Spis treści

Spis treści 1

1.1.15 OPRACOWANIE SZCZEGÓŁOWYCH STATYCZNYCH MODELI OŚRODKA GEOLOGICZNEGO SKŁADOWISK 5

Obiekt solankowy w rejonie Bełchatowa 5

Model statyczny utworów dolnej jury (AGH) 7

Modele strukturalne stropu jury środkowej i dolnej 8

Model parametryczny zmienności litologiczno-facjalnej 14

Klasyfikacja pojemnościowa– wyniki 23

Modele gęstości i oporności (PBG) 26

Modele gęstości 26

Modele oporności 26

Charakterystyka antyklin Zaosia i Justynowa, w tym utworów triasu dolnego (IGSMiE PAN) 30

Budowa i poziomy zbiornikowe antykliny Zaosia 32

Budowa wewnętrzna i poziomy zbiornikowe antykliny Justynowa 34

Pojemność składowania CO_2 struktur Zaosia i Justynowa 36

Model statyczny utworów triasu dolnego (INiG) 37

Model regionalny utworów triasu dolnego (Tp2+Tp1) 37

Szczegółowy model przestrzenny w wyznaczonym obszarze badań 44

Wnioski 45

Charakterystyka i analiza warunków hydrogeologicznych dla struktury Budziszewice-Zaosie (GIG) 46

Analiza utworów zbiornikowych oraz izolacyjnych jury dolnej i triasu 49

Ocena przydatności struktury Budziszewice-Zaosie jako potencjalnego składowiska CO_2 62

Podsumowanie 66

Oznaczenia składu mineralnego próbek skał (PIG-PIB) 68

Obiekt solankowy w rejonie GZW 76

Model statyczny dla warstw wodonośnych utworów dębowieckich i ich podłoża (GIG) 80

Model statyczny warstw dębowieckich 80
Model statyczny podłoża warstw dębowieckich..... 90
Model statyczny warstw wodonośnych – obiektu w poziomach solankowych w rejonie GZW (AGH) 96
Dane wejściowe do modelowania 97
Model strukturalny..... 101
Model parametryczny warstw dębowieckich 105
Podsumowanie..... 112
Oznaczenia składu mineralnego próbek skał (PIG-PIB)..... 113
Trzeci obiekt solankowy 143
Model statyczny utworów jurajskich w rejonie Choszczno-Suliszewo (AGH)..... 152
Osnowa strukturalna modelu..... 152
Model strukturalny..... 157
Model parametryczny 160
Podsumowanie..... 175
Model gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne w rejonie struktury Choszczno (PBG)..... 176
Pionowe przekroje grawimetryczne..... 176
Modele gęstości 177
Struktura niecki poznańskiej w formacjach czerwonego spągowca (INiG)..... 185
Model strukturalny utworów czerwonego spągowca w omawianym rejonie Niecki Poznańskiej186
Model podstawowych własności geologicznych struktury 204
Podsumowanie..... 230
Szczegółowa charakterystyka struktury geologicznej Choszczno i Suliszewo pod kątem podziemnego składowania CO_2 w oparciu o dostępne dane geologiczno-złożowe i sejsmiczne (IGSMiE PAN) 231
Budowa geologiczna struktury Choszczna i Suliszewa..... 250
Opracowanie sekcji efektywnych współczynników odbicia w rejonie struktury Choszczno 264
Interpretacja sekcji efektywnych współczynników odbicia 268
Podsumowanie..... 270

Oznaczenia składu mineralnego próbek skał (PIG-PIB) 279

Struktury naftowe 288

Model strukturalno – litologiczny struktury wodonośnej w otoczeniu złoża węglowodorów (Wilków – poziom podścielający) (IGSMiE PAN) 289

Charakterystyka geologiczna struktury Wilków 290

Wyniki dotychczasowych badań sejsmicznych 298

Opracowanie sekcji efektywnych współczynników odbicia 300

Interpretacja sekcji efektywnych współczynników odbicia 304

Podsumowanie 307

Model gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne w rejonie struktury Wilków (PBG) 321

Pionowe przekroje grawimetryczne 321

Modele gęstości 322

Przestrzenny model statyczny roponośnych, węglanowych utworów karbonu dolnego obejmującego strukturalny model złoża ropy naftowej Nosówka (INiG) 327

Model strukturalny obiektu złożowego Nosówka 331

Przygotowanie danych geofizyki otworowej 336

Modele parametryczne poziomu zbiornikowego 343

Podsumowanie 359

Dokonanie charakterystyki struktury naftowej na przykładzie złoża Wilków (AGH) 364

Zarys metodyki 364

Model statyczny rejonu złoża gazu ziemnego Wilków (czerwony spągowiec) 367

Model parametryczny zmienności litologiczno- facjalnej 370

Podsumowanie 386

Oznaczenia składu mineralnego próbek skał (PIG-PIB) 387

Obiekt w pokładach węgla 405

Określenie własności petrofizycznych (w tym porowatości i przepuszczalności) prób węgla kamiennego z pokładów górnośląskiej serii piaskowcowej kopalń Jastrzębskiej Spółki Węglowej 406

Opracowanie szczegółowych statycznych modeli ośrodka geologicznego składowiska (w pokładach węgla GZW) (GIG oraz PIG-PIB)..... 414

Struktura modelu numerycznego..... 416

Model litologiczny w rejonie Pawłowice - Mizerów..... 421

Modelowanie parametrów jakościowych pokładów węgla..... 425

Zawartość metanu i rozkład metanonośności pokładów węgla 431

Podsumowanie..... 438

Model gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne w rejonie w rejonie MPW (PBG) 439

Pionowe przekroje grawimetryczne..... 439

Modele gęstości 440

1.1.15 OPRACOWANIE SZCZEGÓŁOWYCH STATYCZNYCH MODELI OŚRODKA GEOLOGICZNEGO SKŁADOWISK

Obiekt solankowy w rejonie Bełchatowa

(Adam Wójcicki, Maciej Tomaszczyk, Grzegorz Wróbel, Teresa Adamczak)

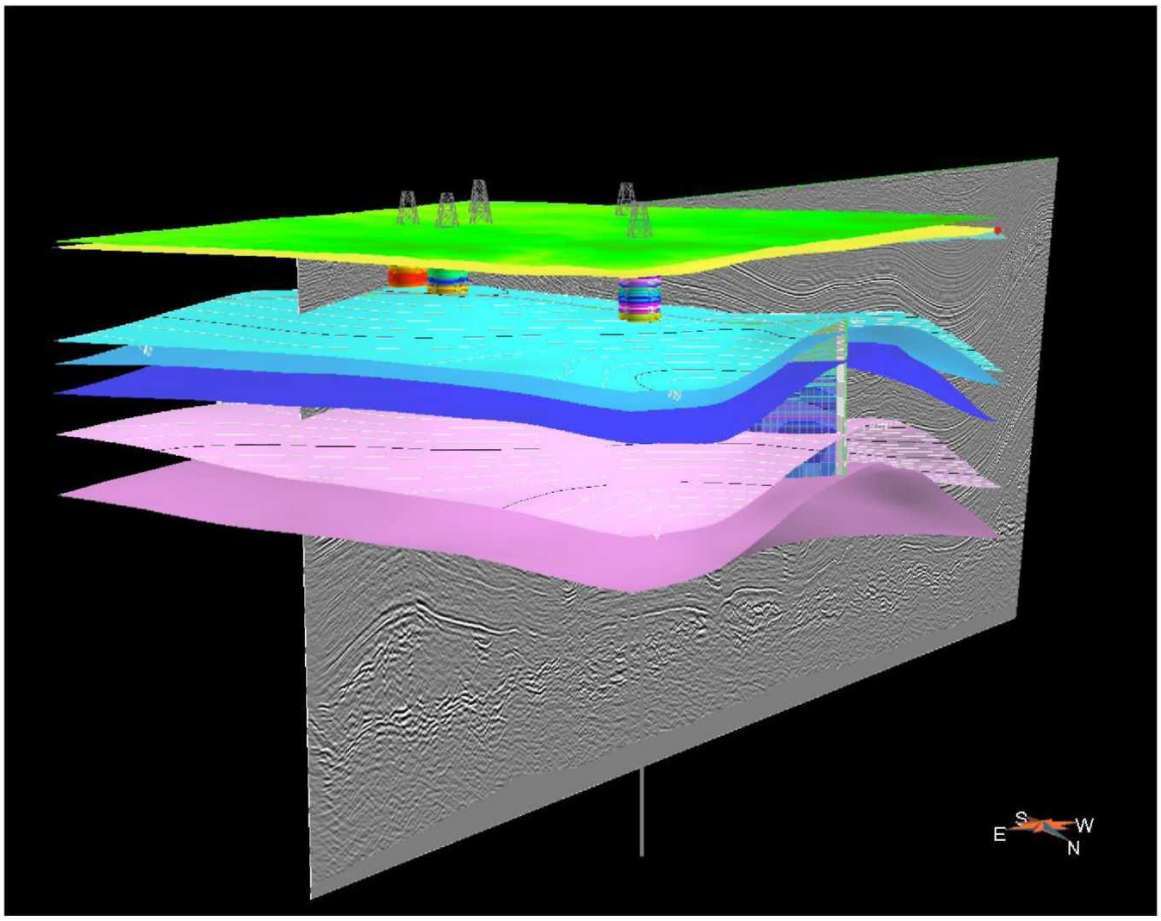


Fig.1.1.15_1 Model strukturalny w rejonie Budziszewice-Zaosie (część centralna; widoczna lokalizacja otworów i sekcja sejsmiczna wzdłuż jednego z profili sejsmicznych przecinających strukturę)

Przedmiotem prac było opracowanie modelu strukturalno-parametrycznego dla kompleksu składowania struktury (potencjalnego składowiska) Budziszewice-Zaosie, uwzględniające budowę strukturalna kolektorów i nadkładu, własności geochemiczne solanek, obecność i charakter uskoków oraz rozkład parametrów zbiornikowych. Wykorzystano do tego celu model regionalny z rejonu Bełchatowa wykonany w ramach I Segmentu (Wójcicki (red.), 2009: rozdziały **1.1.3** i **1.1.8**), uzupełniony o wyniki interpretacji dla kilku profili sejsmicznych, w tym sejsmiki RWE Dea (**Fig. 1.1.15_1**).

Model sporządzono w PIG-PIB przy pomocy oprogramowania GOCAD, w sposób umożliwiający wymianę danych z programami stosowanymi przez innych partnerów konsorcjum (AGH & INiG – Petrel, GIG - Tough2). Model objął powierzchnie strukturalne odpowiadające mapom sejsmicznym (**Fig.1.1.15_1**) J3, J1, J1, T2, T2, Tp2 i Z1 oraz mapę spągu kenozoiku i mapę rzeźby terenu. Ponadto model wypełniono

dostępnymi parametrami z otworów: Budziszewice IG-1, Zaosie-1,2,3 i Buków-1,2 omówionymi w poprzednim rozdziale (**Tab.1.1.14_1**). Tak opracowany 17 model strukturalno-parametryczny (**Fig.1.1.15_2**) został wykorzystany przez partnerów konsorcjum do realizacji ich zadań, omówionych poniżej (wybrane elementy modelu były przepracowywane i uszczegółowiane przez poszczególnych partnerów konsorcjum, a wyniki dostarczali oni do PIGPIB w formatach umożliwiających ich wprowadzenie do modelu sporządzonego w oprogramowaniu GOCAD). Z tego AGH opracowało model statyczny (strukturalno-parametryczny) utworów jury dolnej, INiG sporządził model statyczny utworów triasu dolnego a GIG – model hydrogeologiczny[1].

Model statyczny był następnie podstawą do konstrukcji szczegółowego modelu kolektorów i uszczelnień na potrzeby modelowań procesów zatłaczania dwutlenku węgla do potencjalnego składowiska (rozdział **1.1.16**).

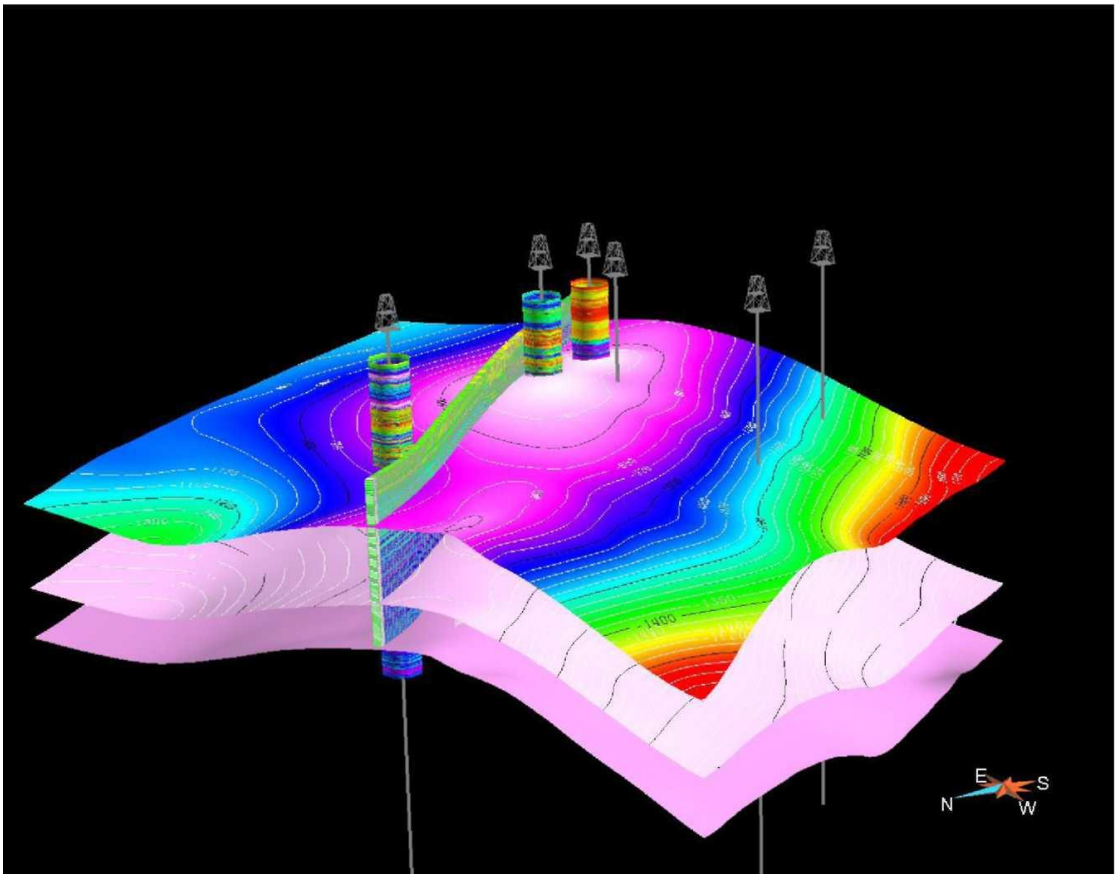


Fig.**1.1.15_2** Model strukturalno-parametryczny w rejonie Budziszewice-Zaosie (część centralna; widoczna lokalizacja otworów i rozkład parametrów petrofizycznych modelu wzdłuż wybranego przekroju - cały model wypełniony jest parametrami zależnie od posiadanych informacji z otworów wiertniczych, ale zwizualizować to można wzdłuż przekrojów)

[1] Orientacyjny zakres prac dla poszczególnych wykonawców podawała umowa konsorcjum (modele statyczne - różne aspekty, na podstawie materiałów przygotowanych przez PIG-PIB i opracowywanych we wspomnianych aspektach przez wykonawców najbardziej w tym kompetentnych; poza tym taka wstępna charakterystyka struktury, zgodnie z Dyrektywą, była pionierska w Polsce i właściwie wszyscy się tu uczyli) a ponadto przedstawiciele wykonawców (Komitet Programowy) zbierali się kilka razy w roku celem przedyskutowania planów i postępów prac.

Model statyczny utworów dolnej jury (AGH)

(Bartosz Papiernik, Marek Hajto, Grzegorz Machowski, Wojciech Górecki)

Przedmiotem opracowania, wykonanego przez **AGH** (Katedra Surowców Energetycznych WGGiOŚ), jest przestrzenny 3D model komputerowy obrazujący zmienność litologiczno - zbiornikową klastycznych utworów jury, tzn. statyczny model parametryczny dla obszaru badań z szerokim marginesem (obejmującym praktycznie cały obszar modelu regionalnego z I Segmentu). Prezentowany model opracowano z wykorzystaniem programu Petrel (Schlumberger IS).

Statyczne trójwymiarowe modelowania parametryczne stanowią część procedury modelowania przestrzennego i symulacji procesów złożowych. Metodologia ta rozwinęła się przede wszystkim dla potrzeb inżynierii złożowej w poszukiwaniach naftowych. Obecnie jest ona stosowana także dla celów sekwestracji dwutlenku węgla. Współcześnie używane oprogramowanie komputerowe prezentuje urozmaicony sposób „konstrukcji" modeli przestrzennych (3D). Obok oprogramowania bazującego na idei gridów 3D, budowanych na podstawie regularnych siatek interpolacyjnych- gridów 2D (Tipper 1992, Cosetino 2001, Dubrule 1998, 2003), istnieją programy należące do rodziny CAD, program GoCad w których osnowa stratygraficzna budowana jest w oparciu o parametryczne powierzchnie, które dla jedne lokalizacji X,Y mogą wykazywać więcej niż jedną wartość Z, a budowa modelu przestrzennego wykorzystuje algorytm Discrete Smooth Interpolation (Mallet 2002, Mallet 2008). Konstrukcja statycznego modelu w formie grida 3D obejmuje generalnie:

- Opracowanie map strukturalnych w formacie regularnych siatek interpolacyjnych [RSI] (gridów 2D) na podstawie danych:

→ sejsmicznych i otworowych;

→ cyfrowanych map archiwalnych i danych otworowych;

→ danych otworowych (na ogół tylko mapy prędkości średnich bądź interwałowych w przypadku potrzeby dokonania konwersji czasowo głębokościowej.

- Stworzenie przestrzennego (3D) modelu strukturalnego z wykorzystaniem opracowanych RSI i interpretacji tektoniki nieciągłej:

→ Opracowanie modelu uskokowego (Fault Model

→ Opracowanie szkieletu gridu (skeleton) w wyniku zastosowania procedury tzw. pillar griddingu

→ Utworzenie sekwencji stratygraficznych (Zone)w rezultacie wprowadzenia do modelu powierzchni stratygraficznych (Surface= grid 2D) i ich przekształcenie w formę nieregularnych przestrzenne siatek Horizons, w których kształt oczek jest uwarunkowany wynikami procedury (pillar griddingu)

→ Wprowadzenie warstwowania wewnątrz sekwencji stratygraficznych (layers)

➢ Utworzenie modelu facjalnego lub litologicznego (Facies Modeling) na podstawie danych otworowych:

→ Uśrednienie danych litologicznych w profilach utworów (wells upscaling, well model);

→ Przestrzenne modelowanie zmienności facjalnej w wydzielonych sekwencjach i warstwach, z zastosowaniem algorytmów deterministycznych bądź stochastycznych.

➢ Modelowanie zmienności parametrów petrofizycznych (porowatości, zailenia przepuszczalności) z wykorzystaniem wyników modelowań strukturalnych i litologiczno-facjalnych (Petrophysical Modeling):

→ Tworzenie podstawowych modeli jak np. modele porowatości i zailenia dla poszczególnych sekwencji i litologii;

→ Tworzenie modeli pochodnych, takich jak np. jakość uszczelnień czy jakość skał zbiornikowych w sekwencjach stratygraficznych.

Wyniki modelowania 3D można przedstawiać w postaci rysunków pseudo trójwymiarowych – map i tzw. diagramów płotowych (*fence diagrams)* bądź w formie dwuwymiarowych map odzwierciedlających uśrednione wartości wybranych parametrów i sekwencji/warstw/facji.

Modele strukturalne stropu jury środkowej i dolnej

Podstawowe dane wejściowe do opracowania statycznego modelu parametrycznego utworów jury dolnej i środkowej stanowiły szczegółowe siatki interpolacyjne (Grid 2D) zreambulowane w ramach realizacji I Segmentu dla rejonu Bełchatowa (Wójcicki (red.), 2009) tematu. Obrazują one tektonikę nieciągłą oraz ukształtowanie powierzchni stropowych utworów jury środkowej, jury dolnej oraz triasu górnego. Opracowano je w programach Zmap+ i Petrel w formie gridów 2D o spacjowaniu 500 - 500 m. Opracowanie ich oparto na materiałach będących wynikiem realizacji Atlasu geotermalnego mezozoiku (Górecki et al. 2006) oraz Atlasu basenu południowo permskiego (Peryt et al. 2008). Ponadto w modelu strukturalnym jury dolnej uwzględniono wyniki interpretacji na profilach sejsmicznych (horyzonty – strop toarku dolnego, strop pliensbachu górnego, strop synemuru) omawianych w rozdziale **1.1.3**, a także szeregu dodatkowych profili sejsmicznych, w tym pozyskanych od RWE Dea, wykonanych w latach 1999-2000 (dane te nie były dostępne na etapie konstrukcji modelu regionalnego, gdyż uzyskanie zgody na ich wykorzystanie zajęło parę miesięcy). W szczególności dane te były następnie wykorzystane przy sporządzeniu modelu do symulacji zatłaczania (rozdział **1.1.16**).

Przeprowadzona reambulacja dzięki zastosowaniu nowocześniejszego oprogramowania i większej gęstości siatki interpolacyjnej pozwoliła dokładniej uwzględnić wyniki interpretacji regionalnych przekrojów sejsmicznych, a tym samym dokładniej odwzorować tektonikę. Większą szczegółowość odwzorowania tektonicznego zapewniło m.in. wprowadzenie w SW części obszaru badań sieci dyslokacji biegnących kierunku NW –SE na podstawie Mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez et al. 2000).

Dane miąższościowe i modele miąższości

Opracowanie modelu przestrzennego stanowiącego przede wszystkim osnowę dla dynamicznego modelowania symulacji wymaga wprowadzenia dokładniejszej stratyfikacji pionowej modelu. W obrębie interwału jura dolna środkowa postanowiono wydzielono 6 interwałów stratygraficznych, obejmujących utwory o podobnych cechach litologicznych:

- Kelowej

- Baton – bajos górny

- Bajos środkowy – toark górny

- Toark środkowy (formacja ciechocińska)

- Pliensbach

- Hetang – synemur.

Estymację siatek interpolacyjnych przeprowadzono z zastosowaniem kombinacji technik przetwarzania znanych z literatury: (Davis 1986; Watson 1992; Swan, Sandilands 1996; Jones et al. 1992; Beyer 1993, 1994; Gousie 1998; Gousie, Franklin 1998, 2003) i przystosowanych do potrzeb modeli regionalnych z zastosowaniem metodologii rozwijanej w KSE AGH (Papiernik 1998; Papiernik et al. 2005; Górecki et al. 1998, 2002, 2006a,b).

Estymację wstępnych modeli miąższości wykonano w programie Petrel stosując jako podstawowe dane wejściowe – miąższości określone w odwiertach. Proces interpolacji wspomagano stosując jako trendy sterujące odpowiednio modele miąższości jury dolnej bądź środkowej, które uzyskano metodą superpozycji na podstawie wyżej opisanych szczegółowych modeli strukturalnych. Technika ta działa w nieco podobny sposób do algorytmu *Trend Form Gridding* (Zoraster 1996) stosowanego z powodzeniem do opracowywania map miąższości czy modeli prędkości w różnych basenach naftowych Polski (Papiernik 2001, 2002, Papiernik et al. 2005). Za najbardziej adekwatny algorytm estymujący uznano technikę *Isochore Interpolation* odmianę algorytmu *Convergent Gridder.*

Wykorzystanie takiej procedury przetwarzania pomimo słabej przestrzennej kontrolo danymi wejściowymi, umożliwiło stworzenie, realistycznych trendów rozkładu miąższości w których rozkład depo centrów jest uwarunkowany tektoniką oraz ukształtowaniem głównych powierzchni strukturalnych (strop T_3, J_1 i J_2), które zrekonstruowano na podstawie danych otworowych i sejsmicznych.

Modele wynikowe uzyskano w wyniku zastosowania dodatkowego przetwarzania umożliwiającego w przybliżeniu poprawne odzwierciedlenia zasięgu kompleksów. Generalnie modele te pomimo gęstego spacjowania horyzontalnego (500m x 500m) należy traktować jako rozwiązania trendowe o ograniczonej dokładności. Ich uszczegółowienie wymaga wykonania szczegółowej interpretacji sejsmicznej.

Model miąższości *keloweju* opracowano na podstawie 146 odwiertów. Część z nich jest położona poza obszarem modelu . Wykorzystano je aby zminimalizować tzw. efekty (błędy) brzegowe procesie estymacji modelu miąższości. Miąższości keloweju przybliżone modelem nie osiągają 50 m.

Model miąższości utworów interwału *bajos górny – baton* opracowano na podstawie danych z 98 odwiertów. Przedstawione niżej miąższości stanowią sumaryczną miąższość wymienionych poziomów stratygraficznych. Na obszarze badań, przybliżone modelem miąższości interwału bajos góry- baton zmieniają się w zakresie od 0 do niemal 650 m, osiągając maksymalne wartości na obszarze antyklinorium środkowopolskiego.

Dane wejściowe do opracowania modelu *interwału toark górny – bajos dolny* zebrano w 89 odwiertach. Reprezentują one pogranicze jury dolnej i środkowej, obejmując zsumowane miąższości utworów bajosu dolnego (warstwy kościeliskie), aalenu dolnego i górnego oraz toarku górnego (formacja borucicka). Przybliżona modelem miąższość interwału zmienia się w zakresie od 0 do ok. 650 m osiągając maksimum w rejonie Budziszewic i SE od Jeżowa. Wyraźny wzrost miąższości można również zaobserwować w rowach triasowych, gdzie w rejonie Chrusty – Niechmirów miąższość przekracza 200m. Wyraźny spadek miąższości można zaobserwować na obszarze niecki mogileńsko łódzkiej.

Model *miąższości utworów formacji ciechocińskiej* oparto na danych uzyskanych z 76 odwiertów położonych na obszarze badań. Model odzwierciedla miąższość jednorodnego kompleksu obejmującego tzw. formacje ciechocińską (toark dolny) zidentyfikowaną na niemal całym obszarze badań jako potencjalne uszczelnienie. Przybliżona modelem miąższość formacji ciechocińskiej nie przekracza 150 m, osiągając maksimum w rejonie na SE i NW od Jeżowa IG1.

Model *miąższości utworów pliensbachu* ten reprezentuje sumaryczną miąższości utworów pliensbachu dolnego i górnego obejmując, w różnych częściach obszaru badań formacje blanowicką, drzewiecką, gielniowską i łobeską. Opracowano go na podstawie 93 danych otworowych. Miąższości przybliżone modelu zmieniają się w zakresie od 0 do 550 m, maksymalne miąższości występują na obszarze antyklinorium środkowopolskiego, w rejonie Wojszyc. Znaczne miąższości w tej strefie występują również w rejonie Jeżowa. W sąsiedztwie Budziszewic miąższość pliensbachu spada do ok. 200 m w rejonie Bełchatowa ulec całkowitemu wyklinowaniu (dotyczy to całego profilu jury dolnej). Kolejna strefa zwiększonych miąższości (do 200 m) rozciąga się w rejonie rowów triasowych pomiędzy Chrustami i Kaliszem.

Interwał obejmujący utwory *hetangu - synemuru* jest położony najgłębiej i w związku z tym jego miąższości rozpoznano jedynie w 59 odwiertach. W jego skład wchodzą osady zaliczane do formacji zagajskiej, przysuskiej i skłobskiej. Przybliżona modelem miąższość interwału zmienia się w zakresie od 0 do ponad 650 m. Obserwowany na mapie rozkład depocentrów generalnie przypomina obraz widoczny na mapach pozostałych kompleksów dolno jurajskich. Strefa regionalnego wzrostu miąższości występuje w rejonie Wojszyc w obrębie antyklinorium środkowopolskiego, lokalne maksima występują w strefie rowów jurajskich (Chrusty) i rygla radomszczańskiego (Gidle). Obszar monokliny przedsudeckiej i niecki mogileńsko łódzkiej cechuje się zredukowanymi miąższościami.

Model strukturalny

Wykorzystując szczegółową regularną siatkę interpolacyjną (*gridy 2d*) powierzchni strukturalnej stropu jury środkowej, uskoki uwzględnione na tych mapach oraz modele miąższości superpozycyjnie zrekonstruowano

granice kompleksów stratygraficznych jury środkowej i dolnej. Powierzchni tych użyto do opracowania modelu 3D, składającego się z sześciu sekwencji stratygraficznych (*zones*).

Model uskokowy

Ze względu na regionalny charakter modelu i brak interpretacji sejsmicznych opracowano stosunkowo uproszczony model uskokowy *Fault Model*, zakładający, że wszystkie uskoki są pionowe bądź mają liniowo nachyloną powierzchnię (Fig. **1.1.15_3**).

Dane wejściowe stanowiły nieciągłości uwzględnione na szczegółowych mapach strukturalnych. Pozwoliły one na opracowanie modelu (regionalnego) obejmującego 118 uskoków - składających się 3340 linii kształtowania (pillars). 69% nieciągłości w chodzących to uskoki pionowe, 30% liniowe.

Duża ilość uskoków, ich skomplikowane relacje przestrzenne, połączone ze słabą kontrolą danymi sprawiają, spowodowały, że procedura modelowania uskoków była czasochłonna, a powstały model lokalnie np. w strefie rygla Radomska ma ograniczoną dokładność.

Na etapie modelowań szczegółowych systemów sekwestracyjnych niezbędne jest opracowanie dla wytypowanych stref modelu uskokowego, który z jednej strony będzie bardziej precyzyjnie oddawał geometrię stref uskokowych, a z drugiej będzie mniej skomplikowany jeśli chodzi o ilość dyslokacji.

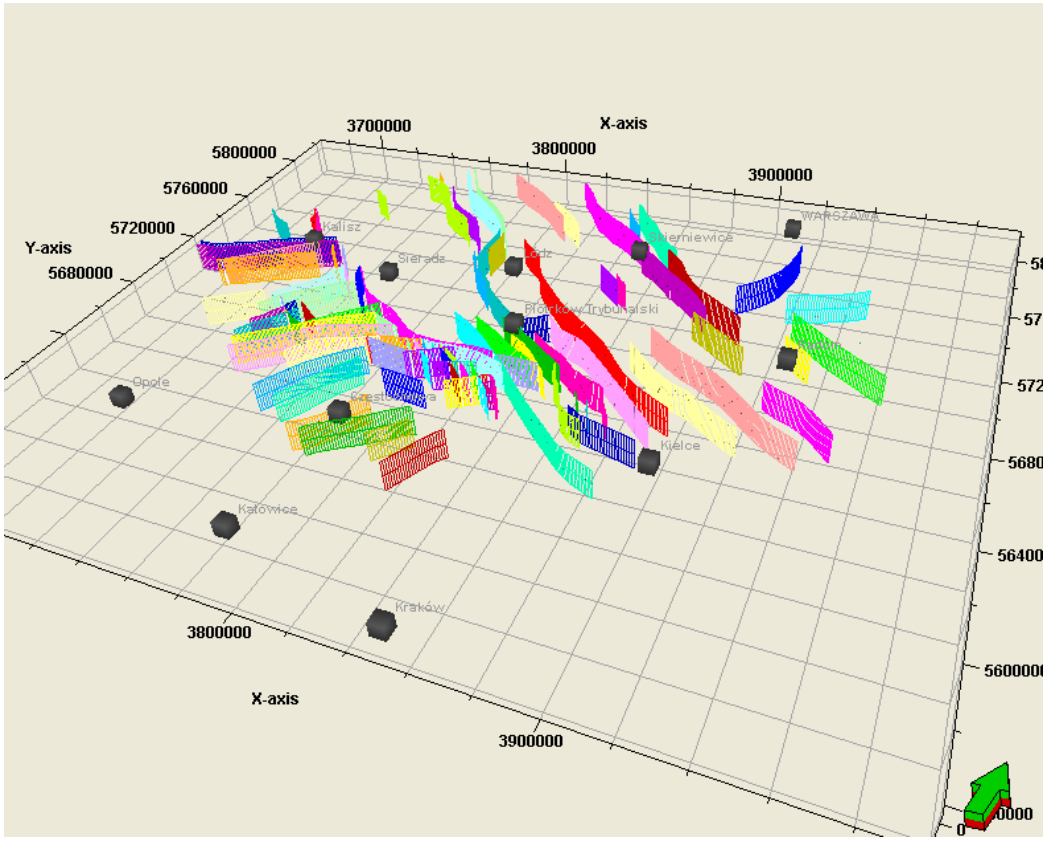


Fig.1.1.15_3 Model uskokowy (Fault model)

Model przestrzenny (Pillar griding)

Przedstawiony model uskokowy kształtuje wewnętrzną budowę modelu 3D. Dalszy etap jego horyzontalnego podziału stanowiła procedura tzw. *pillar griddingu,* - obliczenia 3 powierzchni szkieletowych składających się z oczek o nieregularnym kształcie, uwarunkowanym przebiegiem dyslokacji i założoną wielkością wstępnego spacjowania współrzędnych stratygraficznych (I, J) przestrzennego modelu. W pierwszym podejściu autorzy opracowali bardzo „gęsty" model 3D o spacjowaniu I,J 500m x 500m. odzwierciedla on kształt granic sekwencji stratygraficznych stropu J_1, J_2 i T_3, zgodnie z wejściowymi gridami 2D, jednakże składa się on z ponad 7 000 000 m komórek. By dostosować model statyczny do potrzeb późniejszych symulacji dynamicznych ostatecznie opracowano pillar grid o spacjowaniu I,J 2000 m (**Fig.1.1.15_4**).

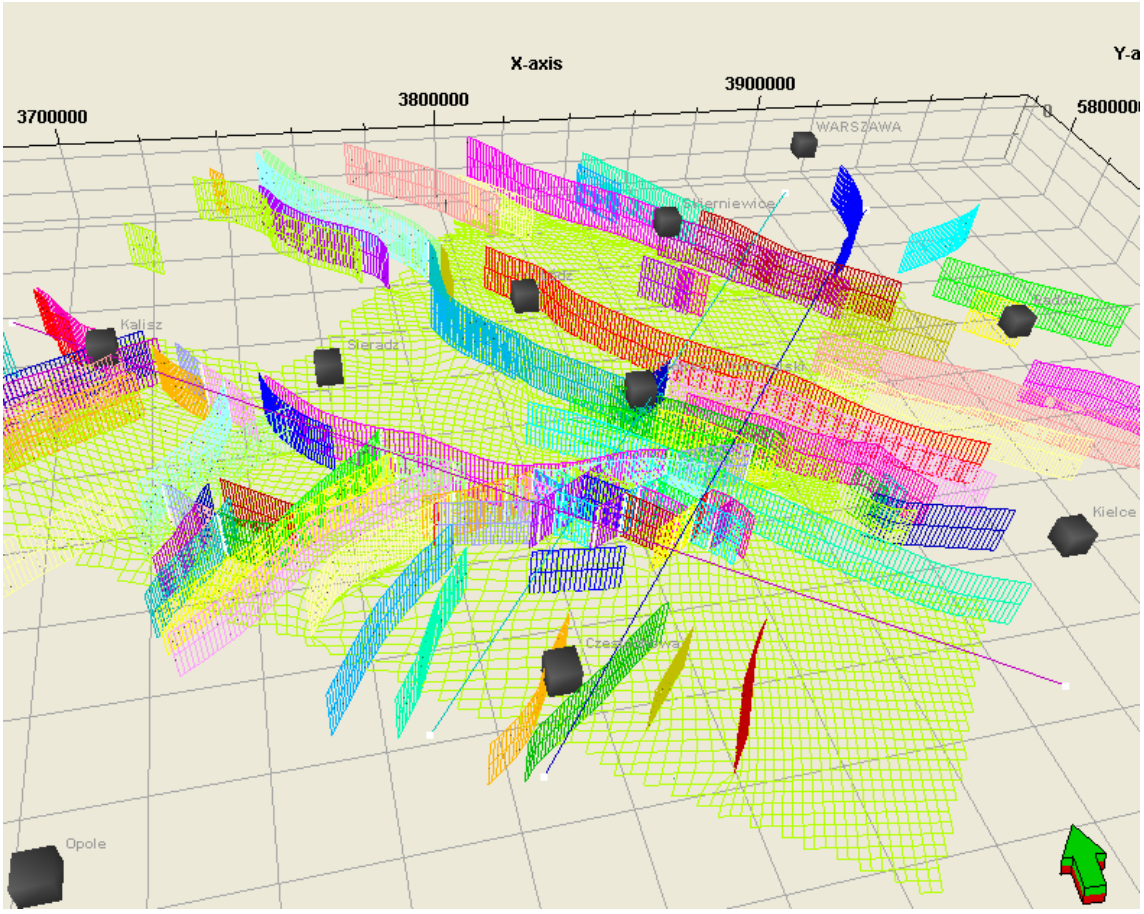


Fig.1.1.15_4 Model uskokowy i grid szkieletowy wynikowej osnowy geometrycznej

W rezultacie powstały model w kierunkach I, J (zrotownych o 22 stopnie względem X,Y) składa się z 116 x 111 węzłów.

Takie „rozgęszczenie" model zwiększa „możliwości" elastycznego modelowania zarówno statycznego jak i dynamicznego .Jednakże ma ono także konsekwencje negatywne w postaci znaczącego uproszczenia relacji strukturalno - miąższościowych w strefach przyuskokowych oraz zdecydowanie słabszą precyzją dowiązania granic stwierdzanych w otworach i modelu.

Z drugiej strony w sytuacji, gdy dane wejściowe do modelowania zmienności litologii parametrów zbiornikowych są nieliczne zastosowanie dużego oczka modelu 3D daje możliwość stworzenia bardziej ciągłych („trendowych") modeli parametrycznych.

Wprowadzenie sekwencji stratygraficznych (*layers*) i warstw (*zones*)

Po zakończeniu procedury modelowania uskoków i opracowaniu modelu szkieletowego dokonano podziału pionowego przestrzeni na sekwencje stratygraficzne. W wyniku zastosowania procedury *Make horizons.* Na podstawie regularnych modeli strukturalnych (grid 2D) obliczono nieciągłe horyzonty, stanowiące granice sekwencji. Sekwencje podzielono wewnętrznie na proporcjonalne warstwy (*proportional layering*), przyjmując, że minimalna miąższość odwzorowana w warstwie nie może być mniejsza niż 1 m.

Ostatecznie powstał model obejmujący następujące sekwencje podzielone na warstwy:

- Kelowej (podzielony na dwie warstwy)

- Baton – bajos górny (5 warstw)

- Bajos środkowy – toark górny (5 warstw)

- Toark środkowy (formacja ciechocińska) (6 warstw)

- Pliensbach (5 warstw)

- Hetang – synemur (5 warstw)

Powstały model jest podzielony na kilka segmentów. Istotne znaczenie dla realizacji tego etapu tematu ma segment północny (Fig. **1.1.15_5**) położony na obszarze antyklinorium środkowopolskiego obejmując antykliny Budziszewic i Jeżowa. Powierzchnia modelu na obszarze segmentu 1 wynosi $8.6634 \times 10^9 m^2$.

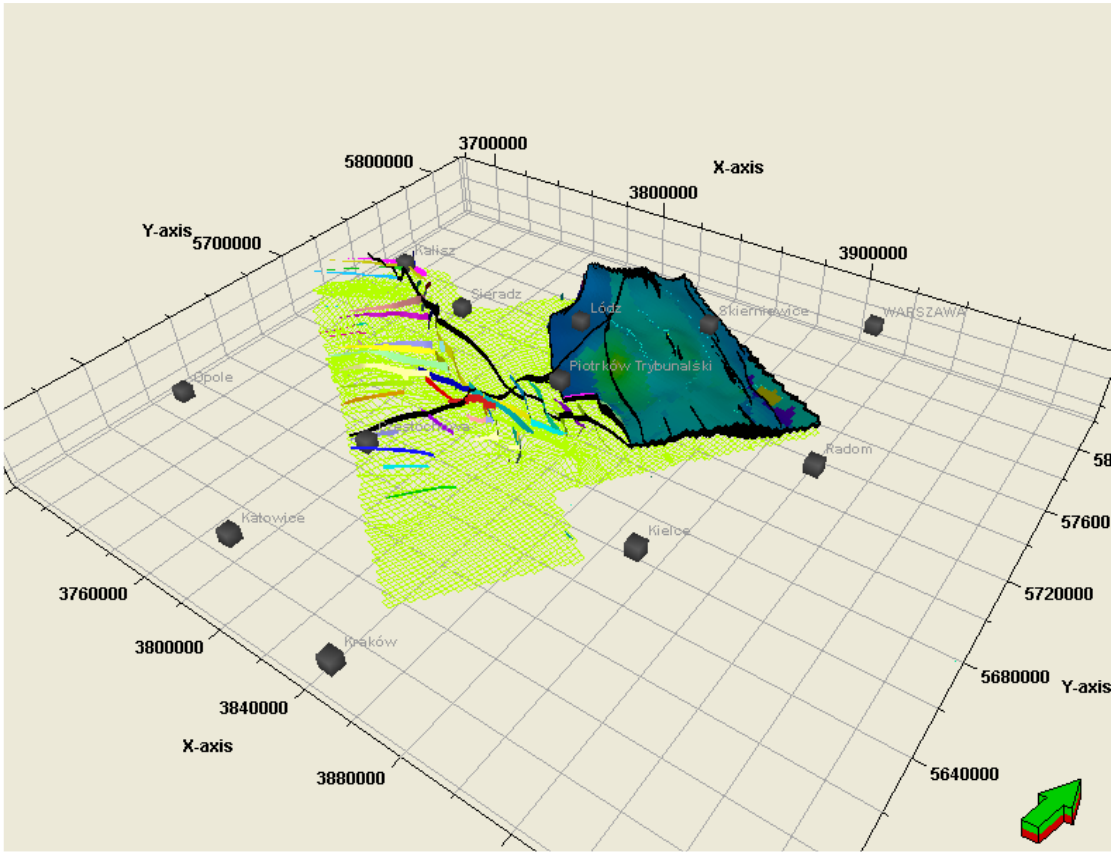


Fig1.1.15_5 Lokalizacja północnego segmentu modelu

Model parametryczny zmienności litologiczno-facjalnej

Wewnętrzną zmienność litologiczno – facjalną modelu 3D można rekonstruować według dwóch podstawowych schematów. W prostszym zmienność litologiczna i facjalna oraz parametry zbiornikowe są modelowane niezależnie. Współcześnie modelowanie własności ośrodka geologicznego najczęściej odbywa się jednak według schematu dwuetapowego. Pierwszym krokiem jest na ogół stworzenie modelu litologiczno-facjalnego, który wraz z wcześniej przyjętym typem warstwowania będzie w dalszej części sterował procesem interpolacji parametrów zbiornikowych. Niezależnie od przyjętego schematu modelowania, przestrzenna estymacja modelu 3D, odbywa się „wzdłuż" wyznaczonych warstw (*layers),* wg zasad interpolacji numerycznej znanych od lat 60-tych (Davis 1986, Swan, Sandilands 1992, Isaaks, Srivastava 1991, Jones et al. 1992).

Modelowanie litologiczne

Model litologiczno - facjalny (bądź tylko litologiczny lub facjalny) jest konstruowany na podstawie bezpośrednich informacji geologicznych uzyskiwanych w trakcie wiercenia – zwiercin i rdzenia. Na ogół wspomagającą, choć czasami jedyną, informację ilościową stanowią kalibrowane danymi laboratoryjnymi wyniki interpretacji litologiczno-facjalnej krzywych geofizycznych. Dane litologiczne (facjalne) niezależnie od tego czy są to punktowe obserwacje laboratoryjne czy ciągły zapis krzywych geofizycznych, są przetwarzane

do postaci dyskretnej. Poszczególne typy litologii, facji czy wydzielenia stratygraficzne są kodowane w postaci liczbowej. (Dubrule 1998, 2003, Papiernik, 2003, Papiernik, Zając 2003, Mastalerz et al., 2006). Dyskretny format danych litologicznych nakłada znaczące ograniczenia na proces interpolacji. Nie można go wykonać z użyciem ciągłych technik obliczeniowych. By uniknąć tego rodzaju zafałszowań do wykonania symulacji przestrzennej zmienności litologiczno - facjalnej używanych jest szereg specjalnie dostosowanych algorytmów deterministycznych i stochastycznych.

Do algorytmów deterministycznych zalicza się nadzwyczaj prosta metoda najbliższego sąsiada (*Assign Value*) opierająca się na topologicznym podziale przestrzeni modelu na pentagonalne lub heksagonalne strefy wpływu odwiertów, zwane poligonami Voronoia, Thiessena (Davis 1986, Mallet 2002). Do algorytmów deterministyczych zaliczymy także używanych do modelowania zmienności facjalnej i litologicznej, tzw. kriging wskaźnikowy (*Indicator Kriging).* Algorytm ten podobnie jak inne odmiany krigingu, opiera procedurę estymacji na współczynnikach ważących, określonych dla danego zbioru danych na podstawie tzw. semiwariogramu czy wariogramu eksperymentalnego i modelowanego. Kriging wskaźnikowy umożliwia tworzenie bardzo wygładzonych model na podstawie dyskretnych danych (Deutsch, Journel 1992).

Pozostałe algorytmy dostępne w Petrelu to zróżnicowane stochastyczne. Pierwszą grupę stanowią algorytmy sekwencyjne, takie jak *Sequential Indicator Simulation* (Podręcznik użytkownika Petrel, 2009; Deutsch, Journel 1992) stosowane są z dużym powodzeniem zarówno w modelowaniach obiektowych jak i wskaźnikowych. Algorytmy z grupy *Transition Gaussian Simulation* jest zbliżony do tzw. algorytmów bezpośrednich. Można je stosować tylko w przypadku modelowania wskaźnikowego (Dubrule 1998). Petrel umożliwia równie tzw. modelowanie obiektowe (np. koryt rzecznych) czy modelowania wspomagane siecią neuronową. W przedstawianym przypadku najbardziej adekwatnymi metodami wydają się być kriging wskaźnikowy i stochastyczna metoda SIS.

Dane wejściowe do opracowania regionalnego model stanowiły wyniki interpretacji litologiczno-złożowych krzywych geofizycznych opracowane w poprzednim etapie niniejszego tematu (I Segment). Podstawowy materiał wejściowy obejmował krzywe litologiczne, krzywe zailenia i porowatości całkowitej i efektywnej z 34 odwiertów dla całego modelu regionalnego i 9 litologii (**Tab**. **1.1.15_1**).

Tab.1.1.15_1 Zestawienie wydzieleń litologicznych przyjętych do konstrukcji modelu

Kod	**Litologia**
0	Iły, iłowce
1	Mułowce
2	Piaskowce
3	Węglany
4	Margle

5	Żwiry brekcje
6	Osady chemiczne
7	Opoki
8	Pozostałe
9	Pozostałe

Na podstawie przekodowanych danych opracowano litologiczne modele otworowe (procedura Petrela *Scale up*) z wykorzystaniem statystycznego algorytmu Najczęstszy przypadek *most of* używanego dla danych typu dyskretnego. Dokładność dopasowania litologii w krzywych i modelu jest w tym przypadku uzależniona od gęstości pionowego podziału sekwencji stratygraficznych (*zones*) na warstwy (*layers*). W przedstawianym przypadku gęstość ta nie jest zbyt wysoka ze względu na wymogi modelowań dynamicznych. Dla większości profilu osiągnięta dokładność modelu otworowego jest odpowiednio wysoka, jednak w niektórych strefach, zwłaszcza tam, gdzie występują liczne przewarstwienia o małej miąższości przybliżona modelem litologia jest statystycznie najlepszym przybliżeniem.

W przypadku modelu układu sekwestracyjnego kompleksów jurajskich istotne znaczenie mają tylko litologie klastyczne (poza marginalnie reprezentowanymi żwirami). Węglany pojawią się przede wszystkim w obrębie kompleksu keloweju, oraz w przystropowych partiach innych kompleksów w rejonie Gomunic i na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (a więc poza obszarem modelu szczegółowego). Węzły te są stosunkowo nieliczne, są oczywistymi artefaktami, jednak ich pojawienie się jest konsekwencją dostosowania rozdzielczości modelu do potrzeb symulacji dynamicznych.

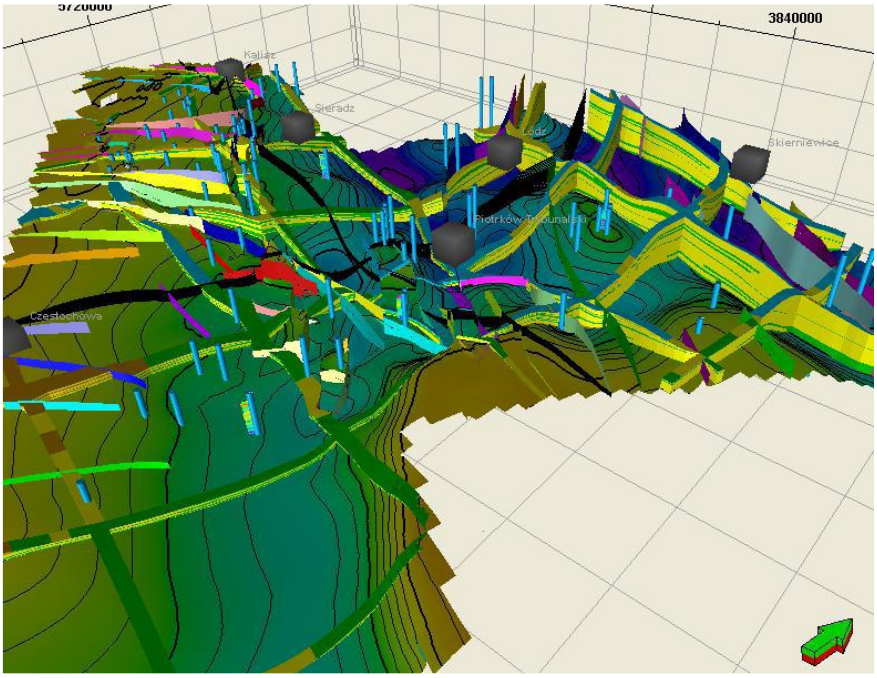


Fig. 1.1.15_6 Model litologiczny utworów jury dolnej i środkowej – diagram płotowy na tle mapy stropu triasu

Wyniki modelowania litologicznego przedstawia **Fig.1.1.15_6**. Bardziej precyzyjny wyniki modelowania można prześledzić wzdłuż przekroju na **Fig1.1.15_8**. Statystyczne podsumowanie wyników modelowania przedstawia **Tab.1.1.15_1**.

Tab.1.1.15_2 Statystyczne podsumowanie modelu litologicznego.

Model litologiczny całość								
Code	**Name**	**%**	**N**	**Intervals**	**Min**	**Mean**	**Max**	**Std**
0	**iłowce**	**30.23**	**49299**	**21920**	**0.0 (1)**	**50.0 (2.25)**	**892.2 (11)**	**63.65**
1	**mułowce**	**2.46**	**4017**	**2797**	**0.1 (1)**	**45.4 (1.44)**	**883.8 (5)**	**80.97**
2	**piaskowce**	**65.78**	**107269**	**22305**	**0.0 (1)**	**135.2 (4.81)**	**1176.6 (25)**	**174.4**
3	**węglany**	**1.5**	**2447**	**2234**	**0.3 (1)**	**24.3 (1.1)**	**353.5 (26)**	**22.26**
4	**margle**	**0.02**	**31**	**30**	**0.3 (1)**	**18_2 (1.03)**	**53.6 (2)**	**15_53**
Kelowej								
Code	**Name**	**%**	**N**	**Intervals**	**Min**	**Mean**	**Max**	**Std**
0	**iłowce**	**34.92**	**1849**	**1849**	**0.3 (1)**	**47.9 (1)**	**892.2 (1)**	**135.6**
1	**mułowce**	**5.53**	**293**	**293**	**0.3 (1)**	**105.9 (1)**	**883.8 (1)**	**220.4**
2	**piaskowce**	**18_13**	**960**	**960**	**0.3 (1)**	**36.3 (1)**	**764.7 (1)**	**80.11**
3	**węglany**	**40.89**	**2165**	**2165**	**0.3 (1)**	**21.5 (1)**	**353.5 (1)**	**20.08**
4	**margle**	**0.53**	**28**	**28**	**0.3 (1)**	**18_2 (1)**	**53.6 (1)**	**16_26**
Baton grn bajos								
Code	**Name**	**%**	**N**	**Intervals**	**Min**	**Mean**	**Max**	**Std**
0	**iłowce**	**31.46**	**8661**	**5869**	**0.0 (1)**	**46.5 (1.48)**	**242.4 (4)**	**40.94**
1	**mułowce**	**4.17**	**1147**	**937**	**0.1 (1)**	**35.0 (1.22)**	**104.9 (2)**	**21.06**
2	**piaskowce**	**63.47**	**17475**	**7334**	**0.1 (1)**	**98.4 (2.38)**	**593.4 (5)**	**119**
3	**węglany**	**0.91**	**250**	**203**	**2.1 (1)**	**36.2 (1.23)**	**169.2 (5)**	**18_92**

4	margle	0	1	1	6.3 (1)	6.3 (1)	6.3 (1)	0
Bajos dln. Toark grn								
0	iłowce	23.88	7743	4348	0.1 (1)	33.9 (1.78)	163.9 (6)	31.06
1	mułowce	0.68	220	215	0.1 (1)	10.5 (1.02)	42.1 (3)	4.589
2	piaskowce	75.4	24449	7681	0.0 (1)	85.2 (3.18)	635.6 (6)	99.89
3	węglany	0.04	12	4	14_2 (1)	45.3 (3)	78.8 (6)	24.55
4	margle	0	1	1	14_2 (1)	14_2 (1)	14_2 (1)	0
Fm. ciechocińska (dln.toark)								
Code	Name	%	N	Intervals	Min	Mean	Max	Std
0	iłowce	36.21	12722	4924	0.0 (1)	26.0 (2.58)	124.2 (6)	18_6
1	mułowce	3.13	1100	545	0.9 (1)	18_3 (2.02)	40.1 (4)	10.67
2	piaskowce	60.64	21306	7735	0.0 (1)	34.3 (2.75)	149.8 (6)	30.46
3	węglany	0.02	6	1	39.6 (6)	39.6 (6)	39.6 (6)	0
4	margle	0	1	1	16_5 (1)	16_5 (1)	16_5 (1)	0
Pliensbach								
Code	Name	%	N	Intervals	Min	Mean	Max	Std
0	iłowce	8.28	2698	2125	0.1 (1)	22.0 (1.27)	113.5 (5)	14_05
1	mułowce	0.26	85	80	1.7 (1)	23.7 (1.06)	128.2 (2)	19.03
2	piaskowce	91.44	29799	6199	0.0 (1)	120.3 (4.81)	540.3 (6)	108
3	węglany	0.02	6	1	96.1 (6)	96.1 (6)	96.1 (6)	0
Hetang- synemur								
0	iłowce	51.94	15626	6175	0.0 (1)	66.7 (2.53)	443.0 (6)	68.18
1	mułowce	3.9	1172	813	0.2 (1)	60.4 (1.44)	213.6 (3)	45.03
2	piaskowce	44.14	13280	5295	0.0 (1)	112.2 (2.51)	549.7 (6)	102.9
3	węglany	0.03	8	3	5.4 (1)	10.5 (2.67)	20.5 (6)	7.093

Modele parametrów petrofizycznych

Dane wejściowe do modelowania przestrzennej zmienności parametrów zbiornikowych wykazują zmienność ciągłą, w modelowania ich zmienności są stosowane, inne algorytmy niż w przypadku modelu facjalnego. Na tym etapie pracy stosunkowo często wykorzystywane są techniki deterministyczne. Do najprostszych należy algorytm najbliższego sąsiada (*Closest, Closest Neighbour).* Nieco bardziej złożone są algorytmy z grupy „odwrotnej" odległości *(Moving Average* (Petrel 2007 Manual), *Weighted Average).* Jako technika wspomagająca inne algorytmy, aplikowane są tzw. algorytmy funkcyjne - na ogół trendy wielomianowe (Davis 1986, Goodman 1999, Petrel 2007 Manual). Najbardziej złożone algorytmy deterministyczne wykorzystywane do opracowania modelu petrofizycznego to kriging uniwersalny (Deutsch, Journel 1998) stosowany z (lub bez) trendem zewnętrznym (*Extrenal Drift*) (Dubrule 2003), wspomagany wykorzystaniem wariogriamów analizowanych parametrów, bądź procedurami co-krigingu, transformacją danych oraz krzywymi prawdopodobieństwa zmian modelowanego parametru.

Oprócz metod deterministycznych do modelowania zmienności parametrów zbiornikowych wykorzystywane są również algorytmy stochastyczne oparte na podejściu iteratywnym, sekwencyjnym lub bezpośrednim (Dubrule 1998). Niezależnie od podejścia, algorytmy stochastyczne umożliwiają tzw. modelowanie warunkowane *(Condit*ional), które gwarantuje, że w takcie każdej symulacji statystycznej modele 3D i otworowy, w miejscu przecięcia zawsze będą zgodne. Do najczęściej stosowanych algorytmów stochastycznych współcześnie należy sekwencyjny *Sequential Gaussian Simulation* SGS (Gomez-Hernandez, Journel 1993, Dubrule 1998 (Petrel 2007 Manual).

Na podstawie wyników interpretacji krzywych geofizyki wiertniczej z 34 odwiertów opracowano modele otworowe pomimo uśrednienia wykazujące zadowalającą zgodność z krzywymi wejściowymi (**Fig.1.1.15_7**). Wszystkie modele otworowe obliczono stosując uśrednianie arytmetyczne w warstwach, połączone ze statystycznym sterowaniem przy pomocy krzywej litologicznej. (testowano też inne metody np. algorytm medianowy lub krzywe geometryczne) ale uznano że nie dają one znacząco lepszych wyników modeli otworowych.

Przestrzenne modele zailenia (Vsh) oraz porowatości efektywnej (PHIE-m) obliczono stosując Kriging w odmianie Gslib. W obu przypadkach dla zwiększenia ciągłości lateralnej w procedurze estymacji stosowano kriging zwyczajny (*ordinary)* a nie prosty (*simple*). Wstępne analizy statystyczne pokazały że dla zgromadzonego zestawu danych wejściowych.

W obu przypadkach zdecydowano się zastosować metody deterministyczne aby w bardziej ciągły sposób zrekonstruować rozprzestrzenienie potencjalnych zbiorników i uszczelnień. Zastosowanie technik stochastycznych nie daje takiej możliwości gdyż metody te z założenia „nie uznają" istnienia w pełni ciągłej zmienności parametrów. Zdaniem autorów wykorzystanie technik stochastycznych przyniesie pożądany efekt w następnym etapie pracy, gdy dane wejściowe zostaną uzupełnione atrybutami sejsmicznymi.

Jednakże na tym etapie w procesie estymacji przyjęto możliwe silne założenia geologiczne, przekraczające dokładność analizy statystycznej leżącej u podstaw geostatystycznego określenia kształtu wariogramów. Analizując bardzo silną anizotropię strukturalną dla map strukturalnych i miąższościowych w procesie estymacji założono występowanie bardzo związku między danymi na bardzo dużych dystansach (range) w kierunku NW- SE (200 km) i znacznie mniejszego (120 km) w kierunku SW-NE. Zabieg ten miał z założenia

redukować negatywny wpływ spowodowany nierównomierną i skupioną dystrybucją otworów oraz małą liczebnością danych.

Dzięki zastosowaniu opisanej procedury w nieznacznym stopniu podniesiono lateralną ciągłość modelowanych parametrów (zarówno litologii, jak i parametrów zbiornikowych). Należy jednak zauważyć że ten mocno trendowy obraz może ulec drastycznej zmianie w przypadku zwiększenia jego szczegółowości np. w wyniku wykorzystania atrybutów sejsmicznych z profili 2D.

Model zailenia powstał jako pierwszy, modelowanie wykonano z zastosowaniem algorytmu Kriging Gslbi, arbitralnie kształtując wariogram. Modelowanie wykonano oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*). Procedura modelowania była sterowana modelem litologicznym. Syntetyczne wyniki modelowania zailenia przedstawia **Fig.1.1.15_7**, natomiast bardziej szczegółowej analizy rozmieszczenia warstw potencjalnie zbiornikowych i uszczelniających w profilu można dokonać na przekrojach (**Fig.1.1.15_10**). Statystyki modelu zailenia kompleksów jurajskich zebrano w **Tab.1.1.15_3**.

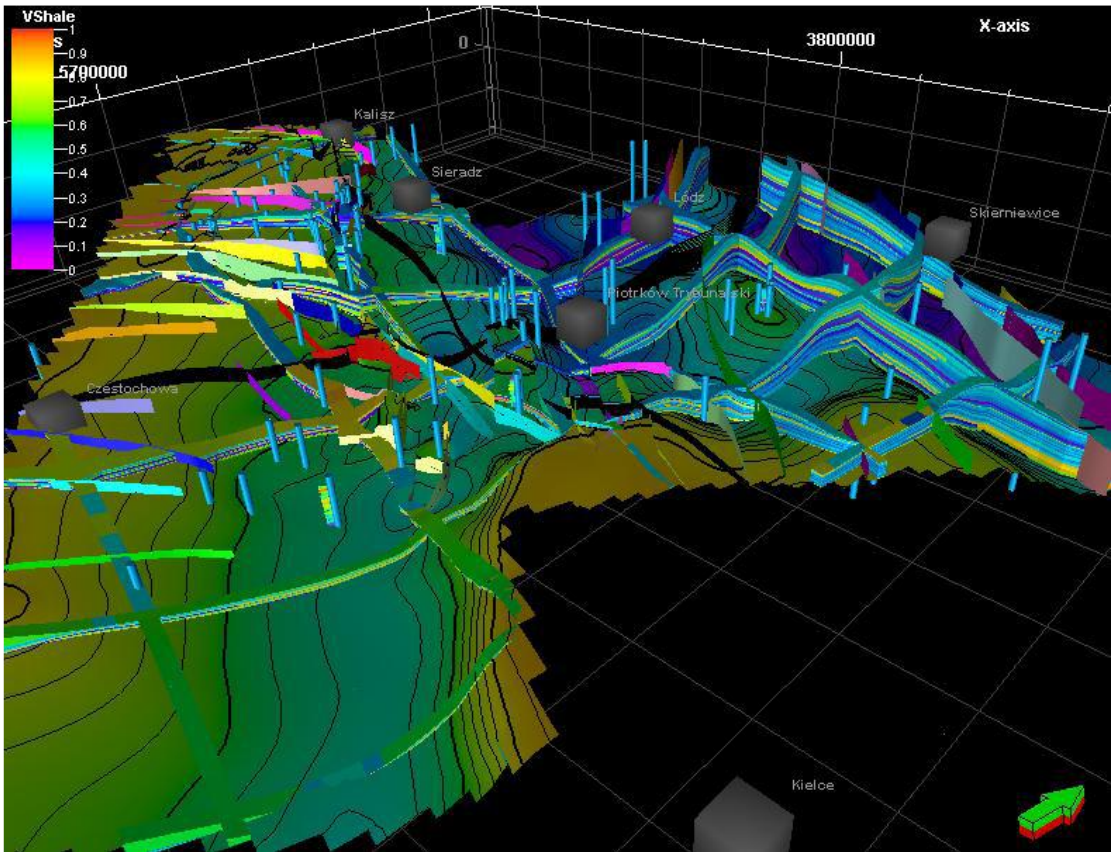


Fig.1.1.15_7 Model zailenia utworów jury środkowej i dolnej(Diagram płotowy na tle mapy stropu triasu)

Tab.1.1.15_3 Podstawowe statystki 3D modelu zailenia.

Name	Type	Min	Max	Delta	N	Mean	Std	Var
Średnie zailenie Jura dolna- środkowa								
	Cont.	0.01	1	0.99	163063	0.44	0.24	0.06
Średnie zailenie: kelowej								
	Cont.	0.03	0.94	0.9	5295	0.44	0.16	0.03
Średnie zailenie: bajos górny -baton								
	Cont.	0.02	1	0.98	27534	0.48	0.22	0.05
Średnie zailenie: bajos dolny - toark górny								
	Cont.	0.02	1	0.98	32425	0.4	0.26	0.07
Średnie zailenie: formacja ciechocińska (toark dolny)								
	Cont.	0.02	1	0.97	35135	0.5	0.26	0.07
Średnie zailenie: pliensbach								
	Cont.	0.05	0.93	0.88	32588	0.3	0.15	0.02
Średnie zailenie: hetang - synemur								
	Cont.	0.01	0.97	0.97	30086	0.54	0.24	0.06

Model porowatości efektywnej powstał jako drugi model parametrów zbiornikowych. Modelowanie wykonano z zastosowaniem algorytmu Kriging Gslib, stosując generalnie takie same parametry modelowania jak zastosowane do obliczenia modelu zailenia. Także w tym przypadku modelowanie wykonano oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*) przy zastosowaniu sterowania modelem litologicznym. Dodatkowo w procesie interpolacji zastosowano co-kriging pomiędzy modelem otworowym PHIE-m, modelem 3D zailenia. Syntetyczne wyniki modelowania przedstawia **Fig.1.1.15_8**. Generalne statystyki porowatości efektywnej kompleksów jurajskich zebrano w tabeli Tab. **1.1.15_4**.

Tab.1.1.15_4 Podstawowe statystki modelu porowatości efektywnej.

Name	Type	Min	Max	Delta	N	Mean	Std	Var
Średnie zailenie Jura dolna- środkowa								
Property	Cont.	0	0.36	0.36	163063	0.1	0.08	0.01
Średnie zailenie: kelowej								
Property	Cont.	0	0.2	0.2	5295	0.03	0.04	0
Średnie zailenie: bajos górny -baton								
Property	Cont.	0	0.28	0.28	27534	0.09	0.07	0
Średnie zailenie: bajos dolny - toark górny								
Property	Cont.	0	0.27	0.27	32425	0.12	0.07	0.01
Średnie zailenie: formacja ciechocińska (toark dolny)								
Property	Cont.	0	0.24	0.24	35135	0.08	0.07	0
Średnie zailenie: pliensbach								
Property	Cont.	0	0.356	0.356	32588	0.146	0.066	0.004
Średnie zailenie: hetang - synemur								
Property	Cont.	0	0.214	0.214	30086	0.055	0.063	0.004

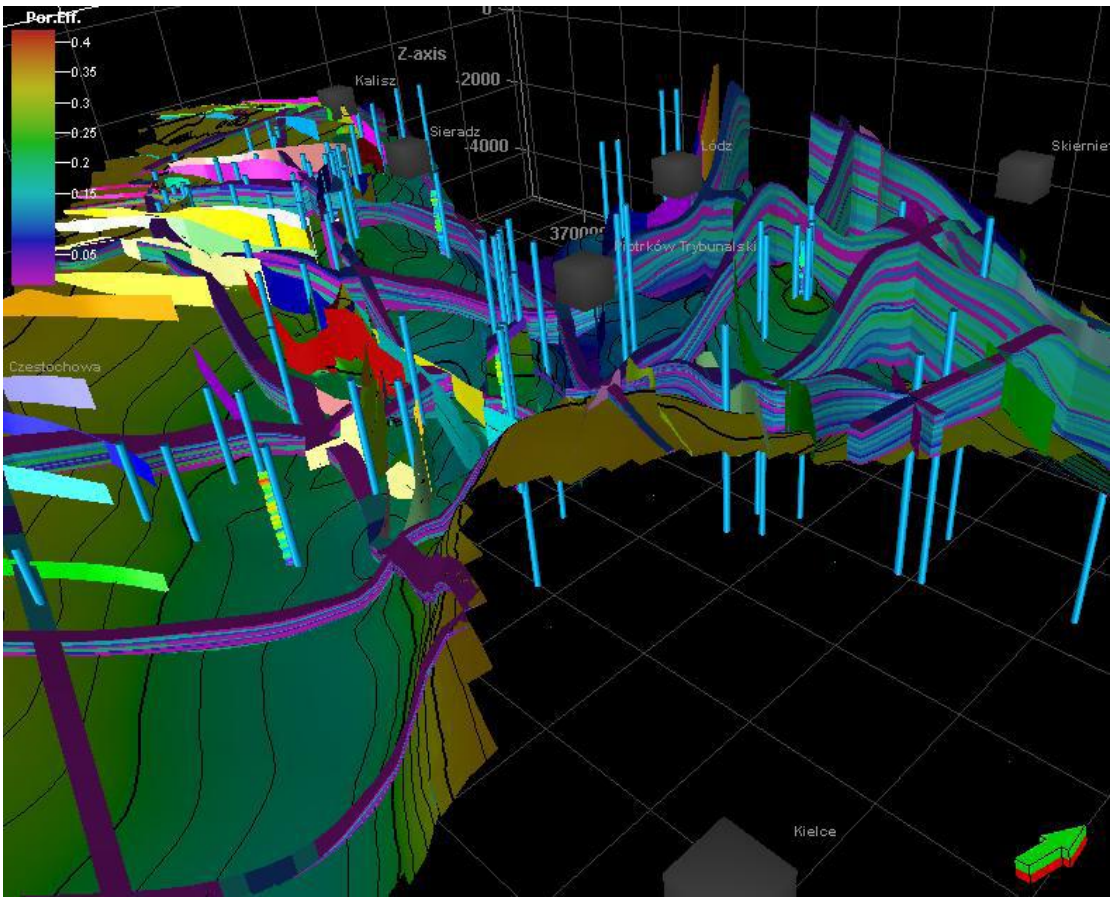


Fig.1.1.15_8 Model porowatości efektywnej utworów jury środkowej i dolnej (Diagram płotowy na tle mapy stropu triasu).

Klasyfikacja pojemnościowa– wyniki

Ostatnim etapem etap pracy stanowiło opracowanie modelu pochodnego stanowiącego próbę statystycznej klasyfikacji pojemnościowej badanego ośrodka. Na podstawie modeli porowatości efektywnej i zailenia opracowano dyskretny model pokazujący rozprzestrzenienie dyskretnych klas skał wyznaczonych z wykorzystaniem sieci neuronowych w programie Petrel. Klasyfikacje ta należy traktować jako rozwiązanie wstępne warte dalszego opracowania, generalizując z pewnym uproszczeniem klasa oznaczona kodem 0 może być określona jako uszczelnienie, kod 1 mógłby w przybliżeniu odpowiadać uszczelnieniu wspomagającemu, utwory zaliczone do klasy 2 reprezentują skały o średnim zaileniu i średniej porowatości, natomiast utwory należące do klasy 3 stanowią dobre zbiorniki. Poglądowo przestrzenną dystrybucję klas pojemnościowych przedstawia diagram płotowy (**Fig.1.1.15_9**).

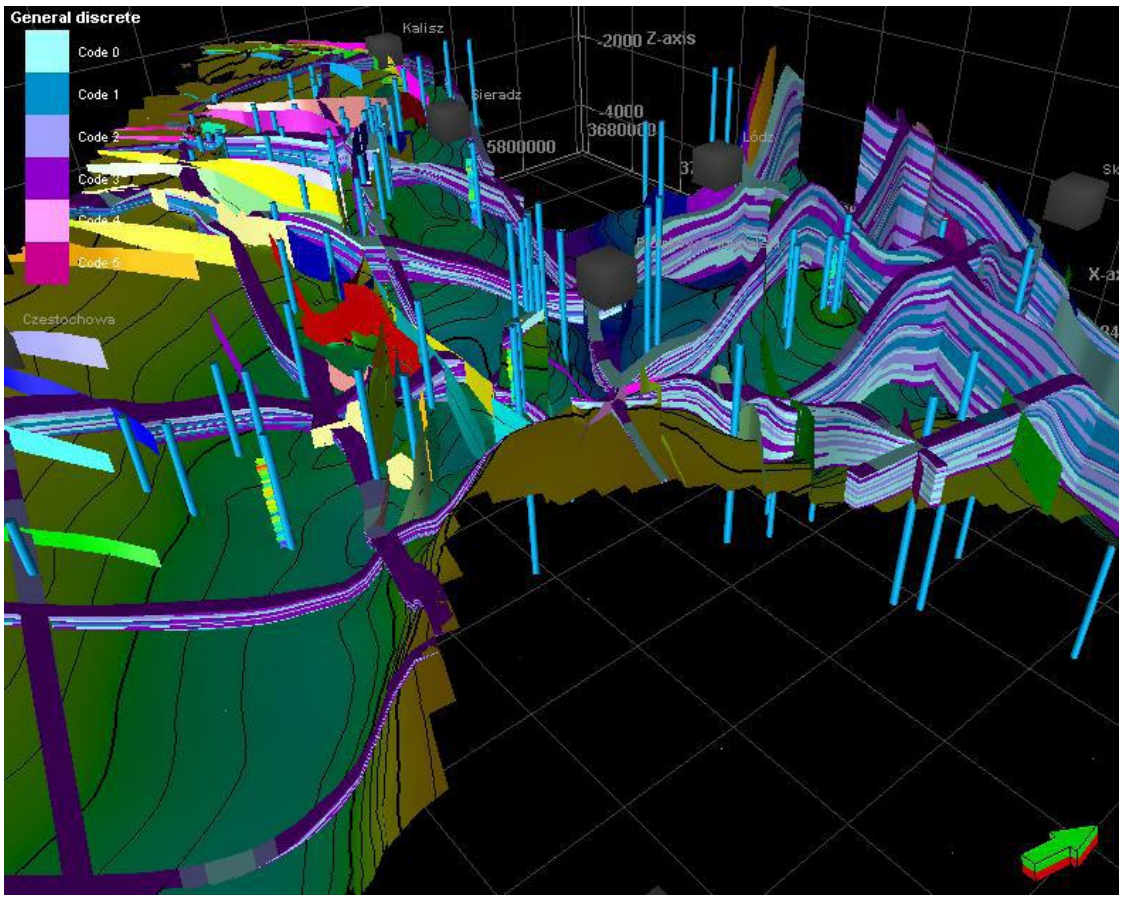


Fig.1.1.15_9 Rozprzestrzenienie statystycznych klas pojemnościowych w profilu utworów jury środkowej i dolnej. (Diagram płotowy na tle mapy stropu triasu)

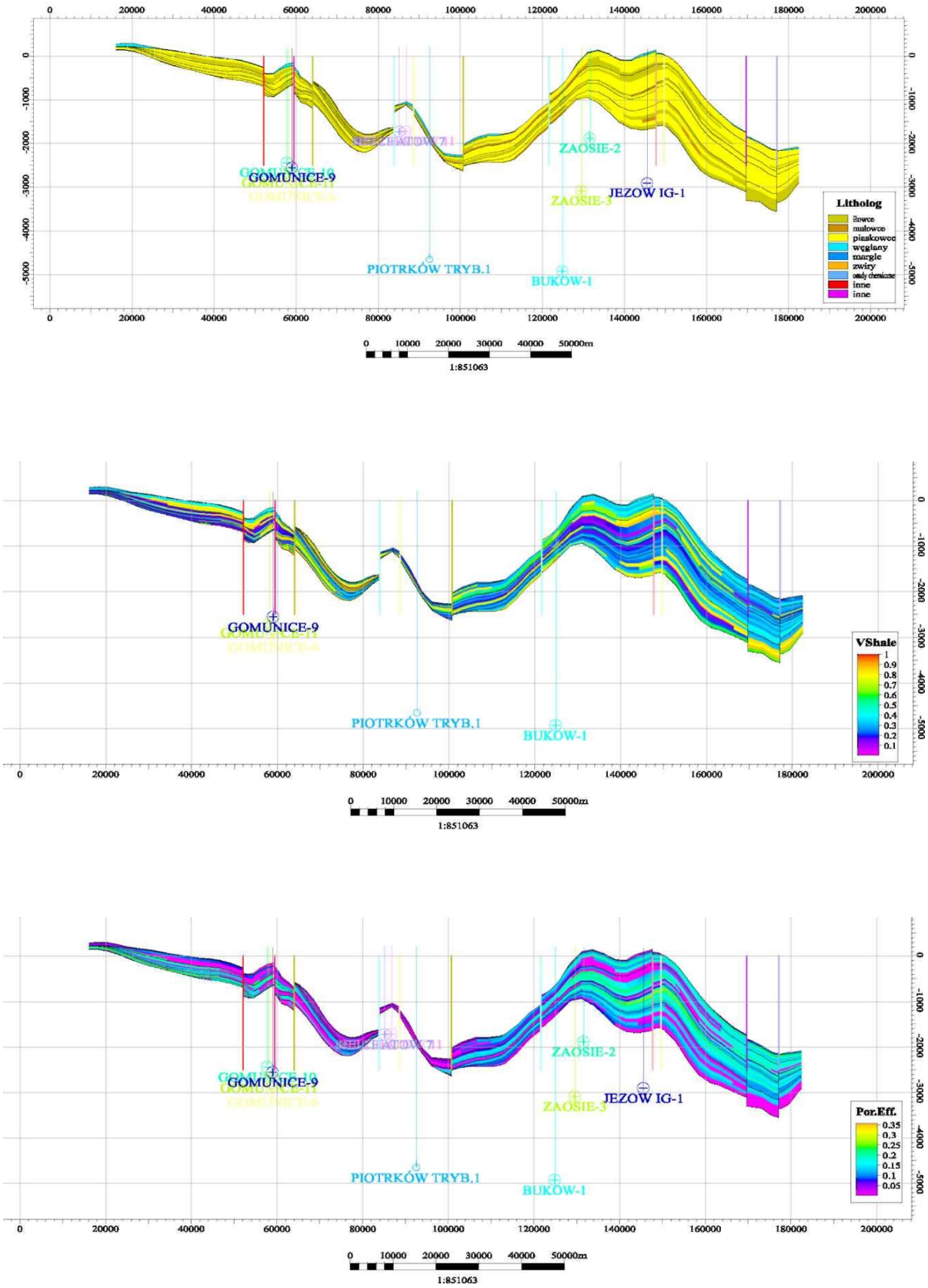


Fig.1.1.15_10 Rozkład litologii (góra), zailenia (środek) i porowatości efektywnej (dół) w utworach jury

Modele gęstości i oporności (PBG)

(Zdzisław Żuk)

Zadaniem **PBG** było opracowanie modeli gęstości i oporności wzdłuż czterech profili sejsmicznych przecinających strukturę Budziszewice-Zaosie. Były to profile: K0011276, K0041274, K0051275 o kierunku SW-NE i K0081274 o kierunku NW-SE o łącznej długości ok. 125 km. Gęstości wyznaczono w kompleksach: kreda, jura górna, jura środkowo-dolna, trias środkowy, trias dolny i cechsztyn. Modele zbudowano do głębokości 5 km tj. poniżej stropu cechsztynu. Do wykonania zadania wykorzystano oprogramowanie komercyjne: LCT-FUGRO i SURFER, a także programy własne: GRID_GV, WYKRES, PLOTVIEW.

