

Wojciech MACHOWSKI
Grzegorz MACHOWSKI
AGH Akademia Górniczo-Hutnicza
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska
Katedra Surowców Energetycznych
al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
e-mail: machow@agh.edu.pl, machog@agh.edu.pl
tel.: (12) 888 37 56, (12) 617 24 30
Katarzyna BIAŁECKA
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Świętokrzyski w Kielcach
ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce
e-mail: katarzyna.bialecka@pgi.gov.pl
tel.: (41) 361 25 37

Technika Poszukiwań Geologicznych
Geotermia, Zrównoważony Rozwój nr 2/2013

OCENA MOŻLIWOŚCI PRACY DUBLETU GEOTERMALNEGO NA STRUKTURZE WIŚNIOWEJ KOŁO STRYŻOWA, JAKO WYNIK MODELOWAŃ DYNAMICZNYCH

STRESZCZENIE

Wynikiem naftowych prac poszukiwawczych w obszarze depresji stryżowskiej (płaszczowina skolska) było odwiercenie w 1991 roku otworu Wiśniowa-1. Na głębokości 3793 m uzyskano przyływ wody o mineralizacji 15,15 g/dm³, wydajności 180 m³/h i temperaturze 85°C. Poziom zbiornikowy stanowią zeszcelinowane piaskowce warstw spaskich (kreda dolna) z anomalnie wysokim ciśnieniem złożowym.

Skonstruowany trójwymiarowy model porowatości efektywnej, przepuszczalności szczelinowej i temperatury, poddano symulacjom z użyciem symulatora Eclipse (Schlumberger). W modelowaniach wykorzystano istniejące otwory wiertnicze: Wiśniowa-1, Szufnarowa-1 i Nawsie-1, oraz zaprojektowany otwór zrzutowy (INJ1), oddalony o 1km na NW od otworu produkcyjnego.

Przeprowadzone modelowania dynamiczne pozwoliły na wyliczenie optymalnej pracy dubletu geotermalnego, gdzie wielkość produkcji otworem Wiśniowa-1 przy jednoczesnym zrzucie tej samej objętości otworem zatłaczającym (INJ1) wyliczono na poziomie 640 m³/dobę. Dla modelu wyjściowego zapewnia ona ciągłość eksploatacji jedynie przy kilku stopniach spadku temperatury produkowanej wody przez okres niemal 50 lat. Wykonano analizę czułości systemu ze względu na różne scenariusze modelu parametrycznego (model pesymistyczny, model wyjściowy i model optymistyczny).

SŁOWA KLUCZOWE

Płaszczowina skolska, warstwy spaskie, dublet geotermalny, modelowanie dynamiczne, symulacje złożowe

* * *

WPROWADZENIE

Otwór badawczo-poszukiwawczy Wiśniowa-1 odwiercono w 1991 roku, w miejscowości Wiśniowa (woj. podkarpackie, pow. strzyżowski) w związku z kontynuacją badań poszukiwawczych za ropą naftową i gazem ziemnym w tym rejonie (rys. 1). W trakcie prac wiertniczych odkryto wody geotermalne w utworach piaszczystych dolnej kredy (warstwy spaskie) na głębokości 3793 m o wydajności 180 m³/h i temperaturze 85°C. Główną przyczyną uniemożliwiającą kontynuowanie wiercenia otworu było anomalnie wysokie ciśnienie, co zmuszało do stosowania ciężkich płuczek o gęstości dochodzącej do 2,4 g/cm³. Odwiert zlikwidowano i zabezpieczono korkami cementowymi, umożliwiającymi w przyszłości przystąpienie do jego rekonstrukcji w celu zagospodarowania wody termalnej dla celów termicznych i balneologicznych (Karnkowski, Jastrzab 1994). Ze względu na wysoką temperaturę wody, dużą wydajność przy anomalnie wysokim ciśnieniu złożowym, wykonano modelowanie dynamiczne pracy dubletu geotermalnego.

1. BUDOWA GEOLOGICZNA

1.1. Tektonika

Rejon Wiśniowej leży w południowym obrzeżeniu płaszczowiny skolskiej zewnętrznych Karpat fliszowych (rys. 1), w obrębie tzw. depresji strzyżowskiej, wypełnionej płasko zalegającymi osadami eocenu–oligocenu, wtórnie zafałdowanymi w otoczeniu odwiertów Wiśniowa-1 i Szufnarowa-1 (rys. 2). Na północ od depresji strzyżowskiej, w brzeżnej części płaszczowiny skolskiej rozciąga się strefa tzw. fałdów ropczyckich, którą buduje miąższy kompleks warstw inoceramowych, poniżej którego występują margle krzemionkowe i utwory starszej kredy (rys. 2). Na południe od analizowanej strefy płaszczowina skolska przykryta jest przez płaszczowiny: podśląską i śląską, górna część jej profilu została rozpoznana odwiertami w rejonie Frysztaka (rys. 2). W podłożu płaszczowiny skolskiej występują fragmenty zmiennej miąższości utworów jednostki zgłębickiej, poniżej również fragmentarycznie rozpoznany jest miocen autochtoniczny (rys. 2). Rozpoznany wierceniami kompleks mezozoiku to głównie utwory jurajskie, podścielone utworami paleozoiku (rys. 2), a w południowej, głębokiej strefie występują prawdopodobnie utwory mezopaleozoiku i paraautochtonu fliszowego (rys. 2).

Strefa Wiśniowej jest stosunkowo dobrze rozpoznana profilami wierceń i profilami sejsmicznymi, ukierunkowanymi głównie na rozpoznawanie gazonośnych osadów miocenu autochtonicznego oraz ropogazonośnych utworów mezopaleozoiku.

