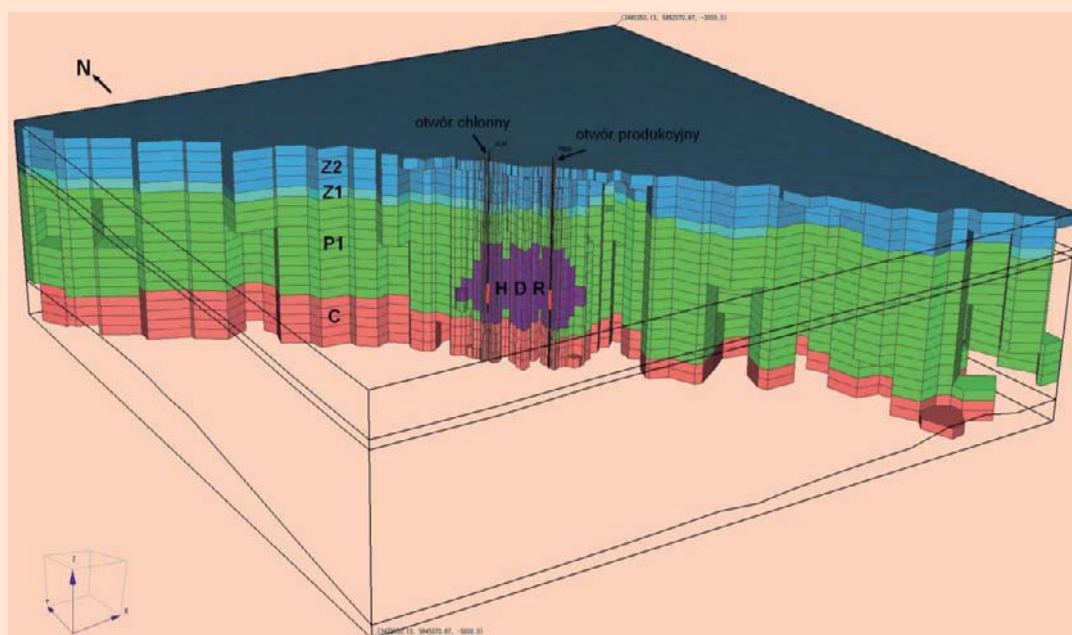


OCENA POTENCJAŁU, BILANSU CIEPLNEGO I PERSPEKTYWICZNYCH STRUKTUR GEOLOGICZNYCH DLA POTRZEB ZAMKNIĘTYCH SYSTEMÓW GEOTERMICZNYCH (HOT DRY ROCKS) W POLSCE



Warszawa/Kraków 2013



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA

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



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA

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

OCENA POTENCJAŁU, BILANSU CIEPLNEGO I PERSPEKTYWICZNYCH STRUKTUR GEOLOGICZNYCH DLA POTRZEB ZAMKNIĘTYCH SYSTEMÓW GEOTERMICZNYCH (HOT DRY ROCKS) W POLSCE



Warszawa/Kraków 2013

Redakcja opracowania (i projekt okładki):

dr inż. Adam Wójcicki (PIG-PIB),

dr inż. Anna Sowiżdżał (AGH),

dr inż. Wiesław Bujakowski (IGSMiE PAN)

Recenzent naukowy:

dr Jan Szewczyk

Opracowanie techniczne:

PIG-PIB

druk i oprawa:

2M s.c., ul. Makowska 139/141, 04-344 Warszawa

Nakład: 50 egz.

ISBN 978-83-7863-263-4

Spis treści

WSTĘP	3
1. Lokalizacja potencjalnych obszarów badawczych dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych (HDR/EGS) na obszarze Polski.....	9
1.1 Obszary badawcze w skałach osadowych	12
1.2 Obszary badawcze w skałach wulkanicznych	17
1.3 Obszary badawcze w masywach krystalicznych	21
2. Wykonanie uszczegóławiających badań geofizycznych na wytypowanych obszarach badawczych.....	28
2.1 Badania magnetotelluryczne	28
2.2 Badania grawimetryczne	35
2.3 Badania magnetometryczne.....	38
3. Wykonanie otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (o głębokości 200 m)	42
4. Badania laboratoryjne na próbkach skał z wytypowanych obszarów	47
4.1 Skały osadowe	47
Analizy petrologiczne prób skał osadowych.....	48
Analizy petrofizyczne prób skał osadowych.....	53
4.2 Skały magmowe	70
Analizy petrologiczne (i chemiczne) prób skał magmowych.....	70
Analizy petrofizyczne prób skał magmowych.....	77
5. Modele geologiczno-geofizyczne wytypowanych obszarów, perspektywicznych dla systemów geotermalnych HDR i/lub EGS	92
5.1 Modele dla skał osadowych.....	92
Opracowanie danych sejsmicznych.....	92

Model strukturalno-parametryczny, oraz hydrogeologiczny i grawimetryczny.....	100
5.2 Modele dla skał wulkanicznych.....	123
5.3 Model dla skał krystalicznych	148
6. Modelowania potencjału dla produkcji energii elektrycznej i ciepłej oraz efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami dla technologii geotermalnych HDR i/lub EGS	161
6.1 Modelowania w skałach osadowych	164
6.2 Modelowania dla skał wulkanicznych	195
6.3 Modelowania dla skał krystalicznych	210
6.4 Podsumowanie prac modelowych	225
Podsumowanie	227
Literatura.....	235
Słownik pojęć.....	243

WSTĘP

(A. Wójcicki, A. Sowizdzał, W. Bujakowski)

Niniejsze opracowanie, powstałe w związku z zakończeniem projektu OCENA POTENCJAŁU, BILANSU CIEPLNEGO I PERSPEKTYWICZNYCH STRUKTUR GEOLOGICZNYCH DLA POTRZEB ZAMKNIĘTYCH SYSTEMÓW GEOTERMICZNYCH (HOT DRY ROCKS) W POLSCE, stanowi realizację jednego z podstawowych celów strategicznych i kierunków działań w zakresie programowania, zamawiania i finansowania prac hydrogeologicznych ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, które zostały sformułowane w dokumencie p.t. „Kierunki badań w dziedzinie geologii surowcowej (na lata 2009 – 2015)”, opracowanym w 2009 r. przez Ministerstwo Środowiska.

Celem przedsięwzięcia było wskazanie na obszarze Polski struktur geologicznych przydatnych dla wykorzystania technologii zamkniętych systemów geotermicznych – Hot Dry Rocks (HDR) lub wzbudzonych/wspomaganych z niewielkim dopływem wód (EGS).

Podstawowym zadaniem realizowanym w ramach projektu było wytypowanie obszarów i struktur geologicznych o najkorzystniejszych warunkach do lokalizacji instalacji typu HDR i/lub EGS w Polsce. Pośrednim celem było wzbogacenie bazy danych o parametrach petrofizycznych skał, w tym o parametrach termicznych, oraz wykonanie badań geofizycznych, które umożliwiły uszczegółowienie prac nad budową przestrzennych modeli kompleksów skalnych w wytypowanych regionach kraju. Badania te były przydatne dla wstępnej oceny możliwości wykorzystania modelowanych struktur, jako potencjalnych miejsc dla lokalizacji obiektów wykorzystujących systemy geotermalne HDR i/lub EGS.

Założeniem wiodącym było przeprowadzenie badań dla trzech różnych kompleksów litologicznych: skał osadowych, skał pokrywy wulkanicznej i masywu krystalicznego. Każdą z wytypowanych struktur badano i modelowano odrębnie, natomiast wnioski odnośnie

gradacji, co do możliwości ich wykorzystania dla potencjalnej instalacji HDR i/lub EGS, przedstawiono we wspólnym podsumowaniu.

HDR & EGS

Rozwijające się w świecie niekonwencjonalne systemy geotermalne (chodzi o projekty badawczo-rozwojowe) to najczęściej wspomniane systemy HDR (od ang. Hot Dry Rock - gorące suche skały) i systemy EGS (od ang. Enhanced Geothermal Systems – wzbudzone/wspomagane słabym przepuszczaniem wód), wykorzystujące ciepło skał zbiornikowych o temperaturze powyżej 100°C.

Koncepcja wykorzystania ciepła gorących suchych skał (HDR) zrodziła się w roku 1970, kiedy to w Laboratorium w Los Alamos zaproponowano metodę wykorzystania energii zakumulowanej w nieporowatych skałach niezawierających wody (Brown i in., 2012). Powstała wówczas idea systemów HDR wykorzystujących ciepło Ziemi w zamkniętych systemach geotermicznych poprzez sztuczne zwiększanie hydraulicznej wydajności zbiornika geotermalnego (**Fig. 1**).

W większości projektów HDR na świecie skałami zbiornikowymi dla zamkniętych systemów geotermicznych są granity, rzadziej spotykane są rozwiązania wykorzystujące energię gorących suchych skał osadowych i wulkanicznych. Prowadzone w USA badania (Tester i in., 2006) pokazują, że część zasobów tego typu związana jest ze skałami osadowymi, które ze względu na głębokość zalegania cechuje jednorodność składu, tak jak w przypadku granitów, ale także wewnętrzna porowatość i przepuszczalność. Ze względu na występowanie w skałach osadowych pewnych ilości wody mówimy wówczas o wykorzystaniu ich energii w systemach EGS (Enhanced Geothermal System). Systemy HDR i EGS mają na celu pozyskanie ekonomicznie opłacalnych ilości ciepła zakumulowanego w skałach o niskiej przepuszczalności i/lub porowatości na obszarach występowania anomalii termicznych (Tester i in., 2006).

Struktury geologiczne przydatne dla geotermalnych technologii HDR lub EGS występują zazwyczaj na głębokościach 3-5 km. Akumulują one ciepło generowane z wnętrza Ziemi i ciepło powstałe w wyniku rozpadu pierwiastków promieniotwórczych zawartych w niektórych minerałach skałotwórczych.

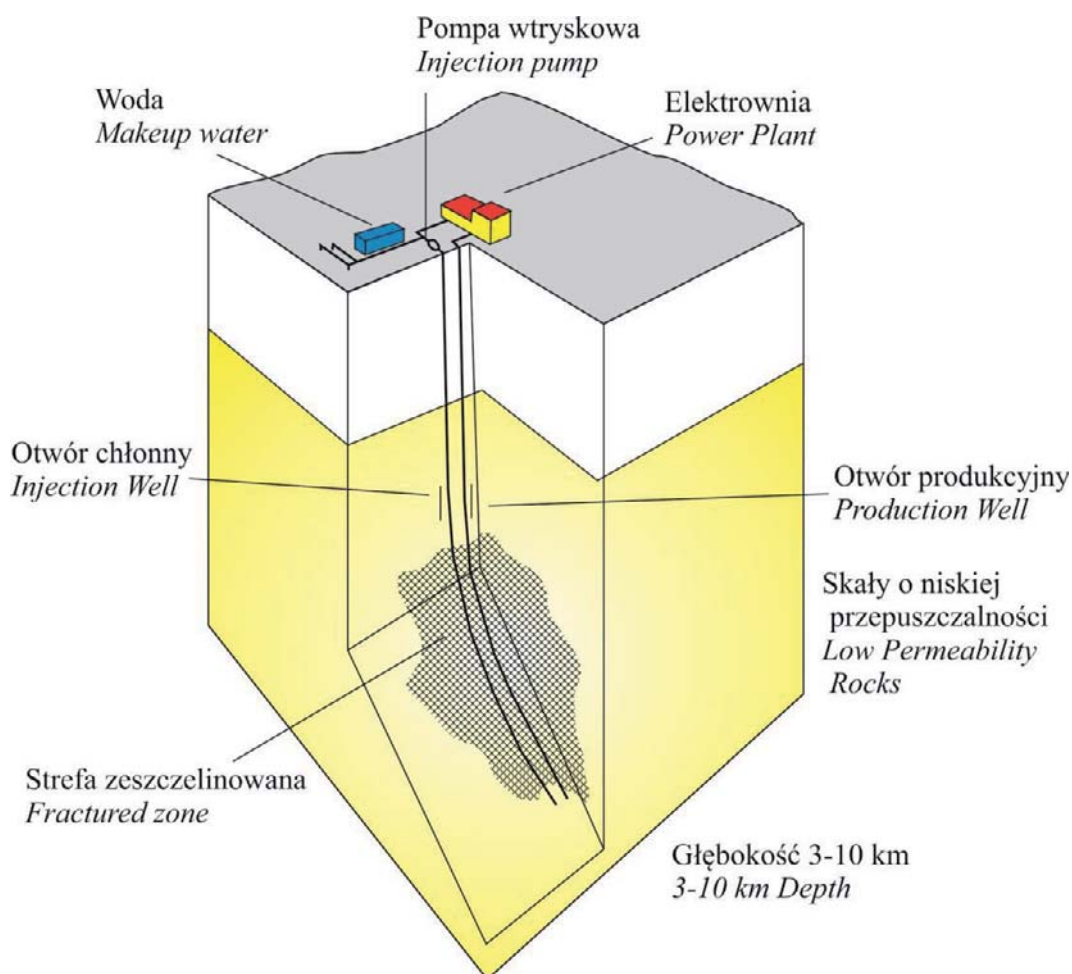


Fig. 1. Schemat wykorzystania energii gorących suchych skał (na podstawie Tester i in., 2006)

W klasycznej geotermii, czyli w systemach hydrogeotermalnych, transport energii geotermalnej następuje na drodze konwekcji poprzez relatywnie szybko przepływającą wodę o dostatecznie wysokiej temperaturze, która występuje naturalnie w porach i/lub szczelinach skały. Dzieje się tak, ponieważ zbiornik, w którym woda przepływa pomiędzy otworem iniekcyjnym a otworem chłonnym, charakteryzuje się dobrą porowatością (szczelinowatością) i przepuszczalnością.

Natomiast w systemach HDR/EGS ciepło ze zeszcelinowanych skał, zajmujących ograniczoną objętość górotworu, ogrzewa w procesie konduktywnym wodę lub inne medium przepływające między otworem chłonnym, a otworem produkcyjnym, wprowadzone tam sztucznie (przynajmniej w przeważającej części) dzięki procesowi szczelinowania (Fig. 1). W przypadku instalacji HDR lub EGS następuje powolny konduktywny dopływ energii do skał strefy produkcyjnej – stąd wymagana jest możliwie najwyższa temperatura oraz wysoka wartość przewodności cieplnej skał.

Jak wspomniano powyżej, projekt Fenton Hill w USA był pierwszą w świecie próbą wykorzystania energii gorących suchych skał (HDR). Otwory zlokalizowano na skraju kaldery Valdes, przy północnym krańcu strefy ryftowej Rio Grande. Celem było rozwinięcie technologii ekonomicznie opłacalnego pozyskiwania energii (zasadniczo elektrycznej) z systemów HDR w obrębie krystalicznych, granitowych/metamorficznych skał podłoża, o odpowiednio wysokiej temperaturze. Dla wykonanego dubletu otworów prowadzono najpierw szczelinowania hydrauliczne w przedziale głębokości 2-3 km (1974), przy temperaturze w otworze rzędu 180 °C. Otwory systematycznie pogłębiano i do roku 1984 osiągnięto głębokość końcową 4,390 m a temperatura na dnie otworu osiągnęła 327°C (Tester *et al.*, 2006).

W oparciu o doświadczenia i wyniki projektu Fenton Hill, w szeregu krajach do 2003 r. uruchamiano kolejne projekty badawczo-rozwojowe, celem rozwinięcia technologii HDR w rozmaitych warunkach geologicznych, zasadniczo w obrębie skał krystalicznych (Tester *et al.*, 2006; Huenges, 2010): Rosemanowes (Wielka Brytania, 1977), Hijiori (Japonia,

1981; na skraju plejstocénskiego wulkanu), Ogachi (Japonia, 1984), Soultz (Francja, 1991) a później także Cooper Basin (Australia, 2003).

Soultz, jedyny europejski projekt HDR spośród wyżej wymienionych, jest zlokalizowany na zachodnim skraju rowu Renu, gdzie występuje stosunkowo wysoki strumień ciepły (Huenges, 2010). Od roku 1991 prowadzono tam szczelinowania hydrauliczne w obrębie skał granitowych, w przedziale głębokości 2-5 km, osiągając na dnie otworu temperaturę około 200 °C (Huenges, 2010), lecz temperatura mierzona na głowicy otworu wynosiła około 160 °C, co dawało moc elektryczną netto 1.2 MW_e (Genter *et al.*, 2012). W obrębie grabenu Renu zlokalizowany jest także najnowszy projekt geotermalny Landau (Schellschmidt *et al.*, 2010), który wykorzystuje system przepuszczalnych stref uskokowych przecinających formacje skał osadowych wapienia muszlowego i pstrygo piaskowca (Dezayes *et al.*, 2007), a także przy-stropową część podłoża zbudowanego z granitów (głębokość do 3,3 km, temperatura na dnie otworów około 160 °C). Jest to kolektor szczelinowy, dla którego prowadzi się dodatkowo szczelinowanie hydrauliczne celem osiągnięcia wyższych przypiływów, umożliwiających uzyskanie mocy elektrycznej do 3 MW_e (Schellschmidt *et al.*, 2010).

W roku 2002 rozpoczęto stymulację hydrauliczną (najpierw w jednym otworze), a od roku 2006 ruszył w pełni projekt badawczy EGS w Gross Schönebeck, w Niemczech, niedaleko Berlina. Badany jest kolektor czerwonego spągowca, znajdujący się w przedziale głębokości 3850 - 4258 m p.p.t. Wspomniany kolektor obejmuje skały wulkaniczne (riolity, andezyty) w dolnej części i skały klastyczne o słabych właściwościach zbiornikowych w górnej części (Huenges, 2010). W rozpatrywanej lokalizacji zaadaptowano, jako otwór iniekcyjny, stary odwiert poszukiwawczy za węglowodorami, a w roku 2006 odwiercono nowy otwór, wykorzystany jako produkcyjny, skrzywiony w obrębie kolektora w kierunku maksymalnego naprężenia poziomego. Odległość pomiędzy otworami w obrębie kolektora wynosi 241-470 m, wzrastając z głębokością (Hassanzadegan *et al.*, 2011), a temperatura na dnie otworu wynosi około 150 °C. Szacowany potencjał do produkcji ciepła i energii elektrycznej wynosi odpowiednio 10 MW_{th} i 0.75 MW_e (wg informacji na

stronie projektu ENGINE), jednakże celem projektu nie jest budowa instalacji geotermalnej, lecz badanie zachowania się płynów w złożu (kolektorze/systemie geotermalnym) i określenie jego parametrów produkcyjnych.

Wspomniany wyżej projekt ENGINE (2006-2008), finansowany przez 6PR UE, był platformą wymiany doświadczeń służb geologicznych, instytutów badawczych i przedsiębiorstw z krajów UE i spoza UE zajmujących się problematyką prac badawczo-rozwojowych w zakresie HDR/EGS. Wynikiem projektu był m.in. podręcznik najlepszych praktyk i propozycje strategii dalszego rozwoju geotermii HDR/EGS w Europie.

1. Lokalizacja potencjalnych obszarów badawczych dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych (HDR/EGS) na obszarze Polski

(A. Sowizdzał, M. Hajto, M. Stefaniuk, P. Targosz, B. Kępińska, H. Kiersnowski, J. Jureczka, M. Karwasiecka, S. Wilk, M. Rolka, A. Wójcicki, W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, B. Tomaszewska)

Charakterystyczną cechą obszaru naszego kraju jest to, że leży on na pograniczu kilku kontynentalnych jednostek geologicznych (Stupnicka, 1997). Fakt ten powoduje, że pomimo występowania bogatych kolektorów wód geotermalnych na znacznej części obszaru Polski, warunki dla rozwoju klasycznej geotermii są raczej przeciętne w porównaniu z innymi krajami (Górecki (red.), 2006a, b).

W przypadku niekonwencjonalnych systemów geotermalnych, decydujące znaczenie mają jedynie warunki termiczne, a więc strumień cieplny i temperatura na określonej głębokości, a w dalszej kolejności własności fizyczne skał, ich podatność na szczelinowanie, itd., co możemy określić dopiero w skali lokalnej, pod warunkiem, że posiadamy potrzebne i wystarczające informacje na ten temat. Dla obszaru Polski charakterystyczny jest obraz warunków termicznych przedstawiony na **Fig. 1_1** (Mapa rozkładu gęstości ziemskiego strumienia cieplnego) i **Fig. 1_2** (Mapa rozkładu temperatury na głębokości 2 km, tzn. typowej głębokości, do której sięga obecnie geotermia konwencjonalna w Polsce). Obraz jakościowy jest w obu przypadkach bardzo podobny i wiąże się właśnie z występowaniem różnych jednostek geologicznych, zbudowanych z różnych typów skał.

Mianowicie, najlepsze warunki termiczne występują na rozległym obszarze w Polsce zachodniej i północno-zachodniej, lokalnie w Polsce centralnej, południowo-zachodniej i południowej. Ponadto, lokalne dodatnie anomalie termiczne (czyli pozytywne) można zauważyć w północnej części Lubelszczyzny oraz w Polsce północno-wschodniej (rejon

Wigier). Częściowo abstrahując od obrazu na obu mapach należy dodać, że lokalne anomalie mogą być związane z wulkanizmem i intruzjami neogeńskimi (np. w rejonie Karkonoszy), czy podwyższoną zawartością pierwiastków promieniotwórczych (być może ma to miejsce w rejonie Wigier, w północno-wschodniej części Polski).

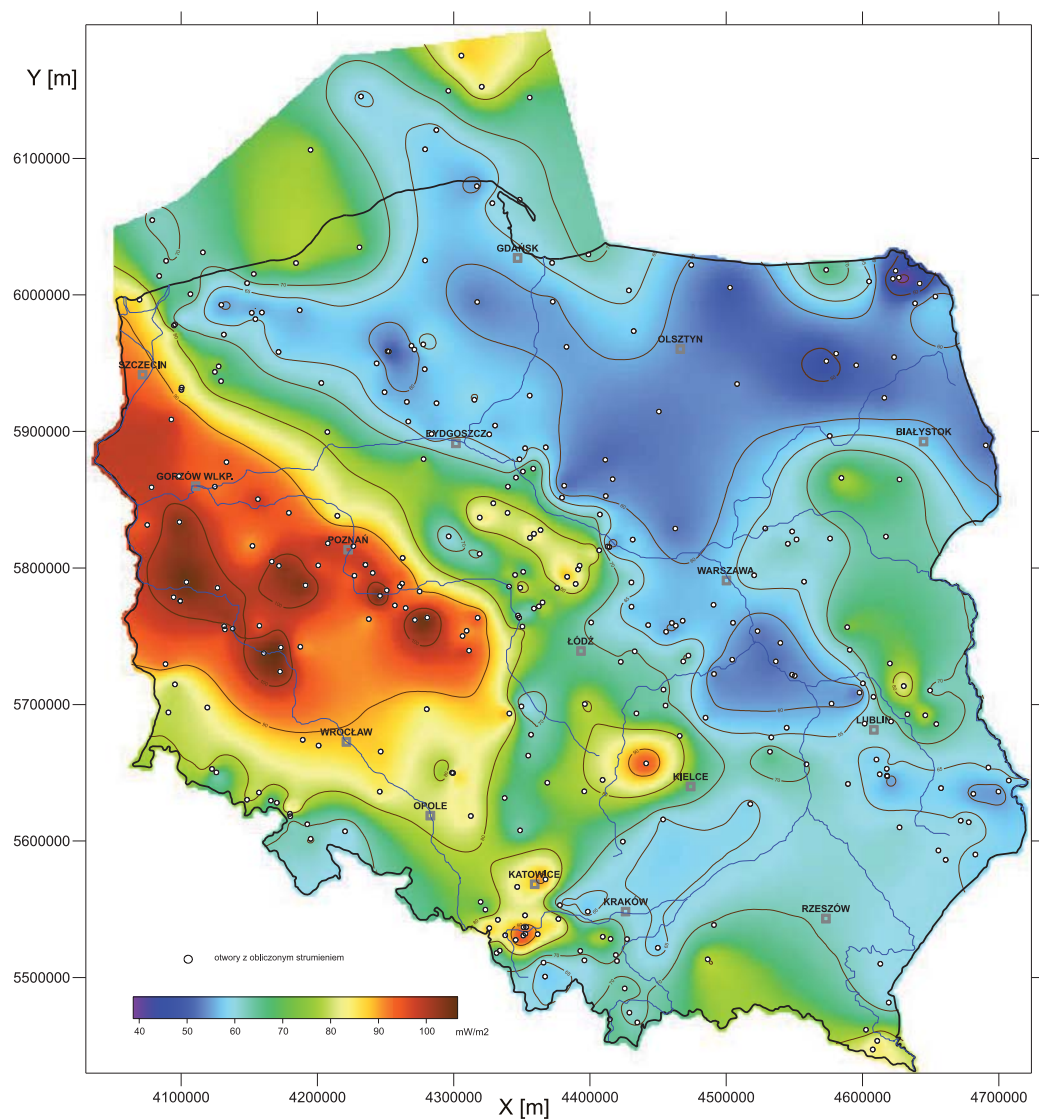


Fig. 1_1. Mapa rozkładu gęstości ziemskiego strumienia ciepłego na obszarze Polski (Szewczyk & Gientka, 2009)

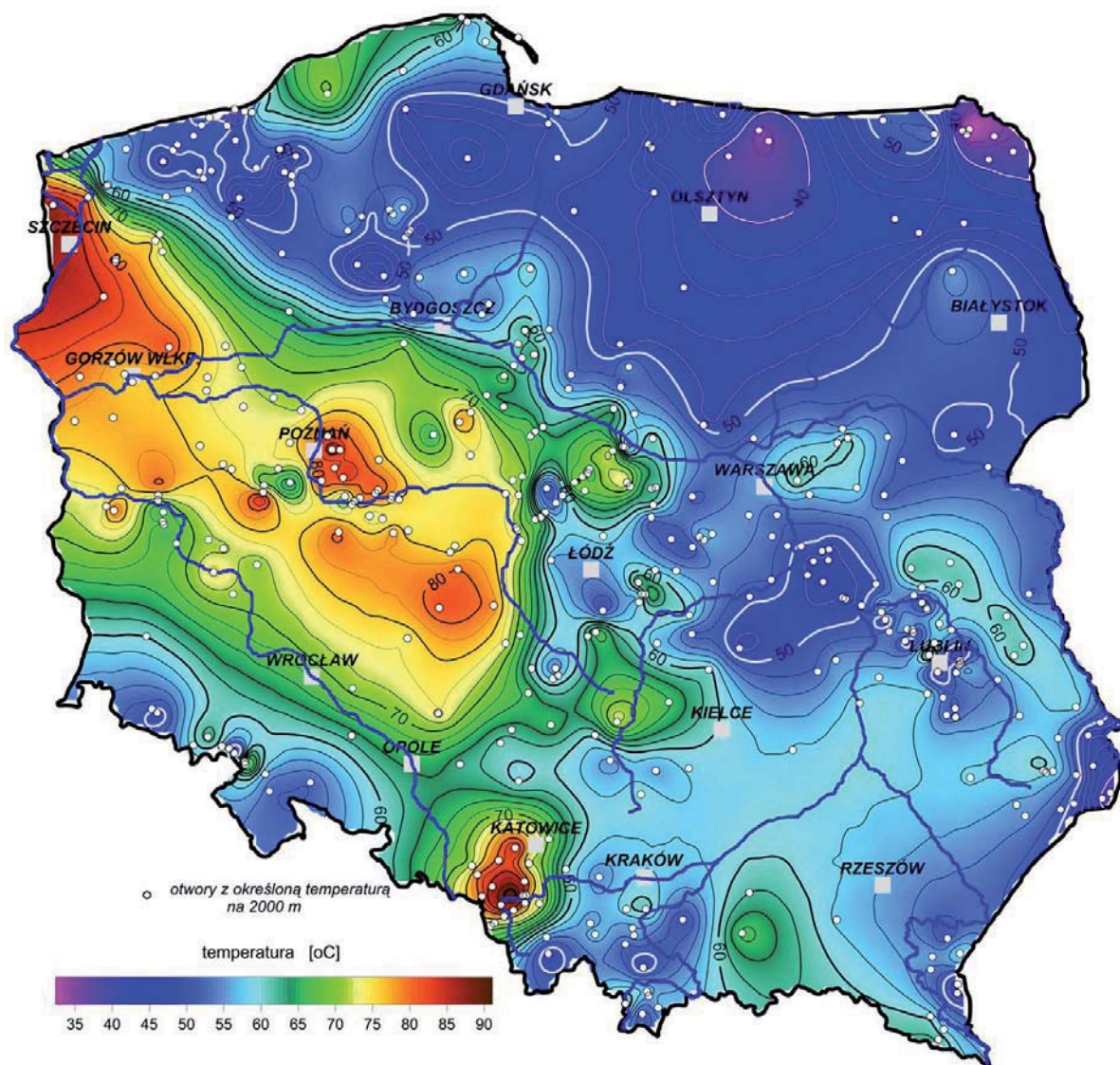


Fig. 1_2. Mapa rozkładu temperatury na głębokości 2 km (wg Szewczyka, 2010)

1.1 Obszary badawcze w skałach osadowych

(A. Sowizdzał, M. Hajto, M. Stefaniuk, P. Targosz, B. Kępińska)

Skały osadowe zdecydowanie rzadziej stanowią perspektywiczne zbiorniki energii petrotermalnej niż skały krystaliczne. W większości światowych projektów wykorzystania potencjału geotermalnego gorących suchych skał to właśnie przede wszystkim granity stanowią naturalne zbiorniki energii cieplnej (Tenzer, 2001; Brown et al., 2012; Tester et al., 2006; Sausse et al., 2007; Sliupa et al., 2005). Literatura światowa wskazuje jednak na możliwość wykorzystania energii zakumulowanej w (prawie) suchych, gorących skałach osadowych. Przykładem takiego projektu jest Limestone Coast Geothermal Project realizowany w Australii, który zakłada wykorzystanie energii geotermalnej gorących basenów sedymentacyjnych. Projekt zlokalizowany jest w obszarze podwyższonego strumienia ciepłego, wzmożonej aktywności sejsmicznej oraz wulkanicznej (de Graaf et al., 2010). Europejskich przykładów wykorzystania potencjału skał osadowych w systemach EGS należy poszukiwać na obszarze Niemiec, gdzie dwa projekty geotermalne: Groß Schönebeck oraz Landau wykorzystują (m. in.) ciepło skał osadowych (Huenges, 2010). W szczególności dotyczy to projektu Landau, łączącego wykorzystanie zasobów hydrogeotermalnych z technologią EGS (Dezayes et al., 2007).

Polska leży poza strefami aktywności wulkanicznej czy tektonicznej, stąd też nie należy się spodziewać tak korzystnych warunków, jakie występują w Australii czy w niektórych innych krajach. Jednak istotne jest poszukiwanie obszarów występowania dodatnich anomalii temperaturowych.

W celu wytypowania lokalizacji potencjalnych obszarów badawczych dla EGS w skałach osadowych przeanalizowano szereg istotnych parametrów (m.in. głębokość zalegania skał osadowych, temperaturę potencjalnych skał zbiornikowych, rozkład gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego, dane grawimetryczne i magnetyczne).

