

## Geotermalny basen górnej jury centralnej części zapadliska przedkarpackiego i południowo-wschodniej części niecki miechowskiej — budowa geologiczna i warunki hydrogeotermalne

Antoni P. Barbacki\*

**Upper Jurassic geothermal basin in the central part of Carpathians Foredeep and SE part of Miechów trough—geological setting and hydrogeothermal conditions.** *Prz. Geol.*, 50: 773–782.

*S u m m a r y.* The paper presents results of analyses of Upper Jurassic geothermal basin extending between Włoszczowa and Myślenice. Analyses were related to depth estimation the Upper Jurassic top, determination of reservoir zones, temperatures of waters, flow conditions, mineralization and thermal power in some locations. It was established that the Upper Jurassic waters are a feasible energy resource for heat pump systems. The optimal field for this purposes is NW zone near Szczekociny town, where big free-outflows and potable waters enable using the waters for both heating and consumption.

**Key words:** Upper Jurassic geothermal waters, geology, hydrogeothermy, Carpathian Foredeep

Analiza górnourajskiego basenu geotermalnego przeprowadzona została nie tylko w aspekcie badawczym, ale również w aspekcie możliwości praktycznego wykorzystania ciepła zawartego w wodach tego basenu. Obejmowała zatem zarówno czynniki geologiczne, jak i technologiczne oraz ekonomiczne. Strona geologiczna dotyczyła wskazania optymalnej lokalizacji wiercenia, oceny wydajności i temperatury złoza oraz stabilności tych parametrów w czasie eksploatacji. Wymagało to nie tylko przeprowadzenia oceny obszaru w kontekście litologiczno-strukturalnym, hydrogeologicznym, ale (tu szczególnie w przypadku basenu węglanowego) rekonstrukcji środowisk sedymentacji i procesów post-sedymentacyjnych dla wskazania stref o najkorzystniejszych parametrach zbiornikowych. Istotne było również określenie modelu ruchu wód oraz ocena obszarów zasilania zbiornika.

Aspekt technologiczny jest związany z temperaturą, wydajnością i mineralizacją wód: wody o temperaturach poniżej 30°C mogą zostać użyte do celów grzewczych jedynie za pośrednictwem systemu pomp ciepła, stopień mineralizacji natomiast jest kluczowy z punktu widzenia korozji instalacji geotermalnej. Niska mineralizacja wód stwarza jednocześnie możliwość jednoczynowej eksploatacji (bez zatłaczania), wykorzystując schłodzone wcześniej wody do celów konsumpcyjnych.

Strona ekonomiczna jest związana zatem również z mineralizacją wód, jednak przede wszystkim z kosztami wierceń. Podstawową przesłanką do oceny kosztów wierceń jest głębokość poziomu wodonośnego oceniana na podstawie map strukturalnych i danych z prób złożowych.

Analiza wyżej wymienionych czynników objęła obszar począwszy od południowego krańca mezozoicznych basenów geotermalnych Niżu Polskiego (Górecki, 1995), gdzie znajdują się główne obszary zasilania omawianej strefy, po strefę brzezną Karpat fliszowych na południu, gdzie nieduże przypiły wskażywały na zanikającą w tym kierunku wodonośność zbiornika górnourajskiego.

Analizą objęto więc obszar nie tylko centralnej części zapadliska przedkarpackiego, ale również znaczną część niecki miechowskiej oraz północną strefę Karpat.

Zbiornik górnourajski nie tworzy jednorodnego systemu wodonośnego — nawet w blisko położonych strefach

te same poziomy stratygraficzne raz stanowią warstwę wodonośną, innym razem zaś warstwę izolującą. Wynika to stąd, że strefy zbiornikowe górnej jury wykazują silny związek ze strefami krasu, dolomityzacji i strefami spękań, których rozkład przestrzenny jest nieregularny i często przypadkowy. Prawidłowością natomiast są lepsze parametry zbiornikowe stref stropowych, wykształcone w okresie przedmiocenijskich procesów wietrzenia (Oszczypko & Tomasz, 1976). W strefach rozwiniętego krasu, dolomityzacji i spękań zbiorniki wód wykazują charakter masywowy, a w pozostałych głównie warstwowy.

Mięszość utworów górnej jury na analizowanym obszarze zmienia się od 0 do ponad 1000 m w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej, głębokość stropu natomiast od ok. +400 m n.p.m. (lokalnie +500 m) na NW od Krakowa do ok. -3000 m n.p.m. na SE od Tarnowa.

Zbiornik górnourajski tworzą skrasowiałe, spękanie lub wietrzałe wapienie oksfordu i kimerydu, a w części wschodniej obszaru również dolomity (głównie oksfordzkie). Uszczelnienie dolne tworzą przede wszystkim margle keloweju, mułowce i iłowce batonu, margle oksfordu dolnego, a niekiedy (strefa Jędrzejowa) iłowce i mułowce retyku. Górne uszczelnienie zbiornika w strefie NW (niecka miechowska) stanowią głównie wapienie ilaste i margle stropowych serii kimerydu. W przypadku małej mięszości lub braku marglistych serii kimerydu (głównie w strefach rozwiniętego krasu) zbiornik górnej jury, cenomanu i dolnej kredy stanowią wspólny system hydrauliczny (Oszczypko, 1981). Łączność hydrauliczna zbiornika cenomańskiego i górnourajskiego występuje również na obszarze zapadliska przedkarpackiego i jest stwierdzona w strefach niektórych złóż węglowodorów (np. złoże Grobla-Pławowice).

Zasoby geotermalne tej części basenu należy zaliczyć do zasobów niskotemperaturowych (20–40°C), które występują w warunkach artezyjskich i subartezyjskich, i o niskiej mineralizacji wód (szczególnie w NW części obszaru) co umożliwi ich wykorzystanie w celach zarówno geotermalnych jak i konsumpcyjnych.

### Tektonika, środowiska sedymentacji i litologia utworów górnej jury

Ważniejsze prace dotyczące budowy geologicznej, paleogeografii i litologii węglanowego kompleksu górnej jury na obszarze zapadliska przedkarpackiego i niecki mie-

\*Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią, Polska Akademia Nauk, 30-950 Kraków 65, skr.poczt. 49, ul. Wybickiego 7; barbacki@min-pan.krakow.pl)

chowskiej publikowane były m.in. przez takich autorów jak: Kutek (1968, 1984), Jawor (1970), Burzewski (1969), Kruczek (1972), Konarski (1974), Morycowa i Moryc (1976), Matyja (1977, 1984, 1989), Konior (1978), Wierzbowski (1984, 1989), Niemczycka i Brochwicz (1988),

Rutkowski (1989), Gutowski (1989), Gaździcka (1998), Radwańska (1999), Zdanowski i in. (2001).

Dla profilu węglanowych utworów jury na obszarze zapadliska przedkarpackiego nawiązując do cech litologicznych (m.in. Morycowa & Moryc, 1976) przyjęto nastę-

**Tab.1. Wybrane parametry hydrotermalne wód i utworów górnej jury w strefach samowypływów na obszarze zapadliska przedkarpackiego i obszarach przyległych na podstawie danych PIG, PGNiG SA, prac Kruczka (1972) i Oszczycki i Tomasia (1978) oraz analiz własnych**

Table 1. Selected hydrothermal parameters of Upper Jurassic deposits and waters in free-outflow zones of the Carpathian Foredeep and neighbouring areas based on data derived from Polish Geological Institute, PGNiG SA, works of Kruczek (1972), Oszczycki & Tomasz (1978) and own analyses

