

Badania mineralogiczno-petrograficzne skał zbiornikowych wód termalnych z otworu Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1

Józef Chowaniec*, Beata Kępińska**, Janusz Mazurek**, Maciej Pawlikowski**,
Danuta Poprawa*

Badania mineralogiczne i petrograficzne pozwalają na lepsze poznanie genezy składu chemicznego wód termalnych. Profil otworu Bukowina Tatrzańska obejmuje utwory czwartorzędu (0–4 m), paleogenu podhalańskiego (4–2225 m) i serie mezozoicznego podłoża (2225–3780 m). Średnia wartość gradientu termalnego na Podhalu waha się od 1,9–2,1 °C/100 m. Na podstawie materiału z głębokich wierzeń udokumentowano obecność horyzontu termalnego w tym rejonie. Temperatury gorących wód osiągają 86 °C (rejon Bańskiej). Całkowita mineralizacja wód termalnych jest relatywnie niska i wynosi do 3 g/dm³. Wody są głównie typu: SO₄-Cl-Na-Ca lub HCO₃-Ca-Mg, z niewielką ilością siarkowodoru. Skały mezozoiku (kreda, jura, trias) są reprezentowane głównie przez wapienie, margle i różnego rodzaju wapienie zdolomityzowane. Skały te nie wiele generacji żyłek węglanowych zawierających niekiedy ziarna siarczków (ryc. 2, 3) i ślady węglowodorów. Badania mineralogiczne płytek cienkich rdzeni sugerują m.in. występowanie interesującej mineralizacji siarczkowej w podłożu niecki podhalańskiej, zwłaszcza w pobliżu Tatr.

Słowa kluczowe: basen podhalański, wody termalne, mineralogia skał zbiornikowych

Józef Chowaniec, Beata Kępińska, Janusz Mazurek, Maciej Pawlikowski & Danuta Poprawa — **Mineralogical and petrographical investigations of thermal waters' reservoir rocks from Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 well (southern Poland).** Prz. Geol., 47: 1096–1100.

Summary. In this paper there are presented the results of geological, thermal and mineralogical investigations of cores coming from the well Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 (Podhale Basin, S-Poland; fig. 1). The obtained data showed the presence of Tertiary rocks up to the depth 2225.0 m. These rocks are represented by claystones, mudstones as well as various sandstones. Deeper up to 3780.0 m one can observe Mesozoic rocks. The average geothermal gradient within the Podhale Basin is in the range of 1.9–2.1 °C/100 m. The presence of thermal horizon was there confirmed by deep boreholes at all Podhale depression. The temperatures of the hot water are there up to 86 °C (region of Bańska). The TDS of thermal waters is relatively low (3 g/dm³). The waters represent mainly SO₄-Cl-Na-Ca or HCO₃-CO-Mg types and contain traces of H₂S. Mesozoic rocks (Cretaceous, Jurassic, and mostly Triassic) are represented by limestones, marls and various types of dolomitized limestones. They are cut with several generations of veins filled up with carbonates containing sometime grains of sulphides and traces of hydrocarbons (figs. 2, 3). Mineralogical analysis of thin sections of rocks suggest presence of interesting sulphide mineralization in the Podhale Basin, which can be partly connected with hydrothermal processes.

Key words: Podhale Basin, thermal waters, mineralogy of reservoir rocks

Dotychczasowe badania podłoża niecki podhalańskiej dotyczyły przede wszystkim problematyki hydrogeologicznej (dynamika, chemizm, termika wód podziemnych) i zagadnień strukturalno-tektonicznych (np. Chowaniec, 1989; Chowaniec & Poprawa, 1995; Chowaniec i in., 1997a, 1997b; Kępińska, 1995, 1997; Małecka, 1981; Pawlikowski i in., 1997; Sokołowski, 1973; Sokołowska & Sokołowski, 1991; Sokołowski, 1992; Sokołowski i in., 1996). Były one prowadzone głównie na podstawie danych pochodzących z kilkunastu otworów wiertniczych wykonanych w obszarze niecki podhalańskiej od końca lat pięćdziesiątych do 1997 r. Mniejszą uwagę zwracano na mineralogię i petrografię skał zbiornikowych wód termalnych. Niżej artykuł, który powstał we współpracy PIG OK i IGSMiE PAN, prezentuje nowe dane o mineralogii i procesach geochemicznych zachodzących w podhalańskim basenie termalnym, uzyskane na podstawie badań rdzeni wiertniczych z otw. Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 (wcześniej otwór ten miał symbol PIG-1). Badania mineralogiczne i petrograficzne skał zbiornikowych przyczynia się także do dalszego poznawania genezy i składu chemicznego zawartych w nich wód termalnych.