1.2. Stratygrafia

Płaszczowina skolska zbudowana jest z fliszowych utworów kredy – paleogenu z facją inoceramową (ropianiecka) i warstwami krośnieńskimi, których stropowa część sięga miocenu (Chowaniec, Górka 2009). Najstarszym ogniwem płaszczowiny skolskiej są mułowce z Bełwina (hoteryw), przykryte formacją łupków spaskich (barrem – cenoman) o miąższości do 200 m (Żytko i in. 1973). W centralnej części płaszczowiny skolskiej, w stropie tej formacji, występują gruboławicowe piaskowce o znacznej miąższości, nawiercone w otworze Kuźmina-1 (Borys i in. 1989). Ponad formacją spaską wyróżnić można kompleksy twardych margli krzemionkowych (późny cenoman–turon) o miąższości do 150 m. Osady wieku kreda górna–paleocen w obrębie płaszczowiny skolskiej reprezentowane są przez grube kompleksy warstw inoceramowych (ropianieckich), piaskowcowo-ilastych. Na osady eocenu składają się: pstre łupki ilaste czerwone i zielone z podrzędnie występującymi cienkimi ławicami piaskowców krzemionkowych oraz zalegające powyżej warstwy hieroglifowe rozwinięte przeważnie jako kompleksy łupkowo-piaszczyste. Najmłodszymi osadami fliszowymi, wieku oligocen–wczesny miocen, jest tzw. seria menilitowo-krośnieńska (Jucha, Kolarczyk 1958). W jej skład wchodzi łupki menilitowe (z piaskowcami kliwskimi), powyżej zalegają warstwy krośnieńskie dolne (z przewagą piaskowców mikowych), natomiast stropowa część serii to warstwy krośnieńskie górne (wczesny miocen).

Reasumując, profil stratygraficzny płaszczowiny skolskiej charakteryzuje łupkowy rozwój niższych ogniw kredy, obecność margli krzemionkowych i warstw inoceramowych, łupkowy rozwój eocenu (łupki pstre), obecność wkładek piaskowców kliwskich w warstwach menilitowych i niezbyt duża miąższość warstw krośnieńskich, pozbawionych na ogół dużych wkładek piaskowcowych (Książkiewicz 1972).

2. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

W trakcie prac wiertniczych w otworze Wiśniowa-1 nawiercono wody geotermalne w utworach piaszczystych dolnej kredy na głębokości 3698 m o wydajności 8 m³/h i na głębokości 3793 m o wydajności 180 m³/h i temperaturze 85°C. Pod względem chemicznym jest to woda zmineralizowana typu Cl-HCO₃-Na. W Karpatach fliszowych na obszarze m.in. płaszczowiny skolskiej rozciąga się zewnętrzna strefa hydrogeochemiczna z wodami o mineralizacji do 150 g/dm³ w głębokich otworach (Chowaniec 2004). Woda z otworu Wiśniowa-1 posiada niższą mineralizację – 15,15 g/dm³, w porównaniu np. z mineralizacją wody z otworu Szufnarowa-1 (39,6 g/dm³) i Nawsie-1 (89 g/dm³).

Na podstawie obliczonych wartości wskaźnika hydrochemicznego Cl⁻/Br⁻ (Macioszczyk 1987) można stwierdzić, że zasolenie wody jest pierwotne i świadczy o izolacji zbiornika termalnego. Zbiornik wody geotermalnej kredy spaskiej traktuje się również jako izolowany, na podstawie pomierzonych gradientów ciśnień w interwale kredy górnej, przyjmujących znacznie niższe wartości. Obserwowane przyływy wody z dwóch ho-

ryzontów kredy górnej, oraz jej temperatury, wskazują na bardziej izolacyjny charakter nadkładu.

3. CHARAKTERYSTYKA ZBIORNIKA

Warstwy spaskie charakteryzują się dużą plastycznością i sypliwością (głównie utwory łupkowe), a piaskowcowe poziomy zbiornikowe wysokimi anomalnymi gradientami ciśnień złożowych (Plezia 1992). Są to piaskowce szare, drobnoziarniste, bezstrukturalne, twarde, nieco wapniste, miejscami zielonoszare, sporadycznie przechodzące w ciemnoszare do czarnych.

W przedstawionych modelowaniach dynamicznych potraktowano utwory kredy spaskiej jako izolowany zbiornik, niepozostający w kontakcie hydraulicznym z utworami nadległymi.

Poddany symulacjom złożowym model strukturalno-parametryczny obejmuje powierzchnię poziomą 125,38 km², a interwał parametryczny obejmujący jedynie utwory kredy spaskiej skupia 2,65 mln bloków obliczeniowych o rozmiarach 100 × 100 × 10 m. Dla dokładnego prześledzenia charakterystyki transportu ciepła i masy wykonano lokalne zagęszczenie modelu 3D w promieniu 1 km wokół otworów dubletowych, dodając tym samym kolejne 0,7 mln bloków. Finalny model obejmował:

- porowatość efektywną,
- przepuszczalność szczelinową,
- rozkład temperatury.