Nr otworu wg Ryc.1	Nazwa otworu	Poziom litostratygraficzny i opróbowany interwał (m p.p.t.)	Temperatury wód (°C)	Wielkość samowypływu (m <sup>3</sup> /h)	Mineralizacja (g/l)	Parametry zbiornikowe		Moc*** termiczna otworu (MW)
						porowatość średnia (%)	przepuszczalność średnia (mD)	
1.	Pągów IG-1	oksford* 982-1020	37**	1,0	1,0	-	-	0,04
2.	Secemin IG-1	kimeryd 725-740	32	1,0	0,614	2,4	-	0,03
3.	Biała Wielka IG-1	oksford*289-530	20**	800,0	0,71	9,5	12,7	14,00
4.	Potok Mały IG-1	oksford*1080-1105	38**	5,3	9,98	-4,0	-40,0	0,20
5.	Węgrzynów IG-1	oksford*201-582	20**	-	<1,0	szczelinowatość	-	-
6.	Trzonów 2	oksford*748-758	31	0,24	53,024	-3,7	-90,0	0,01
7.	Zborów 3	raurak550-740	30	0,36	67,0	6,0	-	0,01
8.	Solec 3	kimeryd, „raurak”310-681	29	0,27	40,0	4,8	-	0,01
9.	Ostrów 1	„astart”722-740	30	1,0	niska	4,1	-	0,03
10.	Nadzów 1	„raurak”550-585	21	-	solanka	5,0	-	-
11.	Słomniki 2	malm, dogger, karbon 366-800	22**	120,0	<1,0	7,8	6,8	2,37
12.	Mędrzechów 1	oksford*420-840	20-30	-	-	4,5	-	-
13.	Zabrze 1	oksford grn.705-1000	30	-	-	3,5	-	-
14.	Podlipie 1	kimeryd652-783	27	-	-	2,1	-	-
15.	Kazimierza Wlk. 4	„astart”792	25	-	solanka	-6,0	-	-
16.	Smęgorzów 3a	kimeryd, oksford dln. i śrd. 530-1275	20-30	-	-	5,6	10,0	-
17.	Podborze 10	oksford dln.1639-1742	60**	1,25	solanka	2,7	2,5	0,08
18.	Podborze 30	„astart” 949-957	40	-	-	7,4	111,0	-
19.	Dąbrowa Tam. 7	kimeryd 748-759	27	0,5	-	2,7	1,5	0,01
20.	Gruszów 1	kimeryd, „raurak”648-1195	25-30	-	solanka	10,0	-	-
21.	Zielona 1	„raurak” 380	20	30,0	<1,0	4,7	nieprzepuszczalne	0,5
22.	Grobla 8	„raurak”781	33-36**	7,0	15,0	5,5	-	-
23.	Pawezów 1	„astart”1305-1320	57	-	solanka	6,0	-	-
24.	Pawezów 5	oksford dln. i śrd.1814-1834	53	-	-	3,5	-	-
25.	Wyciąże 6	„raurak”850	30	25,0	solanka	6,25	1,6	0,73
26.	Żdźary 10	„raurak”1875-1885	60	-	-	3,1	1,9	-
27.	Wola Rzędzińska 1	oksford dln. i śrd.2150	65	-	solanka	1,9	-	-
28.	Puszcza 4	„raurak”808-820	34	0,25	-	4,5	-	0,01
29.	Pogórska Wola 15	oksford dln. i śrd.2437	75	60,0	solanka	6,0	nieprzepuszczalne	4,87
30.	Cikowice 1	„raurak”1150-1185	35	1,2	-	3,0	-	0,04
31.	Rzezawa 1	oksford śrd.1330-1350	40	-	solanka	9,0	-	-
32.	Sufczyn 1	oksford dln. i śrd.1965-1740	54**	9,0	solanka	2,5	-	0,51
33.	Jadowniki 6	oksford dln. i śrd.1690-1740	63	1,0	solanka	2,0	-	0,07

\*nierozdzielony oksford dolny, środkowy i górny; \*\*temperatury zmierzone; \*\*\*założono chłodzenie do +5°C

pujący podział na jednostki litostratygraficzne: „oksford”, „raurak”, „astart” i kimeryd. Według obecnego podziału stratygraficznego (m.in. Dąbrowska & Dembowska & Malinowska, 1973) tak wydzielony „oksford” odpowia-

dały w przybliżeniu dolnemu i środkowemu oksfordowi, „raurak”— dolnej części oksfordu górnego, a „astart”— górnej części oksfordu górnego. Procesy formowania poszczególnych jednostek pozostawały w ścisłym związku



Ryc. 1. Strukturalna mapa powierzchni stropowej utworów jury górnej  
 Fig. 1. Structural map of Upper Jurassic top surface

z występującymi wówczas środowiskami sedimentacji i bezpośrednio rzutowały na rozwój i lokalizację stref zbiornikowych. Znaczący wpływ miały więc globalne i lokalne zmiany poziomu morza, różnicowane tempo subsydemcji i warunki klimatyczne. Istotną rolę odegrały tutaj również procesy post-depozycyjne prowadzące do dolomityzacji, skrasowienia i szczelinowości utworów górnej jury.

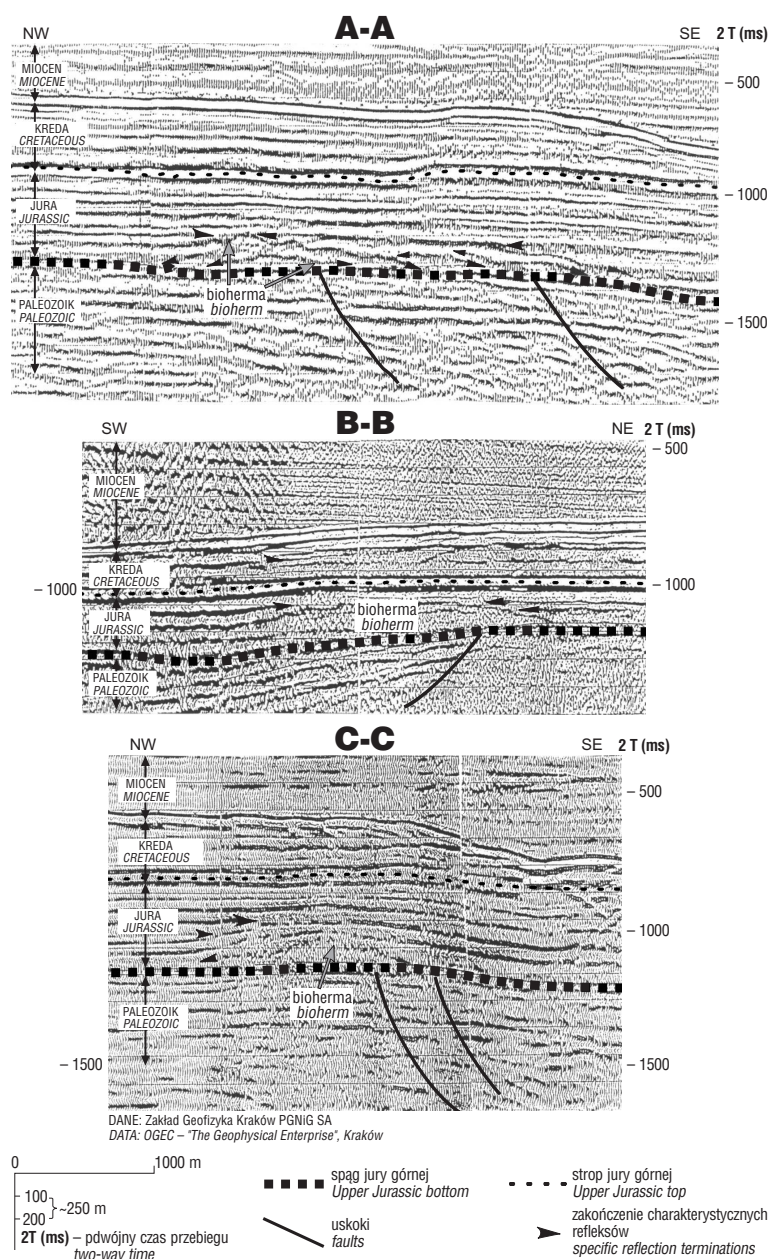
W okresie wczesnego oksfordu analizowany obszar znajdował się w strefie szelfu zewnętrznego (głębszy nerytyk), gdzie osady węglanowe tworzyły się w morzu otwartym i spokojnym w środowisku zbliżonym do panującego w późnym keloweju (Morycowa & Moryc, 1976). Obszary lądowe znajdowały się na SE od Lublina i przypuszczalnie w rejonie Sudetów (Dąbrowska i in., 1973). Typowe osady oksfordu dolnego to wapień margliste i okruczowe z przeławieniami margli o miąższości nie przekraczającej 20 m (Jawor, 1970). Z fauny występują licznie belemnity, gąbki i otwornice. Nieco inny typ osadów wykształcił się w południowej części niecki miechowskiej, gdzie dominują osady margliste. W rejonie krakowskim są one zapiaszczone, występują z oolitami i przechodzą w wapień gąbkowe o miąższości całkowitej ok. 15 m (Dąbrowska i in., 1973).