Modele gęstości

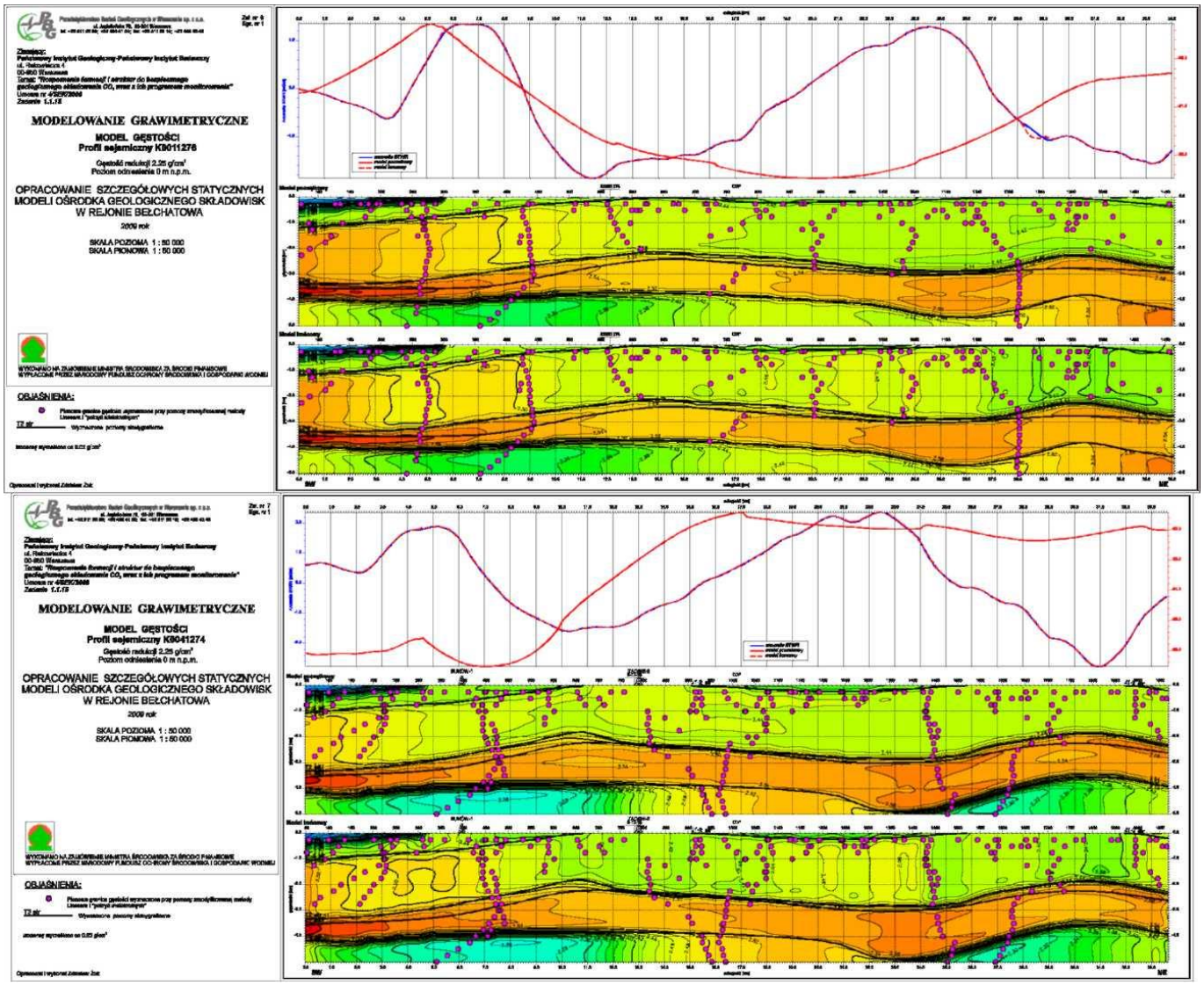
Do konstrukcji modeli strukturalno-gęstościowych wykorzystano mapy strukturalne opracowane w ramach niniejszego opracowania (patrz tez **Fig.1.1.14_5**) i mapy rozkładów gęstości zawarte w opracowaniu p.t. *Interpretacja badań geofizycznych w obszarze małopolsko-gielniowskim – projekt badawczy nr 9T12B01919, L. Dziewińska, 2003 rok*, co zapewniało ciągłość śledzenia zmian gęstości wzdłuż profili. Skonstruowane modele wprowadzono do systemu LCTFUGRO i poddano modelowaniu gęstości metodą inwersji przy założeniu, że zmiany gęstości w procesie modelowania nie mogą przekraczać 0.05g/cm^3.

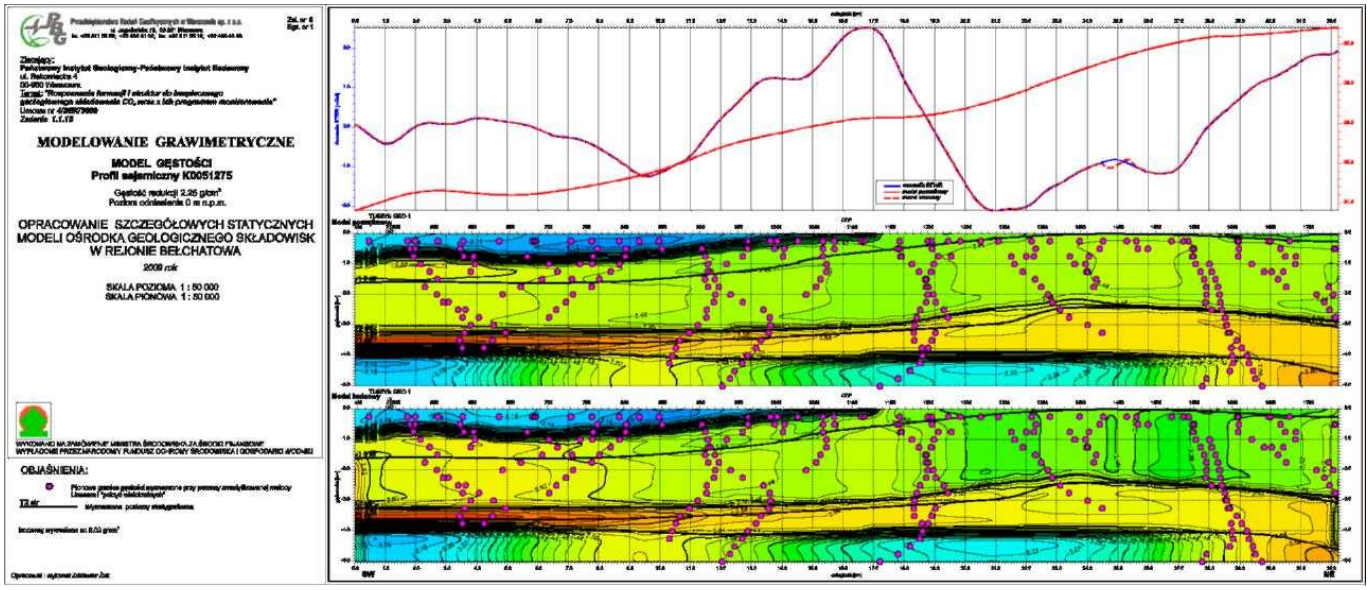
Modele wstępne i końcowe przedstawione zostały na **Fig.1.1.15_11**. Dodatkowo na przekroje gęstości naniesiono przebieg pionowych granic gęstości wyznaczonych przy pomocy zmodyfikowanej metody Linssera i metody „pokryć wielokrotnych". Można zauważyć na modelach wynikowych, że granice te dość dobrze okonturowywują zmiany gęstości wzdłuż profili o kierunku SW-NE prostopadłych do rozciągłości struktury Budziszewice-Zaosie. Rozkład gęstości można wiązać z litologią (np. piaskowce o wysokiej porowatości mają gęstość niższą niż piaskowce o małej porowatości) i stopniem kompakcji skał. Na przekrojach (**Fig.1.1.15_11**) można zaobserwować kilka kompleksów gęstościowych: najpłytszy, kenozoiczno-kredowy (kreda występuje lokalnie na NW skraju obszaru badań z **Fig.1.1.14_2**), jurajsko-górnotriasowy, cechsztyńsko-triasowy i czerwonego spągowca wraz z jego podłożem.

Modele oporności

Do opracowania modeli oporności wykorzystano mapy strukturalne opracowane w ramach niniejszego opracowania, a także dane geofizyki wiertniczej zawarte w zbiorach w formacie LAS. W omawianym obszarze dostępnych było sześć otworów: Budziszewice IG-1, Zaosie-1, Zaosie-2, Zaosie-3, Buków-1 i Buków-2. Trudność sprawiał brak występowania tego samego typu krzywej oporności we wszystkich otworach. Z tego powodu w opracowaniu nie uwzględniono otworu Zaosie-2. Do wyznaczenia wartości oporności wybrano dane z pomiaru sondą gradientową spągową M0.5A0.1B (mnemonik EL02) ponieważ tylko te dane miały prawie pełną reprezentację we wszystkich otworach. Wyznaczono średnie wartości oporności w tych samych kompleksach jakie przyjęto w modelach grawimetrycznych i wiążąc te oporności w każdym kompleksie i w każdym otworze z mapami strukturalnymi uzyskano przestrzenny model oporności. Pozwoliło to na sporządzenie rozkładów oporności wzdłuż profili sejsmicznych (tych samych co

przy modelach gęstości). Zbiorcze zestawienie modeli oporności przedstawiono na **Fig. 1.1.15_12**. Niskie oporności oznaczone są odcieniami koloru niebieskiego a wysokie – żółtego i czerwonego. Przy zbliżonej litologii niskie oporności mogą świadczyć o wzroście zasolenia, co potwierdzają informacje z kart otworów (analizy wód złożowych) - trias ma wody złożowe bardziej zasolone niż jura.





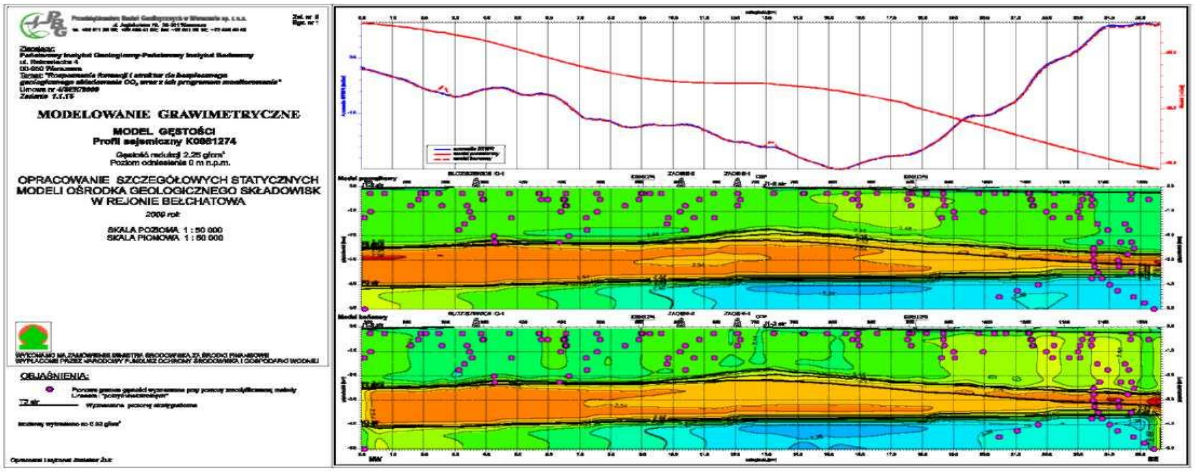


Fig.1.1.15_11 Wyniki modelowania grawimetrycznego wzdłuż wybranych profili sejsmicznych

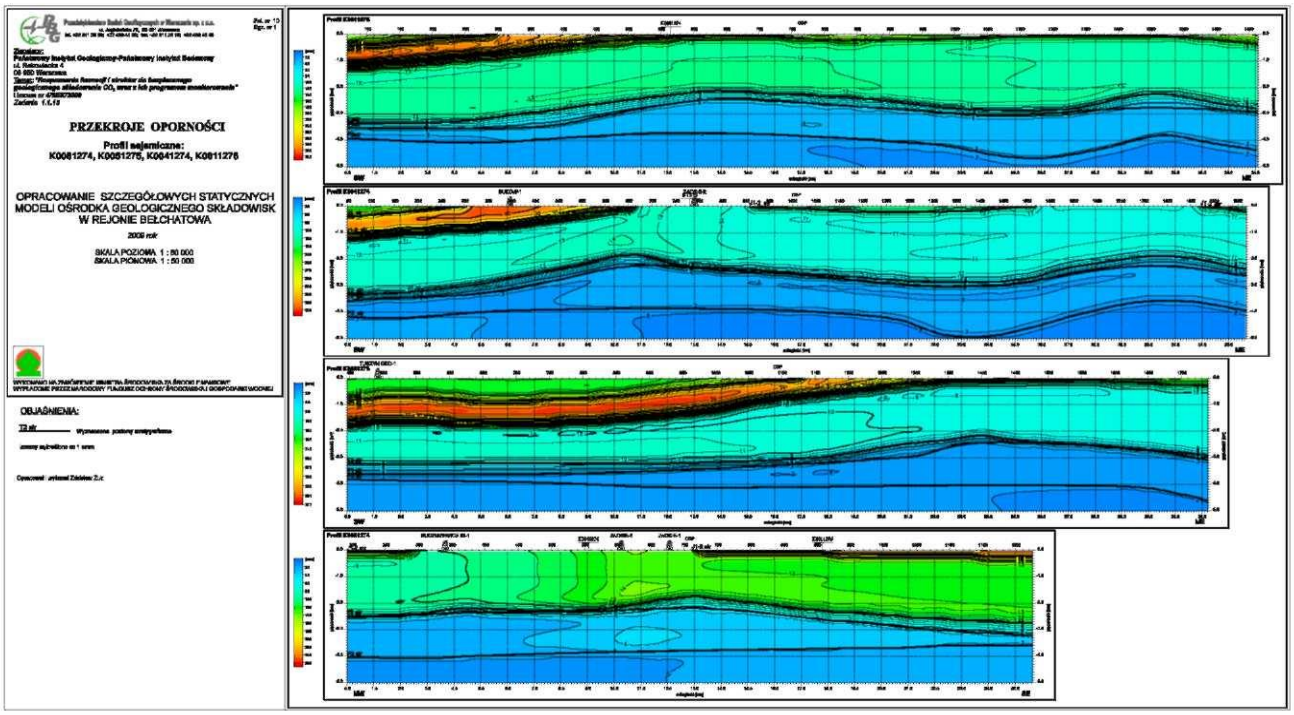


Fig.1.1.15_12 Rozkład oporności wzdłuż wybranych profili sejsmicznych

Charakterystyka antyklin Zaosia i Justynowa, w tym utworów triasu dolnego (IGSMiE PAN)

(Radosław Tarkowski, Sylwester Marek, Barbara Uliasz-Misiak, Lidia Dziewińska)

IGSMiE PAN wykonał charakterystykę antyklin Zaosia i Justynowa (antyklina Zaosia nazywana jest w niniejszym opracowaniu strukturą Budziszewice-Zaosie, zaś antyklina Justynowa sąsiaduje z nią od NW, w rejonie Koluszek), w szczególności dla utworów triasu dolnego. Dla tych struktur przedstawiono zarys budowy geologicznej oraz charakterystykę parametrów zbiornikowych.

Charakterystyka rejonu badań

Zespół struktur solnych Rogoźno-Justynów-Zaosie ciągnie się wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi wału kujawskiego (jednostki strukturalnej Rawy Mazowieckiej) pomiędzy Zgierzem na północy a Tomaszowem Mazowieckim na południu (Dadlez, red. 1988; Marek, Znosko 1972) (**Fig.1.1.15_13**). Ten ciąg strukturalny jest reprezentowany przez wysad solny w Rogoźnie oraz poduszki solne Justynowa i Zaosia, rozdzielone uskokami Tomaszów Mazowiecki-Buków.

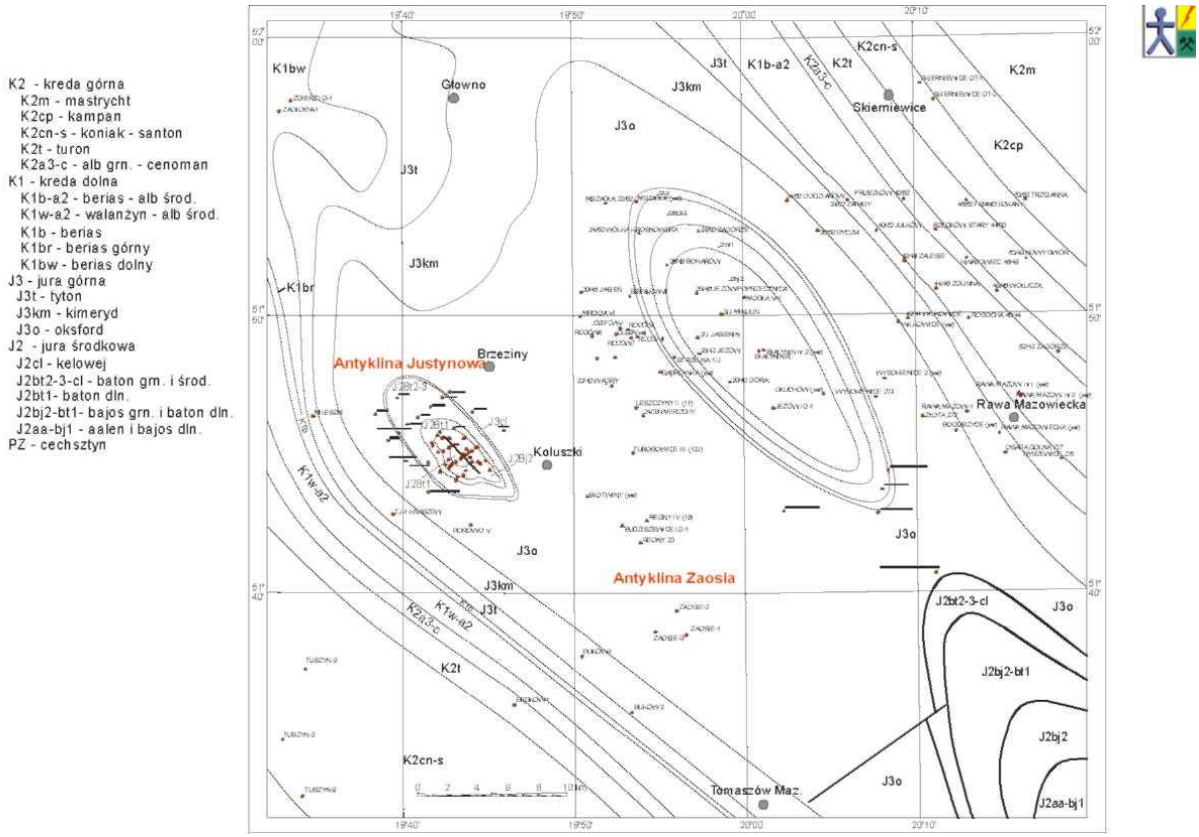


Fig. 1.1.15_13 Mapa geologiczna obszaru Łódź-Justynów-Zaosie-Jeżów (bez utworów kenozoiku – S. Marek, na podstawie Dadlez, Marek, Pokorski, 2000)

Na mapie geologicznej Polski bez utworów kenozoicznych (Dadlez, Marek, Pokorski, 2000) rozważany słup solny manifestuje się wychodniami cechsztynu a antyklina Justynowa - wychodniami jury środkowej, a poduszka solna Zaosia zaznacza się wychodniami oksfordu, które stanowią trzon wału kujawskiego (**Fig.1.1.15_13**).

Wgłębna budowa regionu Justynowa i Zaosia jest rozpoznana regionalnym i półszczegółowym zdjęciem sejsmiki refleksyjnej (Białek, Grzesik, Hałoń 1992; Łobaziewicz, Misiewicz, Majewska 1976) oraz kilkoma głębokimi otworami wiertniczymi badającymi kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny i jego podłoże. Są to m.in. otwory: Zgierz IG-1, głębokość 4667,0 m - pstry piaskowiec środkowy; Budziszewice IG-1, głębokość 5601,0 m - karbon; Buków 1, głębokość 5105,0 m - cechsztyn Z1; Buków 2, głębokość 5143,0 m - karbon; Zaosie 1, 3530,0 m – cechsztyn Z4; Zaosie 2, głębokość 2071,0 m - wapień muszlowy i Zaosie 3, głębokość 3255,0 m – pstry piaskowiec dolny oraz Jeżów IG-1, głębokość 3062,0 m - pstry piaskowiec dolny. Dla rozpoznania antykliny Justynowa istotne znaczenie miały także płytkie otwory kartujące podłoże kenozoiku oraz wiercenia o głębokości do około 500 m w rejonie Gałkówka wykonane przez Instytut Geologiczny na zlecenie Przedsiębiorstwa Przemysłu Gazowniczego.

Otwory te realizowane były w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych dla określenia możliwości wykorzystania antykliny Justynowa jako podziemnego zbiornika węglowodorów w utworach jury środkowej i jury dolnej (toarku) (Marek 1959; Tyski, Calikowski i in. 1965).

Wyniki przeprowadzonych prac geofizycznych i geologicznych znalazły także swój wyraz w licznych dokumentacjach oraz w opracowaniach monograficznych i kartograficznych, m.in.: Bloch 1979; Bojarski 1996; Dadlez red. 1998; Dadlez 2001; Dziewińska, Marek, Jóźwiak 2001; Marek red. 1971, 1973, 1977, 1983; Wysocka-Kudła 1989.

Z rozpoznania budowy geologiczno-strukturalnej kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego regionu Justynów-Zaosie można sądzić, że głównym poziomem zbiornikowym dla składowania CO_2 w rejonie Justynowa jest formacja piaskowcowa triasu dolnego, natomiast dla rejonu Zaosia – utwory jury dolnej (szczegółowo scharakteryzowane w innych podrozdziałach) i triasu dolnego.

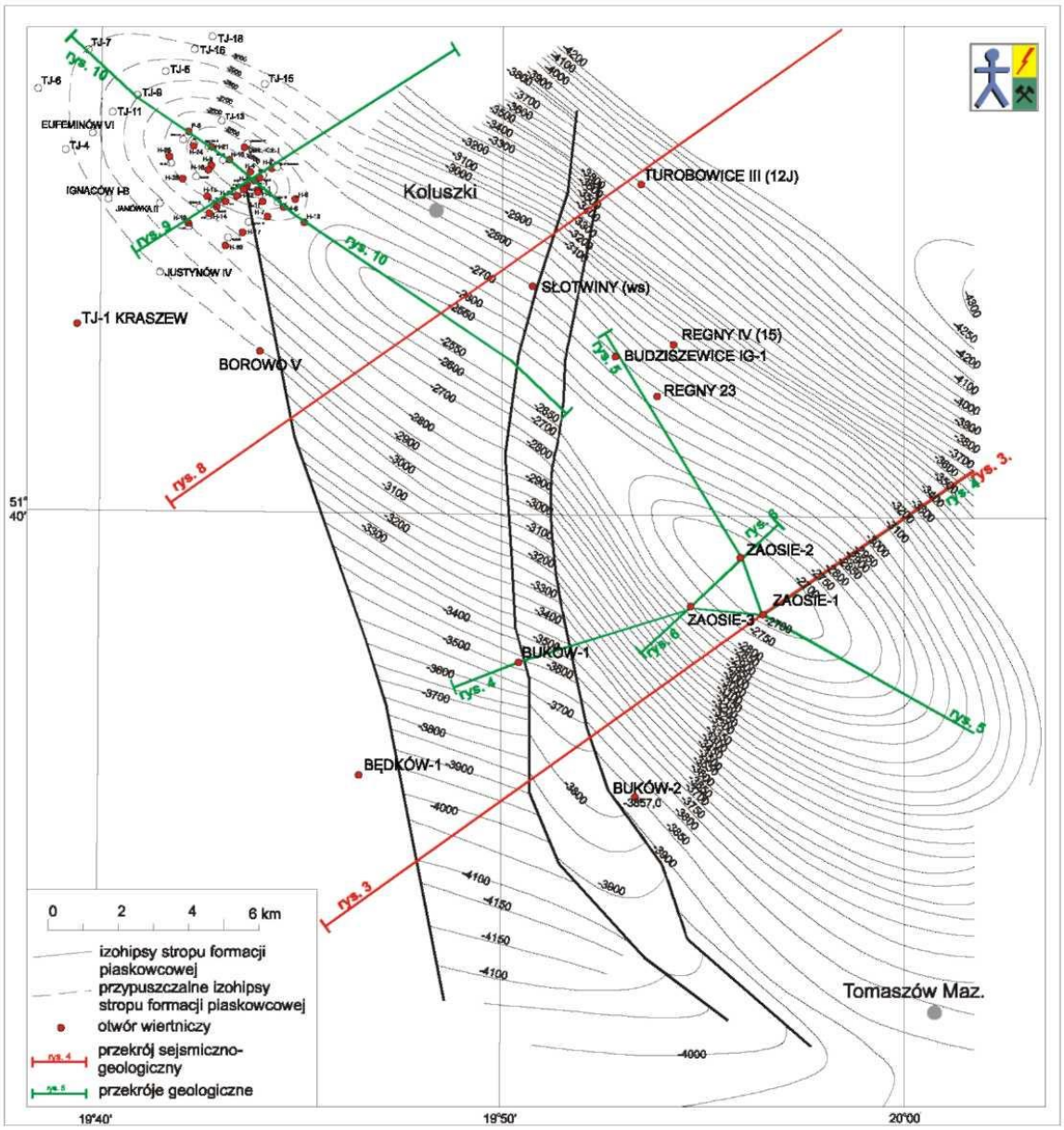


Fig.1.1.15_14 Mapa strukturalna stropu formacji piaskowcowej pstrego piaskowca dolnego i spągowej części pstrego piaskowca środkowego w rejonie Justynów-Zaosie

Budowa i poziomy zbiornikowe antykliny Zaosia

Antyklina Zaosia leży na południowo-zachodnim krańcu wału kujawskiego, około 5-6 km na północ od Tomaszowa Mazowieckiego. Jest ona przebadana półszczegółowym zdjęciem sejsmicznym oraz czterema głębokimi otworami wiertniczymi: Zaosie 1 i 2 w strefie centralnej, Zaosie 3 na bliskim skrzydle południowo-zachodnim i Budziszewice IG-1 na skrzydle północno-wschodnim (**Fig.1.1.15_14** i **15**). W synklinie od strony południowo-zachodniej – niecki mogileńsko-łódzkiej - profil kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego rozpoznano otworami Buków 1 i Buków 2.

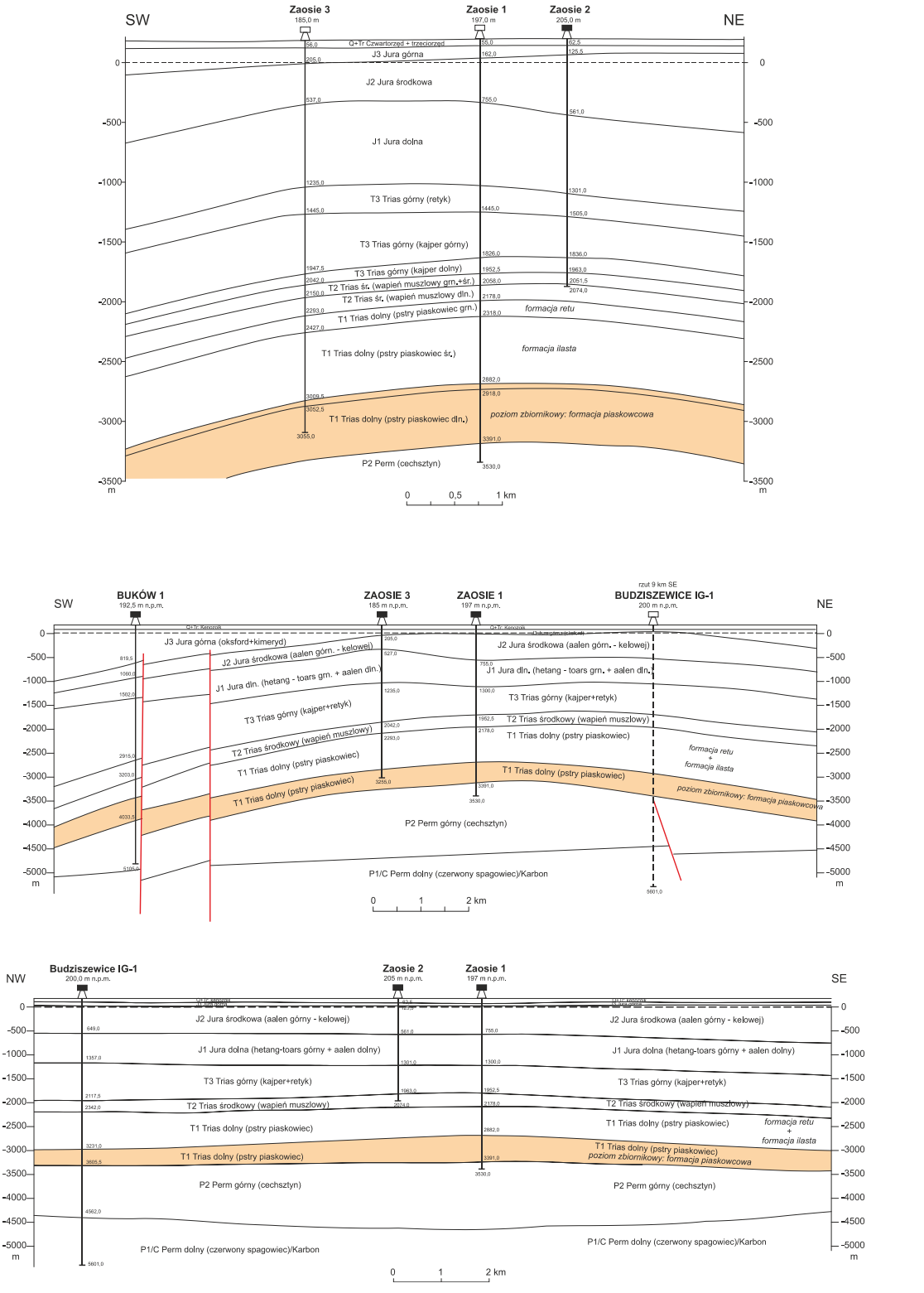


Fig.1.1.15_15 Przekroje geologiczne przez antyklinę Zaosia

W przekroju poprzecznym poduszka solna Zaosia według ukształtowania powierzchni strukturalnych triasu dolnego jest formą owalno-elipsoidalną (**Fig.1.1.15_15**). W planie strukturalnym pogranicza pstrego

piaskowca dolnego i środkowego (stropu formacji piaskowcowej) wysokość poduszki Zaosia w stosunku do towarzyszących jej synklin wynosi ~300 m (od strony NE) i ~350-400 m (od strony SW). W osi podłużnej (NW-SE) amplituda struktury (obciętej od północnego-zachodu uskokami Tomaszów Maz.-Buków) jest znacznie mniejsza i wynosi około 200 m.

W młodszych powierzchniach strukturalnych antyklina Zaosia stopniowo ulega spłaszczeniu. Amplituda antykliny na powierzchni strukturalnej spągu jury środkowej mierzona w stosunku do synkliny od strony północno-wschodniej wynosi ~150 m, a od strony południowo-zachodniej ~200 m.

W obrazie intersekcyjnym podkenozoicznych wychodni mezozoiku (**Fig. 1.1.15_14**) antyklina Zaosia nie zaznacza się wyraźnie bowiem znajduje się ona w polu oksfordu stanowiącego trzon wału kujawskiego. Wychodnie oksfordu są otulone tylko od strony południowo-zachodniej - niecki uniejowskiej - wychodniami młodszej jury górnej. Głęboko zakorzenione uskoki ograniczające poduszkę solną Zaosia (o małej kilkudziesięciu metrowej amplitudzie przesunięć) tną dolne partie kompleksu i utykają głównie w górnym triasie i najniższej jurze. Dolno-triasowa formacja została rozpoznana w wierceniu Zaosie 1, głęb. 2882,0-3391,0 m, Zaosie 3, głęb. 3000,5-3255,0 m i w otworze Budziszewice IG-1, głęb. 3231,0-3605,5 m. Szacunkowo średnia miąższość formacji piaskowcowej w antyklinie Zaosia wynosi około 450 m.

Formacja piaskowcowa zbudowana jest z piaskowców drobno i średnio-ziarnistych, miejscami przekątnie warstwowanych, partiami nieco wapnistych, zawierających otoczaki iłowców oraz nieliczne laminy iłowcowo-mułowcowe (Szyperko-Teller, Moryc 1988; Szyperko-Teller 1997). Należy podkreślić, że w dolnej części profilu wzrasta zailenie, a w górnej części odnoszonej do pstrego piaskowca środkowego wzrasta wapnistość osadów w formie wkładek wapieni i dolomitów. Udział piaskowców w formacji przekracza 60% (≥270 m). Porowatość piaskowców dochodzi do 10% a przepuszczalność 10-100 mD. Mineralizacja wód złożowych jest wysoka - osiąga 250 g/dcm^3. Są to solanki chlorkowo-wapniowe klasy IV-V, przy czym stopień metamorfizmu Na+:Cl- = 0,50-0,52 (Bojarski 1996). Gradient ciśnienia złożowego Gc = 0,93-1,0x10^3 hPa/10 m, a gradient geotermiczny Gt = 2,2^{o}C/100 m (Majorowicz 1983).

Formacja piaskowcowa jest uszczelniona kompleksem skał formacji ilastej pstrego piaskowca środkowego i formacji retu pstrego piaskowca górnego. Są to odpowiednio głównie osady ilasto-mułowcowe i ilasto-wapienno-ewaporytowe. Łączna miąższość skał nadkładu kształtuje się w granicach 704,0 m (Zaosie 1) do 912,0 m (Zaosie 3). Średnia miąższość nadkładu wynosi zatem około 830 m.

Budowa wewnętrzna i poziomy zbiornikowe antykliny Justynowa

Antyklina Justynowa (poduszka solna) jest położona około 15 km na północny wschód od Łodzi na zachodnim brzegu wału kujawskiego (**Fig.1.1.15_13**). Jej ewolucja i budowa wewnętrzna są podobne jak antykliny Zaosia. Jednakże najgłębsze wiercenie w obrębie antykliny Justynowa sięgnęły tylko do stropowych warstw jury dolnej - toarsu. W związku z tym interpretację budowy geologicznej głębszych partii kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego, warunków hydrogeologicznych i hydrochemicznych oraz parametrów fizyko-chemicznych skał oparto przede wszystkim na regionalnych badaniach geologicznych i geofizycznych.

Na mapie geologicznej bez utworów kenozoicznych (**Fig.1.1.15_13**) antyklina Justynowa zaznacza się jako elipsoidalne wypiętrzenie utworów jury środkowej wynurzających się spod jury górnej. Przyjmując umownie zarys podkenozoicznych wychodni kontaktu jury środkowej i górnej długość antykliny wynosi 11,5 km a szerokość 4,5 km.

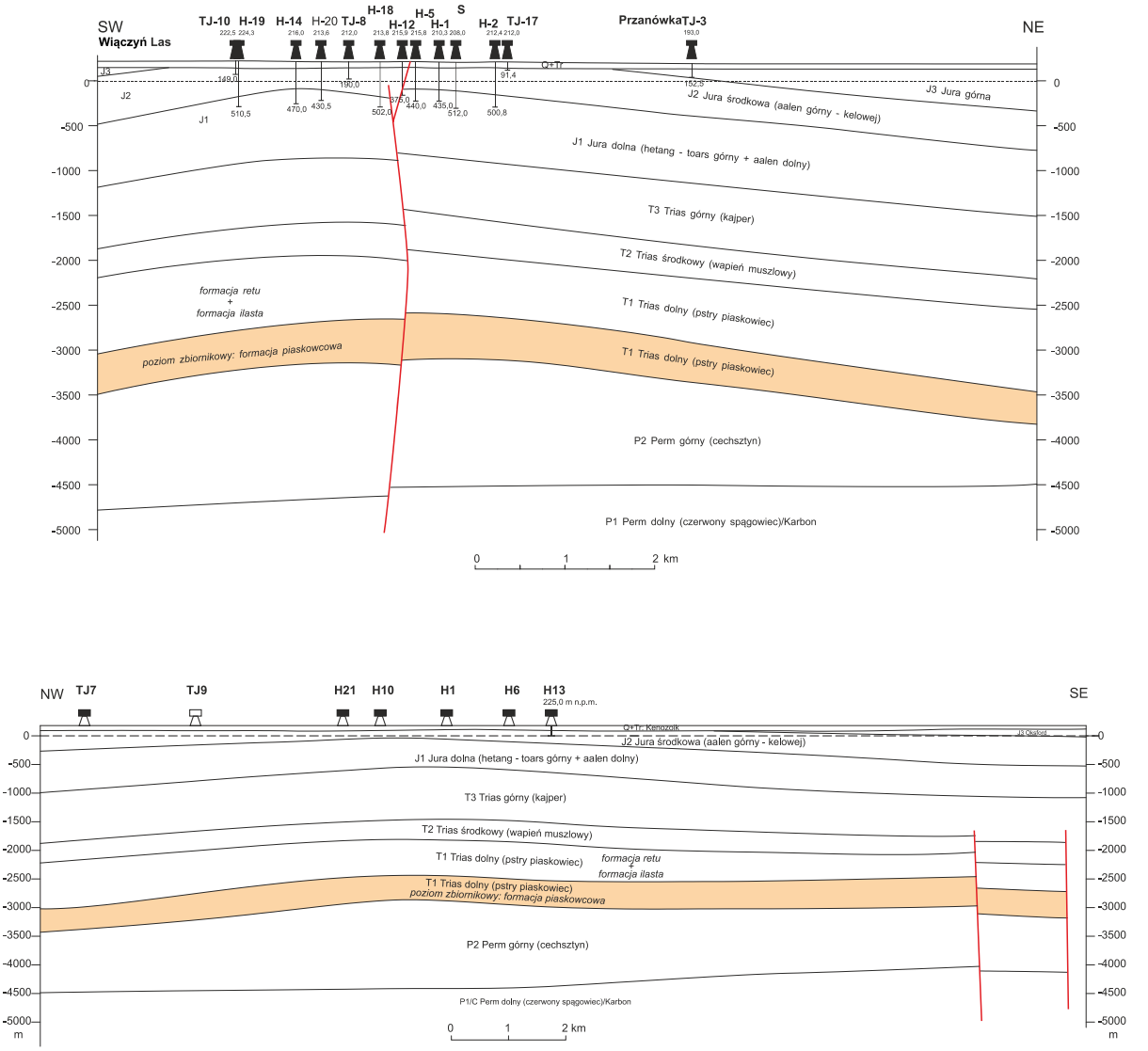


Fig.1.1.15_16 Przekroje geologiczne przez antyklinę Justynowa

Ukształtowanie powierzchni strukturalnej spągu pstrego piaskowca środkowego (strop formacji piaskowcowej) ilustrują przekroje geologiczne (**Fig.1.1.15_16**) oraz mapa strukturalna (**Fig.1.1.15_13**). W kulminacji antykliny Justynowa strop formacji piaskowcowej jest przewidywany na głębokości -2500 m. Według izohipsy stropu formacji piaskowcowej o wartości - 3000 m długość antykliny wynosi 14-15 km a jej szerokość wynosi około 8 km. Ewentualnym poziomem zbiornikowym dla składowania CO_2 mogłaby być wspomniana dolnotriasowa formacja piaskowcowa. Miąższość formacji wynosi około 400 m, udział piaskowców 60%, a ich porowatość około 10%[2].

[2] Pojemności liczono poniżej metodą wolumetryczną (patrz też zadanie 1.1.23 w rozdziale 2), z tym, że przyjęto dla pstrego piaskowca, jako średnie, kryteria graniczne CO2STORE (Chadwick et al., 2006 – porowatość rzędu 10%, przepuszczalność rzędu 20-30 mD) co wydaje się zbyt optymistyczne (PIG-PIB) gdyż takie wartości charakteryzują jedynie drobną część profilu pstrego piaskowca.

Utwory dolnej jury występują tu zbyt płytko, aby można je w ogóle brać pod uwagę jako poziomy kolektorskie (w kulminacji struktury wszystkie na głębokości znacznie mniejszej niż 800 metrów).

Pojemność składowania CO_2 struktur Zaosia i Justynowa

Dla antyklin Zaosia i Justynowa oszacowano wolumetryczną pojemność składowania oraz pojemność składowania wynikającą z rozpuszczania CO_2 w wodzie złożowej. Wolumetryczna pojemność składowania CO_2 wyraża się następującym wzorem:

$$MCO2s = A \times h \times \varphi \times \rho CO2 \times Cefs$$

gdzie:

MCO2s – pojemność składowania CO_2 w strukturze geologicznej,

A – powierzchnia,

h – efektywna miąższość,

φ – porowatość,

ρCO2 – gęstość CO_2 w warunkach złożowych,

Cefs – współczynnik efektywności składowania CO_2.

Gęstość CO_2 w warunkach złożowych oszacowano na podstawie tabel (Span i Wagner, 1996). Współczynnik efektywności składowania CO_2 (*Cefs*) przyjęto na poziomie 20%.

Pojemność składowania CO_2 z rozpuszczania w wodzie złożowej oszacowano przy wykorzystaniu kalkulatora on-line (*Sequestration Calculators*), umożliwiającego wyliczenie ilości dwutlenku węgla jaka może rozpuścić się w wodzie zawartej w danej strukturze.

Wolumetryczna pojemność składowania CO_2 w utworach pstrego piaskowca wynosi odpowiednio dla antykliny Zaosia - 769,0 Mt; a dla antykliny Justynowa - 683,5 Mt.

Pojemność składowania z rozpuszczania CO_2 w wodzie złożowej wynosi odpowiednio dla antykliny Zaosia - 68,4 Mt; a dla antykliny Justynowa - 70,7 Mt.

Całkowita pojemność składowania CO_2 w antyklinie Zaosia wynosi 837,3 Mt, w antyklinie Justynowa 754,2 Mt.

Model statyczny utworów triasu dolnego (INiG)

(Krzysztof Sowiżdżał, Marek Stadtmuller)

Praca, wykonana przez **INiG**, przedstawia wynik wstępnego rozpoznania charakterystyki litologiczno-petrofizycznej utworów dolnego triasu (Tp2 i Tp1). Wykonanie bardziej szczegółowej, oraz obarczonej mniejszą niepewnością analizy uniemożliwia niewielka ilość danych charakteryzujących ten poziom; dotyczy to zarówno danych otworowych, jak również danych sejsmicznych w postaci wyniku inwersji sejsmicznej czy też atrybutów sejsmicznych[3]. Z tego powodu konieczne było zastosowanie dwuetapowego procesu rozpoznania analizowanych struktur wodonośnych w obrębie utworów środkowego i dolnego pstrego piaskowca. Podejście to polegało na budowie, w pierwszym etapie, modelu regionalnego obejmującego zestaw przestrzennych modeli litologicznych i parametrycznych (zailenia, porowatości - całkowitej i efektywnej, oraz przepuszczalności, którego segment stanowił obszar podlegający szczegółowemu rozpoznaniu. W drugim etapie prac element modelu regionalnego (obszar wyznaczonego modelu szczegółowego) poddano bardziej szczegółowej analizie, w której wykorzystane zostały wyniki realizacji etapu regionalnego, w szczególności informacje odnośnie charakterystyki zmienności litologiczno - petrofizycznej, wyrażonej podstawowymi parametrami statystycznymi.

Model regionalny utworów triasu dolnego (Tp2+Tp1)

Osnowę geometryczną konstruowanego modelu regionalnego stanowiły powierzchnie stropu utworów środkowego pstrego piaskowca (Tp2) oraz stropu utworów cechsztynu, a także interpolowane z danych otworowych, przy wykorzystaniu trendu powierzchni Tp2 i Pz, strop Tp1. W tym celu poza obszarem modelu szczegółowego (rejon struktury Budziszewice-Zaosie z szerokim marginesem – patrz **Fig.1.1.14_2**), wykorzystano wycinkowo powierzchnie stropu Tp2 i Pz z modelu regionalnego I Segmentu, a w przeważającej części modelu regionalnego zastosowano interpolacje danych otworowych w celu odwzorowania powierzchni strukturalnych Tp2 oraz Pz. Obszar docelowy przestrzennego modelu petrofizyczno - litologicznego utworów środkowego i dolnego pstrego piaskowca stanowił segment modelu regionalnego, w związku z czym zachowując geometrię podyktowaną przez powierzchnie modelu szczegółowego Tp2 i Pz, możliwe było scharakteryzowanie zmienności petrofizycznej i facjalnej utworów triasu dolnego, jako wycinka większej całości, oraz prześledzenie regionalnych trendów zmienności analizowanych parametrów.

Nieprecyzyjne odwzorowanie powierzchni strukturalnych Tp2, Tp1 oraz Pz poza obszarem szczegółowego modelu 3D, nie ma istotnego znaczenia gdyż, celem tego etapu prac było określenie charakterystyki statystycznej analizowanych parametrów (średnia, odchylenie standardowe, min, max, charakter anizotropii (parametry wariogramów), oraz prześledzenie trendów zmienności petrofizyczno-litologicznej.

[3] Atrybuty były przedmiotem analiz (w Petrelu) tylko przy konstrukcji modelu jurajskiego.

W procesie konstrukcji regionalnego modelu utworów Tp2 i Tp1 wykorzystano dane z 31 otworów wiertniczych. Poszerzona baza danych dla modelu regionalnego pozwoliła scharakteryzować poziom triasu dolnego na analizowanym obszarze, pod kątem zmienności statystycznej. Zasięg obszaru jaki analizowano w ramach modelu regionalnego przedstawiono na **Fig.1.1.15_17**(kolorem czerwonym zaznaczono obszar modelu szczegółowego, natomiast kolorem żółtym część obszaru dla której powierzchnie strukturalne przyjęto za modelem regionalnym I Segmentu; krawędzie modelu wskazują podział na dwie strefy Tp2 i Tp1 - strop Tp1 interpolowany z danych otworowych przy zachowaniu trendu powierzchni Tp2 i Pz).

Wyniki interpretacji profilowań geofizyki otworowej, oraz dostępne wyniki pomiarów petrofizycznych poddano analizie geostatystycznej (na kilku etapach poprzedzających obliczanie rozkładu przestrzennego) obejmującej m.in. (modelowanie kształtów histogramów, analizę wariograficzną - anizotropia, analizę istniejących korelacji pomiędzy analizowanymi parametrami).

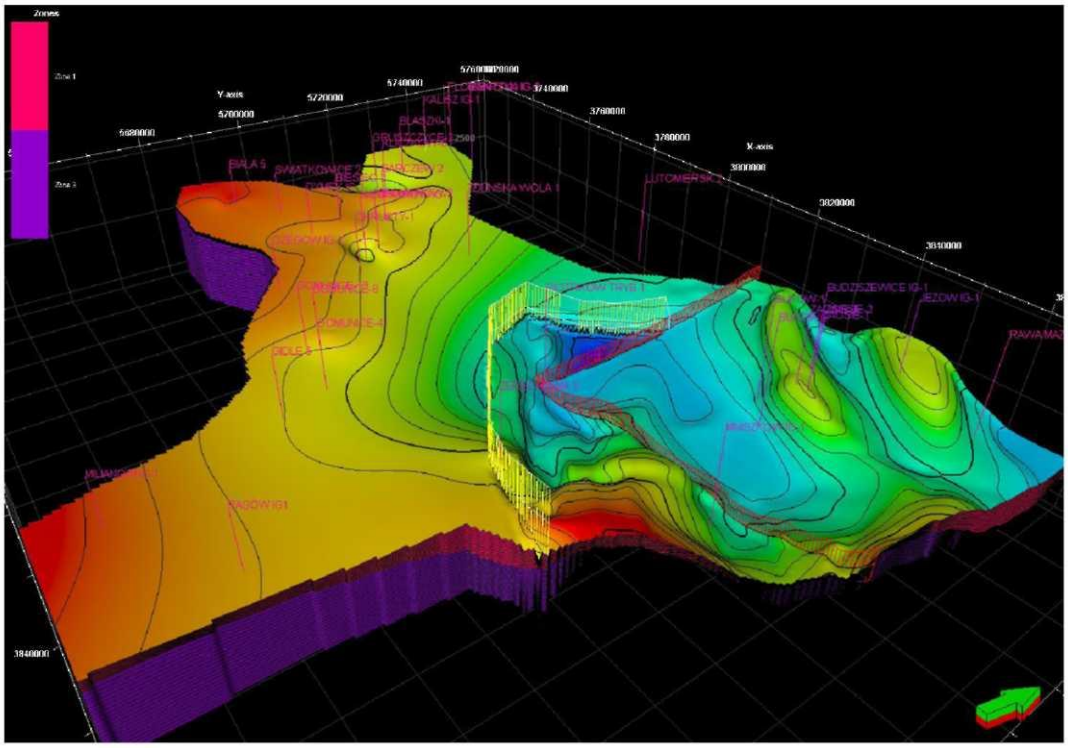


Fig.1**.1.15_17** Zasięg modelu regionalnego oraz szczegółowego utworów triasu dolnego (Tp2+Tp1)

Analiza geostatystyczna modelu regionalnego utworów triasu dolnego (Tp2, Tp1)

Dla modelu regionalnego analizowano te same parametry co w przypadku modelu szczegółowego, tj.: zailenie, litologia, porowatość całkowita, porowatość efektywna, przepuszczalność.

Pierwszy etap analizy statystycznej obejmował up-scaling wyników interpretacji otworowych; przyjęto rozdzielczość pionową modelu regionalnego równą 35 m dla Tp2 oraz 62 m dla Tp1 i uśredniano logi petrofizyczne i litologiczne w interwałach pionowej rozdzielczości modelu. W przypadku parametrów takich

jak: zailenie, porowatość całkowita i porowatość efektywna stosowano uśrednianie arytmetyczne, dla przepuszczalności średnią geometryczną natomiast w przypadku profili litologicznych - "most of " czyli typ litologiczny najliczniej reprezentowany w danym interwale uśredniania został przyjmowany dla całości danego interwału.

Efekt uśredniania objawia się ograniczeniem udziału ekstremalnych wartości zarówno minimalnych jak i maksymalnych na logach uśrednionych w stosunku do danych wejściowych . Z uwagi na fakt, iż konstruowany model regionalny ma na celu dostarczenie informacji nt. regionalnych trendów zmienności analizowanych parametrów, dopuszczano dość wysoki stopień uśrednienia (smoothing).

Kolejne etapy analizy statystycznej obejmowały:

a) ***profile litologiczne*** - analiza krzywych proporcji poszczególnych typów litologicznych wzdłuż profilu triasu dolnego (w oparciu o dane otworowe – **Fig.1.1.15_18**).

Dla profili litologicznych analizowano także korelację z parametrem zailenia (Vsh) wykorzystując funkcję Attribute Probability Curve - krzywe prawdopodobieństwa występowania danego typu litologicznego w zakresie wartości parametru zailenia (**Fig.1.1.15_19**).

b) ***porowatość całkowita, porowatość efektywna, zailenie*****:** definiowanie zakresów zmienności wyników obliczeń modeli przestrzennych, definiowanie trendów analizowanych parametrów (w przypadku porowatości całkowitej oraz porowatości efektywnej, obserwuje się trend 1D w kierunku pionowym polegający na wzroście wartości tych parametrów wraz ze spadkiem głębokości, natomiast w przypadku zailenia wraz ze wzrostem głębokości obserwuje się wzrost zawartości minerałów ilastych) (**Fig.1.1.15_20-21**).

c) ***przepuszczalność***: definiowanie zakresu zmienności przepuszczalności na modelu przestrzennym, trasformacja do rozkładu logarytmicznego.

W przypadku wszystkich parametrów oprócz litologii dane wejściowe transformowano do rozkładów normalnych (wymóg zastosowania algortymów sequential Gaussian simulation i Gaussian random function simulation).

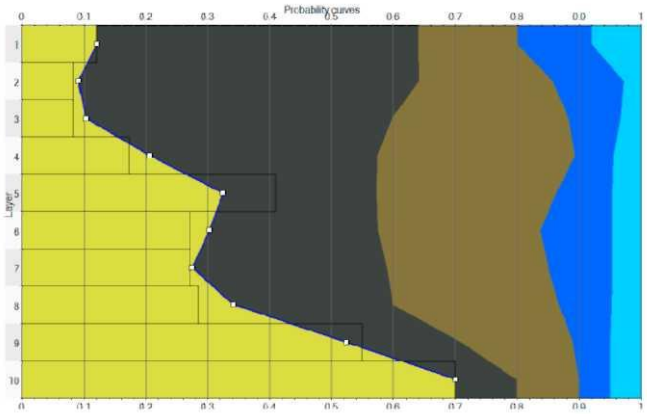


Fig.1.1.15_18 Pionowe krzywe udziału poszczególnych typów litofacjalnych w profilu Tp2

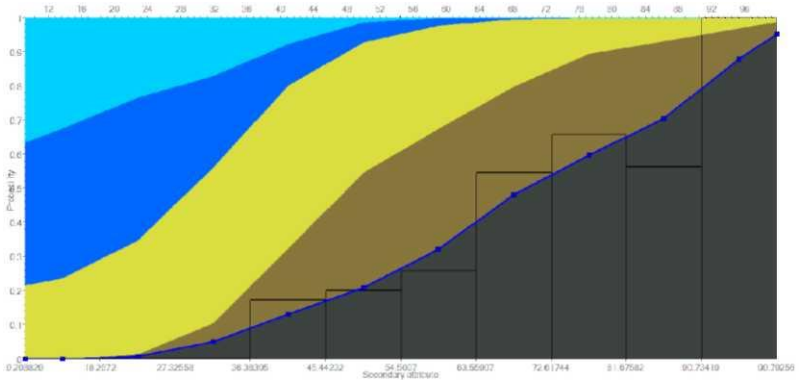


Fig.1.1.15_19 Krzywe prawdopodobieństwa występowania danego typu litologicznego w zakresie zmienności Vsh

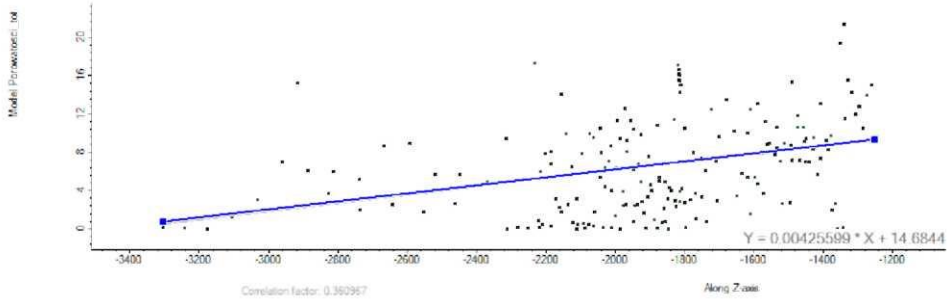


Fig.1.1.15_20 Trend 1D w kierunku pionowym wzrostu porowatości całkowitej wraz ze spadkiem głębokości (dla Tp2).

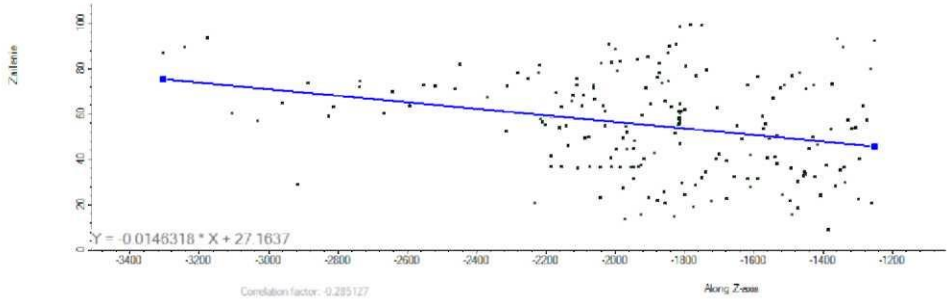


Fig.1.1.15_21 Trend wzrostu zailenia wraz ze wzrostem głębokości (dla Tp2).

Znormalizowane populacje danych otworowych poddano analizie wariograficznej w celu oszacowania regionalnego charakteru anizotropii analizowanych parametrów. Określano azymuty wyznaczające kierunki

o największej korelacji w płaszczyźnie zbliżonej do horyzontalnej oraz zasięg korelacji (range wariogramu) w kierunkach horyzontalnych oraz pionowym. W oparciu o profile otworowe wyznaczono punkty początkowe wariogramów (nugget) odzwierciedlające zmienność danego parametru dla skali odpowiadającej odległościom mniejszym niż odległości pomiędzy punktami, dla których dysponowano danymi.

Wykorzystanie danych z 31 otworów pozwoliło na w miarę możliwości jednoznaczne określenie kierunków anizotropii poszczególnych parametrów, co w przypadku danych z jedynie kilku otworów nie byłoby możliwe. Parametry wariogramów mają kluczowe znaczenie na etapie obliczania rozkładów przestrzennych, gdyż decydują o przestrzennej korelacji modelowanych parametrów, a więc o sposobie ekstrapolacji i interpolacji danych otworowych oraz skali ich wpływu na wynik symulacji/estymacji pomiędzy i poza otworami wiertniczymi.

Konstrukcja modeli przestrzennych

Obliczanie rozkładów przestrzennych wykonywano metodami stochastycznymi (algorytmy Gaussian random function simulation oraz sequential Gaussian simulation - dla danych ilościowych (porowatość, zailenia, itp., oraz sequential indicator simulation - podczas konstrukcji modelu architektury litofacjalnej).

Zastosowanie metodyki stochastycznej wynikało z ograniczonej ilości danych (dane literaturowe zalecają stosowanie metody deterministycznej w przypadku dostępności zestawu około 100 odwiertów z danymi) oraz braku, na tym etapie realizacji projektu, deterministycznej koncepcji sedymentologicznej, która stanowiłaby osnowę konstruowanych modeli petrofizycznych (zarówno w sensie geometrycznym jak i ograniczenia przedziałów zmienności poszczególnych parametrów w ramach pojedynczego wydzielenia litologicznego lub facjalnego).

Element przypadkowości wyników obliczania modeli przestrzennych, charakterystyczny dla pojedynczej realizacji procesu obliczeniowego wykonanego metodą stochastyczną, ograniczano poprzez realizowanie pętli wielokrotnych obliczeń, a następnie obliczanie modeli będących średnimi arytmetycznymi wygenerowanych realizacji danego parametru. W ten sposób modelom litologiczno - parametrycznym (obliczanym metodami statystycznymi) nadawano cechy deterministyczne, zbliżające je do wyniku estymacji (kriging).

Należy zaznaczyć, iż niepewność uzyskanego odwzorowania zmienności petrofizyczno-litologicznej jest znacznie wyższa w przypadku utworów dolnego pstrego piaskowca (Tp1), szczególnie w obrębie wyznaczonym do badań, z uwagi na niedostępność, na tym etapie projektu, interpretacji litologiczno - petrofizycznej pełnych profili triasu dolnego.

Zailenie

Przestrzenny stochastyczny regionalny model 3D zailenia, wykonano wykorzystując otworowe profile zailenia uprzednio poddane analizie geostatystycznej (**Fig.1.1.15_22**).

Litologia

Model litologiczny obliczono (**Fig.1.1.15_23**) za pomocą dwóch nieco różniących się od siebie metod, tj. wykorzystując krzywe proporcji litologicznych w kierunku pionowym jako element optymalizacji modeli przestrzennych oraz wykorzystując opracowany model zailenia jako parametr sterujący rozkładem przestrzennej zmienności litologicznej w opcji attribute probability curve (powiązanie danych jakościowych - litologia, z danymi ilościowymi - zailenie, poprzez krzywe określające prawdopodobieństwo występowania danego typu litologicznego w zakresie wartości parametru sterującego (zailenia).

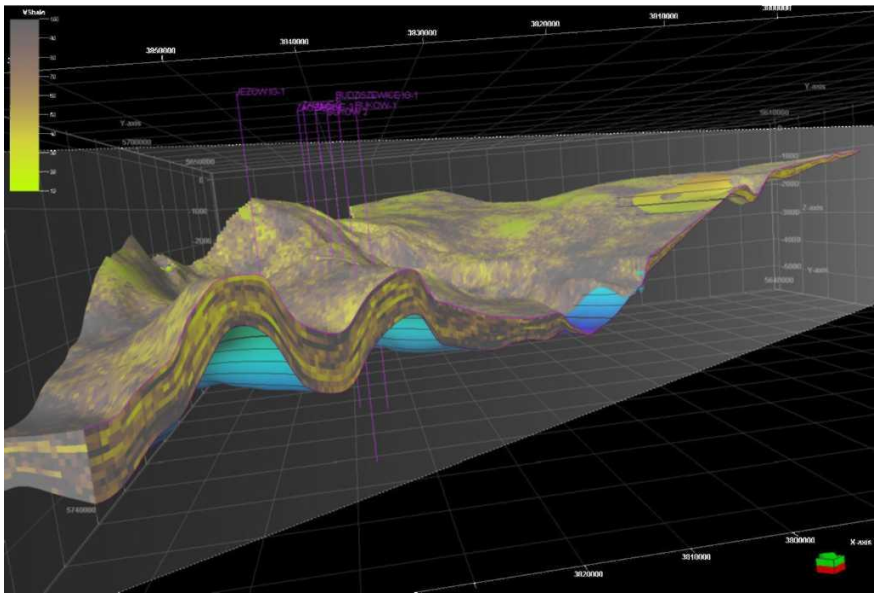


Fig.1.1.15_22 Wizualizacja modelu zailenia utworów Tp2 (przekrój N-S przez antykliny Budziszewic i Jeżowa

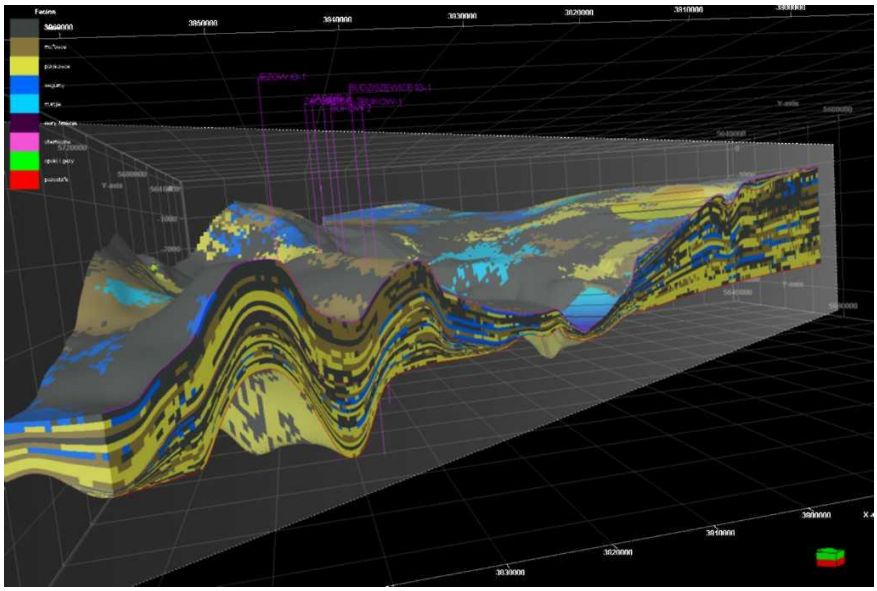


Fig.1.1.15_23 Przestrzenny regionalny model litologiczny Tp2+Tp1.

Porowatość całkowita

Przestrzenne regionalne modele porowatości całkowitej (**Fig.1.1.15_24**) obliczono algorytmem Gaussian random function simulation (patent firmy Schlumberger) w realizacjach wielokrotnie powtarzanych, ostatecznie w opcji co-kriging z wykorzystaniem przestrzennego modelu zailenia jako parametru (ujemnie skorelowanego) sterującego rozkładem porowatości całkowitej, ale tylko w poziomie Tp2 (korelacja – 0.37).

Zwraca uwagę podobieństwo regionalnych trendów porowatości całkowitej uzyskanych z wykorzystaniem modelu zailenia jako parametru sterującego rozkładem porowatości całkowitej (co-kriging) oraz modelowania porowatości indywidualnie dla każdego wydzielenia litologicznego.

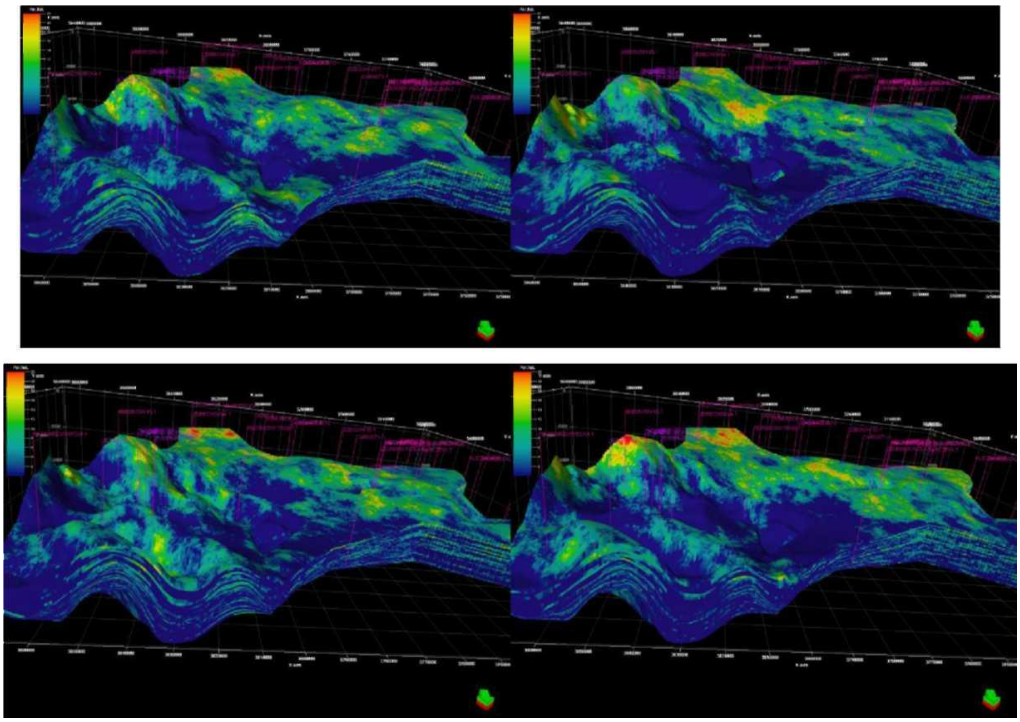


Fig.1.1.15_24 Wizualizacja kilku realizacji modelu porowatości całkowitej utworów Tp2 i Tp1.

Porowatość efektywna

Model przestrzenny porowatości efektywnej obliczono tym samym algorytmem co porowatość całkowitą, jednakże w tym przypadku, jako parametr sterujący symulacją wykorzystano model porowatości całkowitej (współczynnik korelacji 0.59).

Przepuszczalność

Skonstruowany model przestrzenny przepuszczalności, zarówno w skali regionalnej jak i szczegółowej obarczony jest najwyższą niepewnością z uwagi na bardzo ograniczoną ilość danych.

W związku z tym faktem do konstrukcji przestrzennego modelu przepuszczalności wykorzystano algorytm sieci neuronowych, określając relację pomiędzy przepuszczalnością a zaileniem, porowatością całkowitą i porowatością efektywną. Relacja ta została wykorzystano do obliczenia tymczasowego modelu przepuszczalności (neural nets).

W następnej kolejności, w celu uzyskania charakterystyki statystycznej przepuszczalności, zbliżonej do obserwowanej w profilach otworów, model przepuszczalności_NN (neural nets) został wykorzystany w opcji co-kriging do obliczenia ostatecznego, regionalnego modelu przepuszczalności. Operacja ta przywróciła właściwe wartości przepuszczalności modelu 3D w profilach otworów wiertniczych, dla których dysponowano danymi przepuszczalności (algorytm neural nets nie zachowuje oryginalnych wartości w profilach otworów).

W ten sposób obliczone modele regionalne pozwoliły na znacznie dokładniejsze rozpoznanie charakteru zmienności litologiczno - petrofizycznej utworów środkowego i dolnego pstrego piaskowca, niż byłoby to możliwe do uzyskaniu w oparciu o dane z kilku zaledwie otworów na obszarze szczegółowego modelu. Segment modelu regionalnego jest jednocześnie modelem w wyznaczonym obszarze badań, który, w zależności od potrzeb może być wykorzystany w pracach nad modelem dynamicznym (ok. 360 tys. bloków obliczeniowych).

Szczegółowy model przestrzenny w wyznaczonym obszarze badań

W kolejnym etapie realizacji zadania, segment modelu regionalnego został poddany pracom mającym na celu uszczegółowienie konstruowanych modeli przestrzennych.

Dla modelu lokalnego zwiększono rozdzielczość pionową do ok. 25 m, zachowując rozdzielczość horyzontalną na tym samym poziomie (500x500m). Uzyskany w ten sposób grid zbudowany jest z ok. 480 tys. bloków.

W zaktualizowanej o bardziej szczegółowe uwarstwienie geometrii grida powtórzono procesy obliczeniowe dla tych samych parametrów co w przypadku modelu regionalnego, sporadycznie modyfikując ustawienia procesów obliczeniowych.

W ten sposób na detalicznym modelu lokalnym zachowany został regionalny trend zmienności petrofizycznej i litologicznej. Uniknięto w tej sytuacji konieczności definiowania parametrów wariogramów (anizotropia) w oparciu o niewielką ilość danych.

Na kolejnych stronach opracowania przedstawiono grafikę obrazującą wyniki otrzymane w skali modelu szczegółowego w wyznaczonym obszarze badań.

Wnioski

1. Dzięki podejściu dwuetapowemu udało się, zdaniem autora w miarę dobrze odwzorować regionalną zmienność litologiczną oraz petrofizyczną, która następnie posłużyła jako trend podczas konstruowania modelu szczegółowego.

2. Precyzję przestrzennego odwzorowania charakteru zmienności utworów środkowego i dolnego pstrego piaskowca z pewnością poprawiłaby dostępność większej ilości danych, w tym danych otworowych czy też wyników przetwarzania i interpretacji danych sejsmicznych w postaci atrybutów sejsmicznych a przede wszystkim wyniku inwersji sejsmicznej.

3. Wykorzystanie danych sejsmicznych oraz pełnych profili litologiczno – petrofizycznych utworów triasu dolnego pozwoliłoby zbudować obarczony mniejszą niepewnością, deterministyczny model litologiczny, dokładniej definiować anizotropię ośrodka skalnego, a także ograniczać zakres analizowanej zmienności statystycznej modeli parametrycznych (w sensie geometrycznym - w ramach geometrii zasięgów poszczególnych wydzieleń litologicznych oraz przedziałów zmienności analizowanych parametrów) oraz obliczać modele przestrzenne w opcji co-kriging (dla zailenia, porowatości), stosując dane sejsmiczne jako parametr sterujący rozkładem przestrzennym.

4. W dalszej części realizacji projektu, należałoby pokusić się o wykonanie analizy niepewności wyników modelowania przestrzennego w oparciu o wybrany parametr objętościowy (np. objętość przestrzeni porowej) (Sowizdżał, 2009).

Charakterystyka i analiza warunków hydrogeologicznych dla struktury Budziszewice-Zaosie (GIG)

(Eleonora Solik-Heliasz, Michał Bednarski)

Zadanie to, realizowane przez **GIG**, dotyczy oceny możliwości składowana dwutlenku węgla w rejonie struktury Budziszewice-Zaosie, pod kątem warunków hydrogeologicznych.

Zarys warunków hydrogeologicznych i tektoniki rejonu

W rejonie struktury Budziszewice-Zaosie udokumentowano utwory od permu, triasu, jury, kredy i neogenu.

Utwory dolnej i środkowej jury (J1-2) występują w obrębie lokalnej struktury antyklinalnej. Wykazuje ona rozciągłość NW-SE i jest zgodna z głównym przebiegiem struktur w obszarze wału pomorsko-kujawskiego. Kulminacja antykliny występuje na rzędnej około 0 m. Jej zbocze zachodnie jest strome i obniża się do -700 m oraz kontynuuje dalej do -1700 m, natomiast zbocze wschodnie jest łagodne i obniża się do -200 m oraz dalej do -700 m. Przebieg izolinii stropu J_{1-2} wskazuje na **możliwe przecięcie antykliny i/lub jej otoczenia trzema systemami uskoków**: od NE (w rejonie otworów Budziszewice i Jeżów) i od SW (w rejonie otworu Buków). Uskok w rejonie otworu Jeżów kontynuuje się do stropu dolnej kredy. Z kolei uskok w rejonie otworu Buków wykazuje znaczny zrzut, rzędu 400 m, ale według wyników reinterpretacji danych sejsmicznych (PIG) pojawia się w górnym triasie i nie sięga jury.