Analizę wykonano na obszarze całej Polski biorąc pod uwagę wszystkie jednostki geologiczne, w których występuje pokrywa osadowa (Niż Polski, Karpaty i zapadlisko

przedkarpackie) na głębokościach umożliwiających występowanie wysokich temperatur w obrębie skał o korzystnych właściwościach zbiornikowych dla EGS (niskie wartości porowatości i przepuszczalności, wysoka temperatura).

Do analiz wykorzystano bogaty materiał archiwalny, a także dostępne informacje literaturowe. Wykorzystano także wyniki prac realizowanych od wielu lat przez pracowników Akademii Górniczo Hutniczej w Krakowie m.in.: mapy strukturalne oraz mapy temperatur będące wynikiem realizacji Atlasów geotermalnych poszczególnych rejonów Polski (Niżu Polskiego (Górecki (red)., 2006), Karpat Zachodnich (Górecki (red)., 2011) oraz zapadliska przedkarpackiego (Górecki (red)., 2012)).

W celu określenia rozkładu powierzchniowego strumienia ciepłego na obszarze Polski wykorzystano najnowsze dostępne wyniki prac badawczych zrealizowanych w 2008 r. przez Zespół PIG-PIB w Warszawie pod kierownictwem Dr J. Szewczyka pt. "Mapa gęstości strumienia ciepłego dla obszaru Polski".

Kluczowym elementem typowania lokalizacji instalacji EGS była analiza temperatur w obrębie zbiorników skał osadowych mająca bezpośredni związek z rozkładem powierzchniowego strumienia ciepłego.

Temperatury rzędu 100°C na głębokości 3000 m p.p.t. można spodziewać się w obszarze centralnej i zachodniej części Niżu Polskiego: w rejonie obszaru przedsudeckiego, niecki szczecińskiej oraz niecki mogileńsko-łódzkiej, gdzie na analizowanej głębokości najmłodszymi utworami są utwory jurajskie oraz w strefie północnej - w obszarze wyniesienia Łęby, gdzie na tej głębokości występują utwory starsze od permskich.

Jako, że większość rozwiązań światowych z zakresu wykorzystania ciepła gorących suchych skał są to systemy wykorzystujące energię zakumulowaną na większych głębokościach (> 3000 m p.p.t.), poszukiwania stref optymalnych przeprowadzono dla różnych przedziałów głębokościowych. Parametry petrofizyczne skał osadowych, pokazują, że optymalnych stref do lokalizacji systemów wykorzystujących energię suchych skał należy poszukiwać znacznie głębiej niż 3000 m p.p.t. Na Niżu Polskim skały

zbiornikowe tracą właściwości kolektorskie poniżej 3 - 3,5 km, a strefy występowania wód podziemnych na dużych głębokościach związane są ściśle ze szczelinami i spękaniem tektonicznymi, a nie z porowatością międzyziarnową. Jest to sytuacja pożądana dla występowania gorących suchych skał (niska porowatość i przepuszczalność). Z drugiej strony duża głębokość zalegania zbiornika podnosi koszty instalacji.

Uzupełnieniem analizy strukturalno-termicznej była analiza danych grawimetrycznych oraz magnetometrycznych. Dokonano analizy związku anomalii pola siły ciężkości i pola magnetycznego Ziemi z rozkładem litologii i parametrów petrofizycznych w tym parametrów cieplnych ośrodka geologicznego oraz ocenę możliwości wykorzystania danych grawimetrycznych i magnetycznych do typowania obszarów interesujących z punktu widzenia problematyki geotermalnej, a także do oceny parametrów petrofizycznych ośrodka geologicznego.

Najbardziej interesująco z punktu widzenia badawczego przedstawia się obszar Polski centralnej i zachodniej, gdzie występuje znaczne zróżnicowanie wielkości strumienia cieplnego (od wartości poniżej 55 mW/m², do powyżej 90-100 mW/m²). Jest to obszar relatywnie dobrze rozpoznany wiertniczo i dobrze udokumentowany kartograficznie. Wytypowany obszar pokryty jest zarówno danymi magnetycznymi jak i grawimetrycznymi w sposób pełny stwarzając dogodną sytuację do dalszych transformacji. W przypadku danych magnetycznych obserwujemy brak informacji jedynie w pobliżu dużych aglomeracji miejskich wynikający z dużych zakłóceń pola magnetycznego w tym rejonie (brak możliwości wykonania pomiarów).

Wyniki przeprowadzonych analiz pozwoliły wskazać kilka potencjalnych obszarów do lokalizacji niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych. Na obszarze Niżu Polskiego zaznaczają się dwa główne obszary perspektywiczne dla wykorzystania energii gorących suchych skał osadowych. Pierwszy z nich obejmuje obszar niecki szczecińskiej oraz północno-zachodnią część obszaru przedsudeckiego, natomiast drugi znajduje się w obrębie niecki mogileńsko-łódzkiej oraz fragmentarycznie w obrębie wału kujawskiego (**Fig.1_3**). Analizy przeprowadzone w wytypowanych obszarach

pozwalają przypuszczać, że we wszystkich trzech rejonach występują na różnych głębokościach gorące suche (lub prawie suche) skały osadowe.

Obszar Szczecina (**Fig.1_3**, obszar 1) charakteryzuje się bardzo korzystnymi warunkami dla lokalizacji systemów EGS. Na tym obszarze jest 5 głębokich otworów wiertniczych udostępniających potencjalne skały zbiornikowe (utwory triasu lub permu).

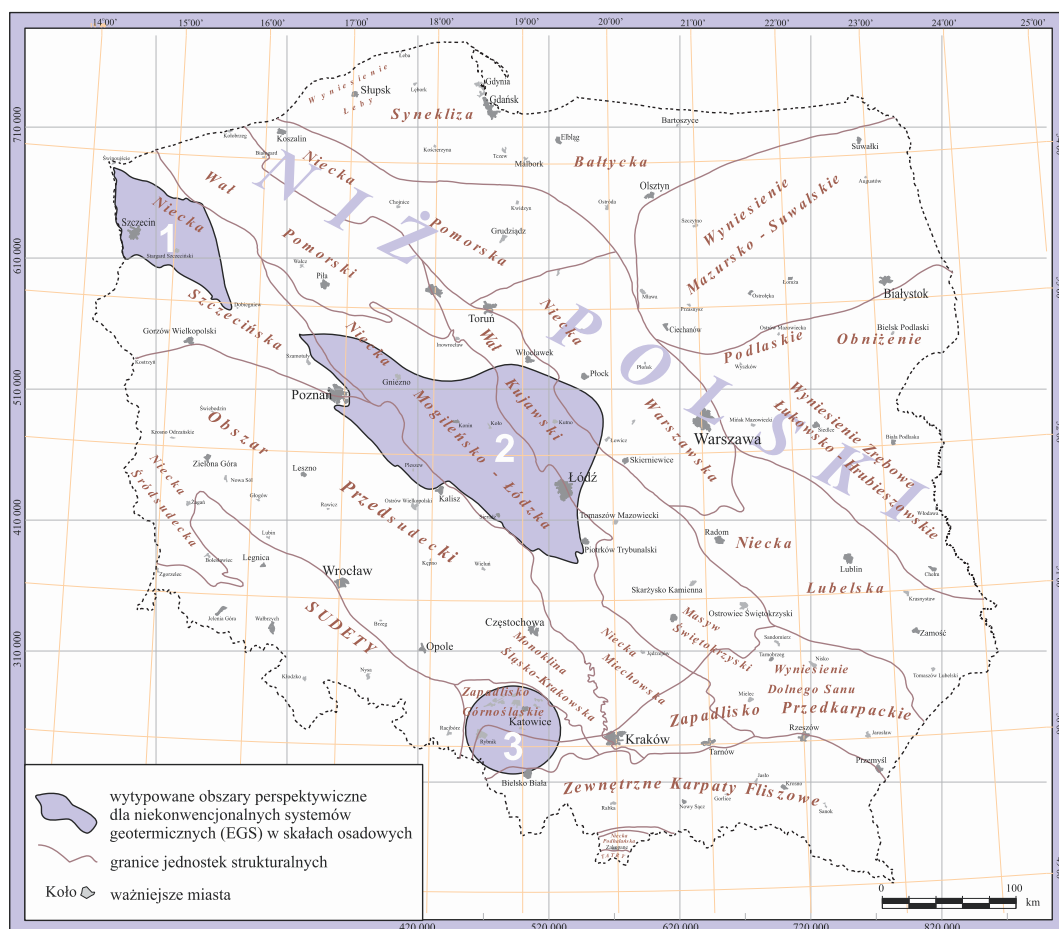


Fig. 1_3. Mapa wytypowanych obszarów perspektywicznych dla lokalizacji potencjalnych systemów geotermicznych (EGS) w skałach osadowych

Rejon Górnego Śląska (**Fig.1_3**, obszar 3) również należy uznać za perspektywiczny, jednak większość głębokich otworów wiertniczych dokumentujących skały zbiornikowe jest usytuowana na granicy obszaru, co więcej na stosunkowo niedużych głębokościach

jak na systemy EGS (> 3 km) pod perspektywicznymi utworami karbonu mogą znajdować się już skały krystaliczne.

Ostatecznie zdecydowano, że najbardziej perspektywiczny obszar dla lokalizacji potencjalnych systemów geotermicznych (EGS) znajduje się w Polsce centralnej (**Fig.1_3**, obszar 2). Obszar ten rozciąga się mniej więcej między Piotrkowem Trybunalskim, Szamotułami i Płockiem. Maksymalna długość obszaru wynosi ok.270 km a szerokość ok.150 km. Obszar ten obejmuje znaczną część niecki mogileńsko-tódzkiej oraz część wału kujawskiego i obszaru przedsudeckiego. Na wytypowanym obszarze wskazano perspektywy do budowy zamkniętych systemów geotermicznych w skałach triasu środkowego i dolnego, permu dolnego oraz karbonu, jakkolwiek największe perspektywy związane są z utworami triasu dolnego o dużej miąższości.

1.2 Obszary badawcze w skałach wulkanicznych

(H. Kiersnowski, J. Jureczka, M. Karwasiecka, S. Wilk, M. Rolka, A. Wójcicki)

Jak wspomniano wyżej, jedynym projektem geotermalnym w Europie wykorzystującym ciepło skał wulkanicznych jest realizowany od 2006 roku projekt badawczy w Groß Schönebeck k. Berlina, Niemcy, gdzie skałą zbiornikową są przede wszystkim skały wulkaniczne (riolity, andezyty) występujące w spągowej części zbiornika, natomiast skały osadowe (klastyczne o słabych własnościach zbiornikowych) występują w górnej części zbiornika (Huenges, 2010). Sytuacja geologiczna w rejonie bloku Gorzowa, położonego około 100 km na wschód od Groß Schönebeck, nie różni się istotnie od tej w Niemczech po drugiej stronie granicy (Kiersnowski, 2007). Znane są ponadto projekty wykorzystujące pośrednio ciepło skał wulkanicznych, jak Hijiori czy Fenton Hill (Tester *et al.*, 2006).

W związku z powyższym wytypowano podstawowy obszar badań w skałach wulkanicznych – rejon bloku Gorzowa (wulkanity dolnopermskie - podobne warunki geologiczne jak w NE Niemczech) oraz dodatkowo inny obszar dla skał wulkanicznych - rejon Parczewa (wulkanizm ediakarski i wizeński).

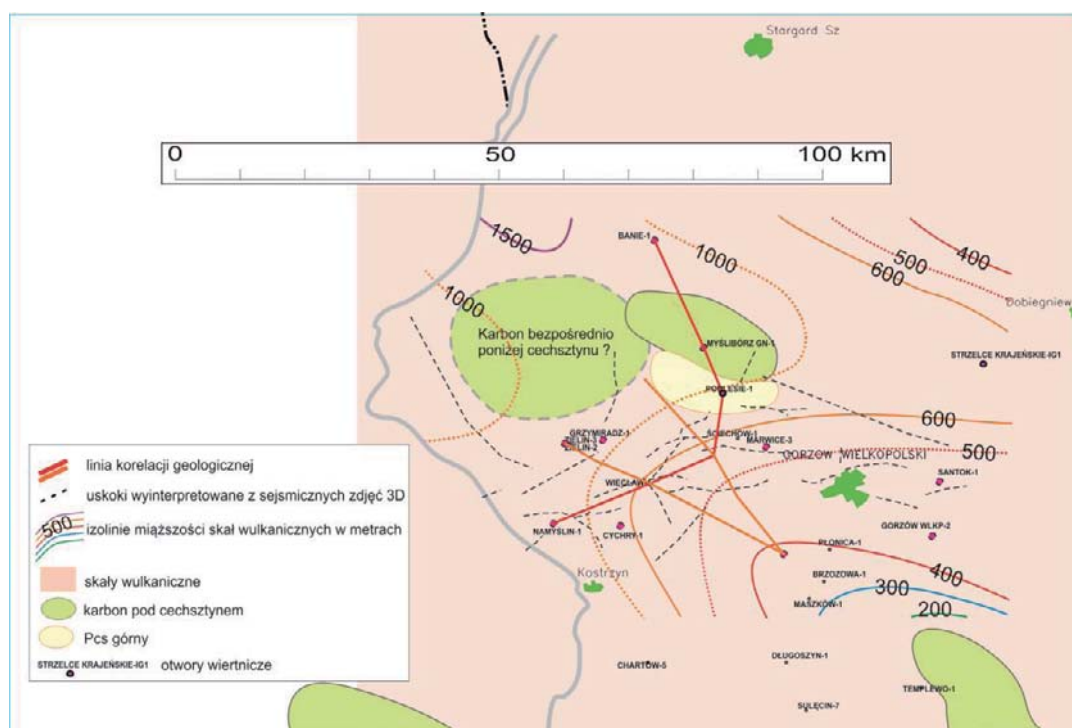


Fig. 1_4. Mapa zasięgu i miąższości wulkanitów w rejonie Gorzowa (Kiersnowski, 2007)

Blok Gorzowa

W oparciu o analizę istniejących zasobów archiwalnych danych geologiczno-geofizycznych pod kątem charakterystyki parametrów skał wulkanicznych Polski zachodniej i północno-zachodniej (**Fig. 1_4**), w tym: analizy głębokości zalegania skał wulkanicznych i ich hipotetycznej miąższości (**Fig. 1_4** i **Fig. 1_5**) oraz analizy parametrów termicznych i petrofizycznych w profilach otworów można stwierdzić, że dla tego obszaru najbardziej optymalny wydaje się rejon bloku Gorzowa, położony na zachód od Gorzowa Wlkp. i na południe od strefy gdzie lokalnie nie występują wulkanyty dolnopermskie (**Fig. 1_4**).

Rejon Lubelszczyzny (obiekt Parczewa)

W rejonie północnej Lubelszczyzny interesujące są z naszego punktu widzenia utwory proterozoiku - dolną część sukcesji ediakarskiej w rejonie profilu Busówno IG1 tworzą utwory wulkanogeniczne. Są to głównie bazalty. Natomiast w karbonie profilu Parczew IG-10 występują dajki diabazowe związane z hercyńskim magmatyzmem.

Dla otworów z obszaru północnej Lubelszczyzny mamy gorsze warunki termiczne niż w przypadku bloku Gorzowa (niższy strumień cieplny i niższy gradient geotermiczny). Jednak głównym problemem jest to, że większość otworów z pomiarami temperatury jest stosunkowo płytka i żaden nie sięga utworów dolnego paleozoiku i lub/prekambru. Na głębokości 3 km w rejonie Parczewa temperatura wynosi około 80° C.

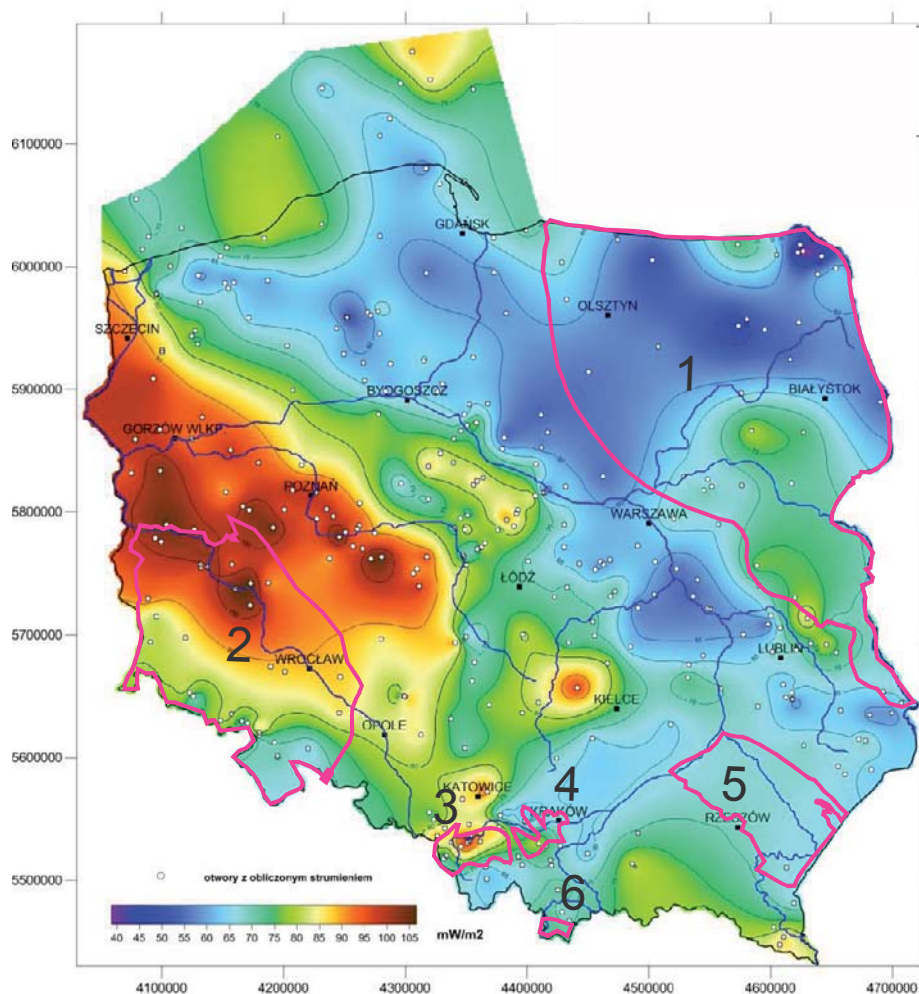
1.3 Obszary badawcze w masywach krystalicznych

(W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, B. Tomaszewska)

Poszukiwanie struktur geologicznych, perspektywicznych dla ewentualnego zastosowania technologii HDR w Polsce, kieruje uwagę głównie na miejsca występowania skał magmowych, w szczególności krystalicznych. Część spośród takich miejsc (potencjalnych dla pośredniego wykorzystania ciepła geotermalnego) może być przydatnych dla produkcji energii elektrycznej, w zależności od temperatury górotworu i przewodności cieplnej skał.

Bolewski i Parachoniak (1974) systematyzowali krystaliczne skały magmowe głównych cykli orogenicznych w Polsce i miejsca ich występowania następująco:

- ✓ prekambryjskie skały magmowe (podłoże NE Polski, Sudety, Polska południowa),
- ✓ skały staropaleozoicznej epoki magmowej (Sudety, podłoże Karpat, NE Polska, Góry Świętokrzyskie),
- ✓ skały młodopaleozoicznej epoki magmowej: • magmatyzm początkowy (Sudety Wschodnie i blok przedsudecki) • magmatyzm główny (Sudety, Tatry, podłoże Karpat, obszar śląsko-krakowski) • wulkanizm następczy i końcowy (Sudety i Przedgórze Sudeckie, obszar śląsko-krakowski, okolice Zawiercia oraz niecka miechowska i Góry Świętokrzyskie) • wulkanizm platformy paleozoicznej (monoklina przedsudecka, NW Polska, obszar lubelski),
- ✓ mezo-kenozoiczna epoka magmowa (Tatry, Karpaty, pieniński pas skałkowy, środkowa Polska i zapadlisko przedkarpackie – w osadach wieku kredowego i młodszych, dolnośląska formacja bazaltowa).



Zwarte kompleksy utworów krystalicznych:

- 1 - podłoże NE Polski (prekambryjne i staropaleozoiczne skały magmowe)
- 2 - Sudety i blok przedsudecki (prekambryjne i staropaleozoiczne skały magmowe, młodopaleozoiczne skały magmatyzmu początkowego i głównego oraz skały wulkanizmu następczego i końcowego, a na monoklinie przedsudeckiej także wulkanizmu platformy paleozoicznej, skały mezo-kenozoicznej epoki magmowej – szczególnie dolnośląskiej formacji bazaltowej)
- 3 - masyw górnośląski (prekambryjne skały magmowe, skały młodopaleozoicznego magmatyzmu głównego oraz wulkanizmu następczego i końcowego)
- 4 – masyw małopolski (prekambryjne skały magmowe, skały młodopaleozoicznego magmatyzmu głównego oraz wulkanizmu następczego i końcowego)
- 5 – masyw lubelski (prekambryjne skały magmowe, skały wulkanizmu platformy paleozoicznej)
- 6 - Tatry (prekambryjne skały magmowe, skały młodopaleozoicznego magmatyzmu głównego oraz mezo-kenozoicznej epoki magmowej)

Fig. 1_6. Zwarte kompleksy utworów krystalicznych Polski na głębokości 3 tys. m p.p.m. (wg Radwańskiego, vide Kotański 1987; dla obszaru 5 wg Dadleza i in. 2000) na tle mapy gęstości ziemskiego strumienia ciepłego dla obszaru Polski (Szewczyk, Gientka 2009)

Większość wystąpień skał magmowych w obszarze Polski, wskazanych powyżej, przykryta jest mięszym na ogół nadkładem skał osadowych. W Polsce, odsłonięcia skał magmowych interesujące w aspekcie zastosowania technologii HDR, o relatywnie dużych powierzchniach i kubaturach, występują na południu (**Fig. 1_6**), głównie w Sudetach (wraz z blokiem przedsudeckim), kontynuując się w Czechach.

W Sudetach, przedmiotem poszukiwań struktur przydatnych dla niekonwencjonalnych systemów geotermalnych są głównie skały krystaliczne (**Fig. 1_7**): magmowe (tworzące plutony), ewentualnie metamorficzne (szczególnie te sąsiadujące z plutonami - tworzące masywy), ewentualnie także wulkanity mioceno-plioceniczne (zwłaszcza bazalty kominów wulkanicznych). Ciepło skumulowane w skałach krystalicznych może pochodzić z wnętrza Ziemi i przedostawać się w płytsze partie górotworu wskutek konwekcji oraz kondukcji. Dodatkowo może być generowane podczas rozpadu promieniotwórczego izotopów zawartych w niektórych minerałach skałotwórczych.

Lokalizację potencjalnych obszarów badawczych dla niekonwencjonalnych systemów geotermalnych, szczególnie dla badania struktur przydatnych dla technologii HDR, ze względów praktycznych analizowano biorąc pod uwagę miejsca dawnej lub obecnej eksploatacji surowców skalnych, głównie w obrębie istniejących obszarów lub terenów górniczych. Większa jest tutaj szansa na uniknięcie kolizji funkcji związanej z obszarami chroniącymi zasoby przyrody ożywionej. Kierowano się także rozmiarami poszczególnych masywów Sudetów i bloku przedsudeckiego, specyfiką ich budowy tektonicznej, petrogenezą występujących tam skał, ich cechami fizycznymi oraz wielkością produkcji w nich ciepła radiogenicznego. Na tym etapie rozważań uznano, iż granitowe plutony skał magmowych są bardziej perspektywiczne dla prowadzonych poszukiwań niż masywy utworzone przez skały metamorficzne, co nie oznacza całkowitej eliminacji tych skał z rozważań w dalszej perspektywie czasowej.

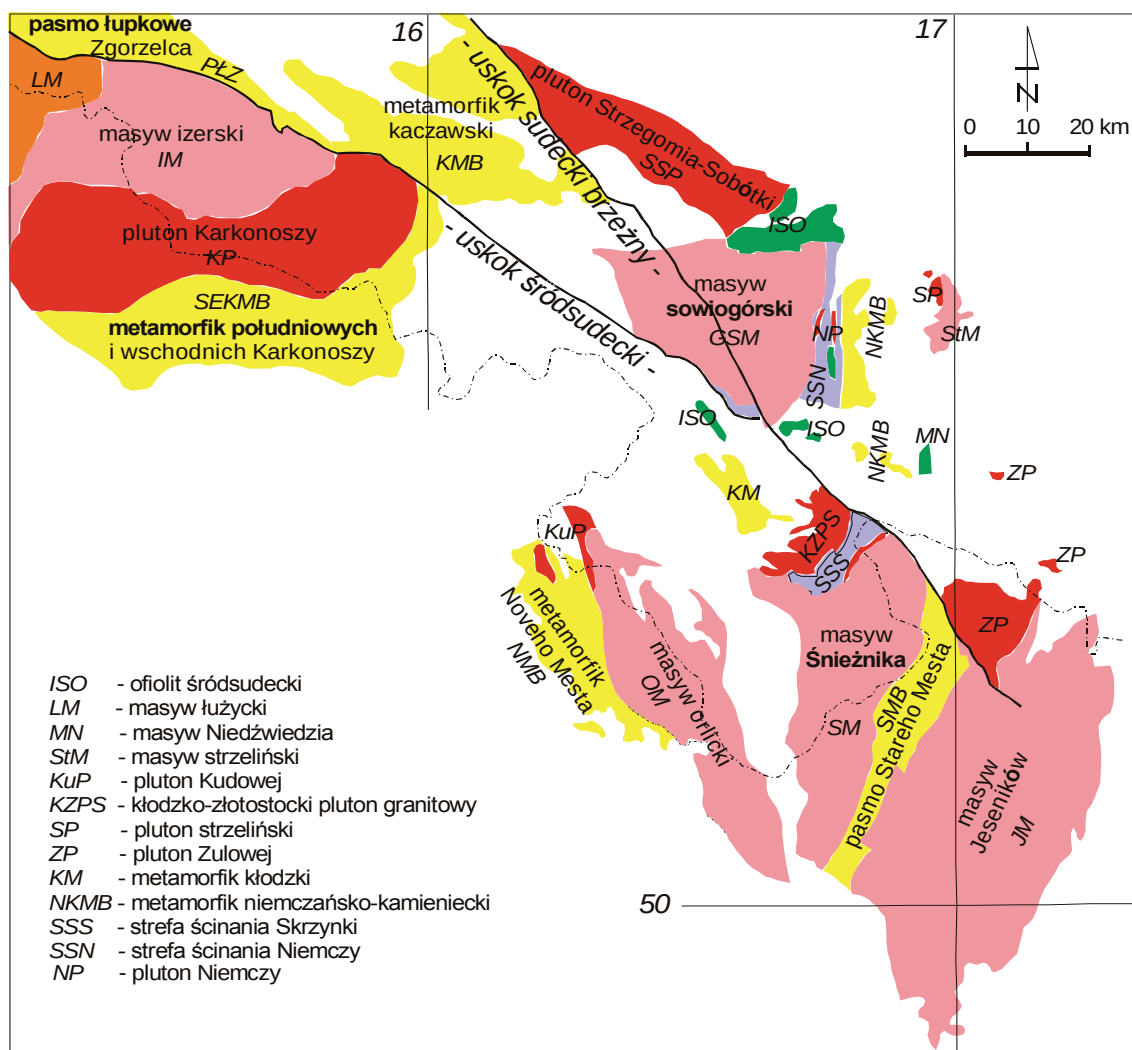


Fig. 1_7. Jednostki strukturalne Sudetów i bloku przedsudeckiego zawierające utwory krystaliczne (z pominięciem wulkanitów mioceńsko-płocieńskiej dolnośląskiej formacji bazaltowej) (szkic i oznaczenia na podstawie mapy Mazura i in. 2010)

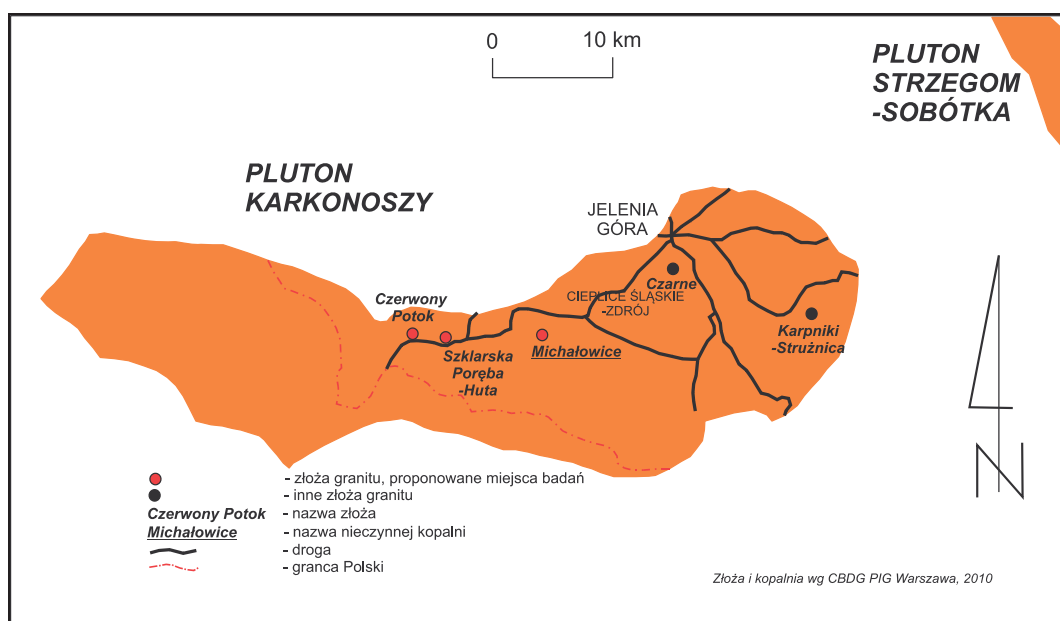


Fig. 1_8A. Miejsca badań w obrębie plutonu Karkonoszy: zrealizowanych - sąsiedztwo okresowo czynnego kamieniołomu „Szklarska Poręba-Huta” (zaznaczone jako złożo granitu), proponowanych - nieczynny kamieniołom „Czerwony Potok”, nieczynna kopalnia „Michałowice”

Wśród plutonów Sudetów i bloku przedsudeckiego największy obszar zajmuje pluton Karkonoszy. Na terytorium Polski ma on powierzchnię ok. 185 km². Został utworzony ok. 300 mln lat temu (Depciuch, Lis 1971; Mazur i in. 2007) przez granitoidy intrudujące w dłuższym okresie czasu, a następnie pocięte licznymi warwyscyjskimi żyłami pegmatytowymi, aplitowymi, mikrodiorytowymi i lamprofirowymi (Bolewski, Parachoniak 1974). Na zdjęciach fotolineamentów dość wyraźnie widoczne są neogeńskie rozłamy, którymi utwory Karkonoszy są pocięte. Nie wykluczone, że pęknięcia sięgają na głębokość 10-20 km do tzw. powierzchni Conrada (Mierzejewski 1985), tj. do kontaktu bazaltowych i granitowych warstw skorupy ziemskiej. Mogą zatem stanowić najważniejsze dzisiaj drogi dopływu ciepła z głębi Ziemi do skał kumulujących je bliżej powierzchni. Jest to istotna hipoteza z punktu widzenia perspektywiczności Karkonoszy i ich przedpola, objętych występowaniem dolnośląskiej formacji bazaltowej (neogeńskiej).