W oksfordzie środkowym w rejonie lubelskim zaczęła rozwijać się platforma węglanowa, która progradując w kierunku zachodnim osiągnęła NE obszar Gór Świętokrzyskich na przełomie oksfordu środkowego i „rauraku” (Matyja i in., 1989; Kutek i in., 1984). Osady oksfordu środkowego na analizowanym obszarze tworzyły się zatem na przedpolu platformy węglanowej w strefie otwartego szelfu. Są one reprezentowane przez tzw. formację gąbkową o zróżnicowanej miąższości: od ok. 50 m w strefie pomiędzy Krakowem a Brzeskiem (Jawor, 1970) do ok. 200 m w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (Morycowa i in., 1976). W rejonie Kraków-Brzesko formację tę rozpoczynają wapień margliste przechodzące w wapień płytowe z gąbkami, we wschodniej części obszaru natomiast cały 200-metrowy profil budują zbite wapień skaliste z licznymi gąbkami, stylolitami i krzemieniami, lokalnie silnie zdolomityzowane. Zróżnicowanie miąższości i litologii części zachodniej i wschodniej tego obszaru było wywołane większą subsydemcją części wschodniej leżącej w strefie bruzdy środkowopolskiej. Rola tej strefy w zróżnicowaniu miąższości jest widoczna na obszarze NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, gdzie poza strefą bruzdy miąższości oksfordu środkowego wykazują ponownie wartości ok. 50 m, a więc zbliżone do miąższości strefy krakowskiej (Dąbrowska i in., 1973).

Znaczna subsydemcja części wschodniej związana ze wzrostem aktywności bruzdy była przypuszczalnie główną przyczyną zatrzymania progradacji platformy węglanowej w kierunku zachodnim i jej stabilizacji w rejonie NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, na przełomie oksfordu środkowego i górnego (Matyja i in., 1989). Proces zahamowania

progradacji węglanów był zatem spowodowany pojawieniem się takiego reżimu depozycji, w którym szybkość względnego podnoszenia poziomu morza (tu: subsydemcja) była większa niż szybkość „produkcji” węglanów. Charakterystycznymi formami takiego systemu sedimentacji węglanowej są izolowane biohermy, atole, rafy iglicowe, rafy gniazdowe, a więc te formy, gdzie dominuje proces akrecji osadów (Silver, 1983; Barbacki, 1991a, b).

W okresie późnego oksfordu („raurak” i „astart”) obszary SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz wschodnia część analizowanego obszaru nadal znajdowały się na przedpolu platformy węglanowej w strefie intensywnej subsydemcji (Matyja i in., 1989). Strefa zwiększonej subsydemcji przebiegała na NE od linii erozyjnego zasięgu utworów górnej jury (ryc. 1) obejmując przypuszczalnie cały dzisiejszy obszar Gór Świętokrzyskich.



Ryc. 2. Sejsmiczny obraz bioherm oksfordzkich w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (A-A, C-C) i Borzęcina (B-B) (lokalizacja na ryc. 1)

Fig. 2. Seismic sections with the Oxfordian bioherms in Dąbrowa Tarnowska (A-A, C-C) and Borzęcin (B-B) areas (for localization see fig. 1)

Wpływ tej strefy uwidocznił się najbardziej w okresie sedymentacji osadów „rauraku” (niższej części oksfordu górnego). W bezpośrednim sąsiedztwie tej strefy miąższość osadów „rauraku” osiąga wartości powyżej 500 m (otwory: Dąbrowa Tarnowska 4, Niwki 3, Oblekoń 3), a w rejonie otworów Odmęt 1 i Swarzów 9 powyżej 400 m. Natomiast w strefie platformy węglanowej (SE i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Dąbrowska i in., 1973) miąższości te są ok. 100 m, a w zachodniej strefie krakowskiej 200–250 m (Jawor, 1970).

Osady „rauraku” bardziej miąższej strefy wschodniej wykazują jednocześnie specyficzny typ sedymentacji odznaczający się przemiennym tworzeniem biohermalnych wapieni skalistych z płytowymi osadami marglistymi oraz horzontalnym przechodzeniem jednego typu osadu w drugi (Morycowa i in., 1976). W rejonie krakowskim (na zachód od Brzeska) osady „rauraku” są wykształcone w facji zdecydowanie skalistej w postaci bioherm gąbkowych w obrębie wapieni płytowych zawierających krzemienie (Stemulak i in., 1963; Jawor, 1970; Tarkowski, 1985; Rutkowski, 1989; Koszarski, 1995). Poza tym w strefie wschodniej są obserwowane liczne objawy dolomitacji charakterystyczne również dla starszych osadów oksfordu (strefa Smęgorzowa, Gruszowa, Tarnowa, Pawęzowa, Podborza; Kruczek, 1972).

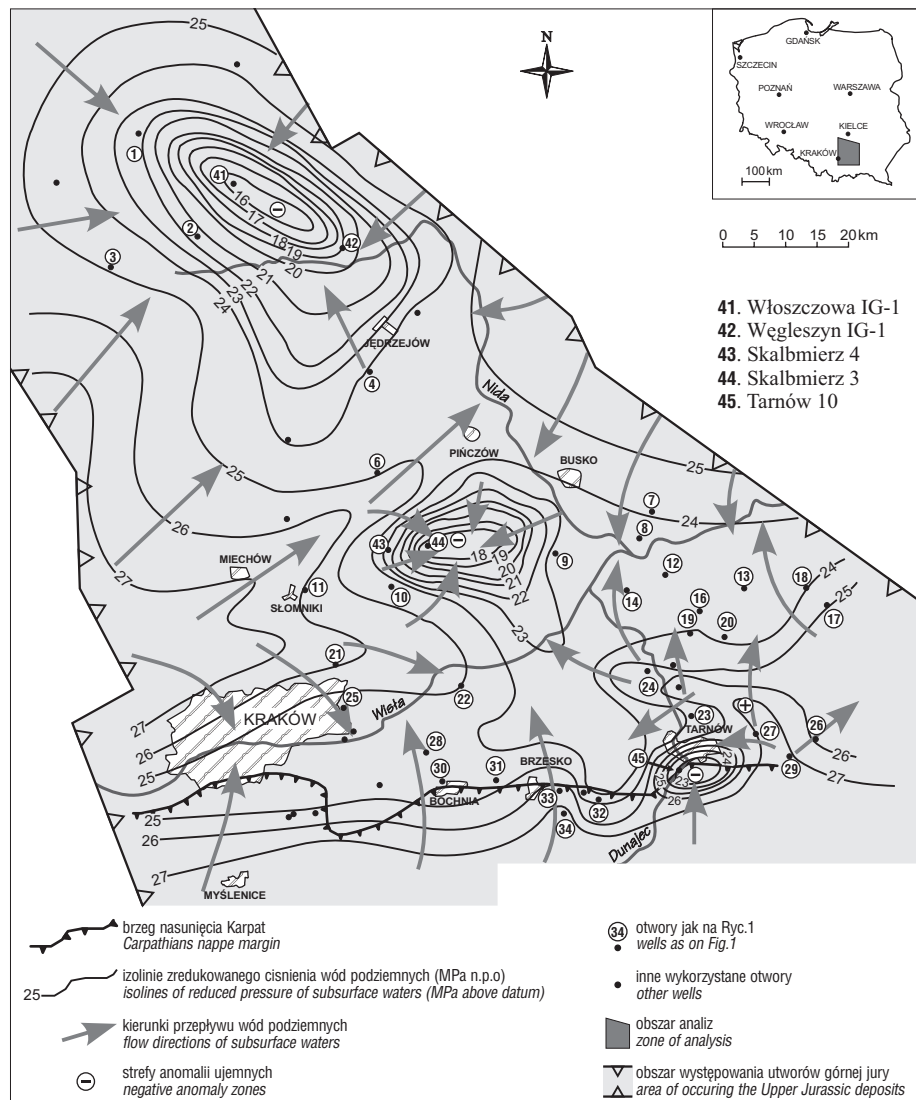
Zdecydowanie większa marglistość osadów „rauraku” strefy wschodniej mogła być spowodowana zanikiem energii wód związanych z wpływem wyniesienia Puszczy, odcinającego tę część zbiornika od otwartego morza. Silna, nieerozyjna redukcja osadów „rauraku”, aż do całkowitego ich braku w rejonie Puszczy (Dąbrowska i in., 1973), może potwierdzać taką interpretację.