3.1. Parametry zbiornikowe

Parametry zbiornikowe skał w profilu odwiertu Wiśniowa-1, zostały określone laboratoryjnie jedynie dla warstw inoceramowych. Wskazują one na skały zbiornikowe o niskiej bądź średniej pojemności przestrzeni porowo-szczelinowej, potencjalnie gazonośne (Kuśmerek, Semyrka 2003). Cechy zbiornikowe piaskowców spaskich płaszczowiny skolskiej zostały określone na podstawie badań próbek rdzeniowych pochodzących z odwiertów Kuźmina-1 i 2 oraz Dynów-1, zlokalizowanych kilkadziesiąt kilometrów na wschód od analizowanego obszaru. Efektywna porowatość analizowanych próbek wynosi średnio powyżej 5%, nie wykazując praktycznie przepuszczalności (Such, Leśniak 2008). W profilu odwiertu Kuźmina-1 parametry zbiornikowe piaskowców spaskich, pomimo podwyższonych wartości na tle innych kompleksów zbiornikowych, zanikają z głębokością (Machowski, Kuśmerek 2008). Utrata parametrów zbiornikowych przestrzeni międzyziarnowej piaskowców spaskich rekompensowana jest przez szczelinowatość, związaną głównie z mikroszczelinami wpływającymi na ich pojemność zbiornikową i wymierną przepuszczalność (Machowski, Kuśmerek 2008; Such, Leśniak 2008). W przypadku nie opróbowanych warstw spaskich w profilu odwiertu Wiśniowa-1, na podstawie wielkości przyplływów

mediów złożowych, można domniemywać, że ich cechy zbiornikowe są podobne jak we wschodniej strefie płaszczowiny skolskiej.

3.2. Model porowatości i przepuszczalności

Pierwotny model petrofizyczny, oparty na porowatości i przepuszczalności intergranularnej, zaniżał pomierzone wydajności dla otworu Wiśniowa-1. Na podstawie wydajności z interwału otwarcia wyliczono wartości kh [$mD \cdot m$], które posłużyły lokalnej modyfikacji modelu wejściowego (Machowski, Ha Quang 2011; Shaik i in. 2011). Przebudowany model parametryczny przedstawia rozkład wartości porowatości w pobliżu dubletu geotermalnego w granicach 11% i przepuszczalności (średniej) wynoszącej 33 mD.

3.3. Model temperatury

Wykonane w otworze Wiśniowa-1 profilowanie termiczne, pomierzone temperatury wody w czasie erupcji oraz panujący w tym rejonie gradient geotermiczny, posłużyły do konstrukcji trójwymiarowego modelu rozkładu temperatury (rys. 3). Rozkład temperatury przybiera wartości minimalne $73^{\circ}C$ w okolicach otworu Nawsie-1 i maksymalnej równej $119^{\circ}C$ w rejonie największego pograżenia.

W celu wykonania symulacji wykorzystano dodatkowe moduły symulatora Eclipse: TEMP (Mottaghy i in. 2011) – transport ciepła, THCONR – przewodność cieplna skał i płynów, SPECHEAT – pojemność cieplna płynów i SPECROCK – pojemność cieplna skał.

4. MODEL DYNAMICZNY

Modelowanie dynamiczne pracy dubletu geotermalnego zostało opracowane z wykorzystaniem komercyjnego oprogramowania Eclipse 2011.2 (Schlumberger 2011; O'Sullivan i in. 2001; Machowski, Papiernik 2010). Symulator stanowi klasyczne narzędzie do wykonywania modeli pracy złóż węglowodorów, jednakże możliwe modyfikacje parametrów termobarycznych płynów i skał okazują się być wystarczające dla symulacji geotermalnych bez modelowania źródła ciepła.

4.1. Otwory wiertnicze

W trakcie tworzenia modeli dynamicznych autorzy posłużyli się istniejącymi otworami wiertniczymi: Wiśniowa-1 (WIS1 – produkcyjny), Szufnarowa-1 i Nawsie-1, oraz nowo zaprojektowanym otworem (INJ1 – zatłaczający). Otwór INJ1 ma za zadanie stymulować udział zbiornika poprzez podtrzymanie ciśnienia złożowego. Umiejscowiono go w odległości około 1 km na NW od otworu produkcyjnego. Otwory Szufnarowa-1 i Nawsie-1 wykorzystano jako otwory obserwacyjne w trakcie pracy dubletu.

4.2. Założenia symulacyjne

Podstawowe założenia symulacyjne obejmują ciągłą pracę dubletu (WIS1 – INJ1) przy produkcji tej samej objętości gorącej wody o temperaturze 85°C i zrzucie wody wystudzonej do temperatury 25°C. Tak wysoki stopień wystudzenia wody przyjęto dla rozpatrzenia pesymistycznego scenariusza, jakim może być fakt dotarcia frontu zimnej wody z otworu zatłaczającego do otworu produkcyjnego w jak najkrótszym czasie (Blocher i in. 2010; Grant, Bixley 2011; Noorollahi, Ryuichi 2011). Po pięćdziesięciu latach następuje jedynie kilkustopniowy spadek temperatury produkowanej wody. W trakcie symulacji pominięto straty ciepła w rurach wydobywczych. Obliczenia przeprowadzono dla trzech wariantów: 500, 1000 i 2000 m³/dobę z czasem pracy dubletu geotermalnego równym 50 lat. W celu oceny wpływu potencjalnego błędu w konstrukcji modelu statycznego wykonano badanie czułości systemu, rozważając oprócz modelu wyjściowego (*base case*) jeszcze jego opcję pesymistyczną i optymistyczną. Model wyjściowy (najbardziej realny) zdefiniowany jest średnią porowatością (łącznie ze szczelinami) równą 11% i średnią przepuszczalnością 33,4 mD. Model pesymistyczny obejmuje najniższe wartości kalibracyjne w trakcie tworzenia modelu statycznego i zdefiniowany jest przez średnią porowatość równą 6,7% i średnią przepuszczalność 3,46 mD. Z kolei w modelu optymistycznym brano wyższe wartości kalibracyjne, przez co model statyczny obejmuje średnią porowatość równą 11% i średnią przepuszczalność równą 54 mD. Podobne działania zostały wykonane dla oceny udziału zbiornika, gdzie testowano jego różne rozwiązania: Carter Tracy, Fetkovitch, zbiornik ograniczony uskokami od NE (widocznymi na sejsmicie).