Fig. 1_8B. Zdjęcia lotnicze obiektów wytypowanych do badań w obrębie plutonu Karkonoszy (<http://maps.google.pl>).
Badania (otwór Czerwony Potok PIG-1) realizowano w strefie Szklarska Poręba-Huta.

W oparciu o analizę dostępnych materiałów teledetekcyjnych i geologicznych oraz uwzględniając możliwość wykonalności otworu badawczego (w tym brak potencjalnych konfliktów z obszarami chronionymi NATURA 2000), wytypowano do dalszych badań początkowo strefę nieczynnego kamieniołomu „Szkłarska Poręba-Huta” na terenie gminy Szklarska Poręba, w pobliżu karkonoskiej anomalii radiogenicznej (Plewa, 1994), w miejscu występowania słabo zawodnionych, lecz spękanych skał granitowych (**Fig. 1_8A**).

W ramach przedsięwzięcia objętego projektem odwiercono płytki otwór badawczy Czerwony Potok PIG-1 (**Fig. 1_8B**), o głębokości 200 m.

2. Wykonanie uszczegóławiających badań geofizycznych na wytypowanych obszarach badawczych

2.1 Badania magnetotelluryczne

(M. Wojdyła)

Blok Gorzowa

Podstawowym zadaniem geologicznym stawianym badaniom magnetotellurycznym jest uszczegółowienie przestrzennych modeli kompleksów skalnych, które stanowią podstawę do oceny przydatności obszarów struktur geologicznych do lokalizacji budowy zamkniętych systemów geotermicznych – Hot Dry Rocks (HDR) na obszarze Polski. Badania magnetotelluryczne będą miały za zadanie rozpoznanie zmienności parametrów fizycznych (przewodnictwa elektrycznego) skał. Przewodnictwo elektryczne skał uzależnione jest od litologii, porowatości oraz od rodzaju medium nasycającego pory skalne. Wykonanie powierzchniowego zdjęcia magnetotellurycznego miało pozwolić, zatem na odwzorowanie rozkładu przewodnictwa elektrycznego utworów skalnych do głębokości kilku, a nawet kilkunastu kilometrów.

Badania magnetotelluryczne (prace terenowe wraz z przetwarzaniem i interpretacją) zaprojektowano na wytypowanym obszarze północno-zachodniej Polski, na zachód od Gorzowa Wlkp. (**Fig. 2.1_1**). Obszar ten uznano za perspektywiczny dla geotermicznych prac poszukiwawczych ze względu na obecność znacznych ilości kompleksów skał wulkanicznych. Prace polowe obejmowały wykonanie sondowań magnetotellurycznych (również w paśmie audio-magnetotellurycznym pola naturalnego – AMT) zmierzających przede wszystkim do określenia geometrii ciał magmowych – wulkanitów czerwonego spągowca – pod solami cechsztyńskimi, a także innych ciał o podwyższonej oporności mogących stanowić kompleksy skalne o obniżonej porowatości.

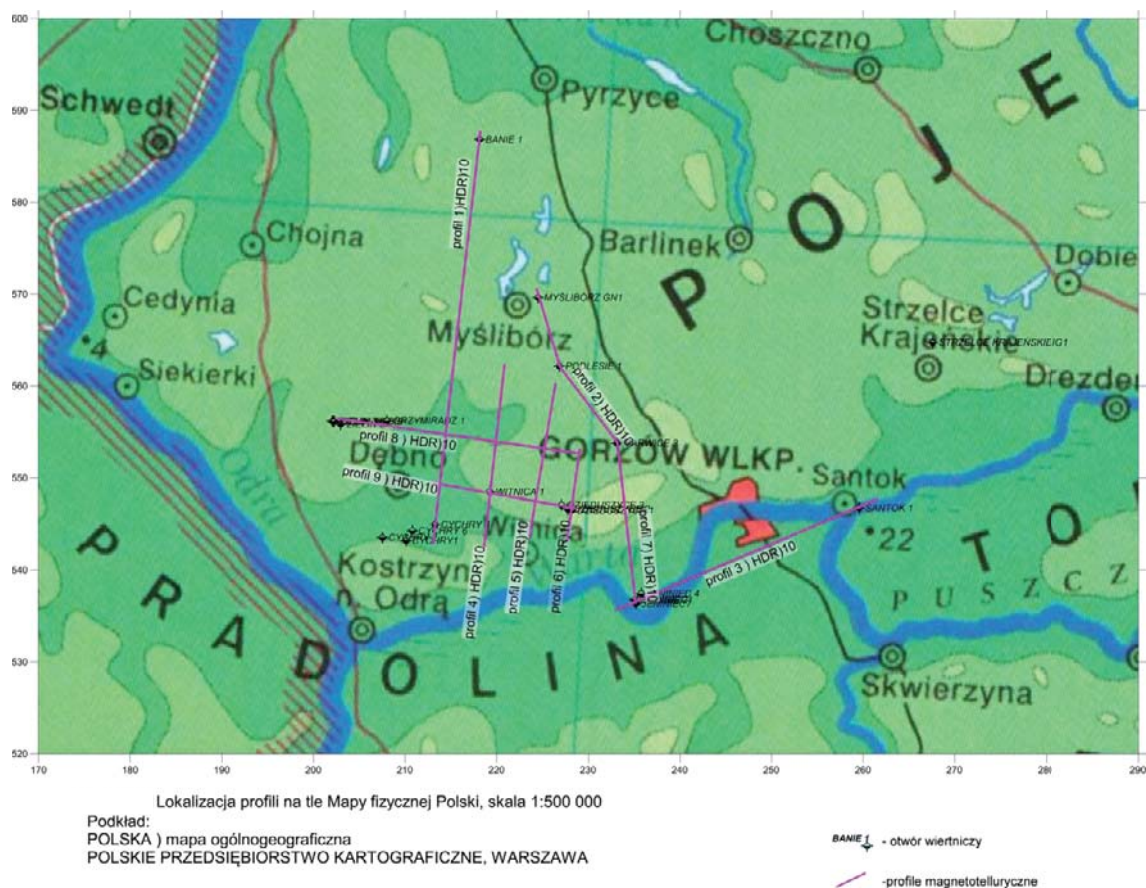


Fig. 2.1_1. Lokalizacja profili magnetotellurycznych na tle Mapy Fizycznej Polski w skali 1:500 000 (PPWK)

Prace polowe

Sondowania magnetotelluryczne lokalizowane były wzdłuż profili pomiarowych ze zmienną gęstością. Dla profili o numerach: 1-HDR-10 dla sondowań od H1_41 do H1_66 , 2-HDR-10, 3-HDR-10 krok pomiarowy wynosił około 1000 metrów. W przypadku pozostałych profili, sondowania lokalizowane były w odstępach około 500 metrowych. Dopuszczane były nieznaczne zmiany lokalizacji poszczególnych pojedynczych sondowań, nieprzekraczające jednak 25% przyjętego kroku pomiarowego. Zmiany w lokalizacji sondowań wynikały najczęściej z nieprzewidywalnych na etapie projektowania czynników,

takich jak silne zakłócenia elektromagnetyczne oraz brak zezwoleń na wejście na tereny prywatne.

Oprócz 320 sondowań wykonanych wzdłuż profili prowadzono także ciągłą rejestrację przebiegów czasowych w tzw. magnetotellurycznym punkcie referencyjnym (bazowym). Rejestracje na punkcie referencyjnym oraz na punktach pomiarowych prowadzone były synchronicznie przez cały czas trwania prac terenowych. Punkt referencyjny zlokalizowany był w miejscowości Zdory, położonej w województwie warmińsko-mazurskim, w powiecie piskim, w gminie Pisz, setki kilometrów od rejonu badań.

Przetwarzanie danych pomiarowych:

Zarejestrowane przebiegi czasowe były przedmiotem wielostopniowego przetwarzania numerycznego. Najpierw przeprowadzono selekcję przebiegów czasowych dla 240 sondowań jednodniowych i 80 sondowań dwudniowych. Następnie przetwarzanie tych przebiegów czasowych zostało wykonane przy użyciu procedur typu "robust" zaimplementowanych do oprogramowania SSMT2000 firmy Phoenix Geophysics Ltd.

Interpretacja jakościowa:

Do interpretacji jakościowej wykorzystano system processingowo-interpretacyjny WinGLink firmy Geosystem Srl., oraz program Surfer 9.0. Wyniki zestawiono w postaci pseudo-przekrojów oporności i fazy pozornej oraz parametru tipper dla 206 km profili. W ramach tego etapu prac wykonano analizę stopnia wielowymiarowości geoelektrycznej ośrodka geologicznego (wyniki wskazują, że ośrodek geologiczny jest przeważnie 1-D albo 2-D).

Interpretacja ilościowa:

Interpretacja ilościowa polegała na:

- interpretacji sondowań parametrycznych (zlokalizowanych w pobliżu otworów wiertniczych) w celu określenia prawdopodobnego rozwarstwienia ośrodka geoelektrycznego, wpływu litologii na rozkład oporności (np. **Fig. 2.1_2**);
- interpretacji 1D sondowań geoelektrycznych wykonanych metodą Occama (smooth inversion) dla 320 sondowań;
- interpretacji 2D wzdłuż profili o łącznej długości 206 km (na podstawie 1D);
- opracowaniu i analizie map geoelektrycznych w cięciach głębokościowych na podstawie wyników inwersji 1D;
- wykonaniu modelowań inwersyjnych 2D (na przekrojach wzdłuż profili MT) wraz z ich interpretacją geologiczną;
- wykonaniu map strukturalnych i miąższościowych dla obliczonych kompleksów opornościowych na podstawie wyników inwersji 2D wraz z ich interpretacją geologiczną.

Istotnym efektem opracowania było opracowanie (m.in.) następujących map:

- rozkładu oporności wzdłużnej utworów podcechsztyńskich,
- miąższości podcechsztyńskich utworów niskooporowych,
- miąższości podcechsztyńskich utworów wyskooporowych (w tym wulkanitów **-Fig. 2.1_3**).

Wyniki wykorzystano do konstrukcji modeli geologiczno-geofizycznych dla rejonu bloku Gorzowa, (obejmujących skały wulkaniczne).

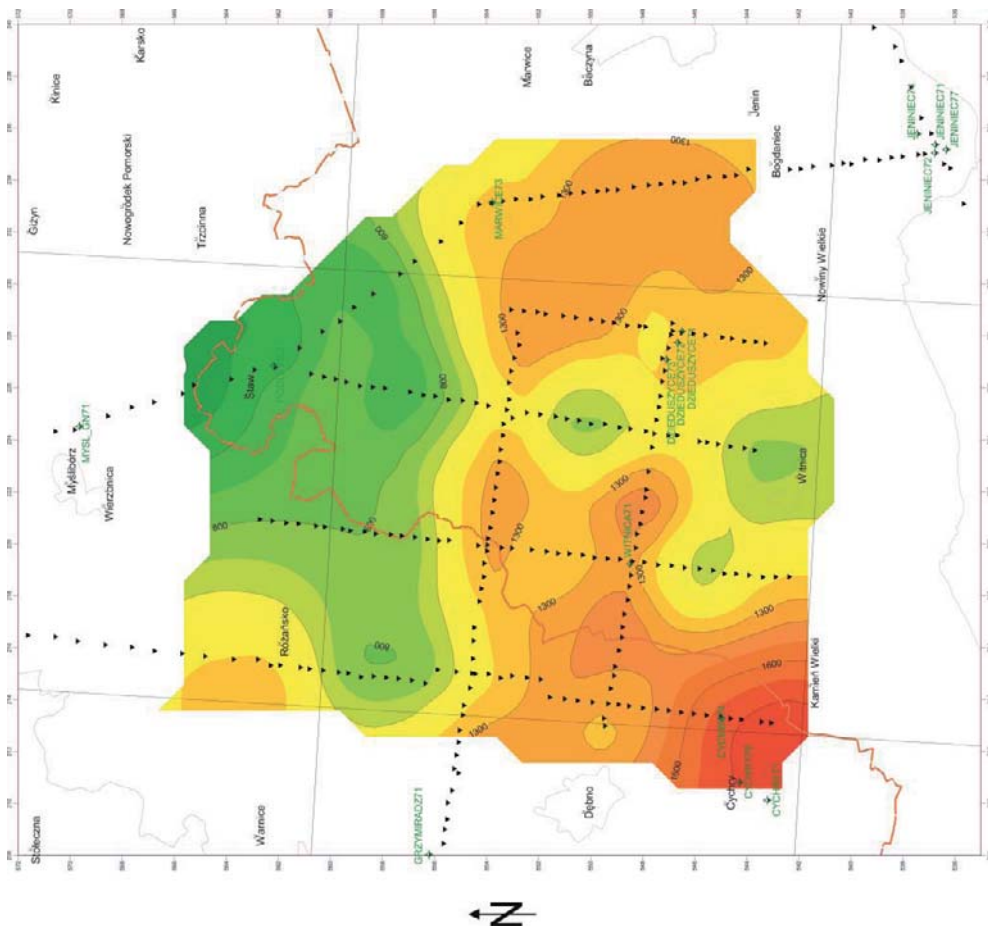
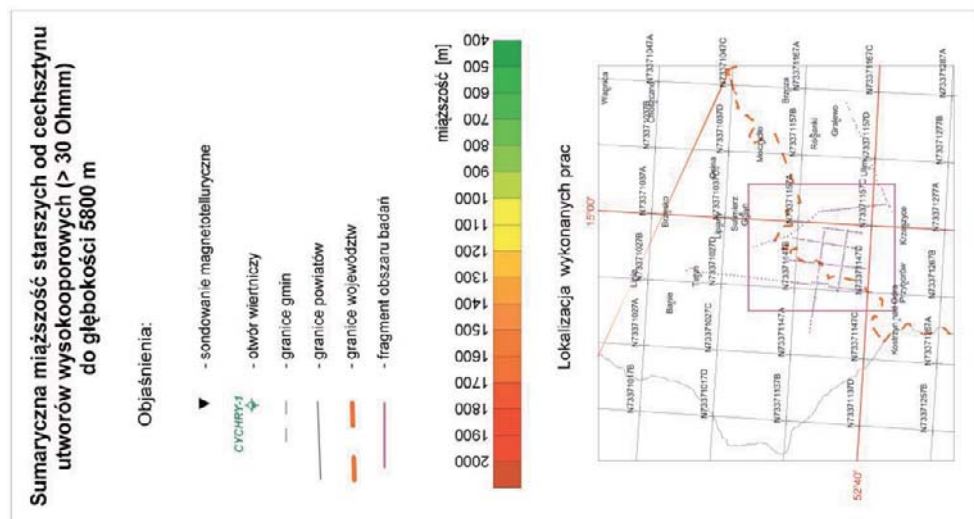


Fig. 2.1_3. Mapa miąższości podcechsztyńskich utworów wysokooporowych – czyli wulkanitów oraz ewentualnie nieporowatych skał w ich podłożu (lokalizacja – patrz **Fig. 2.1 1**)

Karkonosze

Badania magnetotelluryczne wykonano w Karkonoszach przy otworze Czerwony Potok PIG-1 w Szklarskiej Porębie, celem rozpoznania wgłębnej budowy geologicznej. Wykonano w tym celu cztery sondowania magnetotelluryczne.

Najistotniejszy wniosek z badań, dla których osiągnięto głębokość penetracji do 8-10 km (kosztom rozdzielczości), to potwierdzenie przewidywanej głębokości plutonu w tym miejscu oraz zaznaczające się na wszystkich krzywych obniżenie oporności na głębokościach około 100 i 1000 m p.p.t. Płytsza strefa o obniżonej oporności koreluje się z analogiczną strefą stwierdzoną w otworze badawczym Czerwony Potok PIG-1 i interpretowana jest, jako strefa tektoniczna. Można ją nawet powiązać z tzw. Uskokiem Czerwonego Potoku (Żaba & Kuzak 1988). Liniowa lokalizacja wykonanych sondowań magnetycznych, i uzyskana niejednakowa głębokość wykrytych stref pozwala nawet oszacować przybliżony upad płytszej strefy.

Kompleks o względnie obniżonej oporności związane są najprawdopodobniej z występowaniem strefy spękań, która mogą być wypełnione wodami mineralnymi, chociaż (co mniej prawdopodobne) mogą także oznaczać występowanie stref mineralizacji siarczkowej lub granitów drobnoziarnistych.

2.2 Badania grawimetryczne

(O. Rosowiecka, J. Madej, M. Łój, S. Porzucek)

Podstawowym zadaniem geologicznym projektowanych prac było uszczegółowienie przestrzennych modeli kompleksów skalnych, które stanowić będą podstawę do oceny przydatności obszarów struktur geologicznych do lokalizacji budowy zamkniętych systemów geotermicznych – Hot Dry Rocks (HDR) na obszarze Polski. W przypadku grawimetrii chodziło o rejon bloku Gorzowa, gdzie perspektywiczny dla HDR jest kompleks wulkanitów czerwonego spągowca. Zadaniem było wykonanie zdjęcia rozproszonego, dogłębnego archiwalne zdjęcie półszeregowe wykonane w latach 90-tych XXw., na obszarze znajdującym się na zachód od Gorzowa (tam gdzie wykonano też nowe badania magnetotelluryczne - **Fig.2_3**).

Prace polowe objęły pomiary geodezyjne dla 2000 rozproszonych punktów grawimetrycznych oraz wykonanie pomiarów siły ciężkości dla 2000 stanowisk pomiarowych, tak aby średni błąd kwadratowy pojedynczego pomiaru nie przekraczał $\pm 0,025$ mGal. Pomiary siły ciężkości wykonano przy użyciu nowoczesnych grawimetrów firmy Scintrex Ltd. typu CG-5 Autograv.

Prace obliczeniowe i techniczne doprowadziły do zestawienia katalogu danych grawimetrycznych punktów pomiarowych i sporządzenia operatu pomiarowego.

Prace interpretacyjne objęły: opracowanie mapy anomalii Bouguera w skali 1:50 000 (z uwzględnieniem poprawki topograficznej, tzn. na rzeźbę terenu), oraz wstępną analizę otrzymanego obrazu pola siły ciężkości (**Fig.2_4**). Ze wspomnianej analizy wynika że centrum obszaru badań znajduje się nad lokalnym wyniesieniem podłoża skonsolidowanego (**Fig.2_4**), występującego pod kompleksem permsko-mezozoicznym. Budują go skały osadowe, lecz już częściowo zmetamorfizowane. Ze względu na podniesioną ich gęstość objętościową w stosunku do skał budujących ich otoczenie obserwuje się względnie dodatnie wartości anomalii siły ciężkości (Królikowski&Petecki, 1995).

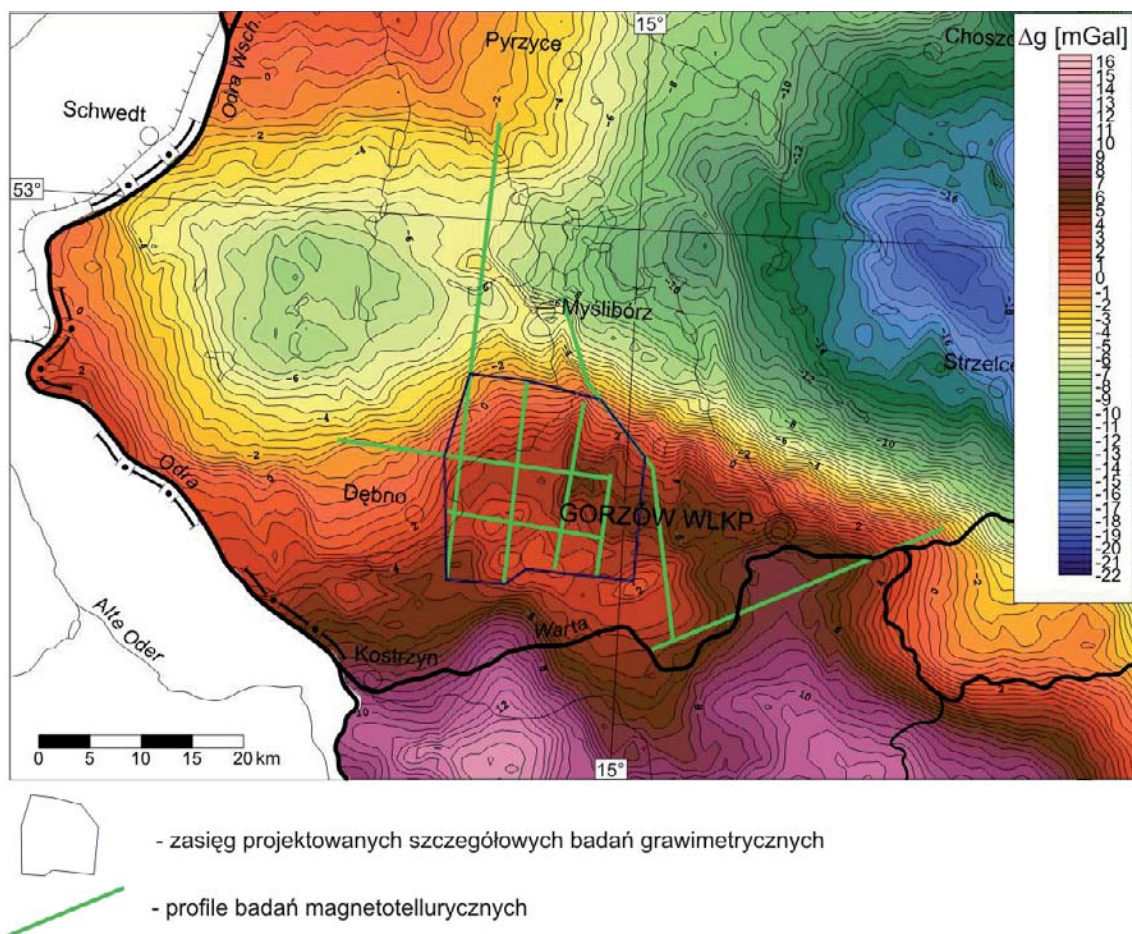


Fig.2_3. Lokalizacja projektowanych badań grawimetrycznych na tle mapy anomalii grawimetrycznych w redukcji Bouguera

2.3 Badania magnetometryczne

(O. Rosowiecka)

Wybrany dla szczegółowych badań magnetycznych obszar uznano za perspektywiczny dla geotermicznych prac poszukiwawczych ze względu na obecną tam dodatnią anomalię strumienia ciepłego, ale także obecność w podłożu krystalicznym ciał granitowych, granitoidowych i gnejsowych. Głównym celem badań magnetycznych było określenie geometrii ciał magmowych – dewońskich diabazów i bazaltów zakłócających obraz magnetyczny proterozoicznego podłoża krystalicznego zbudowanego ze skał, które potencjalnie mogą być źródłem podwyższonej temperatury. Na obraz anomalii magnetycznych w tym rejonie wpływa również obecność ciał bazaltowych w dolnej części ediakaru, które zostały stwierdzone w profilu Busówno IG1.

Obszar projektowanych badań pokryty jest pomiarami zdjęcia półszczełowego (Cieśla, 1987). Obszar ten leży w peryferyjnej, SW-części wyniesienia łukowsko-wisznickiego, należącego do fałdowej strefy podlaskiej (Kubicki, Ryka, 1982) i jest fragmentem dużego podlasko-białoruskiego pasma granulitowego. Charakteryzuje się ono obecnością intensywnych pasmowych anomalii magnetycznych o rozciągłości NE-SW. Ich źródłem są silnie namagnesowane skały metamorficzne (granulity, amfibolity, migmatyty i gnejsy) zalegające w górnych partiach skorupy krystalicznej.

W obrębie obszaru badań występuje lokalna dodatnia anomalia magnetyczna, należąca do anomalnego pasma związanego z metamorficzną serią hanniańską (Kubicki, Ryka, 1982), która to anomalia miała być przedmiotem projektowanych badań (**Fig. 2_5**).

Prace polowe objęły pomiary modułu T całkowitego natężenia pola magnetycznego na obszarze o łącznej powierzchni ok. 660 km². Zastosowano klasyczną metodę pomiarów. Łącznie wykonano 2107 pomiarów T na 2005 stanowiskach. Pomiary wykonano wzdłuż 16 profili o łącznej długości 569,7 km, ze średnim krokiem pomiarowym 250 m. W obrębie tematu wyznaczono 1 punkt kontrolny oraz 1 punkt bazowy. Pomiary magnetyczne T

wykonane zostały przy użyciu magnetometrów protonowych typu Scintrex EnviMag. Na stanowiskach pomiarowych wykonany został pomiar współrzędnych za pomocą GPS.

Prace dokumentacyjne objęły: prace obliczeniowe (redukcja na zmiany dobowe pola T , wyznaczenie wartości anomalnych T , redukcja na pole normalne, wyliczenie anomalii magnetycznych ΔT), utworzenie bazy danych, opracowanie mapy lokalizacji punktów pomiarowych na podkładach topograficznych w skali 1: 25 000 (układ 1965), opracowanie mapy anomalii magnetycznych ΔT w skali 1: 100 000 (układ 1992) oraz w skali 1: 25 000 (układ 1992), opracowanie części opisowej dokumentacji z wykonanych prac wraz z rycinami

Wyniki wykonanego zdjęcia profilowego połączono z archiwalnym zdjęciem szczegółowym sąsiadującym z obszarem wykonanych badań bezpośrednio od południowego-wschodu (Cieśla i in., 1978; Welsz, Szostak 1980). Mapa wykreślona na podstawie połączenia obu zdjęć została przedstawiona na **Fig. 2_6**.

Wykonane szczegółowe zdjęcie magnetyczne T nie uszczegółowiło obrazu badanej anomalii w stosunku do obrazu rozpoznanego zdjęciem półszczełowym (Kosobudzka, Paprocki, 1998). Nie zaobserwowano dodatkowych, lokalnych zaburzeń pola magnetycznego, a to oznacza z dużą dozą prawdopodobieństwa należy wykluczyć obecność płytkich, lokalnych źródeł. Z punktu widzenia celu wykonania zdjęcia szczegółowego jest to raczej pozytywny wynik. Oznacza, bowiem, że nie wykryto nie tylko płytszych źródeł zakłócających głęboki obraz podłoża krystalicznego, ale również nie stwierdzono na obrazie magnetycznym istnienia żadnych dodatkowych lineamentów wskazujących np. na zuskokowanie obszaru badań. Może to być istotnym czynnikiem w przypadku rozpatrywania obszaru pod kątem budowy zamkniętego systemu geotermicznego.