Charakterystyczne formy biohermalne związane z okresem oksfordu środkowego i „rauraku” przedstawiono na sekcjach sejsmicznych na ryc. 2 (rejon wschodni obszaru). Orientacyjna skala głębokościowa (podwójny czas przebiegu sygnału 2T = 100 ms w kompleksie jurajskim równoważny 200–250 m) wskazuje, że deniwelacje wywołane rozwojem budowy węglanowych na tym obszarze mogły przekraczać 250 m (Barbacki, 1994). Według cytowanych autorów (Morycowa & Moryc, 1976) osady „rauraku” formowały się w strefie płytkiego nerytyku, gdzie w kolejnych cyklach subsydencji tworzyły się nowe formy biohermalne przykrywane następnie osadami marglisto-wapiennymi. Przedstawiony powyżej obraz sejsmiczny sugeruje jednak, że niektóre biohermy mogły rozwijać się już od środkowego oksfordu kontynuując

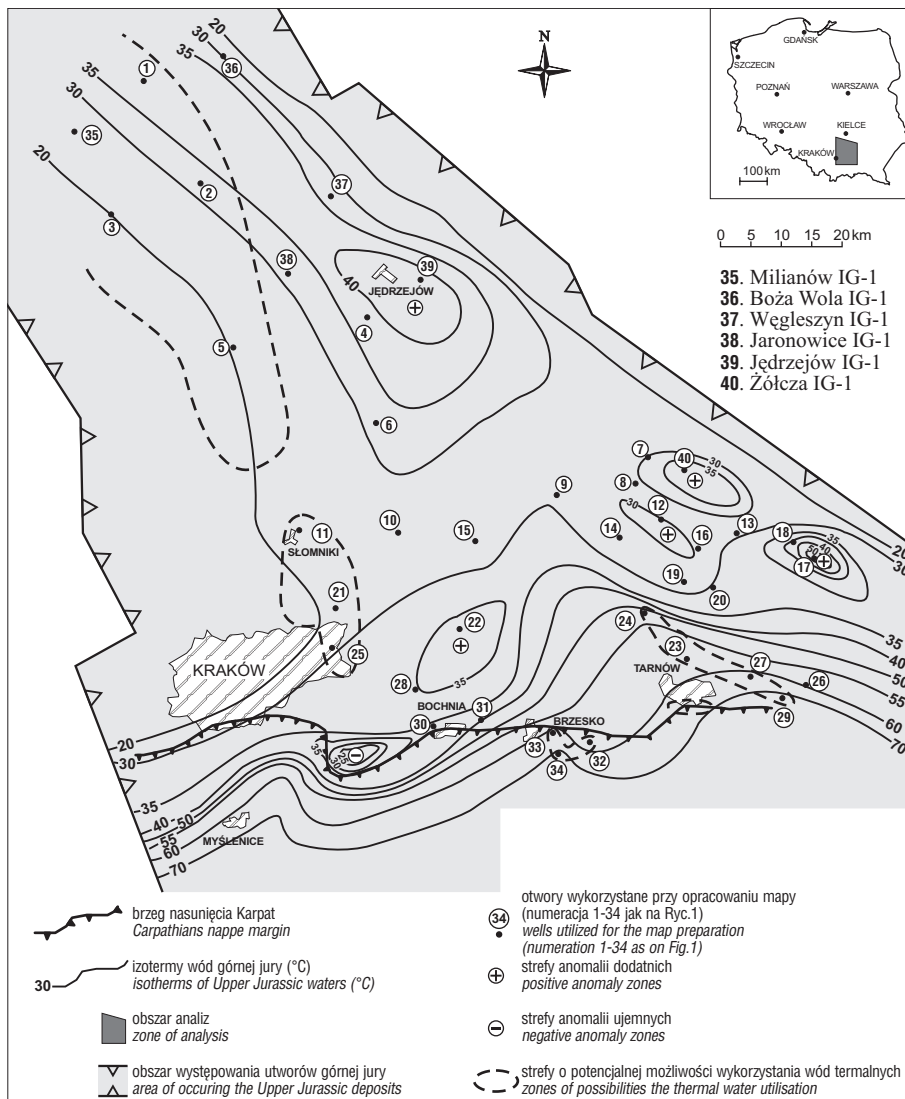
swój rozwój przez znaczną część „rauraku”.

Pod koniec „rauraku” deniwelacje dna wywołane budowlami węglanowymi zostały wyrównane przez depozycję młodszych osadów i w okresie „astartu” sedymentacja przebiegała w morzu płytkim (strefa litoralna) i tropikalnym. Osady „astartu” są wykształcone jako formacja koralowcowo-glonowa o miąższości od ok. 200 m w części wschodniej (Morycowa i in., 1976), do całkowitego, erozyjnego ich wyklinowania w rejonie krakowskim (ryc. 1). Litologicznie jest to kompleks wapieni pelitycznych, organogenicznych, organodetrytycznych, muszlowcowych, oolitowych i onkolitowych, a lokalnie margli i dolomitów. Osady te tworzyły się początkowo w obrębie otwartego szelfu, a pod koniec „astartu” w strefie skłonu progradującej w kierunku SW platformy węglanowej. Efektem tego było permanentne spływanie basenu sedymentacji związane z rozwojem i progradacją oolitowych i onkolitowych mierzei (ławic) węglanowych, dla których materiał był dostarczany z pobliskiej platformy węglanowej.

W okresie wczesnego kimerydu kontynuująca progradację platforma osiągnęła strefę zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Kutek i in., 1984; Radwańska, 1999). Jej przemieszczanie ze względu na ograniczoną



Ryc. 3. Mapa pola hydrodynamicznego górnourajskiego zbiornika wód podziemnych  
Fig. 3. Map of hydrodynamic field of Upper Jurassic reservoir of subsurface waters



Ryc. 4. Mapa temperatur wód górnej jury  
Fig. 4. Temperature map of Upper Jurassic waters

subsycencję odbywało się przypuszczalnie według modelu depozycji typu „topłap”, jako progradacja oolitowo-onkolitowych mierzei (ławic) węglanowych wraz z depozycją na jej przedpolu morskich stożków napływowych (model według Macurda, 1988). Oprócz wyżej wymienionych typów osadów występują tutaj osady detrytyczne oraz marglisto-ilaste jako facje skłonu platformy węglanowej depozowane pomiędzy mierzejami węglanowymi i na ich przedpolu (Matyja i in., 1984). Występują również lokalne środowiska lagunowe odcięte mierzejami od otwartego morza o czym świadczą osady siarczanowe (gipsy) w ławicach węglanowych (Morycowa i in., 1976).

Na północ od Krakowa (rejon Słomnik) i w rejonie Pągów–Secemin (por. ryc. 1), dokąd kimerydzka platforma przypuszczalnie nie dotarła, morze było głębsze a główne litologie kimerydu to margle i wapienie margliste typowe dla jej przedpola.

Średnia miąższość osadów kimerydu na analizowanym obszarze wynosi ok. 150 m dla niecki miechowskiej (strefa Pągów–Jędrzejów) oraz 250 m w strefie wschodniej z maksymalną wartością w rejonie Dębicy–400 m (Dudek, 1980). Zaznaczona na ryc. 1 granica zasięgu utworów kimerydu ma charakter erozyjny, a jej przebieg jest orientacyjny.

Przedstawiona mapa ukształtowania stropowej powierzchni jury górnej (ryc.1), wskazuje, że zróżnicowanie głębokościowe stropu kompleksu wynosi na tym obszarze ok. 3700 m (rejon Ojcowa: +450 m n.p.m.; rejon Zalasowej na S od Tarnowa: –3250 m n.p.m.). Powierzchnia stropowa utworów jury górnej tworzy formę niecki o zmiennym przebiegu strefy osiowej: o kierunku NW–SE w rejonie Jędrzejowa, w rejonie Buska skręcającą ku SW oraz ponownie ukierunkowaną ku SE wraz z wyraźnym trendem zapadania stropu w kierunku S i SE, począwszy od granicy nasunięcia karpacciego.

Analiza obszaru w aspekcie litologiczno-strukturalnym oraz rekonstrukcji środowisk sedymentacji była prowadzona głównie w celu wskazania lokalizacji stref o korzystnych parametrach zbiornikowych.

#### Parametry hydrogeologiczne utworów górnej jury

W przeciwieństwie do utworów piaskowcowych, gdzie decydujący wpływ na parametry zbiornikowe ma wykształcenie litofacjalne oraz transport materiału osadowego – porowatość i przepuszczalność skał węglanowych jest silnie związana również z post-depozycyjną tektoniką oraz diagenezą osadów (kras, dolomityzacja, szczelino-watość). Stanowi to główną przyczynę tego, że strefy zbiornikowe utworów węglanowych górnej jury przedgórza Karpat wykazują nieregularny rozkład przestrzenny i są związane głównie ze strefami struktur biohermalnych (Gliniak, 2001), strefami dolomityzacji (Kruczek, 1972), skrasowienia (Jurkiewicz i in., 1973–1999) oraz intensywnej tektoniki (Dudek, 1980). Oprócz wyżej wymienionych autorów badaniami hydrologicznymi właściwości utworów górnej jury na tym obszarze zajmowali się m.in. Burzewski (1969), Jurkiewicz (1973–1999), Kotlicki (1971), Kolago & Płochniowski (1991), Moryc (1970a, b; 1976), Oszczytko (1981), Oszczytko & Tomasz (1976, 1978), Pich (1978), Rózkowski (1991), Konior (1978).