W rejonie Budziszewice-Zaosie miąższość utworów dolnej jury zmniejsza się w kierunku na SW od 665 m w otworze Budziszewice IG-1 do 522 m w otworze Zaosie 2; jedynie w otworze Buków 1 wynosi 323 m. Utwory tego wieku reprezentowane są przez naprzemianległe kompleksy osadów piaszczystych i mułowcowo-ilastych. Szczegółowa analiza zawartości frakcji ziarnowych w osadach dolnej/środkowej jury wykazała, że zasięgi zarówno serii przepuszczalnych jak i izolacyjnych wielokrotnie wykraczają poza obręby poszczególnych formacji - powiększając lub lokalnie zmniejszając ich rozprzestrzenienie. Zapiaszczone są również niektóre odcinki triasu górnego (noryku) oraz triasu dolnego. Poniżej przedstawiono charakterystykę wydzielonych kolektorów i izolacji.

Wykształcenie litologiczne i analiza szczelności nadkładu

W pracy dokonano podziału utworów w zależności od procentowej zawartości frakcji ilastej i pylastej, na podstawie wyników interpretacji krzywych geofizyki wiertniczej charakteryzujących „zailenie" utworów. Przyjęto założenie, że „zailenie" to sumaryczna zawartość frakcji pylastej i ilastej (F_{il+pyl}). Do analizy wykorzystano podział i nomenklaturę osadów według normy PN-EN ISO 14689-1 z 2006 roku. p.t. „Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie skał. Cz. 1. Oznaczanie i opis".

Powyższe przedziały ilościowe wykorzystano do schematyzacji profili w otworach: Jeżów IG-1, Budziszewice IG-1, Zaosie -2 i Buków 1.

Analiza zailenia

Przez nadkład rozumiany jest kompleks utworów zalegających w stropie aalenu dolnego. Przedmiotem analizy był interwał poniżej głębokości 300 m p.p.t. Osady zalegające powyżej nie były rozpatrywane; stanowią je utwory młodszych ogniw jury oraz osady kredy i neogenu.

Utwory nadkładu, zalegające poniżej głębokości 300 m p.p.t., reprezentowane są przez młodsze ogniwa jury. Spąg nadkładu wykazuje znaczne deniwelacje. Obniża się on od głębokości 626 m w rejonie otworu Jeżów IG-1 do 649,75 w otworze Budziszewice 1, następnie wznosi w kierunku południowym do 517,75 w otw. Zaosie 2, by w kierunku na SE obniżyć się do 1058 m (otw. Buków 1). Efektem znacznych deniwelacji jest duże zróżnicowanie miąższości nadkładu od 626 m w NE części (otw. Jeżow IG-1) do 1058 m w SW (otw. Buków 1).

Względem nadkładu przyszłego składowiska na CO_2 istnieją wysokie wymagania dotyczące szczelności. Według Dyrektywy UE dot. podziemnego składowania CO_2 (Dyrektywa 2009) szczelność zbiornika ma być zapewniona na okres do 1000 lat. Najbardziej precyzyjne rozpoznanie zawodnienia nadkładu można uzyskać w wyniku polowych badań hydrogeologicznych wykonanych w otworach badawczych. Ale tych jest niewiele. Z tego względu do wnioskowania wykorzystano wyniki badań geofizycznych, w ramach których określono tzw. zailenie, porowatość (całkowitą) i przepuszczalność utworów.

Aby pogłębić wnioskowane w zakresie zawodnienia nadkładu, zgodnie z normą wydzielono 3 główne przedziały zawartości frakcji ilastej i pylastej (fr. il+pyl):

- *do 40 %,*

- *40- 72%*

- *powyżej 72%.*

Zawartości frakcji ilastej i pylastej może ogólnie wskazywać na charakter uszczelniający lub przepuszczalny danego fragmentu profilu. Zawartość frakcji ilastej i pylastej do 40% charakterystyczna jest dla piaskowców zailonych, a więc utworów w ogólnym ujęciu przepuszczalnych; 40-72% dla mułowców/iłowców zapiaszczonych, a więc utworów słabiej przepuszczalnych, oraz >72% dla iłowców/mułowców, to jest utworów praktyczne nieprzepuszczalnych. Zbiorcze zestawienie zawartości tych frakcji w utworach dolnej jury i triasu przedstawiono w załączniku 1.

W nadkładzie sumaryczny udział utworów nieprzepuszczalnych (fr. il+pyl >72%) jest na ogół niewielki i wynosi 2,5-158,75 m. Stanowi to 1-45 % utworów nadkładu, zalegających poniżej 300 m p.p.t. (najwięcej w otworze Budziszewice IG-1, a najmniej – w Zaosiu 2).

W nadkładzie dominują utwory o zawartości frakcji il+pyl w ilości 40-72%. Jest to charakterystyczne dla utworów ilastych zapiaszczonych, a więc słabo przepuszczalnych. Znaczna jest również zawartość utworów przepuszczalnych, o małej zawartości wspomnianych frakcji, do 40%. Dotyczy to zwłaszcza otworu Buków 1, w którym 58% profilu nadkładu (to jest 614,5 m) stanowią osady piaszczyste, z czego ponad 226 m tworzą piaskowce o zawartości frakcji ilastej i pylastej do 15%. Znacznie zapiaszczony jest również rejon otworu Zaosie 2. Wyniki badań geofizyki wiertniczej nie potwierdziły jednak znaczących przepuszczalności utworów piaszczystych. Podsumowując należy stwierdzić, że nadkład aalenu dolnego tworzą w znacznej części

utwory piaszczyste zailone oraz ilaste utwory zapiaszczone, o średniej i dużej porowatości oraz niezbyt wysokiej przepuszczalności.

Całkowita miąższość nadkładu (do stropu utworów dolnego aalenu) jest niezbyt duża i wynosi w granicach projektowanego składowiska Budziszewice, od 649,75 na północy do 1058 m na południu.

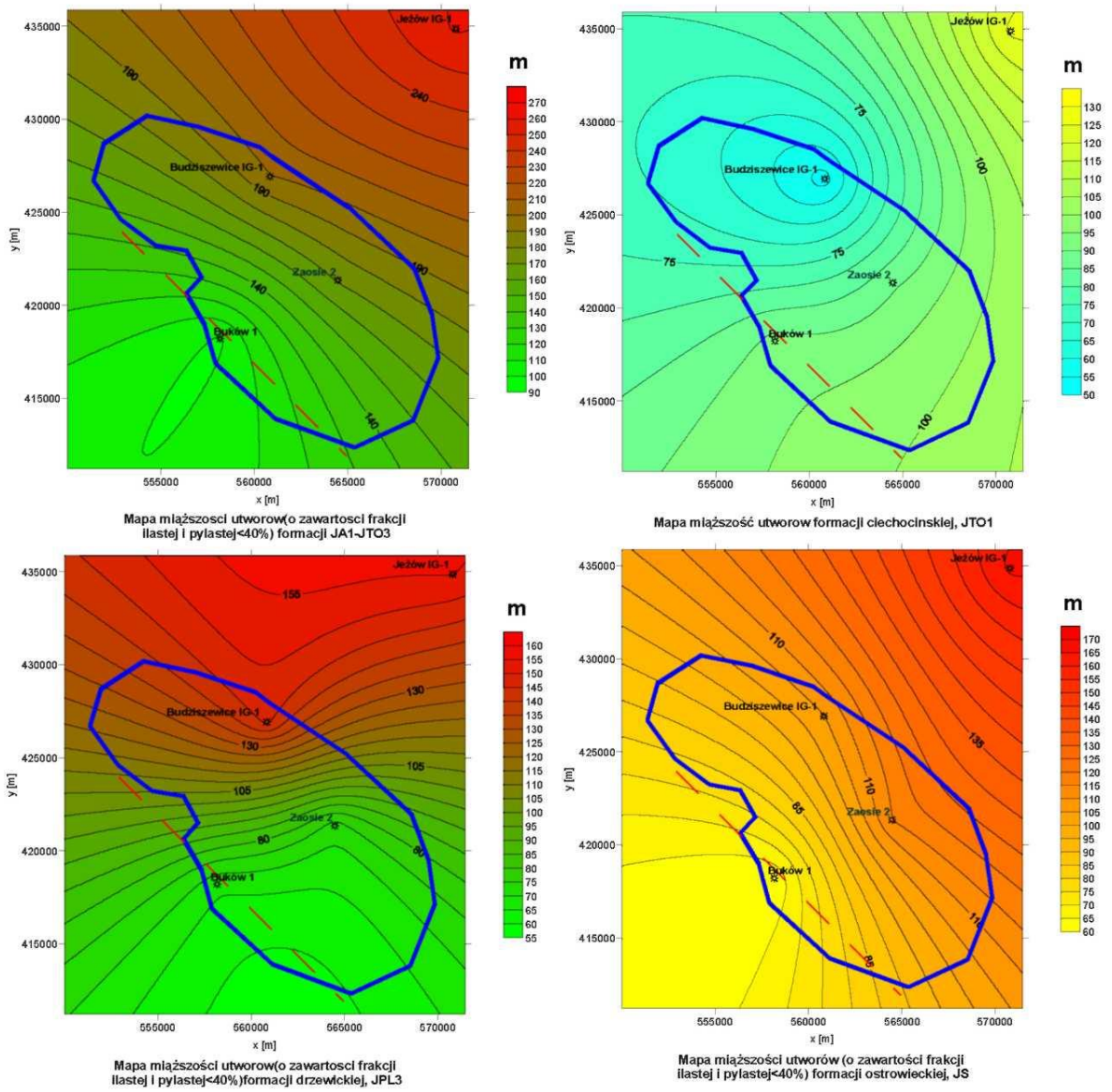


Fig.1.1.15_25 Mapy miąższości utworów piaszczystych formacji kolektorskich w rejonie Budziszewice-Zaosie.

Analiza parametrów hydrogeologicznych nadkładu

Na podstawie profilowania geofizycznego w otworach wiertniczych oraz badań laboratoryjnych określono porowatość i przepuszczalność utworów nadkładu dolnego aalenu. Porowatość zmienia się od 16% na północy (otw. Jeżów IG-1) do 21% na południu (otw. Buków 1) a przepuszczalność sięgającą kilku do kilkuset mD, zależnie od litologii, co daje średnio kilkanaście-kilkadziesiąt mD, w zależności od otworu. Są to więc utwory półprzepuszczalne, o porowatości kwalifikującej się do średniej i dużej (Pazdro, 1977).

Dla utworów nadkładu aalenu dolnego nie dysponowano informacjami o polowych badaniach hydrogeologicznych.

Temperatura górotworu w nadkładzie

Temperatura górotworu w stropie jury środkowej wynosi około 20°C (Górecki, red. 2006), a jury dolnej około 30°C, zależnie od głębokości. Rejon Budziszewice-Zaosie znajduje się w pasie obniżonej temperatury, ciągnącym się w kierunku z SE na NW. Może to świadczyć o zasilaniu tego kompleksu z południowego wschodu, tj. ze strony masywu świętokrzyskiego.

Mineralizacja wód w nadkładzie

W utworach jury środkowej mineralizacja nie przekracza 5 g/l. Rejon Budziszewice-Zaosie znajduje się w zasięgu lokalnie obniżonej mineralizacji wód podziemnych (Górecki, red., 2005). Jej zasięg może wskazywać na zasilanie utworów z kierunku SE (masywu świętokrzyskiego).

Analiza utworów zbiornikowych oraz izolacyjnych jury dolnej i triasu

W rejonie potencjalnego składowiska CO2 Budziszewice występują 3-4 potencjalne kolektory możliwe do wykorzystania do składowania dwutlenku węgla. Są one odizolowane od siebie nieciągłymi warstwami słabo przepuszczalnymi.

Analiza zailenia i parametrów hydrogeologicznych

Miąższość poszczególnych serii, zawartość frakcji ilastej i pylastej oraz podstawowe parametry hydrogeologiczne przedstawiono zbiorczo w **Tabeli 1.1.15_5**.

Kolektor JA1+JTO3, dolny aalen-górny toark (formacja borucicka)

Strop kolektora występuje dość płytko, to jest na głębokości od 650 m na północy (-451 m) do 518,25 na południu (-315 m) i jedynie w SW krańcu rośnie do 1058 m (-865 m). Jego miąższość jest zróżnicowana i wynosi 199,5 na północy, 170,9 m na południu i 99 m na krańcu SW (**Fig.1.1.15_25**). Kolektor tworzą utwory piaszczyste z przewarstwieniami ilastymi. Poza obszarem składowiska – to jest w otworze Jeżów IG-1 - miąższość utworów rośnie do 261 m.

Zawartość procentowa frakcji ilastej i pylastej oraz podstawowe parametry hydrogeologiczne przedstawiono zbiorczo w **Tab.1.1.15_1**. Kolektor tworzą głównie utwory zawierające do 40% frakcji ilastej i pylastej. Ich sumaryczna miąższość (pominąwszy otwór Jeżów IG-1) zmienia się od 43 do 170,9 m. Podrzędnie występują utwory zailone, o większej zawartości frakcji ilastych, w granicach 40-72%. Ich sumaryczna miąższość waha się w zależności od otworu od 1,65 do 9,75 m. Średnia wartość zailenia utworów kolektora wynosi od 11% do 25%. Zwraca uwagę dość duża porowatość, 18-24% i stosunkowo dobra przepuszczalność – rzędu 200 mD.

Kolektor ten w rejonie otworu Buków 1 jest odizolowany od piaszczystego nadkładu jedynie cienką serią osadów bajosu i batonu. Zawartość utworów o charakterze izolacyjnym wynosi jedynie 78 m, a utworów częściowo izolacyjnych (o zawartości frakcji ilastej i pylastej w granicach 40-72%) 65 m. Między nimi występują przewarstwienia piaszczyste o sumarycznej miąższości 24,75 m.

Ocenia się, że:

1. izolacja kolektora JA1-JTO3 w stropie nie jest wystarczająca do zatłaczania CO_2, zwłaszcza w rejonie otworu Buków 1

2. za zbyt małą uważa się głębokość zalegania kolektora (zwłaszcza w najwyższej partii struktury – otwór Zaosie 2), za wyjątkiem jego krańca SW, w rejonie otworu Buków 1

3. miąższość kolektora jest znaczna (99-199 m), porowatość jest średnia i duża, zaś przepuszczalność dobra, ale relatywnie niezbyt wysoka.

4. na utwory kolektorskie składają się głównie utwory piaszczyste zailone (to jest o zawartości frakcji ilastej i pylastej do 40%).

Utwory izolacyjne formacji ciechocińskiej

Utwory tworzą ciągłą serię o miąższości rosnącej z północy na południe (**Fig.1.1.15_23**) od 52 m (otw. Budziszewice) do 91 m (otw. Buków 1). Serię tę tworzą głównie utwory ilaste zapiaszczone (tj. o zawartości frakcji ilastej i pylastej 40-72%), osiągające sumaryczną miąższość 11,5-62,75 m. Występują również iłowce/mułowce (o zawartości frakcji >72%), których miąższość wynosi łącznie 5,75-15,2 m. Jedynie w SW krańcu miąższość rośnie do 80 m (rejon otworu Buków 1). W rejonie otworu Zaosie 2, stropowe partie formacji ciechocińskiej (2 m) mają wykształcenie piaszczyste i stanowią kontynuację piaszczystego kompleksu formacji borucickiej.

Średnie zailenie utworów formacji ciechocińskiej wynosi 48-84%, porowatość jest niska, 6-11%, przepuszczalność słaba, do kilku mD.

Kolektor formacji drzewickiej

Strop kolektora zalega na głębokości przeciętnie 775-903 m, i jedynie w SW krańcu (rejon otworu Buków 1) rośnie do 1250 m (rzędne od -570 do -1057 m). Jego miąższość całkowita jest znaczna i wynosi 66-145 m (**Fig.1.1.15_23**). Kolektor tworzą utwory piaszczyste zailone o sumarycznej miąższości 51-85 m oraz ilaste zapiaszczone, o sumarycznej miąższości 13-60 m. Znikomy jest udział utworów nieprzepuszczalnych (o

zawartości frakcji il+pyl>72%) i wynosi on 1,75 m. Średnie zailenie utworów kolektora wynosi 15-37%, porowatość jest średnia i duża (14-21%), a przepuszczalność względnie dobra (rzędu 100 mD).

W rejonie otworu Zaosie 2 kolektor łączy się z kolektorem formacji ostrowieckiej, relatywnie dobrze przepuszczalnymi utworami formacji gielniowskiej (w innych rejonach zdecydowanie izolacyjnej, tutaj-nie) oraz z utworami formacji skłobskiej i tworzy wspólny kompleks utworów o miąższości 298 m. Z tego średnie zailenie wynosi 33%, jednak porowatość i przepuszczalność całego miąższego kompleksu są relatywnie niskie i wynoszą średnio 13% i rzędu 10 mD. Mimo znacznej miąższości i głębokości zalegania, parametry hydrogeologiczne tego kompleksu kolektorów ocenia się jako przeciętne. W stropie występują utwory formacji ciechocińskiej, o dość dobrych własnościach izolacyjnych.

Izolacja formacji gielniowskiej

Strop utworów zalega na głębokości 954,75-1342,75 m (rzędne -642,75÷-1124,5 m). Ich miąższość wynosi 72,5-106,5 m i jedynie w otworze Buków 1 zmniejsza się do 25,75 m (**Fig.1.1.15_25**).

Formacja ta wykazuje zróżnicowane wykształcenie litologiczne. W południowej i skrajnie północnej częściach wykazuje duży udział utworów przepuszczalnych - o małej zawartości frakcji ilastej i pylastej (do 40%); ich miąższość wynosi 37,5-53,25 m. Zasadniczy trzon formacji tworzą jednak utwory o większej zawartości frakcji ilastej i pylastej, 40-72%, co jest charakterystyczne dla utworów ilastych zapiaszczonych. Ich miąższość wynosi 51,25-72,5 m i maleje w otworze Buków do 11,25 m. Średnie zailenie formacji jest duże i wynosi 52-64 %, porowatość jest słaba i wynosi 7-13%, a przepuszczalność niska, do kilku - kilkunastu mD.

Jedynie w rejonie otworu Zaosie 2 utwory te są lokalnie bardziej zapiaszczone tak, że tworzą połączony kolektor z formacją drzewicką i ostrowiecką.

Kolektor formacji ostrowieckiej

Kolektor zalega na głębokości 955,25-1122,25 m, i ma miąższość od 104,5-115,5 m (**Fig.1.1.15_25**), jedynie w rejonie otworu Buków strop obniża się do 1343 m, a miąższość do 61 m. W północnej części rejonu Budziszewice reprezentowany jest w przez utwory piaszczyste i ilaste zapiaszczone. Jednak w kierunku południowym rośnie udział utworów piaszczystych. Efektem jest stwierdzone w otworze Zaosie 2 połączenie piaszczystych utworów formacji ostrowieckiej z gielniowską i drzewiecką.

Całkowita miąższość utworów piaszczystych (o zawartości frakcji ilastej i pylastej w granicach 0-40%) wynosi 45-102,75 m. Formacja ostrowiecka wykazuje porowatość 10-17% oraz dostateczną przepuszczalność (rzędu 200 mD w stropie, ale o rząd wielkości niższą dla całego kompleksu). Są to przeciętne wartości, tak więc kolektor ten można traktować jako rezerwowy do zatłaczania CO_2.

Utwory formacji skłobskiej

Utwory piaskowcowe występują jedynie w stropowej partii i wykazują miąższość 4-10 m, porowatość w granicach 16-22% oraz słabą przepuszczalność (za wyjątkiem otworu Zaosie 2, gdzie nie ustępuje wiele utworom piaszczystym formacji ostrowieckiej). Nie są one perspektywiczne do indywidualnego zatłaczania CO2, chyba że zatłaczanie prowadzone będzie do kompleksu utworów od formacji drzewieckiej i ostrowieckiej, po skłobską.

Utwory dolnego noryku

Utwory te wykazują zaczną miąższość, w granicach 105-386 m (tabela **1.1.15_5**). Są to utwory o dość niskiej zawartości frakcji ilastej i pylastej. Ich zailenie wynosi 31-37%. Porowatość jest średnia i niska, w granicach 9-17%. Utwory te nie wykazują optymalnych cech do sekwestracji CO_2.

Analiza spoiwa skalnego

W dostarczonych materiałach brak jest analiz dotyczących wszystkich kolektorów. Są jedynie nieliczne analizy dotyczące utworów nadkładu oraz niektórych warstw izolacyjnych i kolektorskich. /szczegóły przedstawiono poniżej.

Nadkład, BJ1, otwór Buków 1, utwory piaszczyste z okruchami skał, mało matrixu, cement kwarcowy, średnia średnica ziaren 0,23 mm, charakterystyczna dla frakcji drobnoziarnistej.

Formacja ostrowiecka, otwór Buków 2, piaskowiec drobnoziarnisty i drobno/ średnioziarnisty.

Średnia średnica ziaren - 0,30 mm, charakterystyczna dla utworów drobnoziarnistych; największe ziarna o średnicy 0,55 mm charakterystyczne dla frakcji gruboziarnistej. W składzie dominuje kwarc, podrzędnie występują skalenie i okruchy skał, łyszczyki. Skałę cechuje zmienna ilość spoiwa, często jest go dość dużo w skale. Spoiwo kwarcowo-węglanowe i węglanowo-kwarcowe, podrzędnie kwarcowe, najczęstsza średnica ziaren 0,14 mm w otworze Zaosie i 0,30 mm w otworze Buków.

Warstwy wielichowskie, duża zmienność litologiczna, wapienie z dużą ilością matrixu ilasto-żelazistego, skała o spoiwie węglanowo-kwarcowym oraz utwory piaszczyste o spoiwie kwarcowo- węglanowym, dominuje frakcja ziarnista drobna.

Formacja gielniowska, ilasto-mułowcowa, największe ziarna o średnicy 0,20-0,30 mm – charakterystyczne dla utworów drobnoziarnistych.

Tab. 1.1.15_5 Charakterystyka parametrów litostrukturalnych i hydrogeologicznych utworów jury i triasu w otworach rejonu Budziszewice=Zaosie

Otwór / uwagi	Formacja	Głębokość	Głębokość	Miąższość					Zailenie	Porowatość całkowita	Przepuszcz. (zaokrągl.)
				całkowita	**fr il+pyl<15%**	**fr il+p<40%**	**fr il+p 40-72%**	**fr il+p>72%**			
		od	**do**		**u. wodon.**	**u. wodon. u**	**. s łabo przep.**	**u. nieprzep.**	**%**	**%**	**mD**
Jeżów IG-1											
słaba izolacja	nadkład: JA3	300	626	326	0	87,25	96,5	14,2	45	13,71	9
			Łącznie nadkład	326		87,25	96,5	14,2	45	13,71	9
kolektor	JA1+JTO3	626	887	261		243	13	5	24,14	15,99	19
dobra izolacja	JTO1+JPL3	887	1012,25	125,25		0,75	144,75	54,75	70,38	3,61	0
dobry kolektor	JPL3, fm. Drzewicka	1012,75	1168,25	155,5	45,5	143,5	11	1	23,54	22,73	147
słaba izolacja	JPL1, fm. Gielniowska	1168,25	1274,25	106		37,5	37,5	31	48,67	17,1	26
słaby kolektor	JS, g. fm. Ostrowiecka	1274,25	1440,75	166,5		166,5	114	0	37,14	13,13	7
dobra izolacja	JS, d. fm. Ostrowiecka	1440,75	1655,75	224,8		34	64,8	126	63,42	8,49	1
dobra izolacja	JH3, fm. Rudon.	1655,5	1685,75	30,25		0,5	29,75	0	80,88	3,86	0
słaby kolektor	JH, fm. Skłobska	1686	1720,75	34,75		29,25	5,5	0	36,66	13,31	8

dobra izolacja	JH, fm. Zagajska	1721	1772,75	51,75					67,1	8,02	1
izolacja	trias	<1772,75									
Budziszewice IG-1											
przeciętny nadkład - całość		300,25	649,75	349,5		14,25	176,5	158,75	69,35	13,06	7
			Łącznie nadkład	**349,5**		**14,25**	**176,5**	**158,75**		13,06	7
kolektor	JA1	650,25	693,25	43		40,5	2,5	0	18,22	23,81	205
kolektor	JTO3 fm. Borucicka	693,25	849,75	156,5		144,5	12	0	15,04	25,7	364
			Łącznie kolektor	199,5		185	14,5	0	16,68	25,29	322
izolacja	JTO1 fm. Cechocińska	850,25	902,75	52,5		0	37,3	15,2	62,55	10,1	3
s łaby kolektor	JPL3 fm. Drzewicka	903,25	1048,75	145,5		85,5	60	0	33,15	21,35	97
izolacja	JPL1 fm. Gielniow ska	1049,25	1121,75	72,5		0	72,5	0	51,94	12,9	7
s łaby kolektor	JS fm. Ostrow iecka -całość	1122,25	1226,75	104,5		51,75	52,75		36,4	16,9	25
dobry kolektor	- strop	1122,25	1136,75	11,5		11	0,5	0	16,28	24,43	247
izolacja	JH fm. Rudonośna	1227,25	1266,25	39		0	39		54,18	9,31	2
s łaby kolektor	JH fm. Skłobska	1266,75	1277,25	10,5		10,5	0	0	27,72	16,8	24
izolacja	JH fm. Zagajska - strop	1277,75	1321,25	43,5		0	43,5		64,57	6,74	1
s łaby kolektor	-spąg	1321,75	1357,75	36		22,75	13,25	0	31,23	16,92	25

			Poniżej nadkładu	**715**		**366,50**	**333,30**		36,45	18,4	39

Zaosie 2											
s łaba izolacja	nadkład:	300	382,75	82,75		25,5	57	0,25	45,1	19,44	54
s łaba izolacja	JBJ1	382,75	455,75	73		29	44	0	38,46	18,84	45
izolacja	JA3	456,25	517,75	61,5		2,25	56,5	2,25	60,39	21,38	98
			Łącznie nadkład	**217,25**		**56,75**	**157,5**	**2,5**	47,22	19,79	60
kolektor	JA1	518,25	600,75								
kolektor	JTO3 fm. Borucicka	600,75	685,75								
kolektor	JTO1 fm. Ciechocińska - str	op 685,75	687,75								
			Łącznie kolektor	**170,9**	**/ tym 122,5 p-c**	**169,25**	**1,65**	0	**11,4**	**23,1**	**165**
izolacja	-cała	686,25	775,25	89		20,5	62,75	5,75	48,96	11,33	4
dobry kolektor	JPL3 fm. Drzew icka	775,75	847,75	72	w tym p-ce 37,5	72	0	0	15,1	20,68	79
s łaby kolektor	JPL1 fm. Gielniow ska	848,25	954,75	106,5	w tym 5,5 p-ce	53,25	51,25	2	38,93	11,84	5
kolektor	JS fm. Ostrow iecka	955,25	1070,75	115,5		102,75	12,75	0	26,05	11,15	4
kolektor	JH fm. Skłobska - strop	1070,75	1074,75	4		4	0	0	31,17	22,34	131
			Łącznie kolektor	**298**		**228**	**64**	**2**	**32,86**	**13,29**	**8**

s ława izolacja	-spąg	1074,75	1083,25	8,5		0	8,5	0		12,87	7
s ława izolacja	JH fm. Zagajska	1083,25	1121,75	38,5		16,25	21,5	0,75	40,78	11,05	4
izolacja	TRET, w-wy w ielichow skie	1122,25	1130,75	8,5		0	7,25	1,25		5,28	0
izolacja	TRNR - górny	1131,25	1367,25	236		35,25	193	10,5	49,86	7,3	1
s ławy kolektor	- dolny	1367,75	1472,75	105		81	24	0	31	17,7	32
izolacja	TK	1505,25	2064	558,75							
			Poniżej nadkładu	**1513,15**		**550,25**	**382,65**	**20,25**	49,63	7,2	1

Buków 1											
przepuszczalny	nadkład:	300	852	552	w tym 226,2 p-c	551,75	0,25	0	16,96	23,47	185
izolacja	JBT1	852	899,75	48		12	37	5	67,91	11,65	5
kolektor	JBJ3	899,75	924,75	24,75		24,75	0	0	29,26	16,41	21
izolacja	d. JBJ3	925	1017	92		0	0	0	75,45	11,65	5
s ława izolacja	JBJ1+JA3	1017	1058	41		26	15	0	35,78	24,48	251
			Łącznie nadkład	**757,75**		**614,5**	**52,25**		28,7	21,12	90
dobry kolektor	JA1+JTO3	1058	1157	99	w tym 22,0 m p-c	89,25	9,75	5	25,26	17,95	34
dobra izolacja	JTO1+JPL3	1158,25	1249,75	91,5		0	11,5	80	84,26	6,26	0
kolektor	JPL3	1250	1316,75	66,7		51,25	13	1,75	37,4	13,63	9

				5					3		
izolacja	JPL1	1317	1342,75	25,75		2,5	11,25	8,75	63,75	7,06	1
kolektor	JS	1343	1404	61		45	16	0	37,1	10,39	3
dobra izolacja	JH+TRET+g.TRNR	1404	1790,25	386,25					72,27	9,21	2
s laby kolektor	d. TRNR	1790,75	1947,75	386		340	46	0	37,72	9,38	2
izolacja	TRNR+TK3	1947,75	2499,75	552		26	526		64,26	8,29	1
			Poniżej nadkładu	**1668,25**		**554**	**633,5**	**95,5**	**59,73**	**9,65**	**2**

Tab.1.1.15_6 Wyniki badań hydrogeologicznych-polowych utworów dolnej jury.

Otwór	Q m^3/h	P***z*** MPa	P***d*** MPa	Gradient	Minerali-zacja g/l	Pz-w MPa	Zwiercia-dło m p.p.t.	Poziom zwiercia-dła m p.p.t.
Jeżów IG-1 1635-1657 spąg fm. ostrowieckiej 1712-1721 JH, fm. skłobska	4 2,25			0,098 0,098	3,66 13,96	16,41 16,80		1,9 18,3
Budziszewice 1325-1355 JH, fm. zagajska	10	12,12		0,099	8,092			35,5 (163,0 [2])
Zaosie 2 518-533 JA1	7,3		4,25		4,62		80	
Zaosie 3 915-925 JPl1, fm. gielniowska?	2,05[1]	8,52[1]		0,095	10,1		25	

1 *prawdopodobny błąd w danych wyjściowych – 85,2 MPa*

2 *według Katalogu otworów wiertniczych ...*

Analiza parametrów hydrogeologicznych – z badań polowych

Dla utworów dolnej jury wykonano niewielką ilość polowych badań hydrogeologicznych (**Tab.1.1.15_6**). Piętro wodonośne dolnej jury składa się z kilku odrębnych poziomów wodonośnych. Lokalnie, jak w rejonie otworu Zaosie 2, mogą one tworzyć połączony poziom wodonośny. Z piętra tego uzyskano wydajności wody o wielkości 2,05-10 m^3/h. Pomierzone ciśnienia złożowe są ściśle związane z głębokością danego poziomu wodonośnego. Zmieniają się one od 4,25 MPa w utworach aalenu dolnego na głębokości 518 m p.p.t, do

16,80 MPa na głębokości 1712 m p.p.t. dla hetangu formacji skłobskiej. Głębokość ustabilizowanego zwierciadła wody wynosi 1,9-80 m p.p.t. Zróżnicowanie ciśnień i głębokości zwierciadła wody wskazuje, że poszczególne poziomy wodonośne są odizolowane od siebie.

Bardzo mało jest polowych oznaczeń przepuszczalności. W odległości ponad 30 km od rejonu Budziszewice (otwór Bełchatów 11) uzyskano współczynnik przepuszczalności 855,7 mD; w odległości około 20 km (otwór Tuszyn 9) 17,18 mD; w odległości do 90 km (otwory Pągów IG-1, Włoszczowa IG-1 i Secemin IG-1) 16,4-1478,2 mD. Wielkości te odpowiadają utworom od słabo do półprzepuszczalnych.

Niewiele jest również pomiarów ciśnienia złożowego. Na **Fig.1.1.15_26**zamieszczono wykres zmienności ciśnienia złożowego w zawodnionych utworach dolnej jury z głębokością dla rejonu Budziszewice-Zaosie. Jest to liniowa zależność opisana równaniem, jak poniżej. Wysoki współczynnik korelacji, pozwala z dużym prawdopodobieństwem oszacować wielkość ciśnienia złożowego dla dowolnego przedziału głębokościowego w tym rejonie (jest ono bliskie ciśnieniu hydrostatycznemu).

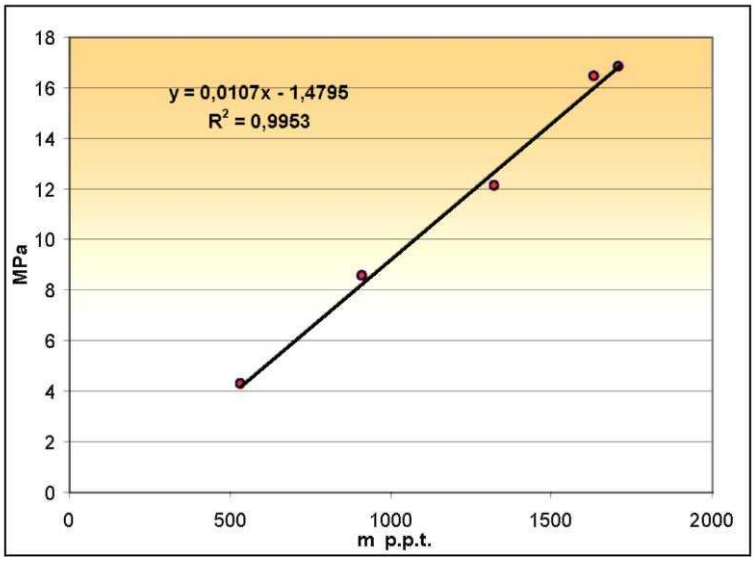


Fig.1.1.15_26 Wykres zmienności ciśnienia złożowego z głębokością w utworach dolnej jury w rejonie Budziszewice-Zaosie.

Chemizm wód

Wody dolnej jury w rejonie Budziszewice wykazują zmienny skład. Są to wody paleoinfiltracyjne, o niskiej mineralizacji. Zmienia się ona od 2,66 g/dm^3 do 7,39 g/dm^3. Typ wód, Na-Cl, oraz wskaźnik Na/Cl o wielkości 1,05 wskazują, że są to wody reliktowe z możliwym kontaktem ze złożem soli. Z kolei typ Na-Cl-HCO_3 oraz wskaźnik Na/Cl 0,96 wskazuje, na możliwość infiltracji z innych poziomów wód słabo zmineralizowanych. Dalej w kierunku na południe, w otworach Milianów IG-1, Secemin IG-1 i Pągów (poza obszarem badań), stwierdzono dalsze wysłodzenie wód (mineralizacja 0,3-1,399 g/dm^3). Jednocześnie typ wód HCO_3-Na-Ca i Cl-HCO_3-Na wskazuje na możliwe zasilanie poziomów wodami pochodzenia infiltracyjnego.

Można z tego wnosić, że zbiornik dolnojurajski jest zasilany w niewielkim stopniu z kierunku południowego. Dodatkowo w rejon Budziszewic ma miejsce napływ wód silniej zmineralizowanych, z kierunków E i W, kontaktujących się być może ze złożami soli. Oddziaływanie wód silniej zmineralizowanych jest, jak się wydaje, niewielkie.

Analiza warunków temperaturowych

Temperatura wód w utworach dolnej jury wynosi (średnio) około 37°C. Jest to zbieżne z wynikami publikowanymi przez Góreckiego (Górecki, red., 2006). Dane pochodzą z pomiarów wykonanych w otworach wiertniczych, jednak brak jest informacji, z jakiej dokładnie głębokości pochodzą. W związku z tym nie można jednoznaczne stwierdzić, że dane te przypisane są do powierzchni stropu dolnej jury.

Przeprowadzona analiza wykazała, że pomiar temperatury wykonany w otworze Budziszewice IG-1 nie był przeprowadzany w warunkach ustalonych, bowiem stójka otworu trwała zbyt krótko. Stąd uzyskane wartości są znacznie zawyżone (o 5°C lub więcej). Obecnie skorygowanie temperatury mające na celu wyeliminowanie temperatury płuczki wiertniczej, jest trudne do przeprowadzenia. Pomiary te nie mogły więc być przyjęte do dalszej analizy.

Z kolei pomiary w otworze Jeżów IG-1 wykonane były w warunkach (niemal) ustalonych. Stwierdzono temperaturę, którą przedstawiono na **Fig.1.1.15_27** (Karwasiecka, 1997). Temperatura ta jest jedynie w nieznacznym stopniu zawyżona (informacja ustna Autorki), stąd opracowana krzywa prawdopodobnej temperatury w utworach dolnej jury stała się podstawą dalszych obliczeń m.in. potencjału sekwestracji dla rejonu Budziszewice-Zaosie.

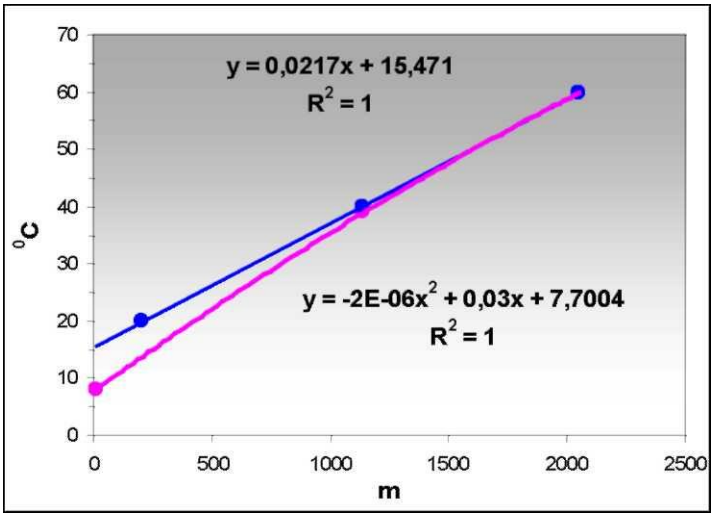


Fig.1.1.15_27 Temperatura górotworu w otworze Jeżów IG1 (Karwasiecka, 1997)

____ temperatura pomierzona

-------- temperatura prawdopodobna

Analiza możliwości zasilania utworów dolnej jury

Przebieg izarytm gradientu ciśnienia wskazuje, że rejony Budziszewic i Bełchatowa znajdują się w zasięgu wartości 0,95 hPa 10^3/10 m. Większe spadki ciśnienia występują na NE i NW od Budziszewic (Bojarski, Mapa hydrochemiczna i hydrodynamiczna dolnej jury ...). Wskazuje to na prawdopodobny napływ wód w rejon Budziszewic z kierunków NE i NW. Jednocześnie kierunek zmian zasolenia i temperatury wód wskazują na możliwość zasilania dolnej jury z kierunku SE, to jest monokliny śląsko-krakowskiej i masywu świętokrzyskiego (Górecki, red., 2006).

Ocena przydatności struktury Budziszewice-Zaosie jako potencjalnego składowiska CO_2

Możliwość zatłaczania CO_2 jest zależna od:

- izolacji w nadkładzie,

- parametrów kolektorów i przewarstwień,

- przebiegu stref uskokowych.

Poniżej przedstawiono skrótowo charakterystykę każdego z wymienionych czynników.

Nadkład utworów dolnego aalenu

Nadkład ma miąższość 517-649 m. Od głębokości 300 m p.p.t tworzą go w przeważającej ilości ilaste utwory (mułowce/iłowce) zapiaszczone, osiągające sumaryczną miąższość 157-176 m. Znaczna jest również zawartość piaskowców, 11-56 m, natomiast udział iłów jest znaczący jedynie w rejonie otworu Budziszowice (158 m); w rejonie otworu Zaosie wynosi jedynie 2,5 m.

Analizując nadkład pod kątem jego szczelności stwierdzono, że w rejonie wstępnie wskazanego składowiska Budziszewice, **nadkład dolnego aalenu nie tworzy zbyt dobrej izolacji.**

Odmienne warunki panują w rejonie otworu Buków 1, zlokalizowanego w skrzydle zrzuconym dużej strefy uskokowej. Tutaj nadkład ma znacznie większą miąższość (1058 m), jednak z tego aż 81% odcinka poniżej 300 m p.p.t stanowią **osady piaszczyste**. W tym rejonie nadkład wykazuje bardzo **słabe własności izolacyjne**.

Kolektory i izolacje

W utworach dolnej/środkowej jury wydzielono 4 kompleksy nadające się potencjalnie do składowania CO_2 (Tabela **1.1.15_5**). Są to utwory:

1. środkowej/dolnej jury, to jest dolnego aalenu - górnego toarku (formacja borucicka), JA1-JTO3;

2. górnego pliensbachu (formacja drzewicka), JPL3;

3. synemuru (formacja ostrowiecka), JS;

4. hettangu (formacja skłobska), JH.

Formacje te przedzielają pakiety utworów izolacyjnych formacji: ciechocińskiej (JTO1), gielniowskiej (JPL1), zagajskiej (JH) i in.

JA1-JTO3 (formacja Borucicka)

Najlepsze parametry hydrogeologiczne do składowania CO_2 wykazują utwory najwyższego kolektora, JA1-JTO3. W toku badań polowych uzyskano dość dużą wydajność wody, wynoszącą 7,3 m^3/h. Utwory te zalegają jednak na zbyt małej głębokości, z punktu widzenia możliwości składowania. Strop formacji zalega na głębokości zaledwie 518-650 m p.p.t. w szczytowej partii struktury. Spodziewane ciśnienie złożowe

wynosi około 4,06-5,58 MPa, a przewidywana temperatura na stropie serii, wyznaczona na podstawie danych z otworu Jeżów, 22,7°C. Według dotychczasowych doświadczeń w typowaniu miejsc do podziemnego składowania CO_2 (Solik-Heliasz, 2007, 2008) jest to zbyt mało do osiągnięcia stanu nadkrytycznego CO_2.

Izolacja formacji ciechocińskiej

Utwory tworzą ciągłą serię o miąższości rosnącej z północy na południe od 52 do 87 m i 91 m w rejonie otworu Buków 1. Serię tę tworzą głównie utwory ilaste zapiaszczone o sumarycznej miąższości 11,5-62,75 m oraz ilaste, o miąższości 5,75-15,2. Jedynie w SW krańcu (rejon otworu Buków 1) miąższość ilastych utworów rośnie do 80 m. Średnie zailenie utworów formacji ciechocińskiej wynosi 48-84%. Niska porowatość oraz przepuszczalność, wskazują na znaczną zwięzłość utworów formacji. W toku dalszych badań należy wykazać, czy jej miąższość **jest wystarczająca** w przypadku zatłaczania CO_2 do formacji drzewickiej.

Formacja drzewicka, JPL3

Strop serii stwierdzono na głębokości od 775 m w otworze Zaosie 2 do 903 m w otworze Budziszewice. Miąższość serii jest zadawalająca i wynosi 72-145 m. Serię tworzą głównie piaskowce zailone (to jest o zawartości frakcji ilastej i pylastej do 40%). W kierunku południowym rośnie zapiaszczenie serii. Najlepszy skład litologiczny wykazują utwory w rejonie otworu Zaosie 2. Tutaj występują wyłączne zailone piaskowce, bez przewarstwień mułowców, czy iłowców. Ponadto w tym rejonie następuje **połączenie piaszczystych serii** formacji drzewickiej, gielniowskiej, ostrowieckiej i stropu skłobskiej praktycznie w jeden kompleks o miąższości **298 m**.

Odmiennie jest w rejonie otworu Buków, gdzie nad skrzydłem zrzuconym uskoku strop serii obniża się do 1250 m p.p.t., jej miąższość wynosi 67,5 m, a w składzie dominują piaskowce zailone i podrzędnie mułowce/iłowce zapiaszczone.

Spodziewana temperatura w stropie formacji wynosi w otworach Zaosie 2 i Budziszewice odpowiednio 29,75°C i 33,2°C, a ciśnienie złożowe od 6,81 MPa do 8,18 MPa. Wynika z tego, że stropowe partie formacji drzewickiej w rejonie otworu Zaosie 2 **nie wykazują wymaganych do składowania, ciśnienia złożowego i temperatury**.

Formacja ostrowiecka

Kolektor zalega na głębokości 955-1343 m i ma miąższość od 61 do 115,5 m. W kierunku południowym rośnie udział utworów piaszczystych. Całkowita miąższość utworów piaszczystych (o zawartości frakcji ilastej i pylastej w granicach 0-40%) wynosi 45-102,75 m. W rejonie otw. Zaosie 2 nastąpiło połączenie piaszczystych utworów formacji ostrowieckiej z gielniowska i drzewiecką w jeden kompleks o miąższości 298 m (z tego 228 m utworów o zawartości frakcji ilastej i pylastej poniżej 40%).

Formacja ostrowiecka wykazuje porowatość 10-17% oraz dostateczną przepuszczalność. W toku polowych badań hydrogeologicznych uzyskano niezbyt wysoką wydajność, wynoszącą 4 m^3/h. Są to **przeciętne** wartości do zatłaczania CO_2. Spodziewane ciśnienie w stropie formacji wynosi 9,97 MPa, temperatura 34,5-44,4°C - wielkości te pozwalają zatłaczać CO2 w fazie nadkrytycznej.

Formacja skłobska

Strop formacji zalega na głębokości 1070,5-1266,75 m. Zapiaszczony jest jedynie stropowy odcinek formacji, o miąższości 4-10 m, występujący w otworach Budziszewice i Zaosie 2. Utwory tego interwału wykazują średnią i dużą porowatość, oraz przeważnie słabą przepuszczalność (za wyjątkiem otworu Zaosie 2). W toku badań polowych uzyskano wydajność wody zaledwie 2,25 m^3/h. Przewidywane ciśnienie w stropie formacji wynosi 9,97-12,07 MPa, a temperatura 39,4-42,5°C. Odcinek ten może być wykorzystywany do zatłaczania CO_2 wraz z innym, zasadniczym kolektorem.

Utwory triasu[4] nie wykazują parametrów korzystnych do składowania CO_2.

Strefa uskoku Buków

Rejon składowiska Budziszewice przecina duża strefa uskokowa w rejonie otworu Buków 1. Z tego względu warunki geologiczne istniejące w skrzydle zrzuconym są odmienne od tych, które występują w obszarze Budziszewice-Zaosie. Uskok kontynuuje się do górnego triasu, ale (wg sejsmiki) nie przecina jury. Nadkład dolnego aalenu nad skrzydłem zrzuconym uskoku, do głębokości 300 m p.p.t., stanowią w 81% utwory piaszczyste, o zawartości frakcji ilastej i pylastej do 40%. Według dotychczasowego rozpoznania, nadkład nie wykazuje w tej partii dostatecznych własności izolacyjnych. Z tego powodu zachodnia granica składowiska Budziszewice powinna się kończyć przed strefą uskokową Buków (z odpowiednim marginesem bezpieczeństwa).

[4] Sformułowania zasadniczo dotyczy utworów triasu górnego, zalegających bezpośrednio pod dolną jurą, utwory triasu dolnego (pstrego piaskowca mają na ogół słabe własności zbiornikowe, w pewnych przedziałach zbliżające się do wartości minimalnych wymaganych przez kryteria CO2STORE (Chadwick et al., 2006); np. w otworze Buków-1 porowatości efektywne pstregu piaskowca wg interpretacji karotażu (J. Szewczyk, 2009) miejscami przekraczają 10%.

Podsumowanie

Możliwość zatłaczania CO_2 jest zależna od:

- izolacji w nadkładzie,

- parametrów kolektorów i przewarstwień,

- przebiegu stref uskokowych.

Stwierdzono, że w rejonie wstępnie wskazanego składowiska Budziszewice-Zaosie, nadkład utworów dolnego aalenu nie tworzy zbyt dobrej izolacji. Poniżej głębokości 300 m p.p.t. tworzą go w przeważającej ilości ilaste utwory (mułowce/iłowce) zapiaszczone, osiągające sumaryczną miąższość 157-176 m. Znaczna jest również zawartość piaskowców. Szczególnie słaba izolacja w rejonie otworu Buków 1, zlokalizowanego w skrzydle zrzuconym dużej strefy uskokowej, gdzie 81% odcinka poniżej 300 m p.p.t. stanowią osady piaskowcowe.

W utworach dolnej/środkowej jury analizowano 4 kompleksy nadające się potencjalnie do składowania CO_2 (Tabela **1.1.15_5**). Są to utwory:

1. środkowej/dolnej jury, to jest dolnego aalenu - górnego toarku (formacja borucicka), JA1-JTO3;
2. górnego pliensbachu (formacja drzewicka), JPL3;
3. synemuru (formacja ostrowiecka), JS;
4. hettangu (formacja skłobska), JH.

Formacje te przedzielają pakiety utworów izolacyjnych formacji: ciechocińskiej (JTO1), gielniowskiej (JPL1), zagajskiej (JH) i in.

Stwierdzono, że utwory JA1+JTO3 (Fm. borucicka) wykazują najlepsze parametry do zatłaczania CO_2. Zalegają jednak na zbyt małej głębokości. Strop formacji zalega na głębokości zaledwie 518-650 m p.p.t. Spodziewane ciśnienie złożowe wynosi około 4,06-5,58 MPa, a przewidywana temperatura na stropie serii, wyznaczona na podstawie danych z otworu Jeżów IG-1, 22,7°C. Jest to zbyt mało do osiągnięcia stanu nadkrytycznego CO_2.

Utwory formacji drzewickiej, ostrowieckiej i stropu skłobskiej wykazują raczej przeciętne wartości parametrów hydrogeologicznych. Ich porowatość jest średnia i lokalnie duża, a przepuszczalność dobra albo dostateczna (przynajmniej według interpretacji krzywych geofizyki wiertniczej). Z poziomów tych uzyskano niezbyt duże dopływy, 2,05-7,3 m^3/h. Ponadto analiza wyników pomiarów temperatury górotworu wykazała, że w utworach stropowej partii formacji drzewickiej, w rejonie otworu Zaosie 2, temperatura i ciśnienie złożowe mogą być zbyt niskie do zatłaczana CO_2 w fazie nadkrytycznej.

Utwory triasu nie wykazują parametrów korzystnych do składowania CO_2. Wody dolnej jury w rejonie Budziszewice wykazują mineralizację od 2,66 g/dm3 do 7,39 g/dm3. Typ wód, Na-Cl, oraz wskaźniki hydrochemiczne wskazują, że są to wody typu paleoinfiltracyjnego. Jednocześnie gradienty ciśnień wskazują, że w rejon zbiornika Budziszewice, z kierunków E i W, napływają wody silniej zmineralizowane,

kontaktujące się być może ze złożami soli. Z kolei udział jonu HCO_3 wskazuje na możliwą infiltrację z wyżej zalegających poziomów wód słabo zmineralizowanych.

Zbiornik dolnojurajski jest zasilany z kierunku południowego, od strony monokliny śląsko-krakowskiej i masywu świętokrzyskiego.

Oznaczenia składu mineralnego próbek skał (PIG-PIB)

(Marta Kuberska, Aleksandra Kozłowska)

W oparciu o otrzymane wyniki z pierwszego etapu badań petrograficznych i petrofizycznych dla rejonu Bełchatowa, obejmujących szczegółowe analizy planimetryczne 466 szlifów, badanie gęstości, badanie porozymetryczne, badania współczynnika przepuszczalności, wskazano 20 prób skał do szczegółowych badań petrograficzno-mineralogicznych. Wytypowane skały pochodzą z trzech otworów wiertniczych (Jeżów IG 1, Buków 2, Zaosie 2) zarówno z warstw kolektorskich jak i warstw izolujących (**Tab.1.1.15_7**). Celem prac było scharakteryzowanie własności skał potencjalnego kompleksu składowania, w szczególności pod kątem reaktywności tych skał z CO_2 (patrz też **1.1.14**: **Oddziaływania CO_2-skała-płyny złożowe**).

Tab.1.1.15_7 Zestawienie badanych prób skał i zastosowanych metod badawczych.

Otwór	Głębokość (m)	Litologia	Szczegółowe badania mineralogiczno-petrograficzne			
			Mikroskop optyczny	CL	WDS/ EDX	XRD
Jeżów IG 1	1006,8	Arenit kwarcowy	X	X	X	
	1007,4	Arenit kwarcowy	X	X	X	
	1060,2	Arenit subarkozowy	X		X	
	1062,2	Arenit kwarcowy	X		X	
	1127,9	Mułowiec	X			X
	1175,4	Waka kwarcowa	X			X
	1177,1	Mułowiec	X			X
	1240,8	Mułowiec piaszczysty	X			X
	1242,1	Mułowiec piaszczysty	X			X
	1292,5	Arenit kwarcowy	X		X	
	1400,8	Arenit kwarcowy	X	X	X	
	1704,7	Arenit kwarcowy	X	X	X	
	1772,9	Arenit kwarcowy	X	X	X	
Buków-2	1435,6	Arenit kwarcowy	X	X	X	

Zaosie-2	**836,5**	**Arenit kwarcowy**	**X**		**X**	
	838,1	**Arenit kwarcowy**	**X**		**X**	
	840,9	**Arenit kwarcowy**	**X**		**X**	
	912,4	**Iłowiec/mułowiec**	**X**			**X**
	914,6	**Iłowiec/mułowiec**	**X**			**X**
	1005,2	**Arenit kwarcowy**	**X**	**X**	**X**	
	1006,1	**Arenit kwarcowy**	**X**	**X**	**X**	

Szczegółowe badania mineralogiczno-petrograficzne dla skał pochodzących z warstw izolujących takich jak mułowce (Jeżów IG 1: 1127,9; 1177,1), mułowce piaszczyste (Jeżów IG 1: 1240,8; 1242,1), waki kwarcowe (Jeżów IG 1: 1175,4) i iłowce (Zaosie 2: 912,4; 914,6), obejmowały szczegółową analizę mikroskopową w świetle przechodzącym i badania składu fazowego ogólnego i składu frakcji ilastej metodą dyfrakcji rentgenowskiej (XRD, **Tab.1.1.15_8**). Skład frakcji ilastej (wyseparowanej metodą sedymentacyjną) określono na podstawie dyfraktogramów preparatów orientowanych powietrzno-suchych (na fig. zaznaczonych na czarno), glikolowanych (na figurach – kolor zielony) i prażonych w temperaturze 550°C (kolor czerwony). Badania zostały wykonane na dyfraktometrze rentgenowskim X'Pert PW 3020 firmy Philips.

Tab.1.1.15_8 Wyniki badań metodą dyfrakcji rentgenowskiej (XRD).

Otwór	Głębokość (m)	Litologia	Parageneza mineralna
Jeżów IG 1	1127,9	Mułowiec	Kwarc + skaleń + kaolinit + illit + chloryt
	1175,4	Waka kwarcowa	Kwarc + skaleń + kaolinit + illit + chloryt
	1177,1	Mułowiec	Kwarc + skaleń + kaolinit + illit + chloryt
	1240,8	Mułowiec piaszczysty	Kwarc + skaleń + kaolinit + illit + chloryt
	1242,1	Mułowiec piaszczysty	Kwarc + skaleń + kaolinit + illit + chloryt
Zaosie 2	912,4	Iłowiec/mułowiec	Kwarc + skaleń + kaolinit + illit + chloryt
	914,6	Iłowiec/mułowiec	Kwarc + skaleń + kaolinit + illit + chloryt

Tabela 1.1.15_9. Wybrane analizy chemiczne skaleni alkalicznych.

otwór	Zaosie 2	Zaosie 2	Zaosie 2	Zaosie 2	Zaosie 2	Zaosie 2	Jeżów IG 1	Jeżów IG 1	Jeżów IG 1	Jeżów IG 1	Jeżów IG 1	Jeżów IG 1	Jeżów IG1	Jeżów IG1
głębokość	836,5 m	836,5 m	840,9 m	840,9 m	838,1 m	838,1 m	1060,2 m	1060,2 m	1062,2 m	1062,2 m	1292,5 m	1292,5 m	1435,6	1435,6
analiza	p.1		p.1	p.2	p.1	p.2	p.1	p.2	p.1	p.2	p.1	p.2	p.4	p.5
oxide	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %
SiO2	66,21	65,16	65,86	64,97	64,78	66,13	65,71	65,26	66,05	65,95	65,18	65,31	66,27	66,54
TiO2	0,13	0,25	0,32	0,07	0,14	0,25	0,22	0,07	0,06	0,13	0,25	0	0	0
Al2O3	21,51	21,16	20,32	20,71	20,7	20,65	21,1	21,31	20,82	20,88	21,96	21,21	20,25	21,1
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0	0,02	0	0,11	0	0,02	0	0	0,29	0,25	0,07	0	0,19	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,07
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0,6	0,48	0,33	0,35	0,36	0,01	0,52	0,42	0,61	0	0,98	1,55	0,58
K2O	13,04	12,06	12,46	12,22	12,54	12,52	12,97	12,22	12,37	12,53	12,81	12,01	10,78	12,56
total	100,89	99,25	99,44	98,41	98,51	99,93	100,01	99,38	100,01	100,35	100,27	99,51	99,14	100,85
kationy														
Si	3,06	3,05	3,08	3,07	3,06	3,08	3,06	3,05	3,07	3,05	3,03	3,04	3,09	3,06
Ti	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0
Al	1,17	1,17	1,12	1,15	1,15	1,13	1,16	1,17	1,14	1,14	1,2	1,16	1,11	1,14

Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0	0,05	0,04	0,05	0	0,09	0,14	0,05
K	0,77	0,72	0,74	0,74	0,75	0,74	0,77	0,73	0,73	0,74	0,76	0,71	0,64	0,74
tot. cat.	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
tot. oxy.	8,26	8,25	8,26	8,27	8,24	8,27	8,26	8,25	8,26	8,23	8,26	8,22	8,26	8,24
An	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,64	0,44
Ab	0	7,03	5,53	3,94	4,07	4,19	0,12	6,07	4,91	6,89	0	11,03	17,82	6,53
Or	100	92,97	94,47	96,06	95,93	95,81	99,88	93,93	95,09	93,11	100	88,97	81,55	93,04

Tabela 1.1.15_10. Wybrane analizy chemiczne węglanów

Otwór	Zaosie 2	Zaosie 2	Zaosie 2	Zaosie 2	Zaosie 2	Zaosie 2	Zaosie 2	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1
głębokość	1006,1	1006,1	1006,1	1006,1	1006,1	1005,2	1005,2	1006,8	1006,8	1007,4	1007,4	1704,7
analiza	p.5	p. 1	p.2	p.3	p.4	p. 1	p.2	p. 1	p.2	p. 1	p.2	p. 1
	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %
CO2	40,15	39,87	40,99	38,38	40,58	39,68	41,15	38,24	41,2	40,78	37,74	42,28
MgO	4,27	6,18	10,48	2,37	7,68	4,73	10,89	0	11,23	9,52	0	14,54
CaO	0,28	0	0,25	0	0,16	0,05	1,16	0,58	1,54	0,85	0,68	0,31
MnO	2,06	1,51	1,14	1,47	0,98	1,24	1,63	1,2	1,21	1,53	2,11	1,16
Fe O	54,31	53,18	45,85	58,46	50,04	53,24	44,42	59,59	45	46,21	58,76	41,73
Suma	101,07	100,74	98,71	100,68	99,44	98,94	99,26	99,61	100,18	98,89	99,3	100,01
C	2,01	1,99	2,01	1,98	2,01	2,02	2	2,01	1,99	2,01	2	2
Mg	0,23	0,34	0,56	0,13	0,42	0,26	0,58	0	0,59	0,51	0	0,75
Ca	0,01	0	0,01	0	0,01	0	0,04	0,02	0,06	0,03	0,03	0,01
Mn	0,06	0,05	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07	0,03
Fe	1,67	1,63	1,38	1,85	1,52	1,66	1,32	1,92	1,33	1,39	1,91	1,21
suma	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
suma kationów	3,99	4,01	3,99	4,02	3,99	3,98	4	3,99	4,01	3,99	4	4
Otwór	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	Jeżów IG1	
głębokość	1704,7	1704,7	1400,8	1400,8	1400,8	1772,9	1772,9	1772,9	1435,6	1435,6	1435,6	
analiza	p.2	p.3	p. 1	p.2	p.3	p. 1	p.2	p.3	p. 1	p.2	p.3	
	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	
CO2	40,24	41,41	42,03	40,33	40,97	40,41	37,82	38,59	39	39,94	39,83	
MgO	7,71	8,75	13,58	7,25	8,32	7,92	0,24	0,26	2,09	6,02	5,18	

CaO	0,07	0,26	0,45	0,1	0,41	0,77	2,79	2,83	0,83	0,57	0,47	
MnO	1,1	1,16	0,7	0,75	1,3	1,27	0,76	0,05	1,56	1,41	1,48	
FeO	50,24	48,35	42,29	52,29	50,23	49,16	57,71	57,94	57,42	52,52	53,64	
Suma	99,35	99,93	99,05	100,71	101,23	99,53	99,32	99,67	100,89	100,46	100,6	
C	2,01	2,02	2,01	2	2	2	1,99	2,01	2	2	2	
Mg	0,42	0,47	0,71	0,39	0,44	0,43	0,01	0,01	0,12	0,33	0,28	
Ca	0	0,01	0,02	0	0,02	0,03	0,12	0,12	0,03	0,02	0,02	
Mn	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0	0,05	0,04	0,05	
Fe	1,53	1,45	1,24	1,59	1,5	1,49	1,86	1,85	1,8	1,61	1,65	
suma	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	

Szczegółowe badania mineralogiczno-petrograficzne (patrz Fig. **1.1.15_26**) dla skał z potencjalnej serii zbiornikowej, takich jak arenity kwarcowe (Jeżów IG 1: gł. 1006,8; 1007,4; 1062,2; 1292,5; 1400,8; 1704,7; 1772,9; Buków-2: 1435,6; Zaosie 2: 836,5; 838,1; 840,9, 1005,2; 1006,1) i arenity subarkozowe (Jeżów IG 1: 1060,2) obejmowały:

- obserwacje mikroskopowe w świetle przechodzącym z wykorzystaniem mikroskopu polaryzacyjnego Nikon ECLIPSE LV100POL i programu komputerowego NIS-Elements.

- analizę obrazów katodoluminescencyjnych wykonanych z użyciem aparatury CITL MK5 wyposażonych w pompę próżniową i EDX

- analizę chemiczną w mikroobszarze wraz z dokumentacją graficzną (obrazy BSE) wykonaną z użyciem mikroskopu elektronowego JSM-35 firmy JEOL wyposażonego w dwa spektrometry WDS i spektrometr EDS (analizy składu chemicznego węglanów i skaleni) i mikroskopu elektronowego LEO 1430 firmy ZEISS wyposażonego w spektrometr EDS. Wyniki analiz chemicznych minerałów w mikroobszarze zostały zestawione w tabeli 3 (skalenie alkaliczne) i tabeli 4 (węglany).

Opisy mineralogiczno-petrograficzne badanych skał wraz z ich dokumentacją graficzną zostały zestawione na planszach. Zastosowano międzynarodowe symbole minerałów: Chl- chloryt, Kfd- skaleń alkaliczny, Kln- kaolinit, Sd – syderyt, Qtz- kwarc (Kretz 1983).

Badania petrograficzne zostały przeprowadzone w Pracowni Petrologii i Geochemii Zakładu Kartografii Geologicznej Struktur Wgłębnych, zaś metodą dyfrakcji rentgenowskiej w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB. W oparciu o wcześniej wykonane analizy planimetryczne wytypowano skały do szczegółowych badań petrograficznych, przeprowadzono analizę katodoluminescencji, analizy chemiczne w mikroobszarze i dokumentację fotograficzną, a następnie zestawiono i opracowano wyniki, w tym plansze dokumentacyjne.

Zaosie 2 głębokość 914,6 m

Próba reprezentuje mułowce, słabo wysortowane, charakteryzujące się warstwowaną (laminowaną) teksturą i pelitowo-aleurytową strukturą (fig. A). Skała zawiera słabo-obtoczone okruchy kwarcu i łyszczyki podkreślające wraz z minerałami ilastymi laminacje. Badania metodą dyfrakcji rentgenowskiej wykazały obecność kwarcu, skaleni alkalicznych, a szczegółowe badania dyfrakcyjne frakcji ilastej występowanie kaolinitu, illitu i chlorytów (klinochloru, fig. B i C).

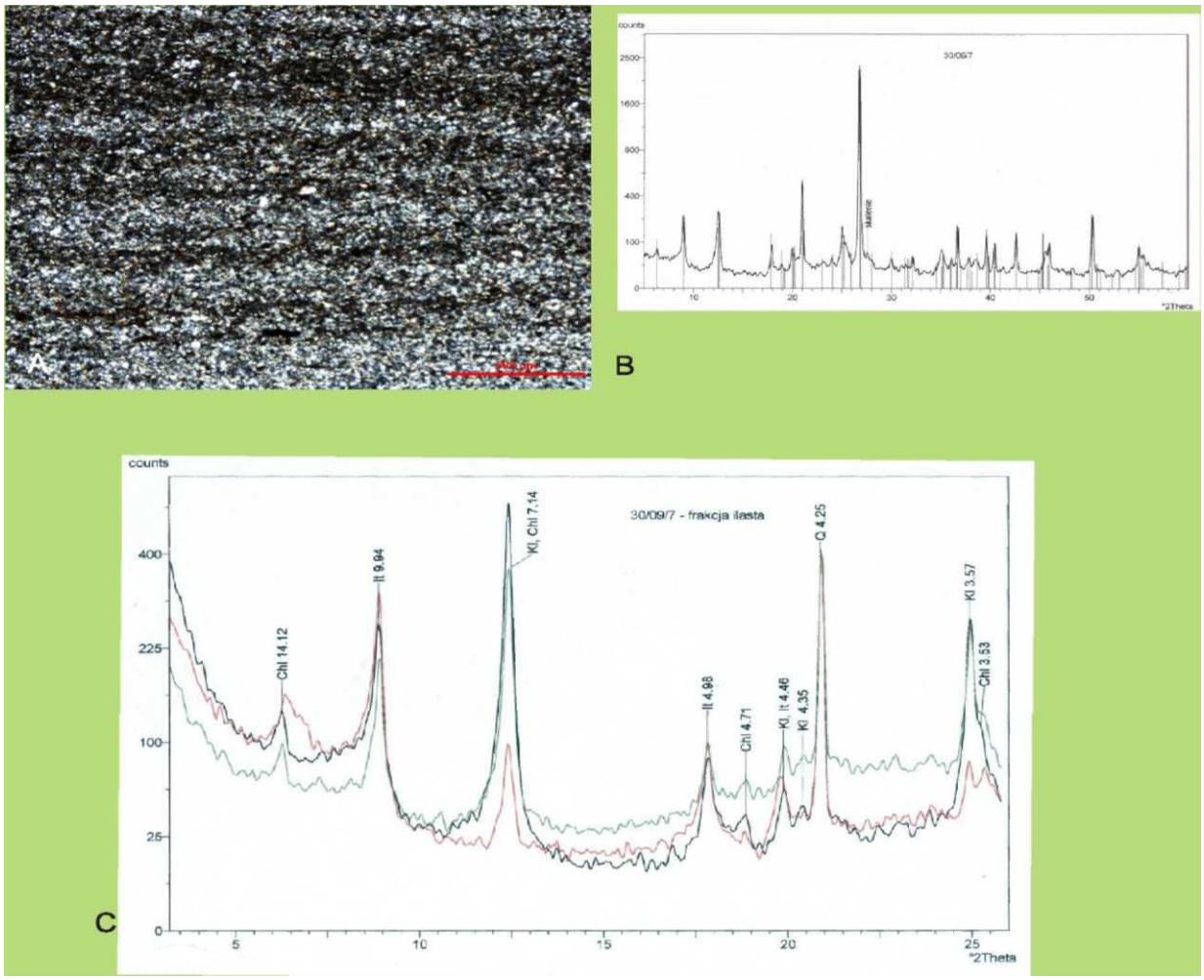


Fig. A. Obraz mikroskopowy warstwowanego mułowca nikole skrzyżowane (XP). B. Dyfraktogram rentgenowski (skład fazowy całej próbki) C. Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych powietrzno-suchych (kolor czarny), glikolowanych (kolor zielony) i prażonych w temp. 550° C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

Zaosie 2 głębokość 1005,2 m

Próba reprezentuje piaskowce bardzo drobnoziarniste, słabo wysortowane, charakteryzujące się bardzo porowatą teksturą (pory stanowią 17,4 % objętości skały) i psamitową strukturą (fig. A). Skała zawiera słabo obtoczone okruchy kwarcu (76,6 %), podrzędnie skalenie alkaliczne (1,1 %), okruchy skał (0,5 %) i minerały akcesoryczne (0,8 %). Głównym składnikiem spoiwa jest cement: kwarcowy (3 %) i węglanowy (0,5 %). Analiza planimetryczna wykazała, iż są to arenity kwarcowe. Badania obrazów katodoluminescencyjnych pozwoliły stwierdzić obecność regeneracyjnych cementów kwarcowych (fig. B) Analizy chemiczne w mikroobszarze cementów węglanowych wskazują na obecność mieszaniny syderytu i syderoplezytu (fig. D - pkt 1 i 2; tab. 4).

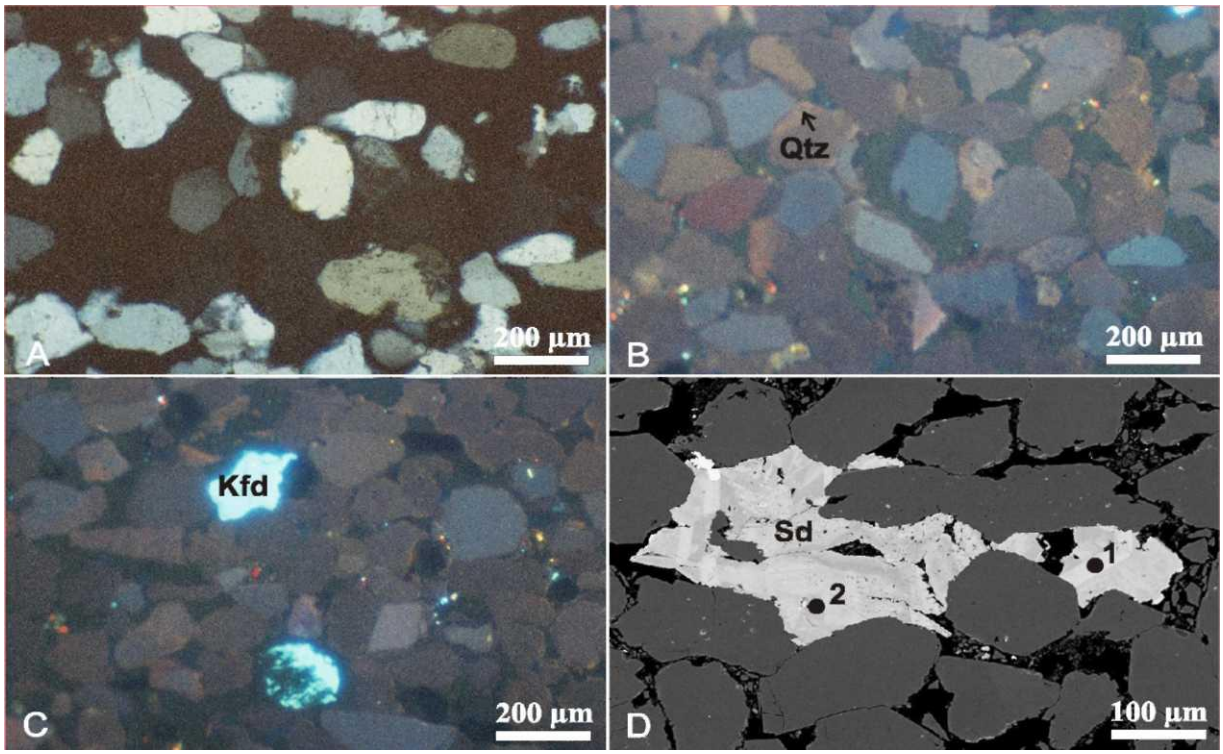


Fig. A. Obraz mikroskopowy piaskowca bardzo drobnoziarnistego (arenit subarkozowy), nikole skrzyżowane (XP). B. Obraz katodoluminescencyjny arenitu subarkozowego z regeneracyjnym cementem kwarcowym (strzałki). C. Obraz katodoluminescencyjny arenitu subarkozowego z licznymi skaleniami alkalicznymi. D. Obraz BSE okruchów kwarcu i cementu syderytowego z zaznaczonymi punktami analiz chemicznych w mikroobszarze.

Fig.1.1.15_28 Przykładowa charakterystyka analiz petrograficznych wykonanych dla próbki skał uszczelniających (dolny pliensbach) i zbiornikowych (synemur) ze struktury Budziszewice-Zaosie.

Obiekt solankowy w rejonie GZW

Na potrzeby konstrukcji modelu modelu strukturalno-parametrycznego dla kompleksu składowania obiektu (potencjalnego składowiska) w poziomach solankowych w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice wykorzystano mapy strukturalne omawiane w rozdziale **1.1.14**.