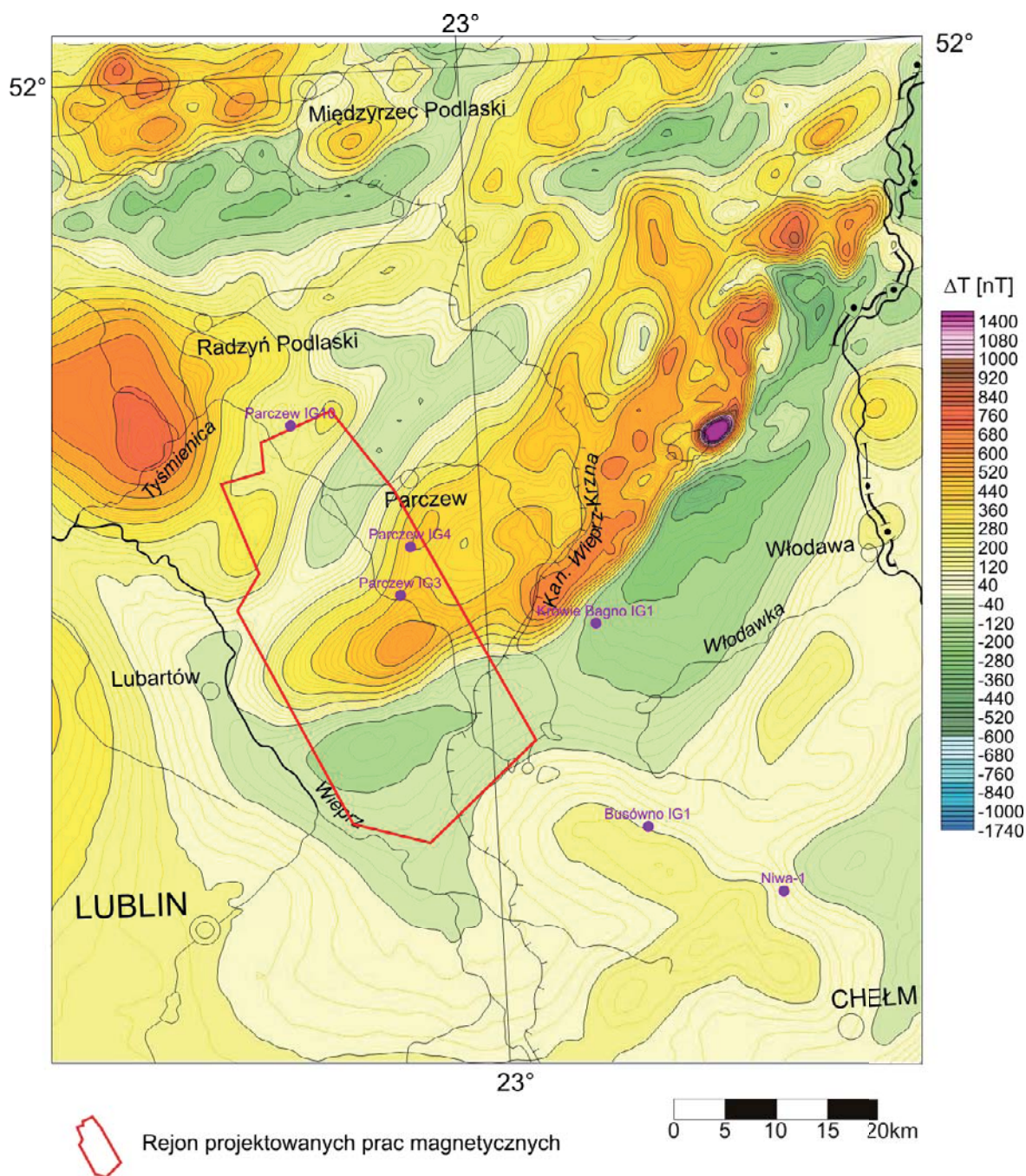


Fig. 2_5. Lokalizacja projektowanych badań magnetycznych na tle mapy anomalii ΔT całkowitego ziemskiego pola magnetycznego (rejon Parczewa)

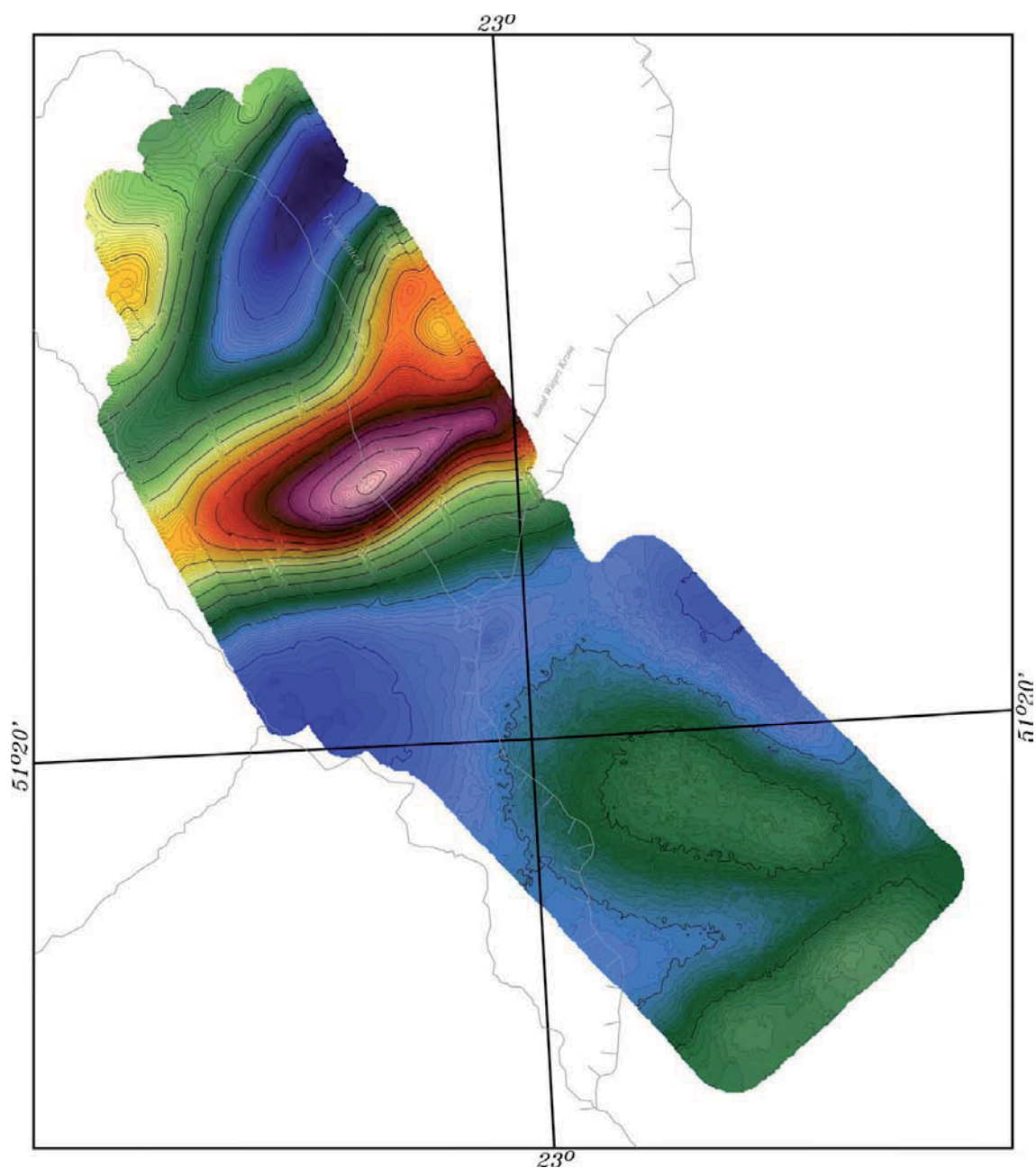


Fig. 2_6. Mapa anomalii całkowitego natężenia ziemskiego pola magnetycznego T, utworzona z połączenia nowego i archiwalnego zdjęcia szczegółowego (rejon Parczewa – patrz **Fig. 2_5**; kolory czerwony i fioletowy – anomalie dodatnie, zielone i niebieskie – anomalie ujemne)

3. Wykonanie otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (o głębokości 200 m)

(M. Wróblewska, W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, B. Tomaszewska)

Przeprowadzona analiza materiałów archiwalnych umożliwiła wskazanie plutonu Karkonoszy jako optymalnego miejsca badań pilotażowych w skałach krystalicznych dla niekonwencjonalnych systemów geotermalnych. Dodatkowym argumentem była tekstura skał krystalicznych. W przypadku granitów są to zwykle skały bardziej zwarte (zwłaszcza w wystąpieniach o dużych kubaturach) niż utwory metamorficzne Sudetów, na ogół łupkowe. Granity są bardziej podatne na zabiegi szczelinowania dla potrzeb technologii HDR, a ich zasięg głębokościowy – przypuszczalnie nawet do 10 km – gwarantował uzyskanie wysokich temperatur. O korzystnych parametrach termicznych plutonu Karkonoszy świadczą również występujące w okolicach wody termalne, np. w Cieplicach Śląskich–Zdroju.

Istniejące bazy danych o parametrach petrofizycznych skał, w tym o parametrach termicznych, a zwłaszcza o stopniu i gradiencie oraz wielkości generowanego w górotworze ciepła radiogenicznego okazały się niewystarczające dla potrzeb sporządzenia modelu termicznego granitoidów karkonoskich. Stąd decyzja o wykonaniu otworu badawczego w rejonie Szklarskiej Poręby.

Ze względów praktycznych, lokalizację potencjalnych obszarów badawczych rozważano w odniesieniu do miejsc dawnej lub obecnej eksploatacji surowców skalnych, zwłaszcza w obrębie istniejących obszarów lub terenów górniczych. Dostępność terenu jest w takich miejscach łatwiejsza. Większa jest też szansa na uniknięcie potencjalnych konfliktów interesów z obszarami chroniącymi zasoby przyrody ożywionej. Czynniki te, oraz wykonalność wiercenia i związanych z nim badań, były podstawą do lokalizacji otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (**Fig. 3_1**) w rejonie Szklarskiej Poręby - Huty (powiat jeleniogórski).

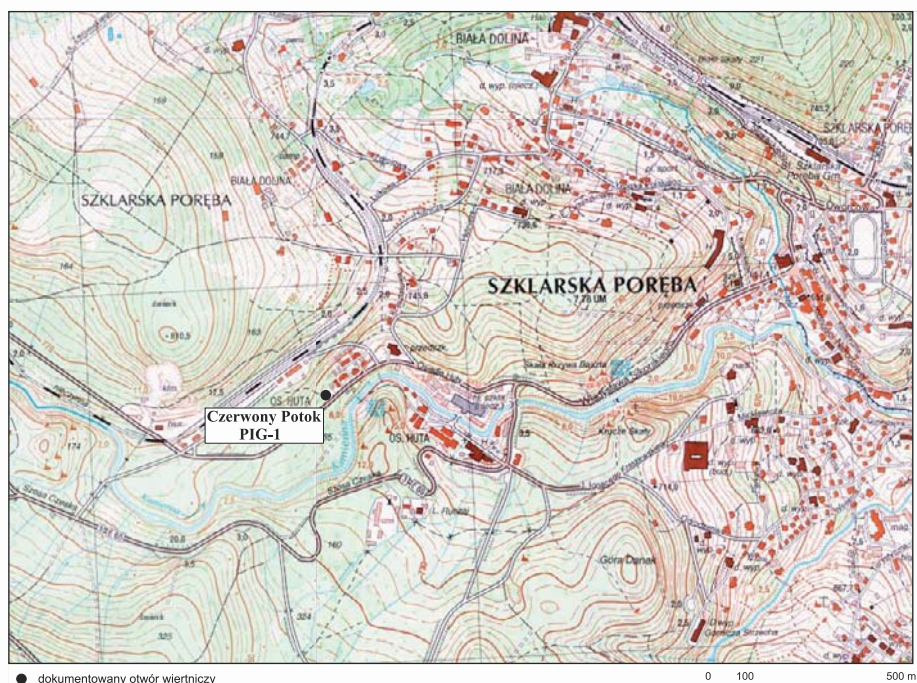


Fig. 3_1. Lokalizacja otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 – na tle mapy topograficznej o skali 1:10 000 (CODGiK, 1998)

Celem wiercenia było uzyskanie informacji o warunkach termicznych w granitoidowym plutonie Karkonoszy, w rejonie Szklarska Poręba-Huta i pozyskanie próbek do badań laboratoryjnych dla potrzeb opracowania termicznego modelu polskiej części tego plutonu. W projekcie prac geologicznych dla wykonania otworu Czerwony Potok PIG-1 (Bujakowski i in. 2011) założono wykonanie pionowego pełnordzeniowanego otworu do głębokości 200,0 m p.p.t. (rdzeniowanie rozpoczęto od głębokości 8,0 m) wraz z badaniami geofizyki otworowej, ukierunkowanej szczególnie na pomiary temperatury w górotworze oraz analizy potencjału generacyjnego dla ciepła radiogenicznego związanego z obecnością uranu, toru i potasu w granitoidach masywu Karkonoszy.

W trakcie prowadzonych prac do badań pobrano z rdzeni wiertniczych (Fig. 3_2) 129 różnego rodzaju próbek. (Badania te, wykonane w ramach niniejszego przedsięwzięcia, szerzej omówiono w następnym rozdziale).

Badania petrograficzno-mineralogiczne próbek skał wykonano w świetle przechodzącym w celu określenia litologii, tekstury, składu mineralnego i rodzaju przeobrażeń. Wykonano je z użyciem mikroskopu NIKON ECLIPSE LV100 POL. Dla próbek skał, wytypowanych spośród powyższych, wykonano również badania chemiczne, które obejmowały określenie zawartości pierwiastków głównych i śladowych.



Fig. 3_2. Przykładowy odcinek rdzenia pobranego z otworu Czerwony Potok PIG-1 (głębokość 151,4 - 156,4 m; skała - granitoid średnio-grubokrystaliczny)

Badania petrofizyczne parametrów zbiornikowych próbek skał obejmowały określenie porowatości, przepuszczalności i gęstości.

Badania parametrów termicznych na próbkach rdzenia obejmowały pomiary przewodności cieplnej, pojemności cieplnej i badanie wielkości produkcji ciepła

radiogenicznego (te ostatnie w oparciu o oznaczenia zawartości i stężenia aktywności dla wytypowanych izotopów pierwiastków promieniotwórczych - produktów rozpadów promieniotwórczych, odpowiednio szeregu U-238 i Th-232 oraz izotopu K-40).

W samym otworze wykonano pomiary temperatury w trzech etapach: bezpośrednio po wykonaniu wiercenia (warunki termiczne nieustalone) oraz dwukrotnie w warunkach ustalonego reżimu termicznego, w odstępie miesięcznym. Gradient geotermiczny określony na podstawie pomiarów w warunkach ustalonego reżimu termicznego jest rzędu $0,4^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$ dla przedziału obliczeń od 16 do 196 m¹. Jego względnie wartość prawdopodobnie wiąże się m.in. z produkcją przez skały zwiększonej ilości ciepła radiogenicznego.

Ponadto, wykonano następujące pomiary sondami geofizyki wiertniczej (poza ww. pomiarami temperatury), celem określenia własności fizycznych ośrodka w otworze i jego bezpośrednim otoczeniu (przykład – **Fig. 3_3**):

- ✓ POst-3 - profilowanie oporności sterowane wykonane laterologiem trójelektrodowym;
- ✓ SOg - sondowanie oporności gradientowe;
- ✓ PS – potencjały naturalne;
- ✓ PAP – profilowanie akustyczne;
- ✓ PŚrXY – profilowanie średnicy;
- ✓ PK – profilowanie krzywizny;
- ✓ POpl – profilowanie oporności płuczki;
- ✓ SPG – profilowanie spektrometryczne.

¹ Koreferent (Szewczyk, 2013) uważa, że podana wartość jest zdecydowanie zbyt wysoka, a jej rzeczywista wartość dla obszaru masywu karkonoskiego jest zbliżoną do wartości $2.1\text{-}2.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Ma to b. ważne konsekwencje dla wyników wykonanych modelowań hydrotermalnych.

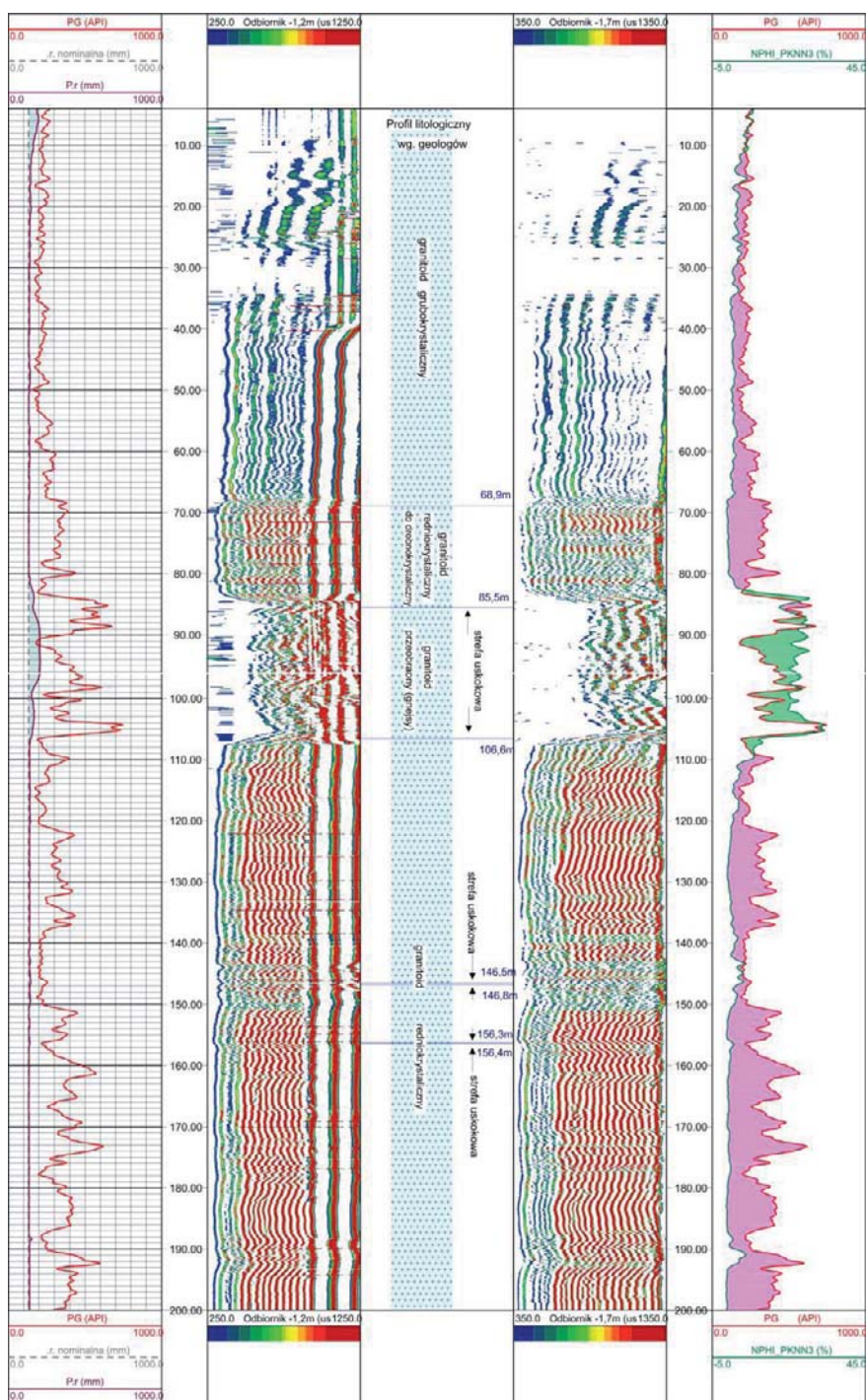


Fig. 3_3. Wyniki interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej w otworze Czerwony Potok PIG-1 (na głębokości około 100 m widoczna strefa uskokowa; Bielniak, 2012)

4. Badania laboratoryjne na próbkach skał z wytypowanych obszarów

4.1 Skały osadowe

(A. Sowizdzał i in.)

W celu rozpoznania parametrów zbiornikowych skał budujących potencjalne zbiorniki energii petrotermalnej pobrano 352 próby rdzeniowe z 17 profili wierceń znajdujących się w typowanych obszarach dla lokalizacji niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych. Najistotniejsze dane pochodzą z prób pobranych z 11 otworów wiertniczych znajdujących się w głównym wytypowanym obszarze badawczym (Fig.4_1). Pobrane próby zostały odpowiednio przygotowane do wykonania badań parametrów petrofizycznych, termicznych, mechanicznych i petrograficznych wytypowanych poziomów stratygraficznych.

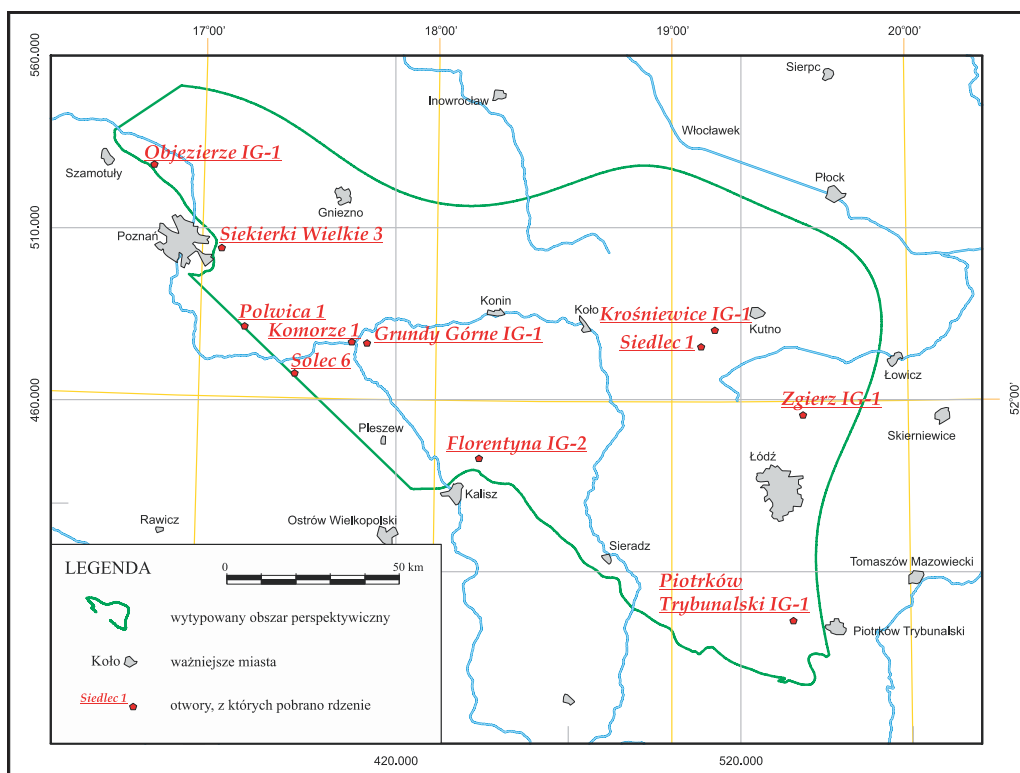


Fig.4_1. Lokalizacja otworów, z których pobrano rdzenie do analiz

Analizy petrologiczne prób skał osadowych

(M. Rembiś, A. Smoleńska)

W celu określenia składu ziarnowego wykonano badania petrograficzne 300 próbek skał osadowych pochodzących z otworów wiertniczych zlokalizowanych w wytypowanym obszarze badawczym (pomiędzy Poznaniem a Piotrkowem Trybunalskim - patrz rozdział 1, badania dla skał osadowych). Obejmowały one wykonanie obserwacji petrograficznych w mikroskopie optycznym do światła przechodzącego oraz w skaningowym mikroskopie elektronowym.

Zmienność składu ziarnowego w poszczególnych próbkach skał klastycznych określono poprzez analizę wielkości ziaren. W każdym preparacie mikroskopowym dokonano pomiarów 300 ziaren wzdłuż założonych linii pomiarowych. Umożliwiło to określenie parametrów uziarnienia: minimalnej, maksymalnej i średniej średnicy ziaren oraz graficznego standardowego odchylenia GSO, według wzorów podanych przez R. L. Folka i W. C. Warda (1957). Dla składników szkieletu ziarnowego określono także ich obtoczenie oraz charakter przeobrażeń. Na podstawie analizy planimetrycznej (300 punktów w każdej próbce) ustalono procentowy udział składników szkieletu ziarnowego i spoiwa. Dla uzyskanych danych podano także wartości sparametryzowane.

W celu szczegółowej identyfikacji składników spoiwa omawianych utworów wykonano badania SEM. Do badań wykorzystano skaningowy mikroskop elektronowy typu NOVA NANO SEM firmy FEI Company wraz z przystawką EDAX. Obserwacje obejmujące morfologię składników oraz wzajemne relacje pomiędzy nimi prowadzono na przekłach naturalnych próbek pokrytych warstwą węgla.

W wyniku wykonanych badań wydzielono zróżnicowane utwory należące do litofacji: piaskowcowej, mułowcowej, węglanowej, ryolitów, tufów i tufitów oraz anhydrytu.

Dla skał o najlepszych własnościach wykonano analizę ewolucji diagenetycznej. Są nimi utwory wapienia muszlowego oraz pstrego piaskowca.

Wapień muszlowy

Utwory wapienia muszlowego opisane zostały w otworach Krośniewice IG-1, Siedlec 1 i Zgierz IG-1. Reprezentują: bardzo drobno- i drobnoziarniste subarkozy, bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste arenity kwarcowe i arkozowe, średnioziarniste i gruboziarniste mułowce ilasto-żelaziste, krzemionkowo-ilasto-wapniste i wapnisto-krzemionkowo-żelaziste oraz drobnoziarniste mułowce krzemionkowo-ilaste oraz wapień mikrytowe, mikrosparytowe oosparytowe i oobiosparytowe.

W badanych utworach etap eodiagenetyzacji zaznaczył się głównie kompaktacją mechaniczną oraz tworzeniem się krzemionkowych obwódek regeneracyjnych, a także powstaniem ilastych, ilasto-żelazistych i węglanowych cementów obwódkowych. W mniejszym stopniu zachodziła cementacja kalcytowa oraz gipsowa i anhydrytowa. Procesy te wpłynęły na zmniejszenie porowatości. Odminną rolę w tym etapie miało rozpuszczanie kwarcu, skaleni i kalcytu oraz zastępowanie skaleni, twardziców i kwarcu, przyczyniające się do zwiększenia porowatości.

W etapie mezodiagenetyzacji w dalszym ciągu ograniczana była porowatość skał przez procesy cementacji wymienionych wcześniej składników, a dodatkowo przez tworzenie się cementu krzemionkowego i rekrytalizację składników węglanowych i illitu. Przeciwdziałały im nadal procesy rozpuszczania kalcytu, a ponadto detrytycznego kwarcu i skaleni. W etapie tym duże znaczenie miało także zastępowanie skaleni, twardziców i kwarcu przez serycyt, kalcyt, kaolinit i chloryt.

W etapie telodiagenetyzacji wymienione procesy przemian diagenetycznych zachodziły z mniejszym nasileniem. Wśród nich główne znaczenie miało rozpuszczanie kwarcu, skaleni i składników węglanowych, zwiększające porowatość, a także tworzenie kaolinitu, pirytu oraz cementu kalcytowego i krzemionkowego, wpływające na jej zmniejszenie.

Pstry piaskowiec

Utwory pstrego piaskowca występują w otworach: Florentyna IG 1, Grundy Górne IG 1, Piotrków Trybunalski IG 1, Siedlec 1, Strzelce Krajeńskie IG 1 i Zgierz IG 1. Reprezentowane są przez: bardzo drobno i drobnoziarniste arenity arkozowe, kwarcowe i lityczne; bardzo drobno i drobnoziarniste subarkozy; drobnoziarniste waki arkozowe; gruboziarniste mułowce krzemionkowe, ilasto-żelaziste, ilasto-żelazisto-wapniste i wapnisto-ilaste; drobno, średnio i gruboziarniste mułowce żelaziste i żelazisto-krzemionkowo-wapniste. Ponadto należą do nich wapienie mikrytowe, mikrosparytowe, sparytowe, mikrytowo-sparytowe, biomikrytowe, oomikrytowe i oosparytowe oraz dolomity sparytowe. Występują także przewarstwienia anhydrytu.

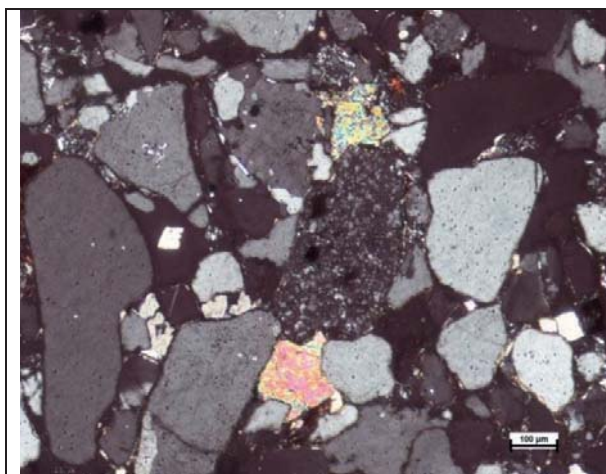
Podstawowym procesem wpływającym na ograniczenie porowatości utworów pstrego piaskowca była kompaktacja mechaniczna, która rozpoczęła się we wczesnej eodiagenecie. Równolegle na ziarnach detrytycznych powstawały obwódkowe cementy ilaste, ilasto-żelaziste i węglanowe. W przestrzeni porowej krystalizował także mikrokryształiczny cement krzemionkowy i kalcytowy cement blokowy oraz miejscami gips i anhydryt. W tym etapie diagenetyzacji zwiększenie porowatości dokonało się natomiast poprzez rozpuszczanie kwarcu detrytycznego i skałeni oraz składników węglanowych. Niewielkie znaczenie miały procesy zastępowania ziaren detrytycznych i kryształów kalcytu oraz rekryształizacja składników węglanowych.

W etapie mezodiagenetyzacji doszło do nasilenia przemian diagenetycznych istotnie wpływających na zmiany porowatości tych utworów. Kontynuowana była kompaktacja mechaniczna, a pod koniec tego etapu miała miejsce kompaktacja chemiczna. Doprowadziły one w dużym stopniu do rozpuszczania kwarcu detrytycznego i skałeni, a następnie tworzenia się krzemionkowych obwódek regeneracyjnych oraz mikrokryształicznego cementu krzemionkowego. Znaczącym procesem było powstawanie blokowego cementu kalcytowego oraz rekryształizacja mikrytu kalcytowego połączona w niektórych skałach z zastępowaniem tego minerału przez dolomit. W skałach klastycznych zastępowaniu powszechnie ulegały skałenie, łuszczyki i kwarc. W początkowym stadium mezodiagenetyzacji

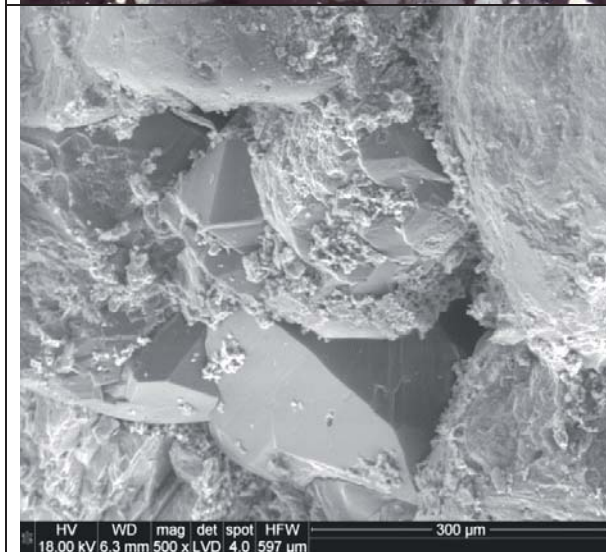
intensywnie tworzył się kaolinit, natomiast w końcowym dodatkowo zachodziła rekrystalizacja illitu. Niemal przez cały ten etap powstawały gips i anhydryt, które lokalnie ulegały większemu nagromadzeniu tworząc warstewki.

Etap telodiagenety zaznaczył się rozpuszczaniem składników węglanowych oraz ich rekrystalizacją i zastępowaniem. Temu ostatniemu procesowi podlegały też ziarna kwarcu i skaleni. Nielicznie natomiast tworzyły się autigeniczny kaolinit oraz piryt.

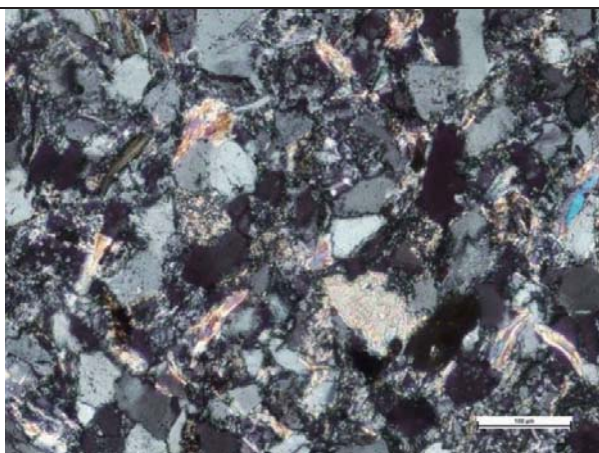
Poniżej przedstawiono obrazy mikroskopowe najbardziej typowych skał z rejonu badań.



Fot. 4_1. Obraz mikroskopowy w świetle przechodzącym drobnoziarnistej subarkozy (próbka 260). Widoczne są różnorodne typy kontaktów międzyziarnowych.

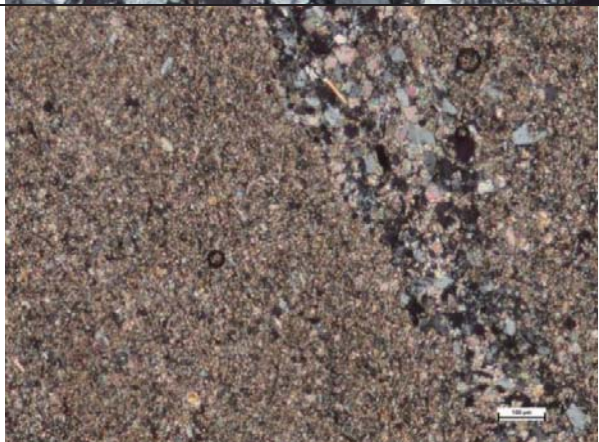


Fot. 4_2. Obraz w SEM bardzo drobnoziarnistego arenitu kwarcowego (próbka 79). Widoczne są obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu powodujące silne połączenie ziaren oraz wyraźne zmniejszenie przestrzeni porowej.