Rozkład średnich porowatości (efektywnych) i przepuszczalności kompleksów górnej jury przedstawiono w tab. 1, głównie na podstawie prac Kruczka (1972), Oszczytki & Tomasia (1978), Koniora (1978), Jurkiewicza (1973–1999) oraz danych PGNiG S.A. Wartości tych parametrów pozostają często w rażącej sprzeczności z wydajnościami uzyskiwanymi z poziomów górnojurajskich, szczególnie w strefach rozwoju krasu i złóż węglowodorów. Przykładowo anomalnie wysoką wydajność samowypływu ok. 800 m<sup>3</sup>/h z utworów oksfordu w otworze Biała Wielka IG–1 (lokalizacja ryc.1) uzyskano z inter-

wału, gdzie porowatości znajdowały się w przedziale 1,69–5,21%, przy przepuszczalności zaledwie 8,2 mD (Jurkiewicz i in., 1991a). W strefie złoża węglowodorów Podborze niektóre odwierty wykazywały wysokie zdolności wydobywcze przy laboratoryjnie oznaczonej porowatości 2,8% i przepuszczalności poniżej 4,9 mD (Dudek, 1980). W otworze Zielona 1 uzyskano samowypływ 30 m<sup>3</sup>/h przy porowatości średniej 4,7% i braku przepuszczalności, a wyznaczony współczynnik filtracji wynosił  $2,6 \cdot 10^{-5}$  m/sek. Równie intensywny samowypływ stwierdzono w otworze Tropiszów 1 i Łuczyce 1 ok. 10 km na E od otworu Zielona 1 (Myszka, 1962 [W:] Burzewski, 1969). Przyczyną są zjawiska krasowe i szczelinowatość często trudne do oceny poprzez badania laboratoryjne. Zakres zmian porowatości średnich tych utworów jest nieduży i wynosi od 1,7 do 10%, zakres zmian przepuszczalności średnich natomiast mieści się w granicach od 0 do 111 mD (tab.1). Bardziej szczegółowa analiza wskazuje jednak, że lokalnie porowatości mogą osiągać wartości powyżej 20%, a przepuszczalności do 500 mD. Przykładowo utwory stropowe jury w otworze Biała Wielka IG–1 wykazują porowatość maksymalną 26,11% („astart“?), a w otworze Milianów IG–1 –15% (kimeryd, „raurak“), przy przepuszczalności powyżej 500 mD (Jurkiewicz i in., 1974). Otwory te oraz strefa otworów Secemin IG–1—Węgrzynów IG–1 (ryc.1; tab.1) znajdują się na obszarze silnie rozwiniętego krasu kontynuującego się od rejonu Częstochowy ku SE.

Również strefy dolomityzacji we wschodniej części analizowanego obszaru stanowią wyraźną anomalię w rozkładzie parametrów zbiornikowych górnej jury; w otworach Smęgorzów 3a i Gruszów 1 porowatości utworów kimerydu przekraczają 20%, a w otworach Tarnów 2 i 5 w utworach „astartu” osiągają wartości: 24,3 i 25,5%. Na obszarze złoża węglowodorów Podborze średnie porowatości zdolomityzowanych utworów oksfordu przekraczają 10%, podobne jak w rejonie Pawężowa (Kruczek, 1972).

Istotny wpływ na wartość porowatości i przepuszczalności ma również szczelinowatość, a istnienie stref złożowych Grobla–Pławowice, Dąbrowa Tarnowska czy Smęgorzów ma wyraźny związek ze zjawiskiem szczelinowatości utworów jurajskich (Dudek, 1980).

Podsumowując, należy jednak stwierdzić, że poza wymienionymi strefami: krasu (NW część obszaru) oraz strefami dolomityzacji (pomiędzy Tarnowem a Dąbrową Tarnowską) rozkład parametrów zbiornikowych górnej jury jest zdecydowanie przypadkowy a strefy o korzystnych parametrach zbiornikowych trudne do lokalizacji. Strefy takie są często związane ze strukturami biohermalnymi i mierzejami węglanowymi (Baran i in., 1999; Barbacki, 1994), które mogą być identyfikowane głównie na podstawie danych sejsmicznych (ryc. 2). Pomimo możliwości utraty pierwotnej porowatości wskutek cementacji są one interesujące jako szczególnie podatne na procesy kreowania porowatości wtórnej. Przypuszczalnie część złóż węglowodorów w utworach górnej jury jest związana z systemami biohermalnymi, które uległy dolomityzacji (np. złoża Tarnów, Swarzędzów, Smęgorzów, Podborze).

Charakterystyczną strefę o podwyższonej porowatości i przepuszczalności stanowi stropowa część kompleksu o miąższości nie przekraczającej 100 m, gdzie występują utwory silnie zwietrzałe i zdeintegrowane tektonicznie (m.in. strefa Grobla–Pławowice oraz Kazimierza Wielka–Tarnów; Oszczypko & Tomasz, 1978). Właściwości filtracyjne tych utworów można ocenić m.in. na podstawie danych z ujęć studziennych wykorzystujących wody do

celów pitnych (dane: bank: "HYDRO" PIG). W rejonie Małogoszczy uzyskiwano z tych poziomów wydajności od 2,0 m<sup>3</sup>/h do 135,0 m<sup>3</sup>/h z głębokości od 13,0 m do 100,0 m. Wartości współczynników filtracji zmieniały się od  $8,7 \cdot 10^{-5}$  m/sek do  $1,8 \cdot 10^{-6}$  m/sek. ok. 5 km na N od Małogoszczy (Gnieździska) wydajność wód z poziomów stropowych osiąga wartość ponad 250,0 m<sup>3</sup>/h, przy współczynniku filtracji 0,0017 m/sek. Równie wysokie współczynniki filtracji stwierdzono w rejonie Jędrzejowa, w Korytnicy (0,0002 m/sek przy wydajności ok. 100 m<sup>3</sup>/h) oraz w Tokarni (0,00029 m/sek przy wydajności do 200 m<sup>3</sup>/h). W okolicy Krakowa studnie eksploatujące z utworów górnourajskich wykazują wydajności od 5,0 do 170 m<sup>3</sup>/h, a współczynniki filtracji zmieniają się od  $10^{-7}$  m/sek (Pasternik) do 0,00024 m/sek (Tyniec) i osiągają wartości maksymalne ok. 0,01 m/sek w rejonie Tomaszowic. Porowatości stropowych serii malmu okolic Krakowa wykazują dużą zmienność: od zera do 20% (Przybysławice).

Wynika stąd, że strefy o bardzo dobrych parametrach zbiornikowych poziomów stropowych bezpośrednio sąsiadują ze strefami o parametrach średnich lub niskich i podobnie jak w przypadku poziomów głębszych ma to wyraźny związek ze stopniem skrasowienia i szczelinowatością tych utworów.

Pomimo niskich temperatur tych wód (10–15°C) są one interesujące z punktu widzenia wykorzystania ich jako źródło energii geotermalnej, w systemach pomp ciepła, szczególnie w przypadku dużych wydajności ujęć.

### Cyrkulacja i wymiana wód

Górnourajski basen geotermalny na tym obszarze charakteryzuje się warunkami wodno-naporowymi i jedynie w strefie wychodni na obszarze Jury Krakowskiej występują wody o zwierciadle swobodnym. Badania prowadzone m.in. przez Burzewskiego (1969) i Kotlickiego (1971) wskazują, że zwierciadło swobodne w tej strefie zajmuje położenie na rzędnej od ok. +300 do 400 m n.p.m. oraz, że strefa ta stanowi główny obszar zasilania basenu na obszarze zapadliska przedkarpacciego. Pośrednie zasilanie może również zachodzić poprzez kontakt hydrauliczny utworów górnej jury z wodonośnymi utworami cenomanu w stropie kompleksu i utworami doggeru w jego spągu.

Wysokie położenie wodonośnych utworów górnourajskich oraz ich erozyjne odsłonięcie powodują, że jest to również główny obszar odpływu wód podziemnych.

W głębokich otworach notowano częste przypadki samowypływów wód (tab. 1), przy czym najbardziej spektakularną strefą jest rejon otworu Biała Wielka IG–1 (lokalizacja ryc.1), gdzie z interwału na głębokości od –40 do –281 m n.p.m. stwierdzono samowypływ słodkiej wody o wydajności ok. 800 m<sup>3</sup>/h. W innych rejonach tego obszaru, za wyjątkiem strefy Słomnik oraz strefy Zielona–Łuczyce samowypływy były nieduże z tym, że intensyfikacja przyływu (kwasowanie) przypuszczalnie znacznie podniosłaby te wartości. Interesujące jest, że samowypływy obserwowano również w strefie przykarpacciej w rejonie Brzeska (Sufczyn, Jadowniki, Porąbka Uszewska, tab.1).