Wyliczone podczas wiercenia ciśnienie złożowe w warstwach spaskich wynosi 808–819 bar na głębokości interwału otwarcia 3793 m. Gradient szczelinowania skał powyżej horyzontu złożowego wynosi 0,213–0,216 bar/m, jako maksymalny w trakcie zatłaczania otworem INJ1 (Hassanzadegan i in. 2011). Z uwagi na fakt, że przyptyw nastąpił ze zbiornika porowo-szczelinowego, którego kontakt hydrauliczny związany jest z jego pograżeniem na głębokość niemal 5 km w kierunku SW, należy stwierdzić, że te warunki ciśnienia nie mogą się utrzymać przez dłuższy czas na stałym poziomie. Poprzez analogię do podobnych warunków barycznych w innych otworach nawiercających kredę spaską (m.in. Babica-2) wyliczono zredukowany gradient ciśnienia. Tym sposobem ciśnienie referencyjne na głębokości 3793 m obliczono na wartość 609 bar. Jako ciśnienie zatłaczania – czyli maksymalne ciśnienie w zbiorniku – wyliczono ciśnienie równe 800 bar, będące 10% poniżej wartości szczelinowania utworów kredy górnej (Hassanzadegan i in. 2011).

4.3. Wyniki symulacji złożowych

Modelowania dynamiczne dla objętości 500, 1000 i 2000 m³/d wykazały różne wyniki dla poszczególnych scenariuszy (rys. 4). Produkcja na poziomie 500 i 1000 m³/d jest możliwa do utrzymania we wszystkich scenariuszach przez 50 lat pracy. Produkcja na poziomie 2000 m³/d jest możliwa w modelu wyjściowym i optymistycznym przez 50 lat

pracy instalacji, natomiast nie jest możliwa do uzyskania w modelu pesymistycznym przez okres czasu powyżej jednego roku.

Zrzut wody schłodzonej otworem INJ1, w świetle wyników symulacji, wykazał duże różnicowanie dla poszczególnych scenariuszy zatłaczania (rys. 5, 6, 7). W modelu pesymistycznym możliwe jest zatłoczenie jedynie 4–7 m³/d (rys.5) dla wszystkich wariantów objętościowych (500, 1000 i 2000). Interesujący jest fakt wzrostu ilości zatłaczanej wody wzrastający z wielkością produkcji (500, 100 i 200 m³/d). Wzrost ten jest nieznaczny i można go wyrazić w pojedynczych m³; wynika on z faktu, że z czasem następuje znaczna depresja ciśnienia w otoczeniu otworu produkcyjnego i dochodzi do powolnego „przebiecia” frontu zrzucanej wody w jego kierunku.

Dla modelu wyjściowego i wariantu 500 m³/d możliwe jest zachowanie stałej objętości zatłaczanej wody przez 50 lat (rys. 6). Dla wariantu 1000 i 2000 m³/d istnieje możliwość zachowania najmniejszej, bezpiecznej porcji zatłaczanej wody na poziomie 640 m³/d. Dla wariantu 2000 m³/d w końcowej fazie założonego czasu symulacyjnego ilość ta nieznacznie przekracza 800 m³/d. W modelu optymistycznym ilość możliwej do zatłoczenia wody przekracza 1200 m³/d dla wariantu 2000 m³/d. Dla mniejszych objętości możliwe jest utrzymanie zakładanej objętości (wariant 500 i 1000 m³/d).

Dla wariantu wyjściowego przedstawiono poniżej (rys. 8) rozkład temperatury w trójwymiarowym modelu warstw spaskich po 50 latach pracy dubletu. Ze względu na lepsze parametry przepuszczalności w kierunku północnym od otworu zrzutowego, można zaobserwować przesunięcie frontu schłodzonej wody w tym właśnie kierunku.

WNIOSKI

Bazując na aktualnym modelu strukturalno-parametrycznym struktury złożowej rejonu Wiśniowej przeprowadzono modelowanie dynamiczne zaprojektowanego dubletu geotermalnego. Wyliczono tym samym optymalną wielkość produkcji otworem Wiśniowa-1 (WIS1) przy jednoczesnym zrzucie tej samej objętości otworem zatłaczającym (INJ1), która wynosi 640 m³/dobę (ok. 26,7 m³/h). Dla modelu wyjściowego zapewnia ona ciągłość pracy dubletu przez 50 lat. Przy takim charakterze pracy otworów nie nastąpi przebiecie frontu chłodzonej wody do otworu produkcyjnego.

Badanie czułości systemu złożowego (*sensitivity analysis*) dla różnych scenariuszy (model pesymistyczny – *low case*, model wyjściowy – *base case* i model optymistyczny – *high case*) wskazuje niewielki i znaczący wpływ potencjalnego błędu w modelu parametrycznym na objętość produkowanej i zatłaczanej wody. Decydującą rolę w trakcie pracy dubletu geotermalnego odgrywa anomalnie wysokie ciśnienie złożowe, będące w warunkach pierwotnych blisko ciśnienia szczelinowania zbiornika.

Zabezpieczenie otworu Wiśniowa-1 korkami cementowymi w sposób umożliwiający wykonanie jego rekonstrukcji stwarza perspektywę udostępnienia złoża termalnego w sytuacji pojawienia się odpowiedniego inwestora. Obecny sprzęt wiertniczy pozwala na wy-

konanie rekonstrukcji otworu pomimo tak wysokich ciśnień złożowych, z wykonaniem otworu krzywionego (dla efektywniejszego zrzutu wody) włącznie.