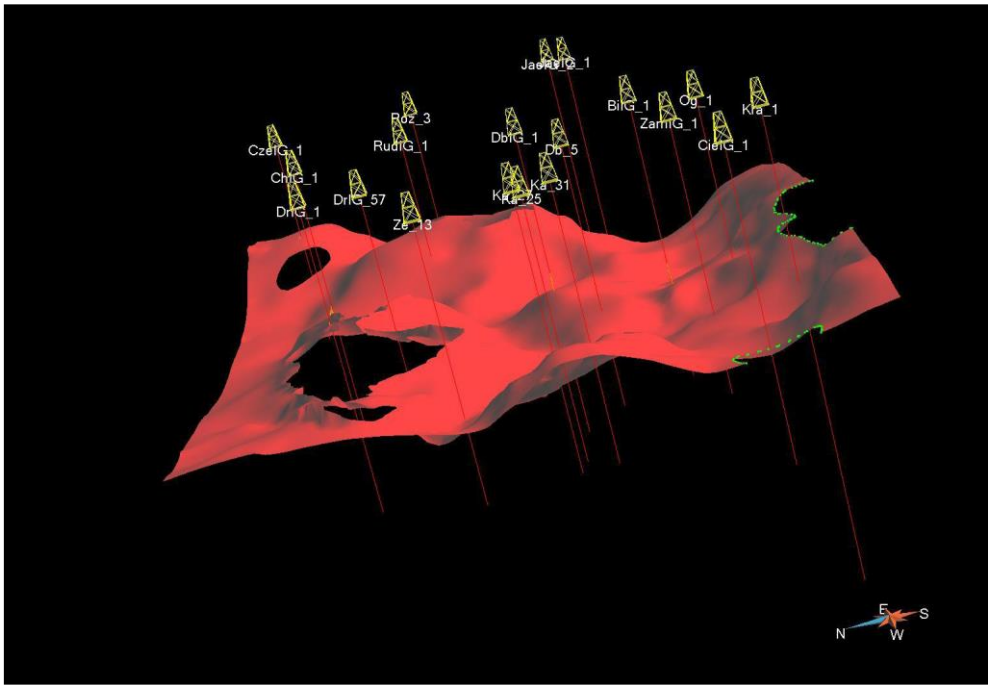


Fig.1.1.15_29 Mapa stropu warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice

Fig.1.1.15_30 Mapa spągu warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice

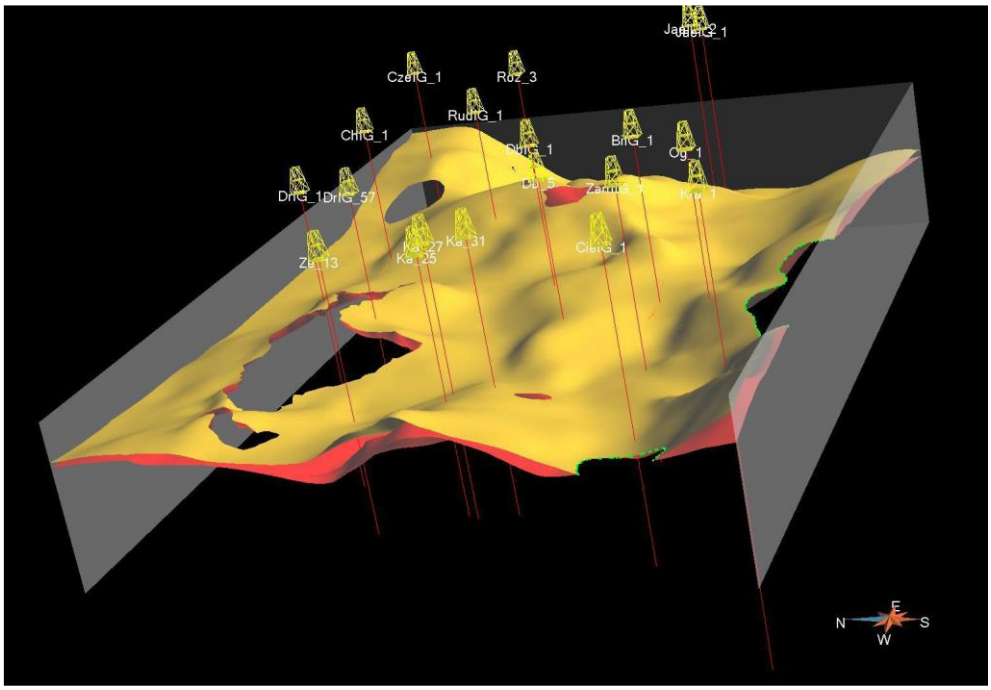


Fig.1.1.15_31 Mapa układu sekwestracyjnego warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice

Mapy te, obejmujące strop i spąg warstw dębowieckich (**Fig.1.1.15_29-31**), ich nadkład oraz podłoże (**Fig.1.1.15_31**) były podstawą do sporządzenia wstępnego modelu kompleksu składowania, zestawionego

w programie GOCAD (**Maciej Tomaszczyk** – **PIG-PIB** W-wa oraz zespół **OG PIG-PIB**). Model ten objął też dostępne informacje z otworów (patrz **Tab.1.1.14_11**), w tym własności geochemiczne solanek, petrofizyczne skał i inne dane geologiczno-geofizyczne charakteryzujące rozkład parametrów zbiornikowych. W obrębie warstw dębowieckich (**Fig.1.1.15_29-31**) nie uwzględniono uskoków, gdyż nie stwierdzono dla nich walnych stref uskokowych. Strefy takie natomiast występują w obrębie podłoża Z uwagi na dostępność „gotowych" map strukturalnych nie przeprowadzono na tym etapie reinterpretacji sejsmiki.

Wspomniany model posłużył m.in. do konstrukcji modeli statycznych opracowywanych przez **GIG** i **AGH** przy pomocy oprogramowania *Petrel* firmy *Schlumberger*. Prace GIG objęły „ścisły" obszar Cieszyn-Skoczów-Czechowice, zarówno dla warstw dębowieckich jak i podłoża, głównie w oparciu o informacje z analiz na próbkach rdzeni. Natomiast prace AGH dotyczyły większego obszaru, sięgającego w kierunku wschodnim Bielska i Andrychowa, również zarówno warstw dębowieckich jak i formacji ich podłoża (najniższy miocen, formacje piaskowcowe i węglanowe górnego paleozoiku). Modele statyczne są wykorzystywane jako podstawa do konstrukcji modeli (dynamicznych) procesów zatłaczania dwutlenku węgla do potencjalnego składowiska.

Jednakże szacowana pojemność składowania dwutlenku węgla dla rozpatrywanych składowisk jest ciągle niewystarczająca, jeśli weźmiemy maksymalny wariant instalacji PKE&ZAK Kędzierzyn (w sumie **73 mln ton** przez przewidywany okres funkcjonowania instalacji), gdyż pojemność ta może sięgać maksymalnie **60 mln ton**[5].

[5] Chodzi o całość (perspektywicznych) warstw dębowieckich - rejon Skoczów-Czechowice ma pojemność wolumetryczną około 44 mln ton, zaś jak dołączymy rejon Bielska to osiągamy 60 mln ton

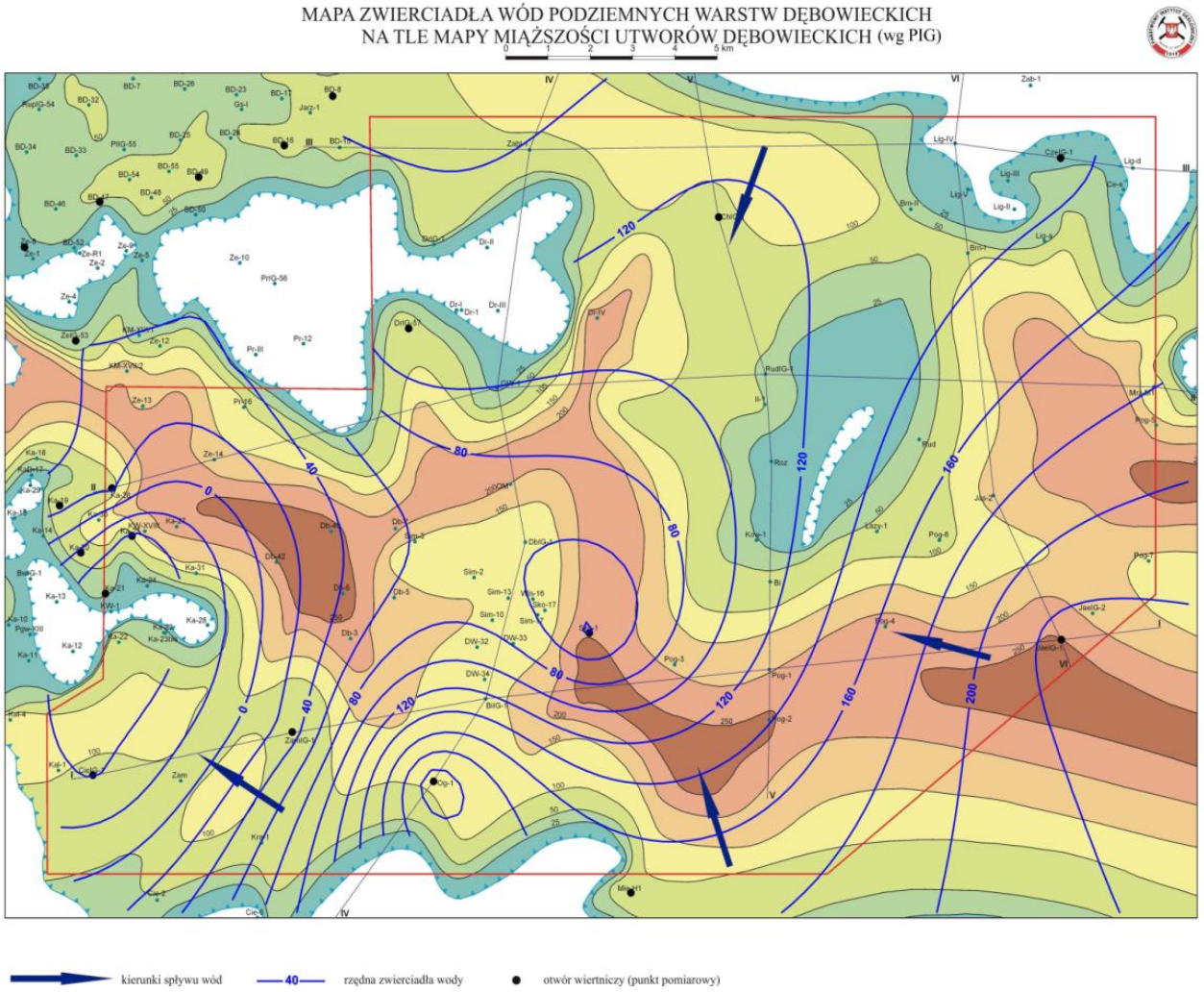


Fig.1.1.15_32 Mapa podłoża warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Czechowice-Skoczów

Model statyczny dla warstw wodonośnych utworów dębowieckich i ich podłoża (GIG)

Jarosław Chećko, Eleonora Solik-Heliasz, Magdalena Głogowska, Tomasz Ulrych, Robert Warzecha, Michał Gut

Model statyczny warstw dębowieckich

Przedmiotem prac było opracowanie modelu strukturalno-parametrycznego dla poziomów solankowych kompleksu warstw dębowieckich w rejonie „Cieszyn-Skoczów-Czechowice". Obszar ten został wybrany jako potencjalny rejon perspektywiczny do składowania CO_2. Prezentowany model wykonano w Głównym Instytucie Górnictwa przy wykorzystaniu oprogramowania *Petrel* firmy *Schlumberger*.

W opracowanym modelu uwzględniono budowę strukturalną potencjalnych kolektorów, nadkładu oraz warstw podścielających, a także tektonikę i rozkład parametrów zbiornikowych. Model ten stanowi podstawę do konstrukcji szczegółowego dynamicznego modelu kolektorów i uszczelnień obejmującego proces zatłaczania dwutlenku węgla do potencjalnego składowiska.

Modelowanie strukturalne

Dane wejściowe do wykonania modelu strukturalnego warstw dębowieckich oraz utworów starszych stanowiły siatki interpolacyjne spągu i stropu warstw dębowieckich wykonane w ramach realizacji I Segmentu dla rejonu GZW oraz powierzchnie strukturalne opracowane w oparciu o mapy stropów i spągów podstawowych jednostek litostratygraficznych karbonu produktywnego z Atlasu geologiczno-złożowego GZW w skali 1 : 200 000 (Jureczka et al., 2005). Ponadto konieczne było opracowanie szczegółowej mapy geologicznej kontaktu utworów warstw dębowieckich z utworami starszymi (**Fig 1.1.15_32**). Mapa ta została wykonana przez PIG-PIB OG i wykorzystana podczas modelowania podłoża warstw dębowieckich (**Fig.1.1.15_33**).

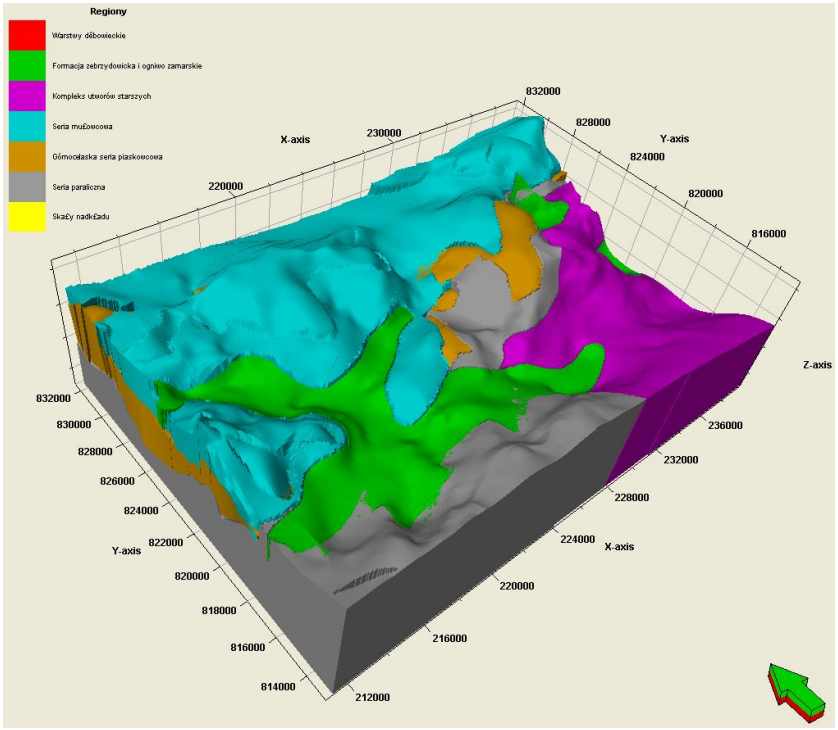


Fig.1.1.15_33 Model podłoża warstw dębowieckich

Ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną modelowanego obszaru (m.in. zaleganie i zasięg występowania poszczególnych utworów) dla każdej jednostki litostratygraficznej sporządzono osobny grid 3D. Opracowany w ten sposób model statyczny składa się z następujących gridów (**Fig.1.1.15_34-35**):

– nadkład (nieprzepuszczalne osady ilaste miocenu formacji skawińskiej oraz osady czwartorzędu),

– warstwy dębowieckie,

– formacja zebrzydowicka i ogniwo zamarskie,

– karbon produktywny (seria mułowcowa, górnośląska seria piaskowcowa, seria paraliczna),

– kompleks utworów starszych (kulm, karbon węglanowy, dewon środkowy i górny, podłoże krystaliczne).

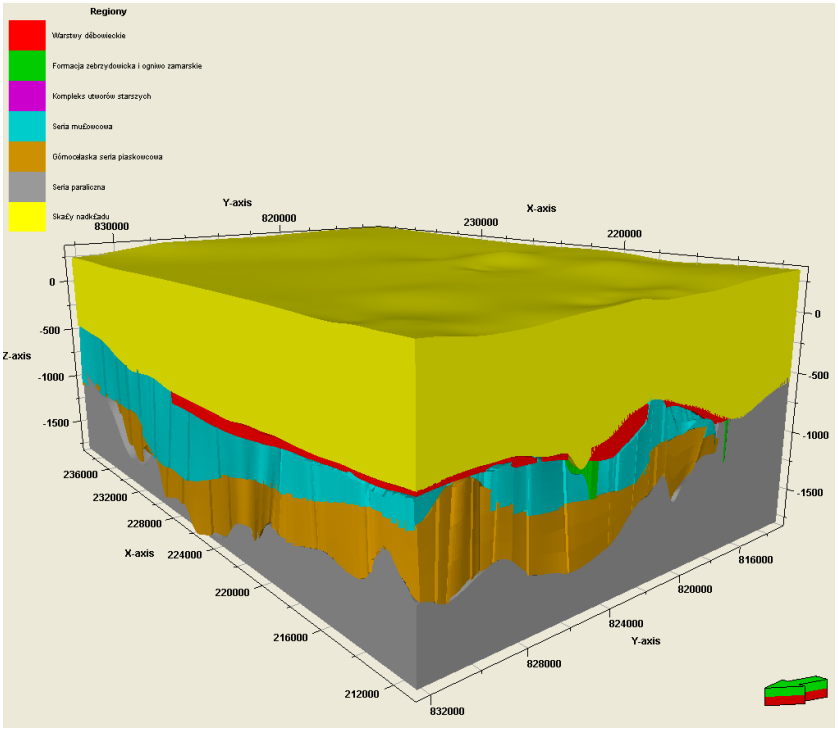


Fig.1.1.15_34 Model kompleksu warstw dębowieckich wraz ze skałami podścielającymi oraz skałami nadkładu

Powierzchnia modelowanego obszaru wynosi 555,75 km^2. Jest to prostokątny obszar o wymiarach 28,5 x 19,5 km i obejmuje swym zasięgiem zbiornik wraz z pewnym marginesem wytypowany we wcześniejszym etapie prac. Ze względu na stosunkowo niewielką powierzchnię modelowanego obszaru zastosowano horyzontalną rozdzielczość budowanych gridów o wartościach 50 x 50 m lub też 100 x 100 m. Ze względu na brak jak do tej pory precyzyjnego określenia zasięgu głębokościowego zbiornika, jak również dokładnego wyznaczenia jednostek strukturalnych biorących udział w powiększeniu zbiornika warstw dębowieckich, zdecydowano się na omawiany powyżej sposób budowy modelu. Po wyjaśnieniu tych kwestii należy wyodrębnić z modelu interesujące strefy i zmodyfikować model w celu dostosowania go do potrzeb późniejszych symulacji dynamicznych.

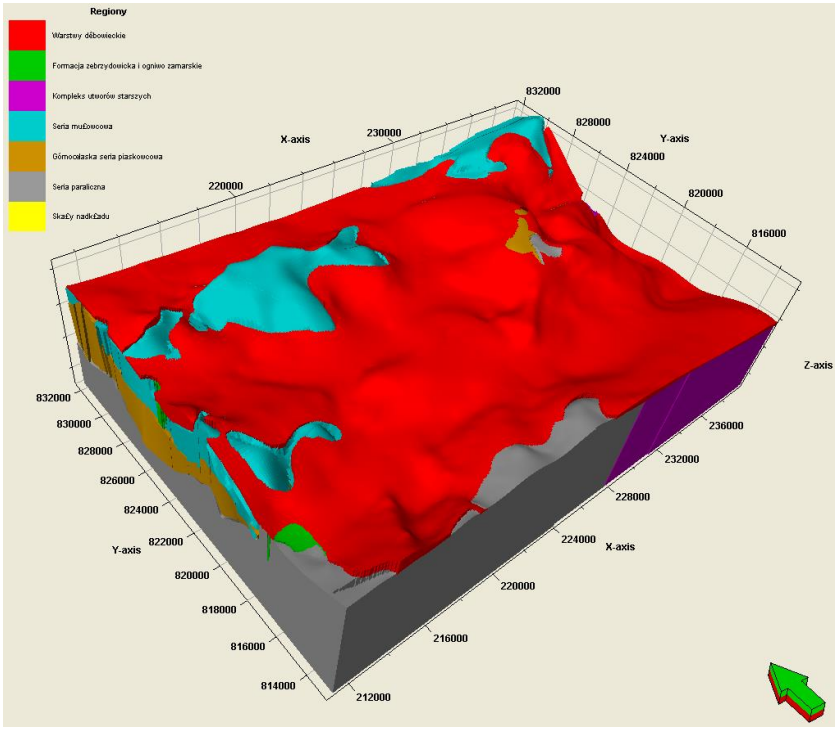


Fig.1.1.15_35 Model warstw dębowieckich bez skał nadkładu

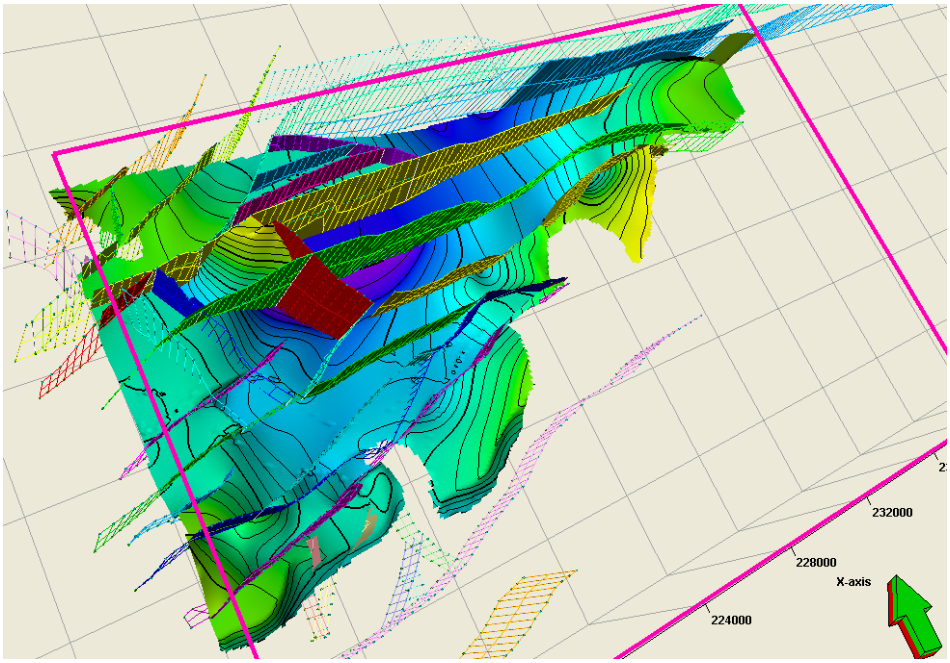


Fig.1.1.15_36 Model uskokowy utworów karbonu produktywnego w podłożu warstw dębowieckich na tle mapy strukturalnej spągu serii mułowcowej

Modelowanie uskokowe

W obrębie zbiornika warstw dębowieckich oraz zalegających w ich podłożu utworów formacji zebrzydowickiej oraz ogniwa zamarskiego nie występują żadne uskoki. W opracowanym modelu 3D jedynie utwory karbonu produktywnego wykazują zaangażowanie tektoniczne. Aby to uwzględnić w opracowywanym modelu wykorzystano fragment modelu uskokowego wykonanego w ramach realizacji punktu 1.1.29 w I Segmencie dla rejonu GZW (Raport: Wójcicki & Jureczka (red.), 2009). W efekcie uzyskano model uskokowy zbudowany z 30-stu uskoków, z czego 52% stanowią uskoki liniowe, 35 % - uskoki listryczne, a 13 % to uskoki pionowe (**Fig.1.1.15_36**).

Modelowanie litologiczne

Dane dotyczące utworów budujących warstwy dębowieckie, pochodzące z otworów wiertniczych, w zdecydowanej większości są bardzo ubogie i ograniczają się tylko do podania podstawowego typu litologicznego przewierconych skał. Poza tym część otworów wiercona była bezrdzeniowo. Poszerzony zakres informacji pochodzi głównie z otworów parametrycznych odwierconych w omawianym regionie przez PIG. Do tej grupy otworów w wyznaczonym rejonie badawczym zaliczyć można następujące otwory: Bielowicko IG-1, Chybie IG-1, Cieszyn IG-1, Czechowice IG-1, Dębowiec IG-1, Drogomyśl IG-1, Rudzica IG-1, Zamarski IG-1. Profil warstw dębowieckich w powyższych otworach był rdzeniowany, a uzyskane rdzenie były poddane szczegółowym makroskopowym badaniom litologiczno-facjalnym wraz z określeniem podstawowego składu petrograficznego.

Podstawowy materiał wejściowy wykorzystany do budowy modelu litologicznego warstw dębowieckich obejmował w sumie dane litologiczne z 18 otworów wiertniczych oraz 8 punktowych oznaczeń litologii w innych otworach. Poszczególnym typom litologii, przed wprowadzeniem do modelu, zostały przyporządkowane odpowiednie kody liczbowe (**Tab.1.1.15_11**).

Tab.1.1.15_11 Zestawienie wydzieleń litologicznych kodowanych do postaci liczbowej

Code	Name	Color	Pattern
0	Piaskowce		
1	Zlepieńce		
2	IŁowce		
3	MuŁowce		
4	Zlepieńce gruboziarniste, gŁazowiska		
5	Brekcje		

Otrzymane w ten sposób wyniki interpretacji otworowych w postaci dyskretnej poddano procesowi uśredniania (*Scale up well logs*). Dla danych litologicznych zastosowano statystyczny algorytm *Most of*, który przypisuje danemu interwałowi najliczniej reprezentowany typ litologiczny w tym interwale uśredniania. W przypadku *upscalingu* porowatości efektywnej stosowano uśrednianie arytmetyczne, a przepuszczalności – średnią geometryczną. O dokładności dopasowania uśrednionych danych w modelu

decyduje głównie pionowa rozdzielczość modelu, a więc podział na warstwy litostratygraficzne. W zbiorniku warstw dębowieckich także określono podział na sekwencje (*Zones*).

Gruboklastystyczne osady warstw dębowieckich charakteryzują się wyraźną gradacją uziarnienia w profilu pionowym. W profilach otworów występuje stopniowa zmiana wielkości ziaren od najgrubszych w spągu warstw (głazowiska, zlepieńce gruboziarniste z blokami skał o wielkości do 30 - 40 cm) do drobnych w stropie (piaskowce drobno- i średnioziarniste). W związku z tym w profilu osadów warstw dębowieckich można wyróżnić dwie warstwy:

- wyższa – piaszczysta z przewagą piaskowców średnio- i gruboziarnistych,
- niższa – zlepieńcowa z przewagą zlepieńców drobno- i średnioziarnistych.

Podczas konstrukcji modelu litologicznego warstw dębowieckich zastosowano sekwencyjny algorytm wskaźnikowy o nazwie *Sequential Indicator Simulation* należący do grupy algorytmów stochastycznych. Zastosowanie tej metodyki wynikało głównie z ograniczonej ilości dostępnych danych. W efekcie powstał model litologiczny, w którym warstwa wyższa składa się z piaskowców i zlepieńców ze znaczną przewagą piaskowców (ok. 66%). Warstwa niższa składa się ze zlepieńców, piaskowców, zlepieńców gruboziarnistych, głazowisk i brekcji, z których największy udział mają zlepieńce – ok. 60 %. Podsumowanie wyników modelowania litologii przedstawiono w **Tab.1.1.15_12**. Wyniki modelowania litologicznego w poszczególnych strefach warstw dębowieckich przedstawiono na **Fig.1.1.15_37** i **38**.

Tab.1.1.15_12 Charakterystyka statystyczna modelu litologicznego

Warstwy dębowieckie - ogółem								
Code	**Name**	**%**	**N**	**Intervals**	**Min**	**Mean**	**Max**	**Std**
0	Piaskowce	55.3	742631	417661	0.0 (1)	78.0 (1.78)	465.9 (7)	54.97
1	Zlepieńce	27.14	364411	274892	0.0 (1)	65.6 (1.33)	355.8 (7)	46.97
2	Iłowce	9.8	131553	115857	32.9 (1)	45.4 (1.14)	200.0 (5)	15.81
3	Mułowce	4.83	64888	62016	32.9 (1)	41.8 (1.05)	160.0 (4)	8.787
4	Zlepieńce gruboziarniste, głazowiska	2.6	34903	34903	0.0 (1)	57.4 (1)	157.7 (1)	36.16
5	Brekcje	0.34	4506	4506	0.0 (1)	56.0 (1)	138.3 (1)	28.62

Zone1 - warstwa piaskowcowa								
Code	**Name**	**%**	**N**	**Intervals**	**Min**	**Mean**	**Max**	**Std**
0	Piaskowce	66.28	125377	125377	0.0 (1)	57.3 (1)	157.7 (1)	34.34
1	Zlepieńce	33.72	63794	63794	0.0 (1)	61.5 (1)	156.3 (1)	35.22
Zone2 - warstwa zlepieńcowa								
Code	**Name**	**%**	**N**	**Intervals**	**Min**	**Mean**	**Max**	**Std**
0	Piaskowce	19.99	37822	37822	0.0 (1)	59.9 (1)	154.5 (1)	33.58
1	Zlepieńce	59.17	111940	111940	0.0 (1)	58.8 (1)	157.7 (1)	34.81
4	Zlepieńce gruboziarniste, głazowiska	18.45	34903	34903	0.0 (1)	57.4 (1)	157.7 (1)	36.16
5	Brekcje	2.38	4506	4506	0.0 (1)	56.0 (1)	138.3 (1)	28.0

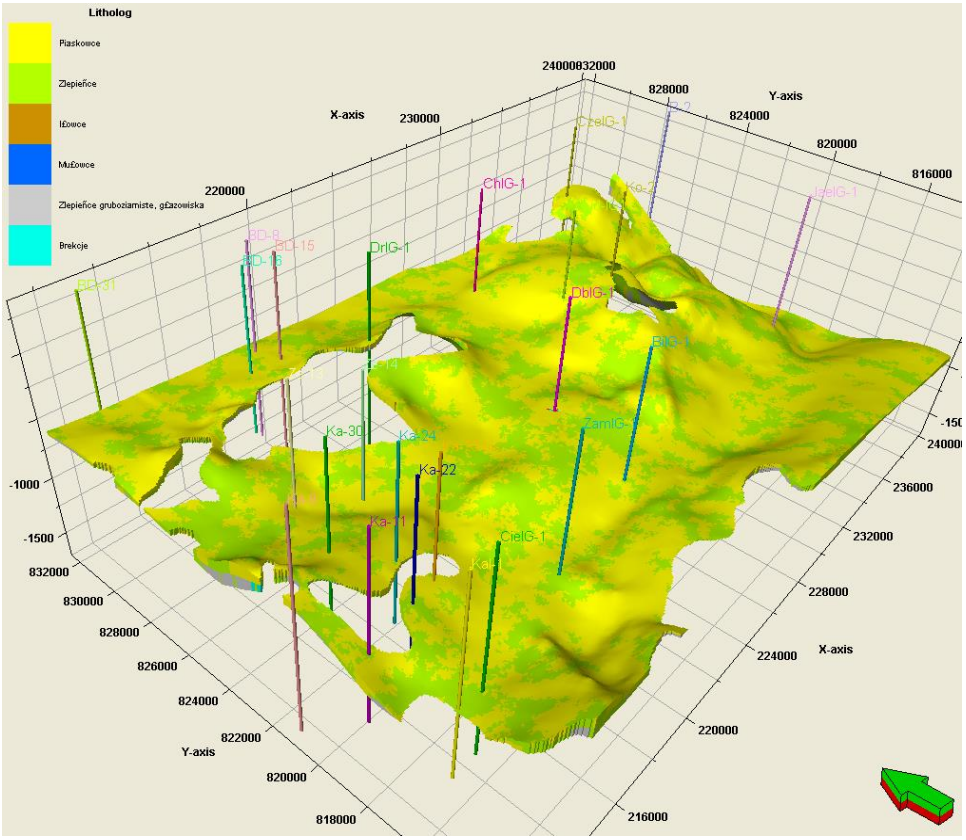


Fig.1.1.15_37 Przestrzenny model litologiczny dla strefy piaszczystej warstw dębowieckich

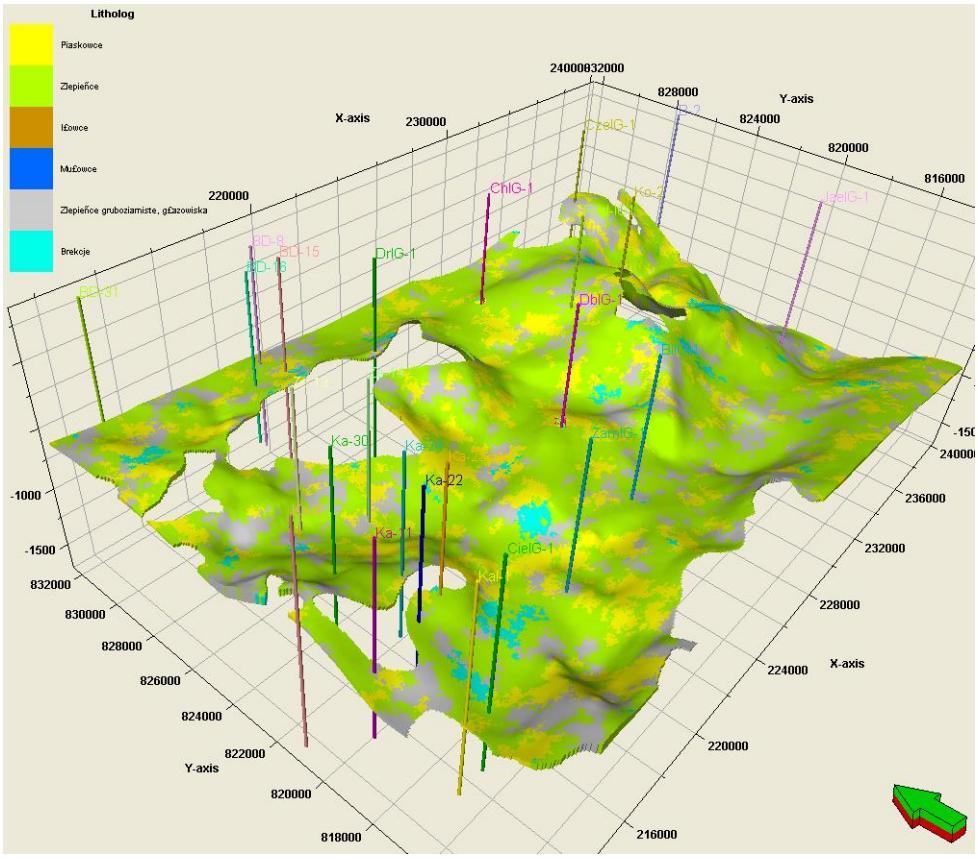


Fig. 1.1.15_38 Przestrzenny model litologiczny dla strefy zlepieńcowej warstw dębowieckich

Modelowanie parametrów petrofizycznych

Na etapie modelowania parametrów petrofizycznych warstw dębowieckich opracowano model porowatości efektywnej oraz model przepuszczalności. Podstawowy materiał wejściowy wykorzystany do budowy tych modeli obejmował laboratoryjne badania próbek z rdzeni 21 otworów wiertniczych. Próby do badań pochodziły z utworów gruboklastycznych – głównie piaskowców i zlepieńców, ale także z utworów drobnoklastycznych – mułowców i iłowców. Na podstawie dostępnych danych obliczone zostały modele otworowe. W przypadku *upscalingu* porowatości efektywnej stosowano uśrednianie arytmetyczne, a przepuszczalności – średnią geometryczną.

W procesie modelowania zmienności parametrów petrofizycznych zastosowane zostały inne algorytmy niż w przypadku modelu litologicznego. Wykorzystanie bowiem stochastycznego algorytmu sekwencyjnego *Sequential Gaussian Simulation* nie pozwoliło na uzyskanie zadowalających wyników. W celu osiągnięcia możliwie najbardziej ciągłej zmienności parametrów zastosowano deterministyczną metodę *Krigingu* w odmianie *Gslib*. Zarówno podczas modelowania rozkładu porowatości efektywnej, jak i przepuszczalności, wykorzystano kriging zwyczajny (*Ordinary*).Modelowanie przeprowadzono oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*Zones1 i Zones2*) przy zastosowaniu procedury sterowania wcześniej opracowanym modelem litologicznym.

Podstawowe charakterystyki statystyczne modeli porowatości efektywnej oraz przepuszczalności zebrano w **Tab.1.1.15_13** i **Tab.1.1.15_14.**Wyniki modelowania parametrów petrofizycznych przedstawiono na **Fig.1.1.15_39** i **40**.

Tab.1.1.15_13 Podstawowa charakterystyka statystyczna dotycząca modelu porowatości efektywnej warstw dębowieckich z uwzględnieniem podziału na sekwencje (*Zone1, Zone2*)

	DEB	DEB - Zone1	DEB - Zone2
Min:	2.2233	3.7336	2.5666
Max:	20.5764	20.5764	18.8147
Delta:	18.3532	16.8428	16.2481
Number of defined values:	1342892	189171	189171
Mean:	9.0331	9.7528	10.7798
Std. dev.	2.2504	1.9792	1.5598
Variance:	5.0643	3.9172	2.4329

Tab.1.1.15_14 Podstawowa charakterystyka statystyczna dotycząca modelu przepuszczalności warstw dębowieckich z uwzględnieniem podziału na sekwencje (*Zone1, Zone2*)

	DEB	DEB-Zone1	DEB-Zone2
Min:	0	0	0
Max:	363	12	50
Delta:	363	12	50
Number of defined values:	1342892	189171	189171
Mean:	7	2	6
Std. dev.	9	1	7
Variance:	73	1	44

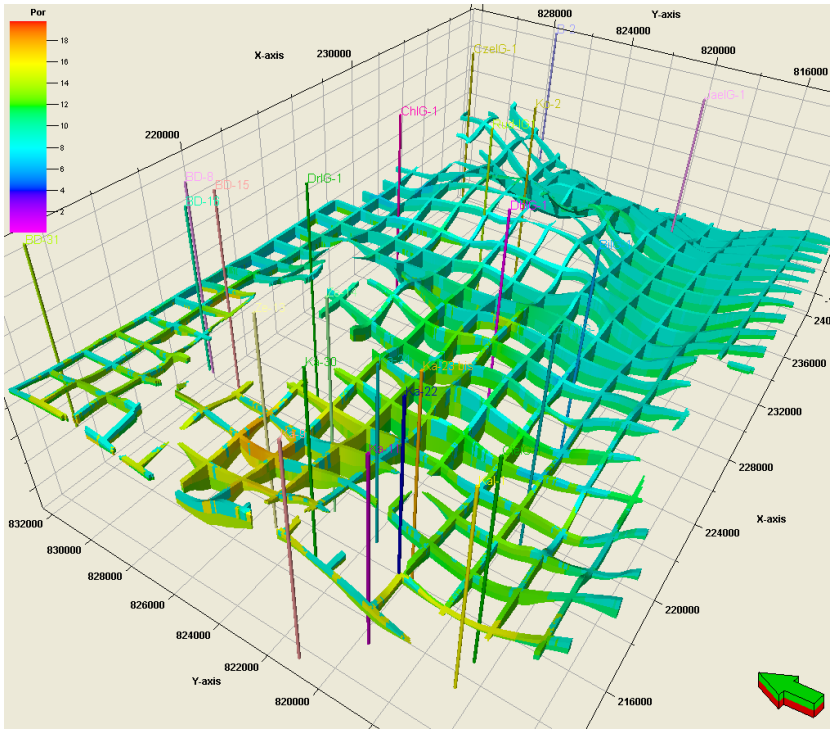


Fig.1.1.15_39 Model porowatości efektywnej utworów warstw dębowieckich (diagram płotowy)

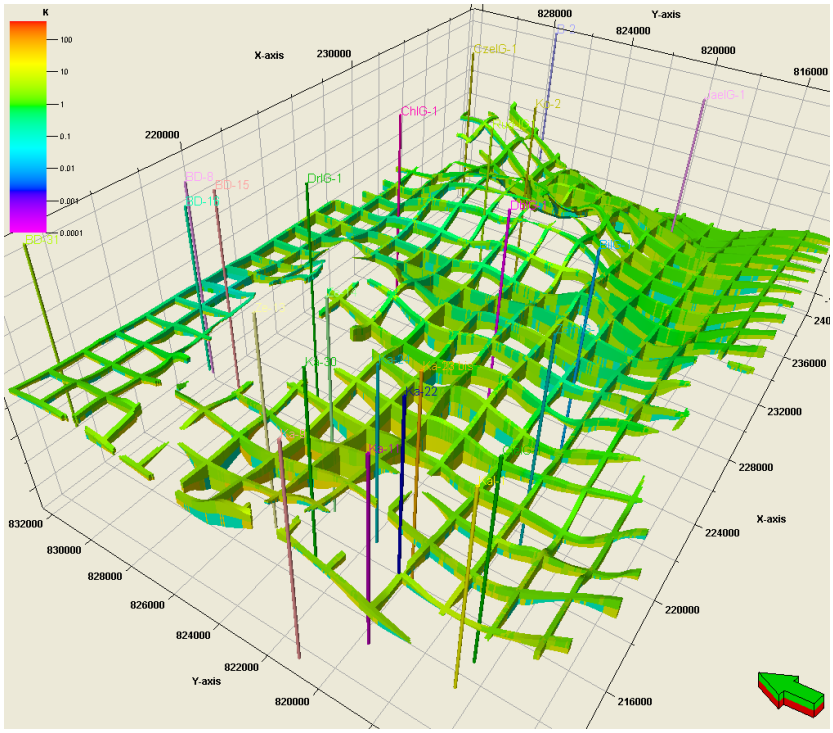


Fig.1.1.15_40 Model przepuszczalności utworów warstw dębowieckich (diagram płotowy)

Model statyczny podłoża warstw dębowieckich

Podłoże warstw dębowieckich zbudowane jest z utworów prekambru, kambru, dewonu, karbonu i trzeciorzędu. Na przeważającej części terenu warstwy dębowieckie zalegają bezpośrednio na utworach karbonu produktywnego i kulmu. Ponadto w podłożu omawianych warstw zalegają osady starszego miocenu, a także w niewielkim stopniu utwory serii węglanowej dolnego karbonu i dewonu oraz serii terygenicznej dolnego dewonu i kambru. Nie jest też wykluczone bezpośrednie zaleganie warstw dębowieckich na prekambryjskim podłożu krystalicznym w rejonie na południe od Bielska (*Raport z I segmentu GZW* – Wójcicki A. & Jureczka J. (red.), 2009; pkt 1.1.1).

Występujące w podłożu utwory należące do karbonu, dewonu lub kambru charakteryzują się szczelinowo-porową przepuszczalnością w piaskowcach i wapieniach, co umożliwia kontakty hydrauliczne między poziomami. Lokalnie w podłożu występują słabo przepuszczalne utwory starszego neogenu. W związku z tym rozpatruje się niektóre formacje w podłożu zbiornika warstw dębowieckich jako dodatkowe zbiorniki.

W modelu statycznym uwzględniono zatem oprócz warstw dębowieckich następujące formacje:

- utwory starszego miocenu (formacja zebrzydowicka i ogniwo zamarskie),
- karbon – seria mułowcowa,
- karbon – górnośląska seria piaskowcowa,
- karbon – seria paraliczna,
- kompleks utworów starszych (kulm, karbon węglanowy, dewon środkowy i górny, podłoże krystaliczne).

Modelowanie litologiczne oraz modelowanie parametrów petrofizycznych przeprowadzono jednak tylko dla utworów starszego miocenu, serii mułowcowej i górnośląskiej serii piaskowcowej. Przestrzenny model litologiczny tych utworów przedstawiono na **Fig.1.1.15_41**. Procentowy udział poszczególnych typów litologicznych w modelu podłoża warstw dębowieckich zamieszczono w **Tab.1.1.15_15**.

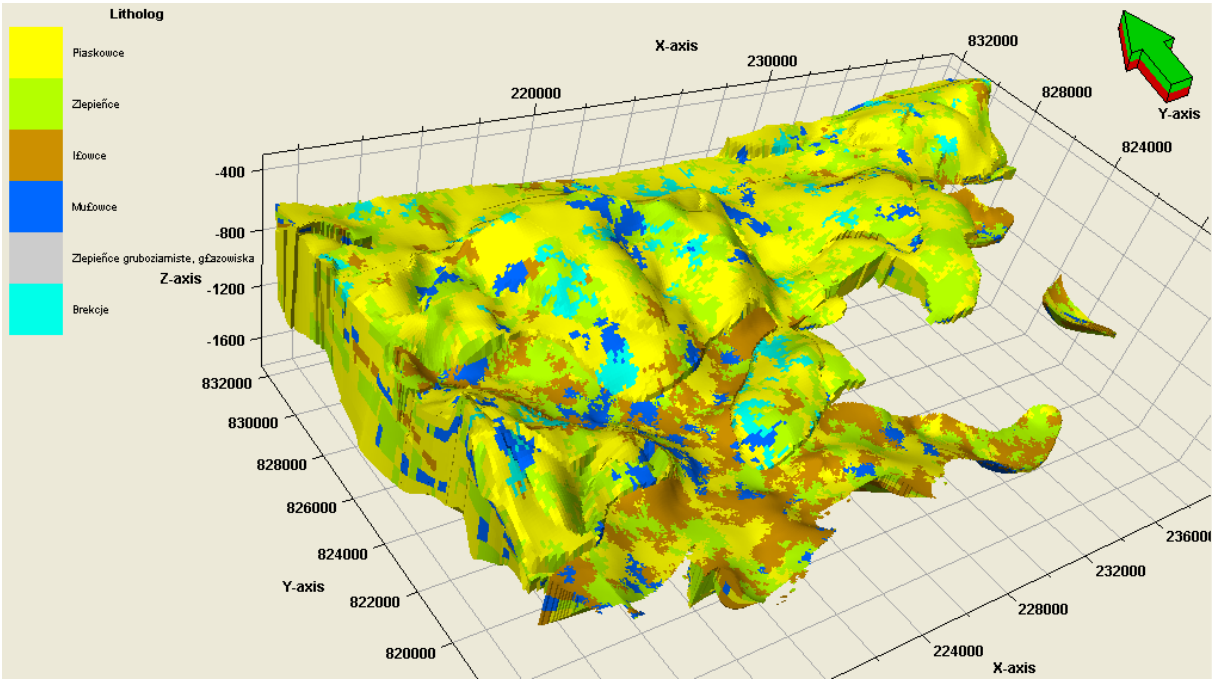


Fig.1.1.15_41 Przestrzenny model litologiczny utworów podłoża warstw dębowieckich

Tab.1.1.15_15 Procentowy udział poszczególnych typów litologicznych w modelu

Typ litologiczny	DEB	SM	GSP	ZAM+ZEB
Piaskowce	56.96	67.09	61.91	22.72
Zlepieńce	30.38	13.06	30.25	24.3
Iłowce	5.06	6.36	0	43.81
Mułowce	5.06	11.99	7.84	9.18
Zlepieńce gruboziarniste, głazowiska	2.53	0	0	0
Brekcje	0	1.5	0	0

Górnośląska seria piaskowcowa stanowi jednostkę litostratygraficzną o zmiennej miąższości dochodzącej maksymalnie do 500 m w części północno-zachodniej, jednak w kierunku południowo-wschodnim redukuje się całkowicie. Dolna część profilu tej serii jest zdominowana przez piaskowce z wkładkami zlepieńców, a w części górnej przeważają mułowce i iłowce. W opracowanym modelu omawianą serię nawierca 16 otworów, ale w tym przedziale głębokościowym dostępne były jedynie dane z 7 otworów wiertniczych.

Metodyka modelowania była zbliżona do procedur zastosowanych podczas modelowania parametrycznego warstw dębowieckich. W celu osiągnięcia możliwie najbardziej ciągłej zmienności parametrów zastosowano

deterministyczną metodę *Krigingu* w odmianie *Gslib*. Zarówno podczas modelowania rozkładu porowatości efektywnej, jak i przepuszczalności, ze względu na niewielką ilość dostępnych danych wykorzystano kriging prosty (*Simple*).

Miąższość serii mułowcowej w opracowanym modelu osiąga wartość do 1100 m. Seria ta została podzielona na 5 sekwencji, nie różniących się znacznie procentowym udziałem poszczególnych typów litologicznych. Omawianą serię nawierca w modelu 13 otworów, ale dane dla tej serii są dostępne tylko dla 9 otworów wiertniczych. W tym przypadku zastosowano algorytm krigingu zwyczajnego w odmianie *Gslib*.

W niektórych rejonach obszaru występowania warstw dębowieckich w ich podłożu zalegają także osady trzeciorzędowe starszego miocenu o zróżnicowanej miąższości. Te warstwy są stosunkowo słabo rozpoznane. W modelu w obrębie tej jednostki zostały wykorzystane dane z 4 otworów wiertniczych.

Podstawowe charakterystyki statystyczne modeli porowatości efektywnej oraz przepuszczalności zebrano w **Tab.1.1.15_16** i **Tab.1.1.15_17.** Wyniki modelowania parametrów petrofizycznych przedstawiono na **Fig.1.1.15_42** i **Fig.1.1.15_43**. Dodatkowo rozkład parametrów petrofizycznych dla kompleksu warstw dębowieckich wraz ze skałami podłoża przedstawiono w postaci przekrojów na **Fig.1.1.15_44**.

Tab.1.1.15_16 Zestawienie podstawowych danych dotyczących porowatości efektywnej dla poszczególnych formacji

Porosity [%]	**DEB**	**ZEB+ZAM**	**SM**	**GSP**
Min:	2.2233	4.8453	3.48	2.4817
Max:	20.5764	14.0995	17.7264	16.17
Delta:	18.3532	9.2542	14.2464	13.6883
Mean:	9.1464	8.8223	9.0989	6.3468
Std. dev.	2.2073	2.6915	3.0119	1.2185
Variance:	4.872	7.2444	9.0716	1.4847

Tab.1.1.15_17 Zestawienie podstawowych danych dotyczących przepuszczalności dla poszczególnych formacji

Permeability [mD]	**ZEB+ZAM**	**DEB**	**SM**	**GSP**
Min:	0	0	0	0
Max:	3	363	98	5
Delta:	3	363	98	5
Mean:	1	7	3	0

Std. dev.	1	9	7	1
Variance:	1	73	50	0

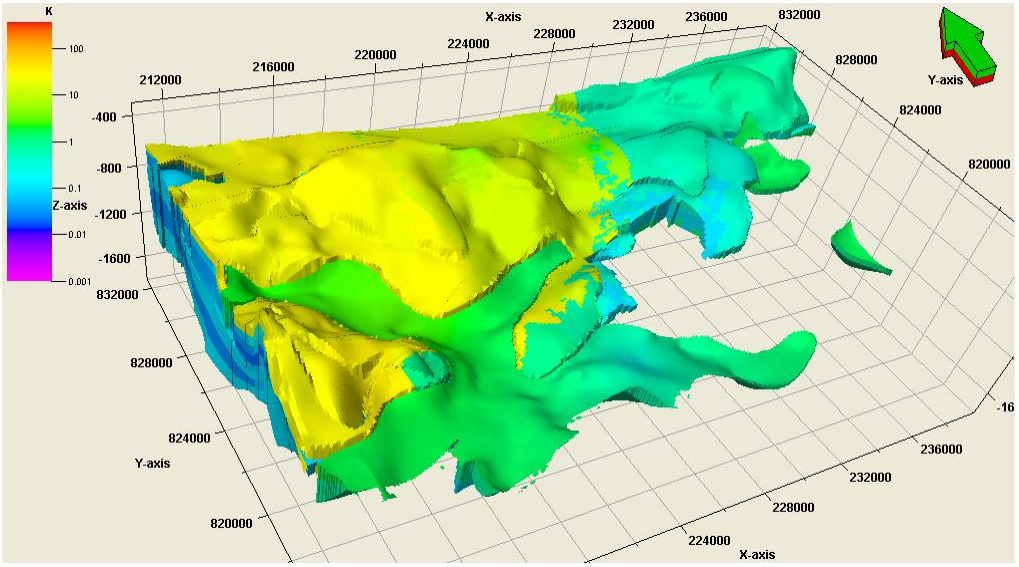


Fig.1.1.15_42 Przestrzenny model przepuszczalności utworów podłoża warstw dębowieckich

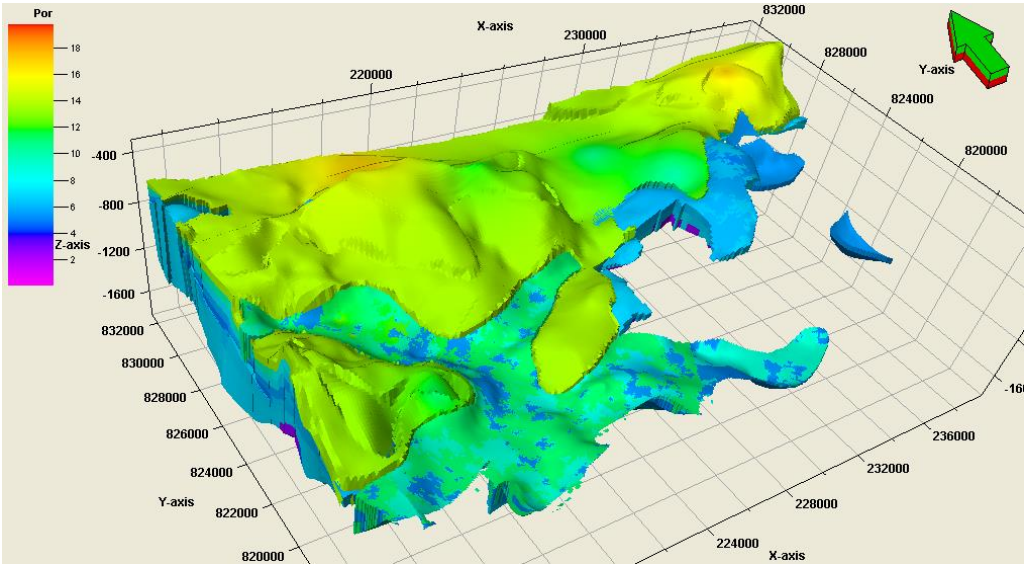
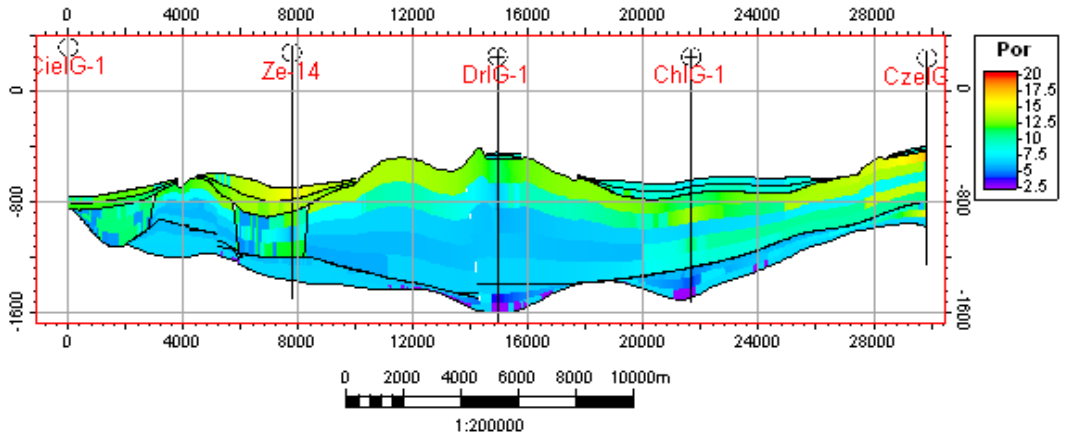
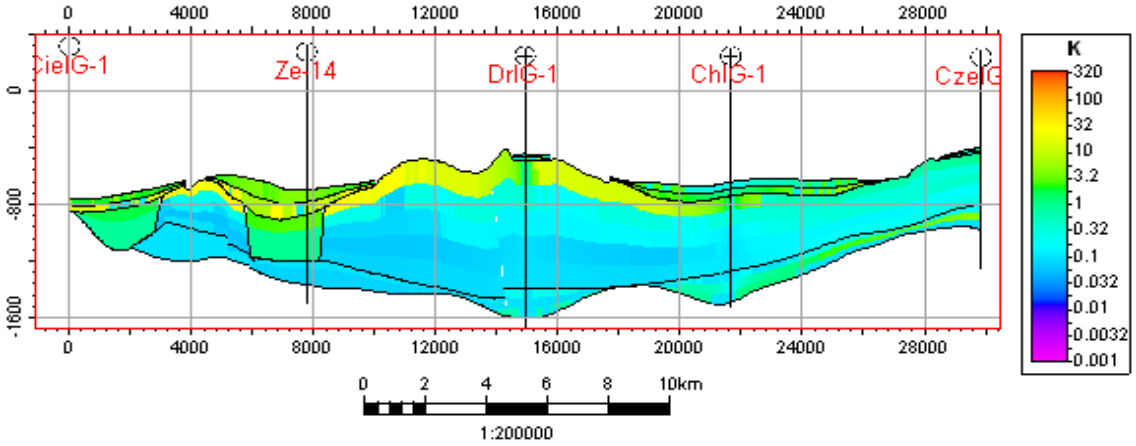


Fig.1.1.15_43 Przestrzenny model porowatości efektywnej utworów podłoża warstw dębowieckich

1)


0
4000
8000
12000
16000
20000
24000
28000
CielG-1
Ze-14
DrlG-1
ChlG-1
CzeIG
Por
20
17.5
15
12.5
10
7.5
5
2.5
0
-800
-1600
0
2000
4000
6000
8000
10000m
1:200000

2)


0
4000
8000
12000
16000
20000
24000
28000
CielG-1
Ze-14
DrlG-1
ChlG-1
CzeIG
K
320
100
32
10
3.2
1
0.32
0.1
0.032
0.01
0.0032
0.001
0
-800
-1600
0
2
4
6
8
10km
1:200000

3)

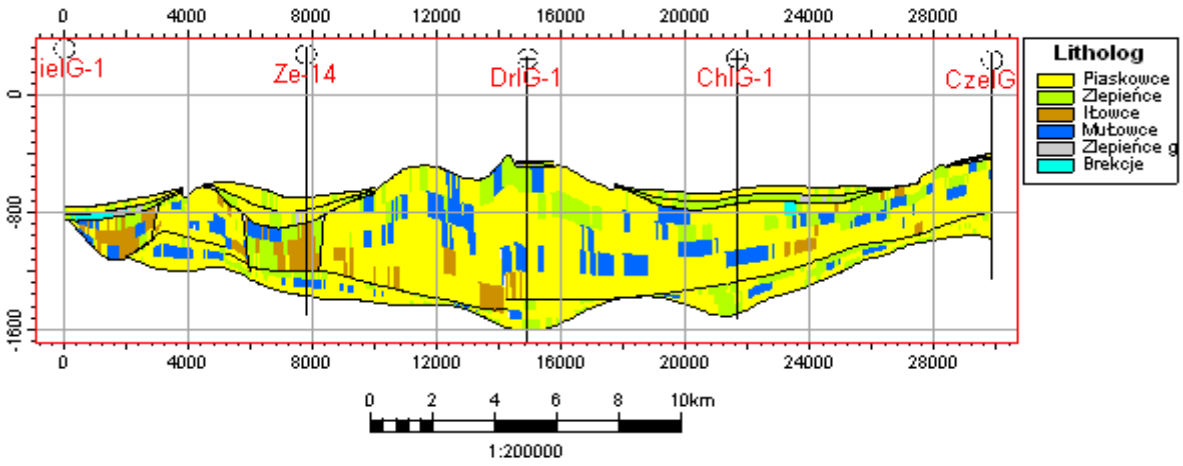


Fig.1.1.15_44 Rozkład porowatości efektywnej (1), przepuszczalności (2) i litologii (3) w kompleksie warstw dębowieckich, formacji zebrzydowickiej, ogniwa zamarskiego, serii mułowcowej i górnośląskiej serii piaskowcowej

Model statyczny warstw wodonośnych – obiektu w poziomach solankowych w rejonie GZW (AGH)

(Bartosz Papiernik, Grzegorz Machowski, Barbara Czopek, Wojciech Machowski, Michał Michna, Michał Maruta, Andrzej Pasternacki, Urszula Bryła)

Model strukturalno-parametryczny odzwierciedla szeroką strefę w rejonie Cieszyn - Bielsko Biała - Andrychów. Celem przedstawionych modelowań jest ocena możliwości składowania CO2 w obiektach solankowych rejonie południowego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Objęta badaniami strefa ma powierzchnię ok. 1000 km^2.

Jest ona dobrze rozpoznana wiertniczo, jednakże w większości z odwiertów położonych w tej strefie zawiera stratygrafie wymagającą weryfikacji. Poważny problem stanowi tu bardzo słaba jakość geofizyki wiertniczej i niewielka ilość oznaczeń laboratoryjnych w odwiertach.

Poważny problem stanowi szczególnie niska jakość profilowań[6] pochodzących z odwiertów PIG, która uniemożliwia wykonanie wiarygodnych interpretacji strukturalno-złożowych z wykonaniem standardowych procedur.

Przedstawiany model ma na celu wstępną ocenę przydatności utworów miocenu autochtonicznego do składowania dwutlenku węgla. Autorzy szczególnie dużą uwagę zwrócili na przyspągowe partie miocenu w tej strefie - warstwy dębowieckie oraz ogniwa miocenu występujące w ich podłożu.

Modelowania wykonano w programie Petrel znajdującemu się w posiadaniu WGGiOŚ AGH dzięki umowie o wspieraniu prac naukowo- badawczych i dydaktycznych zawartej między Wydziałem a firmą *Schlumberger Integrated Solutions*.

Charakterystyka geologiczna warstw dębowieckich

Warstwy dębowieckie stanowią najbardziej perspektywiczny (neogeński) zbiornik z punktu widzenia potencjalnego zatłaczania CO2. Najczęściej zalega on bezpośrednio na utworach karbonu, bądź starszego miocenu, a także w niektórych rejonach na dolnokarbońskich i dewońskich utworach węglanowych, oraz terygenicznych utworach serii węglanowej dolnego karbonu i dewonu. Wiekowo skały, które go budują odpowiadają sedymentacji badeńskiej. Stropowe uszczelnienie stanowią tutaj nieprzepuszczalne mułowce i iłowce formacji skawińskiej lub utwory fliszu karpackiego (od strony południowej).

Warstwy dębowieckie zbudowane są w przewadze ze zlepieńców, brekcji i piaskowców, których miąższość waha się w przedziale od maksymalnych wartości rzędu 275 m aż do zupełnego wyklinowania (**Fig.1.1.15_45**). Duże różnice miąższości reprezentują stan morfologii paleozoicznego podłoża. Cechą

[6] fWynika to z faktu, że były to sondy ukierunkowane głównie na wydzielanie węgli.

szczególnie widoczną w profilu wspomnianego zbiornika jest istnienie gradacji normalnej ziaren – od największych typowych dla wiekowo najstarszych skał (zlepieńce gruboziarniste), aż po najmniejsze (piaskowce drobnoziarniste) w jego stropowej części.

Dane wejściowe do modelowania

Dane otworowe

Badany obszar cechuje jest dobrze rozpoznany wiertniczo. W badanej strefie i jej bezpośrednim otoczeniu występuje 100 odwiertów. Dane te wykorzystano częściowo do dowiązania map strukturalno - miąższościowych tworzących osnowę stratygraficzną.

Na badanym obszarze duży problem stanowi słabe - jakościowo i ilościowo rozpoznanie, zmienności petrofizycznej skał. W trakcie przygotowania do realizacji zadania koordynator tematu przekazał autorom wejściowe ("surowe") krzywe geofizyczne z 9 odwiertów położonych w zachodniej części obszaru badań (**Tab.1.1.15_18**).

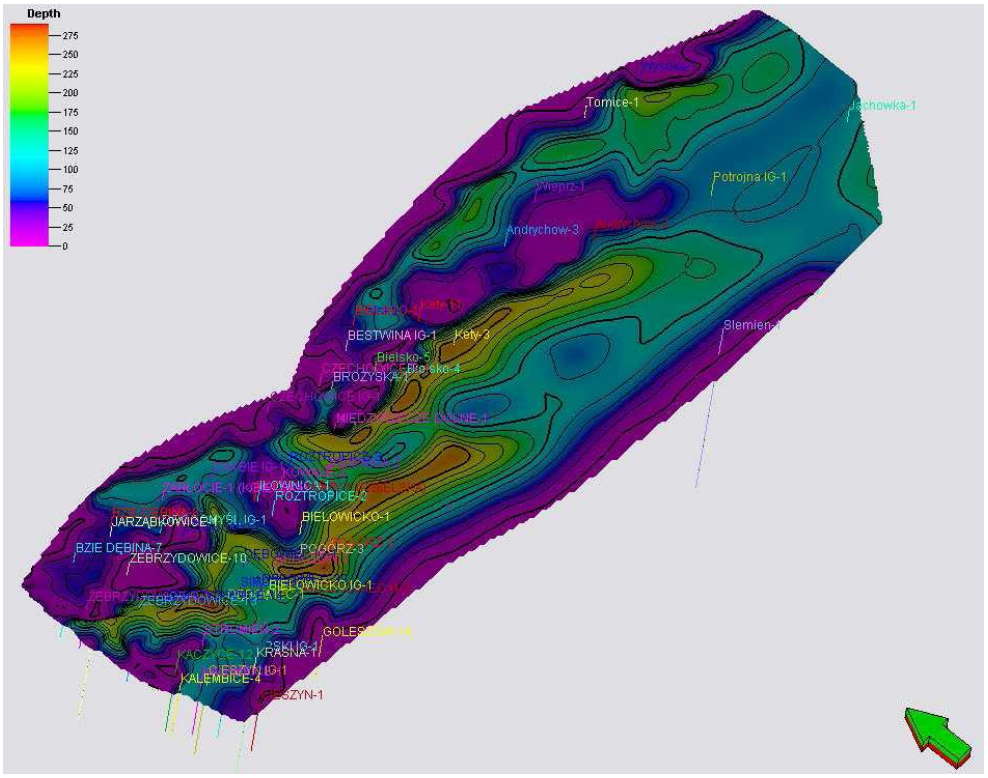


Fig.1.1.15_45 Mapa miąższości w-w dębowieckich (z niektórymi otworami) na podstawie Jureczka *et al.*2005

Tab.1.1.15_18 Zestawienie odwiertów przekazanych do interpretacji.

1	Bielowicko-1
2	Bielowicko IG-1
3	Chybie IG-1
4	Cieszyn IG-1
5	Czechowice IG-1
6	Drogomyśl IG-1
7	Dębowiec IG-1
8	Jaworze IGH-1
9	Zamarski IG-1

W odwiertach tych wykonano profilowania GR, NPHI, EL09, CALI, cechujące się zróżnicowaną jakością. W otworze Bielowicko IG-1 pomiary radiometryczne wykonane są przez prawdopodobnie podwójną kolumnę rur, dodatkowo stanowią różne odcinki pomiarowe. Przy braku informacji o parametrach wierceń łączenie radiometrii jest problematyczne. W innych otworach również pomiary radiometryczne w górnych odcinkach profili - w utworach miocenu - są z reguły wykonane w rurach.

Zastosowanie standardowej procedury interpretacji litologiczno-złożowej (Jarzyna *et al.,* 2003) nie pozwoliło uzyskać wiarygodnych wyników, powodując zaniżenie zailenia (Vcl) oraz zawyżenie porowatości (PHI). Równie niewiarygodne wyniki przetwarzania uzyskano we wszystkich odwiertach wymienionych w **Tab.1.1.15_18**. Niesystematyczny błąd spowodował konieczność zindywidualizowania procedury przetwarzania dla każdego z wymienionych odwiertów. Wykorzystując laboratoryjne dane petrofizyczne, informację na temat litologii i stratygrafii podjęto ponowną próbę interpretacji.

W chwili obecnej zadowalające wyniki przetwarzania uzyskano tylko w dwóch odwiertach. Po przeskalowaniu i znormalizowaniu krzywych wejściowych przeprowadzono interpretację w otworze Rudzica IG-1. Po uzupełnieniu danych wejściowych (dane z wierceń, laboratoryjne) po zinterpretowaniu otworu Zamarski IG-1, który ma stosunkowo dobrej jakości pomiary geofizyki otworowej, skoryguje się parametry wejściowe w otworze Rudzica IG-1, aby uściślić dane do obliczeń ilościowych.

Opisane trudności interpretacyjne sprawiły, że w obecnym etapie prac opracowany model w zachodniej części obszaru badań ma wybitnie trendowy charakter. Zdecydowanie lepsze rozpoznanie uzyskano w zachodniej części obszaru badań dzięki wykorzystaniu nie publikowanych danych wejściowych opracowywanych w KSE pod kątem geotermii w odwiertach Bielsko-1,-4,-5-Kęty-3,-11 Andrychów -2,-5, Wieprz-1, Tomice-1, Potrójna IG-1, Ślemień-1, Jachówka-1 (Czopek w: Górecki *et al.*, 2010) (**Fig.1.1.15_46**).

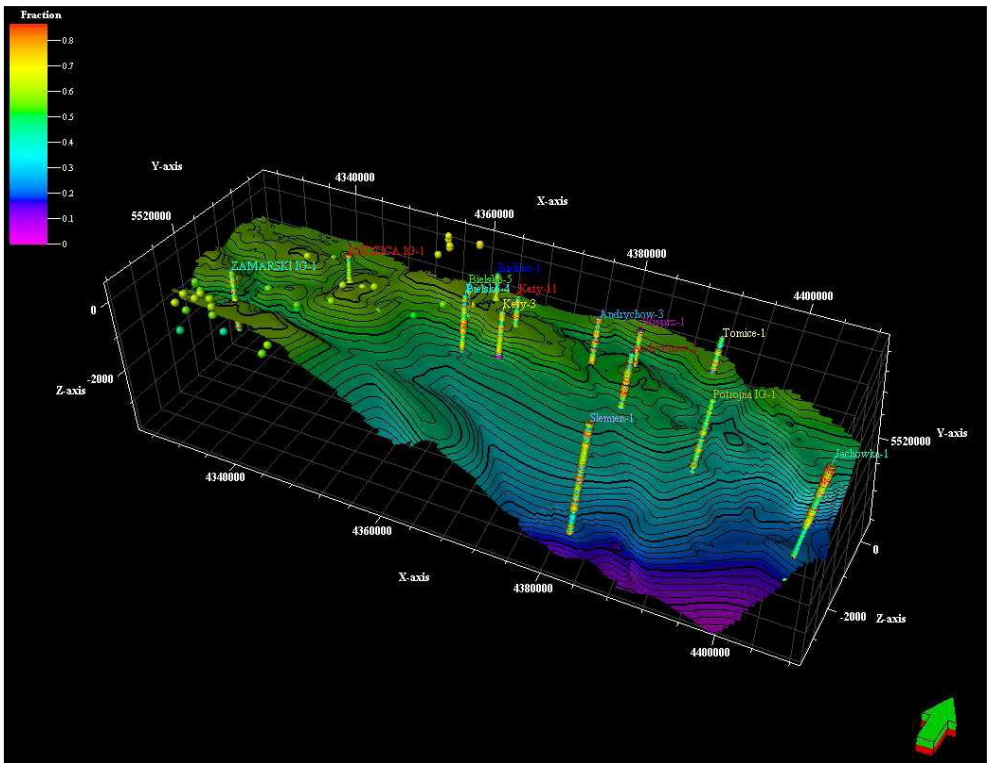


Fig.1.1.15_46 Lokalizacja wierceń wykorzystanych do modelowań parametrycznych

W w/w 12 odwiertach źródłowe krzywe geofizyczne wykazują zdecydowanie lepszą jakością pozwalając na bardziej wiarygodną interpretację krzywych porowatości (PHI), zailenia (VCL), nasycenia wodą (SW) i gęstości objętościowej (RHOB).

Dane laboratoryjne

W 17 odwiertach na obszarze badań (**Tab.1.1.15_19**) wykorzystano zmienne ilości danych laboratoryjnych. Otwory prezentowane w poniższej tabeli zawierają dane laboratoryjne, które mogą zostać użyte do kalibracji krzywych geofizycznych, ale w momencie gdy wiarygodność modelu z wszystkich krzywych będzie satysfakcjonująca. **Fig. 1.1.15_47** przedstawia przykład dystrybucji laboratoryjnych oznaczeń porowatości efektywnej profilu odwiertu Bielsko-5. Dane te są pobrane w nierównomiernych odstępach i są nieliczne a tym samym niereprezentatywne. Z tego względu należy uznać, że nie można ich użyć bezpośrednio do przestrzennego modelowania porowatości. ale konieczne jest ich wykorzystanie do interpretacji litologiczno-złożowej karotaży.

Tab.1.1.15_19 Zestawienie odwiertów zawierających laboratoryjne oznaczenia parametrów zbiornikowych.

1	Bielowicko IG1
2	Bielsko-1
3	Bielsko-2
4	Bielsko-3
5	Bielsko-4
6	Bielsko-5
7	Chybie IG1
8	Dębowiec IG-1
9	Jarząbkowice-1
10	Jasienica-2
11	Krasna-1
12	Pogórz-3
13	Rudzica IG1
14	Strumień-2
15	Ustroń-1
16	Zabłocie-1 k/Bielska
17	Zamarskie IG1

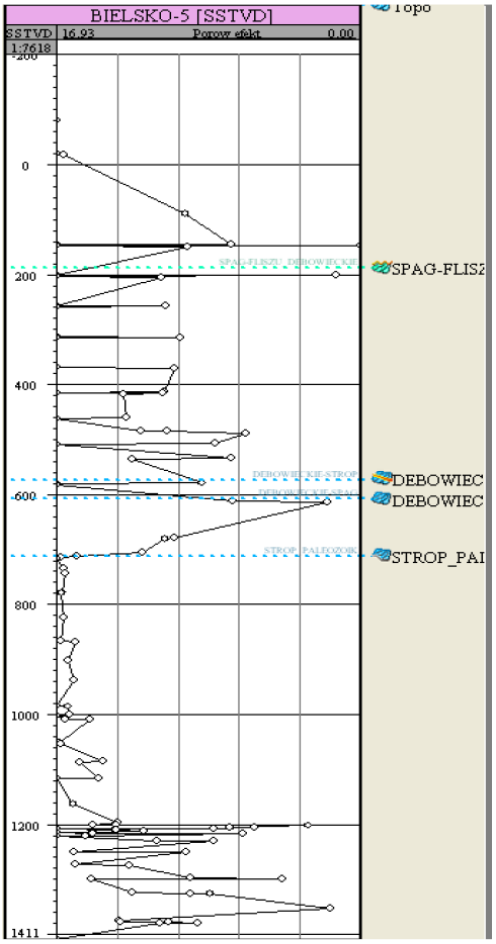


Fig.1.1.15_47 Zestawienie pomiarów porowatości efektywnej w odwiercie Bielsko-5

Dane wejściowe do opracowania osnowy strukturalnej modelu

Osnowę strukturalną modelu 3D zbudowano na podstawie wycinków regionalnych map strukturalnych opracowanych w formie regularnych siatek interpolacyjnych (grid 2D) o oczku 250 x 250 (grid 2D), w formacie: Petrel 2009.2. Do jej skonstruowania wykorzystano następujące materiały wejściowe:

- Mapę topograficzną w formie gridu Surfera (Tomaszczyk *et al.,* 2007);
- Mapę strukturalną spągu fliszu karpackiego (Oszczypko, Papiernik w: Górecki *et al.*, 2010);
- Mapę strukturalną stropu warstw dębowieckich (Jureczka *et al.*, 2005) (dane wejściowe opracowane przez PIG w formie wektorowej);
- Mapę miąższości warstw dębowieckich (Jureczka *et al.*, 2005) (dane wejściowe opracowane przez PIG w formie wektorowej);
- Mapę strukturalną stropu karbonu (Jureczka *et al.*, 2005) (dostarczoną jako grid 2D w programie Surfer;
- Mapę strukturalną stropu paleozoiku (bez permu) i prekambru w formie archiwalnej.

Metodyka przetwarzania danych wykorzystana do opracowania modeli strukturalnych była indywidualnie dostosowana do zbioru danych wejściowych. Przykładowo materiały archiwalne poddano digitalizacji. Mapy w formacie wektorowym skalowano do odwzorowania 1942 (ArcMap) i przekształcano do formatu danych XYZ (z wykorzystaniem programu Digger 4). Gridy zapisane w programie Surfer przetworzono do formatu danych XYZ. (Papiernik *et al.*, 2008). Dane zapisane w formacie XYZ przetworzono do postaci regularnych siatek interpolacyjnych (grid 2D) w programie Petrel. na podstawie modelu stropu karbonu oraz strop paleozoiku (Buła, Habryn *et al.,* 2008a) stworzono zmodyfikowany model stropu paleozoiku.

Model strukturalny

Na obszarze badań znajdują się liczne odwierty. Otwory gdzie stratygrafia była wystarczająco dokładna wstępnie dowiązano je do stropu powierzchni strukturalnej jednakże zabieg ten musi być powtórzony w przypadku opracowania szczegółowego modelu strukturalnego po zweryfikowaniu stratygrafii odwiertów przez pracowników PIG - PIB.

Powstały grid 3D policzono stosując spacjowanie poziome (I - J 500 x500m). W ostatecznej wersji osnowy strukturalnej modelu znalazły się następujące horyzonty:

- Powierzchnia terenu,
- Spąg fliszu,
- Strop warstw dębowieckich (**Fig.1.1.15_48, 51, 52**),
- Spąg warstw dębowieckich (**Fig.1.1.15_49, 50, 52**),
- Strop paleozoiku (**Fig.1.1.15_50**).

Ze względu na postawione zadanie model wykazuje najwyższą rozdzielczość w horyzoncie warstw dębowieckich, które podzielono na 10 warstw o miąższości proporcjonalnie dopasowanych do całkowitej miąższości kompleksu. Również podłoże i nadkład w-w dębowieckich podzielono proporcjonalnie na 10 warstw. Ze względu na większą miąższości tych kompleksów na ogół miąższość wydzielonych warstw (*layers*) jest znacząco mniejsza. Przygotowany model strukturalny składa się z 384 432 węzłów 3D.

