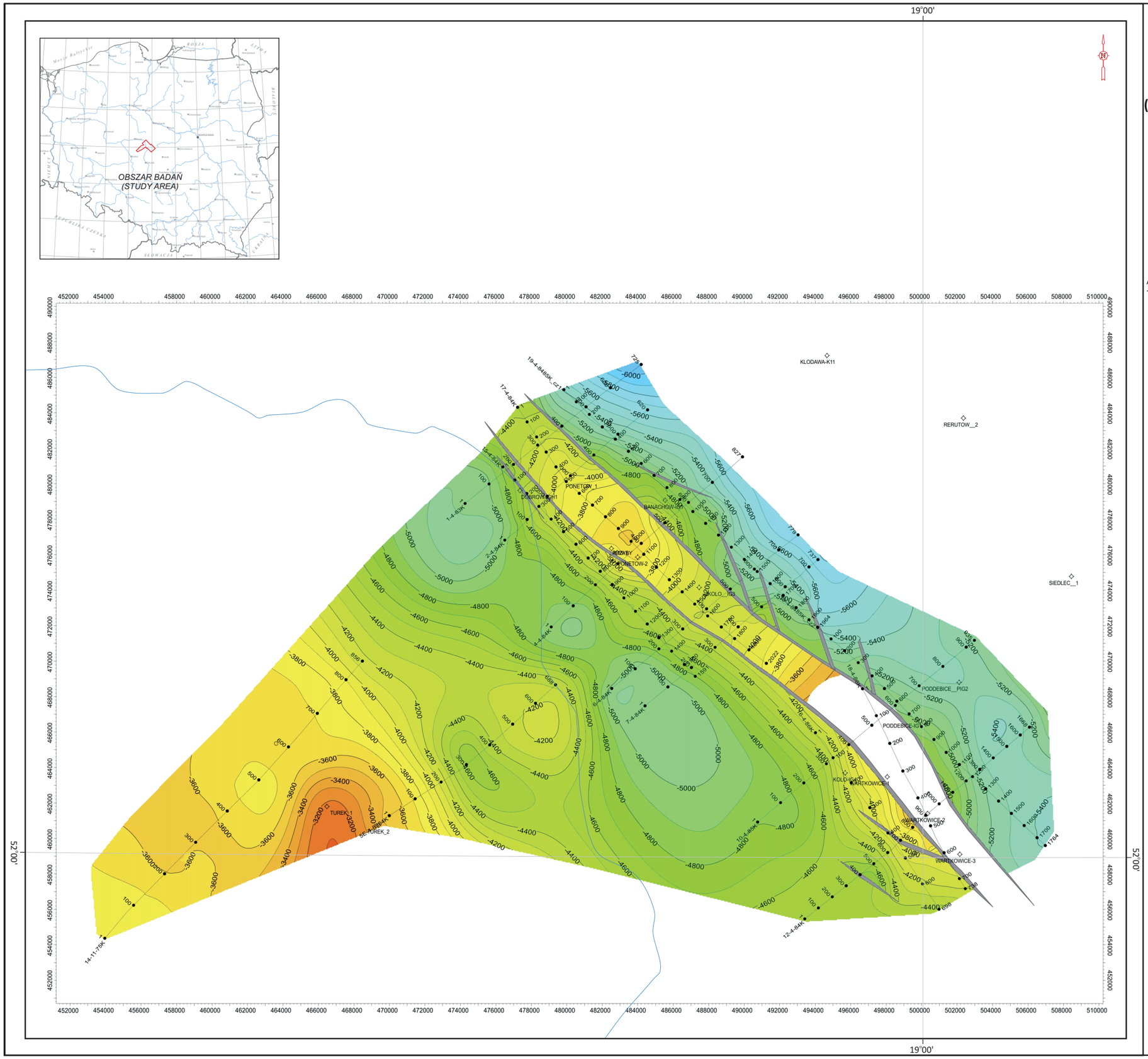


Kg_1	Granica wewnątrz utworów kredy górnej *Boundary within Upper Cretaceous formation*	J3_str	Strop jury górnej *Top of the Upper Jurassic*	J1_str	Strop jury dolnej *Top of the Lower Jurassic*	Tp2_str	Strop środkowego pstrego piaskowca *Top of the Middle Bunter Sandstone*		otwory rzutowane *projected boreholes*
Kt	Granica wewnątrz turonu *Boundary within Turonian*	Jo_str	Strop oxfordu *Top of the Oxfordian*	Tk	Strop kajpru *Top of the Keuper*	Zstr	Strop cechsztynu *Top of the Zechstein*		uskoki *faults*
K1_str	Strop kredy dolnej *Top of the Lower Cretaceous*	J2_str	Strop jury środkowej *Top of the Middle Jurassic*	T2_str	Strop wapienia muszlowego *Top of the Muschelkalk*	Z1'	Spąg cechsztynu *Bottom of the Zechstein*		