Potencjalne możliwości wykorzystania 26,7 m³/h gorącej wody w okolicy Wiśniowej można odnieść jedynie do lokalnej balneologii i rekreacji.

PODZIĘKOWANIA

Przedstawione w artykule wyniki badań w większości uzyskano w ramach realizacji międzynarodowego projektu badawczego Nr 646/N - Ukraina/2010/0 finansowanego ze środków Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego i zrealizowanego pod nadzorem Narodowego Centrum Nauki w Krakowie oraz prac statutowych Katedry Surowców Energetycznych AGH nr 11.11.140.321. Autorzy dziękują dr. inż. Bartoszowi Papiernikowi za przygotowanie wstępnego modelu parametrycznego rejonu Wiśniowej oraz pracownikom PGNiG S.A. w Jasle za informacje na temat wiercenia otworu Wiśniowa-1 oraz obecnej technologii wiertniczej w przypadku jego rekonstrukcji.

Modelowania dynamiczne oraz strukturalno-parametryczne wykonano w programach Eclipse i Petrel, udostępnionych Akademii Górniczo-Hutniczej przez Schlumberger Information Solutions do realizacji prac naukowo-badawczych (umowa CTT-tt-4_2012_PL).

LITERATURA

- BORYS Z., CISEK B., CZERNICKI J., 1989 — Nowe perspektywy poszukiwań złóż węglowodorów w piaskowcach dolnej kredy jednostki skolskiej w Karpatach. *Nafta*, nr 10–12, 142–147.
- BLOCHER M.G., ZIMMERMANN G., MOECK I., BRANDT W., HASSANZADEGAN A., MAGRI F., 2010 — 3D numerical simulation of hydrothermal processes during the lifetime of a deep geothermal reservoir. *Geofluids*.
- CHOWANIEC J., 2004 — Wody podziemne wschodniej części Karpat i zapadliska przedkarpackiego oraz ich ochrona. LXXV Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Iwonicz Zdrój, 22–25 września 2004 r. Jasło, Kraków, 79–91.
- CHOWANIEC J., GÓRKA A., 2009 — Ocena możliwości rozwoju geotermii na Podkarpaciu. Materiały konferencji naukowo-technicznej nt. „Wiercenia geotermalne – nowe technologie wiercenia i udostępniania wód geotermalnych, oraz perspektywy wykorzystania energii geotermalnej w świetle polityki energetycznej kraju”. Krasieczyn, 14–16 października 2009 r.
- GRANT M.A., BIXLEY P.F., 2011 — *Geothermal Reservoir Engineering*. Elsevier.
- HASSANZADEGAN A., G. BLOCHER., ZIMMERMANN G., MILSCH H., MOECK I., 2011 — Induced Stress in a Geothermal System. *PROCEEDINGS, Thirty-Sixth Workshop of Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford California*.
- JUCHA S., KOTLARCIK J., 1958 — Próba nowego podziału stratygraficznego serii menilitowo-krośnieńskiej. *Nafta* 8, 205–207.
- KARNKOWSKI P., JASTRZĄB M., 1994 — Wody geotermalne w depresji strzyżowskiej Karpat. *Przegląd Geologiczny*, 42, 121–123.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1972 — *Budowa geologiczna Polski. Tom IV*, Wydawnictwo geologiczne, Warszawa.
- KUŚMIEREK J., SEMYRKA R., 2003 — Zmienność cech zbiornikowych przestrzeni porowo-szczelinowej piaskowców karpaccich i ich kwalifikacja naftowa. *Przegląd Geologiczny*, 51(9), 732–743.

- MACHOWSKI G., KUŚMIEREK J., 2008 — Wpływ zeszcelinowania na ropogazoność mikroporowych piaskowców fliszowych. *Kwartalnik AGH Geologia*, t. 34, z. 3, 385–403.
- MACHOWSKI W., PAPIERNIK B., 2010 — Model dynamiczny zatłaczania CO₂ do dolnojurajskich formacji solankowych struktury Budziszewice-Zaosie. *GEOPETROL 2010. Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu*. s. 367–371.
- MACHOWSKI W., HA QUANG M., 2011 — Preliminary analysis of petrophysical parameters of the "W" gas field as an introduction to CO₂. 2nd international geosciences student conference, 9–12 July 2011, Krakow, Poland.
- KUŚMIEREK J., BARAN U., 2013 — Wschodnia część Karpat Polskich. [W:] Górecki W. (Ed.) – Atlas geotermalny Karpat Wschodnich. AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.
- MACIOSZCZYK A., 1987 — Hydrogeochemia. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- MOTTAGHY D., YEH A., MANNINGTON W.I., 2011 — The geothermal project Den Haag: 3D numerical models for temperature prediction and reservoir simulation. Elsevier.
- NOOROLLANHI Y., RYUICHI I., 2011 — Production capacity estimation by reservoir numerical simulation of northwest (NW) Sabalan geothermal field, Iran. Elsevier.
- O'SULIVAN M.J., PRUESS K., LIPPMANN M.J., 2001 — State of the art of geothermal reservoir simulation.
- PLEZIA B., 1992 — Dokumentacja wyników odwiertu poszukiwawczego Wiśniowa-1. Archiwum PGNiG S.A., Jasło.
- SCHLUMBERGER, 2011 — Eclipse 2011.2, Reference Manual. Technical Report, Schlumberger Informations Solutions.
- SHAIK A. R. TRAN N.H., TRAN T., 2011 — Numerical simulation of Fluid-Rock coupling heat transfer in naturally fractured geothermal system. Elsevier.
- SUCH P., LEŚNIAK G., 2008 — Nowe spojrzenie na właściwości zbiornikowe i filtracyjne piaskowców karpaccich. *Kwartalnik AGH Geologia* t. 34, z. 3, 423–444.
- JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., RYŁKO W., 2004 — Geological Map of the Outer Carpathians: Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia (1:200 000). Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- ŻYTKO K. (red.), 1973 — Przewodnik geologiczny „Po wschodnich Karpatach fliszowych”. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1–222.
- ŻYTKO K., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., NEMCOK J., ELIAS M., MENCIK E., DVORAK J., STRANIK Z., RAKUS M., MATEJOVSKA O., 1989 — Geological Map of the Western Outer Carpathians and their foreland without Quaternary formations, 1:500 000. In: Poprawa D. & Nemcok J. (Eds.): *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. Polish Geological Institute, Warszawa.