Ciśnienia złożowe w zbiorniku górnourajskim zmierzono (Moryc, 1970a,b; 1976) lub oszacowane mieszczą się w interwale od 2,8 MPa (otwór Boża Wola IG–1, lokalizacja ryc. 4) do ok. 26,0 MPa (otwór Pogórska Wola 15, ryc.1).

Dla oceny warunków cyrkulacji i wymiany wód w tej części basenu górnourajskiego wykorzystano rozkład ciśnień złożowych zredukowanych do najgłębszego opróbo-

wanego poziomu wodonośnego (tu: -2202 m n.p.m., rejon Pogórskiej Woli) z uwzględnieniem zmian gęstości spowodowanych mineralizacją według algorytmu Szczepańskiego (1990). Przedstawiony na ryc. 3 obraz pola hydrodynamicznego wskazuje, że największe ciśnienia oraz korzystne warunki przepływu („rozrzedzenie” hydroizopiez) panują w strefie Jury Krakowskiej, co potwierdza, iż jest to główny obszar zasilania tej części basenu. Z ryc. 3 wynika, że zasilanie zbiornika ma miejsce również od strony SE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, gdzie utwory górnej jury mają swoje wychodnie powierzchniowe i podczwartorzędowe.

Interesujące jest stwierdzenie przepływów wód od strony Karpat na N ku dolinie Wisły, przy utrudnionych jednakże warunkach przepływu. Genezę tych przepływów można tłumaczyć istnieniem wspólnego systemu hydrogeologicznego cenomańsko-jurajskiego, przy znacznie różnicowanych warunkach przepływu w obu zbiornikach. Występujące w obrębie basenu cenomańskiego bardzo korzystne parametry zbiornikowe oraz ich regionalny zasięg powodują, że strumień wód wykazuje jednolity trend: początkowo o kierunku wschodnim, skręcającym następnie na południe (Barbacki i in., 2001a). Z kolei niejednorodność hydrauliczna utworów górnej jury prowadzi do rozgałęzienia strumienia płynów o różnych kierunkach i oporach przepływu. Zazwyczaj większe opory przepływu w tych utworach, przy jednocześnie silnej więzi obszarów zasilania obu zbiorników doprowadzają do tego, że w tym samym otworze ciśnienie złożowe wód cenomańskich może wykazywać wyższe wartości niż ciśnienie wód jurajskich (przykładowo w strefie Dobczyc ciśnienia złożowe wód cenomańskich są ok. 20 MPa, a wód jurajskich 15 MPa). Taki układ ciśnień złożowych wskazuje, że tam gdzie kończy się zasięg zbiornika cenomańskiego (strefa Myślenice-Łakta) wody cenomańskie mogą przechodzić do zbiornika jurajskiego i migrować w kierunku północnym (przepływ wód w kierunku południowym jest prawdopodobnie ograniczony wskutek gorszych warunków przepływu). Podobny proces zasilania może również zachodzić w strefach wyklinowania utworów doggerskich (kontakt hydrauliczny typu erozyjno-transgresywnego według Szczepańskiego, 1990).

Charakterystyczne w rozkładzie pola hydrodynamicznego są tutaj trzy strefy o wyraźnie utrudnionych warunkach przepływu, których przebieg jest zgodny z przebiegiem osi niecki. Znaczne spadki ciśnień zredukowanych mogą świadczyć o istnieniu wzdłuż tych stref barier dla przepływów wód, bądź o obecności stref drenażu. Wskazują na to słabe przypływy wód do otworów oraz niskie położenie zwierciadła swobodnego (Włoszczowa IG-1: -999 m p.p.t., Skalbierz 4: -236 m p.p.t., Tarnów 10: -250 m p.p.t.). Regionalny trend tych anomalii jest zgodny z osią niecki i pokrywa się ze strefą regionalnego obniżenia powierzchni piezometrycznej Kazimierza Wielka-Tarnów zlokalizowanego wzdłuż osi synklinorium i postulowanego przez Oszczyk (Oszczyk, 1981). Należy jednak zaznaczyć, że cytowany rozkład ciśnień odnosi się do łącznego poziomu cenomańsko-turońskiego wraz ze stropowymi poziomami górnej jury, co nie pozwala na szukanie ścisłych analogii.

W ogólnym obrazie rozprawy wód są zauważalne również przepływy w kierunku doliny Wisły i Dunajca oraz słabiej zaakcentowane w kierunku doliny Nidy.

## Warunki termiczne basenu górnourajskiego

Ze względu na znaczną miąższość kompleksu górnej jury, przekraczającą we wschodniej części obszaru nawet 1000 m (rejon Dąbrowy Tarnowskiej) — różnica pomiędzy temperaturą utworów stropowych i spągowych może przekraczać nawet 20°C. Biorąc to pod uwagę oraz uwzględniając aspekt użyteczny analizie poddano głównie temperatury wód jurajskich, przy czym w przypadku kilku poziomów wodonośnych w danym otworze jako reprezentatywną przyjęto temperaturę poziomu o największej wydajności (ryc. 4).

Informacje odnośnie temperatur wód i utworów jurajskich pochodzą z danych literaturowych (Jurkiewicz i in., 1973–1999; Plewa, 1994; Moryc, 1970a, b, 1976; Sokołowski, 1995), danych PGNiG S.A. oraz analiz własnych. Temperatury utworów stropowych i spągowych kompleksu górnej jury w przybliżeniu odpowiadają odpowiednio temperaturom utworów cenomańskich i doggerskich, ze względu na ich niedużą miąższość (Barbacki i in., 2001a, b).

Północno-zachodnia część analizowanego obszaru charakteryzuje się najniższym gradientem geotermicznym utworów górnej jury. Przykładowo w otworze Milianów IG-1: dla utworów kimerydu wynosi on ok. 1°C/100 m, dla utworów „astartu” 1,5°C/100 m i oksfordu 1,83°C/100 m (Jurkiewicz i in., 1974a). Utwory jury położone w tej strefie na głębokości 200–750 m p.p.t. wykazują temperatury od 15 do ok. 21°C. Jeszcze niższy gradient geotermiczny 0,9°C/100 m stwierdzono w otworze Boża Wola IG-1 (Jurkiewicz i in., 1993), a w otworze Biała Wielka IG-1 jest on niemal równy zero w całym kompleksie jurajskim od 164 m do 691 m p.p.t. (Plewa, 1994). Dodatką anomalię termiczną stanowi tutaj strefa otworów: Pągów IG-1 — Włoszczowa IG-1 — Węgleszyn IG-1 (Jurkiewicz i in., 1974b, 1976b, 1990). Temperatury utworów stropowych (kimeryd) w otworze Pągów IG-1 wynoszą ok. 25°C na głębokości 632 m, a utworów spągowych (oksford dolny) 47°C na głębokości 1370 m. Średnia wartość gradientu geotermicznego wynosi tutaj zatem ok. 3°C/100 m (w otworze Węgleszyn IG-1 — 2,8°C/100 m). Strefa występowania tej anomalii pokrywa się z anomalią ciśnień zredukowanych (ryc. 3) wskazującą na obszar ograniczonych przepływów i wymiany wód. Związane jest to z gorszymi parametrami zbiornikowymi utworów stropowych (głównie kimerydu) i z pojawieniem się marglistych facji uszczelniających ten kompleks od wpływów powierzchniowych.

Nieco bardziej na SE w rejonie Jędrzejowa (otwór Jędrzejów IG-1, Jurkiewicz i in., 1999) uszczelniająca rola margli kimerydu w połączeniu z głębokim zaleganiem kompleksu (986–1805 m) powoduje, że utwory te i zawarte w nich wody osiągają najwyższe temperatury w tej części niecki miechowskiej (do 50°C).

Na obszarze zapadliska przedkarpackiego regionalny trend temperaturowy związany jest głównie ze wzrostem głębokości zalegania kompleksu górnej jury w kierunku południowym. Główne strefy dodatnich anomalii temperatury wód związane są ze strefami złóż węglowodorów: Partynia-Podborze (38–40°C na głębokości ok. 800 m), Mędrzechów-Smęgorzów, Tarnów (60°C na głębokości ok. 1900 m), Grobla-Pławowice (36°C na głębokości ok. 800 m).



Strefa Żółczy (ryc. 4) również stanowi dodatnią anomalie termiczną (Plewa, 1994), gdzie utwory stropowe (kimeryd) wykazują temperatury 25°C na głębokości 390 m, a spągowe 56°C na głębokości 1300 m, przy gradiencie geotermicznym 3,3°C/100 m. Wysokie temperatury wód, ok. 36°C na głębokości 1010 m notowano również w otworze Trzonów 2, gdzie wartość gradientu geotermicznego do tej głębokości wynosi 2,6°C/100 m (ryc.1) oraz w otworze Czarkowy 2 (29°C na głębokości 650 m).