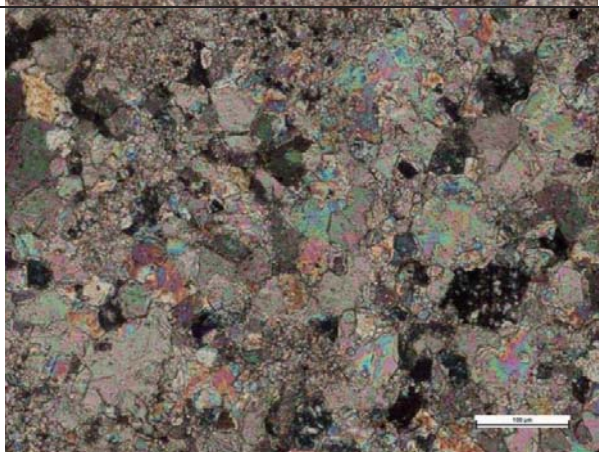
Fot. 4_3. Obraz mikroskopowy w świetle przechodzącym gruboziarnistego mułowca krzemionkowo-ilastego (próbka 200B). W przestrzeni między ziarnami szkieletu bezładnie rozmieszczone są minerały ilaste i mikrokrystaliczny kwarc.

Odcinek skali - 100 μm .



Fot. 4_4. Obraz mikroskopowy w świetle przechodzącym wapienia mikrytowego (próbka 233). Mikryt budujący wapień przecięty laminą mikrosparytową z pojedynczymi ziarnami kwarcu.

Odcinek skali - 100 μm .



Fot. 4_5. Obraz mikroskopowy w świetle przechodzącym wapienia sparytowego (próbka 28). Duże kryształy sparytu gdzieśgdzie przetkane mikrytem i mikrosparytem.

Odcinek skali - 100 μm .

Analizy petrofizyczne prób skał osadowych

(R. Semyrka, A. Sowizdzał, W. Górecki, M. Kaczmarczyk, G. Semyrka, W. Machowski, M. Michna, M. Maruta, P. Rutkowski, W. Piekarczyk, M. Szumera, G. Grabowski, J. Mazur, K. Kozak)

Na 300 próbach skał osadowych pochodzących z archiwalnych rdzeni wiertniczych (zostały wykonane oznaczenia własności petrofizycznych z interwałów głębokościowych perspektywicznych dla systemów EGS w skałach osadowych).

Wykonano badania parametrów petrofizycznych wytypowanych poziomów stratygraficznych utworów karbonu, permu i triasu z profili otworów przemysłu naftowego. Badania te obejmują problematykę własności fizycznych skał w zakresie: parametrów filtracyjnych, termicznych i mechanicznych. Badania własności zbiornikowych skał obejmowały badania porozymetryczne w zakresie takich parametrów jak: porowatość efektywna, gęstość objętościowa i szkieletowa, przeciętna średnica por, powierzchnia właściwa i typ przestrzeni zbiornikowej. W tym zakresie wykonano 300 analiz porozymetrycznych. Parametr przepuszczalności, jako badania uzupełniające do zgromadzonego banku danych wykonano w ilości 65 oznaczeń.

Badania mechanicznej wytrzymałości na ściskanie skał, z uwzględnieniem modułu Younga zostały wykonane dla 29 próbek utworów wapienia muszlowego, pstrego piaskowca, permu i karbonu.

Badania termiczne obejmujące pomiary ciepła właściwego dla zadanych progów termicznych 100 i 150⁰C wykonano na 22 próbkach skał pobranych z wytypowanego obszaru badawczego dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych. Na 24 próbkach wykonano badanie przewodności cieplnej. Badanie przewodności w kierunku równoległym wykonano dla 23 prób, a w kierunku prostopadłym dla 22 prób.

W 17 próbkach skalnych wykonano pomiar stężeń naturalnych izotopów promieniotwórczych: radu (Ra-226), toru (Th-228) i potasu (K-40) metodą niskotłokowej spektrometrii gamma z zastosowaniem toru spektrometrycznego firmy Canberra®.

Wszystkie wyniki badań przeprowadzonych na rdzeniach zostały zamieszczone w bazie danych projektu.

Analiza porozymetryczna

Pomiary metodą porozymetrii rtęciowej pozwalają na identyfikację potencjalnych skał zbiornikowych, ocenę ich jakości i spodziewanego nasycenia płynami złożowymi. Istota tej metody opiera się na założeniu, że ciśnienia kapilarne są wynikiem interakcji sił działających wewnątrz cieczy (tj. kohezji) oraz sił pomiędzy cieczami nasycającymi przestrzeń porową a szkieletem skały (tj. adhezji).

Badania ilościowe i jakościowe przestrzeni porowej próbek analizowanych z rdzeni wiertniczych, wykonano porozymetrem rtęciowym Auto Pore 20 firmy Micromeritics. W aparacie tym zastosowano komputerowe sterowanie procesem wtłaczania rtęci, jak również automatyczną rejestrację i wizualizację danych pomiarowych.

Wyróżniamy trzy typy genetyczne zbiorników (klasyfikacja naftowa): porowy (I), porowo-szczelinowy (II) lub szczelinowy (III).

Analiza wyników badań porozymetrycznych, w rozkładzie powierzchniowym poszczególnych wydzieleni litostratygraficznych, pozwala stwierdzić, że:

➤ *Utwory kajpru*, rozpoznane w pobliskich sobie, profilach otworów Piotrków Trybunalski IG-1 i Siedlec 1:

- wykształcone w *facji terygenicznej* reprezentują skały bardzo niskiej porowatości, typu porowo-szczelinowego ich przestrzeni porowej,
- wykształcone w *facji węglanowej* to skały bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowo-porowego charakteru przestrzeni porowej,

- wykształcone w *facji mułowcowej*, to skały bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego.

➤ *Utwory wapienia muszlowego*, rozpoznane w profilach otworów Florentyna IG-2, Grundy Górne IG-1, Krośniewice IG-1, Piotrków Trybunalski IG-1, Siedlec 1, Strzelce Krajeńskie IG-1 i Zgierz IG-1:

- wykształcone w *facji węglanowej*, to skały o bardzo niskiej porowatości, porowo-szczelinowego typu przestrzeni porowej w profilach wierceń Florentyna IG-2, Krośniewice IG-1 Grundy Górne IG-1 i Siedlec 1,
- wykształcone w *facji mułowcowej*, to utwory bardzo niskiej porowatości w profilach wierceń Krośniewice IG-1, Siedlec 1 i Strzelce Krajeńskie IG-1 i niskiej w Piotrkowie Trybunalskim IG-1,
- wykształcone w *facji terygeniczej*, rozpoznane w profilach wierceń *Krośniewice IG-1, o porowatości niskiej, o typie przestrzeni porowej - szczelinowo-porowej*,
- pojedyncze wkładki *anhydrytów* (Florentyna IG-2) to utwory bardzo niskiej porowatości, szczelinowo-porowego charakteru przestrzeni porowej, a z kolei utwory typu *pioroklastycznego* (Krośniewice IG-1) to skały niskiej porowatości, również złożonej, porowo-szczelinowej przestrzeni porowej.

➤ *Utwory pstrego piaskowca*, zidentyfikowane w profilach wierceń Florentyna IG-2, Grundy Górne IG-1, Piotrków Trybunalski IG-1, Siedlec 1, Strzelce Krajeńskie IG-1:

- wykształcone w *facji mułowcowej* to utwory bardzo niskiej porowatości, głównie typu szczelinowego, podrzędnie porowo-szczelinowego,
- wykształcone w *facji utworów terygeniczych* to utwory generalnie bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego, podrzędnie porowo-szczelinowego, poza profilem we Florentynie IG-1, gdzie reprezentuje typ niskiej porowatości, również, głównie typu szczelinowego,
- *węglanowe* utwory pstrego piaskowca to utwory o bardzo niskiej porowatości, głównie typu szczelinowego przestrzeni porowej. Odbiega od tego tylko profil tych utworów w otworze Piotrków Trybunalski IG-1, gdzie utwory te mają wielkość porowatości na jej niskim poziomie,

- pojedyncze wkładki *anhydrytów* w profilu Grundy Górne IG-1, to utwory szczelinowe badzo niskiej porowatości,
 - utwory *piroklastyczne* to skały bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego w profilach otworów Piotrków Trybunalski IG-1 i Siedlec 1 i niskiej porowatości, typu porowego w Zgierzu IG-1.
- **Utwory permu** stwierdzone w profilach otworów: Grundy Górne IG-1, Komorze 1, Objezierze IG-1, Polwica 1, Siekierki Wlk. 3, Solec 1, Strzelce Krajeńskie IG-1:
- wykształcone, głównie w subfacjach *terygeniczných*, we wszystkich wymienionych otworach to głównie skały niskiej porowatości, typu porowego, sporadycznie szczelinowego lub też porowo-szczelinowego. Jedynie w odległym profilu tych utworów w Strzelcach Krajeńskich IG-1 są to skały o bardzo niskiej porowatości i szczelinowym typie przestrzeni porowej.
 - utwory *mułowcowe* w profilu permu występują jedynie w bliskich sobie otworach Grundy Górne IG-1 i Objezierze IG-1. Są to skały bardzo niskiej porowatości, złożonej, szczelinowo-porowej przestrzeni porowej.
 - wapień mikrytowy permu o bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego zidentyfikowano jedynie w profilu otworu wiertniczego Grundy Górne IG-1.
 - dolomit główny w otworach Sadlno 1, Słowieńsko 1 oraz Białogard 4 reprezentowany jest przez dolomity o niskiej lub bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego, lokalnie szczelinowo-porowego,
 - w profilach otworów Objezierze IG-1 i Strzelce Krajeńskie IG-1 podrzędnie występują wkładki *ryolitów*. Są to skały z pogranicza bardzo niskiej i niskiej porowatości o porowym typie jej przestrzeni.
- **Utwory karbonu** występują w profilach wierceń Dygowo 1, Kłanino 3, Komorze 1, Objezierze IG-1, Polwica 1, Siekierki Wielkie 3 i Solec 6. Utwory *karbonu* to skały *terygeniczne, mułowcowe i piroklastyczne*;
- skały terygeniczne charakteryzują się bardzo niską porowatością o szczelinowym, bądź porowo-szczelinowym typie przestrzeni porowej,

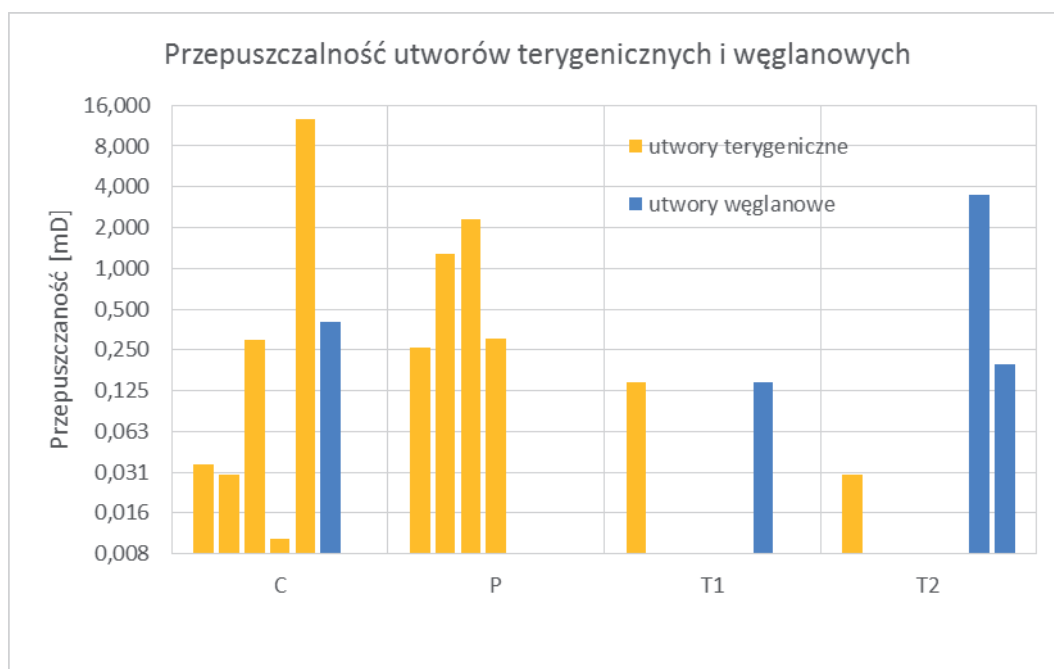


Fig.4_3. Uśrednione wartości przepuszczalności utworów terygenicnych i węglanowych (dla poszczególnych otworów)

Podsumowując, we wszystkich otworach występujące tam odmiany litologiczne charakteryzują się głównie bardzo niską i niską porowatością, o porowo-szczelinowym i szczelinowym typie przestrzeni porowej (korzystne dla systemów EGS). Względnie podwyższone wartości porowatości o porowym typie przestrzeni związane są z utworami permu. Potencjalnymi zbiornikowymi skałami osadowymi dla wykorzystania ich energii w niekonwencjonalnych systemach geotermicznych (EGS) mogą być skały węglanowe lub terygeniczne (**Fig. 4_2 i 3**).

Badania mechaniczne

W ramach badań mechanicznych wykonano badania wytrzymałości na ściskanie (zdolność przeciwstawiania się obciążeniom zewnętrznym; zależna od genezy skał, tektoniki, struktury i tekstury skały, zawilgocenia, porowatości, głębokości zalegania, własności cieplnych) i badania statycznego modułu Younga (moduł sprężystości podłużnej; zależny od obciążenia). Badania wykonano dla 29 próbek skalnych.

Na uzyskanych próbkach sześciennych przeprowadzono badanie na ściskanie przy użyciu maszyny wytrzymałościowej Zwick/Roell Z2020.

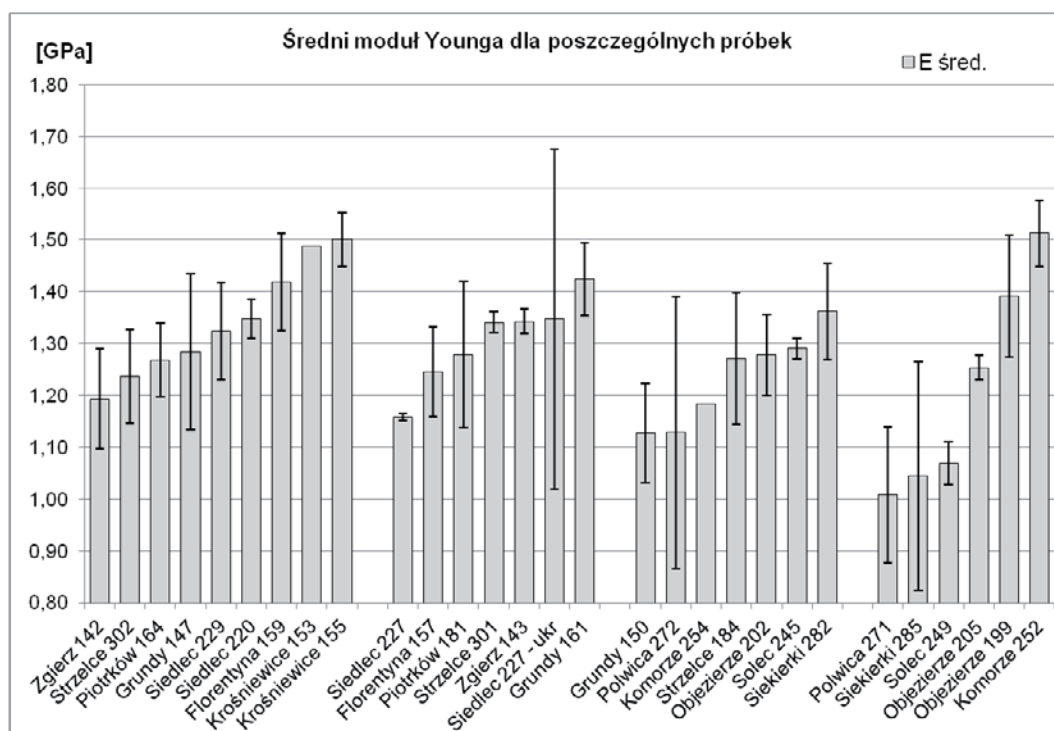


Fig. 4_4. Wartości średnich modułów Younga dla poszczególnych rdzeni (średnia odnosi się do wartości obciążenia)

Moduł sprężystości podłużnej większości skał zawiera się na ogół w przedziale 10^3 – 10^5 MPa. Wartości modułu uzyskane z badań (**Fig.4_4**) wynosiły od 1070 do 1501 MPa, a więc charakterystyczne dla skał o niskiej sprężystości.

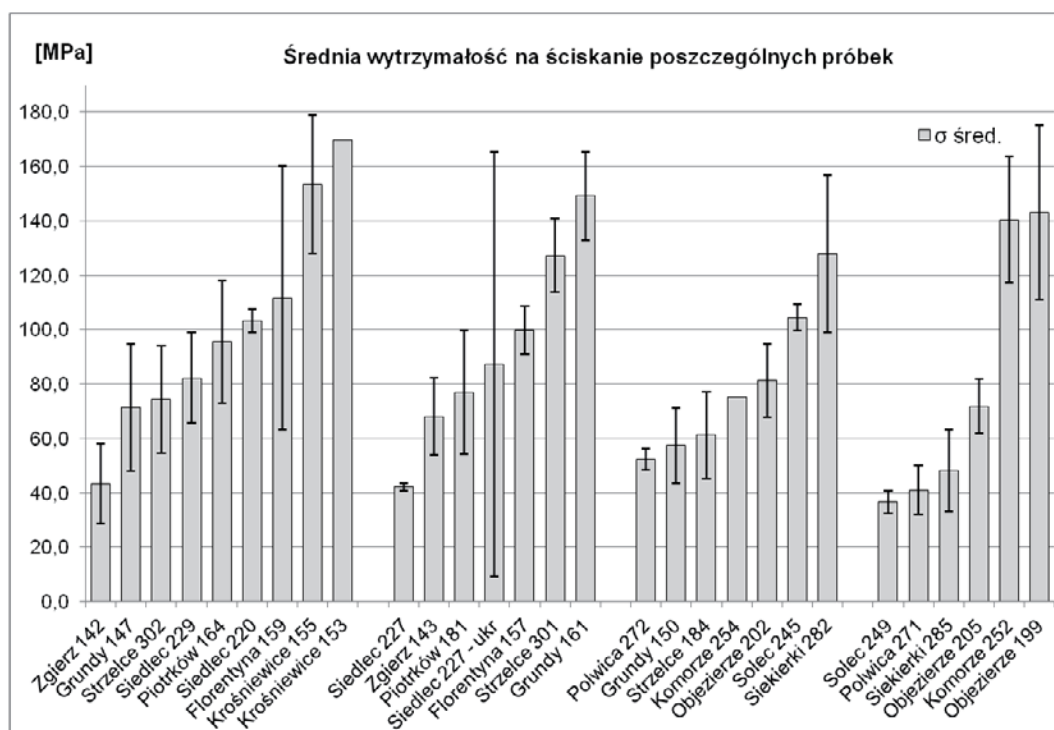


Fig.4_5. Wartości średnich wytrzymałości na ściskanie dla poszczególnych rdzeni (średnia odnosi się do wartości obciążenia)

Największą wytrzymałością na ściskanie (**Fig.4_5**) wyróżnia się tu próbka mułowca (skała terygeniczna) pobrana z otworu Krośniewice IG-1 [153], natomiast wśród skał węglanowych wyróżnia się środkowotriasowy wapień mikrosparytowy pobrany z otworu Florentyna IG-1. Średnią wytrzymałością charakteryzują się próbki: Zgierz IG-1 [142], Siedlec 1 [227], Siekierki Wielkie 3 [285], Polwica 1 [271], a najniższą próbka Solec 6 [249] (subarkoza drobnoziarnista).

Rozpatrując wytrzymałość różnych typów skał na ściskanie (**Fig.4_6**) zauważono, że najwyższą średnią wartością dla rozpatrywanych skał osadowych cechują się mułowce (123 MPa). Średnia wytrzymałość skał węglanowych (83 MPa) jest nieznacznie niższa niż

piaskowców (85.5 MPa), co pozwala stwierdzić, że zarówno wapienie jak i piaskowce w analizowanych otworach są najczęściej skałami mocnymi.

Na sprężyste właściwości skał duży wpływ posiada porowatość lub wzajemny stosunek powierzchni ziaren do powierzchni porów w próbce. W miarę wzrostu porowatości skał moduł Younga oraz wytrzymałość na ściskanie spada (Mikoś, Stewarski, 1977).

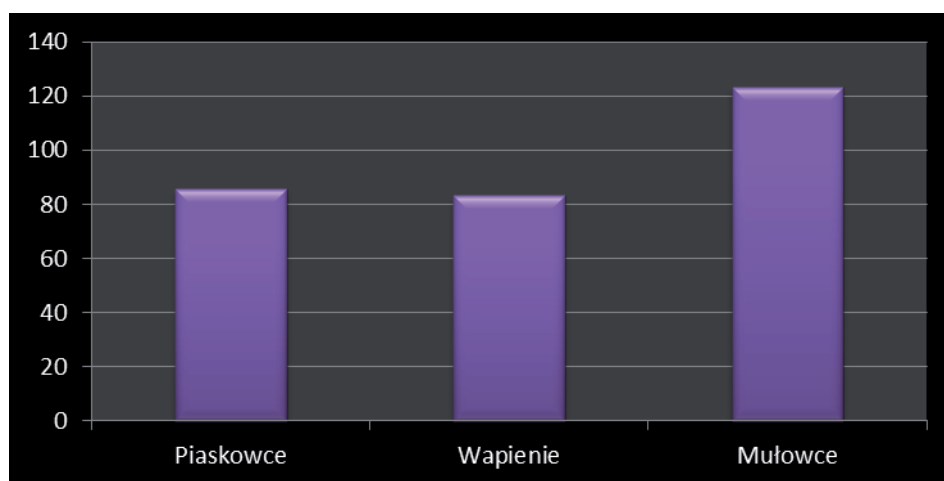


Fig.4_6. Średnia wytrzymałość skał na ściskanie jednoosiowe poszczególnych typów litologicznych skał osadowych [MPa]

Badania termiczne - przewodność cieplna skał

Przewodność cieplna (współczynnik przewodności ciepła) charakteryzuje intensywność wymiany ciepła na drodze przewodzenia w danym ośrodku skalnym. Zależy ona od: składu mineralnego, uziarnienia, porowatości, wielkości i kształtu porów (np. w przypadku porów wydłużonych, zbliżonych do szczelin, współczynnik przewodności ciepłej jest znacznie mniejszy w kierunku rozciągłości porów niż w kierunku prostopadłym), stosunków objętościowych fazy stałej, ciekłej i gazowej oraz wilgotności badanej struktury, na którą należy zwrócić szczególną uwagę, ponieważ zawilgocenie skał porowatych powoduje zwiększenie współczynnika przewodzenia ciepła.

Większość analizowanych próbek skalnych cechuje się niską wartością porowatości efektywnej.

Decydujący wpływ na wartość przewodności cieplnej ma szkielet skalny (Plewa, 1994). Z punktu widzenia poszukiwania skał zbiornikowych dla systemów EGS istotne jest występowanie skał o jak najniższej porowatości i jak najwyższej przewodności cieplnej skały.

W ramach zadania wykonano pomiary współczynnika przewodności cieplnej skał z sześciu otworów wiertniczych: Zgierz IG-1, Piotrków Trybunalski IG-1, Siedlec 1, Grundy Górne IG-1, Florentyna IG-2 oraz Siekierki Wielkie 3. Wszystkie wartości przewodności cieplnej pomierzone zostały dla próbek suchych. Przebadano skały węglanowe (T2, T1), terygeniczne (T1, P, C) oraz mułowce (T3, T2, C). Badanie zostało wykonane dla 24 próbek suchych, nienasączonych wodą, za pomocą urządzenia TCS – Thermal Conductivity Scanner. Przewodność cieplną skał zbadano w dwóch kierunkach: prostopadłym i równoległym (o ile pozwolił na to rozmiar próbki).

Badanie przewodności w kierunku równoległym wykonano dla 23 prób, a prostopadłym dla 22 prób. Największą średnią wartość obu przewodności uzyskano dla arenitu pobranego z otworu Zgierz IG-1 (głębokość 4196,5 m), a najmniejszą dla wapieni z

otworów Grundy Górne IG-1 (2201,0 m - równoległa) i Florentyna IG-2 (głębokość 2413,0 m - prostopadła).

Przewodność cieplna mułowców cechowała się najmniejszym zróżnicowaniem, podczas, gdy największy przedział zmienności obserwowano dla piaskowców (**Fig.4_7**). Również wapień charakteryzują się dużą zmiennością analizowanego parametru. Generalnie przewodność cieplna w skałach porowatych suchych jest znacznie mniejsza niż w skałach zwięzłych o bardzo małej porowatości (Mikoś, Stewarski, 1977).

Istotną rolę przy określaniu przewodności cieplnej skał odgrywa anizotropia ośrodka. Przewodność mierzona równoległe do uwarstwienia skały jest zwykle większa od przewodności mierzonej prostopadłe do uwarstwienia.

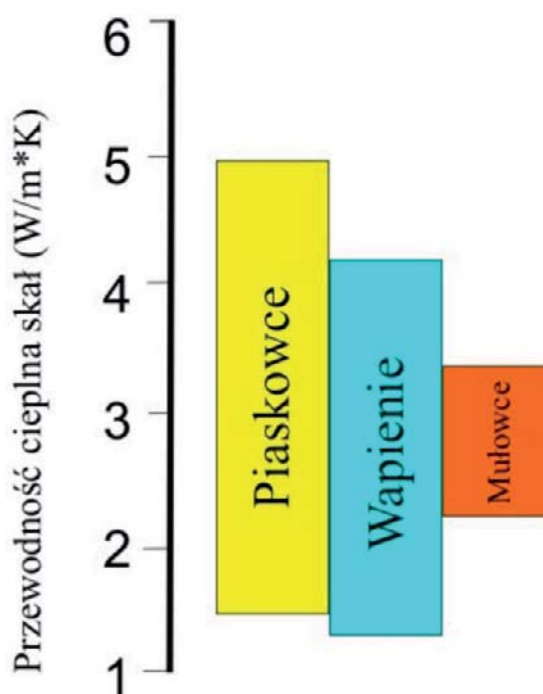


Fig.4_7. Przedziały zmian przewodności cieplnej różnych typów skał (próbki suche)

Badania termiczne - ciepło właściwe (pojemność cieplna)

W ramach zadania wykonano badań termiczne, których celem było przeanalizowanie zachowania się ośrodka skalnego podczas odbioru od niego ciepła, polegającego na wprowadzeniu do zeszczelinowanego górotworu wody. Metody analizy termicznej umożliwiają taką analizę, dzięki określeniu zmian stanu badanej substancji wraz ze zmianą temperatury w różnych warunkach pomiarowych. Metody te wykorzystywane są do badania reakcji chemicznych i przemian fizycznych zachodzących w czasie ogrzewania/studzenia substancji (w tym przypadku próbki geologicznej).

Analiza termiczna badanych próbek skalnych (próby z tych samych otworów, dla których pomierzono przewodność cieplną) została wykonana przy użyciu analizatora termicznego NETZSCH STA 449 F3 Jupiter® firmy NETZSCH, umożliwiającego jednoczesną analizę termiczną z wykorzystaniem dwóch technik badawczych: termograwimetrii i skaningowej kalorymetrii różnicowej (TG-DSC) oraz termograwimetrii i termicznej analizy różnicowej (TG-DT) w stosunku do jednej próbki.

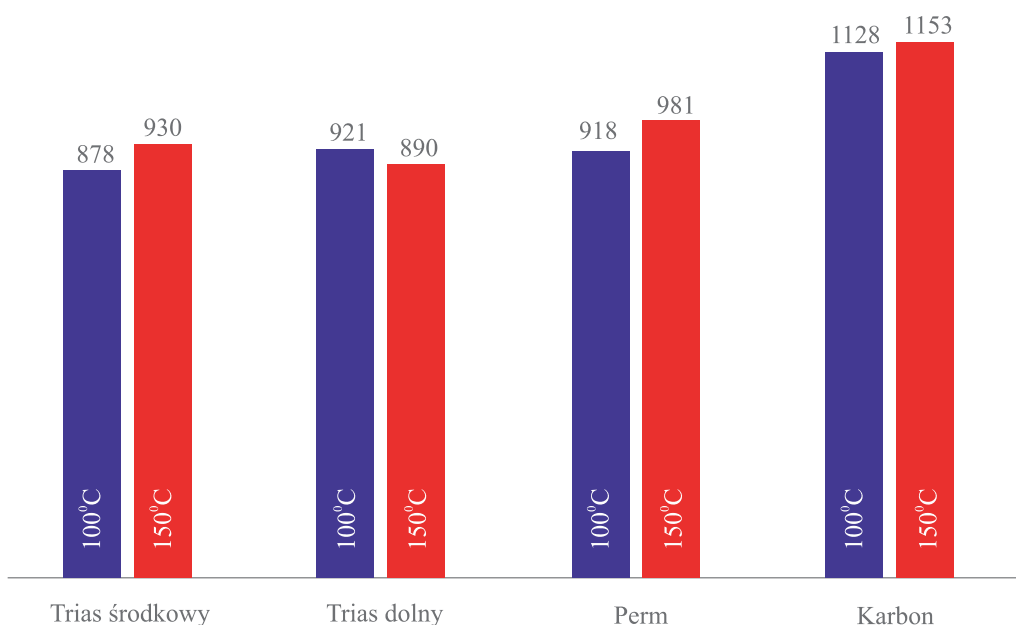


Fig. 4_8. Uśredniona wartość ciepła właściwego (J/gK) dla poszczególnych wydzieleni stratygraficznych dla temperatur 100 i 150°C

Analizując średnie wartości ciepła właściwego (J/gK) dla poszczególnych wydzieli stratygraficznych dla temperatur 100 i 150°C (**Fig.4_8**) obserwuje się, że najwyższymi wartościami ciepła właściwego cechują się utwory karbońskie. W przypadku utworów dolnotriasowych zauważalny jest spadek wartości średniej C_p wraz ze wzrostem temperatury. Najniższą uśrednioną wartością analizowanego parametru pomierzoną dla temperatury 100°C charakteryzują się utwory środkowotriasowe, podczas gdy dla temperatury 150°C utwory dolnotriasowe.

Wśród potencjalnych osadowych skał zbiornikowych dla systemów EGS piaskowce charakteryzują się większym zróżnicowaniem wartości ciepła właściwego od wapieni (**Fig.4_9**). Jednocześnie piaskowce częściej charakteryzują się wyższymi wartościami C_p niż wapienie. Maksymalną wartość C_p pomierzono dla piaskowca (T2) pobranego z otworu Krośnice IG-1 z głębokości 4563,2 m.