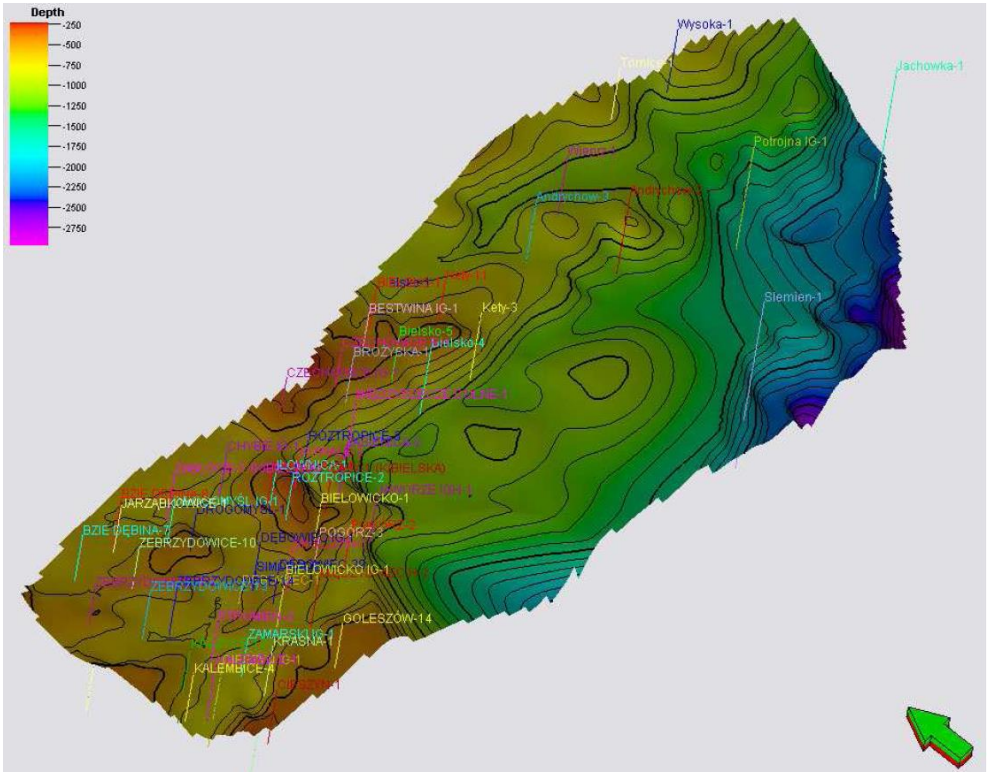


Fig.1.1.15_48 Mapa strukturalna stropu w-w dębowieckich

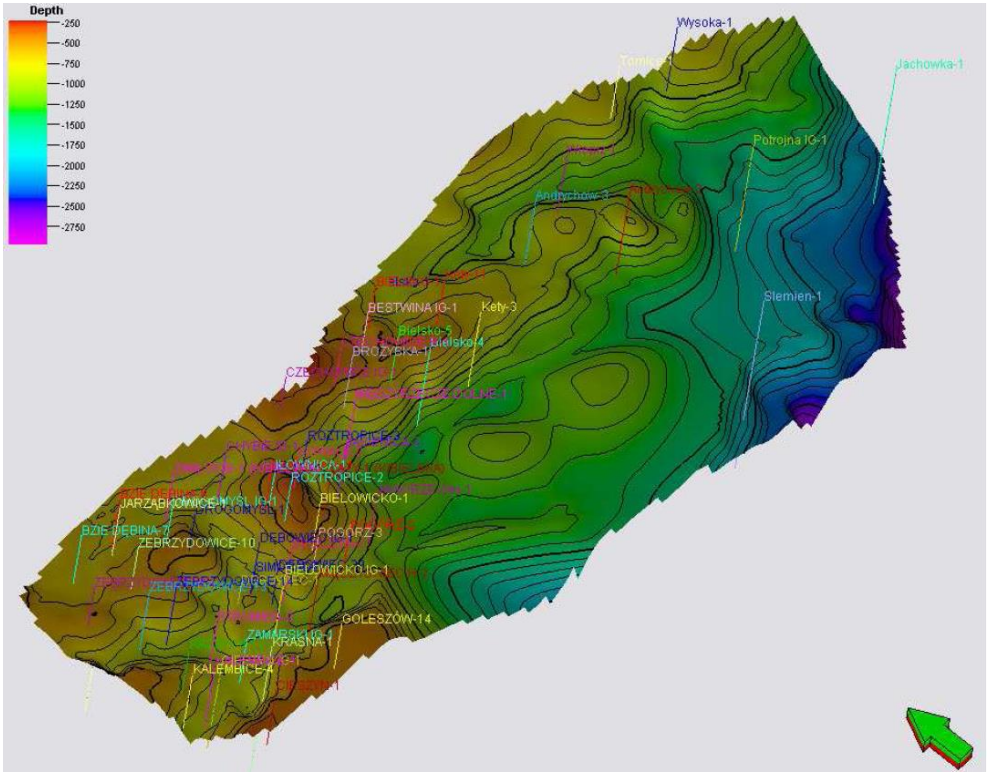


Fig.1.1.15_49 Mapa strukturalna spągu w-w dębowieckich

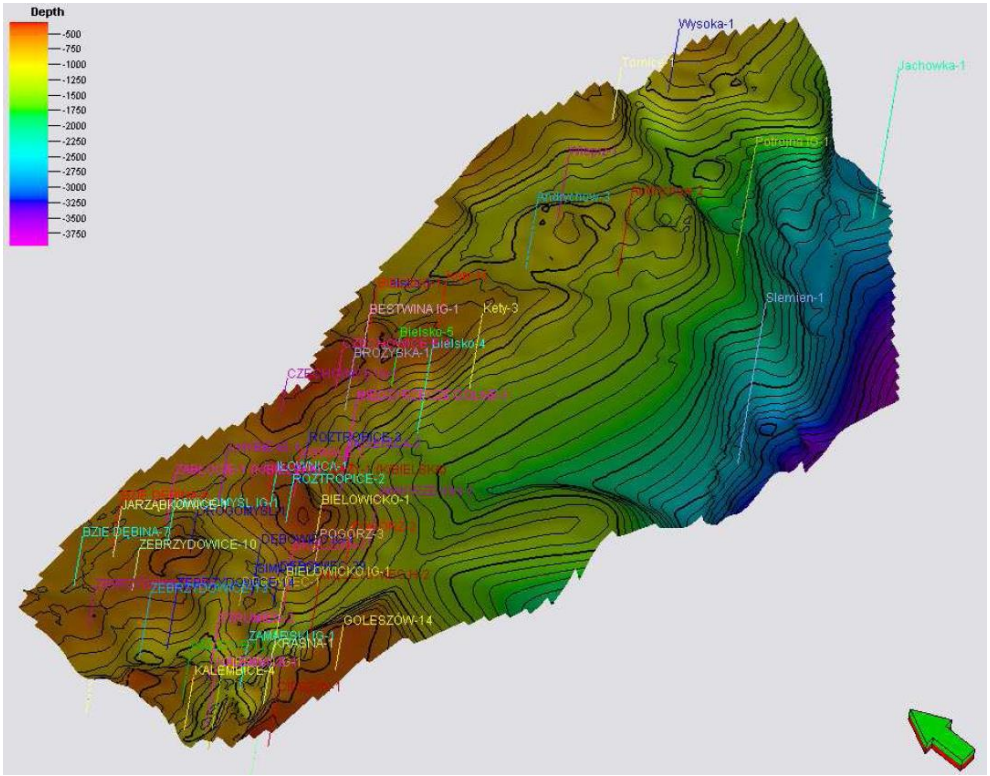


Fig.1.1.15_50 Mapa strukturalna stropu paleozoiku

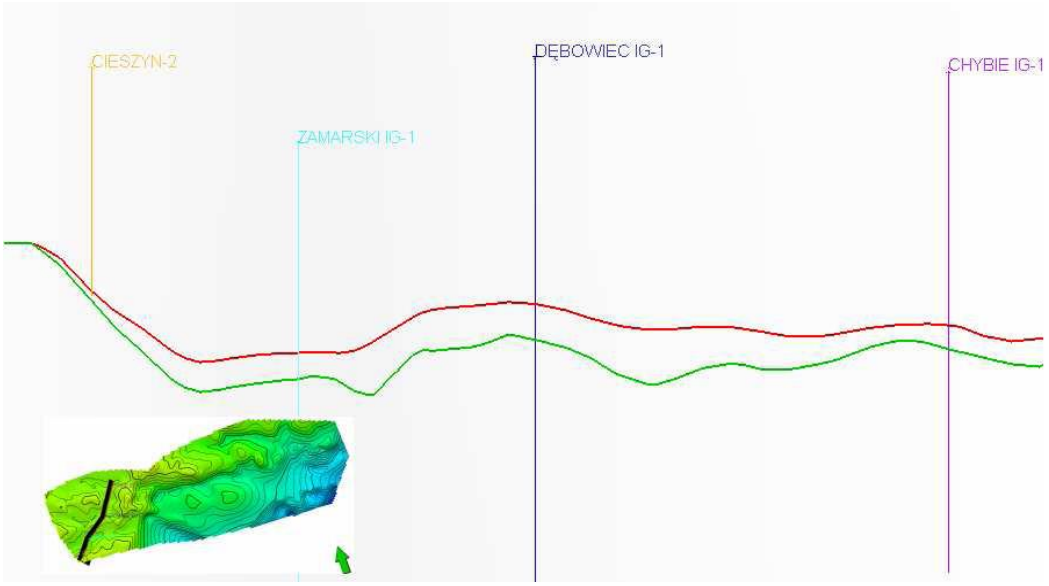


Fig.1.1.15_51 Schemat regionalnego zalegania stropu i spągu w-w dębowieckich (rejon zachodni)

Opracowana osnowa strukturalną nie zawiera uskoków. Mimo to wydzielone powierzchnie strukturalne cechują się bardzo dużą deniwelacją i rozczłonkowaniem morfologii. Zróżnicowanie to jest z jednej strony spowodowane zanurzaniem się zapadliska przedkarpackiego pod Karpatami, a z drugiej strony bardzo silnym erozyjnym rozcięciem podmioceńskiej powierzchni niezgodności przez głębokie doliny, zbliżone do opisywanych z obszaru Moraw kanionów wypełnionych osadami paleogenu (Picha 1996, Picha et al 2006, Oszczypko et al. 2006).

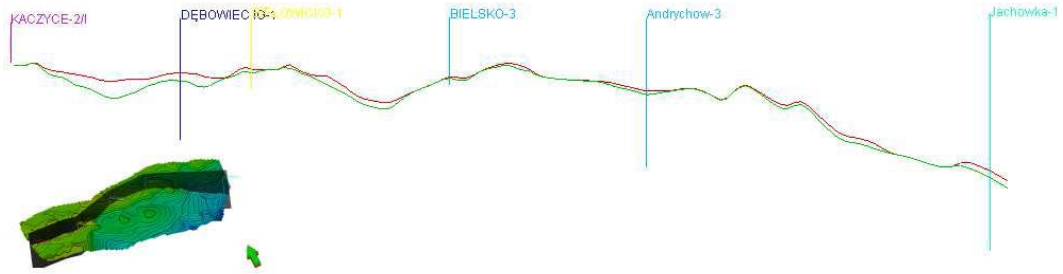


Fig.1.1.15_52 Schemat regionalnego zalegania stropu i spągu w-w dębowieckich (całość)

Model parametryczny warstw dębowieckich

Posiadane dane wejściowe pozwalają na wykonanie stosunkowo prostego przetwarzania numerycznego. Szczególnie limitującym czynnikiem zdaje się być brak dyskretnych krzywych litologicznych i facjalnych. Ten fakt połączony z oczekiwanie na dopływ dodatkowych danych geofizycznych do pewnego stopnia wpływają na fakt, Że przedstawione dalej modelowana wykonano w taki sposób by uzyskać prosty trendowy obraz, pozwalający wstępnie ocenić jakość mioceńskich skał zbiornikowych i uszczelniających. By osiągnąć ten cel modelowania parametryczne wykorzystano stosując algorytm *Kriging Intrepolation* (Matheron 1963, 1970, Kriege 1970). Modelowania parametryczne przeprowadzono wykorzystując dane geofizyczne z 14 odwiertów.

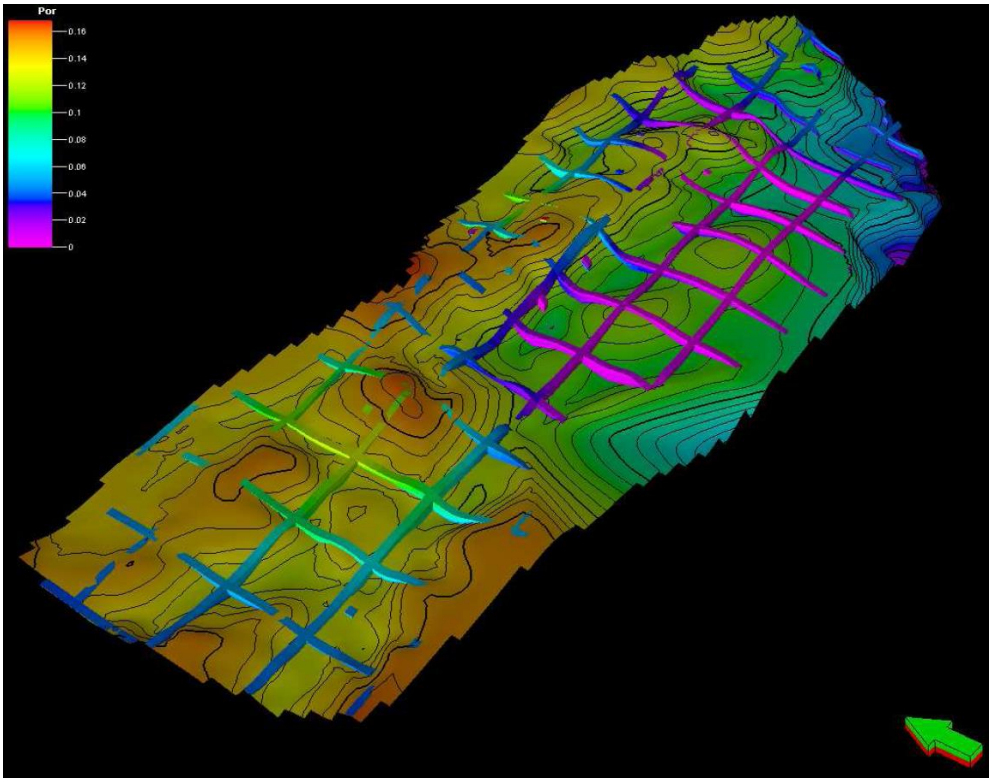


Fig.1.1.15_53 Dystrybucja porowatości w obrębie w-w dębowieckich (na tle mapy spągu zbiornika)

Model porowatości

Wyniki modelowania porowatości przedstawiono w formie rysunków pseudo-trójwymiarowych, na których w formie diagramu płotowego położonego na spągu warstw dębowieckich przedstawiono porowatość warstw dębowieckich (**Fig.1.1.15_53**).

Zróżnicowanie porowatości w profilu pionowym obszaru badań przedstawiono na trzech przekrojach wgłębnych, których położenie zaznaczono na **Fig.1.1.15_54**.

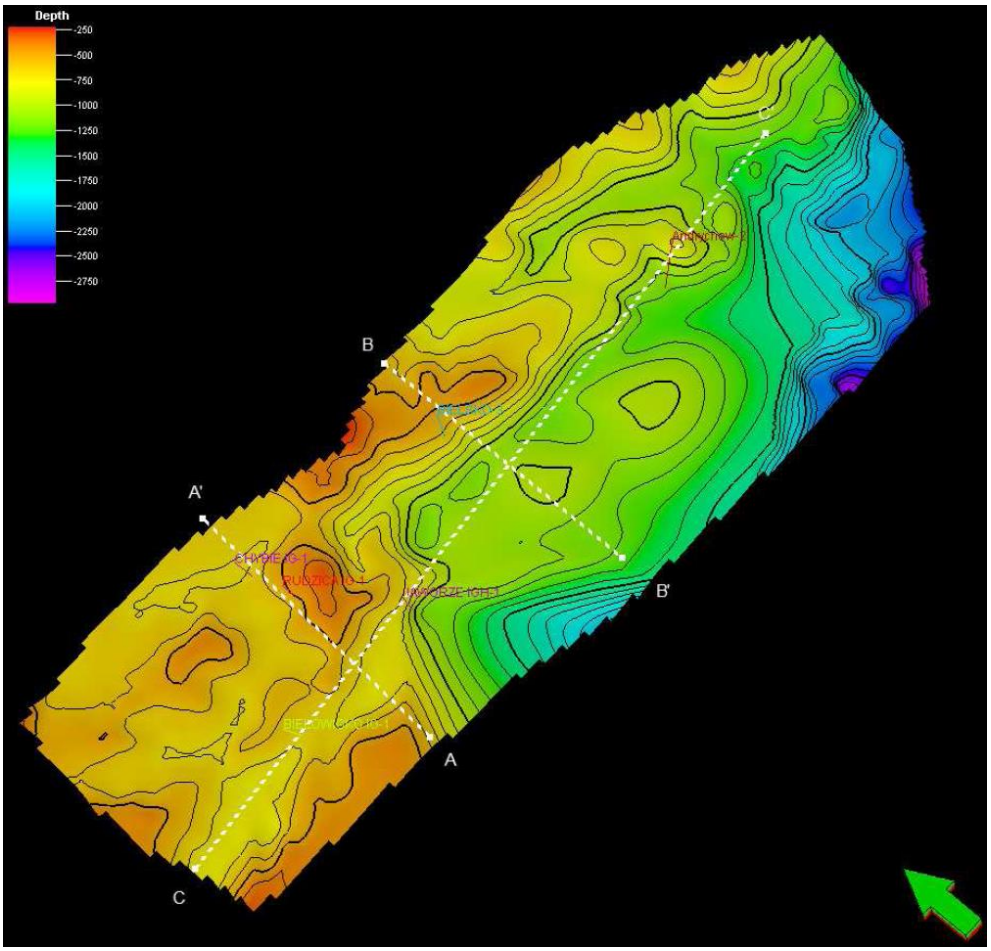


Fig.1.1.15_54 Lokalizacja przekrojów na tle stropu w-w dębowieckich

Uwidoczniona na wszystkich przekrojach **Fig.1.1.15_55-57** i **1.1.15_59-61** trójwarstwowa sekwencja stratygraficzna odzwierciedlająca zmienność w obrębie fliszu ze względu na duże uogólnienie nie może być interpretowana w sposób ilościowy. Daje ona generalne wyobrażenie na temat zmienności parametrów petrofizycznych fliszu.

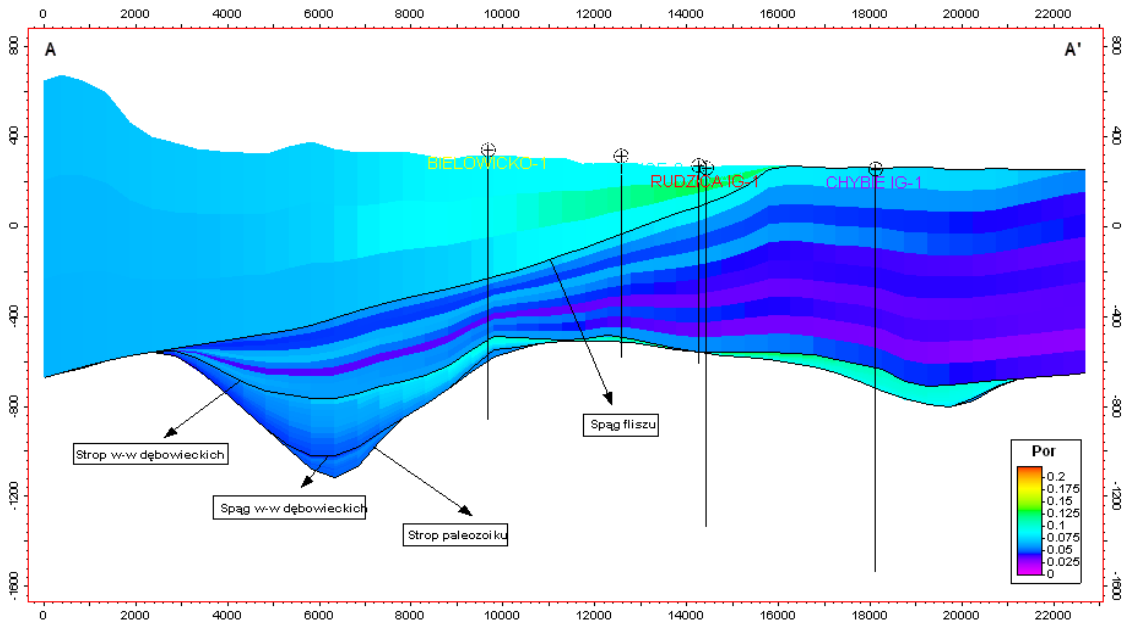


Fig.1.1.15_55 Przekrój A-A’ dla parametru porowatości

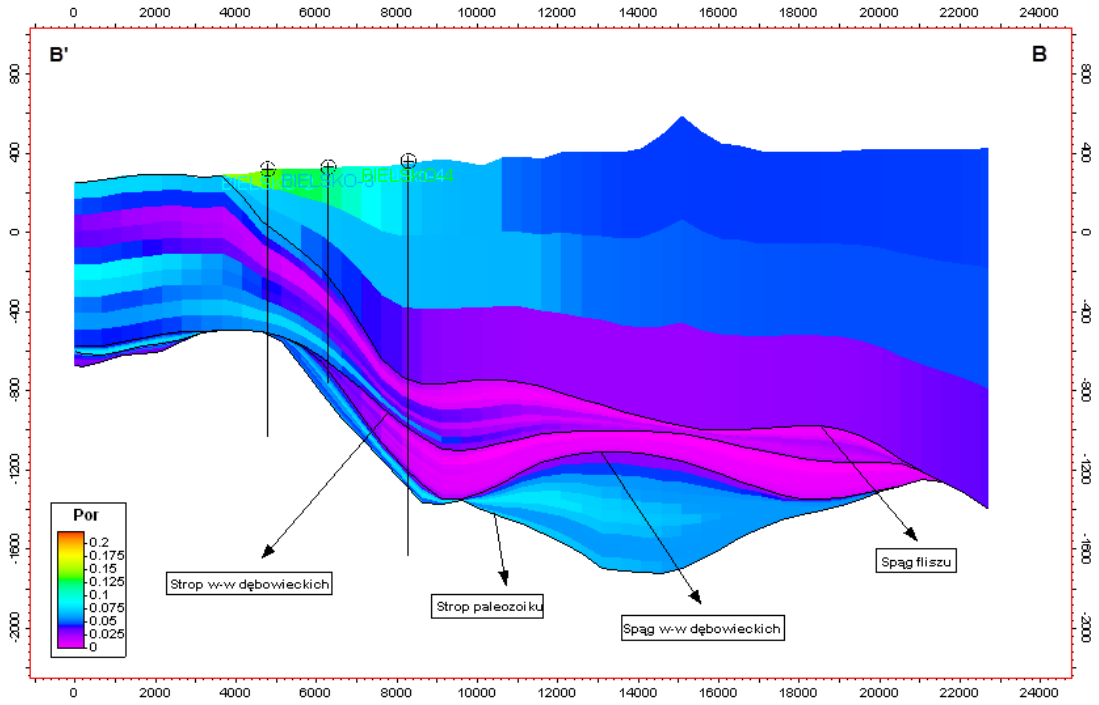


Fig.1.1.15_56 Przekrój B’-B dla parametru porowatości

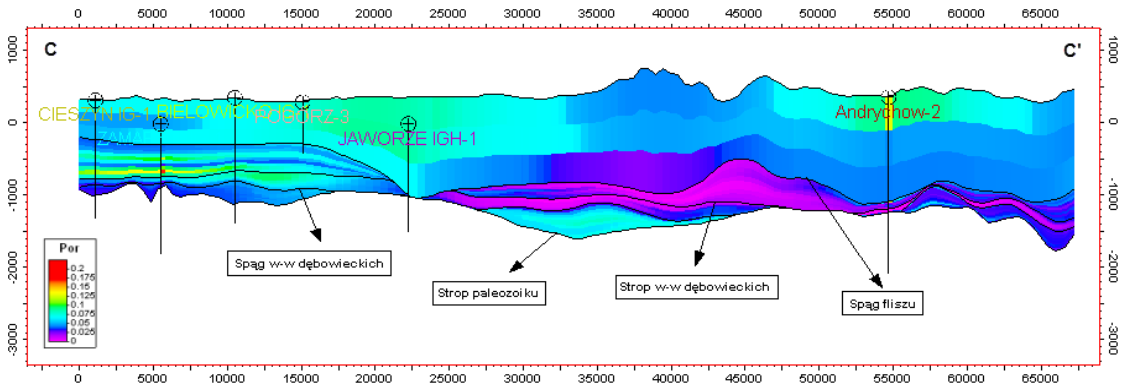


Fig.1.1.15_57 Przekrój C-C' dla parametru porowatości

Tab.1.1.15_20 Charakterystyka zmienności parametru porowatości w modelu statycznym.

Nadkład (Karpaty)								
Name	**Type**	**Min**	**Max**	**Delta**	**N**	**Mean**	**Std**	**Var**
Property	Cont.	0.0085	0.2234	0.2149	20371	0.0584	0.0202	0.0004
Nadkład (miocen)								
Property	Cont.	0.0000	0.1675	0.1675	68471	0.0406	0.0199	0.0004
Warstwy dębowieckie								
Property	Cont.	0.0000	0.1682	0.1682	58120	0.0380	0.0303	0.0009
Podłoże (paleozoik)								
Property	Cont.	0.0028	0.2068	0.2041	56000	0.0413	0.0147	0.0002

Analizując zestawienie zmienności porowatości (**Tab.1.1.15_20**) można stwierdzić, że parametr ten nie wykazuje zbyt optymistycznych wielkości dla potencjalnego zbiornika w warstwach dębowieckich. Uzyskane maksymalne wartości sięgające niespełna 17% mogą być jednak nieco „uśrednione" ilością danych wejściowych, a w rzeczywistości (lokalnie) mogą osiągać wyższe wartości. Mioceński nadkład cechuje się zbliżonymi własnościami, a w przypadku utworów karpackich nawet lepszymi. Paleozoiczne podłoże zbiornika również posiada lepsze własności zbiornikowe, w którym prawdopodobnie znaczący udział mają utwory krakowskiej i górnośląskiej serii piaskowcowej (kompleks aktualnie niemodelowany).

Obserwacje na przekrojach i diagramach pseudo 3D pokazują, że na zachodzie lokalnie (Przekrój A-A') warstwy dębowieckie znajdują się w korzystnej sytuacji strukturalnej i jednocześnie wykazują porowatości przekraczające 10%. Ku wschodowi (Przekrój B'-B i C-C') następuje wyraźny spadek porowatości warstw dębowieckich, korzystne porowatości pojawiają się tu jednak w kompleksach podścielających.

Analiza zmian porowatości wskazuje, że na całym obszarze badań osady miocenu młodsze od warstw dębowieckich powinny stanowić skałę uszczelniającą, zwłaszcza w S i SE części obszaru badań, gdyż ich porowatość rzadko osiąga 5%.

Model zailenia

Model zailenia oparto na danych pochodzących z 14 odwiertów zastosowanych do opracowania modelu porowatości. Wyniki modelowania zilustrowano w identyczny sposób jak model porowatości.

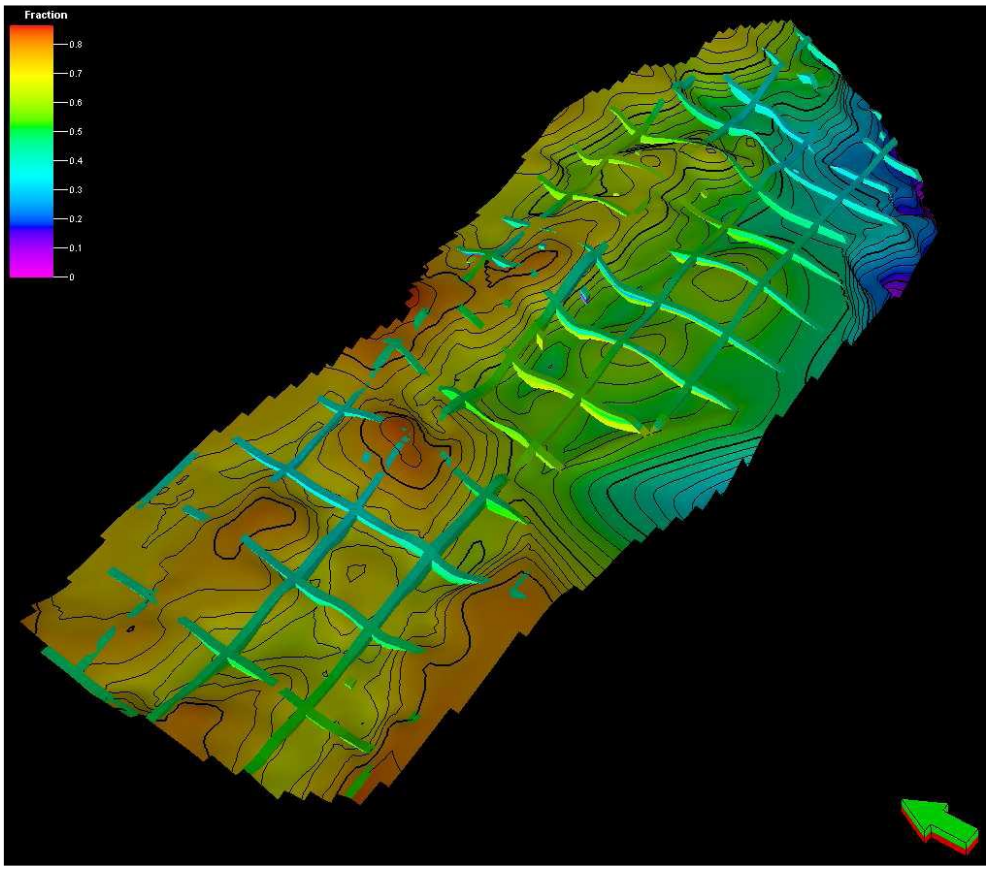


Fig.1.1.15_58 Dystrybucja zailenia w obrębie w-w dębowieckich (na tle mapy spągu zbiornika)

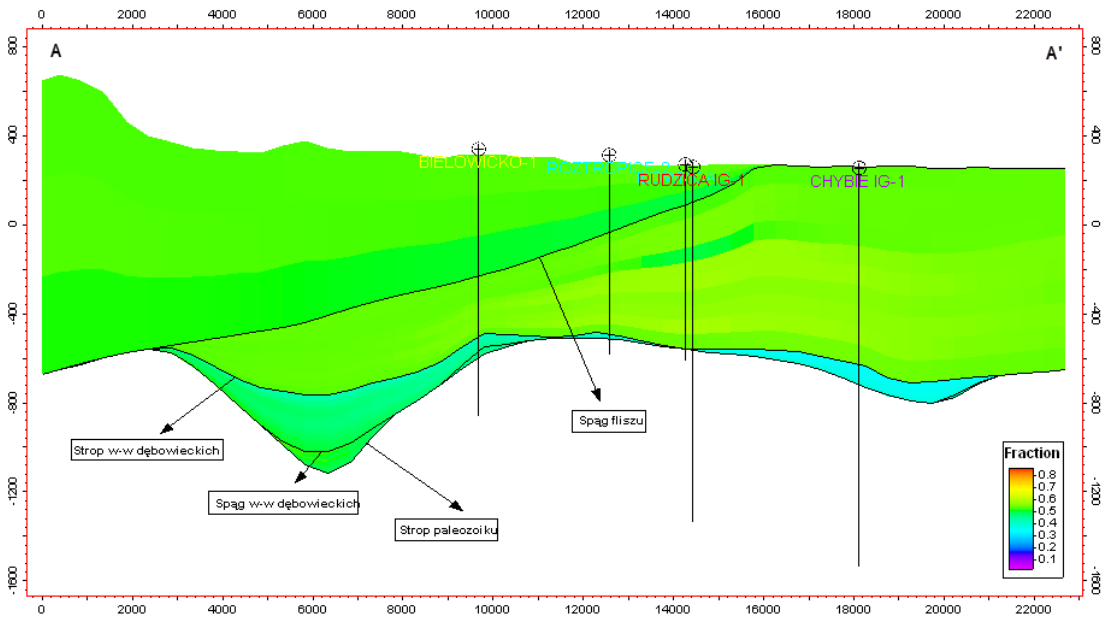


Fig.1.1.15_59 Przekrój A-A’ dla parametru zailenia

Wyniki modelowania zailenia na Przekroju A-A' potwierdzają generalnie dobre własności zbiornikowe warstw dębowieckich w rejonie odwiertów Rudzica IG-1 i Chybie IG-1. Wskazują one na dość przeciętną jakość uszczelnienia warstw dębowieckich. Należy jednak pamiętać, że w zachodniej części obszaru badań w pełni wiarygodne modelowanie będzie możliwe dopiero po zakończeniu reinterpretacji krzywych z tego obszaru (m.in. Chybie, IG-1, Dębowiec IG-1 i Cieszyn IG-1).

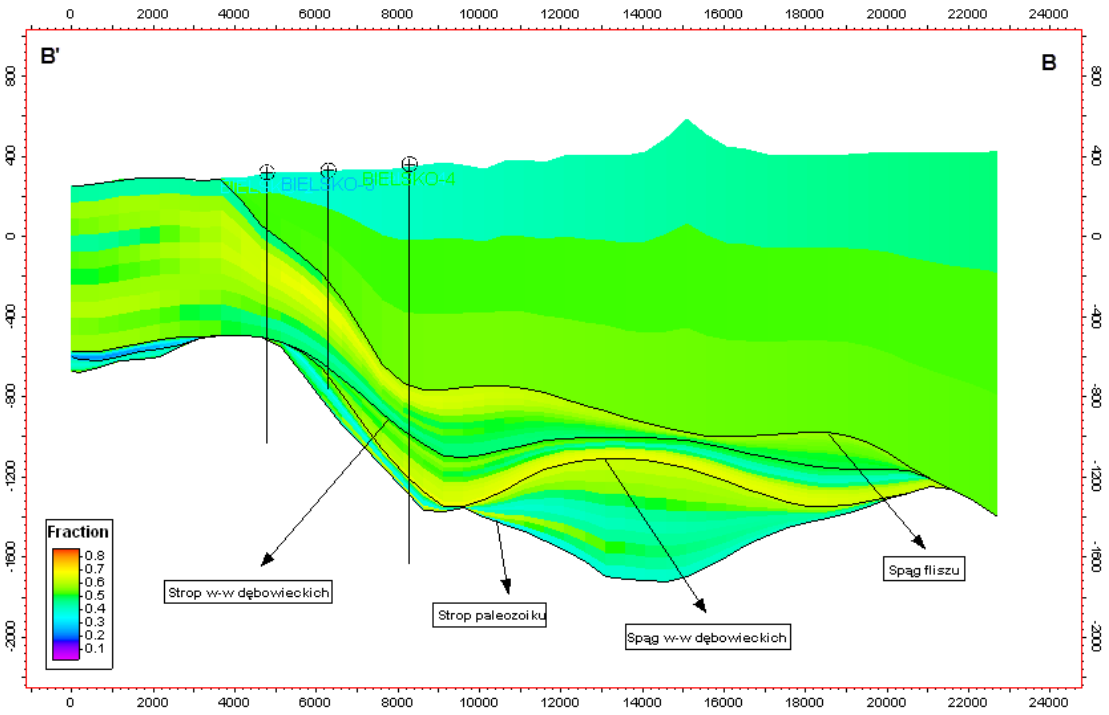


Fig.1.1.15_60 Przekrój B’-B dla parametru zailenia

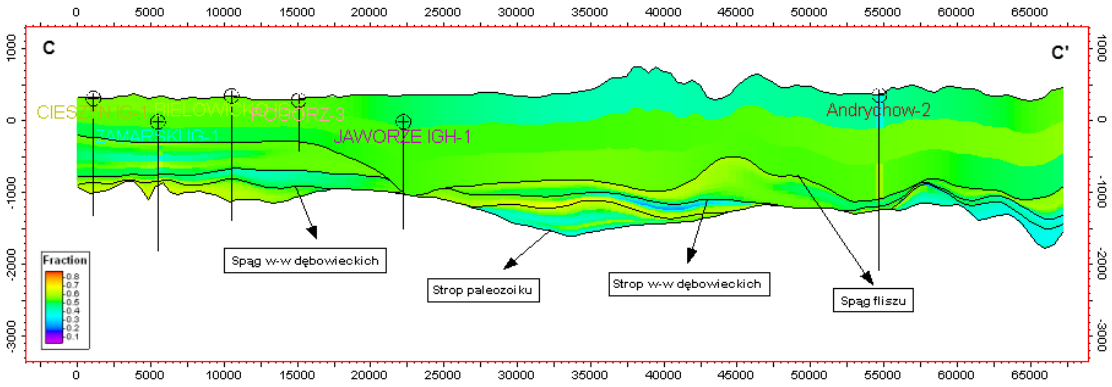


Fig.1.1.15_61 Przekrój C-C' dla parametru zailenia.

W części wschodniej można zauważyć generalnie wysokie zailenie warstw dębowieckich zwłaszcza w strefie przyspągowej (**Fig.1.1.15_60**). W tej części warstwy dębowieckie mogą stanowić doskonałe uszczelnienie dla niżej ległych warstw (ogniwa zamarskiego?).

Statystyczne podsumowanie modelowania zailenia dla wydzielonych kompleksów pokazuje, iż zarówno zbiornik dębowiecki, jak i potencjalne uszczelnienia nadkładu i podłoża, wskazują na zbliżone wartości parametru zailenia. Średnie ich wartości utrzymują się na poziomie 50%, a ekstremalne dla w-w dębowieckich sięgają rzędu 80% - gdzie tym samym zbiornik traci korzystne własności hydrauliczne.

Tab.1.1.15_21 Charakterystyka zmienności parametru zailenia w modelu statycznym.

Nadkład (Karpaty)								
Name	**Type**	**Min**	**Max**	**Delta**	**N**	**Mean**	**Std**	**Var**
Property	Cont.	0.2654	0.7405	0.4751	20371	0.5223	0.0358	0.0013
Nadkład (miocen)								
Property	Cont.	0.1812	0.8087	0.6275	68471	0.5367	0.0424	0.0018
Warstwy dębowieckie								
Property	Cont.	0.0273	0.7586	0.7312	58120	0.4734	0.0875	0.0077
Podłoże (paleozoik)								
Property	Cont.	0.0983	0.8635	0.7652	56000	0.4817	0.0937	0.0088

Podsumowanie

Przedstawione wyniki modelowania pokazują na teoretyczne możliwości bezpiecznego składowania dwutlenku węgla w utworach warstw dębowieckich jaki w leżących niżej warstwach zamarskich.

Rozstrzygające znaczenie dla oceny przydatności warstw dębowieckich i zamarskich dla składowania dwutlenku węgla będą miały dynamiczne symulacje zatłaczania, które pozwolą rozstrzygnąć kierunki rozpływu CO_2 w tym złożonym strukturalnie rejonie (patrz rozdział **1.1.16**).

Oznaczenia składu mineralnego próbek skał (PIG-PIB)

(Marta Kuberska, Aleksandra Kozłowska)

Szczegółowym badaniom petrograficzno-mineralogicznym poddano 15 wybranych próbek skał z otworu wiertniczego Bielowicko IG1.

Tab. 1.1.15_22 Zestawienie badanych próbek skał i zastosowanych metod badawczych

Numer próbki	Głębokość (m)	Litologia	Rodzaj badań			
			PL	CL	SEM/EDS	XRD
1	1040,5	piaskowiec	X			
3	1049,3	piaskowiec	X	X	X	
6	1055,3	piaskowiec	X			
8	1077,4	zlepieniec	X			
11	1085,2	piaskowiec	X			
12	1097,5	piaskowiec	X			
14	1102,5	piaskowiec	X			
15	1105,4	piaskowiec	X			X
16	1108,4	piaskowiec	X		X	
17	1111,5	piaskowiec	X			X
19	1130,4	zlepieniec	X			
21	1139,2	piaskowiec	X	X	X	
25	1153,9	zlepieniec	X			
28	1167,6	zlepieniec	X			
29	1224,6	piaskowiec	X			X

Objaśnienia: PL – mikroskop polaryzacyjny, CL – katodoluminescencja, SEM/EDS – mikroskop elektronowy/analizy chemiczne w mikroobszarze, XRD – dyfrakcja rentgenowska

Analizę mikroskopową w świetle przechodzącym wykonano na mikroskopie Optifot 2 Pol, firmy Nikon. Badania składu fazowego ogólnego i składu frakcji ilastej metodą dyfrakcji rentgenowskiej przeprowadzono na dyfraktometrze rentgenowskim X'Pert PW 3020 firmy Philips. Skład frakcji ilastej, wyseparowanej metodą sedymentacyjną, określono na podstawie dyfraktogramów preparatów orientowanych. Próbki badane były w stanie powietrzno-suchym (czarny kolor na wykresach), po glikolowaniu (zielony kolor na wykresach) i prażonych w temperaturze 550ºC (czerwony kolor na wykresach). Na wykresach zastosowano następujące oznaczenia: Chl – chloryty, It – illit, It/Sm – illit/smektyt, Ka – kalcyt, Sk – skalenie, Q – kwarc.

Szczegółowe badania petrograficzno-mineralogiczne obejmowały:

- obserwacje mikroskopowe w świetle przechodzącym z wykorzystaniem mikroskopu polaryzacyjnego Optifot 2 Pol, firmy Nikon

- analizę obrazów katodoluminescencyjnych wykonanych z użyciem aparatury CITL MK5 wyposażonych w pompę próżniową i EDS;

- obserwacje odłupków skalnych i płytek cienkich oraz analizy chemiczne w mikroobszarze wraz z dokumentacją graficzną (obrazy BSE) wykonaną z użyciem mikroskopu elektronowego LEO 1430 firmy ZEISS wyposażonego w spektrometr EDS. Wyniki analiz chemicznych minerałów (skaleni i węglanów) w mikroobszarze (EDS) zostały zestawione w **Tab. 1.1.15_23 i Tab. 1.1.15_24.**

Badania petrograficzne zostały przeprowadzone przez dr M. Kuberską i dr A. Kozłowską w Pracowni Petrologii i Geochemii, Zakładu Kartografii Geologicznej Struktur Wgłębnych. W tej samej Pracowni przeprowadzono szczegółowe badania: dr G. Zieliński wykonał dokumentację fotograficzną w katodoluminescencji, a Leszek Giro wykonał analizy chemiczne w mikroobszarze i mikrofotografie w skaningowym mikroskopie elektronowym. Analizy rentgenostrukturalne przeprowadziła mgr W. Narkiewicz z Centralnego Laboratorium Chemicznego PIG-PIB. Wyniki badań w formie opisów skał z mikrofotografiami, wykresami i tabelami wykonały dr M. Kuberska i dr A. Kozłowska.

Próbka nr 1; głęb. 1040,5 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu sublitycznego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi 0,40 mm, maksymalna 0,98 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest dobry i wynosi 2,5 (stosunek wielkości maksymalnego ziarna kwarcu – Qm do najczęstszego – Qf). Materiał detrytyczny reprezentują ziarna półobtoczone i nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych, rzadko wklęsło-wypukłych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Te ostatnie są monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych o kierunkowej teksturze lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Skalenie są także istotnym składnikiem szkieletu ziarnowego. Najczęściej występują: niezbliźniaczony skaleń potasowy, mikroklin, mikropertyty oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Skalenie często występują w postaci subhedralnych tabliczek lub w postaci półobtoczonych ziaren. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania w wyniku procesów diagenetycznych. Grupa

litoklastów jest dosyć urozmaicona.. Jak już wspomniano część kwarcu polikrystalicznego zapewne związana jest genetycznie z grupą litoklastów metamorficznych. Oprócz tego wyróżniono kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczyków. Niektóre przypominają fyllity. Poza tym odnotowano liczne okruchy skał osadowych, do których zaliczono fragmenty drobnoziarnistych piaskowców, mułowców, skał węglanowych (biosparyty, mikrosparyty, okruchy mikrytowe). Odnotowano także kwarcowo-skaleniowe litoklasty, będące fragmentami skał granitoidowych. Pojedynczo występują fragmenty skał wylewnych. Poza wymienionymi podstawowymi składnikami szkieletu ziarnowego występują także w jego składzie łyszczyki. Reprezentowane są przez grubokrystaliczne (miejscami do około 0,9 mm długości) blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest częściowo schlorytyzowany. Blaszki łyszczyków bywają powyginane i spękane. Spoiwo piaskowca tworzy grubokrystaliczny cement węglanowy – przeważnie kalcyt w postaci osobników anhedralnych, sporadycznie dolomit, występujący w postaci drobnych subhedralnych romboedrów. Miejscami odnotowano spoiwo ilaste, być może powstałe na skutek roztarcia miękkich okruchów skał ilastych i tworzące obecnie pseudomatriks.

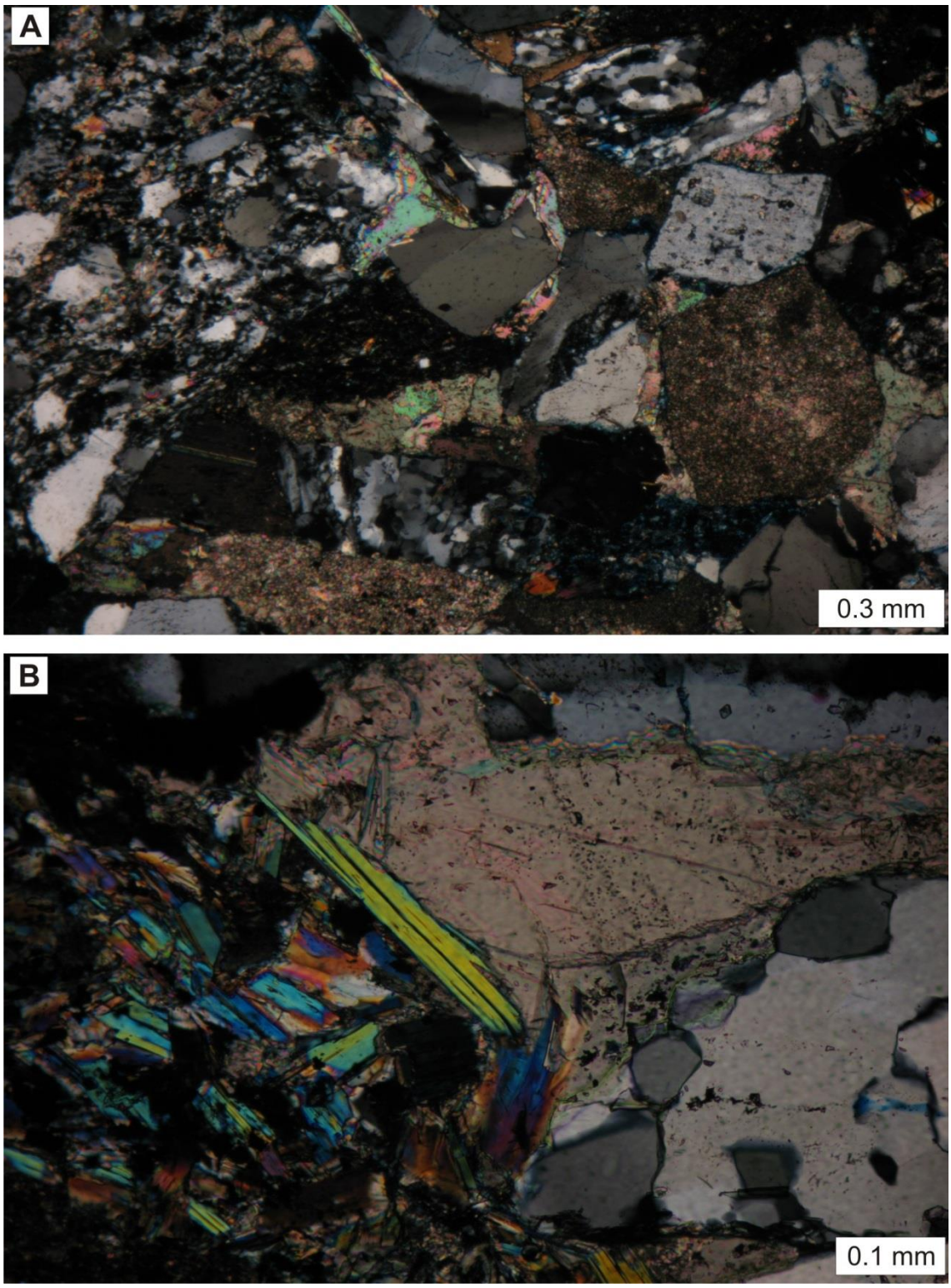


Fig. 1.1.15_62 A) Piaskowiec sublityczny. Widoczne okruchy skał oraz ziarna detrytyczne kwarcu scementowane spoiwem węglanowym. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane. **B)** Wygięta blaszka łyszczyku położona między okruchami skał. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane.

Próbka nr 3; głęb. 1049,3 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu sublitycznego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi 0,25 mm, maksymalna 0,88 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest dosyć dobry i wynosi 3,5. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna półobtoczone i nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych, rzadko wklęsło-wypukłych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Podobnie, jak w próbce opisanej uprzednio ziarna polikrystaliczne są monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, bądź fragmentami łupków kwarcowych o kierunkowej teksturze lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Wśród skaleni wyróżniono skalenie potasowe oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Skalenie najczęściej występują w postaci półobtoczonych ziarn. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania w wyniku procesów diagenetycznych. Grupa litoklastów jest dosyć urozmaicona. Jak już wspomniano część kwarcu polikrystalicznego zapewne związana jest genetycznie z grupą litoklastów metamorficznych. Oprócz tego wyróżniono kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczyków. Niektóre przypominają fyllity. Poza tym odnotowano liczne okruchy skał osadowych, do których zaliczono fragmenty drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, mułowców, iłowców, skał węglanowych, często dolomitowych (mikrosparyty, okruchy mikrytowe; **Tab. 1.1.15_22**). Pojedynczo występują fragmenty skał wylewnych. Zauważono także liczne ziarna glaukonitu, niektóre schlorytyzowane oraz sporadycznie fragmenty bioklastów oraz ziarna fosforanów, a także apatyt. Składnikami szkieletu ziarnowego są także łyszczyki. Reprezentowane są przez grubokrystaliczne blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest schlorytyzowany. Blaszki łyszczyków bywają powyginane i spękane. W piaskowcu zauważono drobne skupienia pirytu. Spoiwo piaskowca tworzy grubokrystaliczny cement węglanowy – przeważnie kalcyt w postaci osobników anhedralnych oraz sporadycznie dolomit. W obrazie katodoluminescencyjnym zauważono różne odmiany kalcytu, wykazujące świecenie od bardzo ciemnobrunatnego do żółtej i żółto-pomarańczowej luminescencji. Na zróżnicowanie tych barw wpłynęła obecność domieszek manganu, magnezu i żelaza w strukturze kalcytów, będących aktywatorami lub inhibitorami – wywołującymi lub ograniczającymi luminescencję. Wyniki analiz chemicznych w wybranych punktach przedstawia **Tab. 1.1.15_23.**

Tab. 1.1.15_23 Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarach

Głębokość (m)	Numer analizy	$CaCO_3$ % mol.	$MgCO_3$ % mol.	$FeCO_3$ % mol.	$MnCO_3$ % mol.	Rodzaj węglanu
1049,3	1	99,20	0,80	0,0	0,0	kalcyt
(1-obszar)	2	98,54	0,24	1,13	0,0	kalcyt
	3	98,78	0,72	0,0	0,50	kalcyt
	4	99,52	0,35	0,13	0,0	kalcyt
	5	54,39	45,26	0,35	0,0	dolomit (okruch)
	6	98,53	0,86	0,29	0,27	kalcyt
1049,3	1	56,07	43,23	0,70	0,0	dolomit
(2-obszar)	2	99,34	0,0	0,60	0,06	kalcyt
	3	57,34	42,30	0,15	0,21	dolomit (okruch)
	4	58,33	39,82	2,45	0,40	dolomit
	6	97,28	2,02	0,54	0,26	kalcyt

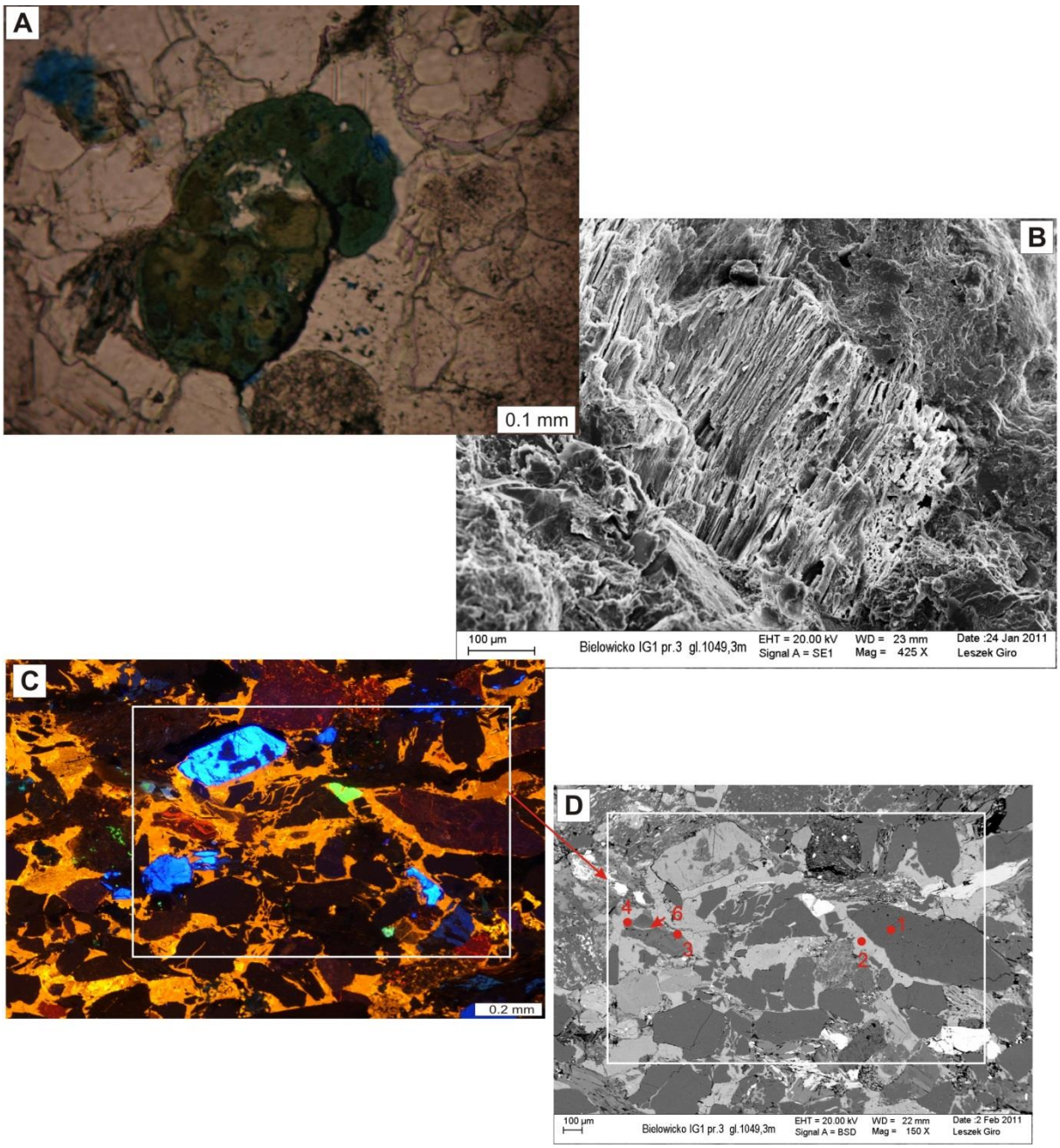


Fig. 1.1.15_63 A) Piaskowiec sublityczny. Widoczne częściowo schlorytyzowane ziarno glaukonitu. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora. **B)** Relikty rozpuszczonego skalenia potasowego. Obraz SEM. **C)** Obraz w CL piaskowca; kwarc nie wykazuje luminescencji lub wykazuje świecenie w barwach ciemnobrunatnych, skalenie potasowe wykazują luminescencję w barwach niebieskich, apatyt w zielonkawych, kalcyt świeci żółtopomarańczowo i żółtoczerwono, dolomit – czerwonobrunatno. Ramką zaznaczono obszar badań. **D)** Obraz BSE miejsca z fot. C; punkty 1-6 miejsca analiz chemicznych – **Tab. 1.1.15_23.**

Próbka nr 6; głęb. 1055,9 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu sublitycznego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi 0,25 mm, maksymalna 1,10 mm. Natomiast przeciętna średnica litoklastów wynosi około 0,75 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest bardzo słaby i wynosi 4,4. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna półobtoczone i nieobtoczone, lepsze obtoczenie wykazują okruchy skał. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych, rzadko wklęsło-wypukłych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Podobnie, jak w próbce opisanej uprzednio ziarna polikrystaliczne są monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, bądź fragmentami łupków kwarcowych o kierunkowej teksturze lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Wśród skaleni wyróżniono niezbliźniaczone skalenie potasowe, mikroklin, mikropertyty oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Skalenie najczęściej występują w postaci półobtoczonych ziaren. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania w wyniku procesów diagenetycznych. Grupa litoklastów jest urozmaicona.. Wyróżniono kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczyków. Niektóre przypominają fyllity. Poza tym odnotowano liczne okruchy skał osadowych, do których zaliczono fragmenty drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, mułowców, iłowców, skał węglanowych (mikrosparyty, okruchy mikrytowe). Pojedynczo występują fragmenty skał wylewnych oraz kwarcowo-skaleniowe fragmenty skał granitoidowych. Zauważono także ziarna glaukonitu, niektóre schlorytyzowane oraz sporadycznie fragmenty bioklastów. Składnikami szkieletu ziarnowego są także łyszczyki. Reprezentowane są przez grubokrystaliczne blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest schlorytyzowany. Blaszki łyszczyków bywają powyginane i spękane. W piaskowcu zauważono drobne skupienia pirytu. Spoiwo piaskowca tworzy grubokrystaliczny cement węglanowy – przeważnie kalcyt w postaci osobników anhedralnych oraz sporadycznie dolomit wykształcony w postaci drobnych romboedrów, które bywają częściowo rozpuszczone. Miejscami spoiwo jest ilaste, powstałe zapewne z roztarcia miękkich okruchów skał ilastych. Skała jest porowata. Dominuje porowatość wtórna powstała na skutek rozpuszczania składników ziarnowych lub przeobrażania skaleni i łyszczyków.

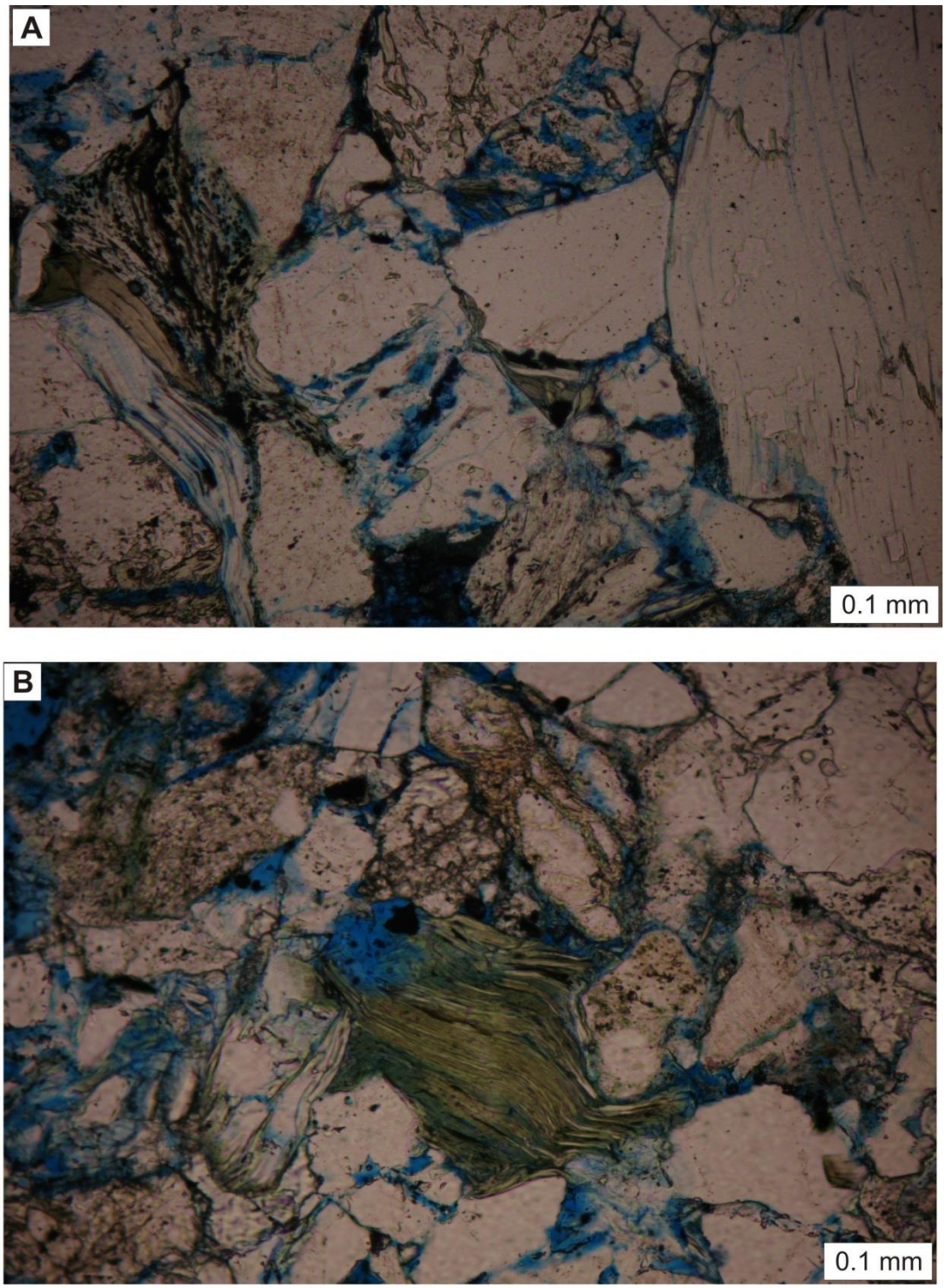


Fig. 1.1.15_64 A) Widoczne częściowo rozpuszczone i przeobrażone ziarna, na skutek czego powstała wtórna porowatość (niebieska barwa). Próbka nasączona niebiesko zabarwioną żywicą. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora. **B)** W centralnej części zdjęcia widoczna schlorytyzowana, wygięta blaszka łyszczyka. Próbka nasączona niebiesko zabarwioną żywicą. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora.

Próbka nr 8; głęb. 1077,4 m

Zlepieniec drobnoziarnisty – parazlepieniec polimiktyczny. Wykazuje strukturę psefitową z domieszką frakcji psamitowej, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziarn wynosi około 20 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest umiarkowany. Ziarna są półobtoczone i obtoczone, często o wydłużonym kształcie. Jedynie okruchy wapieni są izometryczne.

Wśród litoklastów wyróżniono głównie okruchy wapieni. Są to przeważnie mikrosparyty lub fragmenty skał mikrytowych, sporadycznie biomikrytowych. Poza tym odnotowano okruchy drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, mułowców, iłowców. Wyróżniono także kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczyków. Niektóre przypominają fyllity. Pojedynczo występują kwarcowo-skaleniowe fragmenty skał granitoidowych.

Frakcja psamitowa reprezentowana jest przez litoklasty podobne do opisywanych powyżej, a oprócz tego występują tabliczki skaleni oraz półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego. Składnikami szkieletu ziarnowego są także łyszczyki. Reprezentowane są przez grubokrystaliczne blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest schlorytyzowany. Blaszki łyszczyków bywają powyginane i spękane.

Zlepieniec jest słabo scementowany, porowaty. Spoiwo tworzy cement węglanowy – przeważnie kalcyt, miejscami spoiwo jest ilaste, powstałe zapewne z roztarcia miękkich okruchów skał ilastych.

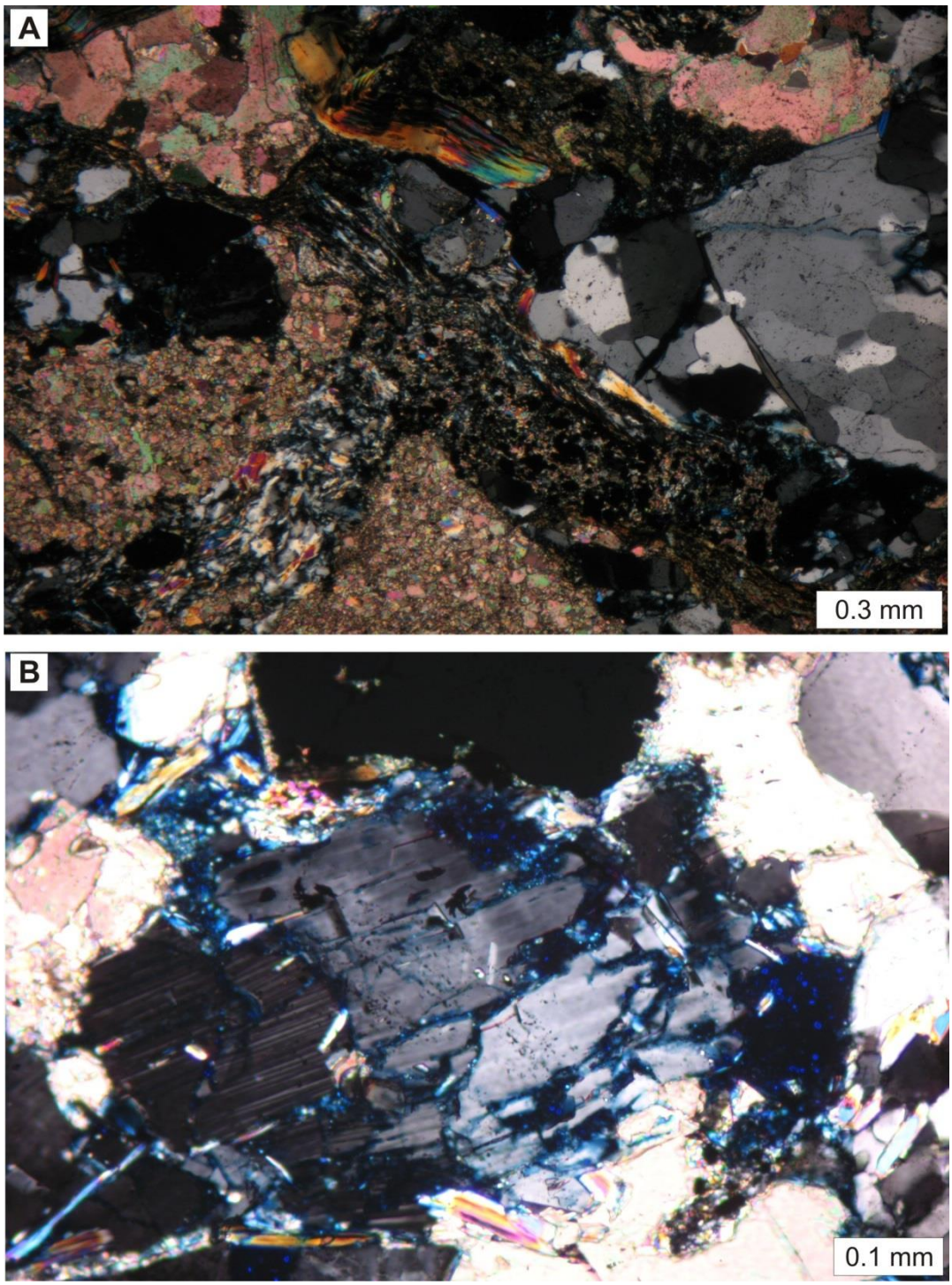


Fig. 1.1.15_65 A) Litoklasty węglanowe i okruch kwarcu polikrystalicznego (prawa strona zdjęcia); widok ogólny zlepieńca. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane. **B)** Widoczne częściowo rozpuszczone ziarno skalenia z wtórną porowatością (niebieska barwa). Próbka nasączona niebiesko zabarwioną żywicą. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane.

Próbka nr 11; głęb. 1085,2 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu subarkozowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziarn kwarcu wynosi 0,48 mm, maksymalna 0,92 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest dobry i wynosi 1,9. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna półobtoczone i nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się przewagą kontaktów prostych, rzadko wklęsło-wypukłych i punktowych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Te ostatnie, jak już wcześniej opisywano, są monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych o kierunkowej teksturze lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Skalenie są istotnym składnikiem szkieletu ziarnowego, a ich ilość pozwoliła zakwalifikować piaskowiec jako odmianę subarkozową. Występują tu: niezbliźniaczony skaleń potasowy, mikroklin, mikropertyty oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Skalenie tworzą ziarna półobtoczone, czasami mają postać subhedralnych tabliczek. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania w wyniku procesów diagenetycznych. Grupa litoklastów jest dosyć urozmaicona.. Jak już wspomniano część kwarcu polikrystalicznego genetycznie związana jest zapewne z grupą litoklastów metamorficznych. Oprócz tego wyróżniono kwarcowo-muskowitowe i muskowitowe fragmenty łupków metamorficznych. Niektóre przypominają fyllity. Poza tym odnotowano okruchy skał osadowych, do których zaliczono fragmenty drobnoziarnistych piaskowców i mułowców. Występują także pojedyncze litoklasty kwarcowo-skaleniowe. W składzie szkieletu ziarnowego wyróżniono również łyszczyki. Reprezentowane są przez blaszki biotytu i muskowitu. Spoiwo piaskowca tworzą łuseczki łyszczyków, które przypominają serycyt. Miejscami odnotowano drobne romboedry dolomitu.

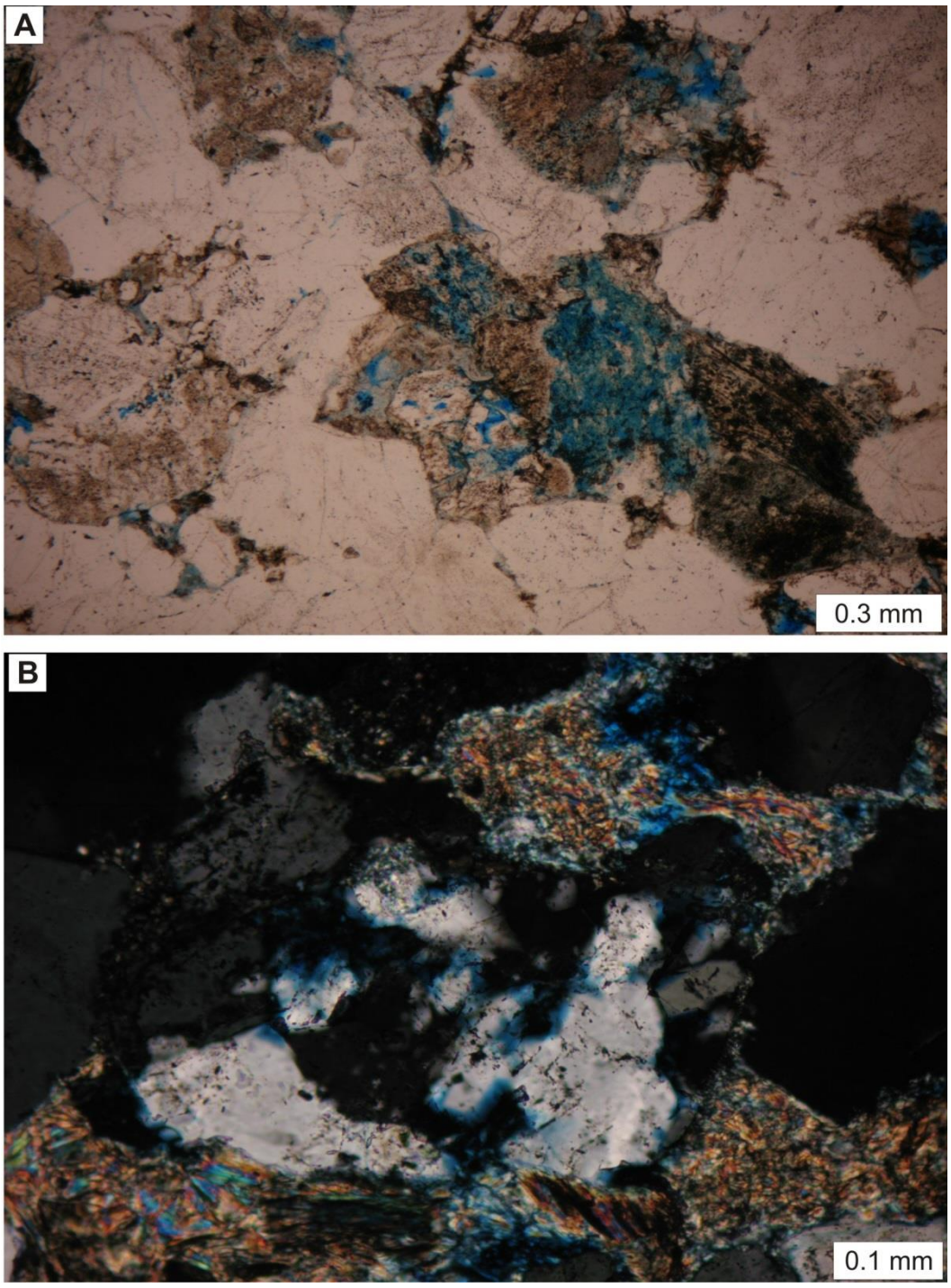


Fig. 1.1.15_66 A) Widoczna wtórna porowatość (niebieska barwa) powstała na skutek rozpuszczania ziaren detrytycznych. Próbka nasączona niebiesko zabarwioną żywicą. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora. **B)** W centralnej części zdjęcia widoczne częściowo rozpuszczone ziarno skalenia, które otacza grubołuseczkowe spoiwo przypominające serycyt. Próbka nasączona niebiesko zabarwioną żywicą. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane.

Próbka nr 12; głęb. 1097,5 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu subarkozowego na pograniczu z arkozowym. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi 0,30 mm, maksymalna 0,86 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest dosyć dobry i wynosi 2,9. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna półobtoczone i nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych, rzadko wklęsło-wypukłych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Podobnie, jak w opisywanych powyżej piaskowcach odmiany polikrystaliczne najprawdopodobniej są monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych o kierunkowej teksturze lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Skalenie są tu bardzo istotnym składnikiem szkieletu ziarnowego. Występują tu niezbliźniaczone skalenie potasowe, mikrokliny, mikropertyty oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Często występują w postaci subhedralnych tabliczek lub w postaci półobtoczonych ziarn. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania w wyniku procesów diagenetycznych. Grupa litoklastów jest mniej liczna w porównaniu do opisywanych odmian piaskowców sublitycznych.. Część kwarcu polikrystalicznego genetycznie związana jest zapewne z grupą litoklastów metamorficznych. Oprócz tego wyróżniono kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczyków. Poza tym odnotowano okruchy mułowców oraz kwarcowo-skaleniowe litoklasty, będące fragmentami skał granitoidowych. W składzie materiału detrytycznego piaskowców występują również łyszczyki. Reprezentowane są przez blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest częściowo schlorytyzowany. Blaszki łyszczyków bywają powyginane i spękane. Sporadycznie obserwowano nieregularne, drobne ziarna fosforanowe. Spoiwo piaskowca tworzą, miejscami grubokrystaliczne, łuseczki łyszczyków. Spoiwo takie mogło powstać z rozdrobnienia, roztarcia fragmentów łupków mikowych lub kwarcowo-mikowych. Można go zaliczyć do epimatriks. Miejscami odnotowano spoiwo węglanowe (kalcytowe), porowe, rozmieszczone w skale nierównomiernie oraz autigeniczne spoiwo kwarcowe, wykształcone głównie w postaci obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego.