Planowana jest dalsza prezentacja wyników badań skał zbiornikowych z innych otworów na Podhalu, w których stwierdzone zostały wody termalne (Chochołów PIG-1, Furmanowa PIG-1).

Budowa geologiczna rejonu badań

Otwór Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 został wykonany na stoku Wierchu Wysokiego, w sąsiedztwie ronda Na Klinie w Bukowinie Tatrzańskiej. Rejon ten znajduje się we wschodniej części Pogórza Spisko-Gubałowskiego, w osiowej partii niecki podhalańskiej (ryc. 1).

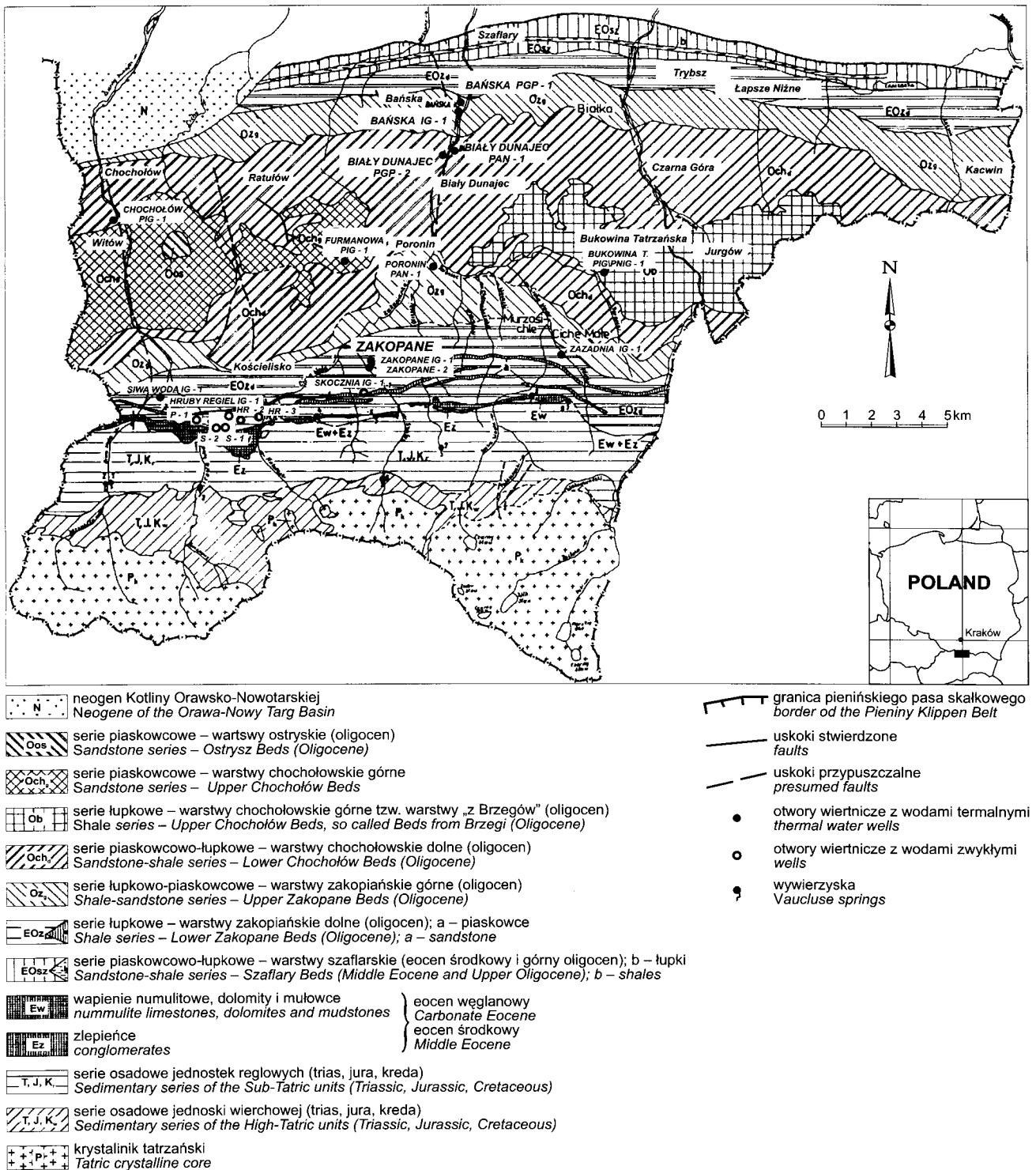
Pogórze Spisko-Gubałowskie jest zbudowane z utworów fliszu podhalańskiego (eocen górny–oligocen), podścielonych serią eocenu węglanowego (eocen środkowy). Podłoże paleogenu podhalańskiego stanowią jednostki mezozoiczne (trias–kreda), w przeważającej części typu tatrzańskiego (regłowe i wierchowa). W niektórych fragmentach podłoża paleogenu obecne są jednostki nie stwierdzone w Tatrach, znane natomiast z wystąpień w innych rejonach Karpat wewnętrznych na Słowacji. Określa się je jako jednostki typu manińskiego (jura–kreda), a dotychczas na Podhalu stwierdzono je w otworze Poronin PAN-1 i Bańska IG-1 (Jaromin i in., 1992).