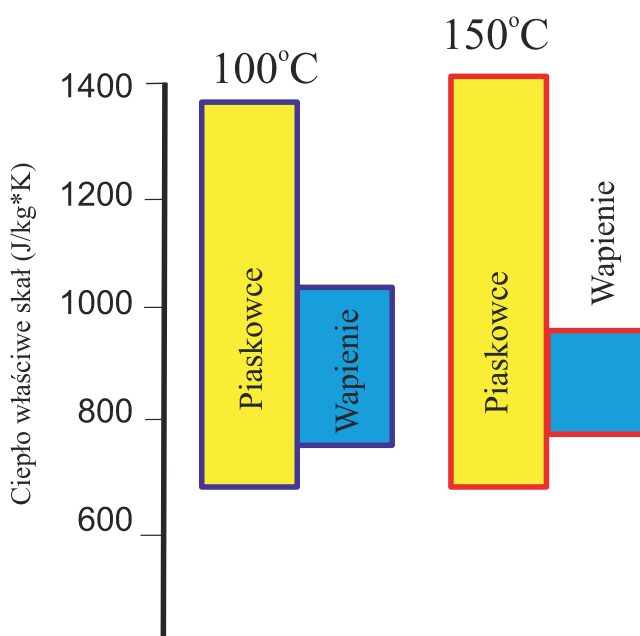


Fig. 4_9. Zakres zmienności ciepła właściwego dla poszczególnych typów skał osadowych dla temperatur 100 i 150°C

Interesujące z punktu widzenia odbioru ciepła od górotworu (tzn. dla funkcjonowania instalacji EGS) są dwie sytuacje omówione poniżej.

1. W których mamy do czynienia ze stosunkowo stałą temperaturą górotworu (oznacza to, że następuje ciągły odbiór ciepła od górotworu przy braku spadku jego temperatury). Jeżeli temperatura jest stała to C_p powinno na wykresie $C_p(T)$ być stałe lub rosnąć aby odbiór ciepła ΔQ był stały lub wzrastał.
2. Temperatura górotworu spada, ale nie więcej niż 10°C w całym okresie eksploatacji. Jeżeli temperatura spada to C_p powinno na wykresie $C_p(T)$ rosnąć, aby odbiór ciepła ΔQ był stały lub malał wolniej niż następuje spadek temperatury górotworu.

Badania dylatometryczne

Badaniom dylatometrycznym (zwiększania się objętości ciał w miarę wzrostu ich temperatury, gdy zachowane jest stałe ciśnienie) poddano 22 próbki skalne. Rozszerzalność liniowa została zmierzona przy użyciu dylatometru NETZSCH model 402 C.

Jeżeli ciało stałe poddane zmianom temperatury nie ma swobody w zmianie swych wymiarów, wówczas generowane są tzw. naprężenia termiczne. Ich wielkość może być dostatecznie duża, by doprowadzić do zniszczenia konkretnych części, z którymi się stykają. Wyniki przeprowadzonych badań nie wskazują na ich odstępstwo od wyników standardowych (tzn. na brak naprężeń niszczących skałę w warunkach występujących w badanym górotworze).

Badania radiogeniczne

Wszystkie substancje mineralne zawierają naturalne pierwiastki promieniotwórcze. Ze względu na wiek Ziemi wynoszący około $4,5 \cdot 10^9$ lat, do naszych czasów na mierzalnym poziomie przetrwały tylko izotopy o czasie połowicznego zaniku $T_{1/2} > 10^8$ lat. Najbardziej istotnymi z nich są: U-238 ($T_{1/2} = 4,47 \cdot 10^9$ lat), Th-232 ($T_{1/2} = 14,05 \cdot 10^9$ lat), U-235 ($T_{1/2} = 0,704 \cdot 10^9$ lat) oraz K-40 ($T_{1/2} = 1,28 \cdot 10^9$ lat).

Pomiar stężeń naturalnych izotopów promieniotwórczych: radu (Ra-226), toru (Th-228) i potasu (K-40) w 17 próbkach skalnych wykonano metodą niskotłokowej spektrometrii promieniowania gamma z zastosowaniem toru spektrometrycznego firmy Canberra®. Wykorzystano źródło kalibracyjne CBSS 2, produkcji Czech Metrology Institute zawierające zestaw 10 izotopów gamma.

W celu obliczenia stężeń naturalnych izotopów analizowane były linie promieniowania gamma o energiach:

- 1460,81 keV, K-40, potas;
- 609,31 keV, Bi-214, uran;
- 911,60 keV, Ac-228, tor

W celu obliczenia wartości ciepła radiogenicznego dla próbek skalnych przeliczono aktywności w jednostkach [Bq/kg] na jednostki [ppm] dla uranu U i toru Th oraz na [%] dla potasu K (**Fig. 4_10**). Przyjęto następujące współczynniki przeliczeniowe:

- 1 Bq/kg = 0,0033% K
- 1 Bq/kg = 0,08044 ppm U
- 1 Bq/kg = 0,24361 ppm Th

Zmierzone stężenia naturalnych izotopów promieniotwórczych posłużyły następnie do obliczenia wartości ciepła radiogenicznego dla każdej próbki (wzór wg Buecker, Rybach, 1996 - **Fig. 4_11**).

Najwyższymi wartościami ciepła radiogenicznego charakteryzują się próbki karbońskie, a także dolnotriasowe (**Fig. 4_11**). Jednocześnie próbki te cechują się najwyższymi stężeniami potasu, uranu i toru (**Fig. 4_10**). Najwyższa wartość ciepła radiogenicznego związana jest z próbką K-1, na którą w przeważającej większości składają się skały piaszczyste. Znacznie mniejsze wartości ciepła radiogenicznego związane są z próbkami permu i wapienia muszlowego. Najniższa wartość analizowanego parametru cechuje próbkę P-2 zbudowaną z terygenicznymi utworów permu. Niskim ciepłem radiogenicznym charakteryzują się wapienie triasu środkowego.

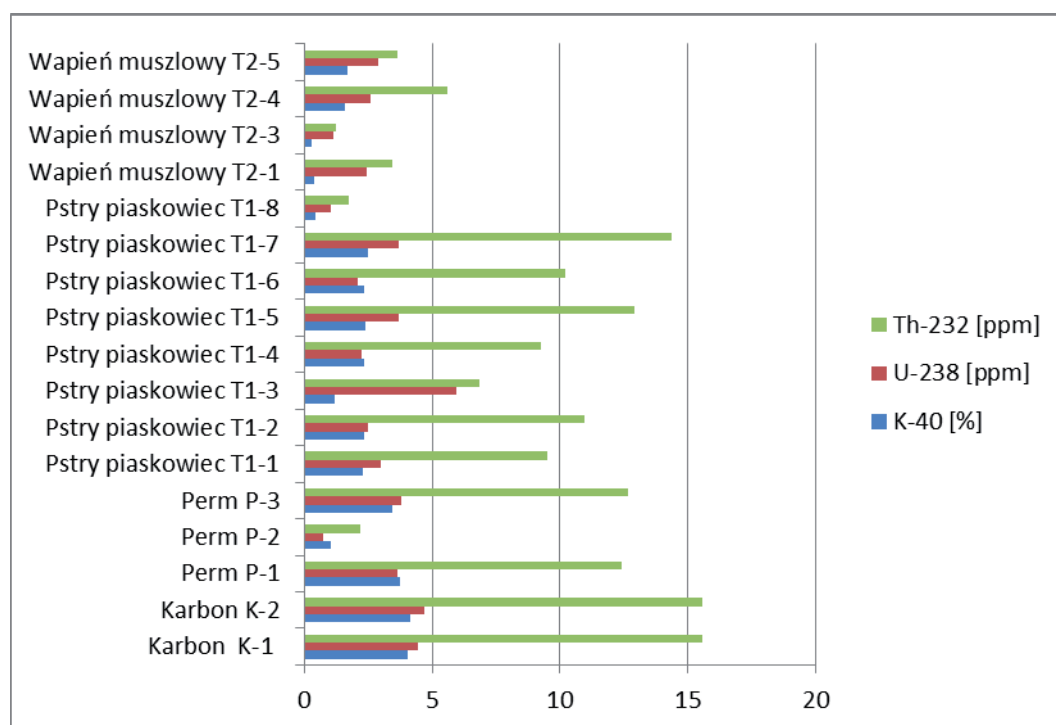


Fig. 4_10. Zmienność stężeń naturalnych izotopów promieniotwórczych w próbkach skał (piaskowców, mułowców, wapieni; kod próbki T2-5 – próbka nr 5 z formacji T2)

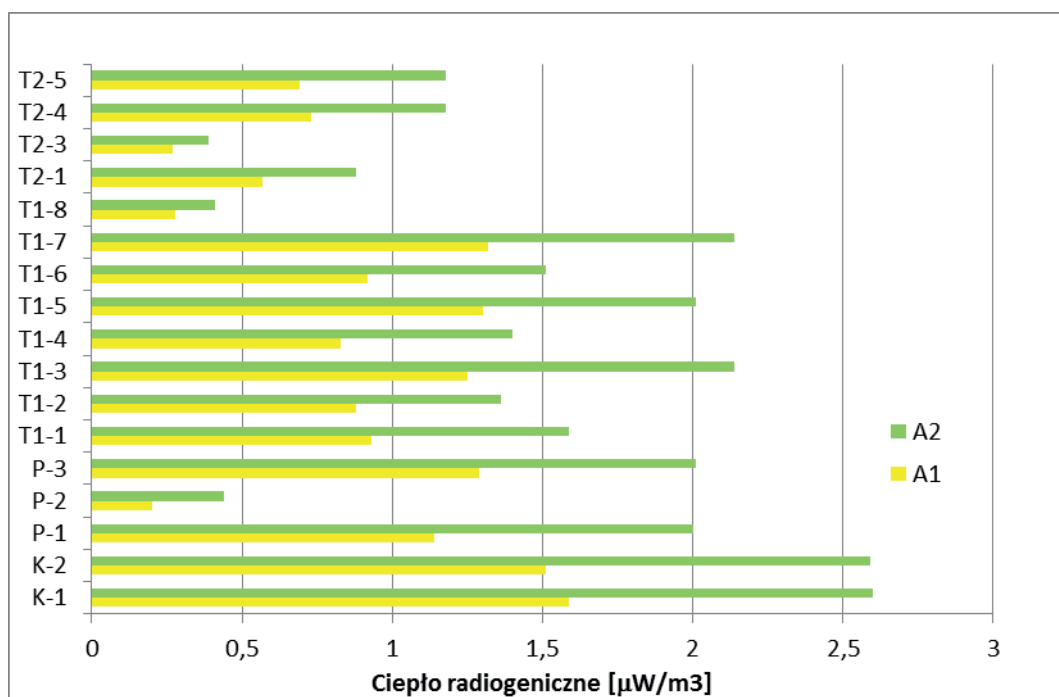


Fig. 4_11. Zmienność ciepła radiogenicznego A obliczonego dla gęstości nasypowej (objętościowej) $\rho_1(A_1)$ i gęstości szkieletowej $\rho_2(A_2)$ [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]

4.2 Skały magmowe

Analizy petrologiczne (i chemiczne) prób skał magmowych

(M. Pańczyk, E. Jackowicz, E. Krzemińska, G. Zieliński)

Wykonano badania petrologiczne skał magmowych z obszaru bloku Gorzowa Wielkopolskiego, obszaru Sudetów (masywy granitoidowe i bazalty), rejonu lubelskiego i kratonu wschodnioeuropejskiego, które obejmowały w pierwszym etapie analizę petrograficzno-mineralogiczną, natomiast w drugim badania chemiczne skał. Głównym celem analizy petrograficzno-mineralogicznej było określenie litologii, tekstury, składu mineralnego i rodzaju przeobrażeń skały, natomiast wyniki analizy chemicznej posłużyły do obliczenia produkcji ciepła radiogenicznego, jak również do klasyfikacji geochemicznej skał i próby sprecyzowania ich wieku. Przygotowano 510 szlifów, z których po wstępnie przeprowadzonych obserwacjach w mikroskopie optycznym wytypowano 400 do szczegółowych opisów, które zostały zestawione tabelarycznie w bazie danych (skład mineralny skały, typ i intensywność przeobrażeń). Wstępne obserwacje 510 szlifów posłużyły do wytypowania prób do badań petrofizycznych i petromechanicznych. Badania petrograficzno-mineralogiczne wraz z dokumentacją fotograficzną wykonano w świetle przechodzącym z użyciem mikroskopu NIKON ECLIPSE LV100 POL. W kolejnym etapie analiz mineralogiczno-petrograficznych przeprowadzono wstępne badania przeglądowe w skaningowym mikroskopie elektronowym LEO 1430, który jest wyposażony w detektor dyspersji energii (EDS) Oxford ISIS 300. Obserwacje w świetle elektronów wtórnie rozproszonych (obrazy BSE) pozwoliły wytypować 25 prób do szczegółowych badań mineralogicznych z użyciem mikroskopy elektronowej Cameca SX 100.

Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarze były kalibrowane w odniesieniu do standardów (substancji o referencyjnym składzie chemicznym).

W oparciu o wyniki badań mikroskopowych, obejmujące analizę petroteksturalną i mineralogiczną, wytypowano reprezentatywne próby skał magmowych do analiz chemicznych obejmujących zarówno pierwiastki główne jak i śladowe.

Dla 105 próbek skał wykonano oznaczenia zawartości i stężenia aktywności, z wykorzystaniem naturalnego promieniowania gamma, izotopów występujących w szeregach promieniotwórczych ^{238}U i ^{232}Th oraz promieniowanie gamma izotopu ^{40}K . Pomiary widm promieniowania gamma przeprowadzono przy użyciu spektrometru gamma z detektorem firmy ORTEC.

Do kalibracji ilościowej spektrometru gamma użyto certyfikowane materiały odniesienia przygotowane przez Międzynarodową Agencję Energii Atomowej w Wiedniu.

Dla bazaltów z obszaru Sudetów i z wierceń z obszaru lubelskiego (otwory Parczew- IG7, Parczew-IG9 i Roskosz-1) przeprowadzono analizy termogeochronologiczne metodą ^{40}Ar - ^{39}Ar .

W celu sprecyzowania wieku skał wulkanicznych z obszaru bloku Gorzowa z dwóch prób z wiercenia Bolewice-1 zostały wyseparowane cyrkony, które następnie przygotowano do badań z użyciem mikrosondy jonowej SHRIMP II. Datowania pojedynczych ziaren cyrkonów przeprowadzono metodą U-Pb SHRIMP II.

Skały wulkaniczne z bloku Gorzowa Wielkopolskiego

Badania petrograficzne przeprowadzono dla skał pochodzących z kompleksów nawierconych w otworach Santok 1, Gorzów Wielkopolski 2, Płonica 1, Maszków 1, Jeniniec 2, 4 i 8, Jeżyki 1, Marwice 3, Lubiszyn 1, Grzymiradz 1, Dębno 1, Zielin 1, Długoszyn 1, Chartów 1 i 3 oraz Ośno IG 2. Głębokość zalegania tych utworów różnicuje się w zakresie od ok. 3073 m (otwór Chartów 1) do ok. 3467 m (otwór Lubiszyn 1). W większości otworów kompleksy wulkaniczne nie zostały przewiercone, a ich nawiercone miąższości wahają się od kilku metrów (w otworze Maszków 1) do ponad 1660 metrów (wraz z ok. 2 m przewarstwieniem łowca w otworze Ośno IG 2), a najczęściej wynoszą kilkadziesiąt metrów. Miąższości przewierconych jedynie w dwóch otworach kompleksów wulkanicznych wynoszą ok. 322 m (otwór Jeniniec 2) i ok. 378 metrów (otwór Santok 1).

W skład badanych kompleksów wulkanicznych wchodzi głównie skały wylewne (**Fig. 4_13 i 14**) – trachyandezyty, andezyty, ryodacyty i dacyty, sporadycznie ryolity, i bazalty; w

trzech profilach skałom wylewnym towarzyszą skały subwulkaniczne. Na drugim miejscu po skałach wylewnych lokują się skały wulkanoklastyczne (**Fig. 4_15**), do których zaliczono tu nierozdzielone utwory hydroklastyczne i autoklastyczne, niekiedy z domieszką osadów epiklastycznych. Wśród skał wulkanoklastycznych największe znaczenie objętościowe mają brekcje. Występujące w podrzędnych ilościach tufy, należą najprawdopodobniej do utworów hydroklastycznych.

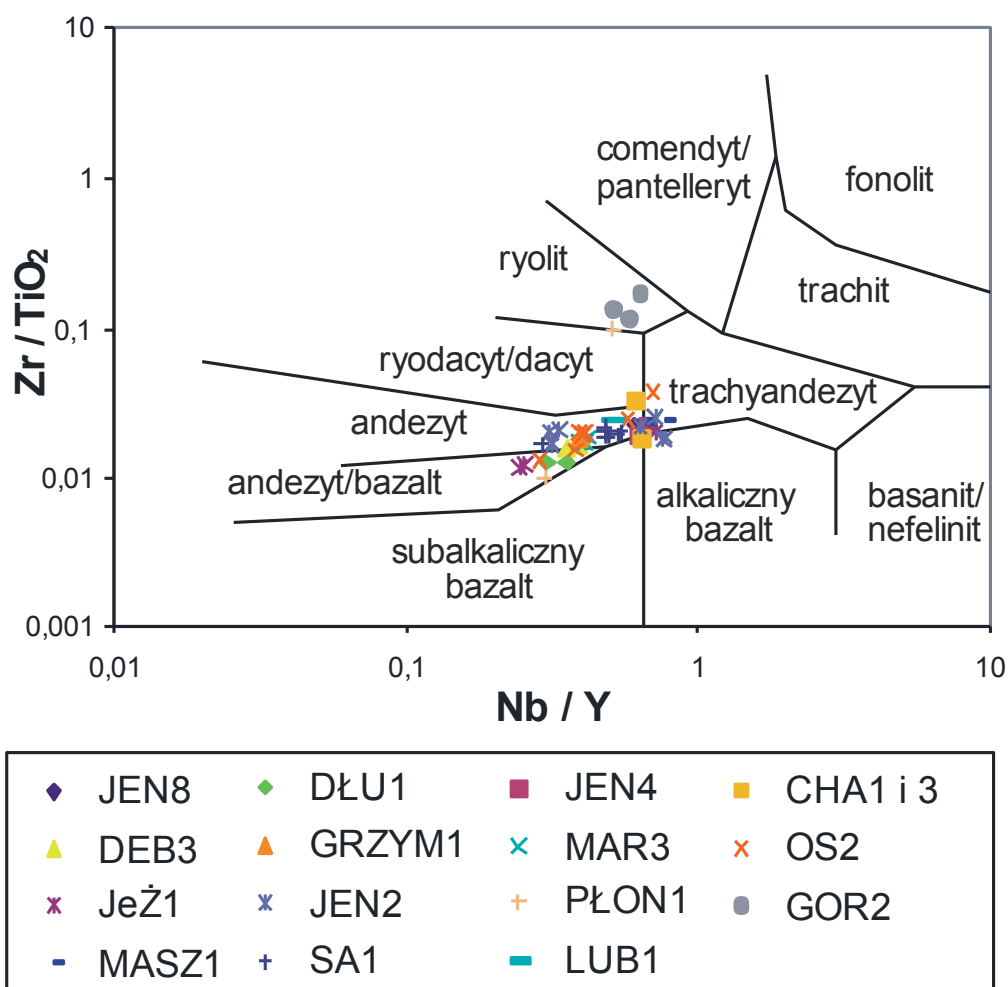


Fig. 4_12. Diagram klasyfikacyjny Winchester'a i Floyd'a 1977 z naniesionymi analizami chemicznymi skał wulkanicznych z rejonu Gorzowa Wielkopolskiego, umożliwiające określenie typu skały wulkanicznej. Symbolami oznaczono próby skał z poszczególnych otworów (nazwy w formie skrótów np. JEN8 – Jeniniec 8).

Do klasyfikacji geochemicznej skał z rejonu Gorzowa Wielkopolskiego i dla pozostałych skał wulkanicznych zastosowano diagram Winchester’a i Floyd’a (1977) opartego na zawartości pierwiastków śladowych, takich jak Nb, Zr, Ti i Y, które w procesach diagenetycznych uważane są za niemobilne.

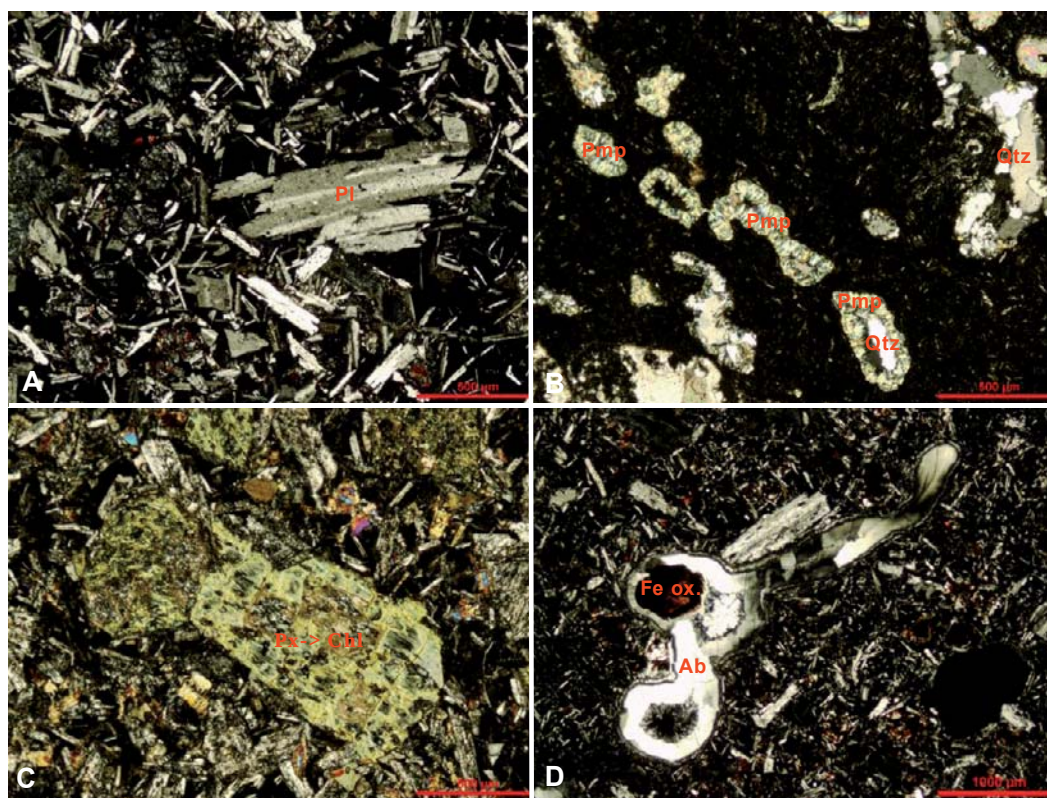


Fig. 4_13. Mikrofotografie wybranych trachyandezytów i bazaltów z bloku Gorzowa; A. Porfirowy bazalt z fenokryształem zalbityzowanego plagioklazu (JEN2-25; nikole skrzyżowane). B. Trachyandezyt; widoczne pęcherzyki pogazowe, których elongacja podkreśla teksturę fluidalną, wypełnione wtórną mineralizacją – pumpellitem i pumpellitem wraz z kwarcem (SAN1-8; nikole skrzyżowane). C. Intensywnie przeobrażony trachyandezyt, widoczna chlorytyzacja klinopiroksenu (ZIE1-3; nikole skrzyżowane). D. Andezyt z pęcherzykami wypełnionymi albitem, hematytem i getytem (PŁON1-6; nikole skrzyżowane).

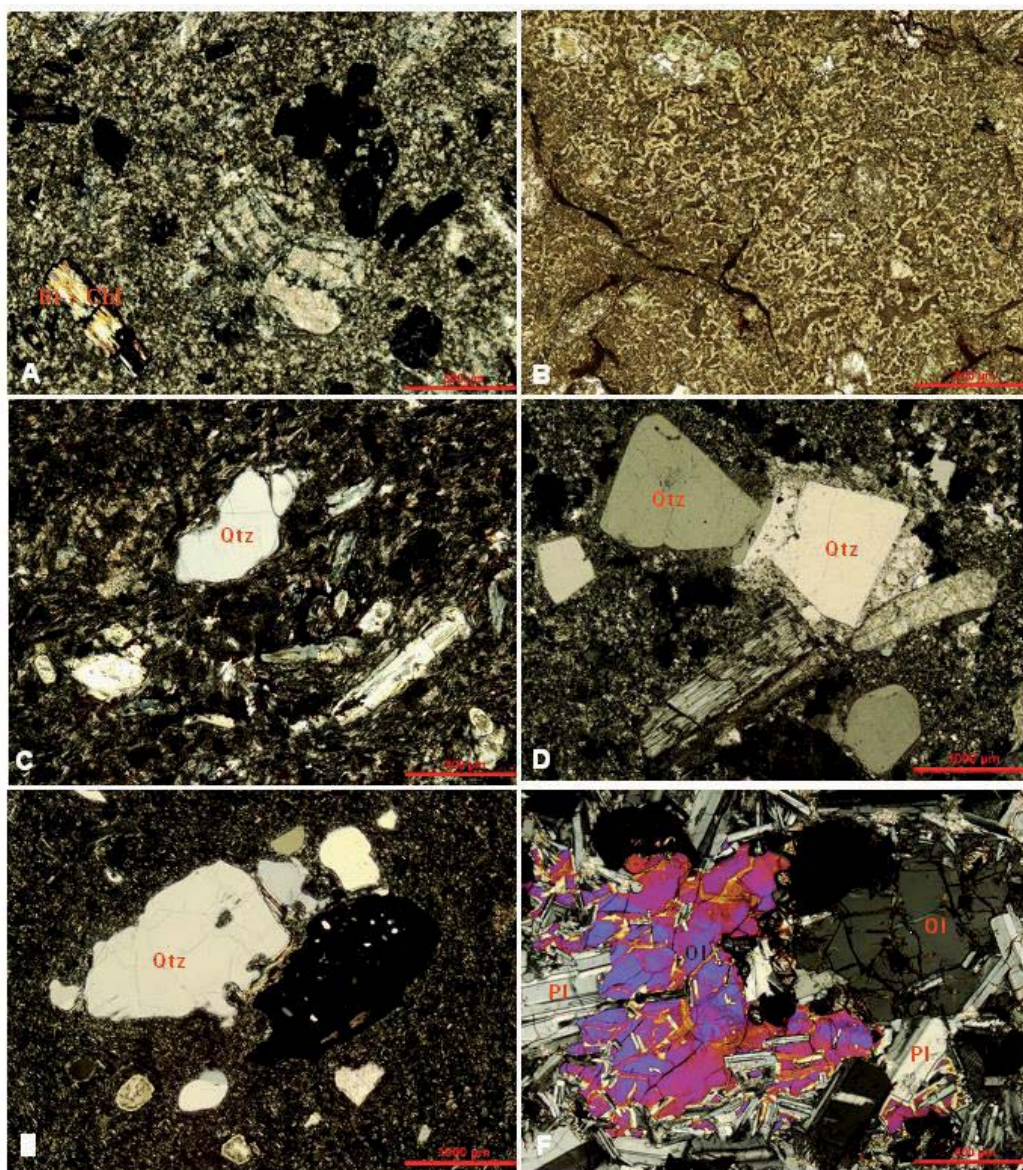


Fig. 4_14. Mikrofotografie wybranych ryolitów, ryodacytów i mikrogabra z bloku Gorzowa; A.

Intensywnie przeobrażony dacyt, obecne pseudomorfozy po minerałach maficznych i skaleniach (CHA3-4, nikole skrzyżowane). B. Dacyt – relikty perlitowych spękań i przeobrażonego szkliwa (MAR3-3; nikole skrzyżowane). C. Porfirowy ryodacyt z teksturą fluidalną podkreśloną orientacją fenokryształów i mikrolitów (JEN4-2, nikole skrzyżowane). D. Porfirowy ryolit z fenokryształami kwarcu i albitu szachownicowego powstałego po skałeniu potasowym (GOR2-7; nikole skrzyżowane). E. Zbrekcionowany, porfirowy ryodacyt z fenokryształami kwarcu i granatem (JEN2-6, nikole skrzyżowane). F. Gabro, widoczne kryształy oliwinu i plagioklazu (JEŽ1-6, nikole skrzyżowane).

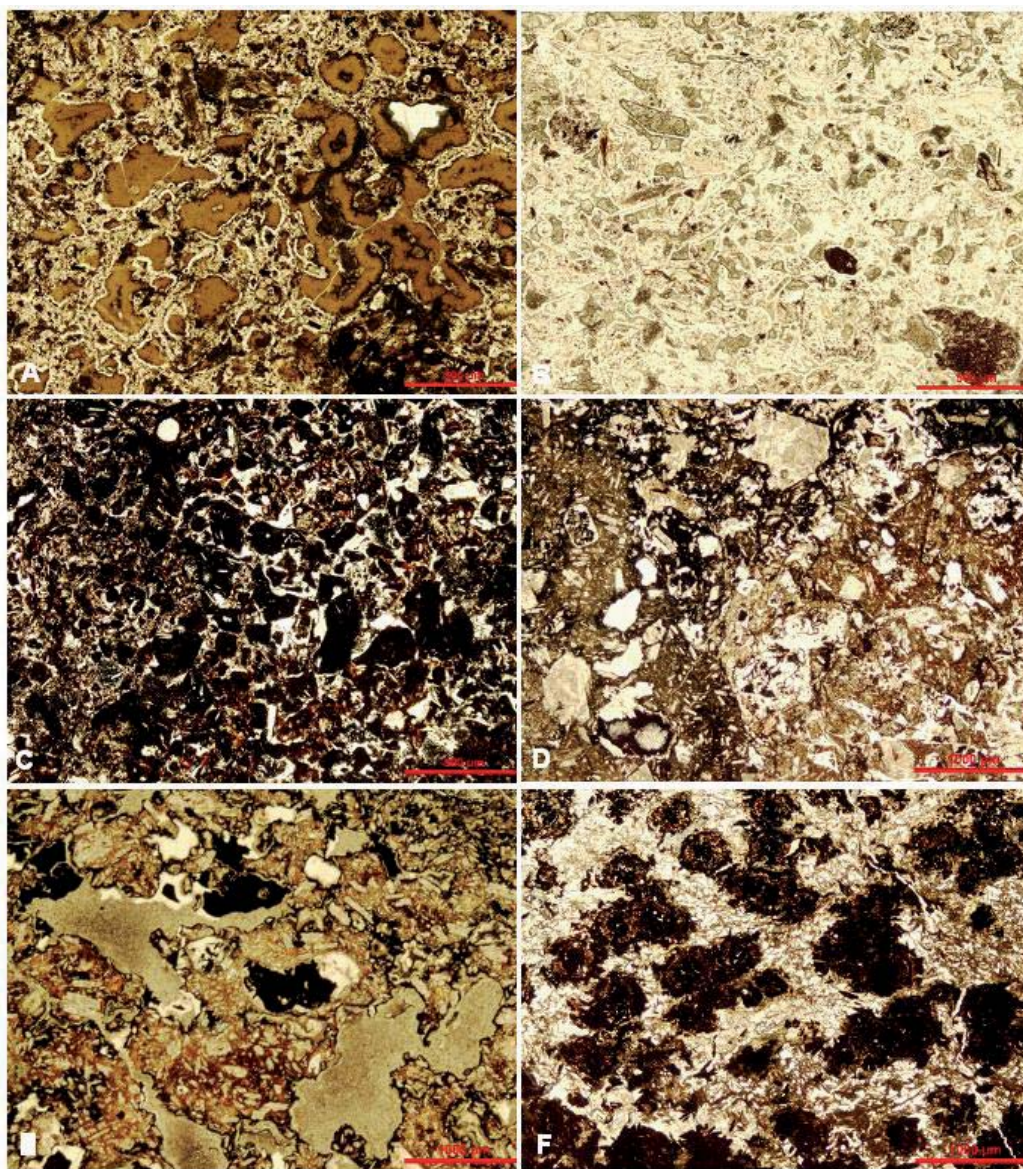


Fig. 4_15. Mikrofotografie wybranych skał wulkanoklastycznych z bloku Gorzowa; A. Hyaloklastyczna brekcja ryodacytowa, wyraźnie widoczne okruchy przeobrażonego szkliwa (JEN2-9; nikole równoległe). B. Tuf hyaloklastyczny (MAR3-8; nikole równoległe). C. Brekcja wulkanogeniczna (OS2-33, nikole równoległe). D. Ryodacytowa brekcja hyaloklastyczna (OS2-77, nikole równoległe). E. Peperyt (OS2-9, nikole równoległe). F. Sferolity w obrębie drobnej frakcji brekcji hyaloklastycznej (SAN1-19, nikole równoległe).