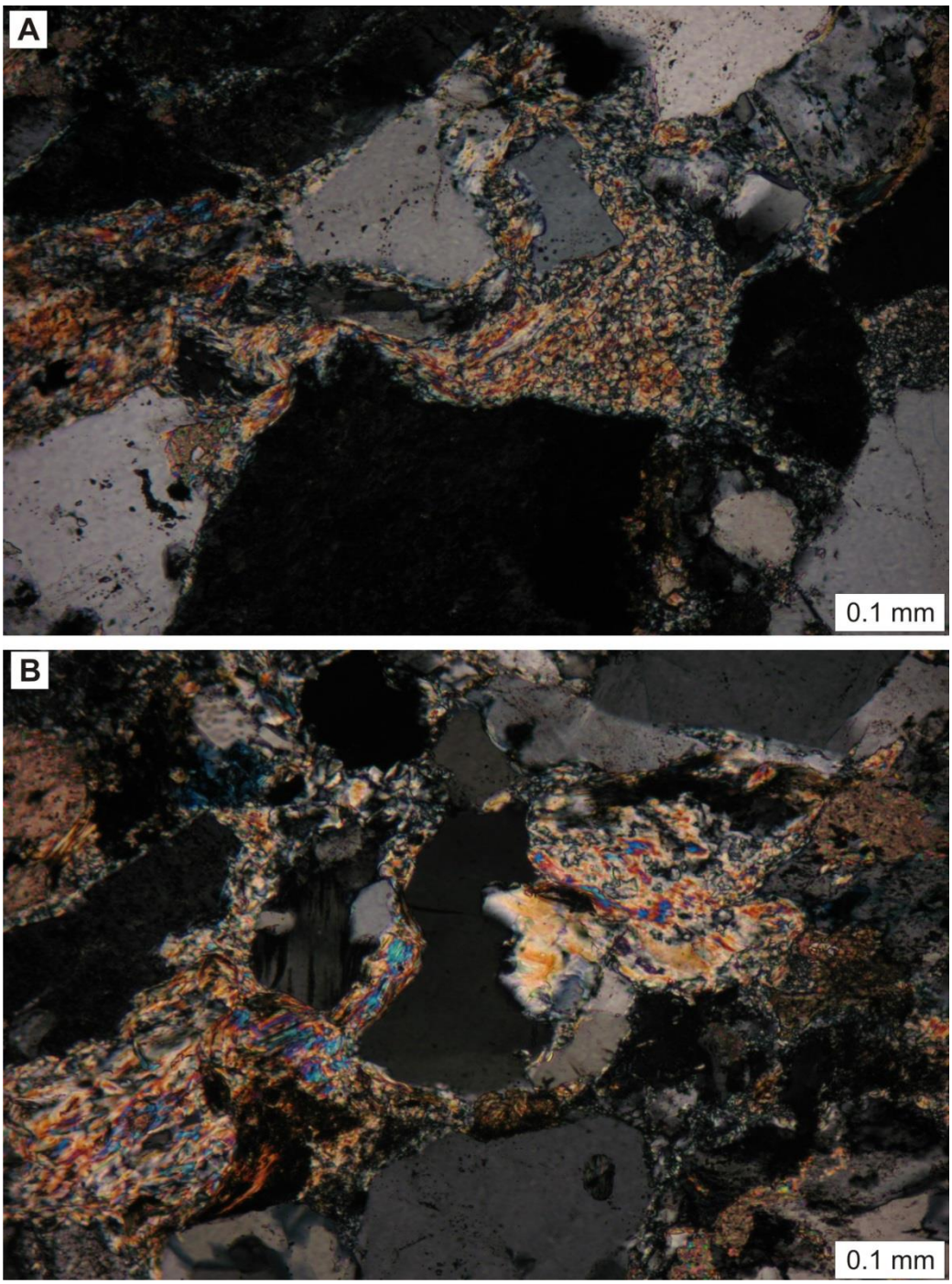


Fig. 1.1.15_67 A) Spoiwo grubokrystaliczne złożone z łuseczek łyszczyków; mogło ono powstać z roztarcia fragmentów łupków mikowych. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane. **B)** W centrum zdjęcia silnie przeobrażone ziarno skalenia; widoczny efekt procesu serycytyzacji. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane.

Próbka nr 14; głęb. 1102,5 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu/waki subarkozowej na pograniczu z arkozową. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziarn kwarcu wynosi 0,30 mm, maksymalna 1,40 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest słaby i wynosi 4,7. Ziarna są przeważnie nieobtoczone i półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów głównie punktowych i prostych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Podobnie, jak w opisywanych powyżej piaskowcach odmiany polikrystaliczne najprawdopodobniej są monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Ziarna kwarcu często są nadtrawione z widocznymi zatokami, pozostałymi jako efekt rozpuszczania. Skalenie są bardzo istotnym składnikiem szkieletu ziarnowego. Występują tu, jak w opisywanych już odmianach arkozowych, niezbliźniaczone skalenie potasowe, mikrokliny, mikropertyty oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Często występują w postaci subhedralnych tabliczek lub w postaci półobtoczonych ziaren. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania w wyniku procesów diagenetycznych. Grupa litoklastów jest mniej liczna w porównaniu do opisywanych odmian piaskowców sublitycznych. Część kwarcu polikrystalicznego związana jest genetycznie z grupą litoklastów metamorficznych. Oprócz tego wyróżniono kwarcowo-mikowe lub mikowe fragmenty łupków metamorficznych. Poza tym odnotowano okruchy mułowców oraz kwarcowo-skaleniowe litoklasty, będące fragmentami skał granitoidowych. W składzie materiału detrytycznego piaskowców występują również łyszczyki. Reprezentowane są przez blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest częściowo schlorytyzowany. Blaszki łyszczyków bywają powyginane i spękane. Spoiwo piaskowca tworzą, miejscami grubokrystaliczne, łuseczki łyszczyków. Spoiwo takie mogło powstać z rozdrobnienia, roztarcia fragmentów łupków mikowych lub kwarcowo-mikowych. Można go zaliczyć do epimatriks. Stąd skała określona obecnie jako waka, pierwotnie mogła być arenitem. Miejscami odnotowano przemazy, nieregularne wtrącenia, substancji organicznej, w części zaliczonej do tak zwanej „martwej ropy”.

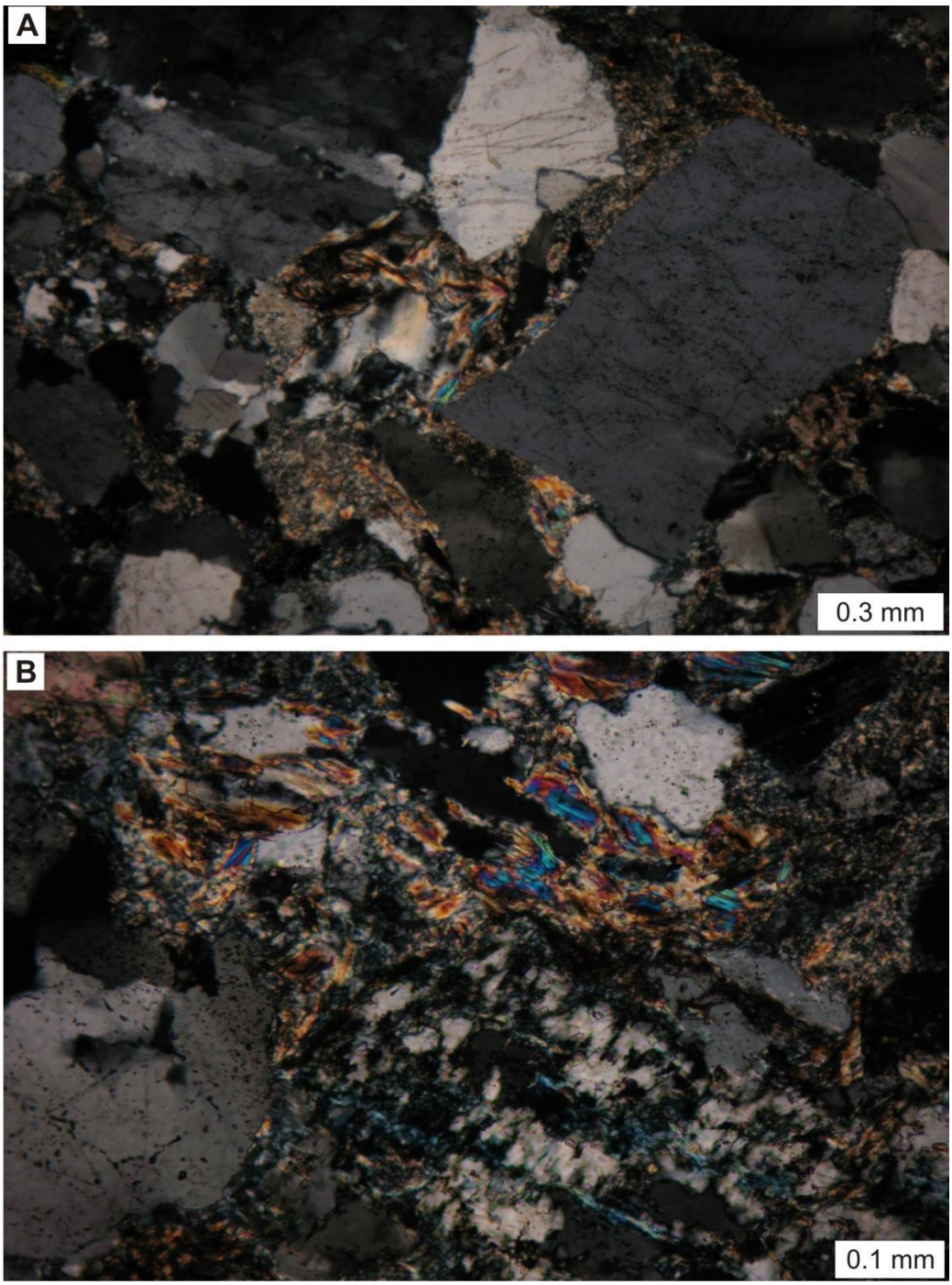


Fig. 1.1.15_68 A) Ogólny widok piaskowca średnioziarnistego z widocznymi ziarnami kwarcu mono- i polikrystalicznego i grubokrystalicznym spoiwem łyszczykowym (?).Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane. **B)** W centralnej części zdjęcia widoczne ziarno silnie zserycytyzowanego skalenia. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane.

Próbka nr 15; głęb. 1105,4 m

Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu/waki subarkozowej. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziarn kwarcu wynosi 0,16 mm, maksymalna 0,52 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest stosunkowo dobry i wynosi 3,3. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna głównie nieobtoczone i półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Te ostatnie najprawdopodobniej są monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, okruchami rogowców lub fragmentami kwarcu żyłowego. Skalenie są kolejnym ważnym składnikiem szkieletu ziarnowego. Występują wśród nich niezbliźniaczone skalenie potasowe, mikroklin, mikropertyty oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Skalenie często występują w postaci subhedralnych tabliczek lub w postaci półobtoczonych ziaren. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania diagenetycznego. W grupie litoklastów wyróżniono kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczyków. Poza tym odnotowano okruchy skał osadowych, do których zaliczono fragmenty drobnoziarnistych piaskowców i mułowców. Poza podstawowymi składnikami szkieletu ziarnowego występują także w jego składzie łyszczyki - blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest schlorytyzowany. Blaszki łyszczyków bywają powyginane i spękane.

Spoiwo piaskowca tworzą łuseczki mik, być może serycytu, które składem odpowiadają illitowi. Analiza rentgenowska wykazała obecność illitu i chlorytu a także dolomitu. W płytce cienkiej obserwowano anhedralne osobniki cementu węglanowego, rozmieszczone gniazdowo, nieregularnie.

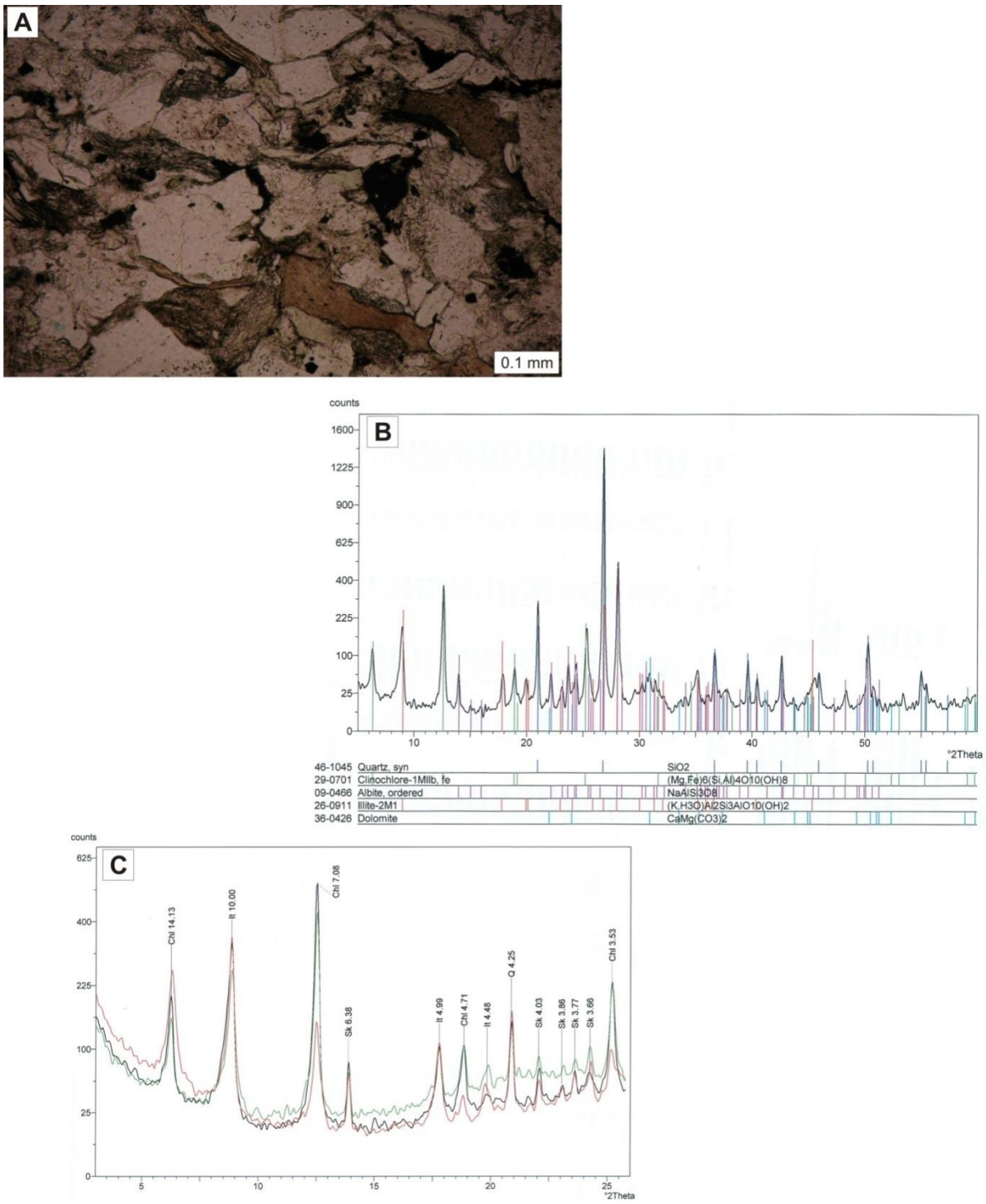


Fig. 1.1.15_69 A) Ogólny widok piaskowca drobnoziarnistego z licznymi blaszkami łyszczyków i wtrąceniami substancji organicznej. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; bez analizatora. **B)** Dyfraktogram rentgenowski, skład fazowy całej próbki. **C)** Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550^0C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

Próbka nr 16; głęb. 1108,4 m

Piaskowiec gruboziarnisty o składzie arenitu subarkozowego/sublitycznego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitowo-psefitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi 0,80 mm, maksymalna 1,50 mm. Natomiast przeciętna średnica litoklastów wynosi około 2,0 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest słaby. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna półobtoczone i nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych i wklęsło-wypukłych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Podobnie, jak w próbkach opisanych uprzednio ziarna polikrystaliczne mogą być monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, bądź fragmentami łupków kwarcowych o kierunkowej teksturze lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Ziarna kwarcu monokrystalicznego miejscami zawierają wrostki chlorytowe. Wśród skaleni wyróżniono niezbliźniaczone skalenie potasowe, mikroklin, mikropertyty oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Skalenie najczęściej występują w postaci półobtoczonych ziaren. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania w wyniku procesów diagenetycznych. Wśród litoklastów wyróżniono kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych, fragmenty drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, mułowców oraz kwarcowo-skaleniowe fragmenty, czasami o widocznej granofirowej strukturze. W niewielkiej ilości (do około 1 %obj.) występują łyszczyki, reprezentowane przez biotyt i muskowit. Spoiwo piaskowca tworzy cement węglanowy – przeważnie dolomit wykształcony w postaci drobnych romboedrów. Miejscami spoiwo jest złożone z łuseczek mik. Taki rodzaj spoiwa powstał zapewne jako efekt diagenetycznego przeobrażania łupków kwarcowo-łyszczykowych lub łyszczykowych. Poza tym występuje autigeniczne spoiwo kwarcowe, głównie w postaci regeneracyjnych obwódek. W skaningowym mikroskopie elektronowym obserwowano także występujące w spoiwie blaszki illitu oraz chloryt. Skała jest dosyć porowata. Dominuje porowatość wtórna powstała na skutek rozpuszczania lub przeobrażania skaleni.

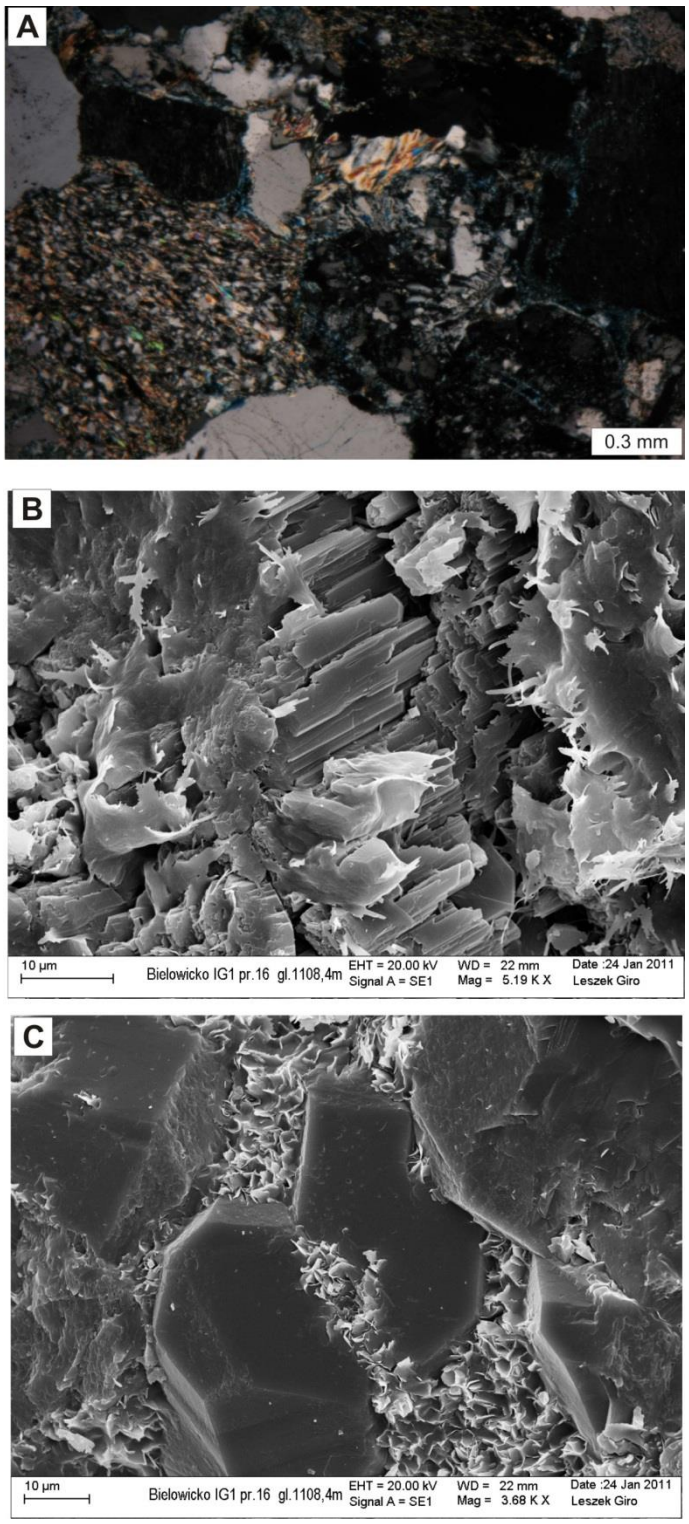


Fig. 1.1.15_70 A) Widok ogólny piaskowca z różnorodnymi litoklastami. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane. **B)** Relikty skalenia potasowego pozostałe po jego rozpuszczeniu. Obraz SEM. **C)** Kwarc autogeniczny, miejscami z widocznymi śladami nadtrawienia, współwystępujący ze spoiwem chlorytowym. Obraz SEM.

Próbka nr 17; głęb. 1111,5 m

Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu/waki subarkozowej. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi 0,20 mm, maksymalna 0,28 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest bardzo dobry i wynosi 1,4. Ziarna są nieobtoczone i półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego jest słabe i wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Te ostatnie najprawdopodobniej są monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych. Skalenie są kolejnym ważnym składnikiem szkieletu ziarnowego. Występują wśród nich niezbliźniaczone skalenie potasowe, mikroklin, mikropertyty oraz ziarna plagioklazów. Skalenie często występują w postaci subhedralnych tabliczek lub w postaci półobtoczonych ziaren. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania diagenetycznego. W grupie litoklastów wyróżniono kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczyków. Poza tym odnotowano okruchy skał osadowych, do których zaliczono fragmenty drobnoziarnistych piaskowców i mułowców. Poza podstawowymi składnikami szkieletu ziarnowego występują także w jego składzie łyszczyki - blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest schlorytyzowany. Blaszki łyszczyków bywają powyginane i spękane.

Spoiwo piaskowca tworzą łuseczki mik, być może serycytu, które składem odpowiadają illitowi. Analiza rentgenowska wykazała obecność minerałów mieszanopakietowych I/S o zawartości illitu powyżej 90% i chlorytu. Spoiwo zaliczono do epimatriksu. Poza tym zauważono wtrącenia, cienkie laminy substancji organicznej, w części opisanej jako tak zwana „martwa ropa”.

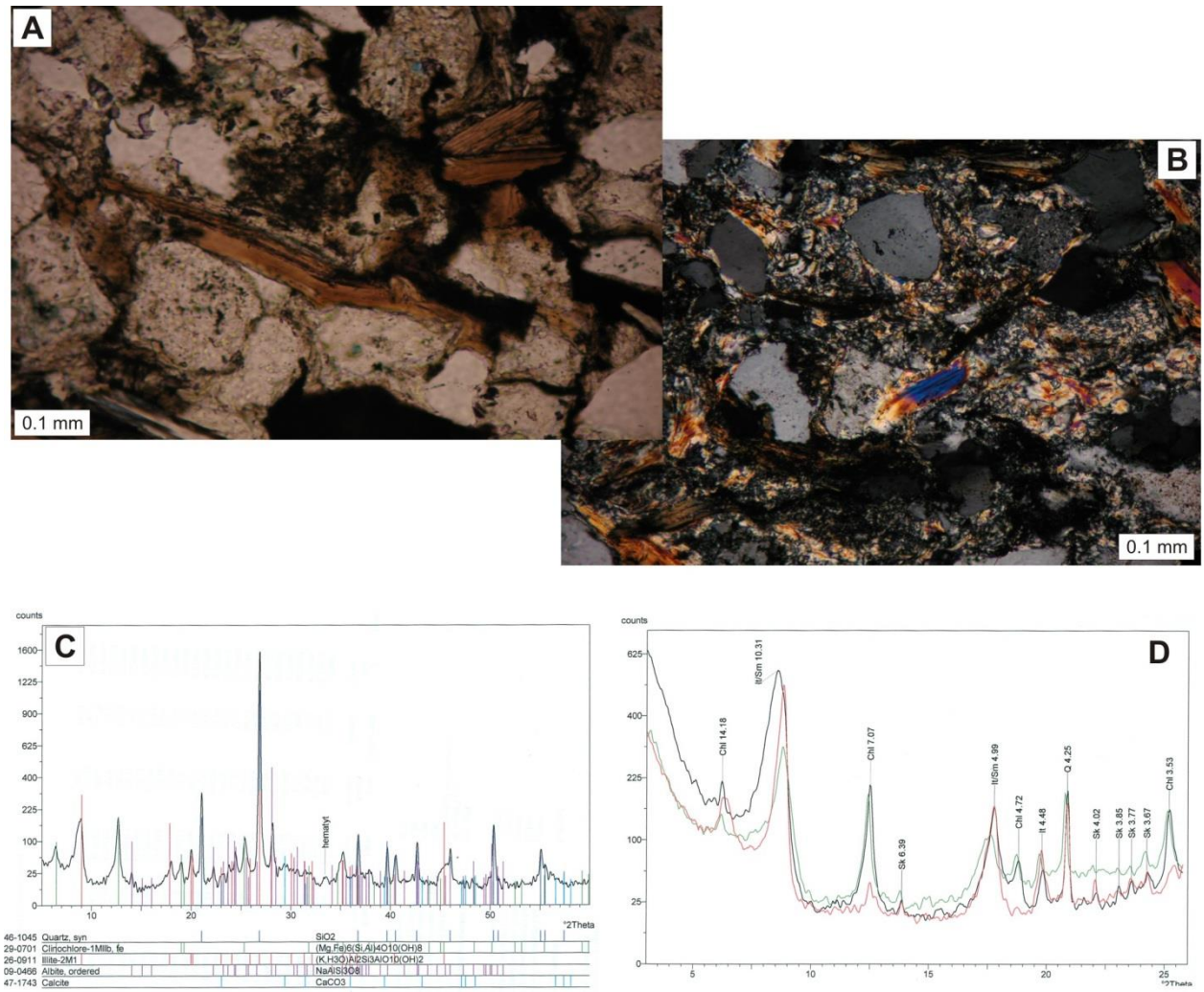


Fig. 1.1.15_71 A) Widok ogólny piaskowca wygiętymi blaszkami biotyty (barwa brunatna) i pozostałościami węglowodorów (tzw. martwa ropa - czarna barwa). Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; bez analizatora. **B)** Spoiwo piaskowca złożone z łuseczek mik. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane. **C)** Dyfraktogram rentgenowski, skład fazowy całej próbki. **D)** Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550^0C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

Próbka nr 19; głęb. 1130,4 m

Zlepieniec drobnoziarnisty – parazlepieniec polimiktyczny. Wykazuje strukturę psefitową z domieszką frakcji psamitowej, teksturę bezładną. Ziarna drobniejsze są półobtoczone i nieobtoczone, ziarna frakcji grubszej są półobtoczone i obtoczone.

Wśród litoklastów wyróżniono okruchy wapieni. Są to przeważnie mikrosparyty lub fragmenty skał drobnosparytowych i mikrytowych. Poza tym odnotowano okruchy drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, mułowców, iłowców, skał żelazistych. Wyróżniono także kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych, kwarcowo-skaleniowe fragmenty skał granitoidowych oraz okruchy skał wulkanicznych o skrytokrystalicznej strukturze tła skalnego.

Frakcja psamitowa reprezentowana jest przez litoklasty podobne do opisywanych powyżej, a oprócz tego występują pojedyncze skalenie oraz półobtoczone ziarna kwarcu głównie polikrystalicznego. Zlepieniec jest słabo scementowany, porowaty. Spoiwo zlepieńca jest ilaste, powstałe zapewne z roztarcia miękkich okruchów skał ilastych lub złożone z drobnych łyszczykowych łuseczek.

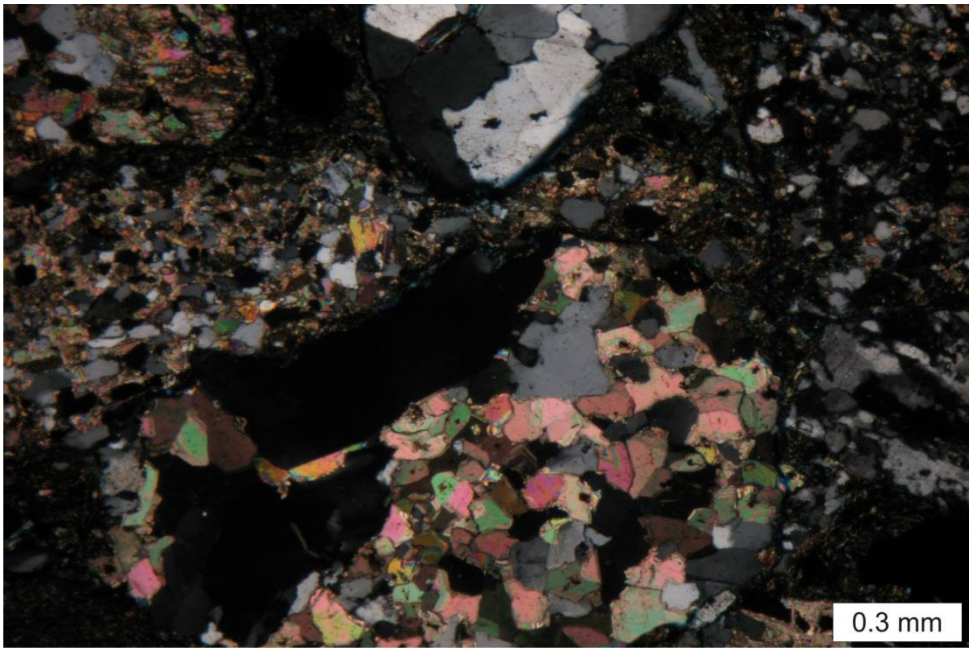


Fig. 1.1.15_72 Widok ogólny zlepieńca z licznymi litoklastami skał osadowych.

Próbka nr 21; głęb. 1139,2 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu subarkozowego/sublitycznego. Wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna (Qf) średnica ziarn kwarcu wynosi 0,26 mm, maksymalna (Qm) 0,98 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego wyrażony stosunkiem Qm/Qf wynosi 3,8. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna półobtoczone i nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Podobnie, jak w próbkach opisanych uprzednio ziarna polikrystaliczne mogą być monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, bądź fragmentami łupków kwarcowych o kierunkowej teksturze lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Ziarna kwarcu mają liczne ślady trawienia w strefach przykrawędziowych. Wśród skaleni wyróżniono głównie skalenie potasowe oraz pojedyncze ziarna plagioklazów. Skalenie najczęściej występują w postaci półobtoczonych ziarn. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania w wyniku procesów diagenetycznych. W grupie litoklastów wyróżniono kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych, , fragmenty drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, mułowców, iłowców. Składnikami szkieletu ziarnowego są także biotyt i muskowit. Biotyt bywa częściowo schlorytyzowany. Spoiwo piaskowca tworzy grubokrystaliczny cement węglanowy – przeważnie kalcyt w postaci osobników anhedralnych lub subhedralnych oraz sporadycznie dolomit. W obrazie katodoluminescencyjnym zauważono różne odmiany kalcytu, wykazujące świecenie od ciemnobrunatnego do żółtej i żółto-pomarańczowej barwy luminescencji. Na zróżnicowanie tych barw wpłynęła obecność domieszek manganu, magnezu i żelaza w strukturze kalcytów, będących aktywatorami lub inhibitorami – wywołującymi lub ograniczającymi luminescencję. Wyniki analiz chemicznych w wybranych punktach przedstawia **Tab. 1.1.15_24**. Poza tym obserwowano autigeniczne spoiwo kwarcowe, tworzące obwódki na ziarnach kwarcu detrytycznego. W elektronowym mikroskopie skaningowym dostrzeżono obecność kaolinitu. Piaskowiec jest silnie scementowany, słabo porowaty, jednak obserwowano efekty rozpuszczania ziaren detrytycznych, głównie skaleni oraz osobników cementu.

Tab. 1.1.15_24 Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarach

Głębokość (m)	Numer analizy	$CaCO_3$ % mol.	$MgCO_3$ % mol.	$FeCO_3$ % mol.	$MnCO_3$ % mol.	Rodzaj węglanu
1139,2	1	97,40	0,46	2,14	0,0	kalcyt
	2	96,58	1,08	0,24	2,10	kalcyt
	3	95,66	1,55	0,0	2,79	kalcyt

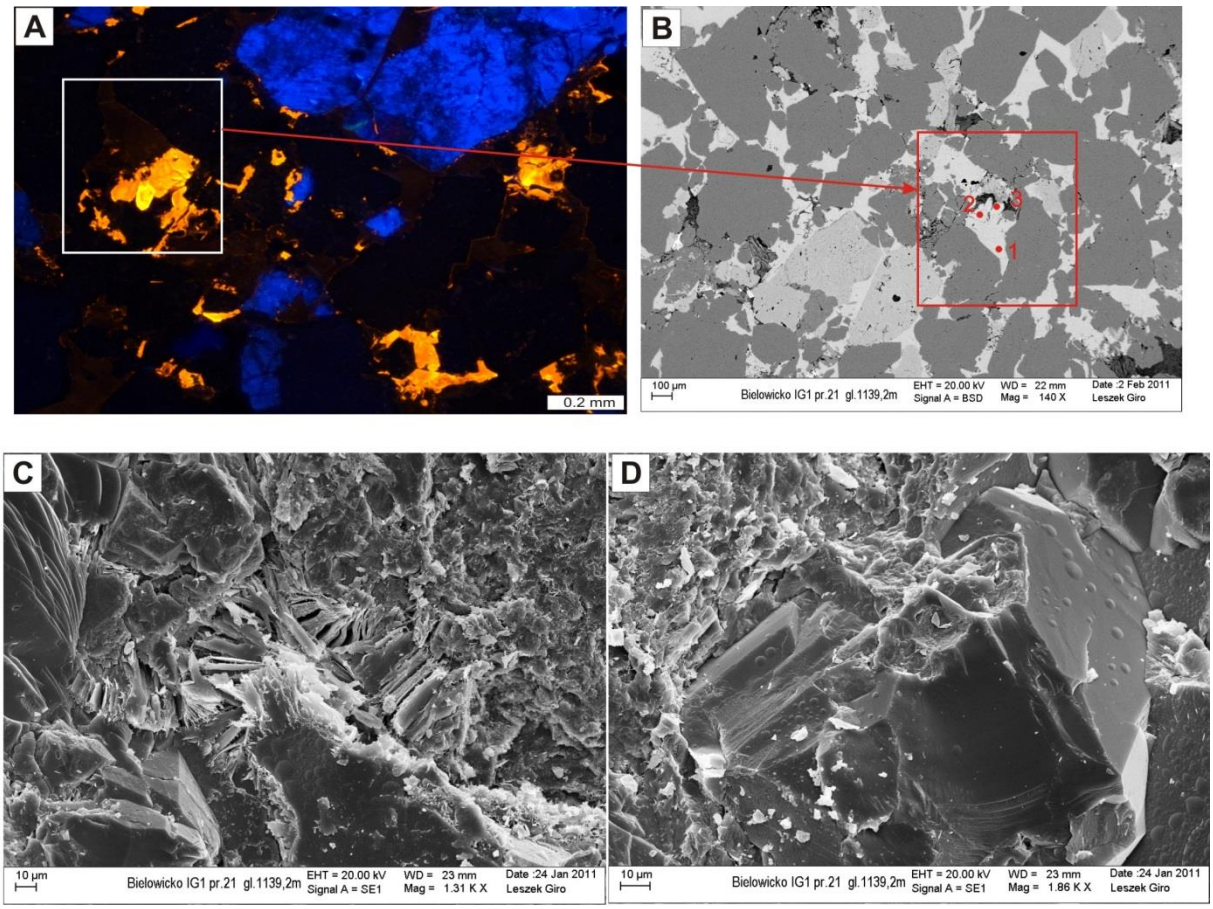


Fig. 1.1.15_73 A) Obraz w CL; fragmentu piaskowca o spoiwie kalcytowym (luminescencja w barwach żółto-pomarańczowych); skalenie wykazują świecenie w barwach niebieskich, kwarc nie wykazuje luminescencji lub w barwach ciemnobrunatnych. Ramka wskazuje obszar badań. **B)** Obraz BSE próbki z fot. A; punkty 1-3 wskazują miejsca analiz chemicznych – **Tab. 1.1.15_24**. **C)** W centralnej części zdjęcia widoczne płytki kaolinitu w przestrzeni porowej piaskowca. Obraz SEM. **D)** Widoczny częściowo rozpuszczony kryształ kalcytu. Obraz SEM.

Próbka nr 25; głęb. 1153,9 m

Zlepieniec drobnoziarnisty – ortozlepieniec polimiktyczny. Wykazuje strukturę psefitową z domieszką frakcji psamitowej (około 5 %obj.), teksturę bezładną. Ziarna drobniejsze są półobtoczone, ziarna frakcji grubszej są półobtoczone i obtoczone.

Wśród litoklastów wyróżniono okruchy drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, często wapnistych, mułowców, iłowców żelazistych oraz skał bardzo drobnokrystalicznych, przypominających łupki kwarcowe. Zanotowano także obecność fragmentu skały najprawdopodobniej pochodzenia wulkanicznego o skrytokrystalicznej strukturze tła skalnego (?).

Frakcja psamitowa reprezentowana jest przez pojedyncze ziarna kwarcu, głównie polikrystalicznego oraz skalenie. Zlepieniec jest słabo scementowany, porowaty. Spoiwo zlepieńca jest ilaste, powstałe zapewne z roztarcia miękkich okruchów skał ilastych lub złożone z drobnych łyszczykowych łuseczek.

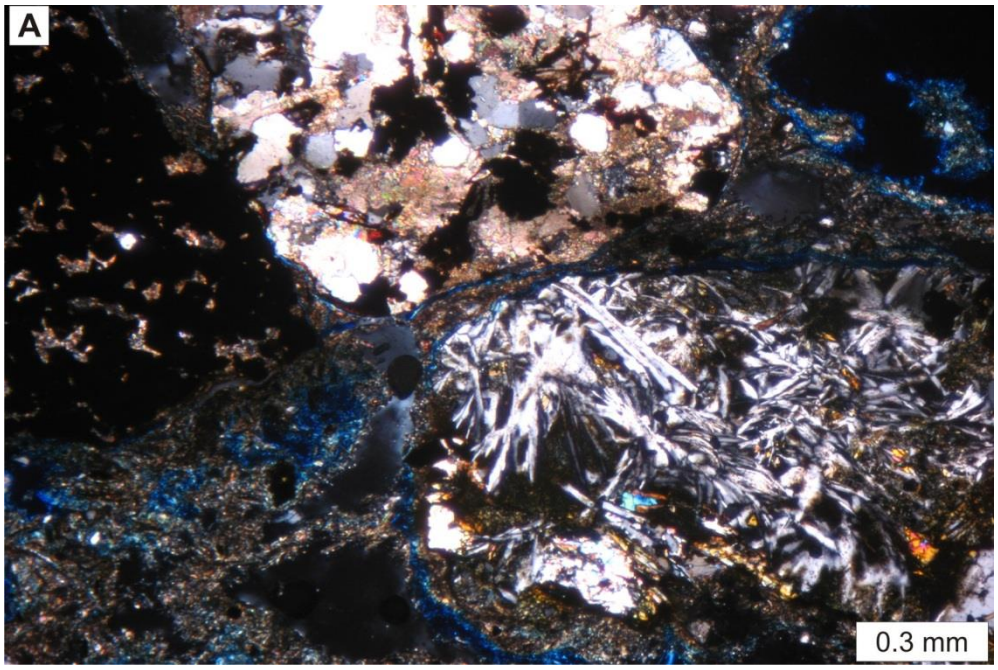


Fig. 1.1.15_74 Zlepieniec z widocznymi litoklastami oraz porowatością międzyziarnową (niebieska barwa). Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane.

Próbka nr 28; głęb. 1167,6 m

Zlepieniec drobnoziarnisty – ortozlepieniec polimiktyczny. Wykazuje strukturę psefitową z domieszką frakcji psamitowej (około 5 %obj.), teksturę lekko kierunkową, podkreśloną ułożeniem dłuższych osi litoklastów. Ziarna są półobtoczone i obtoczone, izometryczne lub wydłużone.

Wśród litoklastów wyróżniono okruchy drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, często wapnistych, mułowców wapnistych, iłowców żelazistych, fragmenty wapieni – mikrosparytów z domieszką mułku kwarcowego. Zauważono także okruch skały bardzo drobnokrystalicznej, trudnej do zidentyfikowania i okruch łupka łyszczykowego o częściowo zatartych granicach ziarna.

Frakcja psamitowa reprezentowana jest przez pojedyncze ziarna kwarcu, głównie polikrystalicznego oraz skalenie. Zlepieniec jest słabo scementowany, porowaty. Spoiwo zlepieńca jest ilaste, powstałe zapewne z roztarcia miękkich okruchów skał ilastych lub złożone z drobnych łyszczykowych łuseczek.

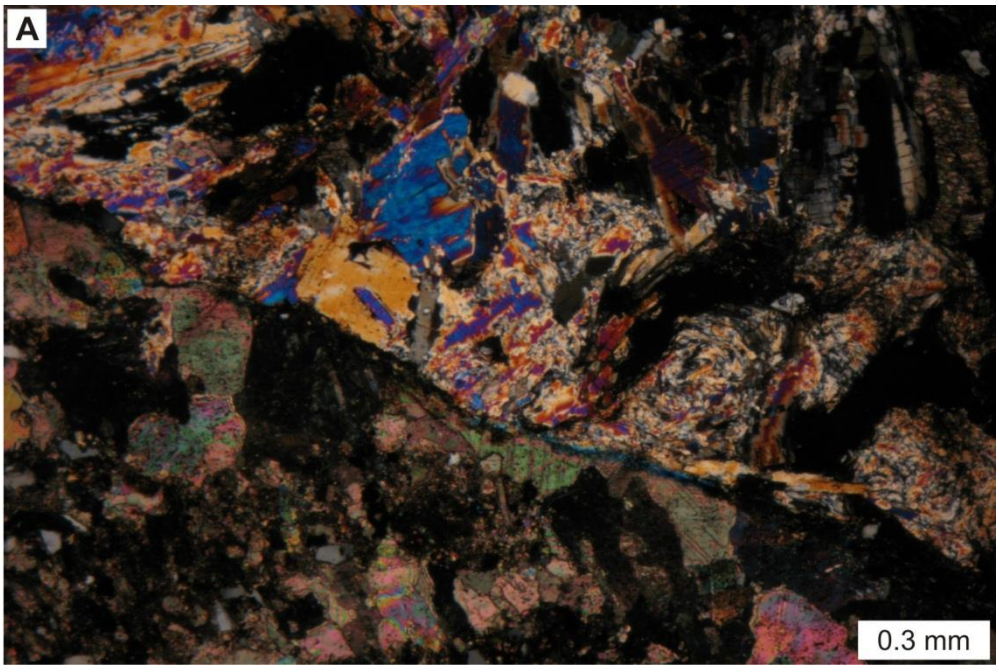


Fig. 1.1.15_75 W górnej części zdjęcia widoczne bardzo grubołuseczkowe spoiwo łyszczykowe, powstałe zapewne z roztarcia fragmentu skały mikowej.

Próbka nr 29; głęb. 1224,6 m

Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu subarkozowego/sublitycznego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi 0,16 mm, maksymalna 0,38 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest dobry i wynosi 2,4. Ziarna są nieobtoczone i półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych, miejscami wklęsło-wypukłych.

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Wyróżniono ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Te ostatnie najprawdopodobniej są monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych. Skalenie są kolejnym ważnym składnikiem szkieletu ziarnowego. Występują wśród nich niezbliźniaczone skalenie potasowe, mikroklin, mikropertyty oraz ziarna plagioklazów. Skalenie często występują w postaci subhedralnych tabliczek lub w postaci półobtoczonych ziarn. Powszechnie obserwowano efekty ich rozpuszczania i przeobrażania diagenetycznego. W grupie litoklastów wyróżniono kwarcowo-łyszczykowe fragmenty łupków metamorficznych i okruchy zbudowane prawie wyłącznie z łyszczyków. Poza tym odnotowano okruchy skał osadowych, do których zaliczono fragmenty bardzo drobnoziarnistych piaskowców i mułowców. Poza podstawowymi składnikami szkieletu ziarnowego występują także w jego składzie łyszczyki - blaszki biotytu i muskowitu. Bardzo często biotyt jest schlorytyzowany. Blaszki łyszczyków bywają powyginane i spękane.

Spoiwo piaskowca tworzą łuseczki mik, być może serycytu, które składem odpowiadają illitowi. Analiza rentgenowska wykazała obecność illitu i chlorytu. Spoiwo zaliczono do epimatriksu. Miejscami spoiwo jest węglanowe, jak wykazała analiza rentgenowska kalcytowo-dolomitowe. Występują także drobne skupienia pirytu oraz wodorotlenków żelaza. Poza tym zauważono wtrącenia, cienkie laminy substancji organicznej, a także węglowodorów opisanych jako tak zwana „martwa ropa”.

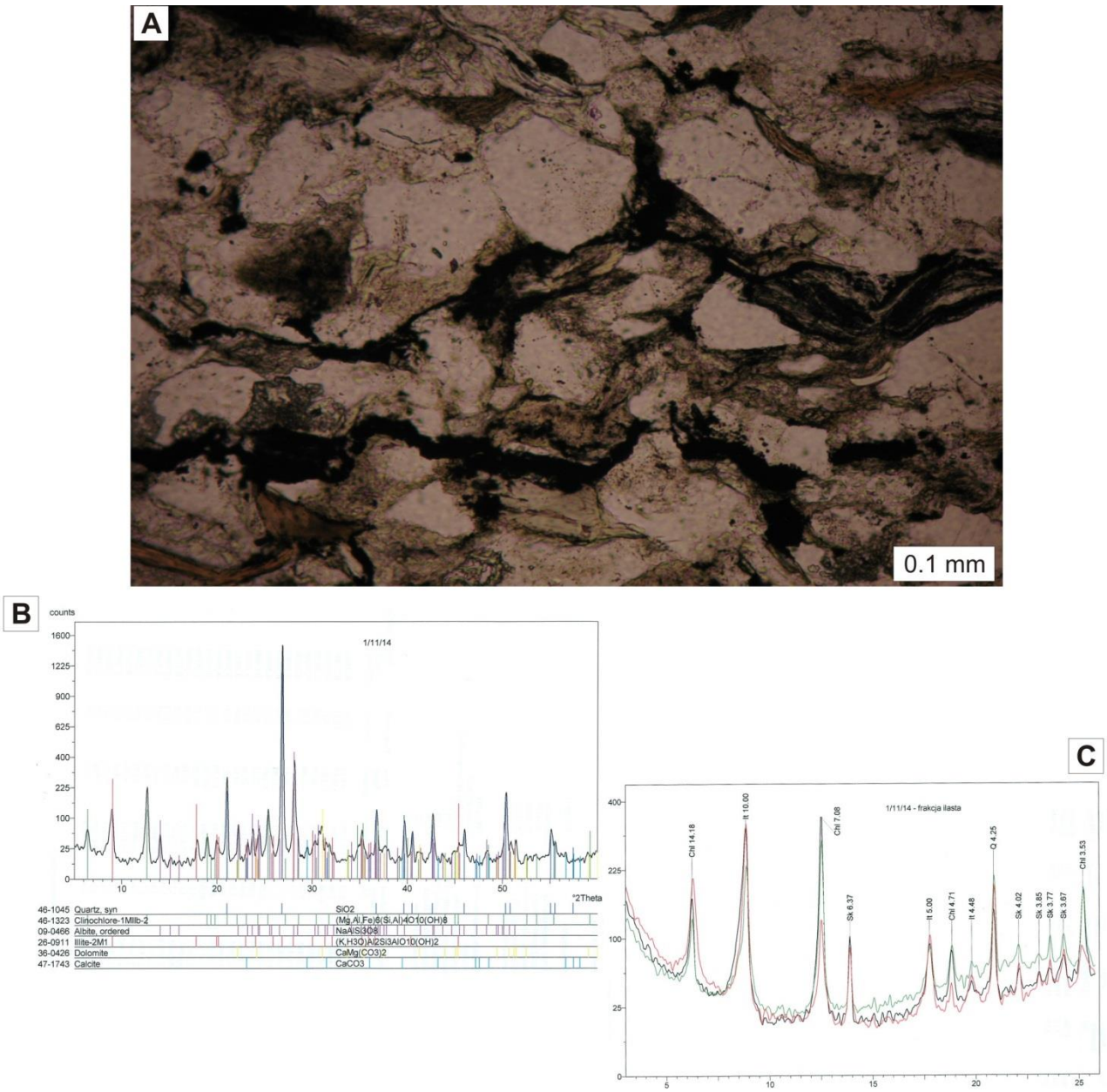


Fig. 1.1.15_76 A) Widok ogólny piaskowca z laminami najprawdopodobniej węglowodorów (tzw. martwa ropa - czarna barwa). Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; bez analizatora. **B)** Dyfraktogram rentgenowski, skład fazowy całej próbki. **C)** Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550^0C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

Trzeci obiekt solankowy

Prace zostały wykonane przez wszystkich partnerów konsorcjum (**PIG-PIB**, **GIG**, **AGH**, **PBG** i **INiG)**.

Uzgodniono że jako trzeci obiekt w poziomach solankowych zostaną opracowane dwa obiekty/struktury:

- Choszczno-Suliszewo w rejonie NW Polski, ewentualnie na potrzeby aglomeracji szczecińskiej

- Grodzisk-Ujazd-Bukowiec (Niecka Poznańska - megastruktura solankowa, w stropie której występują też złoża gazu) w rejonie Wielkopolski, ewentualnie na potrzeby aglomeracji poznańskiej.

Dla struktury Choszczno-Suliszewo podstawowym kolektorem są piaskowce dolnej jury natomiast megastruktura Niecki Poznańskiej obejmuje kolektor czerwonego spągowca.

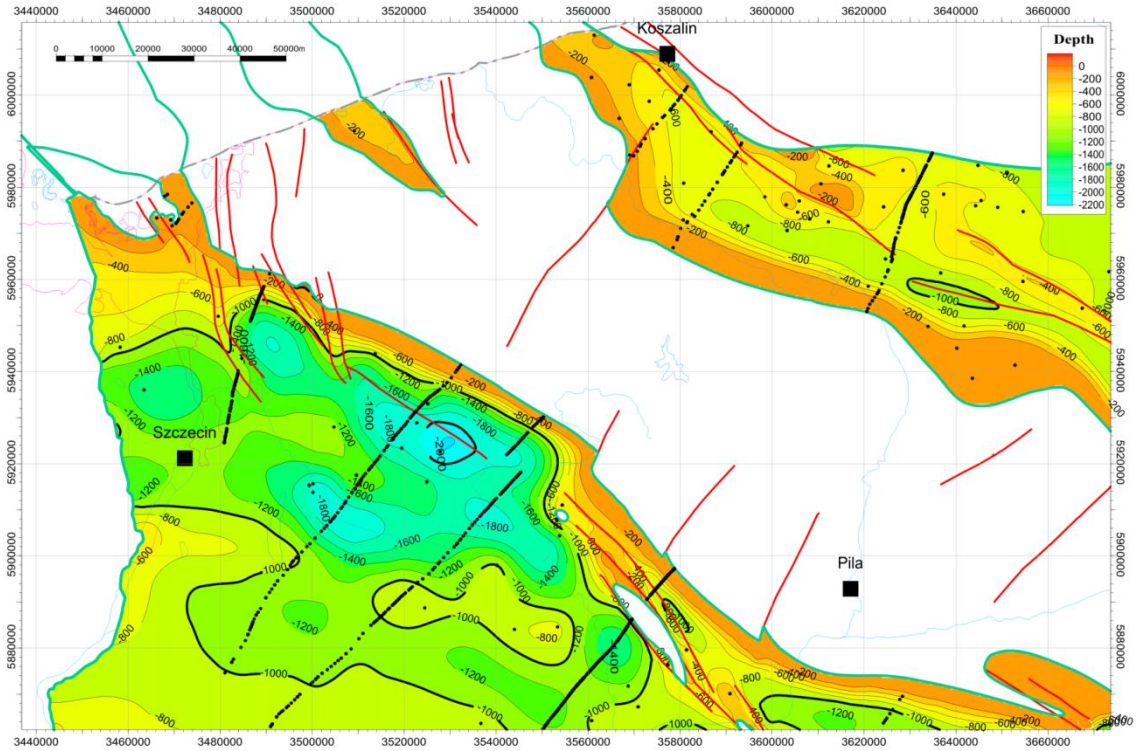
W ramach tego zadania opracowano, na podstawie zgromadzonych informacji geologicznych, geofizycznych, hydrogeologicznych, złożowych, geomechanicznych, wstępną charakterystykę obszarów potencjalnych składowisk wraz z otoczeniem.

Przedmiotem prac dla obiektu Choszczno-Suliszewo było opracowanie modelu strukturalno-parametrycznego dla kompleksu składowania struktury (potencjalnego składowiska), uwzględniające budowę strukturalna kolektorów i nadkładu, własności geochemiczne solanek, obecność i charakter uskoków oraz rozkład parametrów zbiornikowych. PIG-PIB wykorzystał do tego celu model regionalny z rejonu NW Polski (**Rys. 1**) wykonany w ramach I Segmentu (Rejon VII; rozdziały **1.1.3** i **1.1.8**), informacje z otworów (w szczególności własności zbiornikowe i hydrogeologiczne kompleksu składowania) zawarte w bazie danych projektu (zadanie **1.1.10**) oraz wyniki interpretacji petrofizycznej krzywych geofizyki wiertniczej wykonanej na potrzeby niniejszego zadania dla 5 otworów (**Rys. 2**). Materiały te zostały przekazane dla pozostałych wykonawców realizujących prace dla struktury Choszczno-Suliszewo.

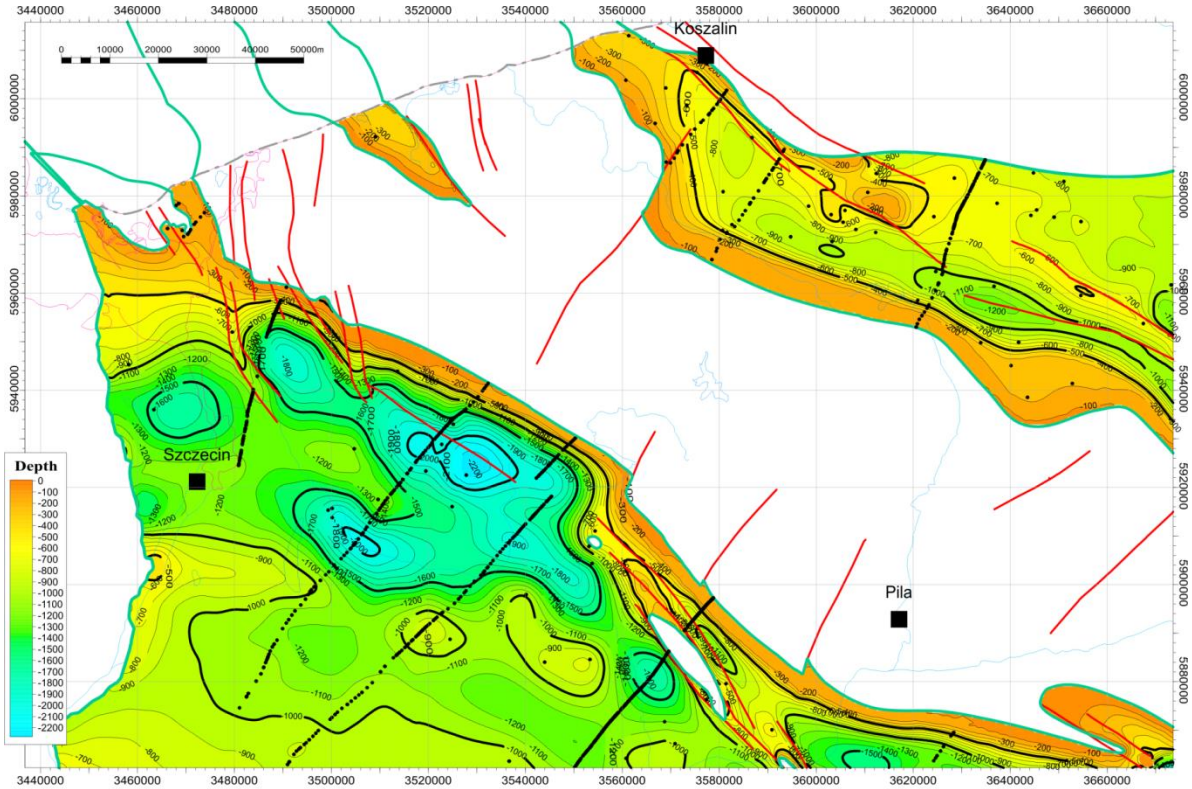
W ramach prac dla obiektu Choszczno-Suliszewo AGH wykonał podstawowy wariant modelu statycznego struktury, obejmujący dolnojurajski kompleks składowania, PBG opracował model gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne prezentujące rozkład gęstości wzdłuż wytypowanych przekrojów sejsmicznych a IGSMiE PAN charakterystykę struktury w oparciu o współczynniki odbicia wyinterpretowane na wytypowanych przekrojach sejsmicznych. Podstawą dla modelu statycznego (strukturalnego) była m.in. reinterpretacja sejsmiki w ramach prac regionalnych (rozdział **1.1.3**), która uszczegółowiła model regionalny NW Polski (uszczegółowione dane z atlasów geotermalnych i innych) o rejon struktury z otoczeniem.

Model statyczny megastruktury Niecki Poznańskiej został opracowany przez INiG w oparciu o informacje z przedstawione w **1.1.14** (m.in. mapy regionalne dla rejonu VI opracowane w ramach I Segmentu - rozdziały **1.1.3** i **1.1.8**) oraz nowsze i bardziej szczegółowe dane pozyskane od PGNiG.

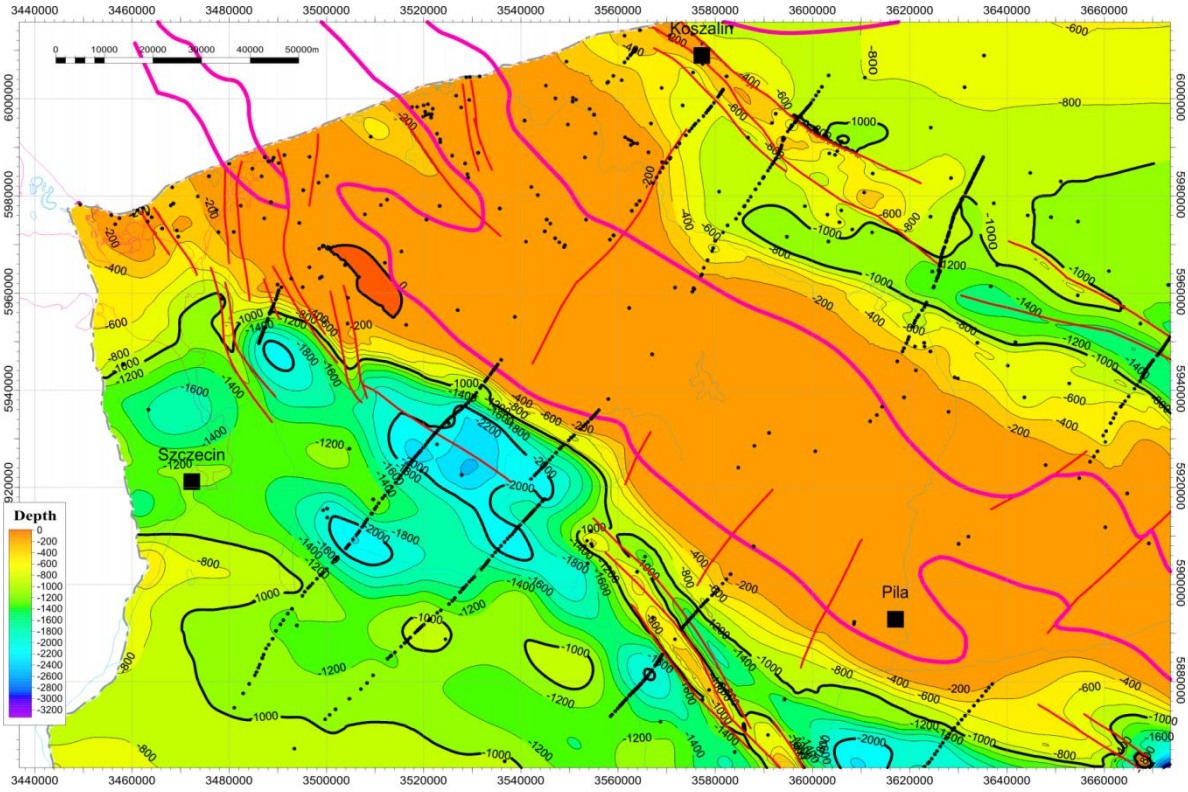
Ponadto PIG-PIB wykonał szczegółowe oznaczenia składu mineralnego skał dla 3 wytypowanych otworów nawiercających dolnokredowy kompleks składowania (uszczelnienie - klastyczno-węglanowe utwory kredy górnej i dolnej) w rejonie Kujaw. Oznaczenia te są istotne dla zagadnienia bezpieczeństwa składowania CO_2 w utworach kredy we wschodniej części rejonu VI.



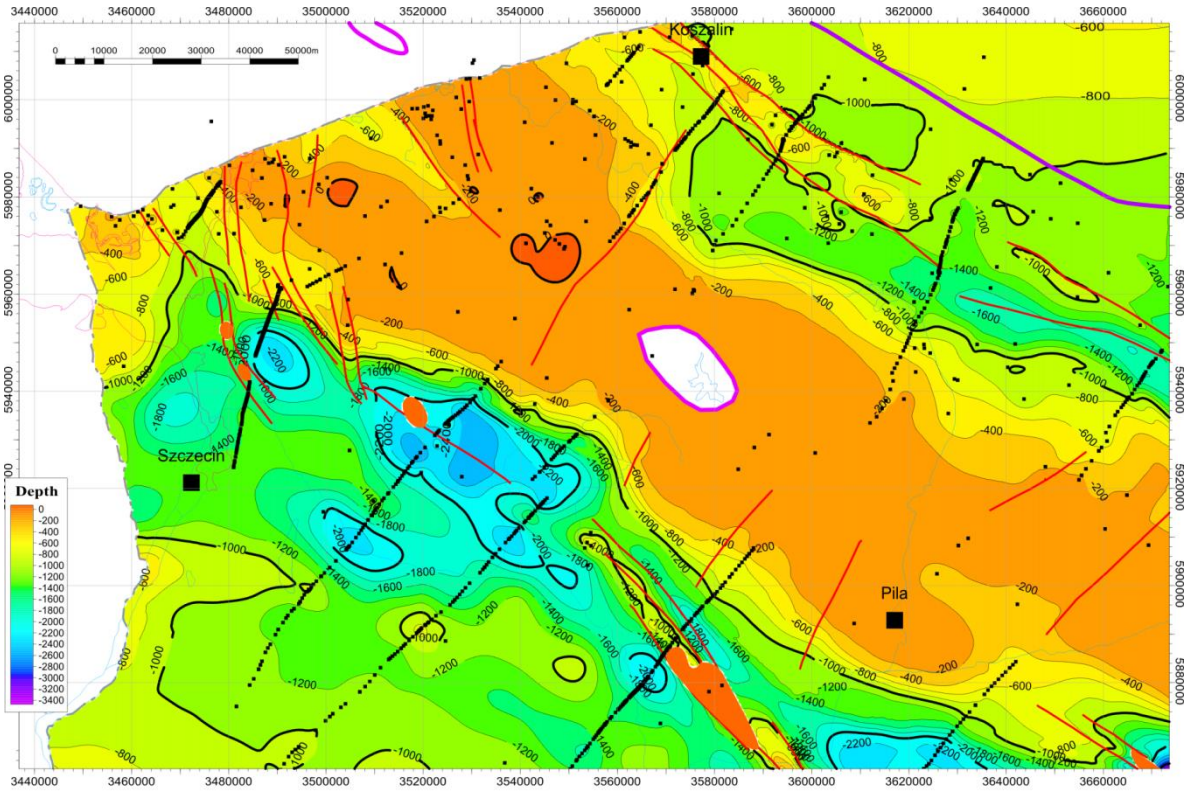
Mapa strukturalna stropu kredy dolnej



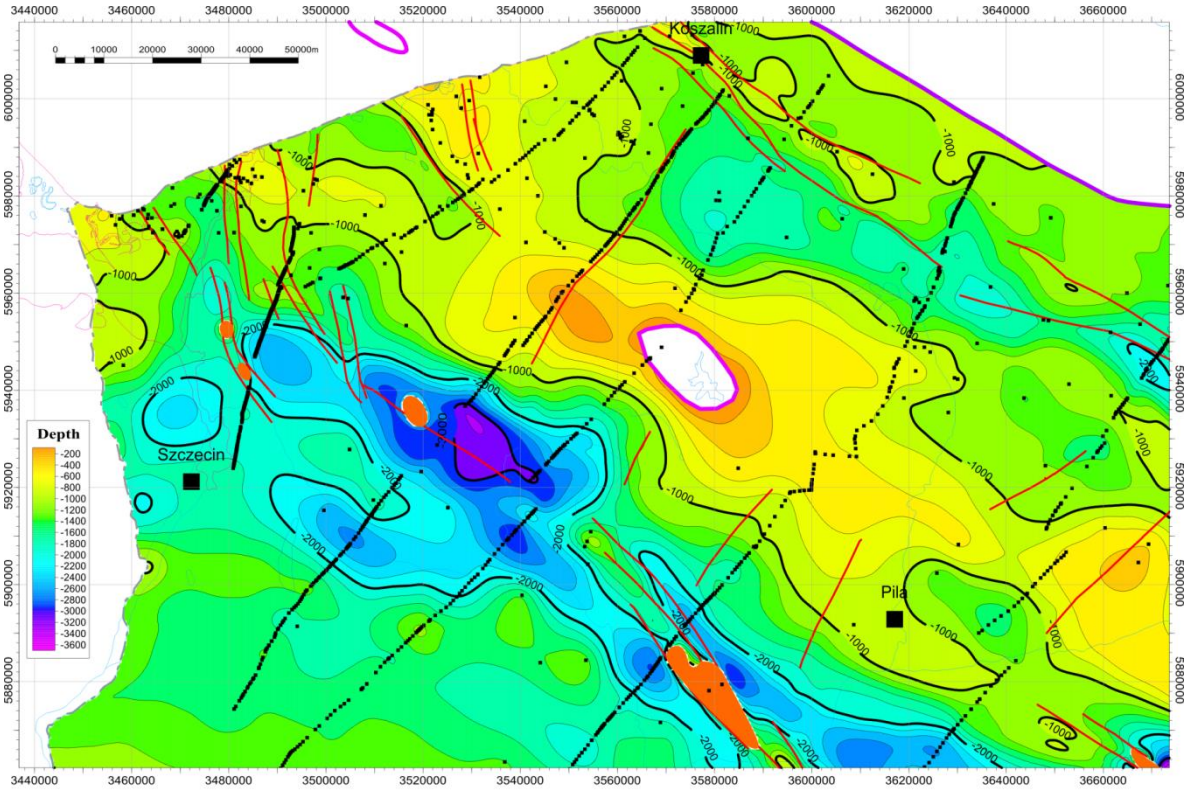
Mapa strukturalna spagu kredy dolnej



Mapa strukturalna stropu jury srodkowej

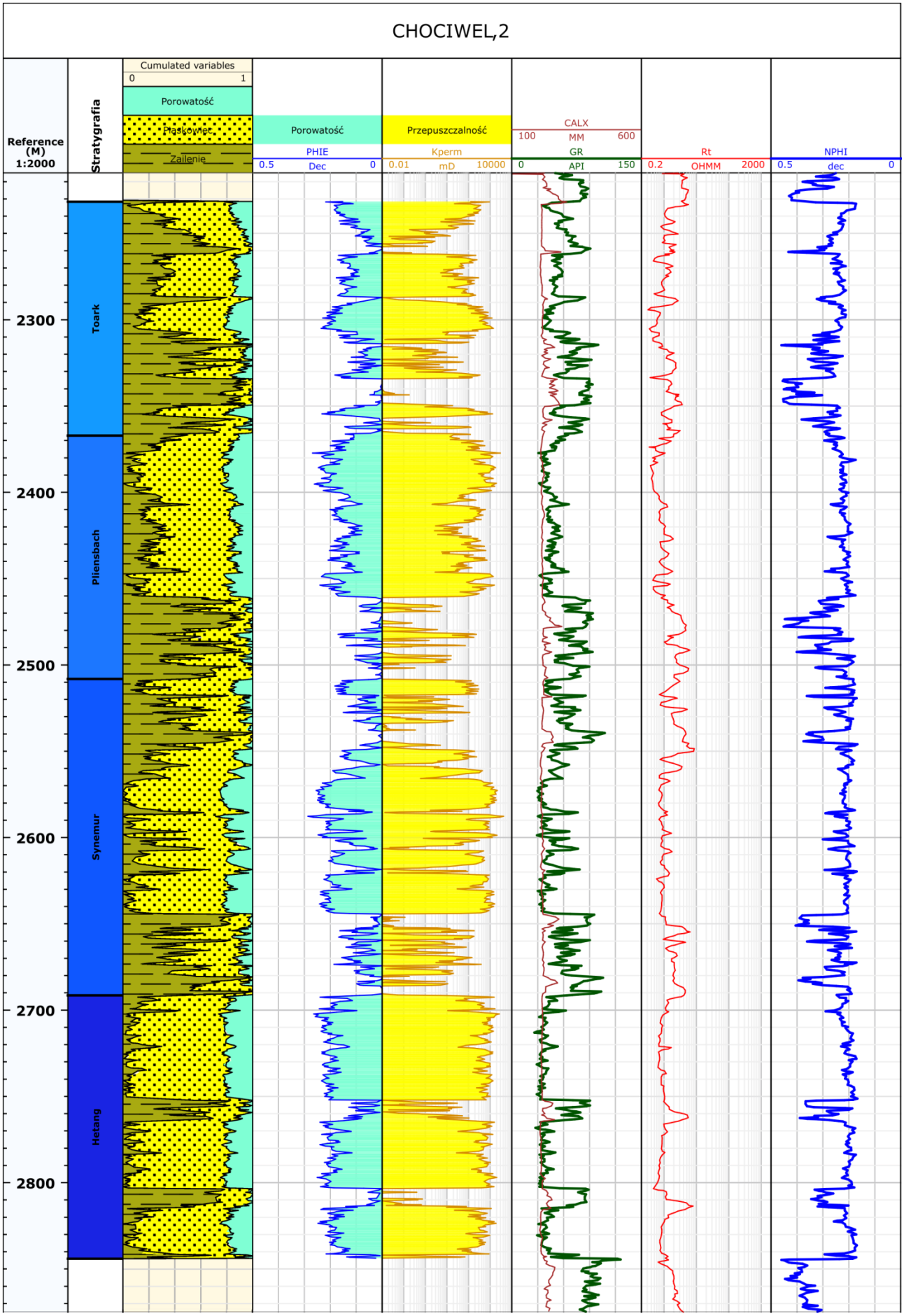


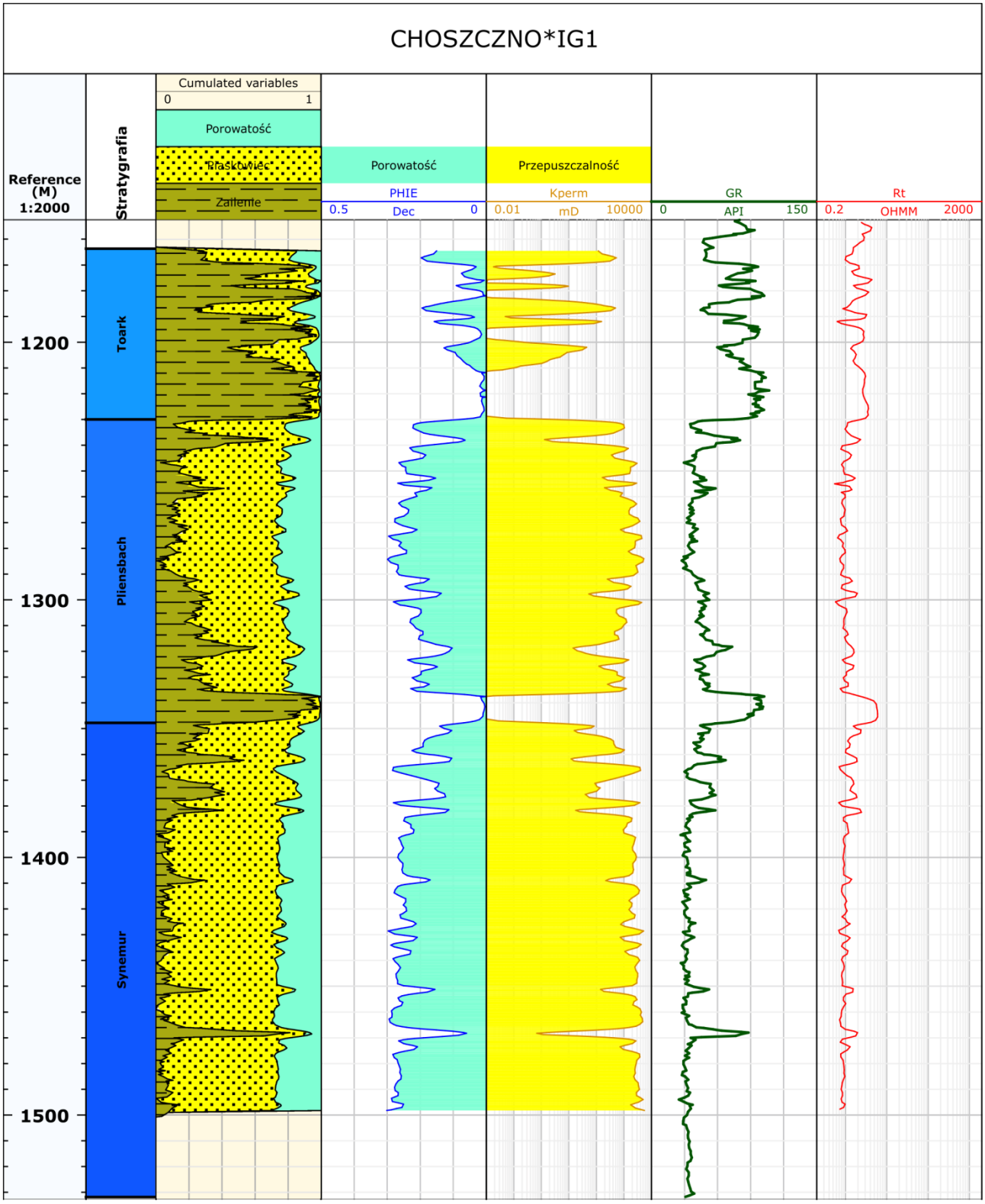
Mapa strukturalna stropu jury dolnej

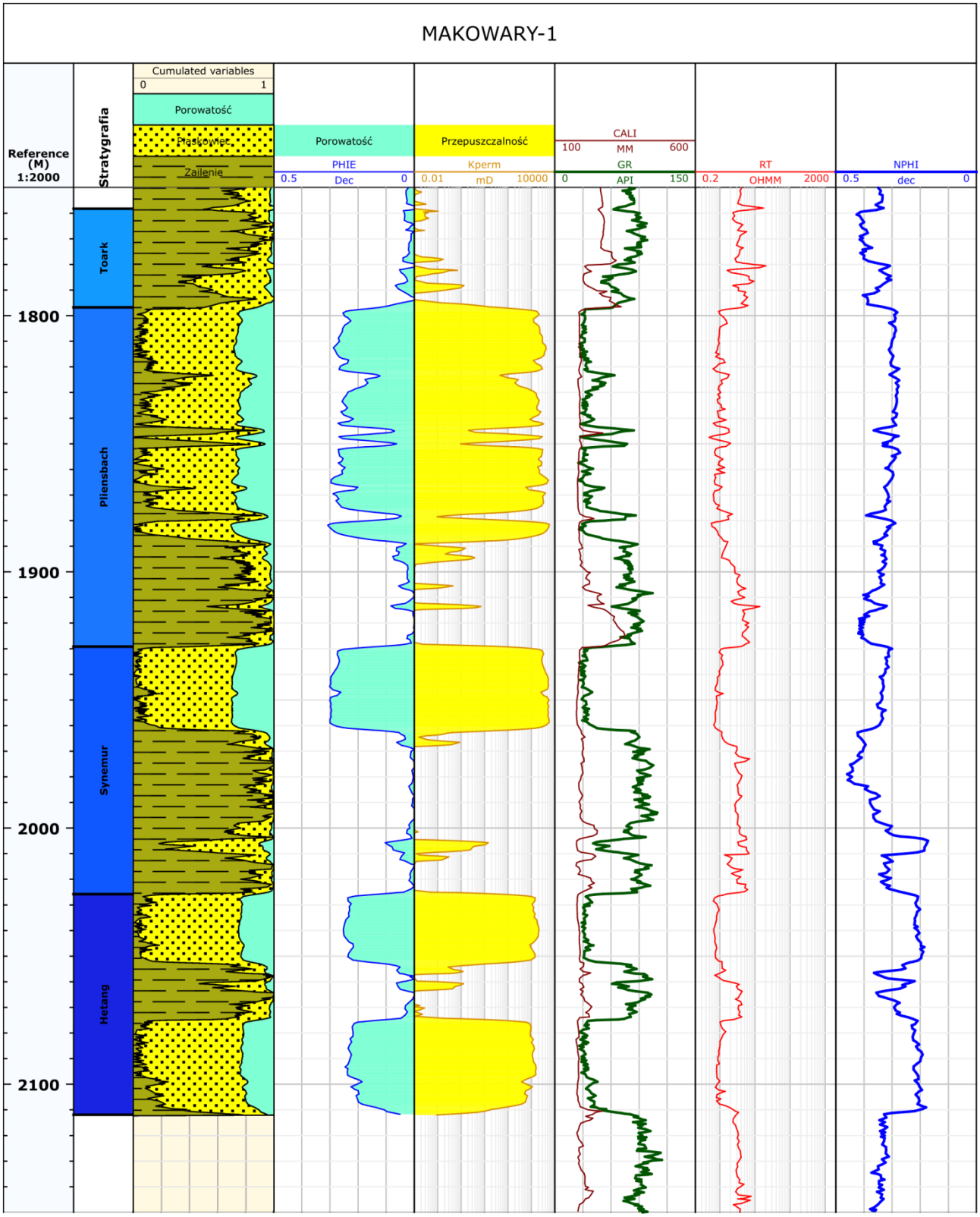


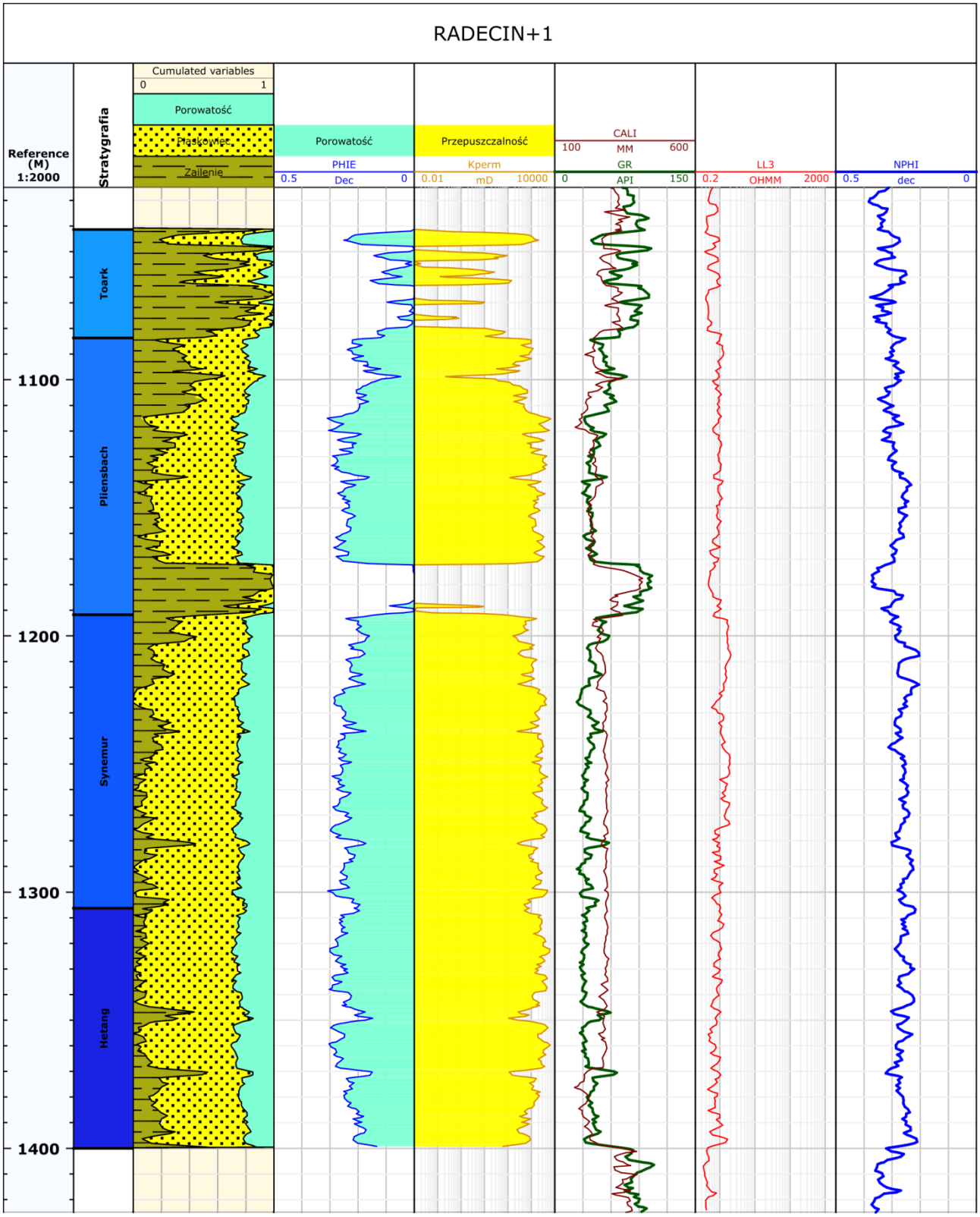
Rys. 1 Mapy strukturalne formacji mezozoiku (B. Papiernik i in.), obejmujące rejon Choszczno-Suliszewo, wykorzystane w analizach II segmentu