W rejonie Bukowiny Tatrzańskiej profil fliszu reprezentowany jest przez warstwy z Brzegów (facjalna odmiana warstw chochołowskich), a poniżej przez warstwy zakopiańskie (Watycha, 1959). W omawianym otworze nie stwierdzono najstarszych we fliszu warstw szałarskich, niewykluczone natomiast, że ich dystalne partie mogą zalegać w rejonie tego otworu (analogicznie, jak w otworze Poronin PAN-1; Jaromin i in., 1992).

Zasadnicze znaczenie dla wglębnej tektoniki rejonu Podhala ma system uskoków o głębokim założeniu i często

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

**Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią, ul. J. Wybickiego 7, 30-950 Kraków



Ryc. 1. Mapa geologiczna Podhala (bez utworów czwartorzędowych) według Chowańca, 1989
Fig. 1. Geological map of the Podhale Region (by Chowańiec, 1989)

regionalnym przebiegu (ryc. 1). Uskoki są związane genetycznie z górną kredą (przemieszczanie i nasuwanie jednostek mezozoicznych), a część z nich została reaktywowana lub powstała w neogenie (Mastella, 1975). W utworach fliszu nad tymi dyslokacjami rozwinęły się antykliny, synkliny i uskoki. W efekcie, we współczesnym obrazie głębokiej budowy niecki podhalańskiej i jej podłoża można wyróżnić wiele bloków, oddzielonych regionalnymi strefami uskoku o południkowym lub diagonalnym prze-

biegu, różniących się m.in. głębokością zalegania stropu mezozoiku (Kępińska, 1997). Otwór w Bukowinie jest położony w obszarze ograniczonym od zachodu strefą dyslokacyjną Zakopianki-Białego Dunajca, a od wschodu — strefą Jurgowa-Trybsza (ryc. 1). Jest to obszar w części południowej podniesiony w stosunku do przylegających do niego rejonów. W jego obrębie dużą rolę odgrywa strefa dyslokacyjna Zgorzeliska, wzdłuż której na powierzchni obserwuje się fleksuralne ułożenie warstw fliszowych, a jej



Ryc. 2. Czarne, idiomorficzne kryształy pirytu w brzeżnej strefie żyłki węglanowej zapelniającej szczelinę jednego z systemów pęknięć; jura, głęb. 3120 m. Mikroskop polaryzacyjny, nikole skrzyżowane

Fig. 2. Black idiomorphic crystals of pyrite at peripheral zone of calcitic vein filling up the fissure of system of cracks, Jurassic, depth 3120 m. Polarizing microscope, crossed polars

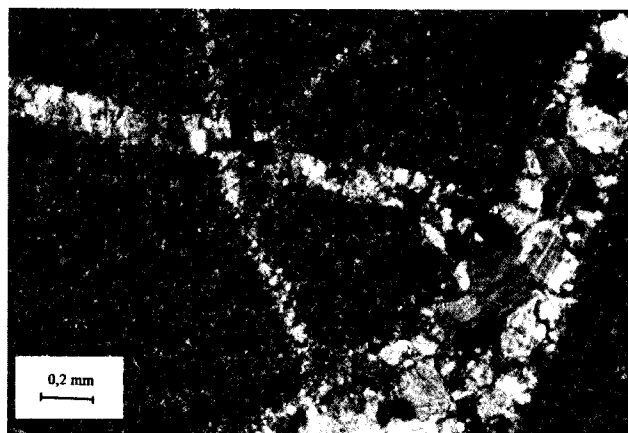
zrzut w części przytatrzańskiej szacuje się na 300–600 m. Strefa ta ogranicza od wschodu tzw. elewację Koszystej — w której trzon granitowy Tatr i pokrywające go jednostki osadowe sięgają dalej ku północy niż w otaczających je bezpośrednio obszarach (Mastella & Ozimkowski, 1979; Pepol, 1972).