Skały magmowe z Suwalszczyzny, północno-wschodnia Polska

Badania petrograficzne przeprowadzono dla skał magmowych z prekambryjskiego podłoża krystalicznego na Suwalszczyźnie nawierconych w otworach: Wigry IG1, Krasnopol IG6, Pawłówka PIG1A, Łanowicze IG1. Ten rejon stanowi część platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie można wyróżnić z dwa podstawowe piętra tektoniczne: podłoże krystaliczne i pokrywę osadową.

W wytypowanych czterech otworach opróbowanie związane było wyłącznie ze spągami otworu. W otworach Krasnopol IG6 i Pawłówka IG1A występują przeważnie skały magmowe a w pozostałych dominują skały zmetamorfizowane (Wigry IG1, Łanowicze IG1) (**Fig. 4_16**). Cechą wspólną litologii we wszystkich czterech otworach jest obecność charnockitów czyli granitoidów z ortopiroksenem, powstających z krystalizacji gorącej magmy pozbawionej faz uwodnionych (sucha gorąca magma).

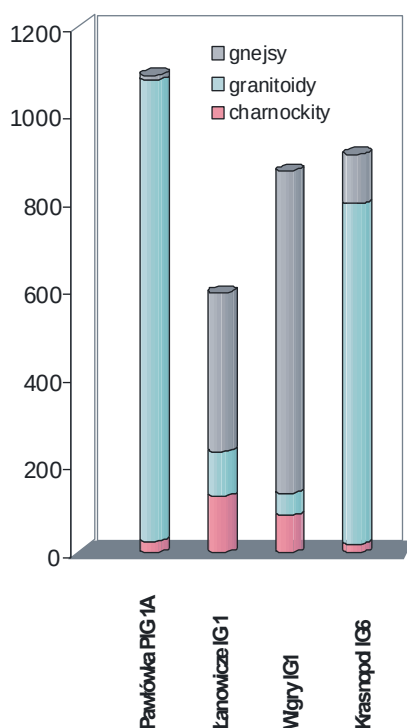


Fig. 4_16. Wizualny obraz typów litologicznych i ich ilościowy orientacyjny udział w badanych profilach otworów (wyrażony w metrach bieżących rdzenia)

Analizy petrofizyczne prób skał magmowych

(J. Roszkowska-Remin, M. Wróblewska)

BADANIA GĘSTOŚCI, POROWATOŚCI I PRZEPUSZCZALNOŚCI SKAŁ MAGMOWYCH

Badania własności zbiornikowych skał objęły analizy (wykonane w podobny sposób jak w przypadku prób skał osadowych): gęstości objętościowej, gęstości materiałowej, współczynnika całkowitej porowatości otwartej, współczynnika porowatości efektywnej, wielkości przeciętnej kapilary, wielkości powierzchni właściwej, procenta przestrzeni porowej, wielkości średnicy progowej, wielkości efektu histerezy oraz przepuszczalności efektywnej. W tym zakresie pobrano łącznie 265 prób i wykonano ok. 2650 analiz (pomiarów i wyliczone parametry). Zebrane dane z zakresu gęstości objętościowej nie były indywidualnie interpretowane a posłużyły jedynie dalszym analizom i modelowaniom. Wszystkie wyniki badań zostały umieszczone w bazie danych projektu.

Pomiary gęstości skały wykonano przy pomocy piknometru helowego. Badania porozymetryczne z analizą krzywych ciśnień kapilarnych wykonano z wykorzystaniem porozymetru rtęciowego AutoPore9220. Z pomiarów porozymetrycznych wyliczono następujące wielkości: porowatość zliczoną z porozymetru (dynamiczną), wielkość średniej kapilary (średnia ważona ilości porów), powierzchnię właściwą (porów na jednostkę objętości badanej skały). Oznaczanie współczynnika przepuszczalności efektywnej wykonano przy użyciu azotu (ustalony, laminarny przepływ gazu przez badaną próbkę) w oparciu o równanie Darcy'ego.

Sudety

W rejonie Sudetów zbadano 66 próbek z 4 otworów wiertniczych i próbek pobranych w terenie. Próbki te obejmowały głównie granity. Poza jedną próbką (z otworu Karkonosze 1) porowatość całkowita w badanych próbkach waha się w granicach od 0,36 do 3,94%, a więc są to wielkości charakteryzujące skały bardzo słabo porowate (**Fig. 4_17**). Przepuszczalność wynosi od 0,001 do 14,753 mD (**Fig. 4_18**), z tym, że wartość skrajna (najwyższa) charakteryzuje tylko jedną próbkę (Karkonosze 6, pr. 1). W pozostałych

próbkach przepuszczalności są w granicach 0,001 – 2,934 mD, zatem należą one do skał nieprzepuszczalnych.

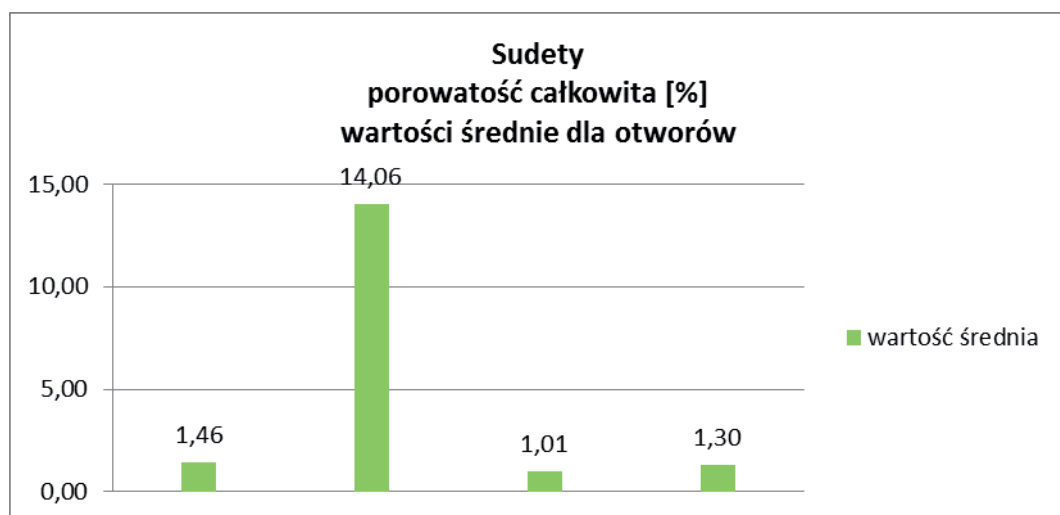


Fig. 4_17. Zestawienie średnich wartości porowatości całkowitej dla prób z otworów i prób terenowych pobranych z rejonu Sudetów

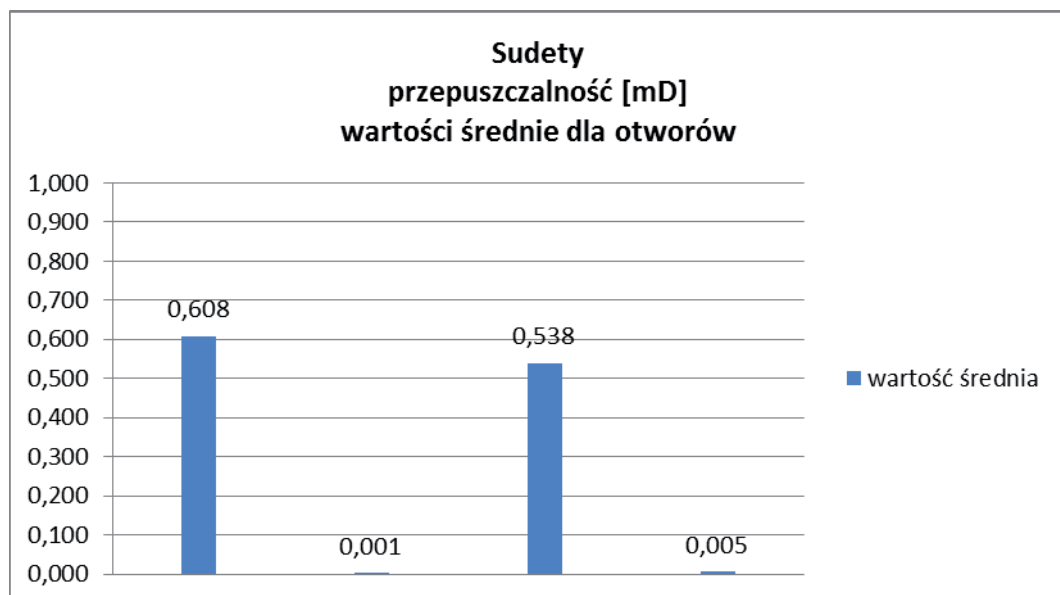


Fig. 4_18. Zestawienie średnich wartości przepuszczalności dla prób z otworów i prób terenowych pobranych z rejonu Sudetów

Wartości średnicy progowej w badanych próbkach wynoszą od 0,02 do 30 μm , przeważnie około 1 μm . Dowodzi to słabych właściwości filtracyjnych ośrodka.

Blok Gorzowa

Do badań wytypowano 95 próbek z 17 otworów wiertniczych. Pod względem litologicznym w próbkach dominowały trachyandezyty, ale zbadano również dacyty, ryodacyty i gabra. Porowatość całkowita oznaczona w próbkach waha się od 0,39 do 22,44 %, średnie dla litologii mają mniejszy rozrzut (**Fig. 4_19**). Próbki o porowatości przekraczającej 10 % dominują w otworach Jeniniec 2 (ryodacyty, gabra, trachyandezyty i brekcja wulkaniczna), Marwice 3 (dacyty, andezyty, tuf popiołowy, brekcja wulkaniczna) i Santok 1 (trachyandezyty, brekcja hyaloklastyczna). Są to skały o dosyć dobrej porowatości. Za wyjątkiem próbki z otworu Grzymiradz 1 (trachyandezyty; głęb. 3492,7 m) badane próbki są bardzo słabo przepuszczalne lub nieprzepuszczalne (**Fig. 4_20**).

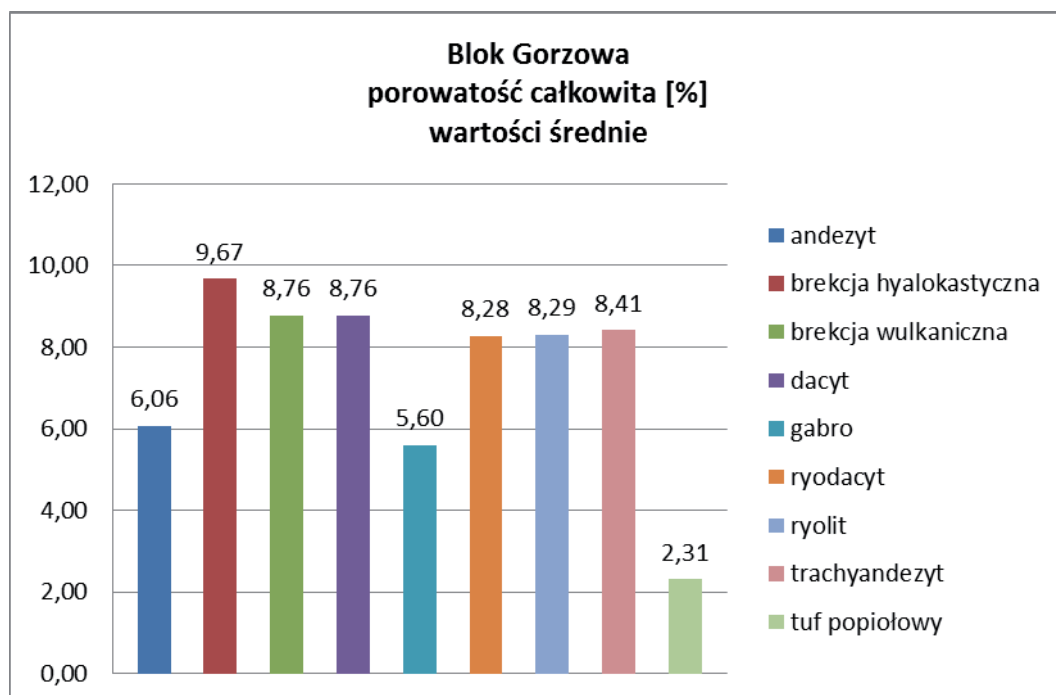


Fig. 4_19. Zestawienie średnich wartości porowatości całkowitej dla litologii z rejonu Bloku Gorzowa

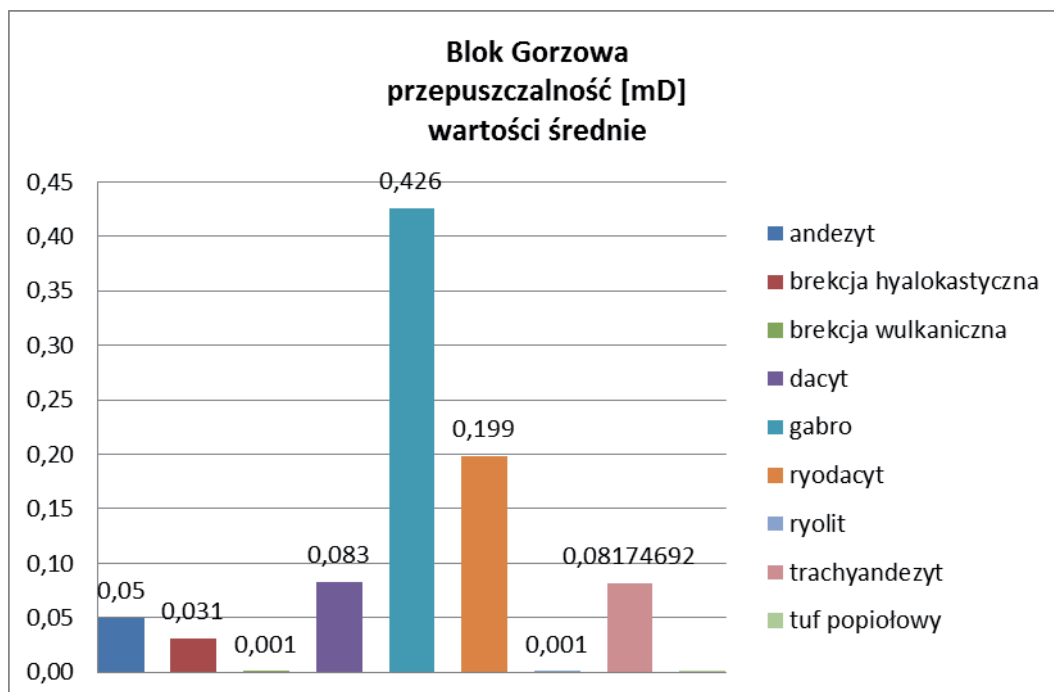


Fig. 4_20. Zestawienie średnich wartości przepuszczalności dla litologii z rejonu Bloku Gorzowa

Wartość średnicy progowej waha się 0,01 do do 10 μm , przeważnie około 0,1 μm . Dowodzi to bardzo słabych właściwości filtracyjnych badanych skał.

Kraton

W powyższym rejonie zbadano 104 próbki z 8 otworów wiertniczych. Porowatość całkowita w badanych próbkach waha się w granicach od 0,29 do 17,69 %.

Generalnie na badanym obszarze występują przeważnie skały nieporowate i bardzo słabo porowate oraz nieprzepuszczalne (przepuszczalność poniżej 1 %. Przeważnie < 0,1 %).

Generalnie na badanym obszarze występują skały nieporowate i bardzo słabo porowate (za wyjątkiem tufów i brekcji - **Fig. 4_21**) oraz nieprzepuszczalne (przepuszczalność poniżej 1 %, przeważnie < 0,1 % - jeśli uśrednić ją dla poszczególnych litologii - **Fig. 4_22**).

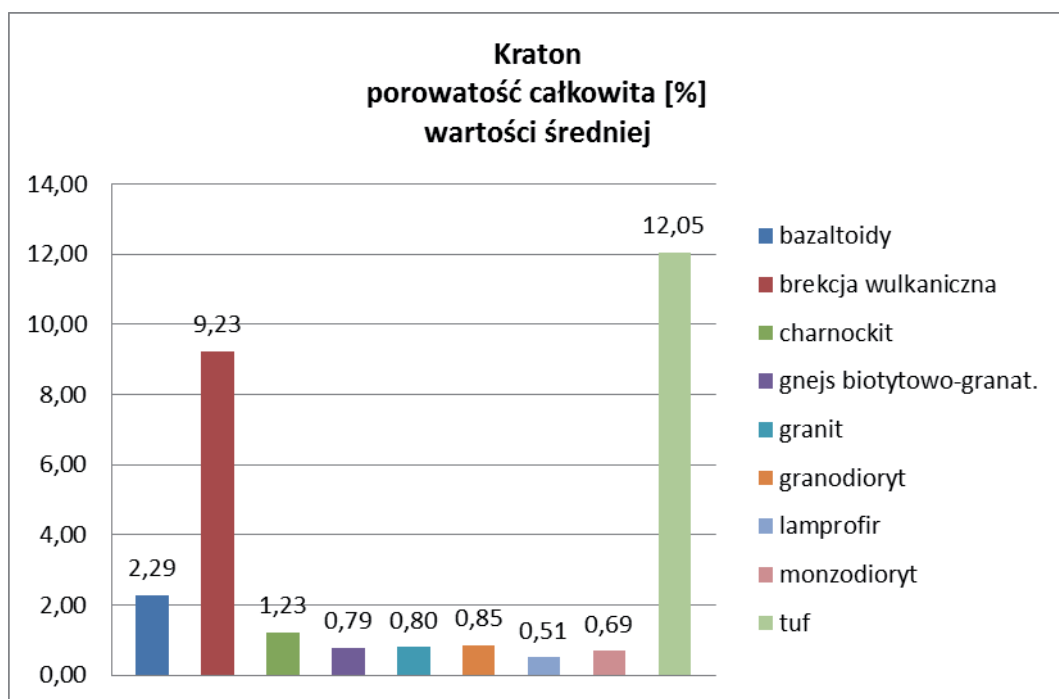


Fig. 4_21. Zestawienie średnich wartości porowatości całkowitej według litologii w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego

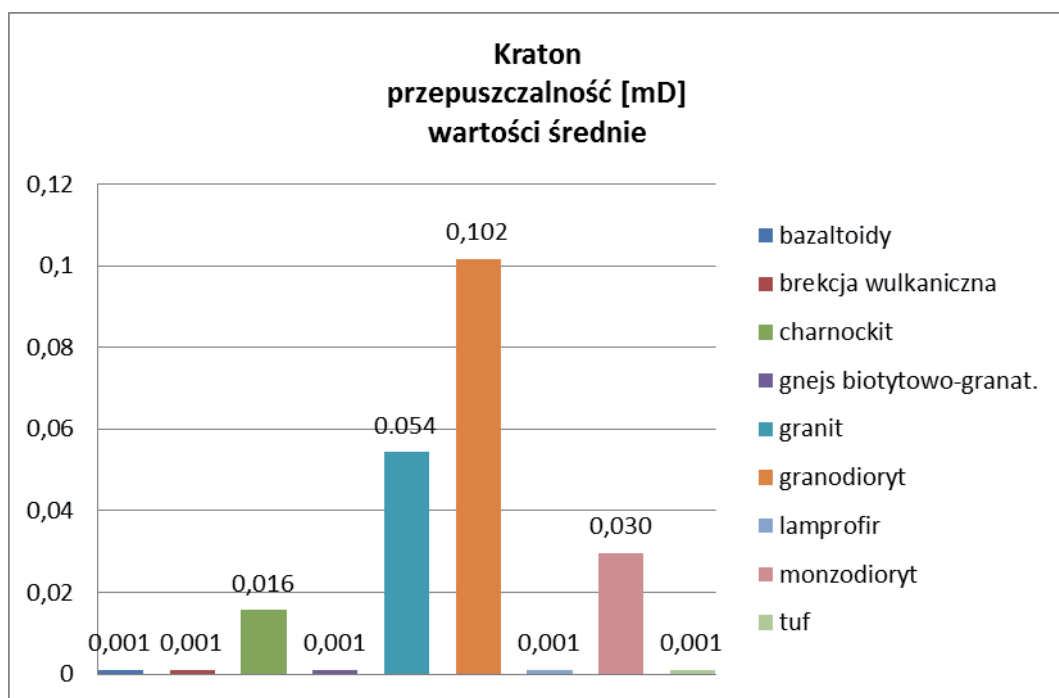


Fig. 4_22. Zestawienie średnich wartości przepuszczalności według litologii dla kratonu

Wartość średnicy progowej waha się 0,01 do 6 μm . Dowodzi to bardzo słabych właściwości filtracyjnych badanych skał.

POMIARY PETROFIZYCZNO-GEOMECHANICZNE PARAMETRÓW SKAŁ MAGMOWYCH

W ramach projektu przeprowadzono badania petromechaniczne na 130 próbkach z 3 regionów geologicznych (Blok Gorzowa, Sudety i Kraton Wschodnioeuropejski) w tym wykonano: pomiary gęstości objętościowej, pomiary prędkości fali podłużnej i poprzecznej, wyznaczono dynamiczne stałe sprężystości, wykonano 130 testów wytrzymałościowych - wyznaczono wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie oraz wyznaczono stałe sprężystości. Otrzymane parametry nie były interpretowane osobno, posłużyły na dalszym etapie badań do konstruowania modeli.

Procedura badawcza obejmowała kolejno badania dynamiczne (ultradźwiękowe) oraz badania wytrzymałościowe.

Badania dynamiczne obejmowały pomiar prędkości fali podłużnej i poprzecznej oraz wyznaczenie na ich podstawie dynamicznych stałych sprężystości. Do pomiarów używano defektoskopu ultradźwiękowego DEF8USB. Przed przystąpieniem do badań dynamicznych na wszystkich próbkach skalnych określono gęstość objętościową.

Dla oceny cech sprężystych skały należy określić prędkość fali podłużnej oraz poprzecznej. Na podstawie pomiaru prędkości fali podłużnej oraz poprzecznej ustalony został dynamiczny współczynnik Poissona (ν_d) i na jego podstawie dynamiczny moduł sprężystości (E_d).

Oznaczenia dynamicznego współczynnika Poissona oraz dynamicznego modułu sprężystości wykorzystano do ustalenia wartości dynamicznego modułu odkształcenia objętościowego (K_d), dynamicznego modułu odkształcenia postaciowego (G_d) oraz dynamicznej stałej Lamego (L_d).

W ramach badania wytrzymałościowych wykonano oznaczenie wytrzymałości jednoosiowej na ściskanie oraz wyznaczono stałe sprężystości. Badania prowadzono w sztywnej prasie wytrzymałościowej MTS-815 amerykańskiej firmy MTS Systems Corporation. Testy jednoosiowej wytrzymałości na ściskanie foremnych (walcowych) próbek skalnych wykonano zgodnie z procedurami norm polskich i amerykańskich – (ASTM) oraz zgodnie z zaleceniami ISRM-u. Parametry wytrzymałościowe i odkształceniowe wyznaczono na podstawie zależności między naprężeniem i odkształceniem osiowym, obwodowym i objętościowym.

Badania wytrzymałościowe i dynamiczne skał – wyniki

Wśród wielu analiz i wyznaczonych parametrów na szczególną uwagę zasługuje wartość wytrzymałość skały na jednoosiowe ściskanie [MPa]. Parametr ten użyty został na dalszym etapie prac do konstrukcji modeli. Poniżej zestawiono wykresy wartości średnich tych parametrów dla regionu Bloku Gorzowa i Kratonu Wschodnioeuropejskiego. Dla rejonu sudeckiego analizy prób ograniczyły się do jednego otworu Karkonosze 6 - średnia wartość 185,2 MPa, a zatem można uznać skały z tego otworu za bardzo mocne (wg Eurocode EC 1997-1).

Również przebadane skały z obszaru Kratonu wykazują bardzo dużą wytrzymałość na ściskanie, średnie wartości ze wszystkich przebadanych otworów nie są mniejsze niż 100 MPa (**Fig. 4_23**). Nieco bardziej zróżnicowanymi właściwościami charakteryzują się otwory z Bloku Gorzowa, gdzie najniższą wytrzymałością średnią cechują się próbki z otworów Lubiszyn – 1 i Długoszyn – 1. Skały z tych otworów zaliczyć można do skał średnio-mocnych, a tylko otwory: Gorzów Wielkopolski-2, Jeżyki-1, Marwice-3 i Maszków-1 charakteryzowały się średnimi wartościami wytrzymałości na ściskanie powyżej 100MPa (**Fig. 4_24**).

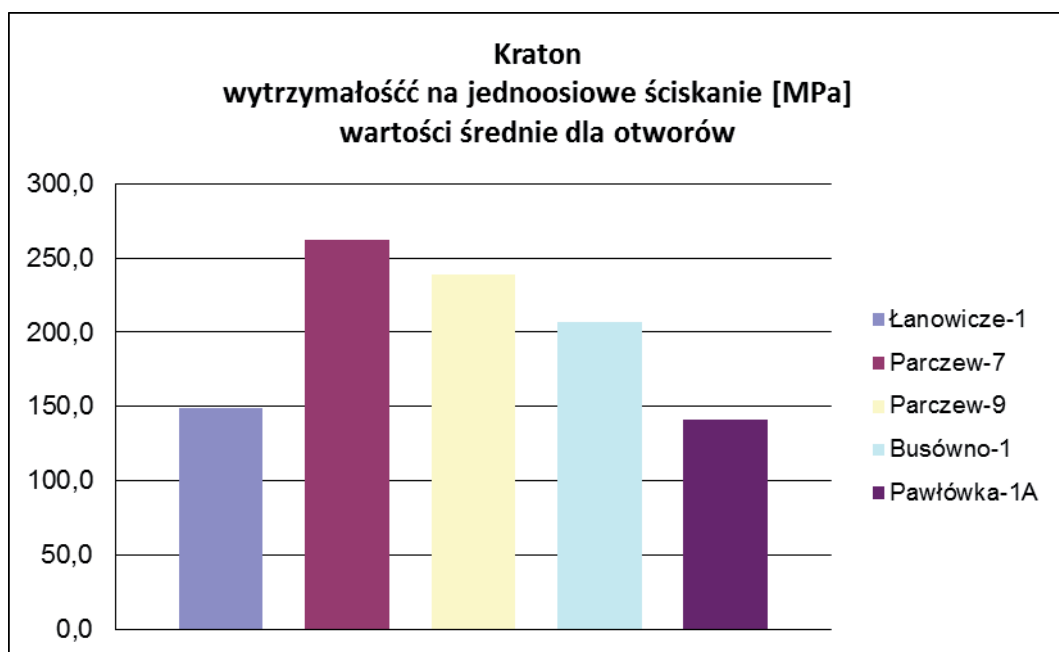


Fig. 4_23. Zestawienie średnich wartości wytrzymałości na ściskanie dla otworów z obszaru kratonu wschodnioeuropejskiego

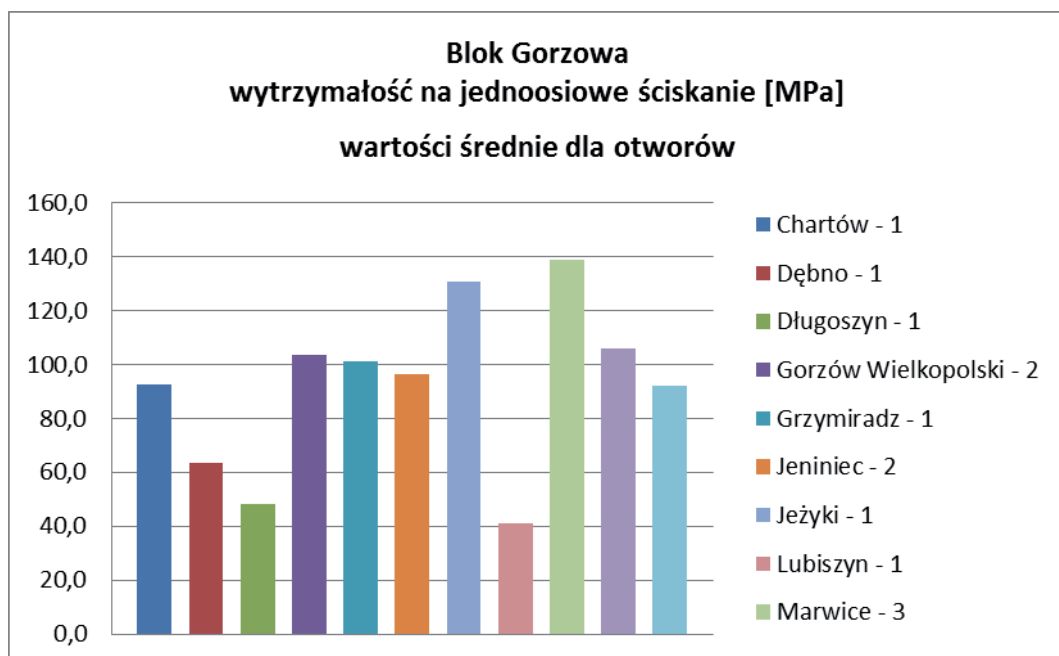


Fig. 4_24. Zestawienie średnich wartości wytrzymałości na ściskanie dla otworów z obszaru Bloku Gorzowa

Analiza parametrów termicznych – przewodność cieplna

Podstawą badań termicznych w niniejszym projekcie badawczym było określenie przepływu ciepła przy rozpoznanym współczynniku przewodności cieplnej skał.

Do badań przewodności cieplnej wykonano 782 analizy współczynnika przewodności cieplnej na próbach z otworów oraz prób pobranych z odsłonień terenowych. Pomiaru wykonano za pomocą skanera TCS. Zasada pomiaru oparta jest na porównaniu nadmiaru rejestrowanego ciepła z próbki i wzorca. Wykonane zostały pomiary wzdłuż dwóch kierunków prostopadłych do siebie. Próby mierzono w stanie suchym. Pozwoliło to na weryfikację stopnia współczynnika anizotropii (kierunkowości) przewodności cieplnej.