POTENTIAL OF A GEOTHERMAL DOUBLET ON THE WIŚNIOWA STRUCTURE (OUTER CARPATHIANS, POLAND), BASED ON DYNAMIC MODELLING

ABSTRACT

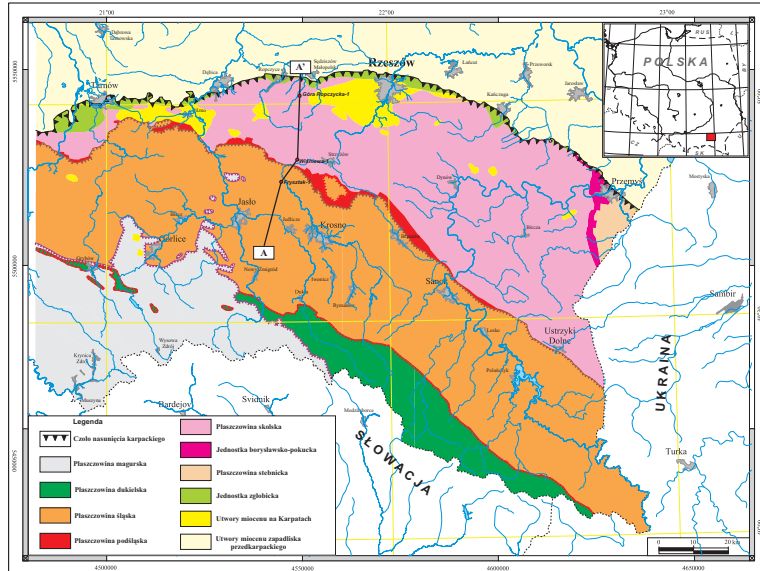
Well Wiśniowa-1 was drilled in 1991 in the Strzyżów Depression (Skole Nappe) for petroleum exploration. At a depth of 3793 m, low-mineralized water was encountered. The water exhibits temperature of 85°C and inflow rate of 180 m³/h. Water reservoir consists of fractured sandstones belonging to the Spas Beds (Lower Cretaceous) and displays anomalously high pressures.

A three-dimensional model of effective porosity, fracture permeability and temperature was constructed and subjected to dynamic simulations using Eclipse simulator (Schlumberger). In modelling process, three existing wells (Wiśniowa-1, Szufnarowa-1, Nawsie-1) and the new designed well (INJ1), located about 1 km to the NW of the production well, were used.

The modelling results have shown that at the level of 640 m³/day of water production and injection the geothermal doublet will work most efficiently. For the base case model, this would ensure a continuous operation with only a few degree drop in the temperature of the produced water over a period of almost 50 years. We have also made sensitivity analysis of the system for various scenarios of the parametric model (low case, base case and high case).

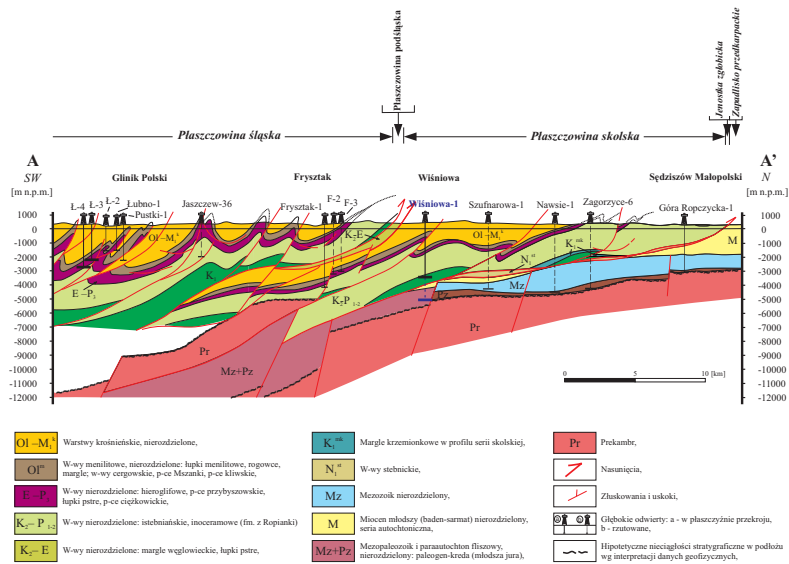
KEY WORDS

Skole Nappe, Spas Beds, geothermal doublet, dynamic modelling, reservoir simulation