W obrębie podhalańskiego systemu geotermalnego strefy uskoków, towarzyszące im spękania i zeszczeliniowania skał, jak również zbrekcjonowanie utworów mezozoicznych (zwłaszcza dolomitów i wapieni triasu), będące efektem transportu tektonicznego podczas formowania płaszczowin i ruchów pionowych, mają podstawowe znaczenie w kształtowaniu cech hydrogeologicznych skał złożowych, warunków krążenia wód i ciepła, a niekiedy, ich dopływie z głębszych partii (Kepińska, 1995, 1997).

Warunki geotermalne

Średnia wartość gradientu geotermicznego dla Podhala wynosi 1,9–2,1°C/100 m. Strumień ciepły oszacowano na 55–60 mW/m² (Plewa, 1994; Sroka, 1991). Główny poziom wód termalnych jest związany z połączonymi pod względem hydrogeologicznym utworami eocenu środkowego i mezozoiku (triasu środkowego). Poziom ten stwierdzono w wielu otworach na Podhalu, w tym także odwierconych w latach 1988–1992, zgodnie z opracowanym wcześniej projektem (Sokołowski i in., 1987; Sokołowska & Sokołowski, 1991).

Szczegółowa charakterystyka wód termalnych tego rejonu była przedmiotem wielu odrębnych opracowań i publikacji (np. prace syntetyczne: Chowaniec i in., 1997a, 1997b; Kepińska, 1995, 1997; Małecka, 1981; Sokołowski, 1992). Ogólnie, główny poziom wód termalnych jest rozprzestrzeniony w podłożu całej niecki. Strop tego poziomu obniża się generalnie z południa na północ, od ok. 1000 m p.p.t. w rejonie Zakopanego, poprzez 1800 m w rejonie Poronina do ponad 2600 m p.p.t. w rejonie Bańskiej. Miąższość skał zbiornikowych jest zmienna, na ogół znaczna (kilkadziesiąt–kilkaset m). Wydajność wód, niemal we wszystkich przypadkach w warunkach artezyjskich, waha się w zakresie kilku do 270 m³/h (Chowaniec i in., 1997b). Temperatury złożowe dochodzą do 80–100°C (rejon Białego Dunajca–Bańskiej), natomiast w rejonie otworu Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 na głęb. 2–2,5 km można



Ryc. 3. Żyłki węglanowe wypełniające system różnowiekowych pęknięć w wapieniu triasowym; głęb. 3680 m. Mikroskop polaryzacyjny, nikole skrzyżowane

Fig. 3. System of carbonate veins filling up fissures at various age in Triassic limestone; depth 3680 m. Polarizing microscope, crossed polars

je oszacować na ok. 60–70°C. Temperatury mierzone na wypływie dochodzą do 82–93°C. Mineralizacja ogólna wód jest niska i nie przekracza 3g/dm³. Wody reprezentują przeważnie typ SO₄-Cl-Na-Ca lub HCO₃-Ca-Mg, zawierają często niewielkie ilości siarkowodoru. Obszarem zasilania w głębszych poziomach wodonośnych jest masyw tatrzański. Przepływ wód odbywa się generalnie na północ, a następnie NW i NE. Taki rozkład kierunków warunkuje położona na północy izolująca bariera pienińskiego pasa skałkowego. Lokalnie kierunki przepływu są modyfikowane, m.in. wskutek istnienia w głębszych uskoków i zróżnicowania litologiczno-tektonicznego skał (jak ma to miejsce również w rejonie Bukowiny Tatrzańskiej).

Wody termalne są współcześnie w zdecydowanym udziale infiltracyjnymi wodami meteorycznymi, które pochodzą z ostatniego interglacjału (Nowicki, 1992) i holocenu (Chowaniec i in., 1997a). W niektórych fragmentach złoża zawierają domieszkę starszych wód. Również takiego wieku są wody termalne stwierdzone w otworze w Bukowinie Tatrzańskiej.

Należy zauważyć, że zasadnicze elementy współczesnego systemu geotermalnego Podhala, decydujące o warunkach zasilania i przepływu wód, temperaturach w głębszych, tektonice, itp., kształtowały się w neogenie i czwartorzędzie. Wcześniej natomiast, podczas wieloetapowej i złożonej genezy tego rejonu jako orogenu alpejskiego, panowały inne warunki geologiczne, złożowe i hydrotermalne (Kepińska, 1997).