Przebadane skały cechują się wysoką jednorodnością współczynnika przewodnictwa cieplnego. Wyjątek stanowią niektóre próby z otworu Jenieniec 2 (tuf, ryodacyt, brekcja), gdzie ciepło w kierunku normalnym (tzn. prostopadłym) do podstawy rdzenia (K_L) rozchodzi się wolniej niż w poprzek rdzenia (K_{II}). Z kolei kilka prób bazaltów z obszaru Sudetów (Strzegom, Lubień) oraz jedna próba z otworu Kaplonosy –1 wykazuje odwrotną zależność.

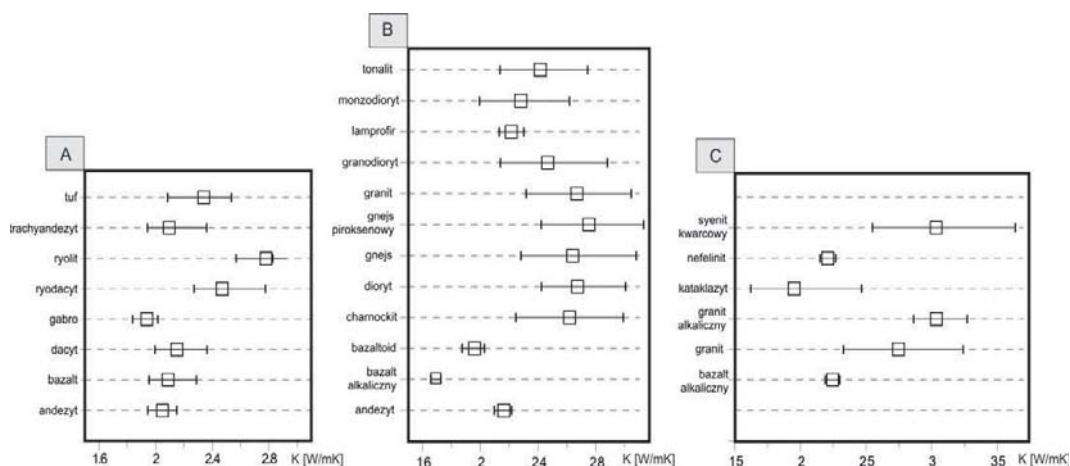


Fig. 4_25. Współczynnik przewodności cieplnej skał dla reprezentatywnych grup przebadanych prób; A) próby z bloku Gorzowa. B) próby z kratonu. C) próby z masywu granitoidowego Karkonoszy.

Na figurze **4_25** przedstawiono przedziały wartości współczynnika przewodności cieplnej dla skał reprezentatywnych dla badanych obszarów. Łatwo zauważalna jest różnica pomiędzy bazaltami alkalicznymi z obszaru Kratonu i masywu granitoidowego Karkonoszy. Skały sjenitowe i granit alkaliczny wyraźnie podwyższają wartości współczynnika przewodności cieplnej w modelach termicznych na obszarze masywu Karkonoszy.

Analiza parametrów termicznych – pojemność cieplna

Do pomiaru pojemności cieplnej (C_p) zastosowano kalorymetr (DSC) C-80 firmy Setaram. Pojemność cieplna została obliczona na podstawie przepływu ciepła w porównaniu do wzorca o znanej wielkości C_p . Pomiary wykonano dla 70 próbek.

Wyniki były obliczane z wykorzystaniem dwóch oddzielnych metod i porównywane do danych literaturowych (Ditmar i in., 1982). Dla celów modelowań numerycznych wykonano obliczenia dla kolejnych temperatur od 80°C do 160°C.

Na wykresach przedstawiono, dla przykładu, pełne krzywe pojemności cieplnej dla rejonów Gorzowa Wielkopolskiego (**Fig. 4_26**) i Suwalszczyzny (**Fig. 4_27**) dla określonych typów litologicznych.

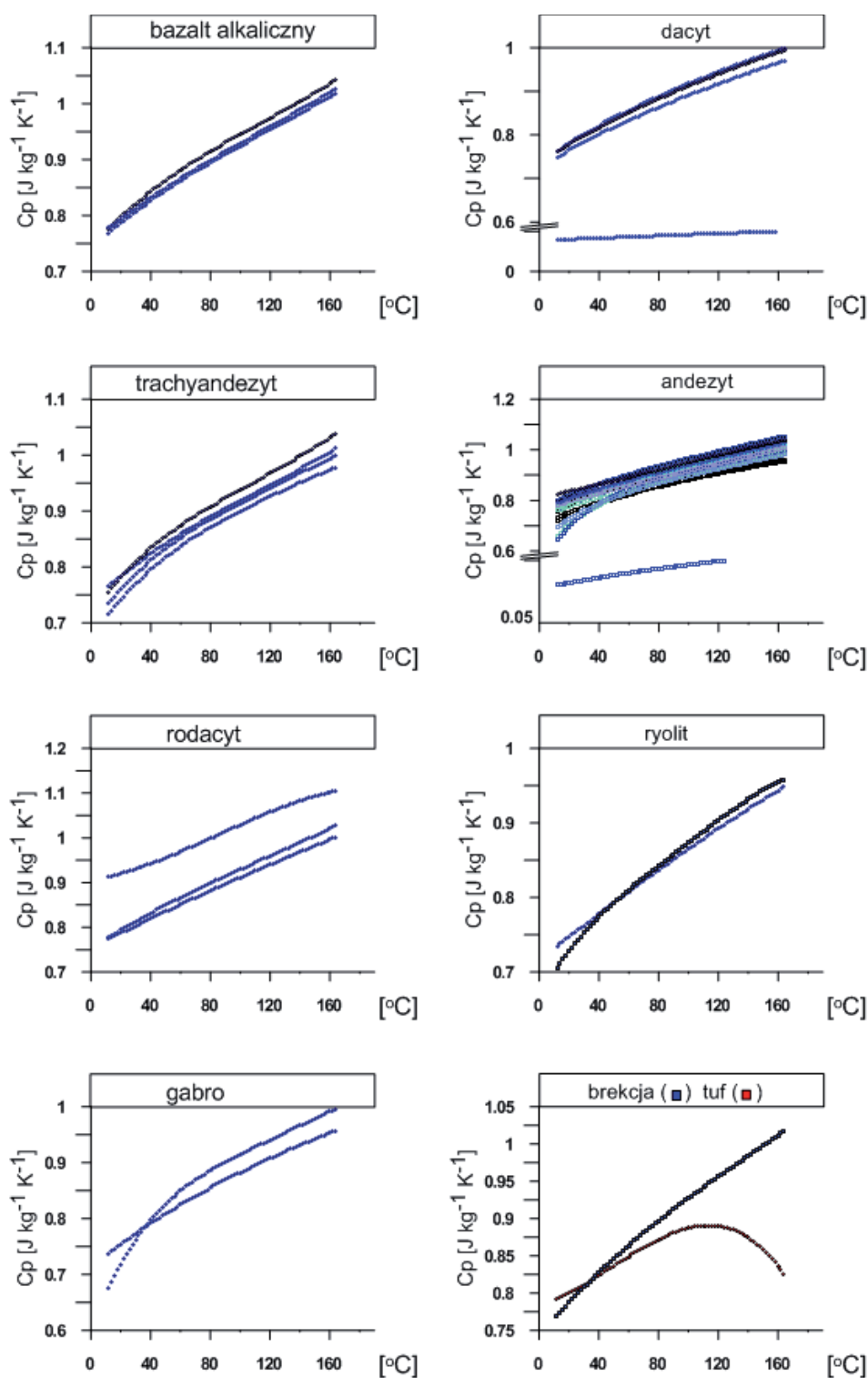


Fig. 4_26. Model pojemności cieplnej dla bloku Gorzowa Wlkp.

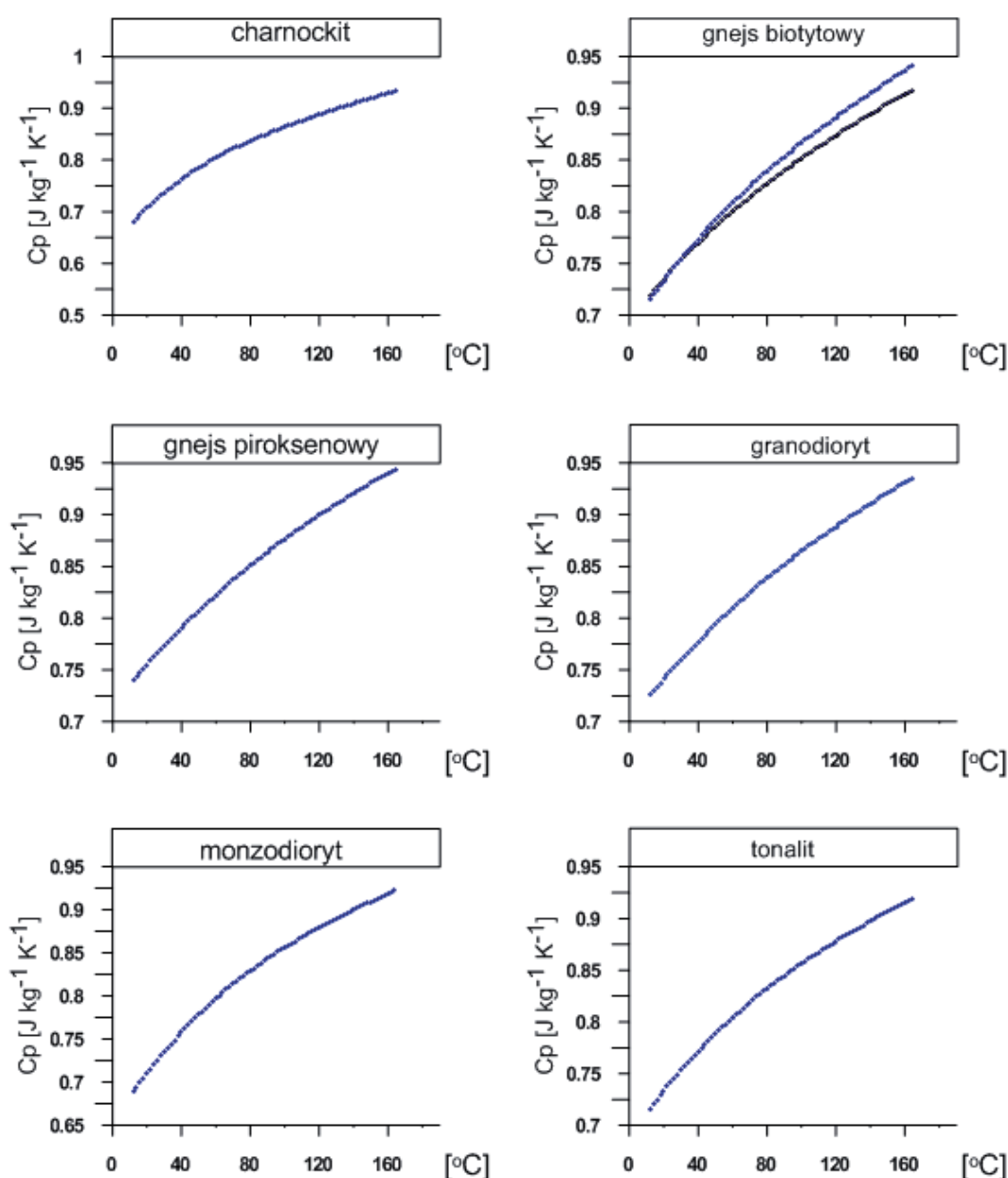


Fig. 4_27. Model pojemności cieplnej dla rejonu północnej kratonu wschodnioeuropejskiego na obszarze Suwalszczyzny

Badania radiogeniczne

Ostatnim z parametrów termicznych pomierzonych na próbach w ramach realizacji projektu jest ciepło radiogeniczne. Jego produkcja jest wynikiem aktywności wszystkich pierwiastków promieniotwórczych zawartych w skale. Na tej podstawie można obliczyć wielkość ciepła radiogenicznego wytwarzanego podczas rozpadu promieniotwórczego. Wykonane pomiary zawartości pierwiastków promieniotwórczych dostarczyły ilościowych danych na temat koncentracji trzech podstawowych pierwiastków promieniotwórczych: uranu, toru i potasu. Na tej podstawie obliczono wielkość ciepła radiogenicznego dla próby (wzór Rybacha, 1973).

Prace te objęły także wykonanie analiz termogeochronologicznych metodą Ar-Ar.

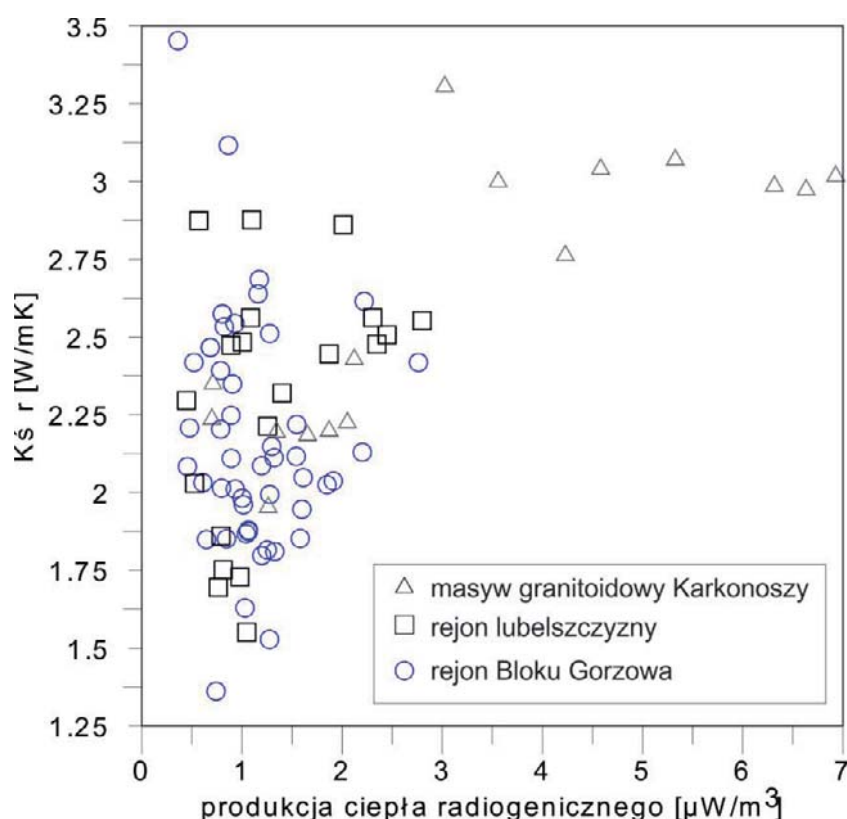


Fig. 4_28. Zmienność produkcji ciepła radiogenicznego wraz ze współczynnikiem przewodności cieplnej ze wskazaniem na region pochodzenia próby

Uzyskane wyniki produkcji ciepła radiogenicznego dla badanych prób mieszczą się w przedziale od 0.5 do 3.0 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$] (**Fig. 4_28**). Podwyższona radiogeniczność (od 3.0 do 7.0 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]) została zaobserwowana w próbach pobranych z rdzenia otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 wywierconego w ramach niniejszego przedsięwzięcia. Otwór ten został zlokalizowany w masywie granitoidowym Karkonoszy w obrębie granic miejscowości Szklarska Poręba. Na anomalnie wysokie wyniki radiogeniczności miały głównie wpływ izotopy pierwiastków szeregów promieniotwórczych uranu i toru (**Fig. 4_29**). Generalnie skały krystaliczne z rejonu Sudetów mają większe wartości ciepła radiogenicznego niż skały z kratonu (rejon Lubelszczyzny i Polski północno-wschodniej) i rejonu bloku Gorzowa. Próby z otworu Wigry IG-1 charakteryzują się słabą radiogenicznością (poniżej 1 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]).

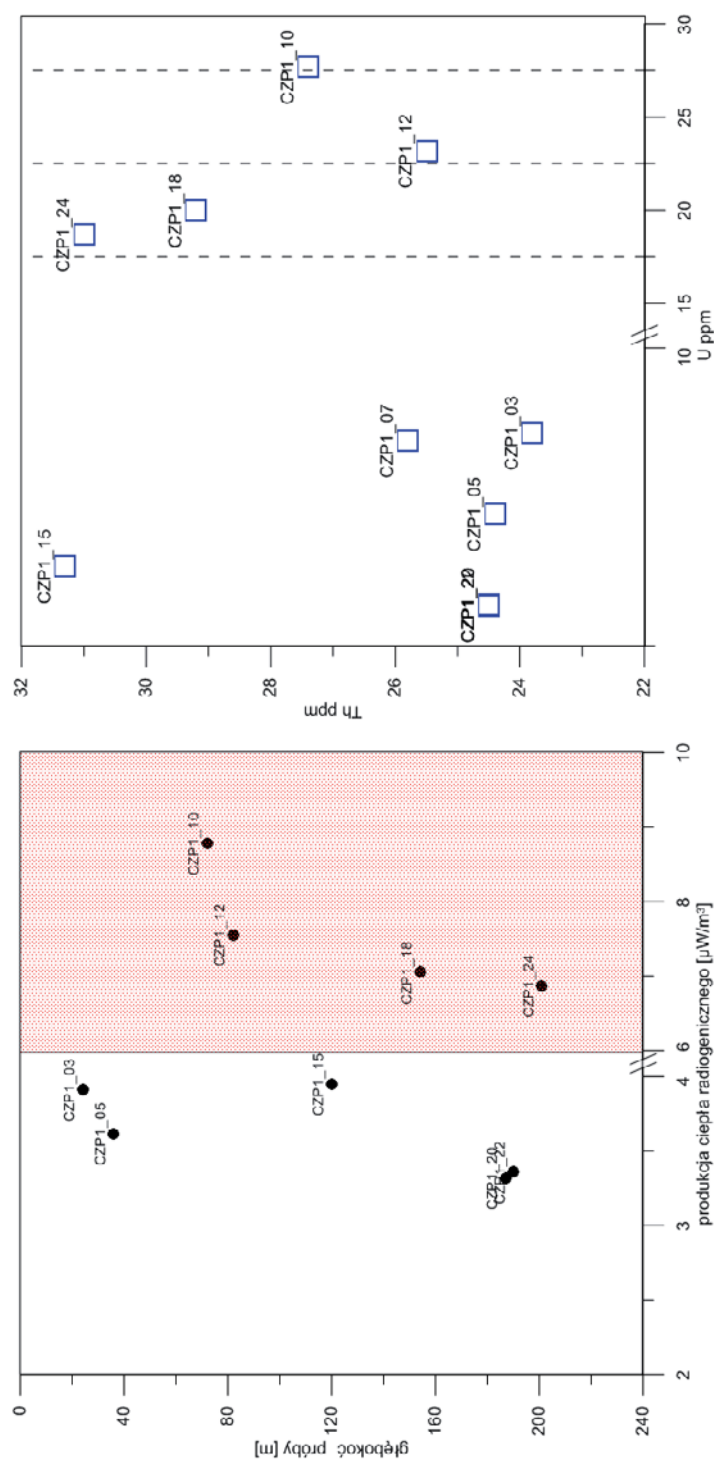


Fig. 4_29. Produkcja ciepła radiogenicznego oraz wpływ (udział) pierwiastków promieniotwórczych szeregu toru i uranu w próbach z otworu Czerwony Potok PIG-1

5. Modele geologiczno-geofizyczne wytypowanych obszarów, perspektywicznych dla systemów geotermalnych HDR i/lub EGS

5.1 Modele dla skał osadowych

(K. Pieniędzy, E. Górską-Mruk, T. Marecik, L. Smolarski, P. Misiaczek, W. Górecki, A. Jezierski, L. Borowska, B. Czerwińska, U. Nebelska, P. Pasek, B. Papiernik, G. Machowski, B. Czopek, A. Haładus, J. Kania, A. Szczepański, M. Stefaniuk, P. Targosz, W. Górecki, A. Sowizdzał)

Opracowanie danych sejsmicznych

(K. Pieniędzy, E. Górską-Mruk, T. Marecik, L. Smolarski, P. Misiaczek, W. Górecki, A. Jezierski, L. Borowska, B. Czerwińska, U. Nebelska, P. Pasek)

Przetwarzanie danych sejsmicznych

Dostępne dane sejsmiczne poddane reprocessingowi (czyli powtórnemu przetwarzaniu) zostały zarejestrowane w latach 1975-90. Sprzęt użyty wówczas do akwizycji danych nie dawał możliwości zarejestrowania danych sejsmicznych o wystarczająco dobrej jakości, umożliwiającym śledzenie głęboko pograżonych struktur.

W stosunku do dostępnych procedur oraz możliwości obliczeniowych z lat 1975-90 współcześnie dysponujemy znacznie nowocześniejszym oprogramowaniem oraz dużymi mocami obliczeniowymi, które umożliwiły po wykonaniu powtórnego przetwarzania uzyskanie poprawy obrazowania danych sejsmicznych zwłaszcza w głęboko pograżonych strefach zbiornika. W tym celu dokonuje się właśnie reprocessingu danych sejsmicznych.

W ramach niniejszego zadania dokonano powtórnego przetwarzania 17 dwuwymiarowych profili sejsmicznych z obszarów Kutno - Piotrków Trybunalski (22-11-75K, 7X-2-76K, 13-2-76K, 17-2-76K, 18-2-76K, 23-2-76K, 4-4-84K, 12-4-84K, 12C-4-84, 19-

4-8485K, 20-4-8485, 22-4-85K, 1-3-90K, 27-3-90K) i Dęblin - Tłuszcz (T0680481, T0760482, T0020479 – dla rejonu w skałach wulkanicznych) oraz interpretację strukturalną zreprocessowanych danych, a także opracowanie modelu prędkości do konwersji czasowo - głębokościowej.

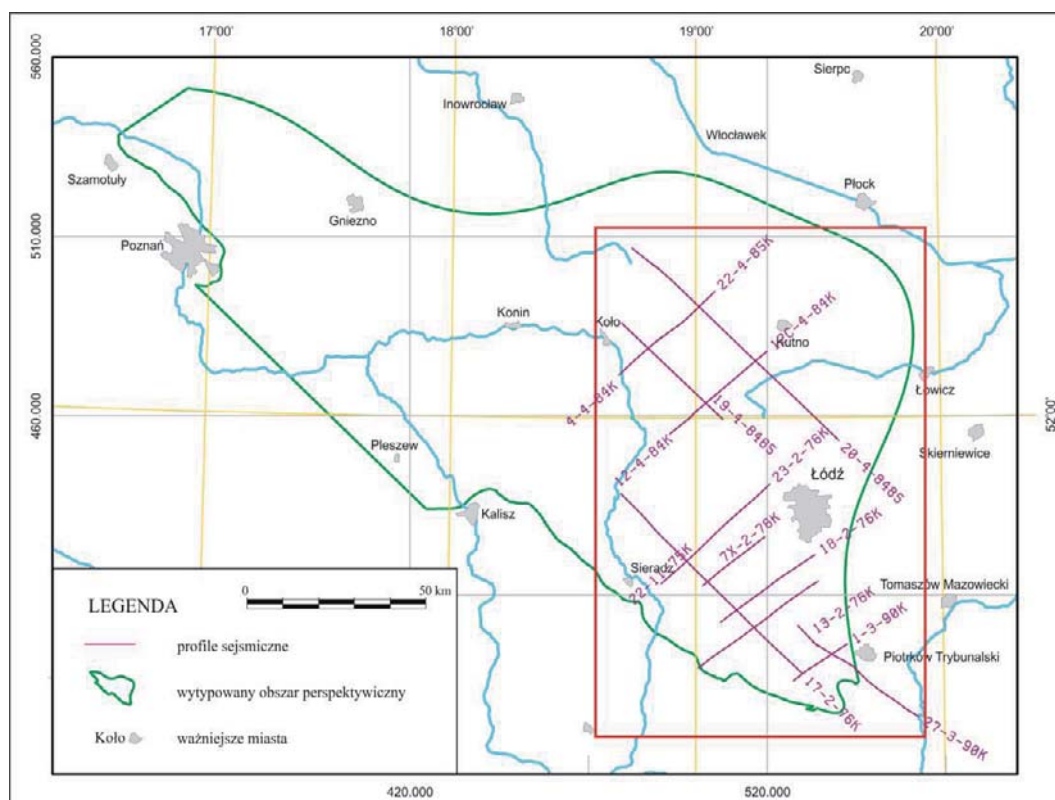


Fig. 5_1. Mapa lokalizacyjna analizowanego obszaru Kutno - Piotrków Trybunalski

Głównym celem powtórnego przetwarzania była weryfikacja obrazu strukturalnego analizowanego obszaru, uzyskanego w przetwarzaniu archiwalnym oraz poprawienie stosunku sygnału do szumu umożliwiające wiarygodną interpretację przekrojów sejsmicznych (zwłaszcza warstw paleozoicznych w przypadku profili z rejonu Dęblin - Tłuszcz). Sekwencję przetwarzania zrealizowano wykorzystując system Promax firmy Landmark. Na wszystkich liniach wykonano, jako końcowy produkt migrację czasową po składaniu. **Fig.5_1** przedstawia poglądową mapę projektu dla pierwszego obszaru badań.

Wnioski

W wyniku ponownego przetwarzania uzyskano:

- o ujednolicenie przestrzenne, w sensie wiązań profili i rozwiązania strukturalnego profili rejestrowanych w różnych latach, ujednolicony sygnał i fazę dla profili;
- o zapis w utworach starszych od mezozoiku oraz jest silnie zanieczyszczony pozostałościami po falach krotnych, które pozostały na krótkich offsetach;
- o nie uzyskano czytelnego obrazu pod karbonem;
- o obraz w paleozoiku jest niezwykle słaby, fragmentaryczny.

Interpretacja danych sejsmicznych

Wykonano interpretację strukturalną 14 profili sejsmicznych 2D z rejonu Kutno - Piotrków Trybunalski, które zostały poddane wcześniejszemu *reprocessingowi*. Ze względu na słabe pokrycie profilami sejsmicznymi rejon ten podzielono na dwie części: północną (profile 4-4-84K, 22-4-85K, 12-4-84K, 12C-4-84K, 19-4-8485, 20-4-8485K) i południową (profile 23-2-76K, 7X-2-76K, 22-11-75K, 18-2-76K, 13-2-76K, 1-3-90K, 27-3-90K, 17-2-76K). Celem interpretacji było ustalenie przebiegu granic sejsmicznych odpowiadających wydzieleniom stratygraficznym: K1, J3, J2, J1, Tk3G, Tm2, Tp2, Zstr, Zsp. Zinterpretowane horyzonty posłużyły następnie do obliczenia czasowych map strukturalnych (**Fig. 5_3** - przykładowa mapa).

Dla trzech otworów znajdujących w północnej części interpretowanego zdjęcia sejsmicznego, dokonano opracowania danych geofizyki wiertniczej, tzn. weryfikacji, korekty i rekaliibracji profilowań. Były to otwory: Koło IG-4, Krośniewice IG-1 oraz Zgierz IG-1. Dane wykorzystano dla obliczenia współczynników odbicia i wstępnych sejsmogramów syntetycznych oraz ich kalibracji za pomocą danych z pomiarów Vśr. Informacje te były istotne dla prawidłowego wykonania transformacji czasowo-

Wnikliwa analiza obrazu sejsmicznego pozwoliła na zauważenie cech charakterystycznych w zapisie poszczególnych kompleksów:

- warstwy permu dolnego i starsze charakteryzują się niską jakością zapisu,
- zapis od utworów cechsztynu charakteryzuje wyciszenie obrazu sejsmicznego oraz zmienność fazowa i amplitudowa; w wielu miejscach odznacza się ciągłością refleksów pochodzących od stropu i spągu utworów solnych,
- utwory triasu generalnie charakteryzuje wyrównana amplituda i podobna częstotliwość,
- utwory jury wyróżniają się wysoką amplitudą, dobrą ciągłością refleksów i obniżoną częstotliwością w porównaniu do triasowych, najbardziej dynamiczny refleks pochodzi od stropu oksfordu,
- miększy kompleks utworów kredy górnej charakteryzuje się niższą dynamiką zapisu oraz wyższymi częstotliwościami w stosunku do utworów jurajskich jak i dolnokredowych.

Wyniki interpretacji przedstawiono w postaci map strukturalnych czasowych (np. **Fig. 5_3**) i przekrojów sejsmicznych w domenie czasu (np. **Fig. 5_2**).

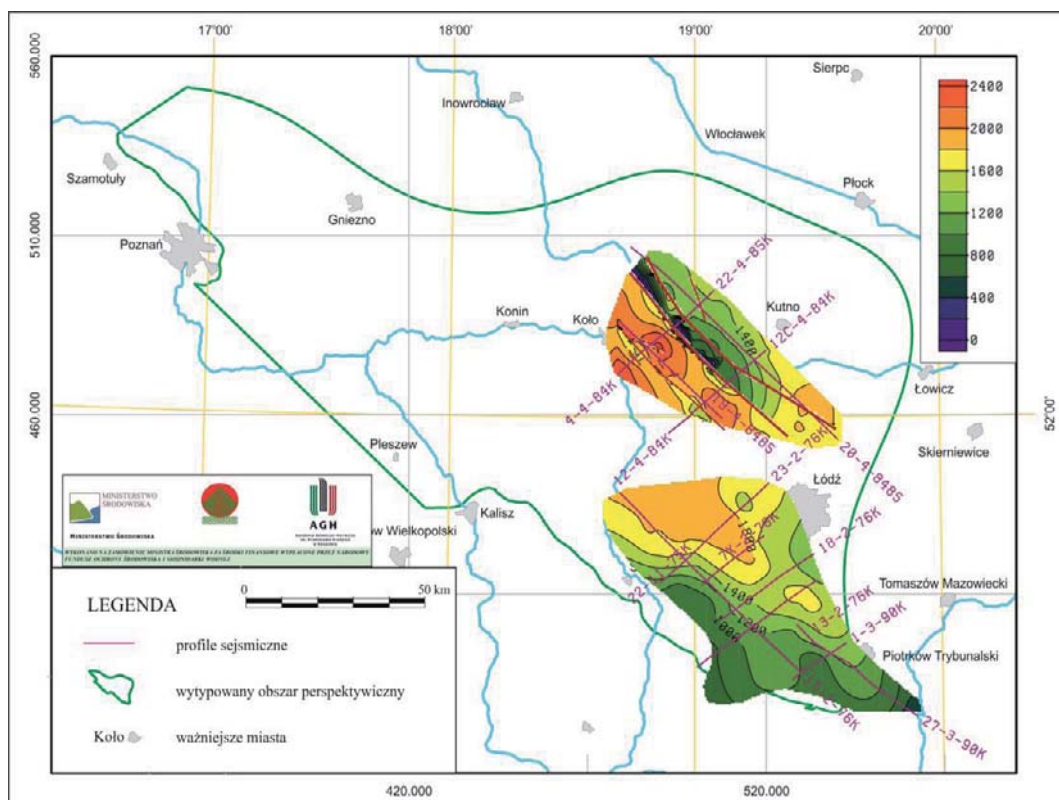


Fig. 5_3. Czasowa mapa strukturalna stropu jury środkowej J2