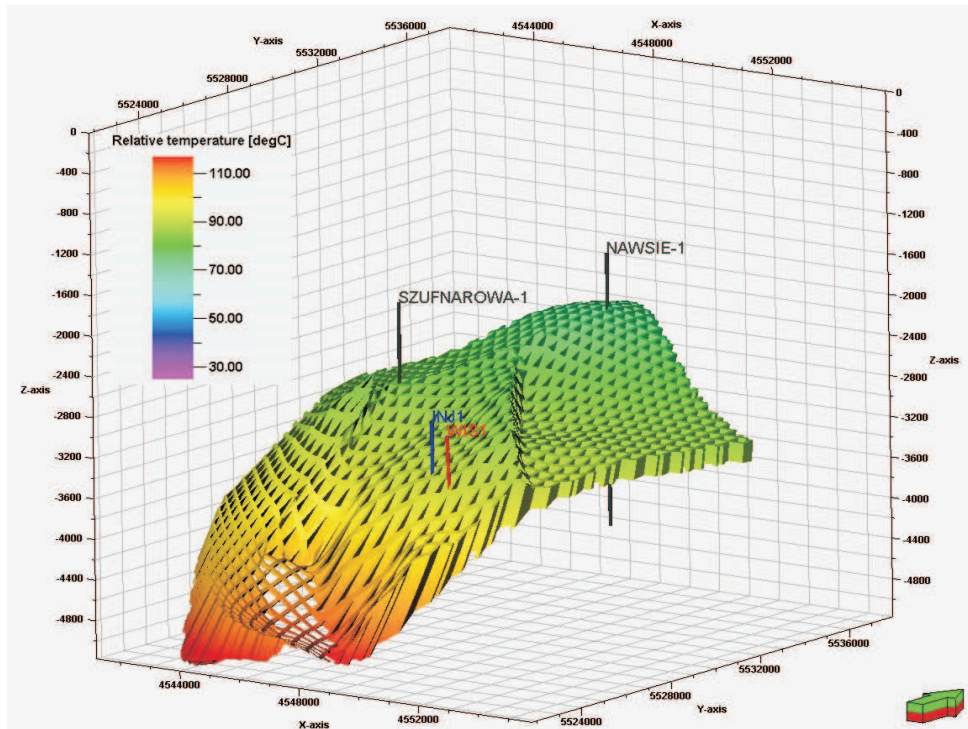
Rys. 1. Szkic geologiczno-strukturalny wschodniej części Karpat polskich (wg Żytko i in. 1989; Jankowski i in. 2004, zmodyfikowany)

Fig. 1. Geological-structural map of the eastern part of Polish Carpathians (modified, based on Żytko et al. 1989; Jankowski et al. 2004)



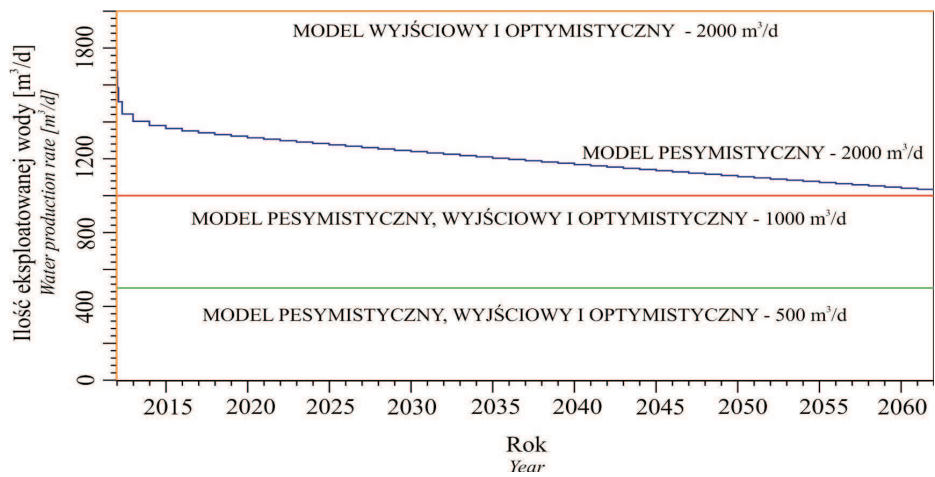
Rys. 2. Fragment przekroju geologicznego przez Karpaty Wschodnie: Wyszowatka-Sędziszów (wg Kuśmierek, Baran 2013, zmodyfikowany)

Fig. 2. Part of the geological cross-section through Eastern Carpathians: Wyszowatka-Sędziszów (modified, based on Kuśmierek, Baran 2013)



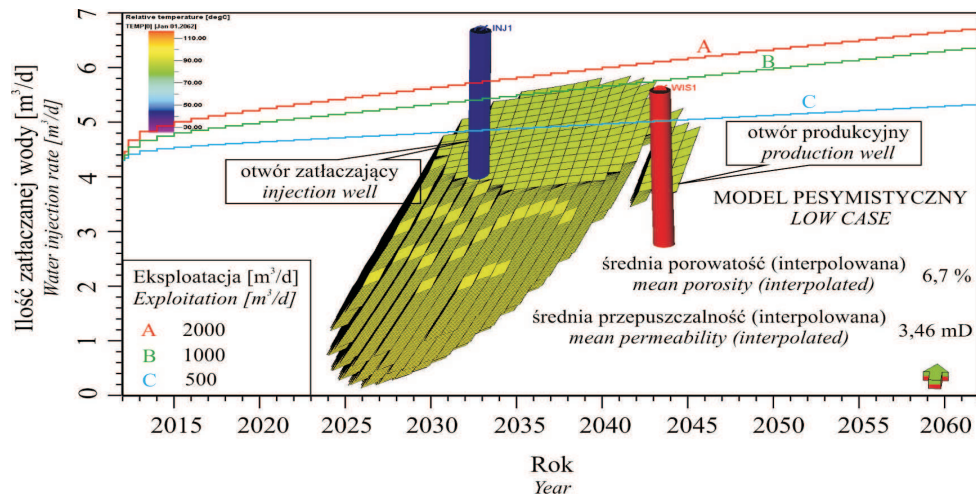
Rys. 3. Diagram płotowy rozkładu temperatury