Dane ogólne o otworze Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1

Otwór Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 (końcowa głęb. 3780 m) został wykonany w latach 1990–1992. Był to jeden z sześciu głębokich odwiertów zrealizowanych zgodnie z *Projektem badań geologicznych...* (Sokołowski i in., 1987). Projekt ten zainicjował zakrojone na szeroką skalę badania i prace zmierzające do praktycznego wykorzystania wód termalnych na Podhalu. Otwór w Bukowinie Tatrzańskiej miał za zadanie rozpoznanie w głębszej budowy geologicznej niecki podhalańskiej i serii mezozoicznych, nawiercenie poziomu wód termalnych i określenie jego parametrów. Założono, że w przyszłości wejdzie on w skład dubletu otworów eksploatacyjnych, dostarczających energii geotermalnej do centralnego ogrzewania i dla innych zastosowań w rejonie tej miejscowości.

W otworze przeprowadzono wiele obserwacji i badań. Pobra-
no również rdzenie wiertnicze, które stanowiły przedmiot wielu
specjalistycznych analiz. Do takich należą też badania mineralo-
giczne i petrograficzne, których wyniki zawarto w artykule.

Profil geologiczny otworu Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1

Otwór Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 przewiercił cienką
warstwę utworów czwartorzędu (0–4 m), profil utworów paleo-
ogenu podhalańskiego (4–2225 m) oraz nawiercił serie mezozo-
icznego podłoża niecki podhalańskiej (Chowaniec & Poprawa,
1995). Profil otworu przedstawia się następująco:

0,0–4,0 m	gлина zwietrzelinowa, szara z okruchami piaskowców drobnoziarnistych (czwar- torzęd),
4,0–150,0 m	łupki popielate z wkładkami piaskow- ców drobnoziarnistych stalowoszarych, zbitych — warstwy chochołowskie gór- ne tzw. warstwy z Brzegów (oligocen),
150,0–575,0 m	piaskowce drobno- i średnioziarniste stalowoszare, zbite, przekładane pakie- tami łupków szarych — warstwy cho- chołowskie dolne (oligocen),
575,0–1220,0 m	łupki popielatoszare z wkładkami pia- skowców drobnoziarnistych popielato- szarych, zbitych — warstwy zakopiańskie górne (oligocen),
1220,0–2215,0 m	łupki popielatoszare przechodzące ku stropowi w ciemnoszare zawierające wkładki piaskowców drobnoziarni- stych, popielatoszarych, zbitych — war- stwy zakopiańskie dolne (eocen górny–oligocen). Na głęb. 1986,0–2041,0 m stwierdzono oli- stolit zbudowany z wapieni jednostki tatrzańskiej,
2215,0–2225,0 m	zlepienie szare zbudowane z otoczków skał węglanowych jednostek tatrza- ńskich — seria węglanowa (eocen środ- kowy),
2225,0–2254,0 m	wapienie dolomityczne i dolomity szare, miejscami ciemnoszare z wkładkami wapieni i margli szarozielonych i czer- wonych (trias środkowy?–górny),
2254,0–2550,0 m	wapienie dolomityczne, ciemnoszare, plamiste (jura)
2550,0–2960,0 m	wapienie dolomityczne, miejscami wapienie margliste oraz dolomity wap- niste, szare (trias środkowy i górny ?),
2960,0–3220,0 m	margle ciemnoszare oraz wapienie i wapienie margliste (jura górna–kreda dolna),
3220,0–3327,0 m	wapienie margliste i margle czerwo- nobrązowe, szare i szarozielone (kajper),
3270,0–3780,0 m	wapienie dolomityczne szare i ciemno- szare (trias środkowy i górny ?).

W otworze Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 skały zbiorni-
kowe wód termalnych znajdują się poniżej głęb. 2215 m, w
węglanowych utworach eocenu środkowego i mezozoiku.

Najważniejszym faktem strukturalnym stwierdzonym w otworze
Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 jest to, że tatrzańskie serie węgl-
anowe wraz z pokrywą osadową jednostki wierzchowej zanurzają się ku
północy pod powierzchnię spagową eocenu węglanowego.