Średni gradient geotermiczny do stropu utworów górnej jury w tej strefie zapadliska przedkarpackiego wynosi ok. 2,0°C/100 m, a dla samego kompleksu górnej jury ok. 2,5°C/100 m. W strefie Karpat średni gradient geotermiczny do stropu kompleksu wynosi ok. 3,5°C/100 m i ma wartość zbliżoną do wartości gradientu w obrębie samego kompleksu (np. w otworze Sufczyn 1; Moryc, 1976).

Na uwagę zasługuje ujemna anomalia geotermiczna w strefie „zatoki gdowskiej” (otwór Liplas 2, 10 km na W od Bochni — ryc. 4), gdzie na głębokości 1030 m temperatura wód jurajskich wynosiła zaledwie 20°C (przypuszczalna strefa tektoniczna z dopływem wód powierzchniowych).

### Skład chemiczny wód górnourajskich

Zróznicowane warunki przepływu, niejednorodność litologiczna ośrodków oraz duża miąższość kompleksu górnej jury mają swoje odbicie również w rozkładzie stopnia mineralizacji wód (Oszczypko, 1981).

Objawia się to poprzez znaczne zróżnicowanie mineralizacji nawet w bliskich otworach, na podobnych głębokościach (np. w strefie złoża węglowodorów Grobla).

Regionalna prawidłowość ma miejsce jedynie w zachodniej i południowej części obszaru. W części zachodniej obejmującej obszar intensywnego krasu (por. ryc. 1) wody wykazują duże wysłodzenie, a ich mineralizacja nie przekracza zwykle 1g/l (tab.1). Część południowa obejmująca brzeżną strefę nasunięcia karpackiego i północną część Karpat charakteryzuje się z kolei mineralizacją wód ok. 100 g/l, wskazującą na ograniczoną w tej strefie wymianę wód. Na obszarze zapadliska przedkarpackiego wody złożowe mają mineralizację wynoszącą 10–40 g/l, przy czym mineralizację z górnej części tego zakresu (30–40 g/l) stwierdzono głównie w rejonie złóż węglowodorów (Grobla–Pławowice, Smęgorzów, Podborze, Dąbrowa Tarnowska).

Badania chemizmu wód górnourajskich prowadzone przez Państw. Inst. Geol. (m.in.: Jurkiewicz i in., 1973–1999; Kotlicki, 1971; Pich, 1978; Rózkowski i in., 1991) oraz Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo (m.in. Moryc, 1970a,b; 1976) wskazują, że w NW strefie niecki miechowskiej występują według klasyfikacji Sulina wody głównie typu SO<sub>4</sub>–Na (otwory Biała Wielka IG–1, Milianów IG–1, Secemin IG–1) oraz HCO<sub>3</sub>–Na (otwory Pągów IG–1, Boża Wola IG–1). Z kolei wzdłuż osi niecki miechowskiej na linii otworów: Węgleszyn IG–1, Potok Mały IG–1, Książ Wielki IG–1, Trzonów 2, Kazimierza Wielka 4 i Tarnów 10, oraz na obszarze zapadliska przedkarpackiego i Karpat przeważają wody typu Cl–Ca. Anomalie wśród wód typu Cl–Ca w strefie zapadliska stanowią wody typu Cl–Mg stwierdzone w strefie Solec–Ostrów–Czarkowy oraz wody typu SO<sub>4</sub>–Na stwierdzone w strefie Skalbmierz–Kazimierza Wielka

(rejon otworów Solec 3 i Ostrów 1 oraz Kazimierza 4, ryc.1).

Ważnym wnioskiem jest stwierdzenie, iż ok. 25% analizowanego obszaru obejmuje słodkowodną strefę zbiornika jurajskiego. Jest to jednocześnie główna strefa dopływu wód do zbiornika, korzystnych parametrach zbiornikowych oraz strefa, gdzie wartości temperatur wód znajdują się w zakresie 15–20°C i w niewielkim stopniu zależą od głębokości w całym interwale utworów jurajskich.

### Potencjalne możliwości wykorzystania wód górnej jury dla celów geotermii

Zestawienie parametrów hydrogeologicznych przedstawione w tab.1 wskazuje, że na obecnym etapie rozpoznania tej części basenu jedynie strefa otworu Pogórska Wola 15 (miejsowość Machowa, ryc. 4, otwór nr 27), stwarza możliwości bezpośredniego wykorzystania wód dla celów grzewczych. Pozostałe strefy obszaru wykazują bądź nieduże wydajności ujęć, bądź zbyt niskie temperatury wód. W rejonie Tarnowa (strefa złoża gazu Tarnów oraz rejon otworów Pawężów 1 i 5, Żdźary 10, Wola Rzędzińska 1) temperatury wód pozwalają wprowadzić na bezpośrednie wykorzystanie wód jurajskich, jednak brak danych dotyczących wydajności z tych stref nie pozwala na ich jednoznaczną ocenę (należy również zauważyć, że tabela 1 obejmuje otwory ze stwierdzonymi samowypływami wód natomiast warunki występujące w ww. strefie złoża Tarnów są subartezyjskie). W rejonie Brzeska (otwory Sufczyn 1, Jadowniki 6, Porąbka Uszewska 5) temperatury wód również umożliwiają bezpośrednie wykorzystanie ich do celów grzewczych, lecz niskie wydajności charakterystyczne dla obszaru Karpat ograniczają te możliwości do przypadku niewielkich obiektów (ryc. 4).

Generalnie jednak wody zbiornika górnourajskiego należy traktować przede wszystkim jako potencjalne źródło energii dla systemów pomp ciepła — szczególnie w zachodniej części analizowanego obszaru. W tym kontekście dokonano oszacowania potencjalnej mocy termicznej możliwej do uzyskania z tych wód w systemach pomp ciepła zakładając schłodzenie ich do standardowej temperatury 5°C (tab. 1). W zestawieniu mocy wyraźnie zaznacza się unikalność strefy otworu Biała Wielka IG–1 wynikająca z anomalnie dużej wartości samowypływu. Strefa dużych wydajności wód zgodnie z zasięgiem skrasowiaków utworów jury (ryc. 1) oraz rozkładem pola hydrodynamicznego (ryc. 3) — kontynuuje się przypuszczalnie dalej na SE przez miejscowość Szczekociny w kierunku otworu Węgrzynów IG–1 (Jurkiewicz i in., 1973) — aż do granicy występowania intensywnych zjawisk krasowych w rejonie Miechowa. Dodatkowym walorem tej strefy jest mineralizacja wód, która umożliwia jednootworową eksploatację energii cieplnej, przy jednoczesnym wykorzystaniu wód do celów konsumpcyjnych.

W rejonie Krakowa korzystne warunki wykorzystania ciepła wód górnourajskich istnieją w rejonie Wyciąża (strefa wschodnia miasta, m.in. otwór Wyciąże 6, ryc. 1, tab.1) oraz w strefie Słomniki–Łuczyce–Zielona–Tropiszów, gdzie samowypływy wód oraz ich temperatury mogą zapewnić moce cieplne odpowiednio: 0,73 MW; 2,37 MW; 0,6 MW; 0,5 MW i 2,4 MW.