0 2,5 5 km

*na podstawie: Czerwińska i inni, 2013
(based on: Czerwińska et al., 2013)

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE
PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ



Zał. 5.5.5

MAPA STRUKTURALNA GRANICY SEJSMICZNEJ Tp2 (STROP ŚRODKOWEGO PSTREGO PIASKOWCA) TUREK, WARTKOWICE-PODDĘBICE I KOŁO-PONĘTÓW, 2013*

Encl. 5.5.5

STRUCTURAL MAP OF THE SEISMIC BOUNDARY Tp2 (TOP OF THE MIDDLE BUNTER SANDSTONE) TUREK, WARTKOWICE-PODDĘBICE AND KOŁO-PONĘTÓW, 2013

*na podstawie: Czerwińska i inni, 2013
(based on: Czerwińska et al., 2013)

LEGENDA:

LEGEND:

Izohipsy [m n.p.m.]
Isohypses [m a.s.l.]

Rzeki
Rivers

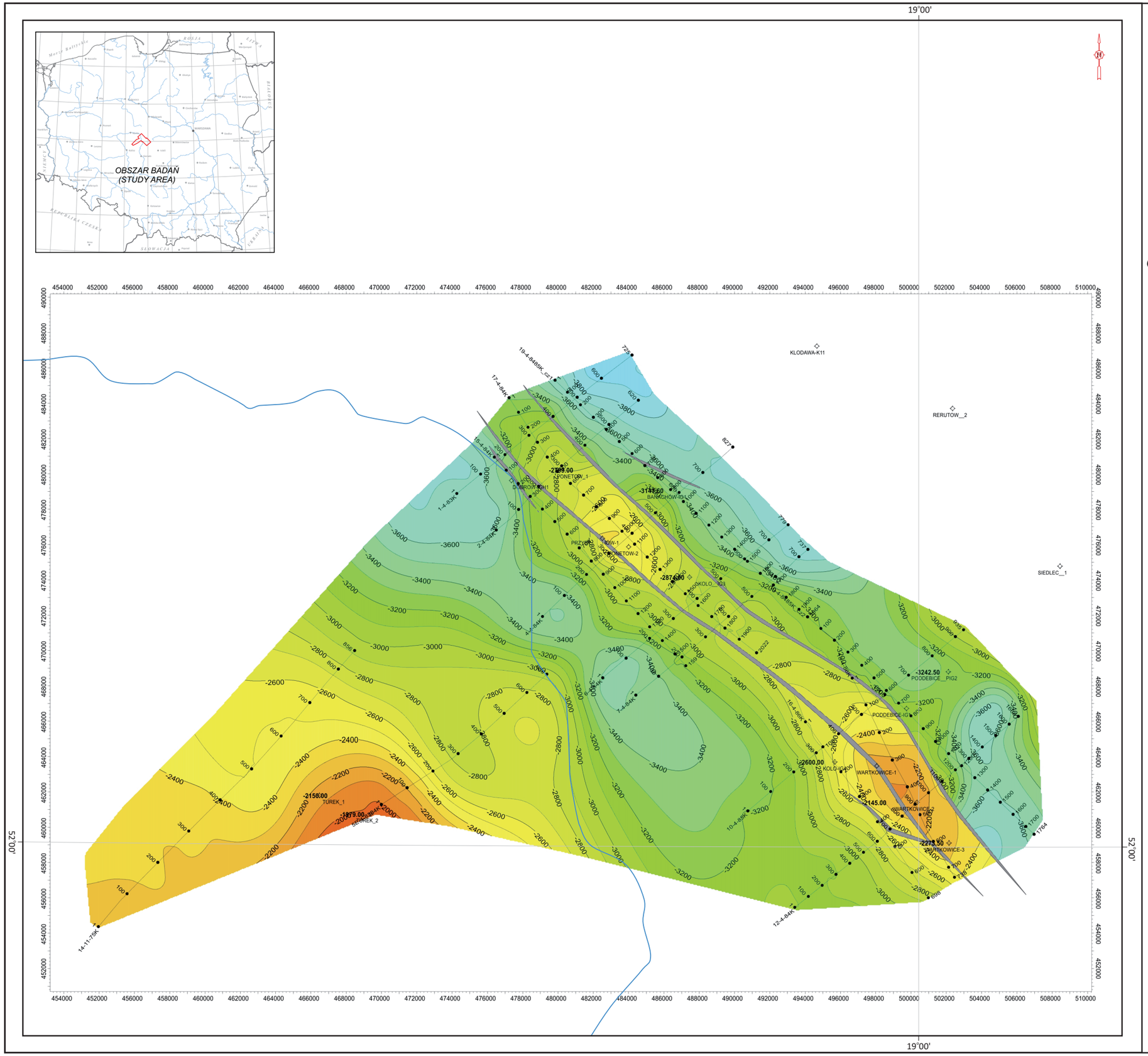
Uskoki
Faults

Głębokość [m n.p.m.]
Depth [m a.s.l.]

-3100
-3200
-3300
-3400
-3500
-3600
-3700
-3800
-3900
-4000
-4100
-4200
-4300
-4400
-4500
-4600
-4700
-4800
-4900
-5000
-5100
-5200
-5300
-5400
-5500
-5600
-5700
-5800
-5900
-6000

0 5 10 km

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ



Zał. 5.5.6

MAPA STRUKTURALNA GRANICY SEJSMICZNEJ J1_str (STROP JURY DOLNEJ); TUREK, WARTKOWICE-PODDĘBICE I KOŁO-PONĘTÓW, 2013*

Encl. 5.5.6

STRUCTURAL MAP OF THE SEISMIC BOUNDARY J1_str (TOP OF THE LOWER JURASSIC); TUREK, WARTKOWICE-PODDĘBICE AND KOŁO-PONĘTÓW, 2013

*na podstawie: Czerwińska i inni, 2013
(based on: Czerwińska et al., 2013)

LEGENDA:

LEGEND:

Izohipsy [m n.p.m.]
Isohypses [m a.s.l.]