Interpretacja wgłębszej budowy geologicznej i korelacja jed-
nostek geologiczno-strukturalnych wydzielonych w profilu
otworu Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 z jednostkami
odślaniającymi się na powierzchni w Tatrach jest utrudniona
(m.in. z uwagi na znikomą ilość szczątków organicznych w
skałach węglanowych w nielicznych rdzeniach pochodzących z

tego otworu). Z dużym stopniem prawdopodobieństwa można
przyjąć, że serie mezozoiczne przewiercone poniżej spagu utwo-
rów paleogenu (2225,0 m) odpowiadają jednostce reglowej dol-
nej (jednostka krizniańska). Nie wyklucza się jednak
możliwości, że skały węglanowe przewiercone poniżej głęb.
3220,0 m odpowiadają utworom jednostki wierzchowej,
odślaniającym się na powierzchni. Niewątpliwie dalsze badania
biostratygraficzne przyczynią się do szczegółowego wyjaśnienia
stosunku jednostek tatrzańskich występujących na powierzchni do
jednostek wydzielonych w profilu otworu. W paleogenie podhala-
ńskim wydzielono warstwy chochołowskie i zakopiańskie oraz
cienką (10 m) serię eocenu węglanowego stanowiącą spąg fliszu.

Mineralogia i petrografia skał zbiornikowych wód termalnych

Badania mineralogiczno-petrograficzne dotyczyły skał
zbiornikowych wód termalnych, stwierdzonych w otworze
Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 poniżej głęb. 2215 m.
Próbki skał do badań pochodziły z rdzeni wiertniczych pobra-
nych z utworów mezozoicznych z interwału 2225–3780 m.

Znajdujące się wyżej utwory fliszu podhalańskiego (oli-
gocen–eocen górny), są reprezentowane przez skały okru-
chowe od ilowców i łupków, mułowców i piaskowców
drobnoziarnistych do skał grubookruchowych (Skulich,
1995; Olszewska & Wiczorek, 1998). W składzie mineral-
nym tych skał dominuje kwarc, któremu towarzyszą skalenie
potasowe i miki reprezentowane głównie przez muskowiit oraz
okruchy skał starszych (wapienie, wapienie dolomityczne, syde-
ryty i rogowce). Rzadziej obserwuje się okruchy skał metamor-
ficznych: różnego typu gnejsów, mylonitów i kwarcytów. Skład
mineralny pozwala zaliczyć część tych skał do subarkoz. Wśród
skał gruboziarnistych dominują subarenity, rzadziej subwaki lub
waki (Skulich, 1995). W skałach tych przeważa spoiwo typu
porowego, ilaste lub ilasto-węglanowe. W drobniejszych frak-
cjach występuje illit oraz chloryty. Te dwa ostatnie minerały są
głównymi składnikami skał o charakterze ilowców i łupków.

Skały zbiornikowe wód termalnych w omawianym
otworze są reprezentowane głównie przez różnego typu
skały węglanowe, zawierające niekiedy przewarstwienia
margli, rzadziej łupków i ilołupków.

Wapienie i dolomity triasu środkowego i górnego (głęb. 2217–2280 m).
Skały występujące w tym przedziale reprezentują wapienie
mikrytowe, niekiedy mikrytowo-sparytowe, częściowo
zrekrytalizowane i zbrekcjonowane. Ich dolomitizacja jest
nieznaczna i występuje jako pojedyncze lub agregatowe
skupienia wtórnych, niekiedy idiomorficznych-rombo-
edrycznych kryształów dolomitu. Skały są pocięte liczny-
mi żyłami kalcytowymi o zmiennej grubości, z których
część jest rozwinięta w obrębie szwów stylolitowych. W
tym odcinku profilu natrafia się sporadycznie na minerali-
zację siarczkową, która lokuje się w żyłkach kalcytowych.

Wapienie i dolomity triasu środkowego i górnego (głęb. 2301–2931 m).
Skały węglanowe charakteryzują się
zmienną i raczej niezbyt intensywną dolomitizacją. Dominują
różnego typu wapienie o charakterze rekrystalizacyjnym, zbu-
dowane przeważnie z mikrytu w różnym stopniu przekrystal-
izowanego w sparyt. Kalcytowi towarzyszą pojedyncze ziarna
kwarcu, blaszki mik i rozproszone minerały ilaste. Minerały
kruszcowe to piryty, niekiedy markasyt, a lokuje się głównie w
żyłkach kalcytowych. Rzadziej obserwuje się je w formie roz-
proszonej w zasadniczej masie węglanowej.

Dolomitizacja skał jest dosyć słaba i nierównomierna.
Obserwuje się tu horyzonty wapieni, w których występuje
do kilku procent dolomitu. Są one przedzielone horyzonta-
mi, w których wapienie zupełnie pozbawione są dolomitu.