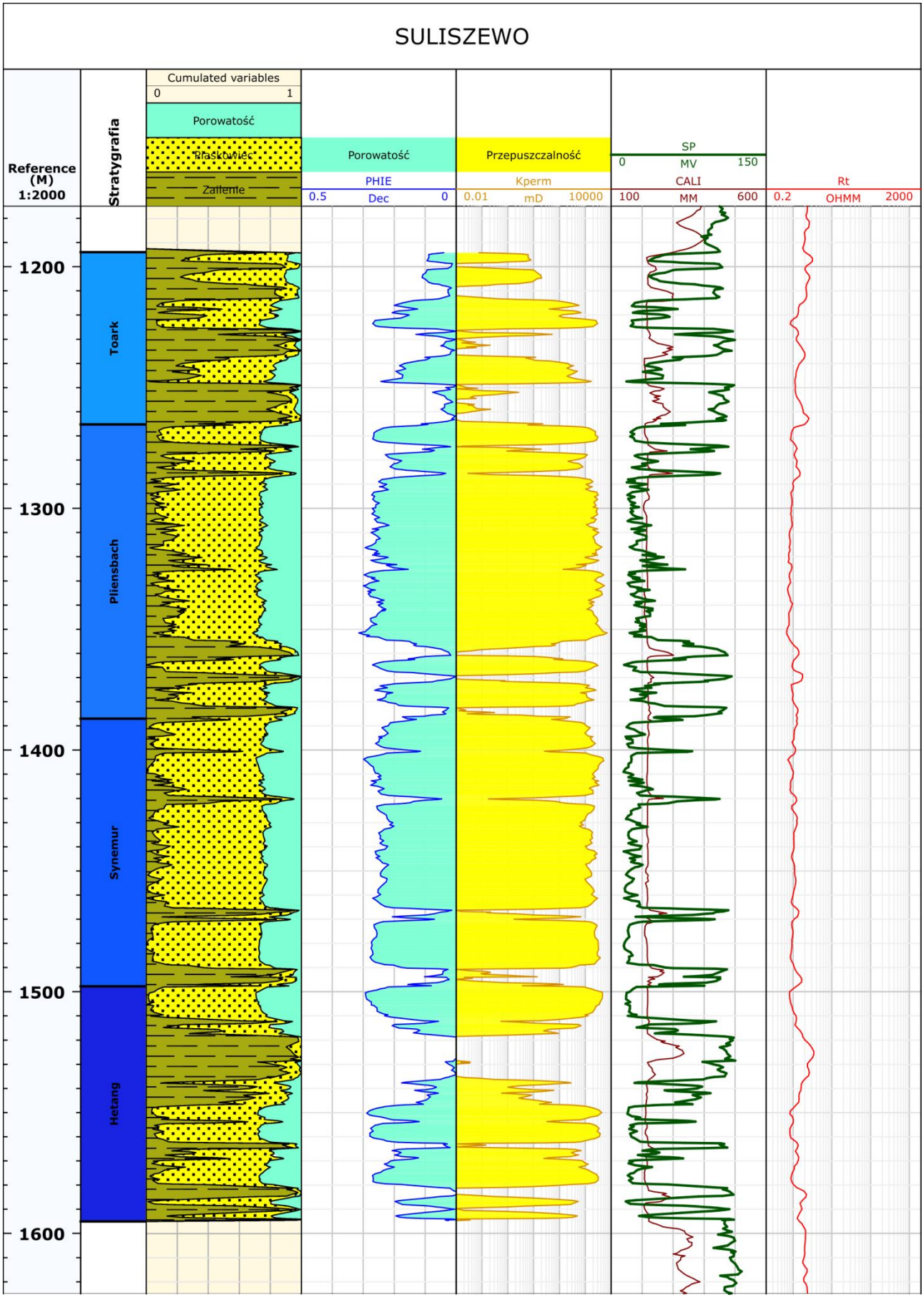
Rys. 2 Wyniki interpretacji petrofizycznej krzywych geofizyki wiertniczej dla 5 otworów z rejonu Choszczno-Suliszewo (Chociwel 2, Choszczno IG-1, Mąkowary 1, Radęcin 1, Suliszewo 1) , obejmujące interpretacje litologii, zailenia, porowatości efektywnej i przepuszczalności (M. Wojtowicz)


CHOCIWEL,2
Reference (M) 1:2000
Stratygrafia
Cumulated variables
0
1
Porowatość
Piaskowiec
Zailenie
Porowatość
PHIE
0.5
Dec
0
Przepuszczalność
Kperm
0.01
mD
10000
CALX
100
MM
600
GR
0
API
150
Rt
0.2
OHMM
2000
NPHI
0.5
dec
0
Toark
Pliensbach
Synemur
Hetang
2300
2400
2500
2600
2700
2800


CHOSZCZNO*IG1
Reference (M) 1:2000
Stratygrafia
Cumulated variables
0
1
Porowatość
Iłowce
Zailenie
Porowatość
PHIE
0.5
Dec
0
Przepuszczalność
Kperm
0.01
mD
10000
GR
0
API
150
Rt
0.2
OHMM
2000
Toark
Pliensbach
Synemur
1200
1300
1400
1500


MAKOWARY-1
Reference (M) 1:2000
Stratygrafia
Cumulated variables
0
1
Porowatość
Piaskowiec
Zailenie
Porowatość
PHIE
0.5
Dec
0
Przepuszczalność
Kperm
0.01
mD
10000
CALI
100
MM
600
GR
0
API
150
RT
0.2
OHMM
2000
NPHI
0.5
dec
0
Toark
Pliensbach
Synemur
Hetang
1800
1900
2000
2100


RADECIN+1
Reference (M) 1:2000
Stratygrafia
Cumulated variables
0
1
Porowatość
Piaskowiec
Zailenie
Porowatość
PHIE
0.5
Dec
0
Przepuszczalność
Kperm
0.01
mD
10000
CALI
100
MM
600
GR
0
API
150
LL3
0.2
OHMM
2000
NPHI
0.5
dec
0
Toark
Pliensbach
Synemur
Hetang
1100
1200
1300
1400


SULISZEWO
Reference (M) 1:2000
Stratygrafia
Cumulated variables
0
1
Porowatość
Piaskowiec
Zailenie
Porowatość
PHIE
0.5
Dec
0
Przepuszczalność
Kperm
0.01
mD
10000
SP
0
MV
150
CALI
100
MM
600
Rt
0.2
OHMM
2000
1200
1300
1400
1500
1600
Toark
Pliensbach
Synemur
Hetang

Model statyczny utworów jurajskich w rejonie Choszczno-Suliszewo (AGH)

(Wojciech Górecki, Bartosz Papiernik, Grzegorz Machowski, Michał Michna, Wojciech Machowski, Ewa Zubel, Julian Krach, Joanna Rams, Anna Żołdani –Szelest)

Przedmiotem opracowania pt. "Opracowanie szczegółowych statycznych modeli ośrodka geologicznego składowisk- Modelowanie głębokiej struktury wodonośnej w rejonie północnej Polski" jest regionalny, komputerowy modele strukturalno -- parametryczny, obrazujące zmienność litologiczno – zbiornikową, otoczenia antyklin Choszczna i Suliszewa, w NW części niecki pomorskiej. Przedstawiany model ma charakter rozwiązania pół-regionalnego. obejmując obszar 58200.00m x 60218.62m.

Prezentowanie zadania zostały zrealizowane przez pracowników Katedry Surowców Energetycznych Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska pod kierunkiem prof. dr hab. inż. Wojciecha Góreckiego. Modelowania wykonano w programie Petrel znajdującemu się w posiadaniu WGGiOŚ dzięki umowie o wspieraniu prac naukowo- badawczych i dydaktycznych zawartej między Akademią, a firmą Schlumberger Integrated Solutions.

Osnowa strukturalna modelu

Charakterystyka danych wejściowych

Rejon Choszczno – Suliszewo rozpoznany jest wiertniczo 28 otworami (**Tab. 1.1.15_25**). Dane z otworów posłużyły do konstrukcji osnowy strukturalnej, jak również do stworzenia modeli parametrycznych.

Tab. 1.1.15_25 Zestawienie otworów w rejonie Choszczno-Suliszewo

Lp.	Nazwa otworu	Lp.	Nazwa otworu
	BANIE-1	15	HUTA SZKLANA 2
2	CHOCIWEL 2	16	KUŹNICA ŻELICHOWSKA-1
3	CHOCIWEL IG-1	17	MARIANOWO-1
4	CHOCIWEL-3	18	MARIANOWO-2
5	CHOSZCZNO IG-1	19	MARIANOWO-3
6	DOBRZANY-1	20	MASZEWO-1
7	DOLICE GEO-1	21	MĄKOWARY 1
8	DRAWINY 1	22	MYŚLIBÓRZ GN-1
9	DRAWNO 1	23	PŁAWNO-1

10	DRAWNO GEO 4	24	RADĘCIN-1
11	DRAWNO GEO-1	25	STARGARD-1
12	DRAWNO GEO-2	26	STRZELCE KRAJEŃSKIE IG-1
13	DRAWNO GEO-3	27	SULISZEWO-1
14	HUTA SZKLANA 1	28	ŻABICKO GEO-1

Podstawowe dane wejściowe wykorzystane do stworzenia modeli obejmowały:

1. **Dane wejściowe wykorzystane do opracowania modelu strukturalnego**
   - Regularne siatki interpolacyjne
   - Wydzielenia stratygraficzne
2. **Dane wejściowe wykorzystane do opracowania modelu parametrycznego**
   - Interpretacje litologiczne
   - Krzywe geofizyki otworowej

Dane wejściowe wykorzystane do opracowania modelu strukturalnego

Regularne siatki interpolacyjne. Import danych wejściowych obejmował również wczytanie do projektu głównych horyzontów jurajskich (spąg J1, strop J1, strop J2), oraz kredowych (spąg K1, strop K1) (Górecki et al.2006, Pletsch et al. 2010). Przygotowane siatki 2D zostały dowiązane do stratygrafii w otworach w celu poprawy jakości odwzorowania powierzchni strukturalnych. Główne wydzielenia stratygraficzne zostały dodatkowo uszczegółowione o piętra strukturalne w miejscach o znanej stratygrafii.

Wydzielenia stratygraficzne zostały określone w 18 otworach (**Tab. 1.1.15_26**). Dane wejściowe zaczerpnięte zostały z Centralnego Archiwum Geologicznego (CAG), Państwowego Instytutu Geologicznego (PIG) oraz Bazy Danych Geotermalnych Katedry Surowców Energetycznych. Zaimportowane wydzielenia zostały ujednolicone i tak przygotowana stratygrafia została przekształcona w syntetyczne krzywe otworowe.

Stratygrafię w 5 otworach, w których dostępna była również krzywa zailenia przedstawia **Fig. 1.1.15_77**

Tab. 1.1.15_26 Zestawienie otworów z wydzieleniami stratygraficznymi

Lp.	**Nazwa otworu**	Lp.	**Nazwa otworu**
1	BANIE-1	10	MĄKOWARY- 1
2	CHOCIWEL-2	11	MASZEWO-1
3	CHOSZCZNO IG-1	12	MASZEWO-3
4	DRAWNO-1	13	MASZEWO-4

5	DRAWNO GEO-1	14	MYŚLIBÓRZ GN-1
6	DRAWNO GEO-2	15	RADĘCIN-1
7	DRAWNO GEO-3	16	STARGARD-1
8	DRAWNO GEO-4	17	STRZELCE KRAJEŃSKIE IG-1
9	HUTA SZKLANA-1	18	SULISZEWO-1

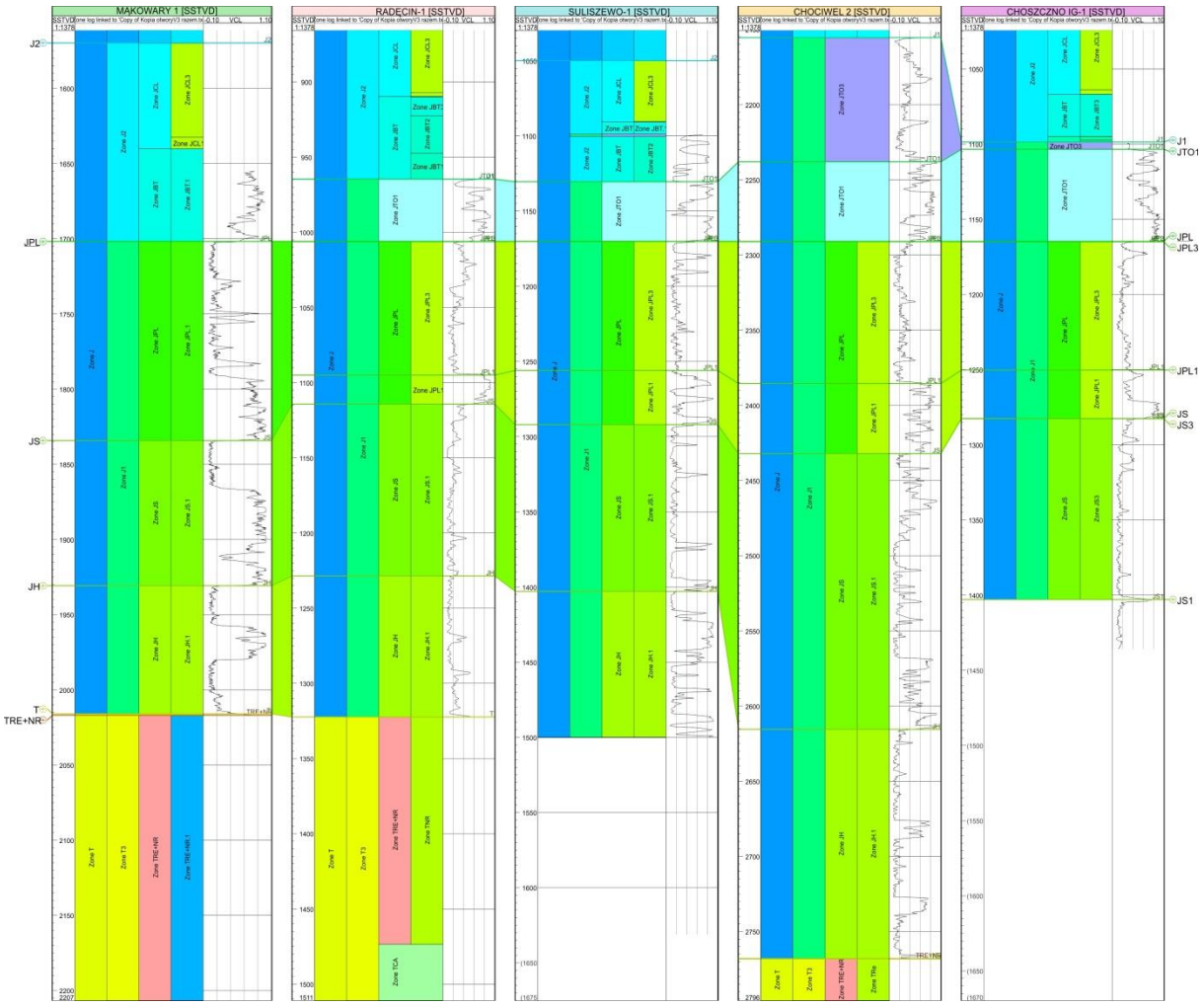


Fig. 1.1.15_77 Przykład podziału stratygraficznego w otworach wiertniczych, w których dostępne były krzywe zailenia.

Dane wejściowe wykorzystane do opracowania modelu parametrycznego

Krzywe geofizyki otworowej (Kperm, PHIE, VCL) znajdują się jedynie w 5 otworach (**Tab. 1.1.15_27**). Ponadto w danych geofizyki otworowej znalazły się krzywe GR - 4 otwory, NPHI - 3 otwory, Rt - 4 otwory, CALX – 1 otwór, CALI – 3 otwory, LL 3 – 1 otwór, SP – 1 otwór. Krzywe geofizyczne obejmują głównie dolną jurę.

Tab. 1.1.15_27 Zestawienie otworów z dostępnymi krzywymi: Kperm, PHIE i VCL

Lp.	**Nazwa otworu**
1	SULISZEWO-1
2	RADĘCIN-1
3	CHOSZCZNO IG-1
4	MĄKOWARY- 1
5	CHOCIWEL-2

Interpretacje litologiczne zostały wykonane przez M. Wojtowicza (Wójcicki et al., 2010) w podobnym interwale głębokościowym. W procesie interpretacji autor wydzielił zasadniczo 3 litologie, na które składają się piaskowce, mułowce oraz iłowce. Podobnie jak w przypadku krzywych geofizyki otworowej interpretacja obejmowała jurę dolną. Średni udział poszczególnych litologii dla tego wydzielenia to 25.9 – skały ilaste, 10.7 – mułowce, 63.4 – piaskowce.

Wizualizacja danych wejściowych

Wyniki interpretacji strukturalnej zostały przedstawione w postaci przekrojów. Wyznaczone zostały 3 linie przekrojowe – jedna podłużna i dwie poprzeczne. Dla wskazania poprawnej lokalizacji zostały one przedstawione na tle stropu hetangu (**Fig. 1.1.15_78 i Fig. 1.1.15_79**).

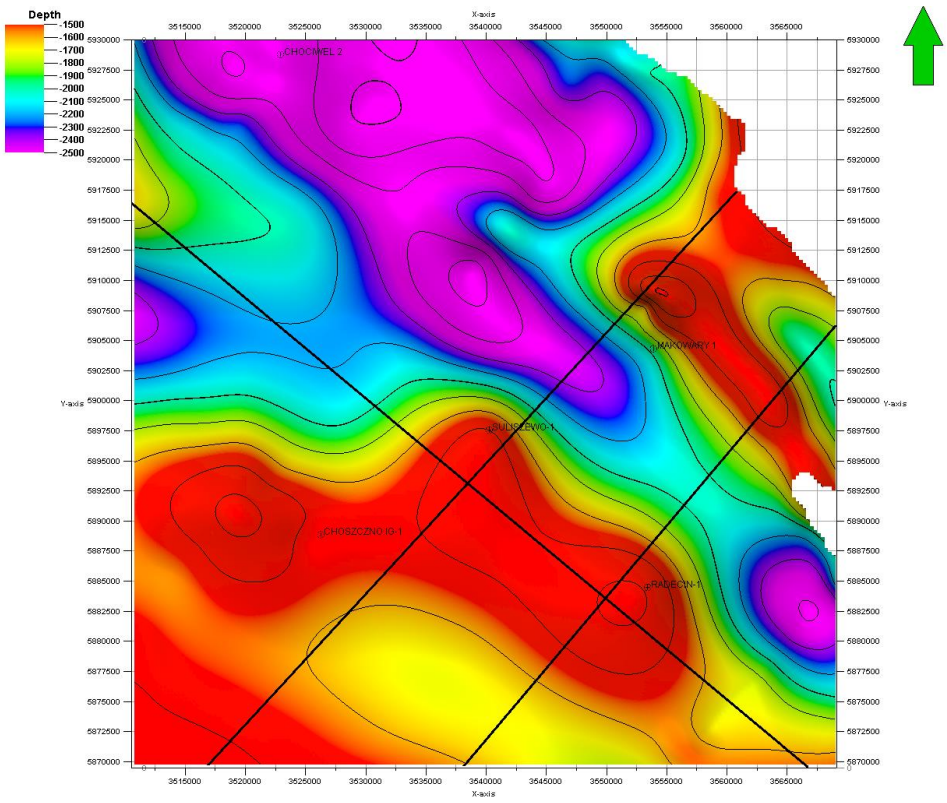


Fig. 1.1.15_78 Mapa lokalizacyjna przekrojów na tle stropu hetangu

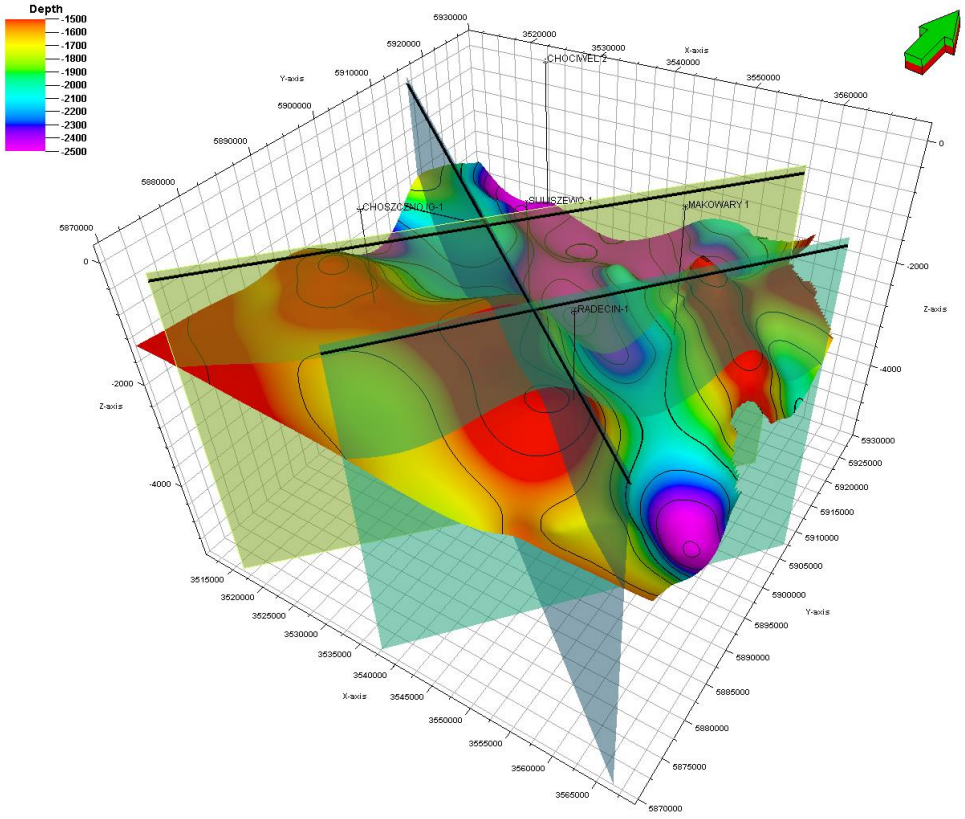


Fig. 1.1.15_79 Model stropu hetangu z zaznaczonymi liniami przekrojowymi

Model strukturalny

Osnowę strukturalną modelu3D zbudowano na podstawie regionalnych map opracowanych w formie regularnych siatek interpolacyjnych o oczku 250*250m (Górecki et al.2006, Pletsch et al. 2010).

- spąg J1
- strop J1
- strop J2
- spąg K1
- strop K1

Ze względu na dostępność danych wejściowych w postaci interpretacji litologicznych oraz krzywych geofizyki otworowej, w jurze dolnej wydzielono:

- hetang
- synemur
- pliensbach
- toark

Ponadto w jurze środkowej wydzielono piętro bajosu oraz batonu a w triasie retyk. Wizualizacja wynikowej budowy strukturalnej została przedstawiona na **Fig. 1.1.15_80** oraz przy pomocy 3 przekrojów (**Fig. 1.1.15_81 - 1.1.15_83**).

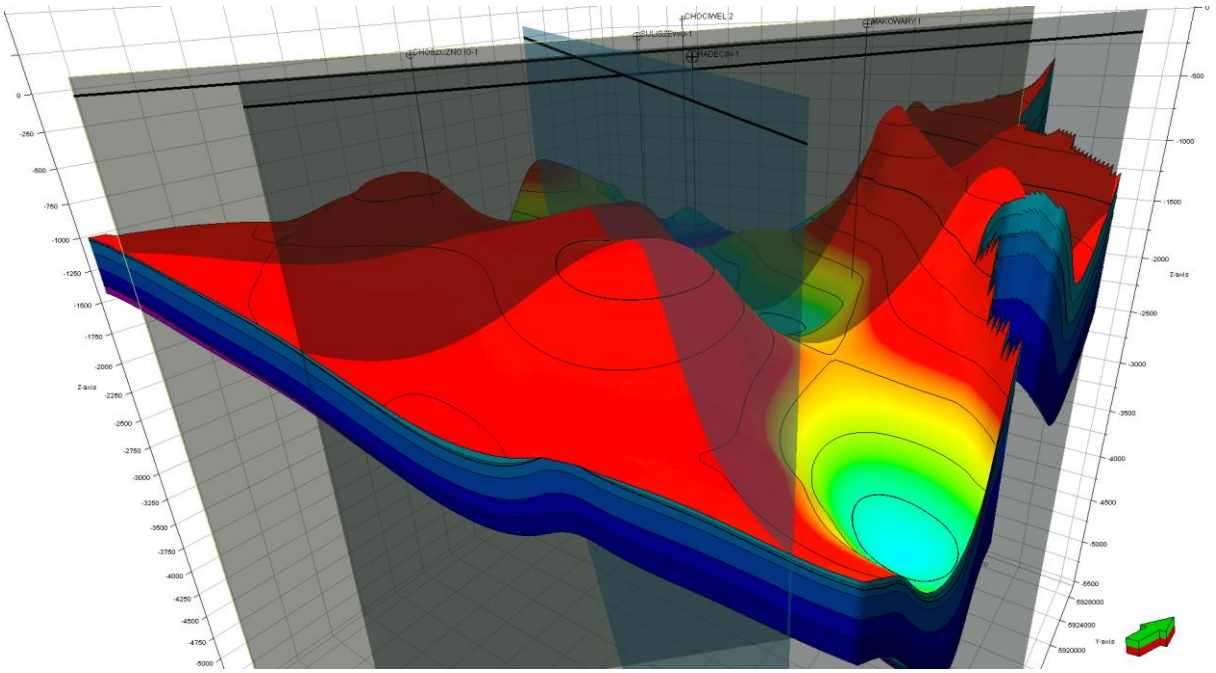


Fig. 1.1.15_80 Model strukturalny rejonu Choszczno-Suliszewo z widocznymi powierzchniami przekrojowymi

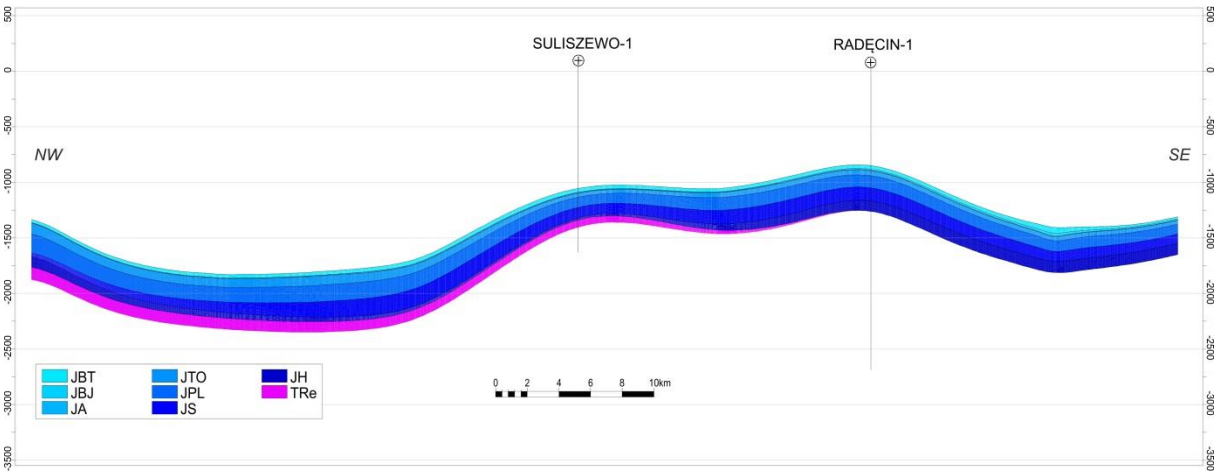


Fig. 1.1.15_81 Wizualizacja wydzieleń stratygraficznych na przekroju podłużnym rejonu Choszczno-Suliszewo

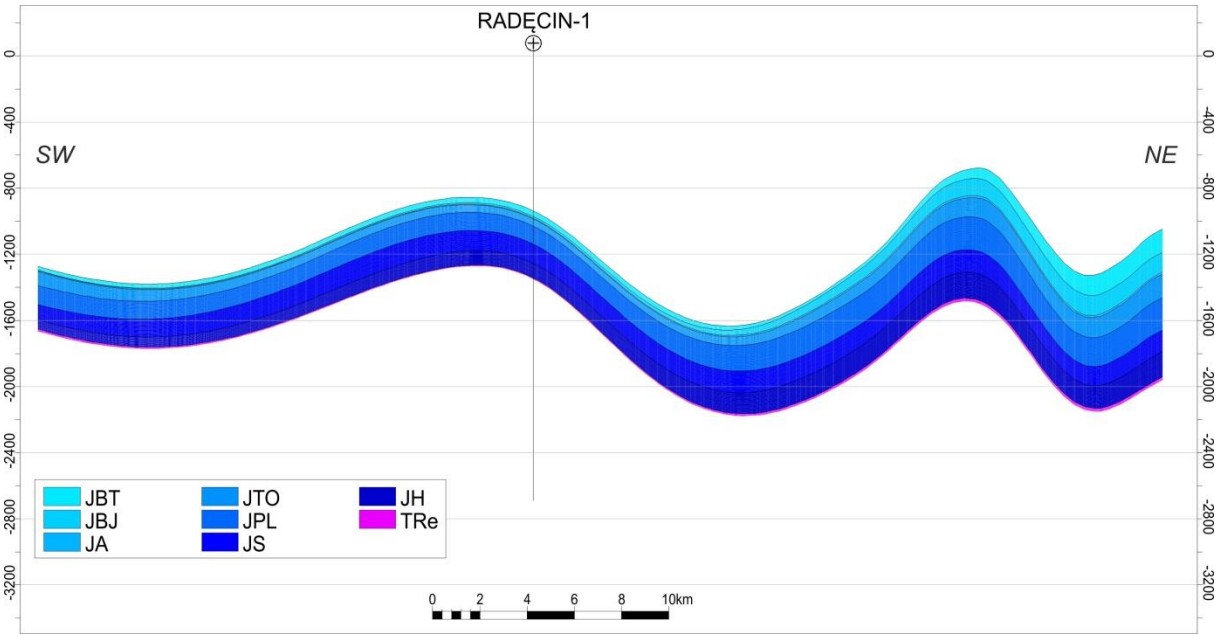


Fig. 1.1.15_82 Wizualizacja wydzieleń stratygraficznych na przekroju poprzecznym 1 rejonu Choszczno-Suliszewo

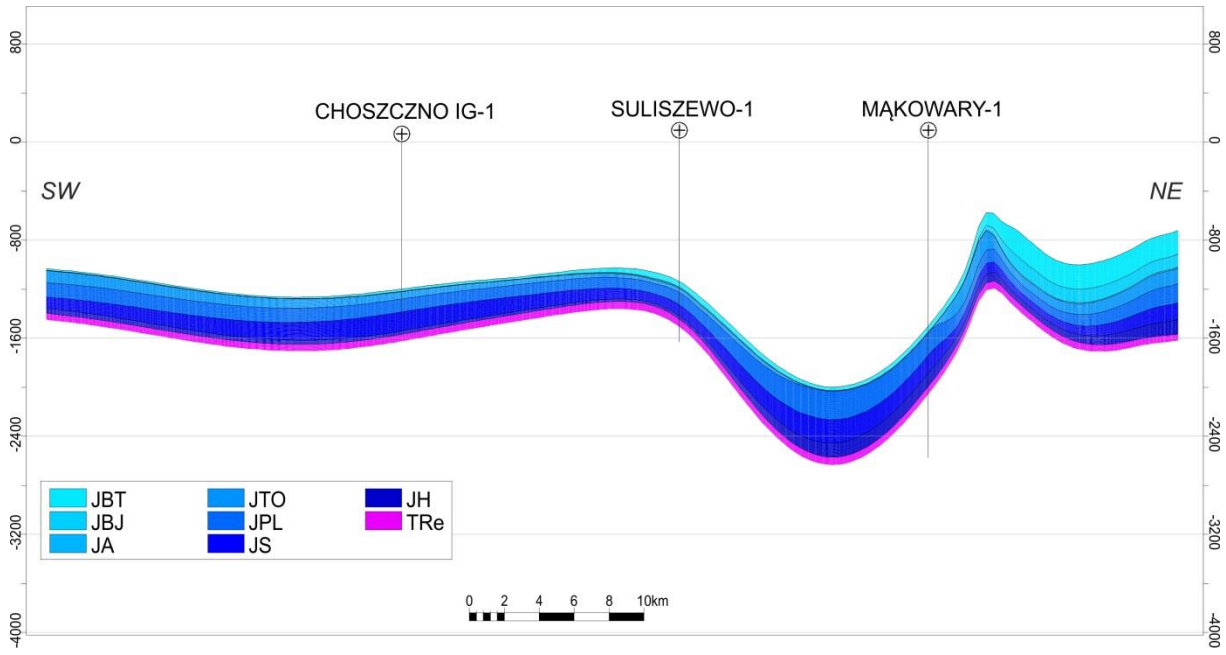


Fig. 1.1.15_83 Wizualizacja wydzieleń stratygraficznych na przekroju poprzecznym 2 rejonu Choszczno-Suliszewo

Tak stworzone wydzielenia stratygraficzne zostały następnie uwarstwione proporcjonalnie tworząc finalny model strukturalny.

Model parametryczny

Głównym obiektem modelowań, zarówno litologicznych jak i petrofizycznych, w strefie Choszczno – Suliszewo były utwory dolnej jury (hetang, synemur i pliensbach) – objęte pełną interpretacją litologiczną i petrofizyczną w otworach. Poziomy retyku (trias) oraz toarku (dolna jura), aalenu, bajosu i batonu (górna jura) które również były modelowane – ze względu na fragmentaryczne dane litologiczne i petrofizyczne należy traktować jedynie poglądowo. Biorąc pod uwagę rozmieszczenie otworów z danymi do modelowań parametrycznych prezentowany model regionalny należy uznać za wiarygodny w strefie występowania struktury Radęcin-Suliszewo (centralna i południowo-wschodnia część modelu). Struktura Radęcin – Suliszewo o rozciągłości NW-SE; długości ok. 25 km i szerokości ok. 10 km posiada dwie kulminacje nawiercone otworami Radęcin-1 (kulminacja SE) i Suliszewo-1 (kulminacja NW). Poziomy zbiornikowe potencjalnego układu sekwestracyjnego dolnej jury (hetang, synemur i pliensbach) w obrębie struktury Radęcin-Suliszewo mają sumaryczną miąższość dochodzącą do 300 m i zalegają w przedziale głębokościowym od -1000 m n.p.m. do -1450 m n.p.m (patrz przekroje podłużne).

Model litologiczny

Dane wejściowe

Przedstawiony model litologiczny utworów mezozoiku w rejonie Choszczno – Suliszewo opracowano na podstawie profili litologicznych dla 5 wierceń zlokalizowanych na tym obszarze. Analiza materiału rdzeniowego i krzywych geofizycznych pozwoliła na wydzielenie 3 typów litologicznych w obrębie analizowanych utworów: iłowców, mułowców i piaskowców. Interpretacje te zostały przekształcone w dyskretne krzywe geofizyczne (kody 0, 1, i 2).

Przestrzenne modelowanie zmienności litofacjalnej wykonano w programie Petrel, stosując stochastyczną technikę symulacji *Sequential Indicator Simulation*. Analizując anizotropię strukturalną i miąższosciową widoczną na mapach w procesie estymacji założono występowanie związku między danymi na bardzo dużych dystansach (range) w kierunku NW- SE (ok. 47 km) i znacznie mniejszego (ok. 28 km) w kierunku SW-NE. Zabieg ten miał z założenia zredukować negatywny wpływ spowodowany nierównomierną dystrybucją otworów.

Wynikowy model litologiczny został opracowany w wyniku probabilistycznego ”uśrednienia” (procedura *Most of*) 10 modeli wariantowych (realizacji). Pozwoliło to uzyskać względnie wysoką ciągłość lateralną modelowanych warstw.

Wyniki modelowań

Na podstawie przekodowanych danych opracowano litologiczne modele otworowe (procedura Petrela *Scale up*) z wykorzystaniem statystycznego algorytmu **Najczęstszy przypadek (*most of*)** używanego dla danych typu dyskretnego. Dokładność dopasowania litologii w krzywych i modelu jest w tym przypadku uzależniona od gęstości pionowego podziału sekwencji stratygraficznych (*zones*) na warstwy (*layers*). W przedstawianym modelu zastosowano gęste warstwowanie (20 warstw dla poziomów dolnej jury) co

spowodowało że średnia miąższość warstwy nie przekraczała 5 m. Pozwoliło to uzyskać wysoką zgodność pomiędzy danymi wejściowymi (krzywe) a modelem otworowym.

Wyniki modelowania litologicznego przedstawiają figury**1.1.15_84**i **1.1.15_85**.Szczegółową dystrybucję litologii można prześledzić wzdłuż przekroju podłużnego o kierunku NW – SE; biegnącego przez strukturę Radęcin – Suliszewo (**Fig. 1.1.15_86**) oraz dwóch przekrojów poprzecznych o kierunku SW-NE; biegnących przez SE kulminację struktury (**Fig. 1.1.15_87**) i NW kulminację struktury (**Fig. 1.1.15_88**). Finalny model litologiczny dla całego rejonu Choszczno – Suliszewo wykazuje dominację piaskowców w potencjalnych poziomach zbiornikowych : hetang – 89.6 % piaskowców, synemur – 89.7 % piaskowców i pliensbach – 77.9% piaskowców. W obrębie struktury Radęcin – Suliszewo jedynie stropowe i spągowe partie utworów pliensbachu wykazują obecność iłowców i mułowców (**Fig. 1.1.15_86 – 1.1.15_88**).

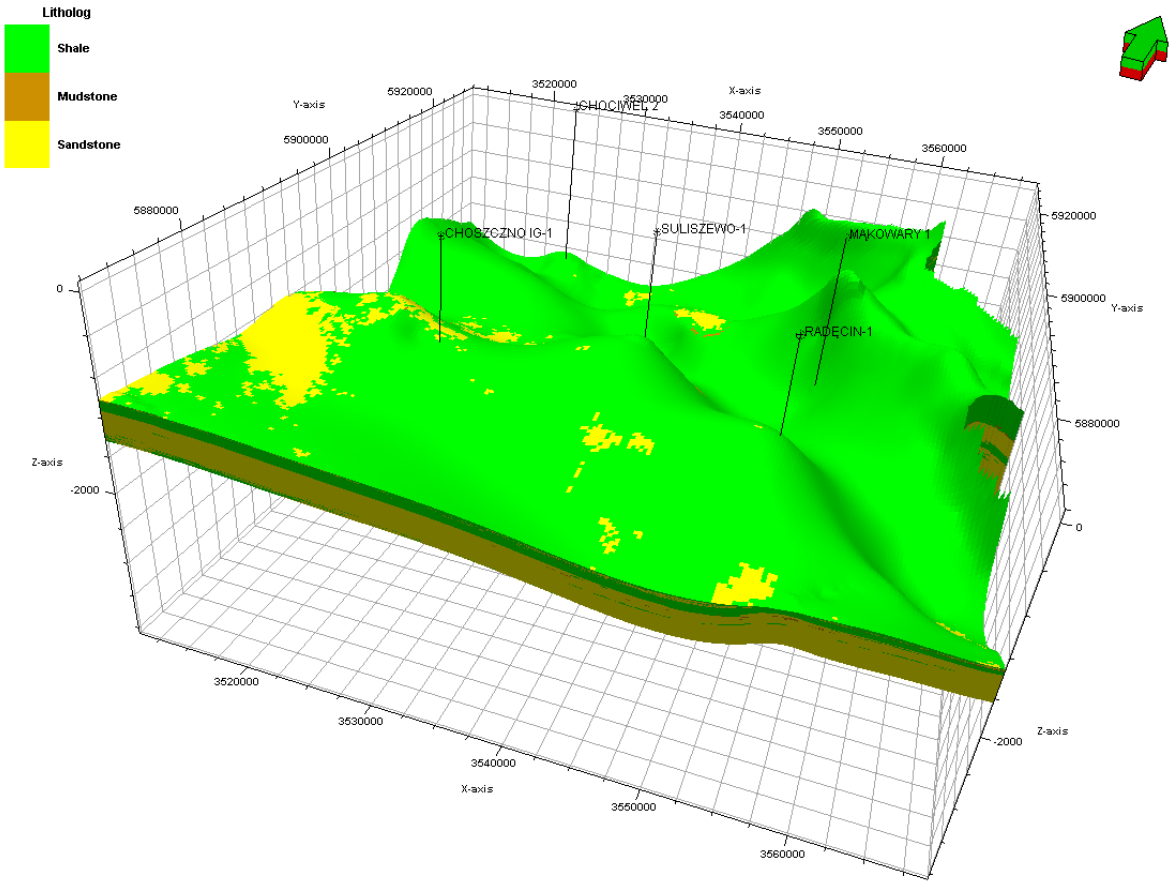


Fig. 1.1.15_84 Model litologiczny utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo

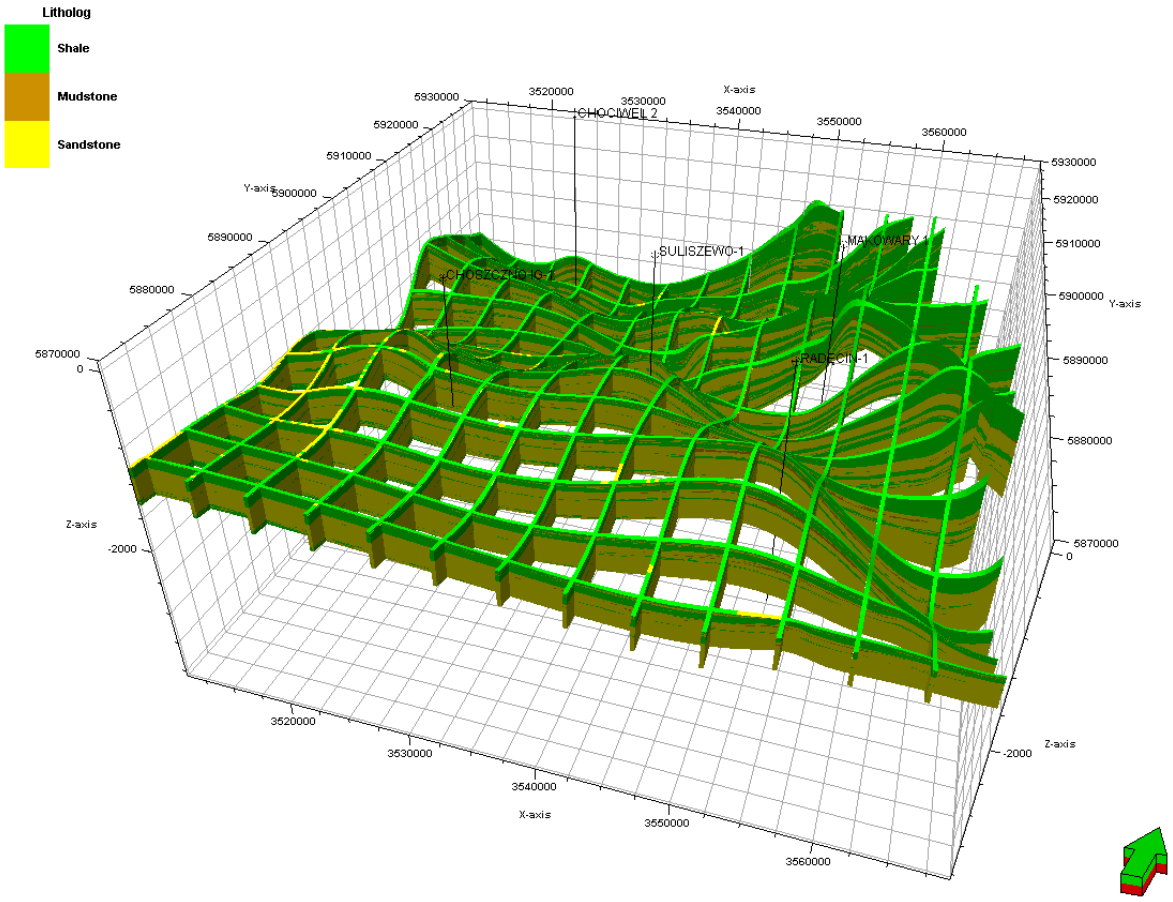


Fig. 1.1.15_85 Model litologiczny utworów jurajskich – diagram płotowy w rejonie Choszczno – Suliszewo

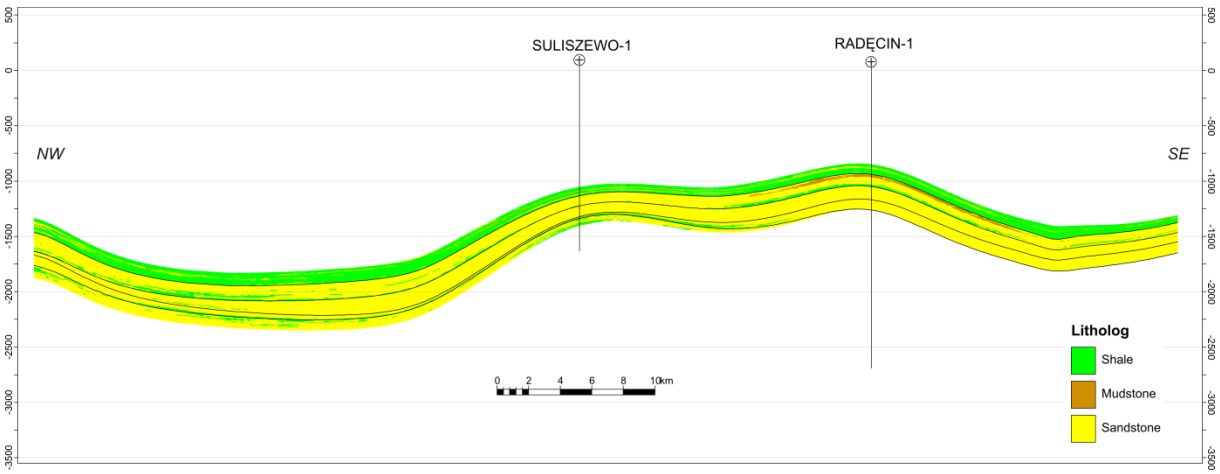


Fig. 1.1.15_86 Model litologiczny utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju podłużnego NW-SE

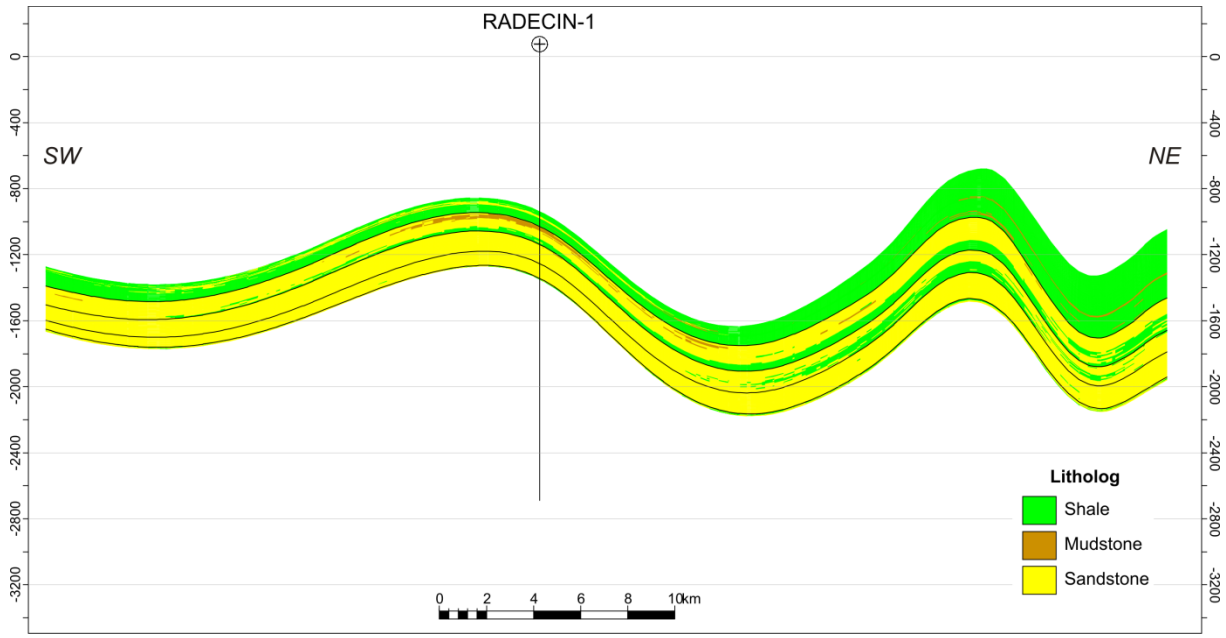


Fig. 1.1.15_87 Model litologiczny utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE

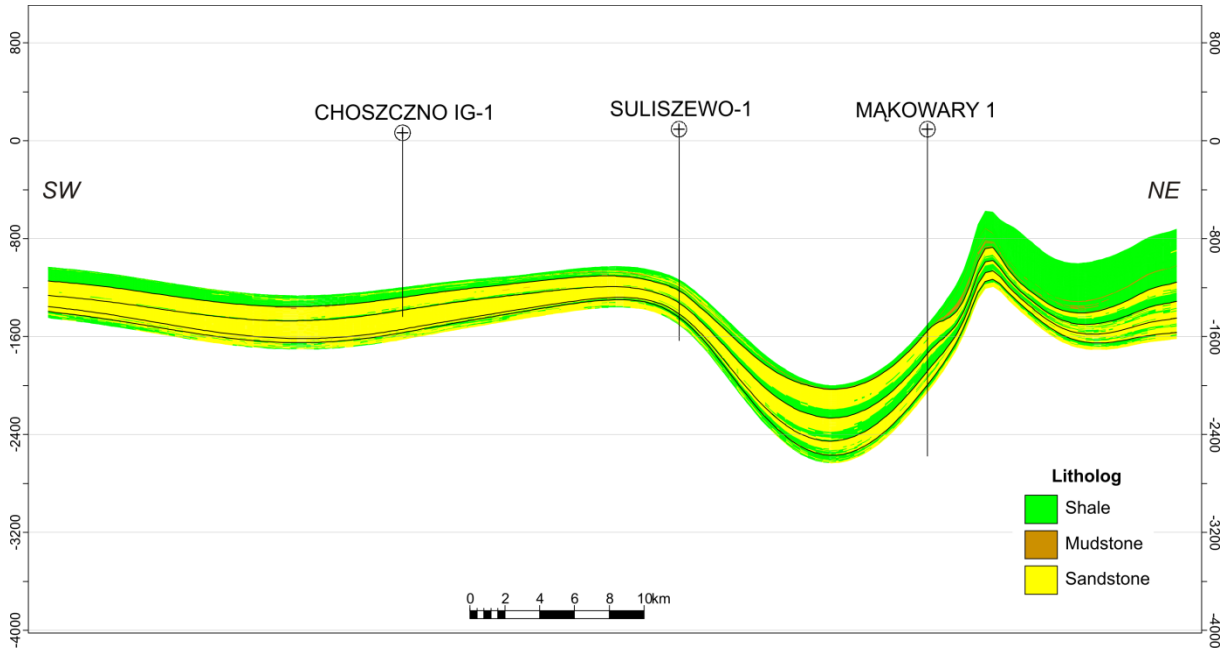


Fig. 1.1.15_88 Model litologiczny utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE

Modele parametrów petrofizycznych

Przestrzenne modele zailenia (Vsh), porowatości (PHIE) i przepuszczalności (K) obliczono używając stochastycznego algorytmu *Sequential Gaussian Simulation*. Analizując anizotropię strukturalną i miąższosciową widoczną na mapach w procesie estymacji założono występowanie związku między danymi na bardzo dużych dystansach (range) w kierunku NW- SE (ok. 48 km) i znacznie mniejszego (ok. 28 km) w kierunku SW-NE. Celem tego zabiegu była redukcja negatywnego wpływu wynikająca z nierównomiernej dystrybucji otworów.

Wynikowe modele rozkładu parametrów petrofizycznych przedstawiają średnie wartości z 10 realizacji wykonywanych dla każdego z parametru. Pozwoliło to uzyskać względnie wysoką ciągłość lateralną modelowanych parametrów petrofizycznych.

Model zailenia

Model zailenia powstał jako pierwszy; modelowanie wykonano z zastosowaniem algorytmu *Sequential Gaussian Simulation* oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*). Wynikowy model zailenia został opracowany w wyniku probabilistycznego ”uśrednienia” (średnia arytmetyczna) 10 modeli wariantowych (realizacji). Syntetyczne wyniki modelowania zailenia utworów jurajskich w rejonie Choszczno - Suliszewo przedstawiają figury **1.1.15_89i 1.1.15_90**.

Szczegółową dystrybucję zailenia można prześledzić wzdłuż przekroju podłużnego o kierunku NW – SE; biegnącego przez strukturę Radęcin – Suliszewo **Fig. 1.1.15_91**oraz na przekrojach poprzecznych o kierunku SW-NE; biegnących przez SE kulminację struktury (**Fig. 1.1.15_92**) i NW kulminację struktury (**Fig. 1.1.15_93**).

Finalny model zailenia dla całego rejonu Choszczno – Suliszewo wykazuje następujące średnie wartości zailenia w potencjalnych poziomach zbiornikowych: hetang – 23%, synemur – 23% oraz pliensbach – 33%, co niewątpliwie wynika z rozkładu litologicznego w poszczególnych poziomach (dominacja piaskowców).

W strukturze Radęcin – Suliszewo zailenie w potencjalnych poziomach zbiornikowych dolnej jury nie przekracza 20%, za wyjątkiem pojedynczych wkładek o większym zaileniu (hetang, synemur) oraz stropowych i spągowych partiach (kilkanaście metrów) utworów pliensbachu gdzie średnio zailenie waha się w przedziale 40 – 80 % (obecność iłowców i mułowców w profilu) (**Fig. 1.1.15_91– 1.1.15_93**).

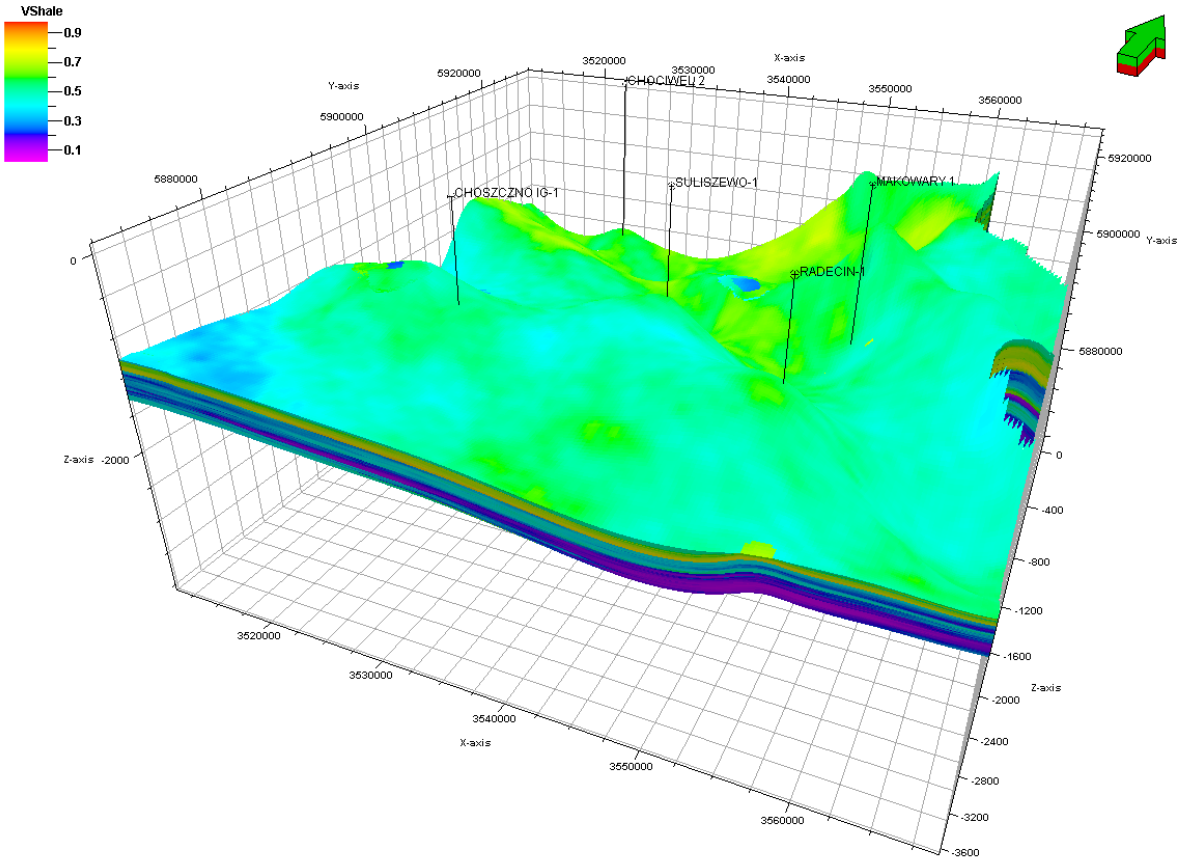


Fig. 1.1.15_89 Model zailenia utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo

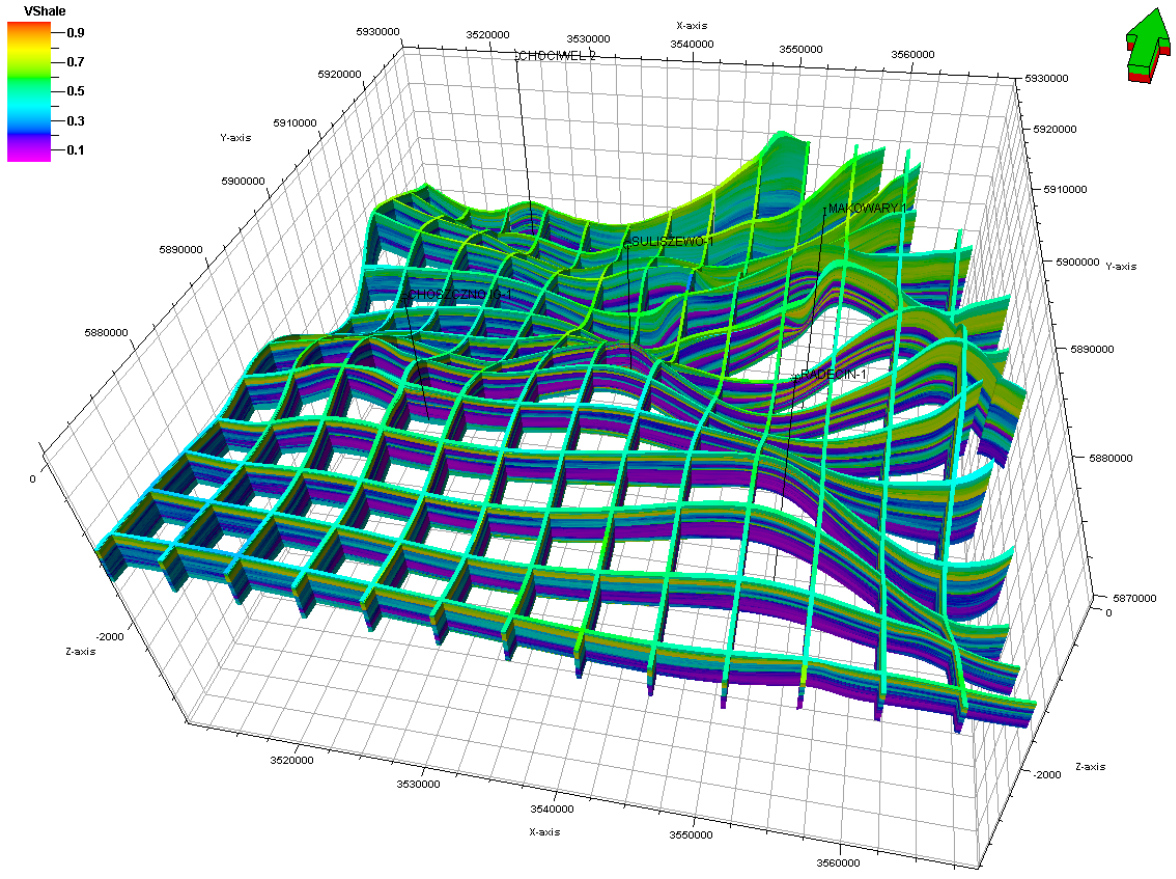


Fig. 1.1.15_90 Model zailenia utworów jurajskich – diagram płotowy w rejonie Choszczno – Suliszewo

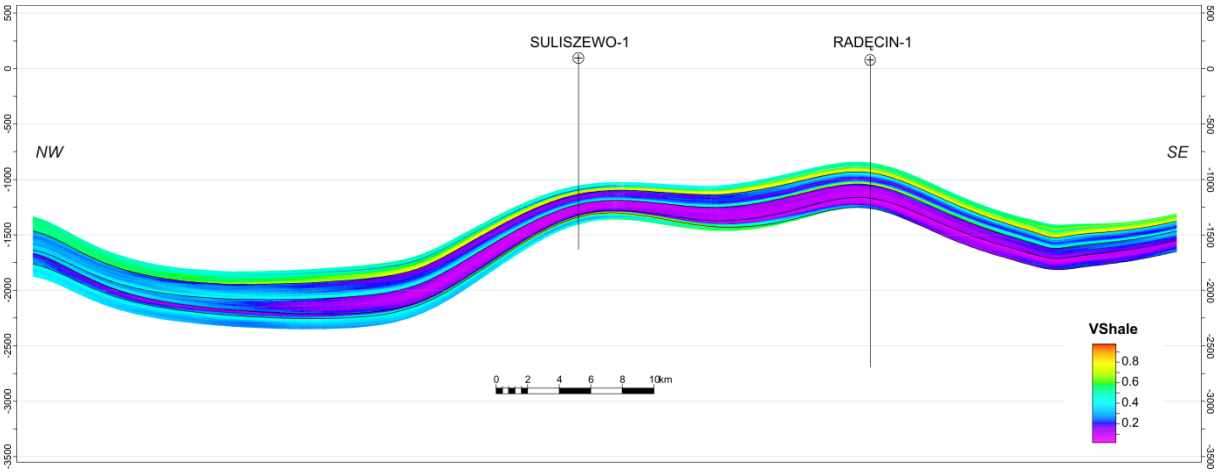


Fig. 1.1.15_91 Model zailenia utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju podłużnego NW-SE

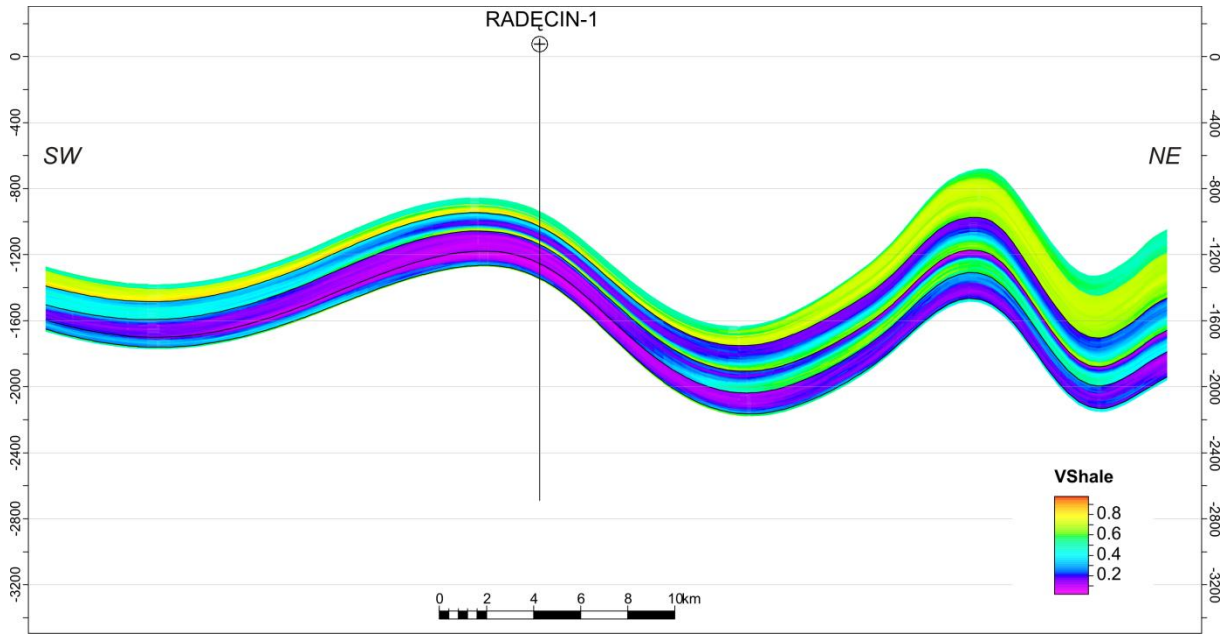


Fig. 1.1.15_92 Model zailenia utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE

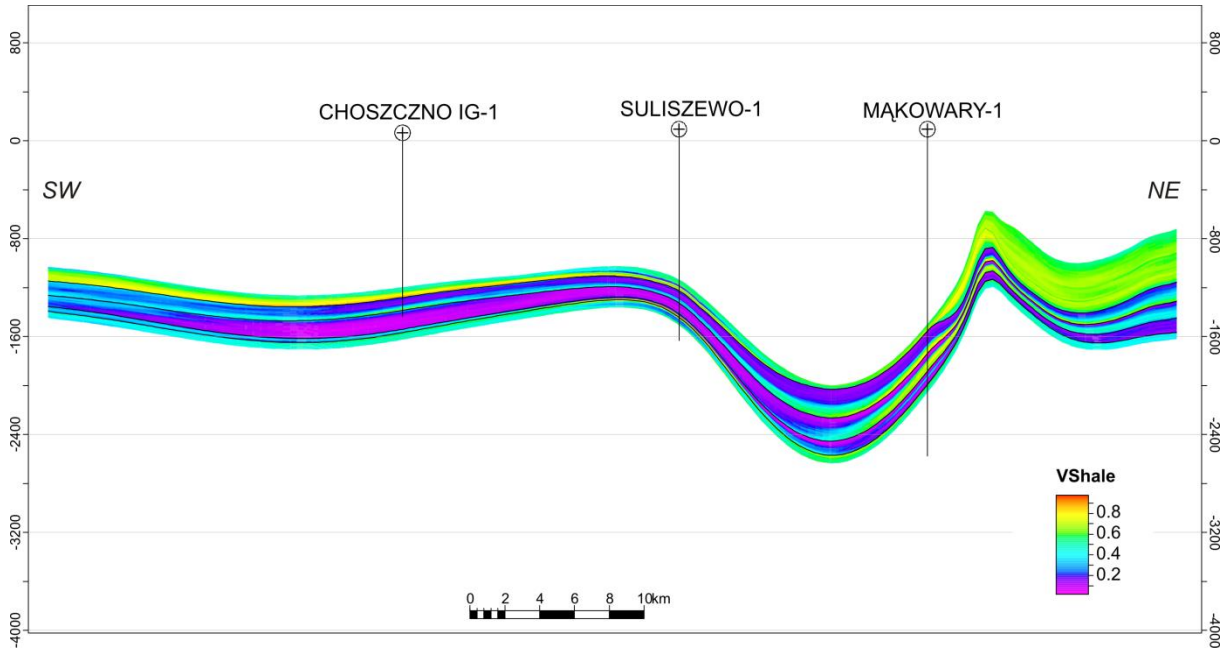


Fig. 1.1.15_93 Model zailenia utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE

Model porowatości

Model porowatości utworów jurajskich w rejonie Choszczno - Suliszewo powstał jako drugi model parametrów zbiornikowych. Modelowanie wykonano z zastosowaniem algorytmu *Sequential Gaussian Simulation* oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*) stosując takie same parametry modelowania jak w przypadku modelu zailenia. Także w tym modelu symulacje wykonano oddzielnie dla poszczególnych sekwencji stratygraficznych (*zones*) przy zastosowaniu sterowania modelem zailenia. Wynikowy model porowatości został obliczony w wyniku probabilistycznego ”uśrednienia” (średnia arytmetyczna) 10 modeli wariantowych (realizacji). Syntetyczne wyniki modelowania parametru porowatości utworów jurajskich w rejonie Choszczno - Suliszewo przedstawione zostały na **Fig.1.1.15_94** i **1.1.15_95**.

Rozkład porowatości w obrębie struktury Radęcin – Suliszewo został przedstawiony na przekroju podłużnym o kierunku NW – SE (**Fig. 1.1.15_96**), oraz na przekrojach poprzecznych o kierunku SW-NE; biegnących przez SE kulminację struktury (**Fig. 1.1.15_97**) i NW kulminację struktury (**Fig. 1.1.15_98**).

Model porowatości w rejonie Choszczno – Suliszewo wykazuje następujące średnie wartości porowatości w potencjalnych poziomach zbiornikowych dolnej jury: hetang – 17%, synemur – 19% oraz pliensbach – 17%.