Rzeki
Rivers

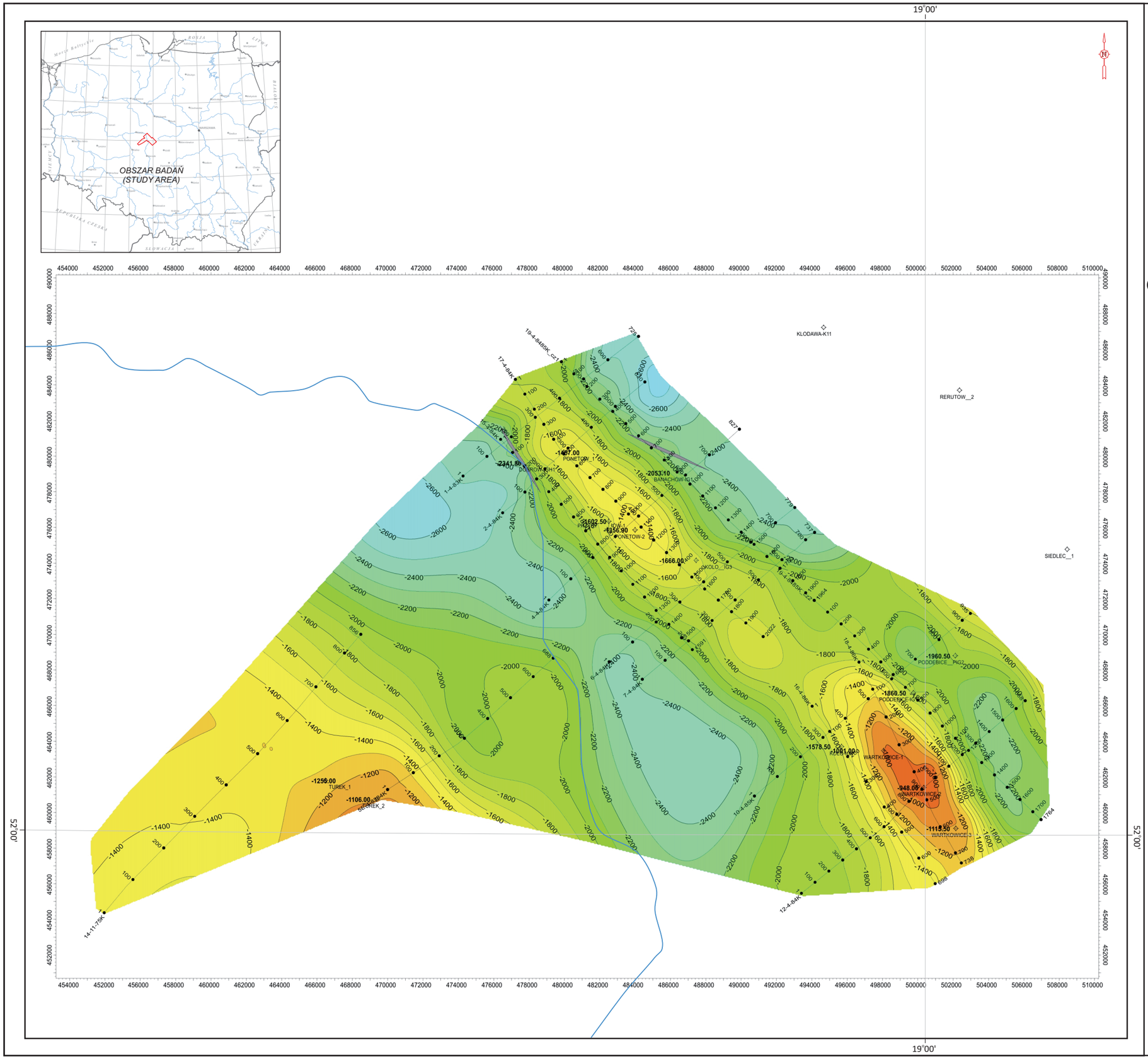
Uskoki
Faults

Głębokość [m n.p.m.]
Depth [m a.s.l.]

-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
-2700
-2800
-2900
-3000
-3100
-3200
-3300
-3400
-3500
-3600
-3700
-3800
-3900

0 5 10 km

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ



Zał. 5.5.7

MAPA STRUKTURALNA GRANICY SEJSMICZNEJ K1_str (STROP KREDY DOLNEJ); TUREK, WARTKOWICE-PODDĘBICE I KOŁO-PONĘTÓW, 2013*

Encl. 5.5.7

STRUCTURAL MAP OF THE SEISMIC BOUNDARY K1_str (TOP OF THE LOWER CRETACEOUS); TUREK, WARTKOWICE-PODDĘBICE AND KOŁO-PONĘTÓW, 2013

*na podstawie: Czerwińska i inni, 2013
(based on: Czerwińska et al., 2013)

LEGENDA:

LEGEND:

Izohipsy [m n.p.m.]
Isohypses [m a.s.l.]

Rzeki
Rivers

Uskoki
Faults

Głębokość [m n.p.m.]
Depth [m a.s.l.]

-1000
-1100
-1200
-1300
-1400
-1500
-1600
-1700
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
-2700

0 5 10 km

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Summary – Assessment of geological and deposit conditions of the selected hydro-geothermal structures

During the last few decades, more than 7000 boreholes exceeding a depth of 1000 m b.g.l. were drilled in Poland, especially in the Polish Lowland region. The boreholes were mainly drilled to assess bitumen deposits and/or for research purposes in order to better determine the geological structure of the country. Selected boreholes which have been subject to analysis are listed in the tables. Table 5.2.1. refers to boreholes in the Polish Lowland, Table 5.2.2 to the Podhale Basin, whereas Table 5.2.3 relates to the Sudeten region.

In order to more thoroughly assess the geological and deposit conditions of the hydro-geothermal structures that had been preselected for use by binary systems (see chapter 4), detailed mineralogical, petrographic, petrophysical and geophysical studies were carried out. Their results are presented in Chapter 5.

Rock samples were subject to microscopic optical examination, accompanied by scanning electron microscopy (SEM) and X-ray diffraction inspections (XRD). Porosity analysis of the rocks examined was carried out by microscopic observation of the thin sections and through petrophysical inspections of rocks by means of measurements of capillary pressure function. Studies extending the prior assessment were also carried out, including reprocessing of the surface and borehole geophysics.