Podobnie jak w wyżej położonych skałach, zaznaczyły się tu intensywne procesy tektoniczne przejawiające się kataklazą i wtórną wieloetapową cementacją spekań.

Skały węglanowe jury górnej i kredy dolnej (głęb. 2931–3198 m). Skały w tej części profilu reprezentowane są przez wapienie i wapienie dolomityczne oraz w mniejszym stopniu dolomityczne wapienie ilaste. Swoimi cechami mineralogicznymi i petrograficznymi nie odbiegają one zasadniczo od skał węglanowych triasu. Występuje tu wiele odmian wapieni mikrytowych, które cechują się zmiennym stopniem rekrystalizacji i zmienną domieszką minerałów ilastych. Górna partia tych skał ma miejscami charakter marglisty. Skały tną liczne żyłki węglanowe, głównie kalcytowe. Są one często wypełnione wieloma generacjami węglanów, którym często towarzyszą siarczki reprezentowane niekiedy przez idiomorficzne kryształy pirytu (ryc. 2) lub rozproszony pigment markasytowy.

Skały węglanowe triasu górnego i środkowego (głęb. 3198–3780 m). Skały te reprezentują wapienie, wapienie margliste i dolomityczne. W triasie górnym (kajper) są to głównie wapienie i wapienie margliste. Niżej, od głęb. 3259 m obserwuje się głównie wapienie dolomityczne o zmiennym stopniu dolomityczności (Chowaniec i in., 1997a).

Odcinek profilu z głęb. 3297 i 3780 m jest reprezentowany pod względem stratygraficznym przez utwory górnego triasu. Z punktu widzenia petrograficznego i mineralogicznego obserwuje się tu w różnym stopniu zdolomityzowane wapienie. Dolomit koncentruje się w wapieniach w formie drobnoziarnistych smug, odmieszkań lub wprysnięć. Okazjonalnie obserwuje się śladowe ilości węglowodorów, które najczęściej koncentrują się w szwach stylolitowych oraz, w mniejszym stopniu, w spekaniach tektonicznych.

Ilość deformacji nieciągłych jest w tej partii utworów triasu zbliżona do ilości takich samych deformacji w triasie z płytszych partii otworu (ryc. 3). Obserwuje się natomiast więcej generacji węglanów wypełniających spekania. Także okruszczowanie siarczkowe, zwłaszcza na kontakcie żyłek węglanowych i wapieni dolomitycznych jest miejscami nieco intensywniejsze.

Wnioski

W mezozoicznych skałach zbiornikowych podhalańskich wód termalnych najstarszym zjawiskiem mineralizacji jest dolomityzacja. Obejmuje ona wyłącznie skały w fazie przed deformacjami tektonicznymi. Dolomit bowiem występuje jako minerał wtórny jedynie w wapieniach. Nie obserwowano go natomiast we wtórnych żyłkach. Mineralizacja ta ma charakter metasomatyczny i nie jest związana z migracją roztworów niosących magnez systemami pęknięć tektonicznych.

Badane skały przeszły wiele etapów tektonicznych oraz hydrotermalnych. Dowodzą tego liczne generacje żyłek kalcytowych zabiżniających pęknięcia. Wraz z mineralizacją kalcytową miała miejsce w tych żyłkach mineralizacja siarczkowa reprezentowana głównie przez piryt oraz w niewielkim stopniu przez chalkopiryt (Sokołowski i in., 1996; Pawlikowski i in., 1997). Mineralizacja siarczkowa koncentruje się na kontakcie żyłek kalcytowych ze skałą macierzystą lub w centralnych partiach żyłek. W pierwszym przypadku mineralizacja siarczkowa odbywała się przed fazą węglanową. W drugim przypadku siarczki strącały się z roztworów hydrotermalnych w końcowej fazie krystalizacji kalcytu.

Obserwacje te dowodzą, że mineralizacja siarczkowa, podobnie jak mineralizacja węglanowa była w badanych

skałach triasu kilkietapowa. Potwierdzają to obserwacje mineralogiczne skał triasu z innych otworów znajdujących się na obszarze niecki podhalańskiej.

Badania wskazują na intensywne i wieloetapowe oddziaływanie zróżnicowanych chemicznie i temperaturowo roztworów hydrotermalnych na skały podłoża niecki podhalańskiej. Nie można wykluczyć, że część z nich może być związana z kolejnymi fazami górotwórczymi orogenezy alpejskiej, które wypiętrzyły Tatry.