## Literatura

- BARAN U. & GLINIĄK P. & JAWOR E. & URBANIEC A. 1999 — Perspektywiczność kompleksu górnej jury w rejonie Bochnia–Dębica w świetle badań sejsmicznych i wyników geologiczno-złożowych. Przemysł Naftowy i Nauka Razem w XX w. Karpacka Konf. Nauk., Raba Wyżna: 85–94.
- BARBACKI A.P. 1991a — Zasady stosowania analiz stratygraficznych w poszukiwaniach naftowych. Metodyka prognozowania i poszukiwania złóż kopalin płynnych na tle geodynamiki Europy Środkowej. Mat. Konf., Zakopane: 1–48.
- BARBACKI A.P. 1991b — Warunki występowania i zasady poszukiwań złóż ropy naftowej i gazu ziemnego w obrębie pałapek stratygraficznych. Technika Poszukiwań Geologicznych-Geosynoptyka i Geotermia, 3–4: 1–12.
- BARBACKI A.P. 1994 — Analiza facji sejsmicznych w obrębie węglanowej sekwencji jurajskiej centralnej strefy przedgórz Karpat. Nafta–Gaz, 4: 144–153.
- BARBACKI A.P. & KAZANOWSKA A. 2001a — Cenomański wody geotermalne zapadliska przedkarpackiego i obszarów przyległych. Prz. Geol., 49: 544–550.
- BARBACKI A.P. & KAZANOWSKA A. 2001b — Środkowo jurajska formacja geotermalna centralnej części zapadliska przedkarpackiego i obszarów przyległych. Prz. Geol., 49: 894–900.
- BURZEWSKI S.W. 1969 — Strukturalne warunki jury olkusko-wolbromskiej jako brzegowe dla hydrodynamiki złóż naftowych niecki niżańskiej. Kom. Nauk Geol. PAN, Pr. Geol., 61.
- DĄBROWSKA Z. & DEMBOWSKA J. & MALINOWSKA L. 1973 — Budowa Geologiczna Polski, T. I, Stratygrafia.cz. 2, Mezozoik–Jura górna: 32–389, Instytut Geologiczny.
- DUDEK J. 1980 — Warunki geologiczno-strukturalne pałapek i parametry złożowe górnej jury w zapadlisku przedkarpackim. Pr. Inst. Gór. Naft. i Gaz., 37.
- GA DZICKA E. 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (pod red. R. Dadleza, S. Marka & J. Pokorskiego). Państw. Inst. Geol., tabl.: 51–52
- GLINIĄK P. & LASKOWICZ R. & URBANIEC A. 2001 — Obecność skał zbiornikowych w późnourajskich utworach węglanowych z uwzględnieniem ich rozwoju facjalnego w rejonie Zawada–Łękawica. Nafta–Gaz, 11: 597–606.
- GÓRECKI W. 1995 — Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Towarzystwo Geosynoptyków GEOS, AGH, Kraków.
- JAWOR E. 1970 — Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. Acta Geol. Pol., 20: 709–762.
- JURKIEWICZ H. & MASZOŃSKA D. & SZCZERBA A. & WOIŃSKI J. 1973 — Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego. Węgrzynów IG–1. z. 7. Instytut Geologiczny.
- JURKIEWICZ H. & KANIA Z. & MASZOŃSKA D. & SZCZERBA A. 1974a — Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego. Milianów IG–1. z. 21. Instytut Geologiczny.
- JURKIEWICZ H. & MASZOŃSKA D. & WOIŃSKI J. 1974b — Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego. Węgleszyn IG–1. z. 19. Instytut Geologiczny.
- JURKIEWICZ H. & SZCZERBA A. & WOIŃSKI J. 1976a — Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego. Jaronowice IG–1. z. 34. Instytut Geologiczny.
- JURKIEWICZ H. & MASZOŃSKA D. & WOIŃSKI J. 1976b — Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego. Pagów IG–1. z. 33. Instytut Geologiczny.
- JURKIEWICZ H. & MARKIEWICZ D. 1980 — Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego. Potok Mały IG–1. z. 51. Instytut Geologiczny
- JURKIEWICZ H. & KRÓLIKOWSKA-MASZOŃSKA D. 1990 — Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. Włoszczowa IG–1. z. 70. Państw. Inst. Geol.
- JURKIEWICZ H. & MASZOŃSKA B. & SZCZERBA A. 1991a — Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. Biała Wielka IG–1. z. 74. Państw. Inst. Geol.
- JURKIEWICZ H. & KANIA-CIOPIŃSKA W. & SZCZERBA A. 1991b — Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. Książ Wielki IG–1. z. 71. Państw. Inst. Geol.
- JURKIEWICZ H. & WOIŃSKI J. 1993 — Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. Boża Wola IG–1. z. 76. Państw. Inst. Geol.
- JURKIEWICZ H. & MASZOŃSKA B. 1994 — Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. Secemin IG–1. z. 77. Państw. Inst. Geol.
- JURKIEWICZ H. & MASZOŃSKA D. 1995 — Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. Brzegi IG–1. z. 80. Państw. Inst. Geol.
- JURKIEWICZ H. & KANIA Z. 1999 — Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. Jędrzejów IG–1. z. 92. Państw. Inst. Geol.
- KONARSKI E. 1974 — Oksford i kimeryd przedgórz Karpat polskich. Kwart. Geol., 18: 117–131.
- KONIOR K. 1978 — Ogólna analiza paleostrukturalna i charakterystyka skał zbiornikowych wypiętrzenia rzeszotarskiego i obszarów sąsiadujących. Kom. Nauk. Geol. PAN, Pr. Geol., 112: 3–63
- KOSZARSKI A. 1995 — Tradycja a nowoczesność w interpretacji warunków powstania wapieni górnej jury krakowskiej — sesja terenu 1, IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Mat. Konf., Kraków.
- KOTLIŃSKI S. 1971 — Chemizm wód podziemnych południowo-zachodniej części niecki miechowskiej. Biul. Inst. Geol., 249: 65–133.
- KRUCZEK J. 1972 — Dolomityzacja wapieni malmu a możliwości poszukiwawcze profilu Dąbrowa Tarnowska–Tarnów. Nafta, 2: 49–54.
- KOLAGO C. & PŁOCHNIEWSKI Z. 1991 — Budowa Geologiczna Polski, T. VII, Hydrogeologia pod red. Malinowskiego J., Region niecki miechowskiej (niżańskiej). Państw. Inst. Geol.: 150–157.
- KUTEK J. 1968 — The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts. (Central Poland), Part I — Stratigraphy. Acta Geol. Pol., 18: 493–586.
- KUTEK J. & MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 1984 — Late Jurassic biogeography in Poland and its stratigraphical implications. International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Copenhagen, 3: 743–754.
- MATYJA B. A. 1977 — The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., 27: 41–63.
- MATYJA B. A. & GUTOWSKI J. & WIERZBOWSKI A. 1989 — The open shelf–carbonate platform succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the SW margin of the Holy Cross Mts.: stratigraphy, facies, and ecological implications. Acta Geol. Pol., 39: 29–48.
- MORYCOWA E. & MORYC W. 1976 — Rozwój utworów jurajskich na przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej–Szczucina. Roczn. Pol. Tow. Geol., 46: 231–267.
- MORYC W. 1970a,b — Katalog Wierceń Górnictwa Naftowego–Geonafta, t. I, cz. 3, 4.
- MORYC W. 1976 — Katalog Wierceń Górnictwa Naftowego–Geonafta.
- MACURDA D.B. 1988 — Seismic facies analysis. Geoquest International Inc. Houston, USA.
- NIEMCZYCKA T. & BROCHWICZ-LEWIŃSKI W. 1988 — Rozwój górnourajskiego basenu sedymentacyjnego na Niżu Polskim. Kwart. Geol., 32: 137–154.
- OSZCZYPKO N. & TOMAŚ A. 1976 — Przedortortoiska rzeźba przedgórz Karpat między Krakowem a Dębicą oraz jej wpływ na sedymentację miocenu. Roczn. Pol. Tow. Geol., 46: 525–548.
- OSZCZYPKO N. & TOMAŚ A. 1978 — Charakterystyka własności zbiornikowych osadów jurajskich na przedgórzu Karpat środkowych. Kwart. Geol., 22: 585–600.
- OSZCZYPKO N. 1981 — Wpływ neogeńskiej przebudowy przedgórz Karpat na warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne zapadliska przedkarpackiego. Biul. Inst. Geol., 325: 5–87.
- PICH J. 1978 — Chemizm wód podziemnych w środkowej części zapadliska przedkarpackiego. Biul. Inst. Geol., 312: 129–190.
- PLEWA S. 1994 — Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wydawnictwo CPPGSMiE, PAN, Kraków: 1–138.
- RADWAŃSKA U. 1999 — Lower Kimmeridgian echinoids of Poland. Acta Geol. Pol., 49: 287–364.
- RÓŻKOWSKI A. 1991 — Budowa Geologiczna Polski, T. VII, Hydrogeologia pod red. Malinowskiego J., Region krakowsko-śląski: 157–177.
- RUTKOWSKI J. 1989 — Budowa Geologiczna regionu Krakowa. Prz. Geol., 37: 302–308
- SILVER B. A. 1983 — Subsurface exploration stratigraphy. The Institute for Energy Development, Oklahoma City, USA.
- SOKOŁOWSKI J. 1995 — Geothermal provinces and basins in Poland. Polish Geothermal Ass. Pol. Acad. Sci, Kraków: 1–124.
- STEMULAK J. & JAWOR E. 1963 — Wgłębna budowa geologiczna przedgórz Karpat w obszarze na zachód od Dunajca i Wisły. Kwart. Geol., 7: 169–184.
- SZCZEPAŃSKI A. 1990 — Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego (objaśnienia tekstowe), praca zbiorowa pod red. Górecki W., ISE, AGH, Kraków: 123–134.
- TARKOWSKI R. 1985 — Uwagi o stratygrafii i paleogeografii dolnego i środkowego oksfordu okolic Krakowa. Kwart. Geol., 29: 383–394.
- ZDANOWSKI P., BASZKIEWICZ A. & GREGOSIEWICZ Z. 2001 — Analiza facjalna utworów najwyższej jury i kredy dolnej rejonu Zagorzyc. Prz. Geol., 49: 161–179.