All the rocks collected from the lower Jurassic reservoir can be petrographically classified as quartz arenite type sandstones. The grain structure of the sandstones exhibits a high level of classic material sorting and a porosity ranging from 7 to 14%. Based on the petrophysical studies, the measured porosity of the rocks examined remains within range from 7.88 to 14.83%, and effective porosity from 6.75 to 13.38%. Threshold diameters are contained within the range from 0.7 to 90 μm. Mean capillary size varies from 0.08 up to 11.65 μm. The rocks exhibit good reservoir properties.

Much broader petrographic differentiation occurs in rocks of lower Triassic origin. In the samples collected from the Września IG-1 borehole allochthonous limestone was found at 2387.5 m b.g.l., (Fig. 5.3.2.4a), whereas at a depth of 2728.4 m b.g.l. siltstone was identified containing loam material with muscovite and biotite plates (Fig. 5.3.2.4b). Furthermore, in the Florentyna IG-2 borehole subarkosic arenite type sandstones were identified (Fig. 5.3.2.4d). In the Piotrków Trybunalski IG-1 borehole anhydrite was found at a depth of 3746.1 m b.g.l., whereas at 3920.0 m b.g.l. and 4193.1 m b.g.l. quartz arenite type sandstones were found. The measured porosity of the structures under consideration, based on the microscopic examination, ranges from 0.88% to 8.75%, while according to the petrophysical research it ranges from 0.25 to 11.9%. Effective porosity is contained within the range from 0.23 to 11.34%. Threshold diameters range from 0.01 to 3 μm, while the mean capillary size varies from 0.02 to 0.23 μm.

Rocks collected from the Biały Dunajec PAN-1 borehole can be classified petrographically as crystalline limestones. They consist of two irregularly intersecting zones differing in terms of calcite crystal sizes (Biały Dunajec PAN-1: 2210–2223 m b.g.l.) (Fig. 5.3.2.7a). The measured porosity of the limestones examined falls below 1%.

As far as the Sudeten region is concerned, a biotite granite sample was inspected (Fig. 5.3.2.10a). The rock is characterised by its compact and isotropic texture, with a medium size crystalline structure. The main components of the granite are potassium feldspars (ca. 35%), quartz (ca. 25%), plagioclase (25%) and biotite (ca. 15%). Heavy minerals occur in small amounts, mainly zirconium, apatite and opaque materials. The porosity of the granite examined as evaluated by computer image analysis is 1%.

In order to present the most likely tectonic structure of the areas which are prospects for the use of binary technologies, the following results of the geophysical studies were selected and analysed:

- *"Skierniewice–Łowicz, Kompina region, 2006" – reprocessing of the archive 2D seismic data obtained by the petroleum industry,*
- *"Skierniewice–Łowicz, Kompina region, 2007" – new 2D/3D seismic research carried out specifically for geothermal requirements,*
- *"Turek, Wartkowice–Poddębice and Koło-Ponętów, 2013" – re-interpretation of the archive 2D seismic data obtained by the petroleum industry.*

The research carried out in 2006 and 2007 demonstrated e.g. that the character of the research area in the Skierniewice – Łowicz, Kompina region, includes a significant tectonic share of Jurassic bedrock structures, documented by maps of the Triassic boundaries, the Permian limestone roof as well as the Rotliegend roof. For the purpose of the research, 8 seismic boundaries were correlated: K1_str – lower Cretaceous roof, Jo_str – Oxfordian roof, J2a – lower Aalenian roof, TRe – Rhaetian structure boundary, Tk – Keuper structure boundary, T2 – middle Triassic structure boundary, Tp3_str – upper mottled sandstone structure boundary and Tp2 – middle upper mottled sandstone structure boundary, which are related to the relevant stratigraphic levels identified in the Kompina-2 borehole (Fig. 5.5.2.2). The three-dimensional data visualisation that was prepared enabled a graphical presentation to be made of the morphologically varied surfaces as well as the tectonics of the area examined (Fig. 5.5.2.4–5.5.2.5). Within the lower Triassic structures, multiple dislocation zones can be observed, generally aligned in a NW-SE direction and also oriented towards a W-E direction, potentially of a strike-slip nature. In relation to the geological information obtained through the tests and research carried out in the Kompina-2 borehole, the conclusion may be drawn that the Łowicz region may host suitable conditions for the exploitation of ca. 100°C geothermal water from lower Jurassic structures.al part of Europe).