Literatura

- CHOWANIEC J. 1989 — Hydrogeologiczne warunki zasilania i przepływu wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych Podhala między Zakopanem a Białym Dunajcem. Arch. Oddz. Karpacki, Państw. Inst. Geol., Kraków.
- CHOWANIEC J., DŁUGOSZ P., DROZDOWSKI B., NAGY S., POPRAWA D., WITCZAK S. & WITEK K. 1997a — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód termalnych niecki podhalańskiej. CAG Państw. Inst. Geol., OK/406/2779.
- CHOWANIEC J., MAŁECKA D. & POPRAWA D. 1997b — Wycieczka B-1. Przew. 68 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane, 2–4 października 1997 r.: 141–164.
- CHOWANIEC J. & POPRAWA D. 1995 — Wyniki poszukiwań wód geotermalnych we wschodniej i zachodniej części Podhala. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., 51: 87–89.
- JAROMIN A., JAMRYCH J., KARDASIŃSKA J., KĘPIŃSKA B., NAGEL J. & WIECZOREK J. 1992 — Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Poronin PAN-1. Geosynoptyka i Geotermia, 3. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków: 5–88.
- KĘPIŃSKA B. 1995 — Temperatura głównego poziomu wodonośnego pola geotermalnego Podhala. Tech. Posz. Geol. Geosynop. Geoter., 34: 3–14.
- KĘPIŃSKA B. 1997 — Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. Studia Rozprawy, Monografie. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków, 48: 5–11.
- MAŁECKA D. 1981 — Hydrogeologia Podhala. Wyd. Geol.: 5–187.
- MASTELLA L. 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. Rocz. Pol. Tow. Geol., 45: 362–392.
- MASTELLA L. & OZIMKOWSKI W. 1979 — Uwagi o budowie geologicznej SE części Podhala. Prz. Geol., 27: 387–393.
- NOWICKI Z. 1992 — Geneza i wiek wód geotermalnych pochodzących z otworu Bańska IG-1. Arch. IGSMiE PAN, Kraków.
- OLSZEWSKA B.W. & WIECZOREK J. 1998 — The Palaeogene of the Podhale Basin (Polish Inner Carpathian) — micropaleontological perspective. Prz. Geol., 46: 721–728.
- PAWLIKOWSKI M., MAZUREK J. & WIECZOREK J. 1997 — Badania mineralogiczno-petrograficzne skał zbiornikowych wód geotermalnych w otw. Białą Dunajec PAN-1. Gospod. Surow. Miner., 13: 231–238.
- PEPOL J. 1972 — Tektonika strefy osiowej synklinorium podhalańskiego w rejonie Bukowiny Tatrzańskiej. Acta Geol. Pol., 22: 393–600.
- PLEWA S. 1994 — Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków: 5–138.
- SKULICH J. 1995 — Wyniki badań petrograficznych w otworze Bukowina Tatrzańska PIG-1. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., 51: 81–84.
- SOKOŁOWSKI J. 1992 — Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Bańska IG-1. Geosynoptyka i Geotermia, 1. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków: 5–122.
- SOKOŁOWSKA J. & SOKOŁOWSKI J. 1991 — Ważniejsze informacje o wynikach badań geotermalnych na Podhalu. TPGGiG, 1–2: 15–20.
- SOKOŁOWSKI J., DOKTÓR S., GÓRECKI W., GRANICZNY M., MYŚKO A., JAWOR E., KARNKOWSKI P., NEY R., NOWOTARSKI CZ., POPRAWA D., SŁUSZKIEWICZ D. & WYSOPAL Z. 1987 — Projekt badań geologicznych określających zasoby i warunki eksploatacji surowców energetycznych w niecce podhalańskiej. Kraków—Warszawa. Arch. IGSMiE PAN, Kraków.
- SOKOŁOWSKI J., PAWLIKOWSKI M. & MAZUREK J. 1996 — Analiza wyników badań mineralogiczno-chemicznych wód geotermalnych z Podhala, dla odtworzenia procesów geochemicznych w systemach geotermalnych. Tech. Posz. Geol. Geosynop. Geoter., 30: 3–8.
- SOKOŁOWSKI S. 1973 — Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. Biul. Inst. Geol., 265: 5–104.
- SROKA K. 1991 — Nowe oznaczenia gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego ziemi w polskiej części Karpat. Zesz. Nauk. AGH, Geof. Stos., 8: 153–162.
- WATYCHA L. 1959 — Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. Prz. Geol., 8: 350–356.