Fig. 3. Fence diagram of temperature distribution



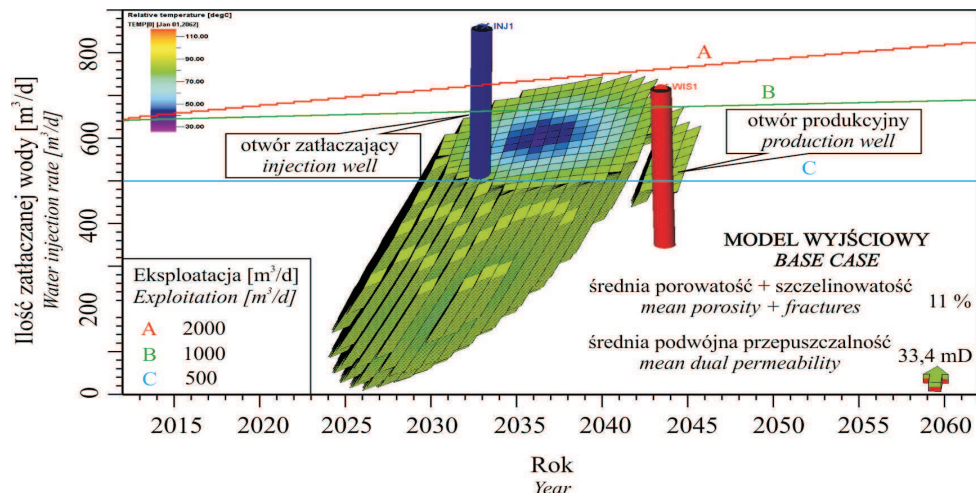
Rys. 4. Produkcja wody w różnych scenariuszach symulacyjnych

Fig. 4. Water production in different simulation cases



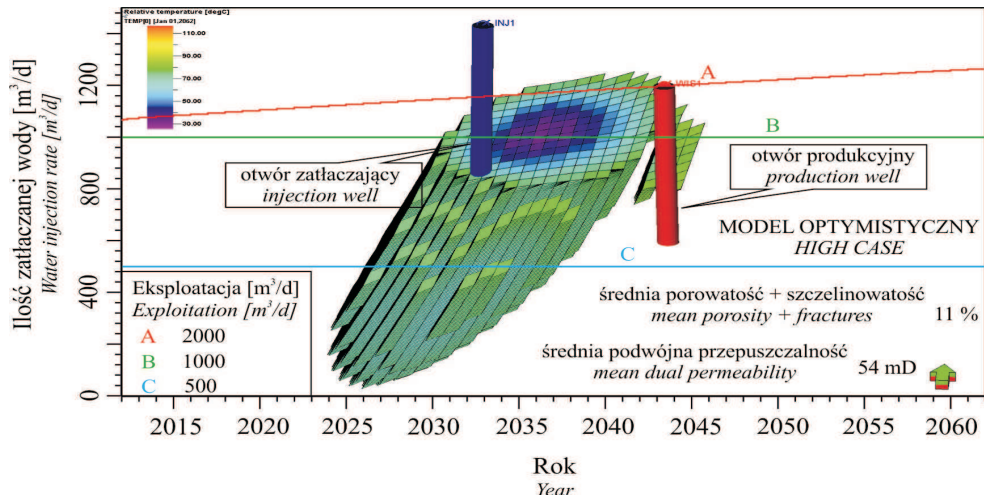
Rys. 5. Zatlaczanie wody w scenariuszu pesymistycznym.
W tle front zimnej wody po 50 latach zatlaczania

Fig. 5. Water injection in low case simulation. Cold water front after 50 years of injection



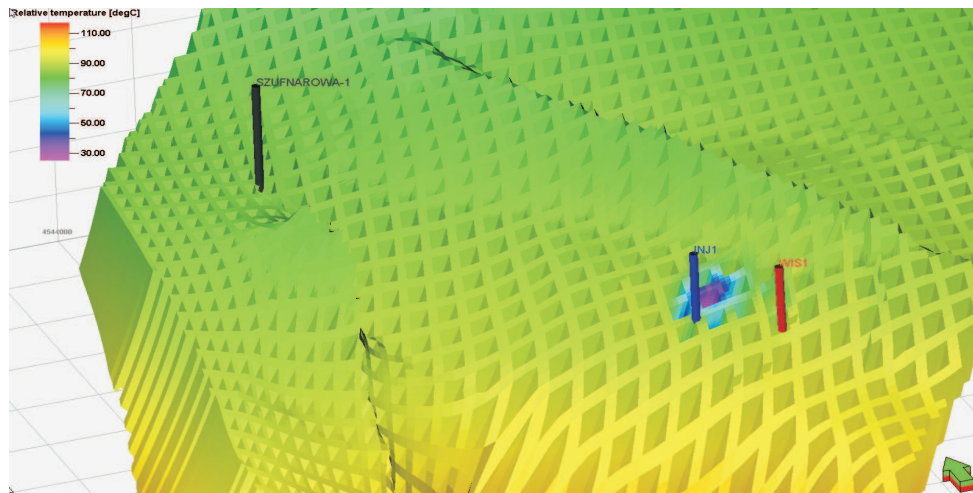
Rys. 6. Zatlaczanie wody w scenariuszu wyjściowym.
W tle front zimnej wody po 50 latach zatlaczania

Fig. 6. Water injection in base case simulation. Cold water front after 50 years of injection



Rys. 7. Zatlaczanie wody w scenariuszu optymistycznym.
W tle front zimnej wody po 50 latach zatlaczania

Fig. 7. Water injection in high case simulation. Cold water front after 50 years of injection



Rys. 8. Rozkład temperatury po 50 latach pracy dubletu geotermalnego – model wyjściowy

Fig. 8. Temperature distribution after 50 years working of geothermal doublet – base case