W strukturze Radęcin – Suliszewo najwyższe wartości porowatości występują w utworach synemuru oraz stropowej partii (kilkadziesiąt metrów) hetangu (do 30%). Również środkowa część profilu pliensbachu wykazuje bardzo wysokie wartości porowatości (**Fig. 1.1.15_96 – 1.1.15_98**).

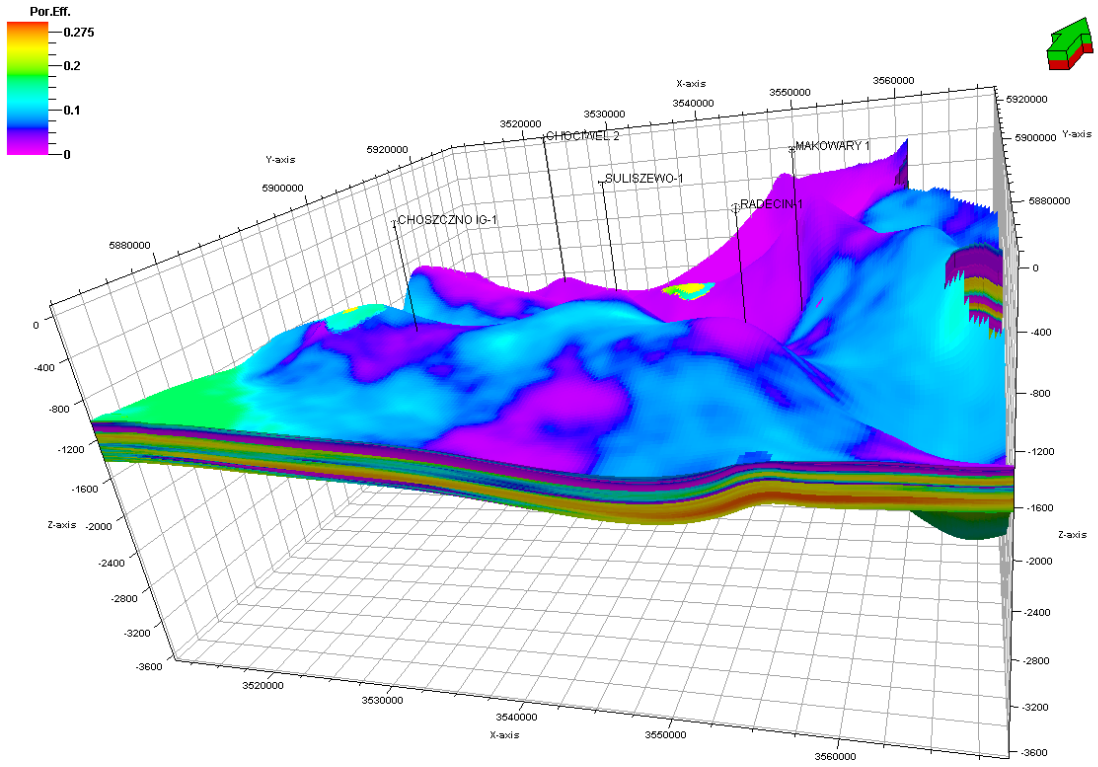


Fig. 1.1.15_94 Model porowatości utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo

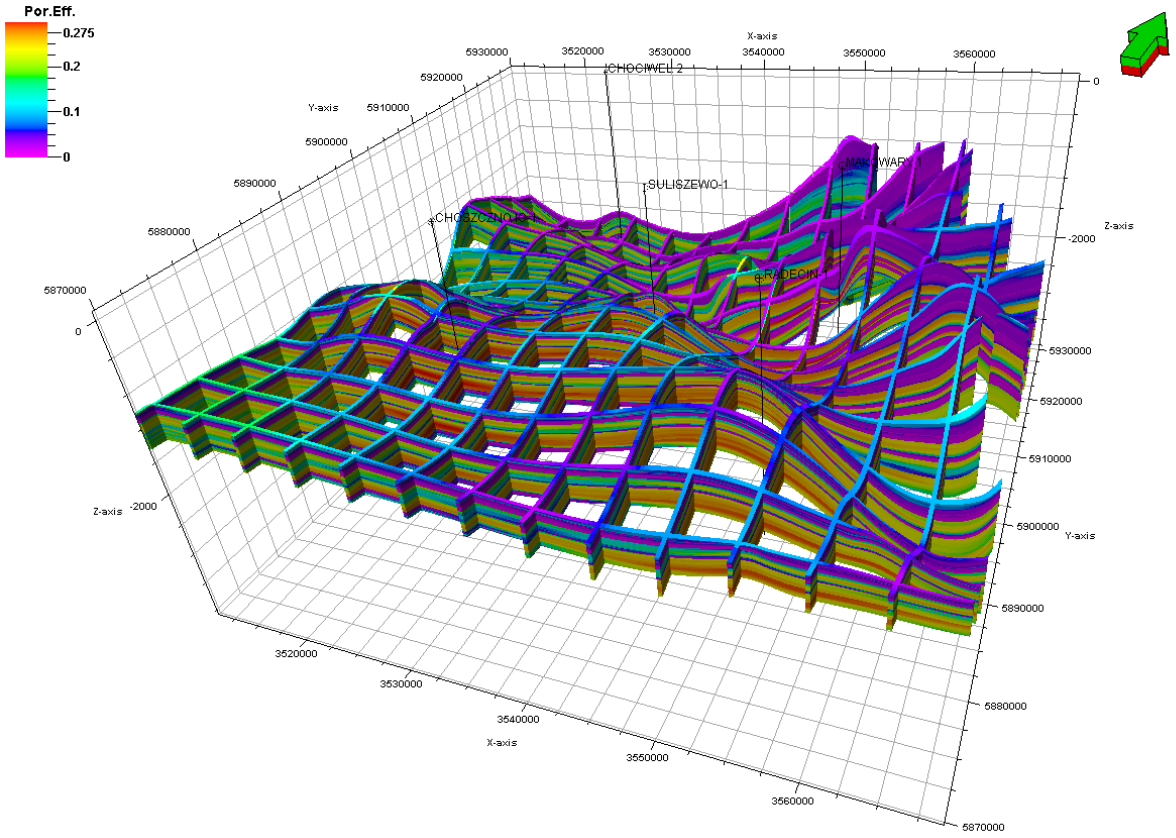


Fig. 1.1.15_95 Model porowatości utworów jurajskich – diagram płotowy w rejonie Choszczno – Suliszewo

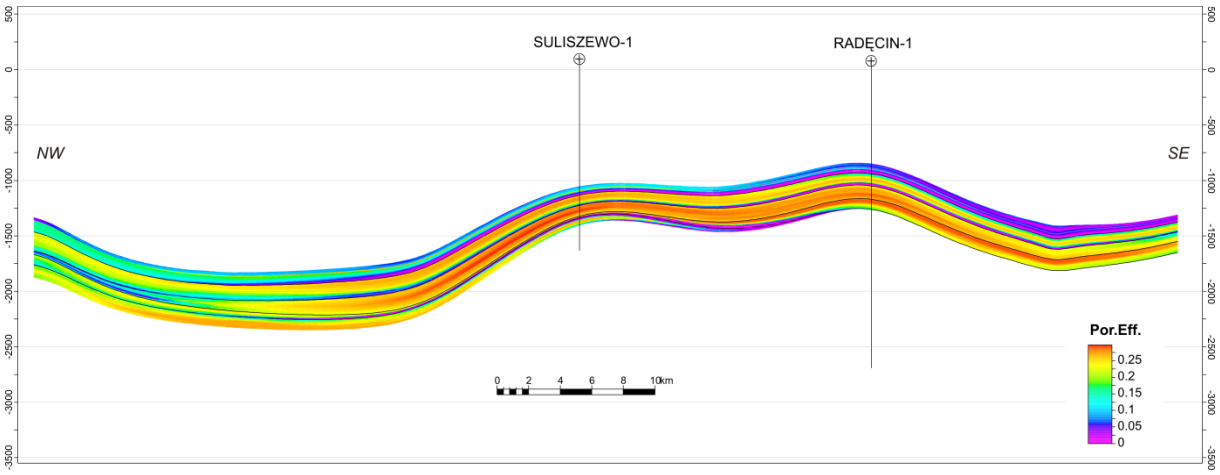


Fig. 1.1.15_96 Model porowatości utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju podłużnego NW-SE

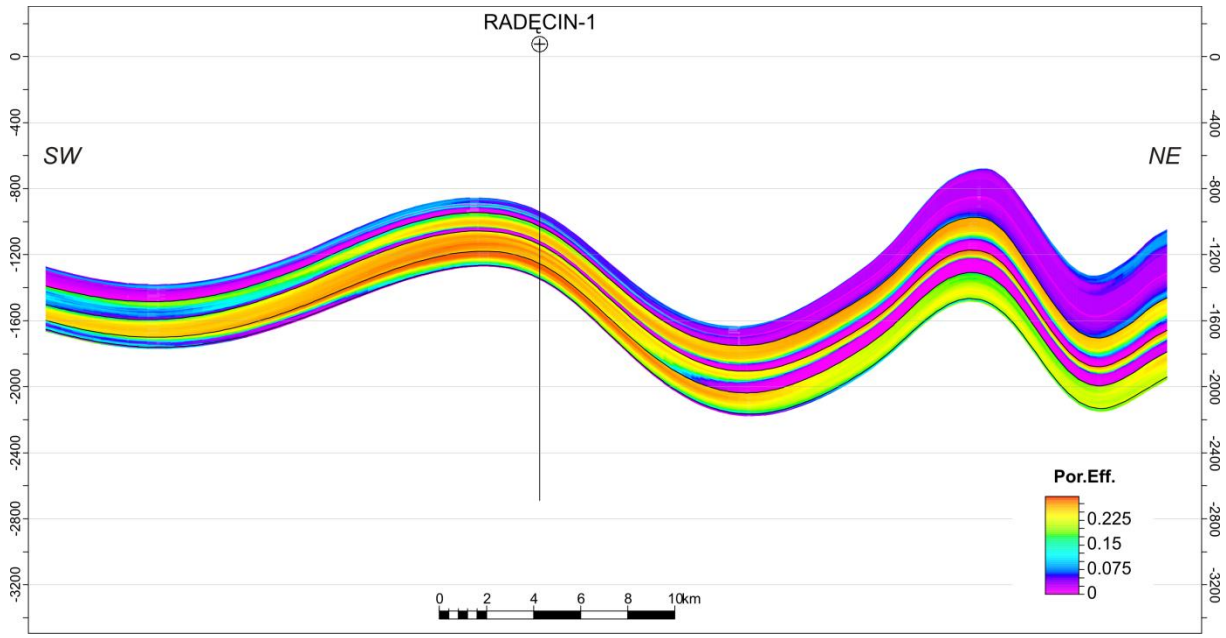


Fig. 1.1.15_97 Model porowatości utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE

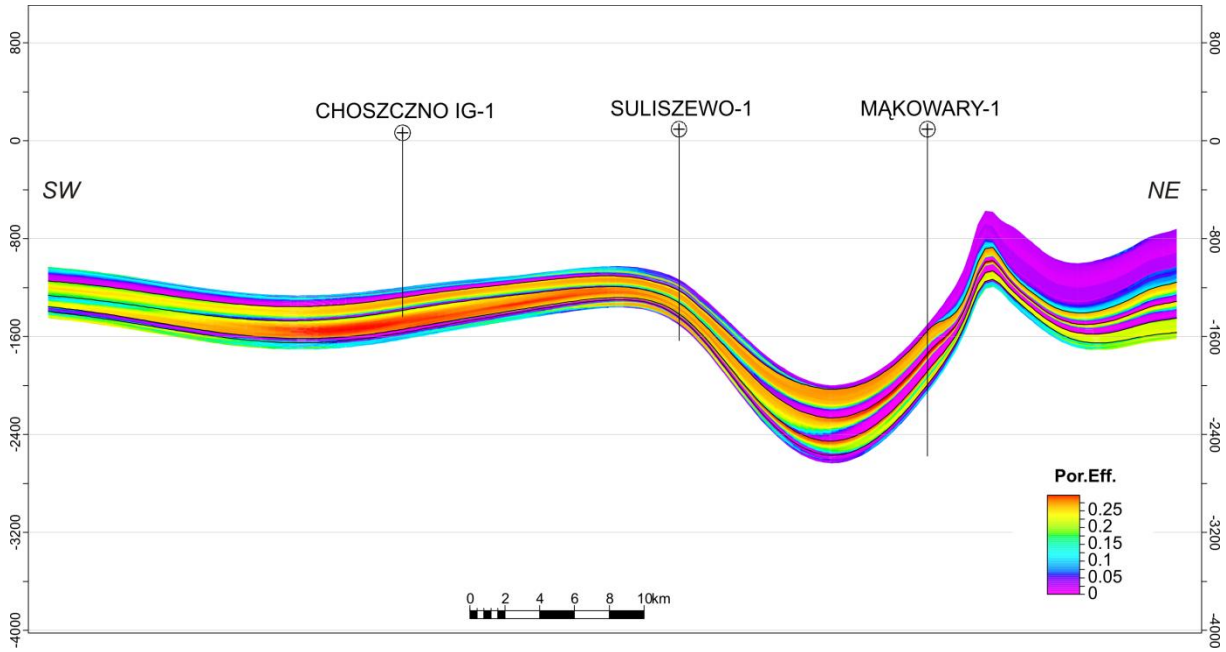


Fig. 1.1.15_98 Model porowatości utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE

Model przepuszczalności

Model przepuszczalności powstał jako ostatni model parametrów zbiornikowych. Modelowanie wykonano z zastosowaniem algorytmu *Sequential Gaussian Simulation* oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*) stosując takie same parametry modelowania jak w przypadku modeli zailenia i porowatości. Także w tym modelu symulacje wykonano oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*) przy zastosowaniu sterowania modelem porowatości. Podczas procedury uspcalingu stosowano metodę średniej geometrycznej – odpowiednią dla danych o bardzo dużej zmienności (Ahmed 2001). Wynikowy model przepuszczalności został obliczony w wyniku probabilistycznego "uśrednienia" (średnia geometryczna) 10 modeli wariantowych (realizacji).

Syntetyczne wyniki modelowania przepuszczalności utworów jurajskich w rejonie Choszczno - Suliszewo przedstawiono na **Fig.1.1.15_99 i 1.1.15_100**.

Szczegółowy rozkład zailenia został przedstawiony wzdłuż przekroju podłużnego o kierunku NW – SE; biegnącego przez strukturę Radęcin – Suliszewo (**Fig. 1.1.15_101**) oraz na przekrojach poprzecznych o kierunku SW-NE; biegnących przez SE kulminację struktury (**Fig. 1.1.15_102**) i NW kulminację struktury (**Fig. 1.1.15_103**).

Finalny model przepuszczalności dla całego rejonu Choszczno – Suliszewo wykazuje następujące średnie wartości przepuszczalności w potencjalnych poziomach zbiornikowych dolnej jury: hetang – 1074 mD, synemur – 1635 mD oraz pliensbach – 1086 mD.

W strukturze Radęcin – Suliszewo najwyższe wartości przepuszczalności, analogicznie jak w przypadku porowatości, występują w utworach synemuru oraz stropowej partii (kilkadziesiąt metrów) hetangu (powyżej 2000 mD). Również środkowa część profilu pliensbachu wykazuje bardzo wysokie wartości przepuszczalności (**Fig. 1.1.15_101 – Fig. 1.1.15_103**).

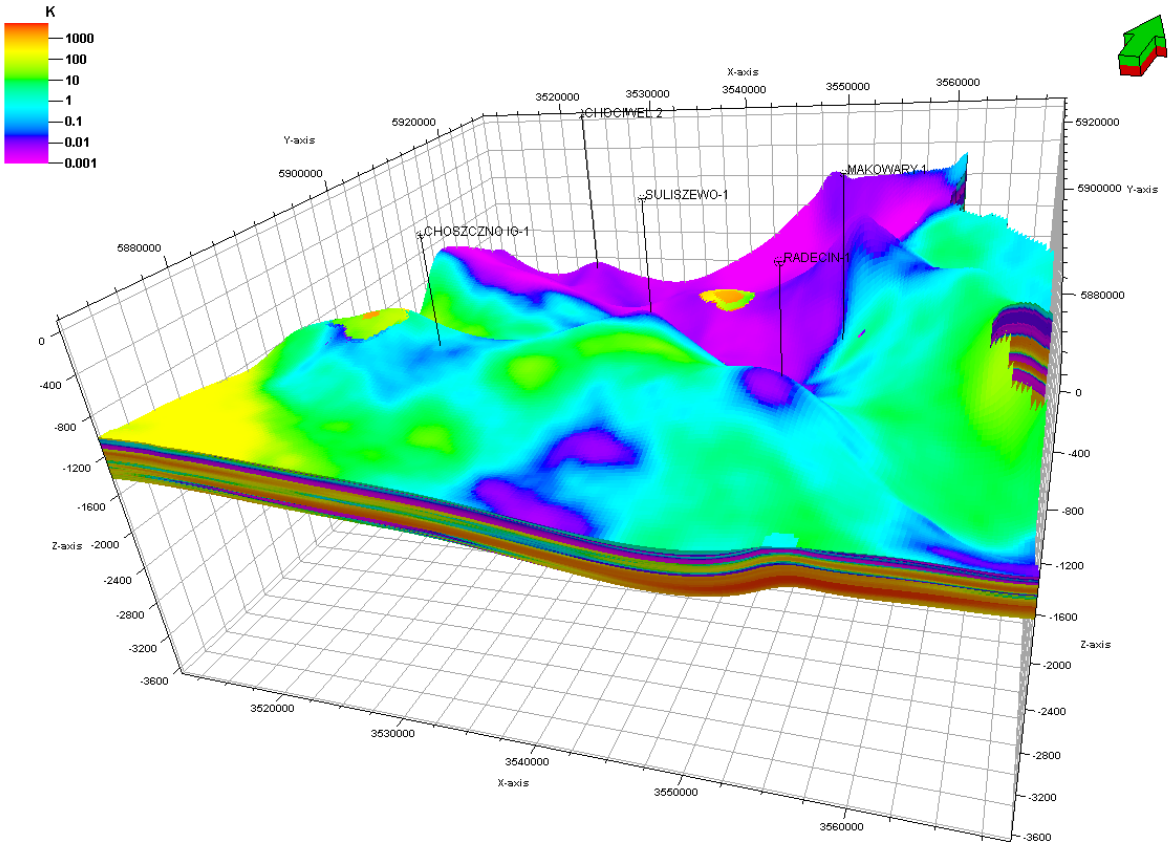


Fig. 1.1.15_99 Model przepuszczalności utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo

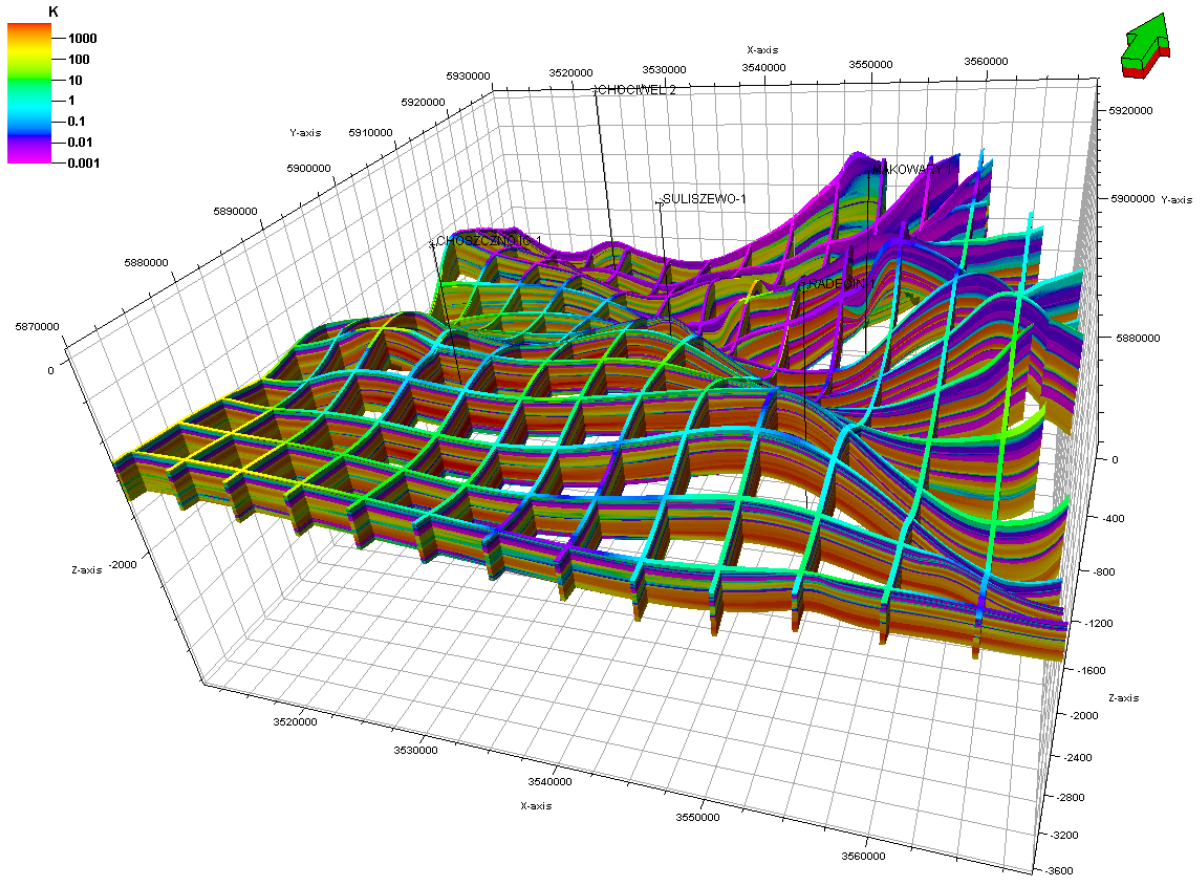


Fig. 1.1.15_100 Model przepuszczalności utworów jurajskich – diagram płotowy w rejonie Choszczno – Suliszewo

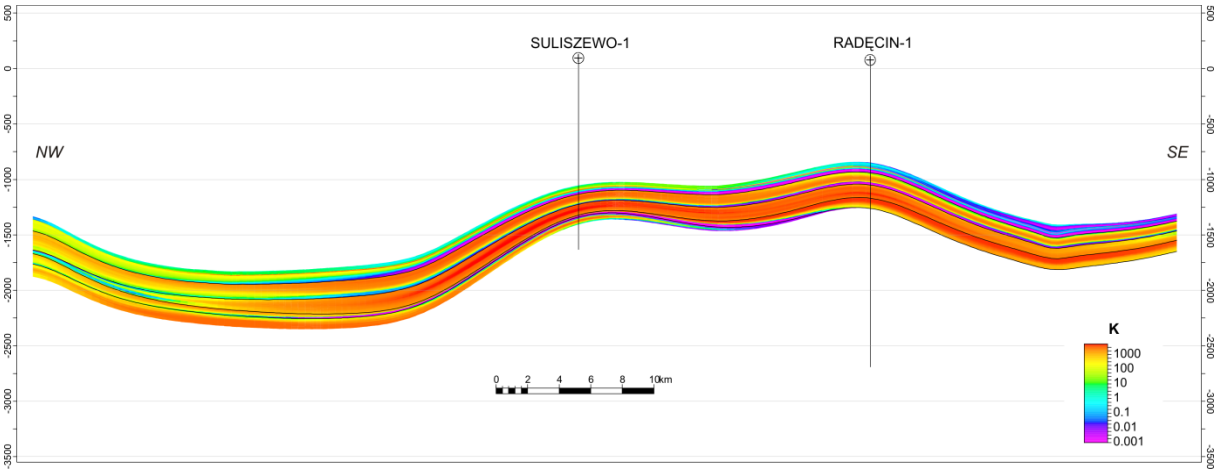


Fig. 1.1.15_101 Model przepuszczalności utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju podłużnego NW-SE

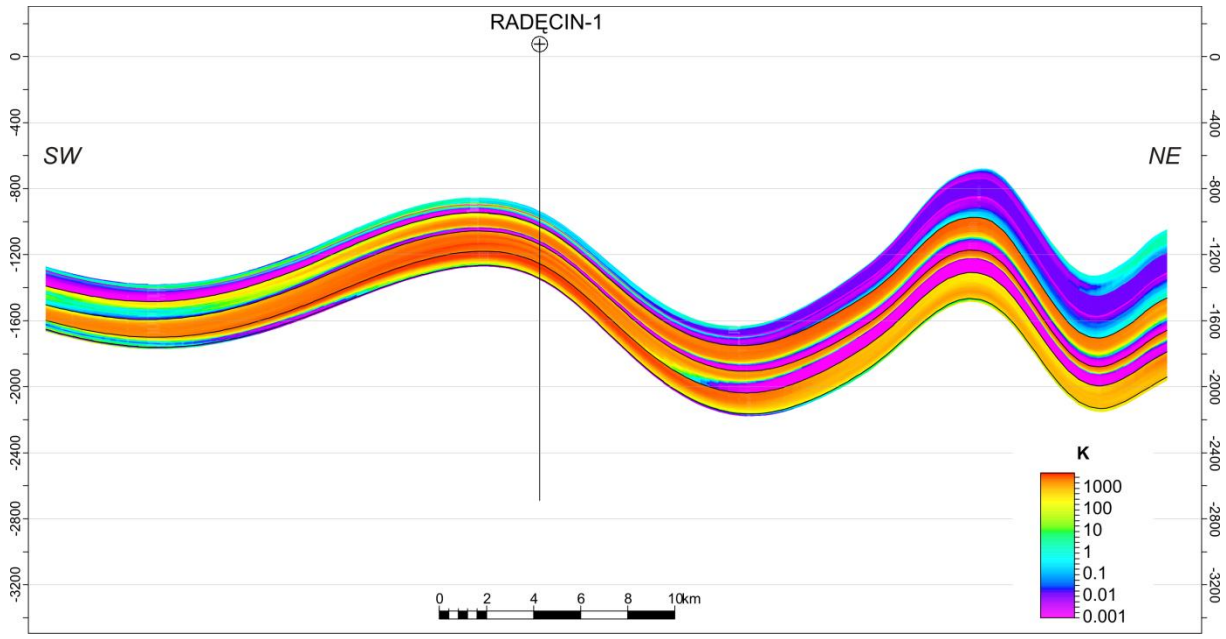


Fig. 1.1.15_102 Model przepuszczalności utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE

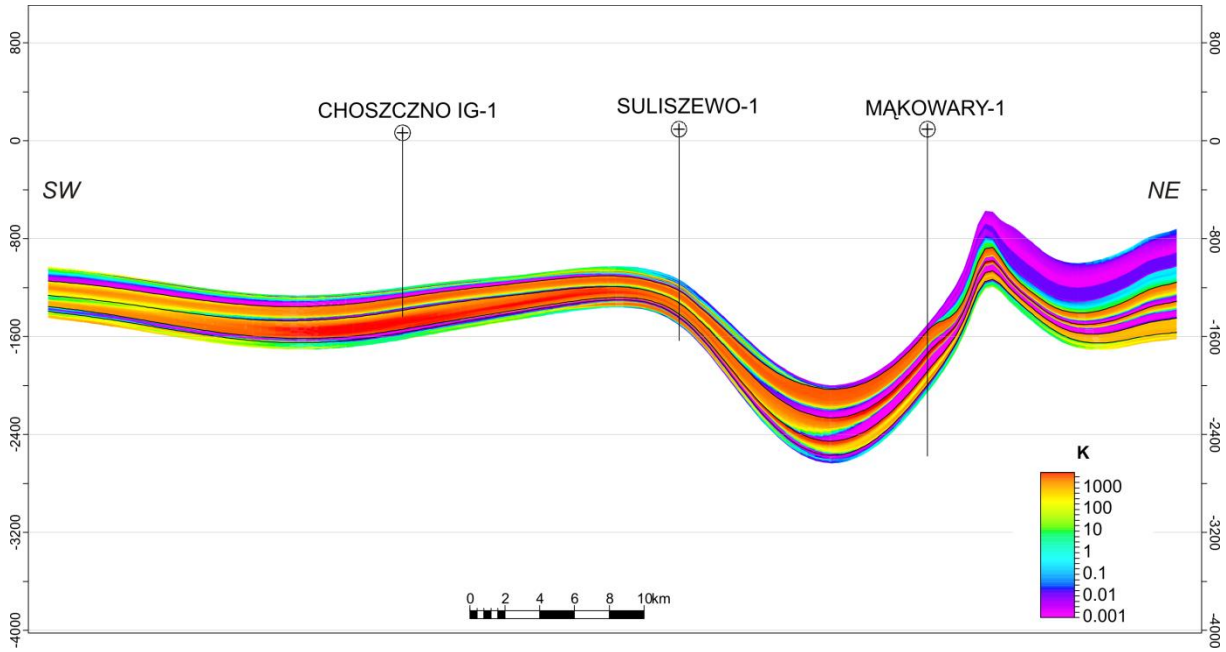


Fig. 1.1.15_103 Model przepuszczalności utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE

Podsumowanie

Wykonany regionalny model statyczny utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo bazował na danych z 28 otworów wiertniczych spośród których jedynie 5 posiadało interpretację litologiczną i petrofizyczną; obejmującą głównie utwory dolnej jury.

W strefie regionalnego modelu Choszczno – Suliszewo perspektywiczna dla potencjalnego układu sekwestracyjnego jest struktura Radęcin – Suliszewo o rozciągłości NW-SE; długości ok. 25 km i szerokości ok. 10 km z dwoma kulminacjami nawierconymi otworami Radęcin-1 (kulminacja SE) i Suliszewo-1 (kulminacja NW). Poziomy zbiornikowe potencjalnego układu sekwestracyjnego dolnej jury (hetang, synemur i pliensbach) w obrębie struktury Radęcin-Suliszewo są zdominowane przez piaskowce i osiągają sumaryczną miąższość dochodzącą do 300 m. Poziomy zbiornikowe (hetang, synemur i pliensbach) zalegają w przedziale głębokościowym od -1000 m n.p.m. do -1450 m n.p.m. Parametry zbiornikowe i filtracyjne piaskowców dolnojurajskich w obrębie struktury Radęcin – Suliszewo są bardzo dobre: porowatość przekracza średnio 20%, przepuszczalność przekracza średnio 1000 mD; przy zaileniu poniżej 20%.

W przedstawianym modelu nie uwzględniono na obecny etapie prac wyników interpretacji sejsmiki wykonanych dla reprocesowanego przekroju sejsmicznego W0250386 przez zespól IGSMIE PAN. Szczególnie interesujący aspekt tej pracy stanowi interpretacja małoskalowych struktur nieciągłych na skrzydle i w osi struktury Choszczna. W kolejnych etapach prac zespól KSE AGH wykorzysta te informacje do przeprowadzenia stochastycznej symulacji sieci spękań w strukturach Choszczno-Sulszewo. Pozwoli to lepiej ocenić jakość skał uszczelniających w tym rejonie i być może pomoże ustalić wpływ przepuszczalności szczelin.

Przedstawiony model statyczny utworów jurajskich w rejonie Choszczno – Suliszewo o zasięgu regionalnym wymaga uwzględnienia dodatkowych danych które pozwolą na reambulację modelu zwłaszcza w obrębie struktury Radęcin- Suliszewo. Dodatkowe dane powinny przede wszystkim objąć cały profil powyżej modelowanych poziomów zbiornikowych dolnej jury, co pozwoli ocenić jakość i rodzaj potencjalnych poziomów uszczelniających.

Model gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne w rejonie struktury Choszczno (PBG)

(Tomasz Bąk, Zdzisław Żuk)

Celem zadania było opracowanie modeli gęstości i pionowych przekrojów grawimetrycznych wzdłuż czterech profili sejsmicznych przecinających struktury Choszczno i Suliszewo. Były to profile: GB010386, W0240386 o kierunku SW-NE i W0320386, W0330385. Wzdłuż tych profili poprowadzono linie przekrojów grawimetrycznych (odpowiednio P1, P2, P3,i P4) o łącznej długości 175.5 km. Lokalizację tych profili i otworów przedstawiono na **Fig. 1.1.15_104**.Modele gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne zbudowano do głębokości 4 km.

Pionowe przekroje grawimetryczne

Pionowe przekroje grawimetryczne wykonane zostały na bazie filtrów częstotliwościowych typu BTWR. Danymi wejściowymi były wartości pola anomalii Bouguera interpolowane w siatce o boku 250 m, które poddano następującym operacjom:

- Transformacja mapy anomalii Bouguera w mapy anomalii rezydualnych filtrem BTWR dla stałych interwałów głębokościowych 250 m w przedziale 0-4 km.
- Wyliczenie wartości anomalii dla każdego z założonych interwałów głębokościowych wzdłuż poszczególnych profili.
- Utworzenie dla każdego profilu zbiorów, które poddano procesowi standaryzacji i interpolacji do postaci siatki regularnej.
- Wykreślenie pionowych przekrojów grawimetrycznych na podstawie otrzymanych wartości siatki regularnej.

Otrzymane przekroje (**Fig. 1.1.15_104 i 1.1.15_105**) przedstawiają zmiany efektów grawimetrycznych od różnych kompleksów fizycznych wraz ze zwiększeniem się ich głębokości. Uściślają one obraz map transformowanych w zakresie pionowych zmian anomalii grawimetrycznych oraz wyznaczają zasięgi poziome i pionowe poszczególnych anomalii. Można uważać, iż przedstawienie na omawianych załącznikach anomalii w postaci pionowych przekrojów jest przestrzenną formą obrazu grawimetrycznego. Intensywność anomalii zaś odpowiada charakterystycznym wysoko i nisko gęstościowym kompleksom litologicznym. Należy jednak tutaj również podkreślić iż dobór skali głębokościowej w przekrojach grawimetrycznych może być obarczony błędem wynikającym z przyjętych założeń i uproszczeń interpretacyjnych.

Do wykonania pionowych przekrojów grawimetrycznych użyto własnych programów TRANGRID , PRZEKRÓJ i WYKRES a także aplikacji CorelDRAW i SURFER.

Modele gęstości

Do konstrukcji modeli strukturalno-gęstościowych wykorzystano pionowe przekroje grawimetryczne i poziomy stratygraficzne skonstruowane na podstawie map strukturalnych dostarczonych przez PIG co zapewniało ciągłość śledzenia zmian gęstości wzdłuż profili. Gęstości w poszczególnych piętrach stratygraficznych określono na podstawie uśrednionych pomiarów gęstości w otworach Choszczno IG-1 i Chociwel IG-1 wg tabeli:

Tab. 1.1.15_28 Gęstości w poszczególnych piętrach stratygraficznych

Lp	Strop	Spąg	Gęstość [g/cm^3]
1		K1 strop	1.950
2	K1 strop	J2 strop	2.315
3	J2 strop	J1 strop	2.108
4	J1 strop	J1 spąg	2.2
5	J1 spąg		2.5

Na podstawie w/w założeń oraz przyjętej wartości kontrastu tzn. maksymalnej odchyłki gęstości od krzywej σ=f(h), anomalie z pionowego przekroju grawimetrycznego przeliczono na wartości gęstości. Dla omawianego rejonu wartość kontrastu przyjęta została na podstawie przeprowadzonych testów w wysokości ±0,05 g/cm^3. Można uważać iż przedstawiona forma rozkładów gęstości z uwagi na omówione ograniczenia stanowi najbardziej prawdopodobne przybliżenie zmian gęstości wzdłuż analizowanych profili sejsmicznych Początkowe modele gęstości stanowiły podstawę do dalszej interpretacji, w której poprzez zastosowanie modelowania grawimetrycznego starano się bardziej dokładnie rozpoznać pola zmian gęstości. Przedstawienie danych o obliczonych gęstościach w formie zbiorów w regularnej siatce pozwala na dokonywanie porównań wyników otrzymanych na podstawie różnych informacji geofizycznych np. na podstawie danych interpretacji i przetwarzania materiałów sejsmicznych.

Dla początkowych modeli gęstości obliczone zostały krzywe efektu grawitacyjnego, które zestawiono z wykresami anomalii rezydualnych (filtr częstotliwościowy BTWR górnoprzepustowy, odcinający efekty grawitacyjne poniżej 4 km). Dla początkowych modeli gęstości krzywe nieźle odzwierciedlają trend anomalii BTWR tzn. istnieje dobra zgodność jakościowa obu wykresów. Widoczne różnice anomalii wynikają przede wszystkim z przyjętych stałych gęstości dla wydzielonych kompleksów a także nieuwzględnieniem zmian gęstości z głębokością.

Dla korekty modelu gęstości w opracowaniu zastosowano modelowanie grawimetryczne, które umożliwia jednoczesny automatyczny dobór gęstości dla wszystkich lub wybranych elementów modelu 2,5 D. Wykonana operacja pozwoliła na uzyskanie bardzo dobrej zgodności krzywej obliczonej i krzywej anomalii BTWR dla obu analizowanych profili. Wynikające stąd zmiany w rozkładach gęstości zostały uwzględnione na przekrojach końcowych rozkładów gęstości. Modelowanie przeprowadzono w systemie FUGRO-LCT.

Modele wstępne i końcowe przedstawione zostały na załącznikach oraz na **Fig. 1.1.15_106 - 1.1.15_100.**

Do wykonania zadania wykorzystano oprogramowanie komercyjne: LCT-FUGRO, SURFER i CorelDraw, a także programy własne: GRID_GV, WYKRES, PLOTVIEW.

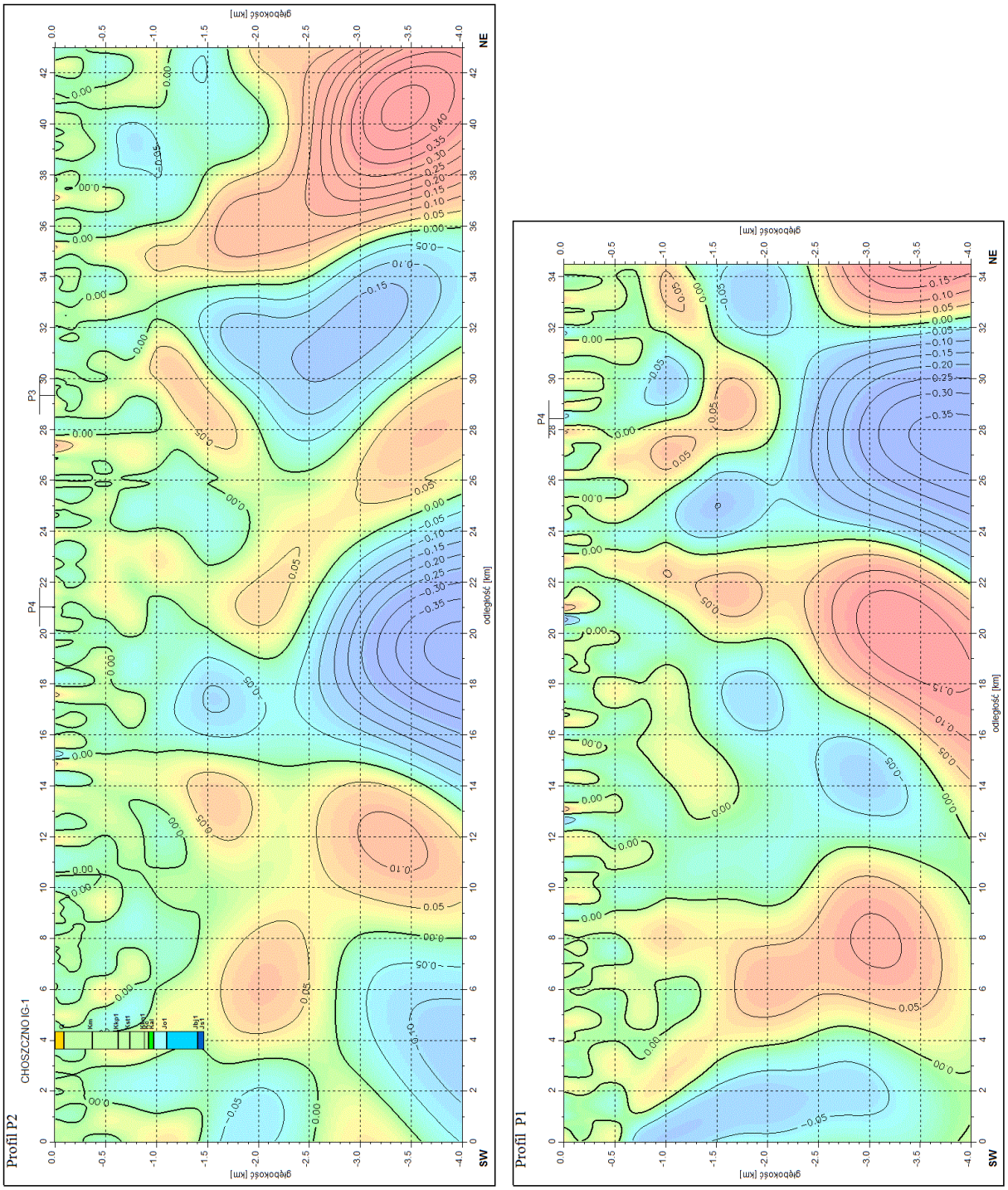


Fig. 1.1.15_104 Pionowe przekroje grawimetryczne – profil P1 i P2

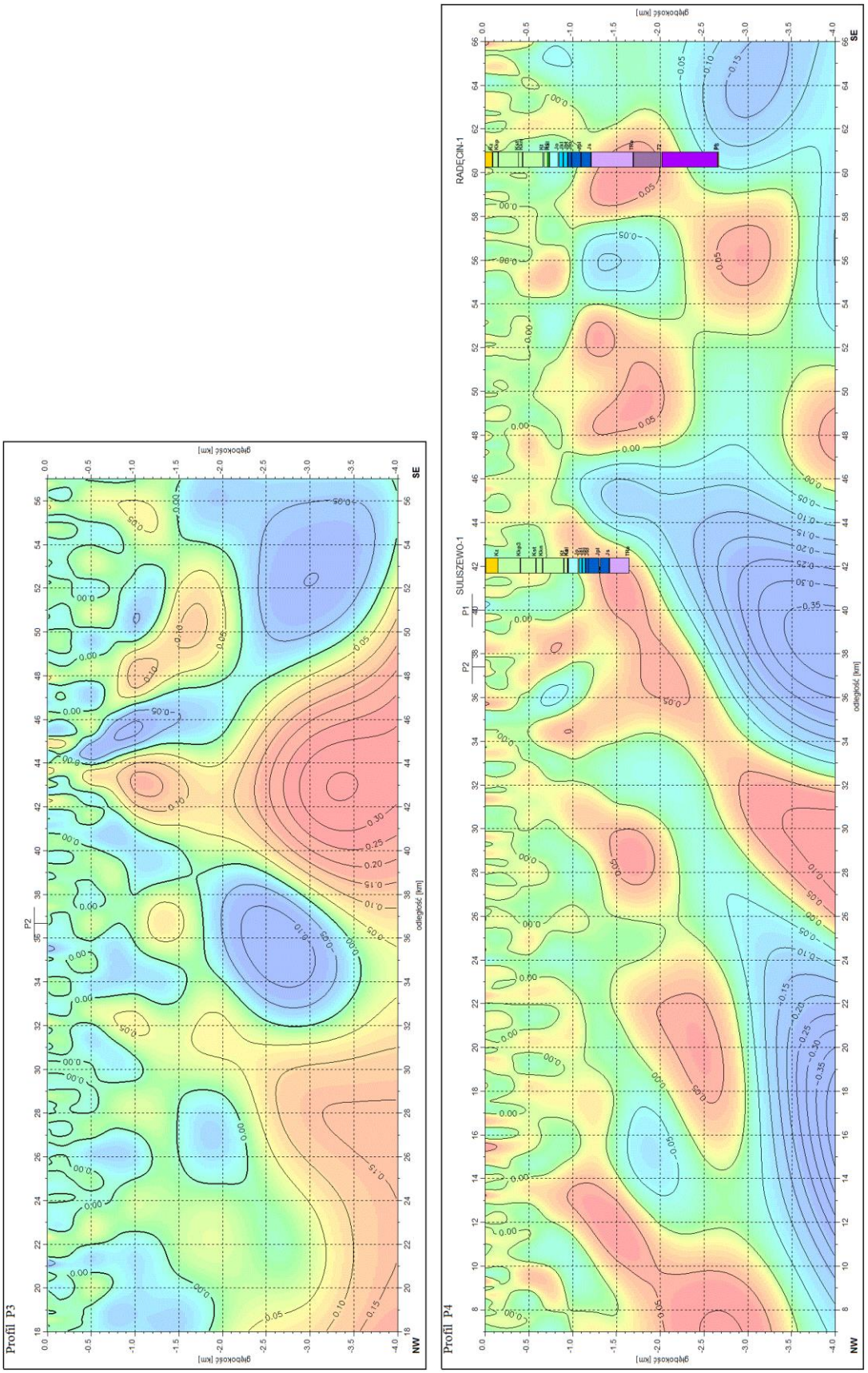


Fig. 1.1.15_105 Pionowe przekroje grawimetryczne – profil P3 i P4

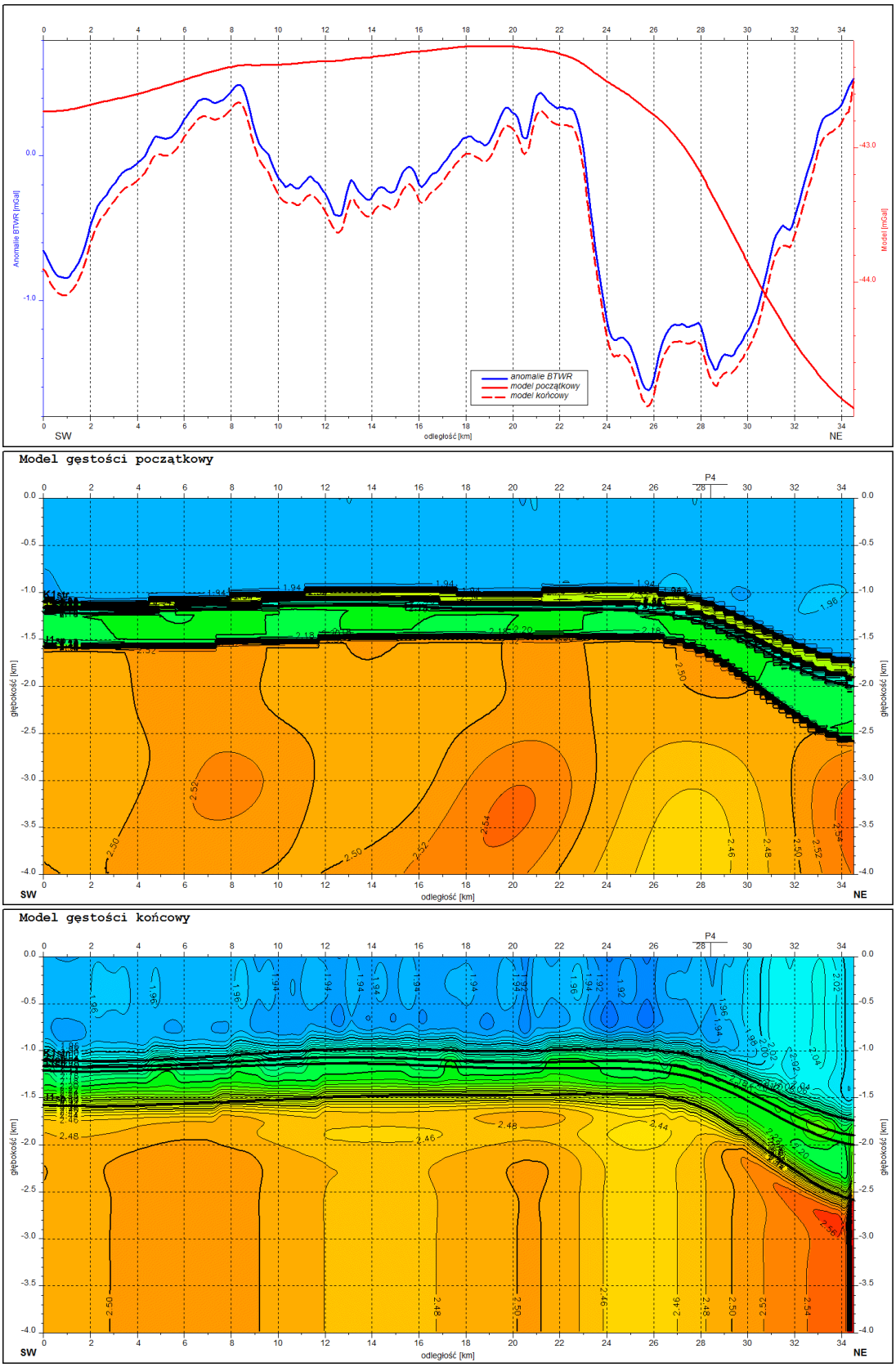


Fig. 1.1.15_106 Modelowanie grawimetryczne. Model gęstości – profil P1

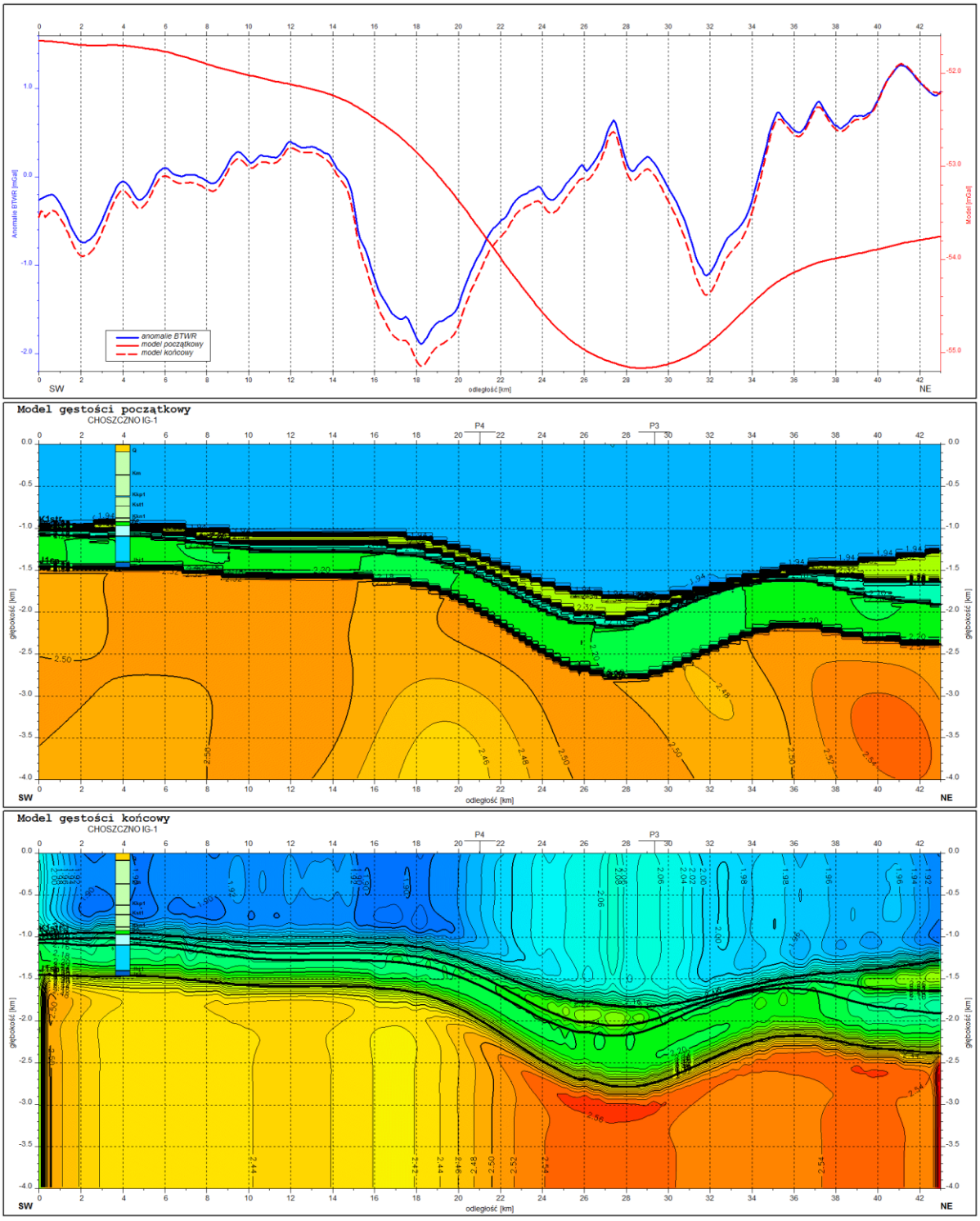


Fig. 1.1.15_107 Modelowanie grawimetryczne. Model gęstości – profil P2

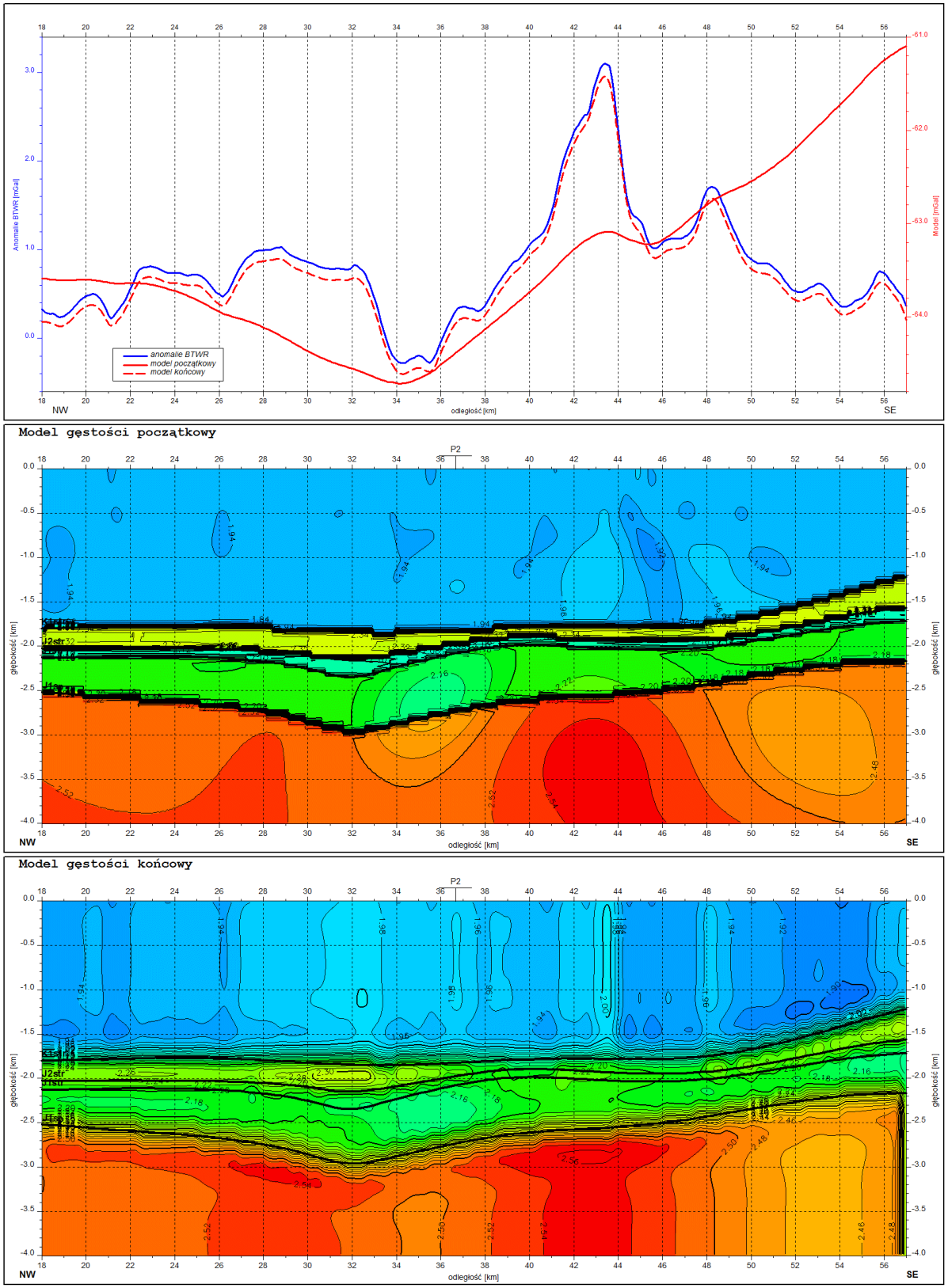


Fig. 1.1.15_108 Modelowanie grawimetryczne. Model gęstości – profil P3

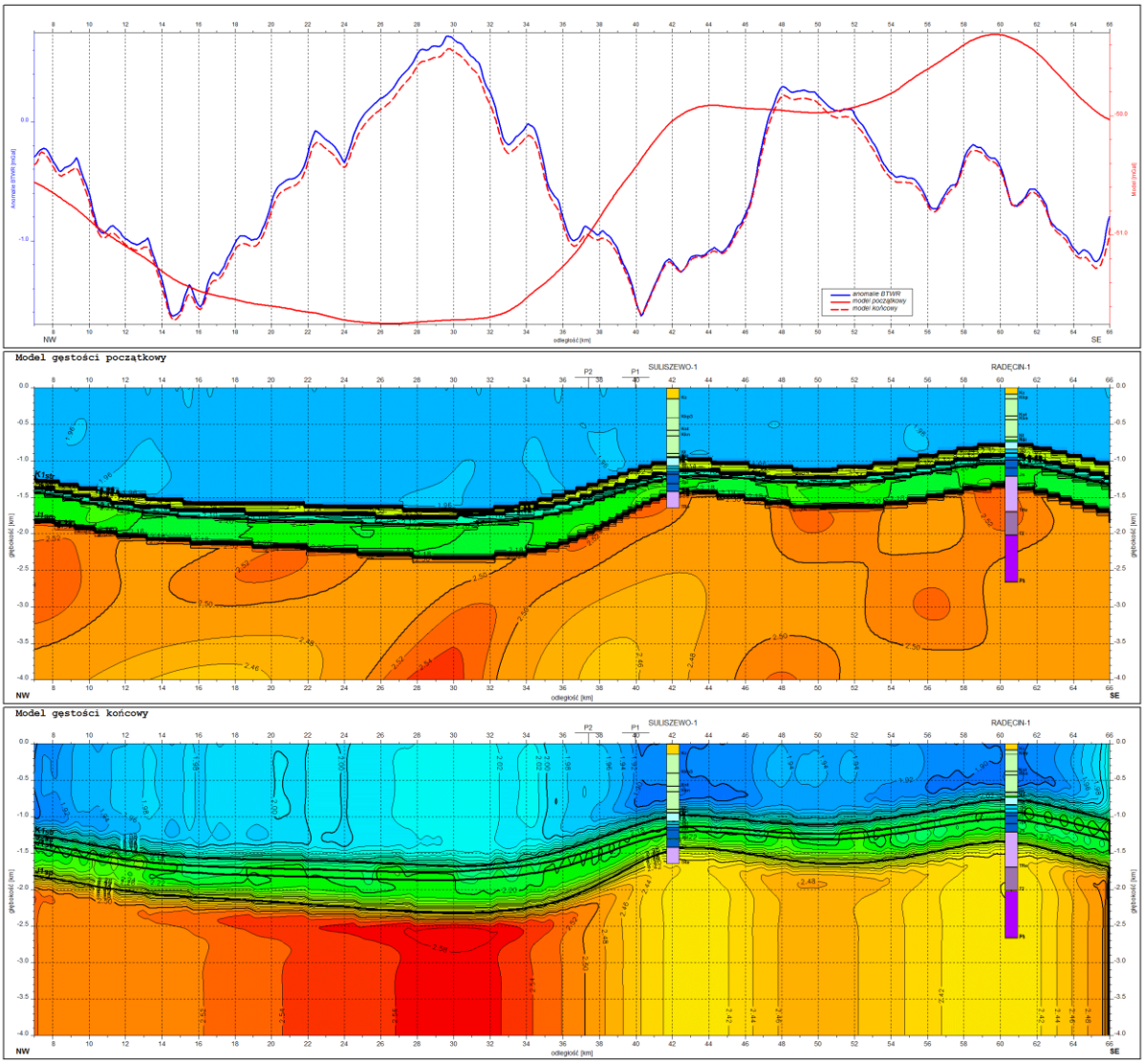


Fig. 1.1.15_109 Modelowanie grawimetryczne. Model gęstości – profil P4

Struktura niecki poznańskiej w formacjach czerwonego spągowca (INiG)

(Wiesław Szott, Piotr Łętkowski, Andrzej Gołąbek, Krzysztof Miłek, Andrzej Rychlicki)

Przedmiotem opracowania jest konstrukcja przestrzennego statycznego modelu utworów czerwonego spągowca w powyższym rejonie. Model obejmuje obszar sięgający w kierunku zachodnim po złoże gazu ziemnego Paproć. Jego południowa granica przebiega wzdłuż wyniesienia wału wolsztyńskiego i w swojej środkowej części obejmuje złoże Ujazd. Północna granica modelu biegnie wzdłuż linii łączącej złoża Sątopy, Porażyn, Szewce W, Piekary i Stęszew. W kierunku wschodnim model rozciąga się równoleżnikowo od Stęszewa do Borowa (którego nie obejmuje).

W procesie konstrukcji modelu wykorzystano następujące dane:

1. regionalną mapę strukturalną stropu czerwonego spągowca,
2. szczegółowe mapy strukturalne stropu czerwonego spągowca poszczególnych złóż objętych obszarem modelowania (PGNiG O/Zielona Góra),
3. dane geofizyki otworowej - interpretacje profilowań geofizyki otworowej (PGNiG O/Zielona Góra),
4. dane laboratoryjne - wyniki porównań porowatości i przepuszczalności (PGNiG O/Zielona Góra),
5. lokalizację i trajektorię otworów wiertniczych.

W wyniku przeprowadzonych prac opracowano zbiory rozkładów parametrów petrofizycznych dla wydzielonych warstw w utworach czerwonego spągowca omawianego rejonu. Skonstruowany model statyczny utworów czerwonego spągowca w rejonie niecki Poznańskiej stanowi etap wstępny dla utworzenia modelu dynamicznego do przeprowadzenia symulacji procesów sekwestracji CO_2 w wybranych poziomach regionu.

Model strukturalny utworów czerwonego spągowca w omawianym rejonie Niecki Poznańskiej

Model strukturalny został wygenerowany w oparciu o uszczegółowioną mapę strukturalną stropu czerwonego spągowca oraz mapę miąższości warstw wydzielonych w tej formacji pokrywających pełny jej zakres i sięgających do spągu utożsamionego z granicą karbonu. Szczegółowa mapa stropu czerwonego spągowca została wygenerowana z mapy regionalnej uzupełnionej o mapy strukturalne stropów lepiej rozpoznanych lokalnych struktur - pułapek złożowych.

Mapę regionalną przedstawiono na **Fig. 1.1.15_110** (Kudrewicz i Papiernik, 2010). Wykorzystano mapy strukturalne stropów złóż: Paproć, Grodzisk, Ujazd, Bukowiec i Porażyn przedstawione na **Fig. 1.1.15_111 – 1.1.15_115**. W efekcie powstała szczegółowa mapa stropu przedstawiona na **Fig. 1.1.15_116** W formacji czerwonego spągowca w efekcie interpretacji profilowań geologicznych 34 odwiertów pokrywających w miarę jednorodnie analizowany obszar, wydzielono 10 warstw o wyraźnie zróżnicowanych własnościach kolektorskich. W oparciu o powyższy podział wygenerowano mapy miąższości całkowitej warstw przedstawione na **Fig. 1.1.15_117 – 1.1.15_126**.

Do ich utworzenia wykorzystano „isochore interpolation" z pakietu Petrel. W oparciu o powyższe mapy z uwzględnieniem informacji o systemie uskoków używając narzędzi z pakietu Petrel wygenerowano statyczny model geologiczny analizowanej formacji. Jego widok przestrzenny przedstawiono na **Fig. 1.1.15_127** (widok bryły modelu) oraz **Fig. 1.1.15_128** (widok rodziny prostopadłych przekrojów). Szczegółowy widok przekrojów pionowych wzdłuż płaszczyzn równoległych do głównych osi modelu (W-E i N-S) przedstawionych na **Fig. 1.1.15_129** pokazano na **Fig. 1.1.15_130** (przekrój W-E) i **Fig. 1.1.15_131** (przekrój N-S). Na przekrojach tych zaznaczono warstwowa strukturę modelu przedstawioną wyżej.

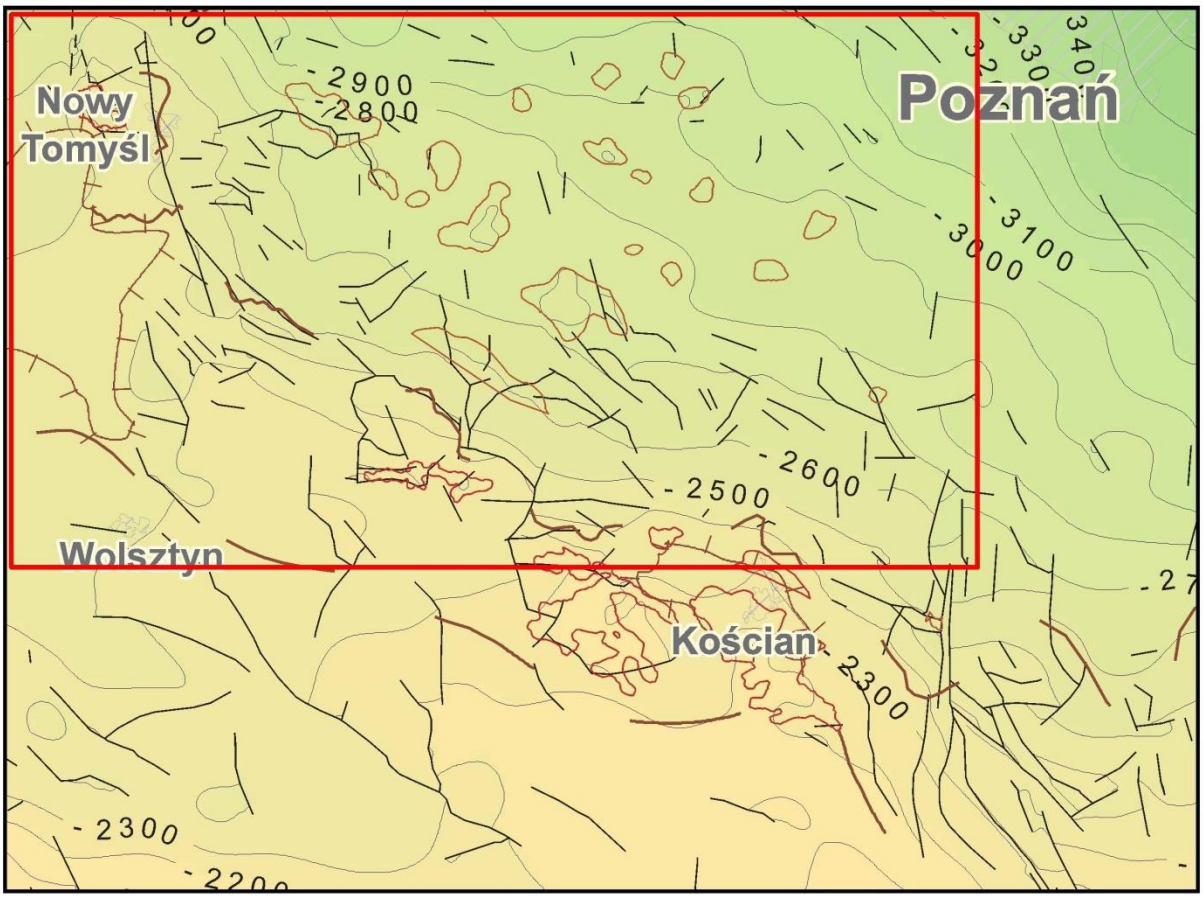


Fig. 1.1.15_110 Mapa strukturalna powierzchni podcechsztyńskiej z lokalizacją modelowanego obszaru i złóż gazu ziemnego wg Rafała Kudrewicza i Bartosza Papiernika

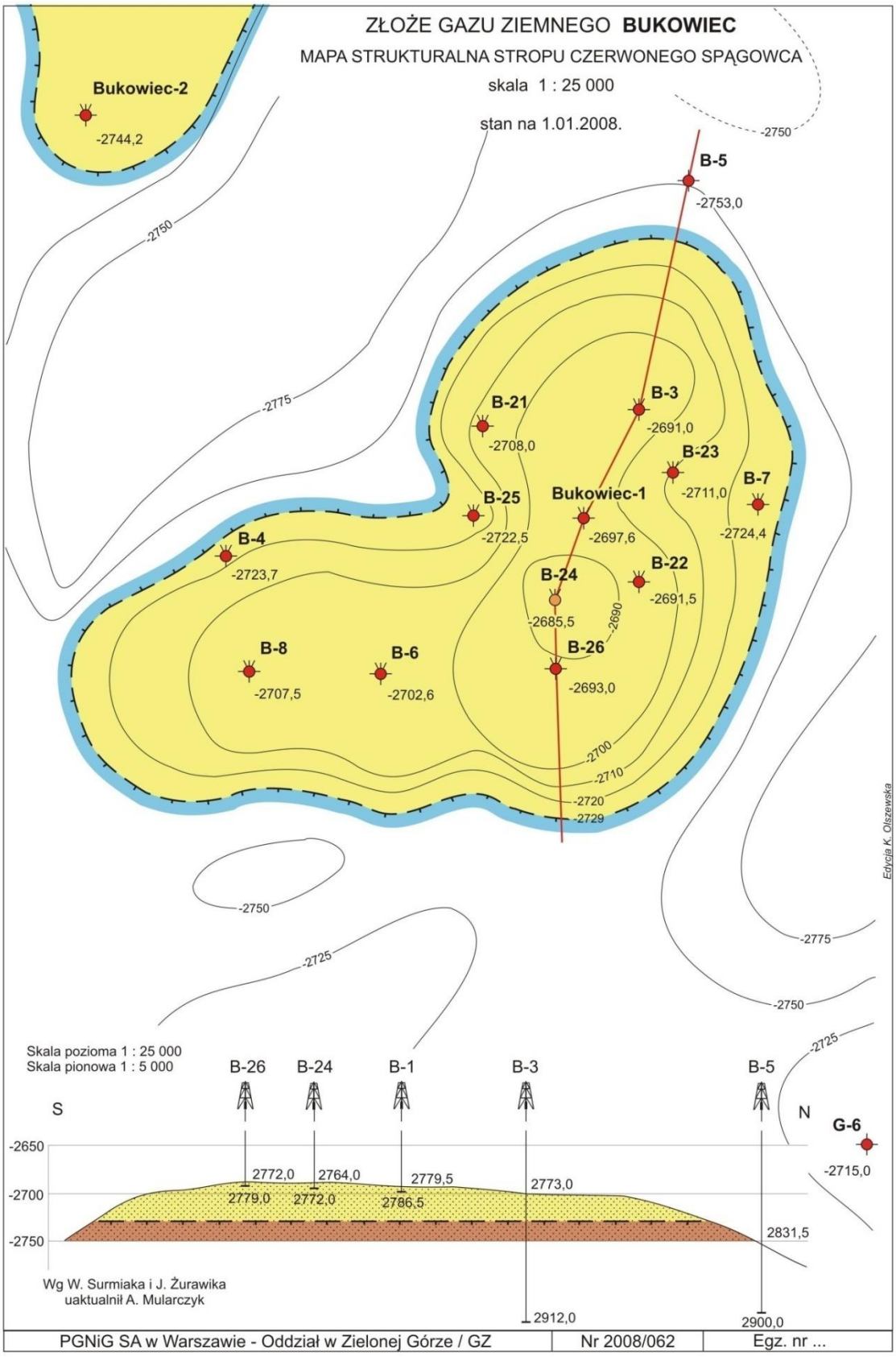


Fig. 1.1.15_111 Mapa strukturalna stropu złoża Bukowiec

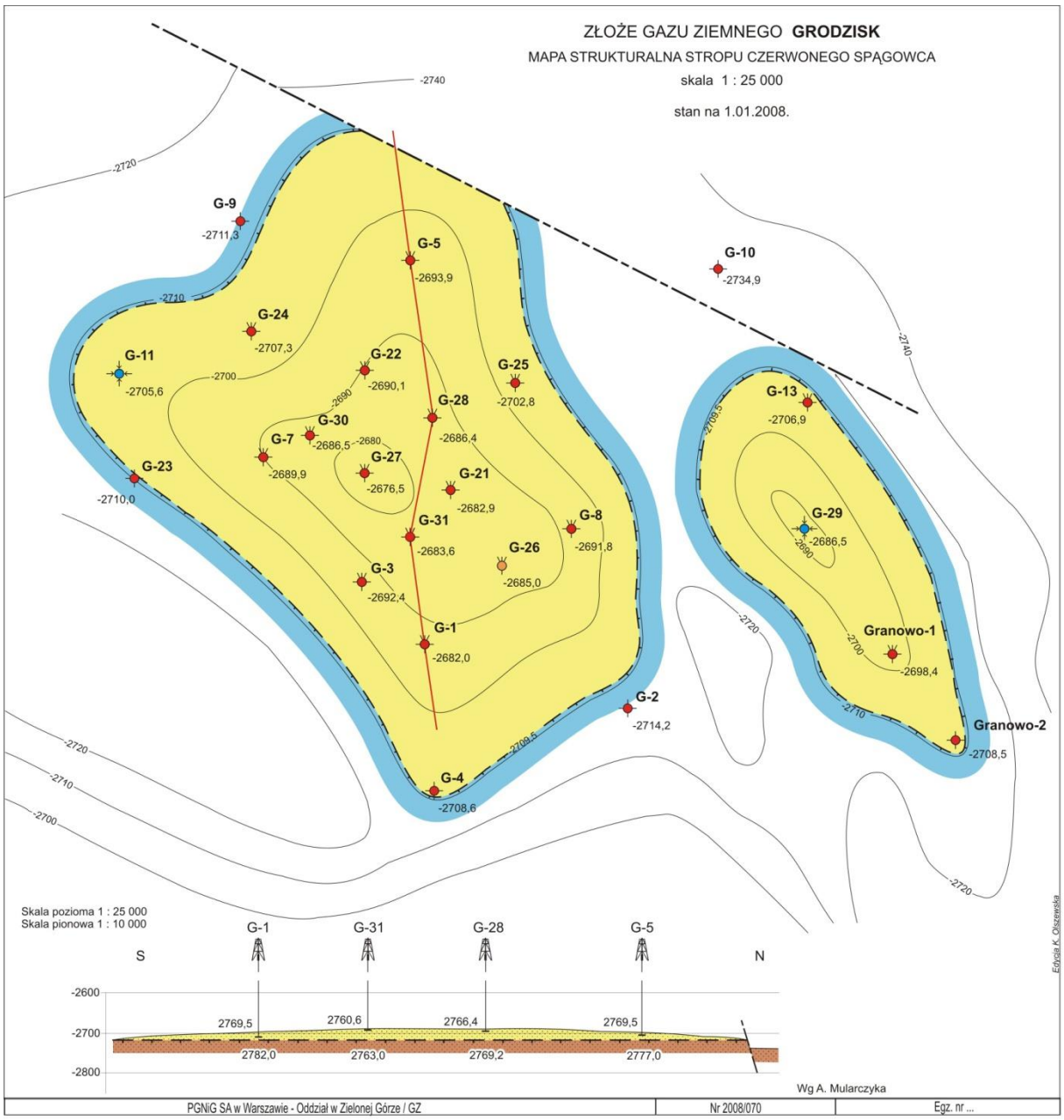


Fig. 1.1.15_112 Mapa strukturalna stropu złoża Grodzisk

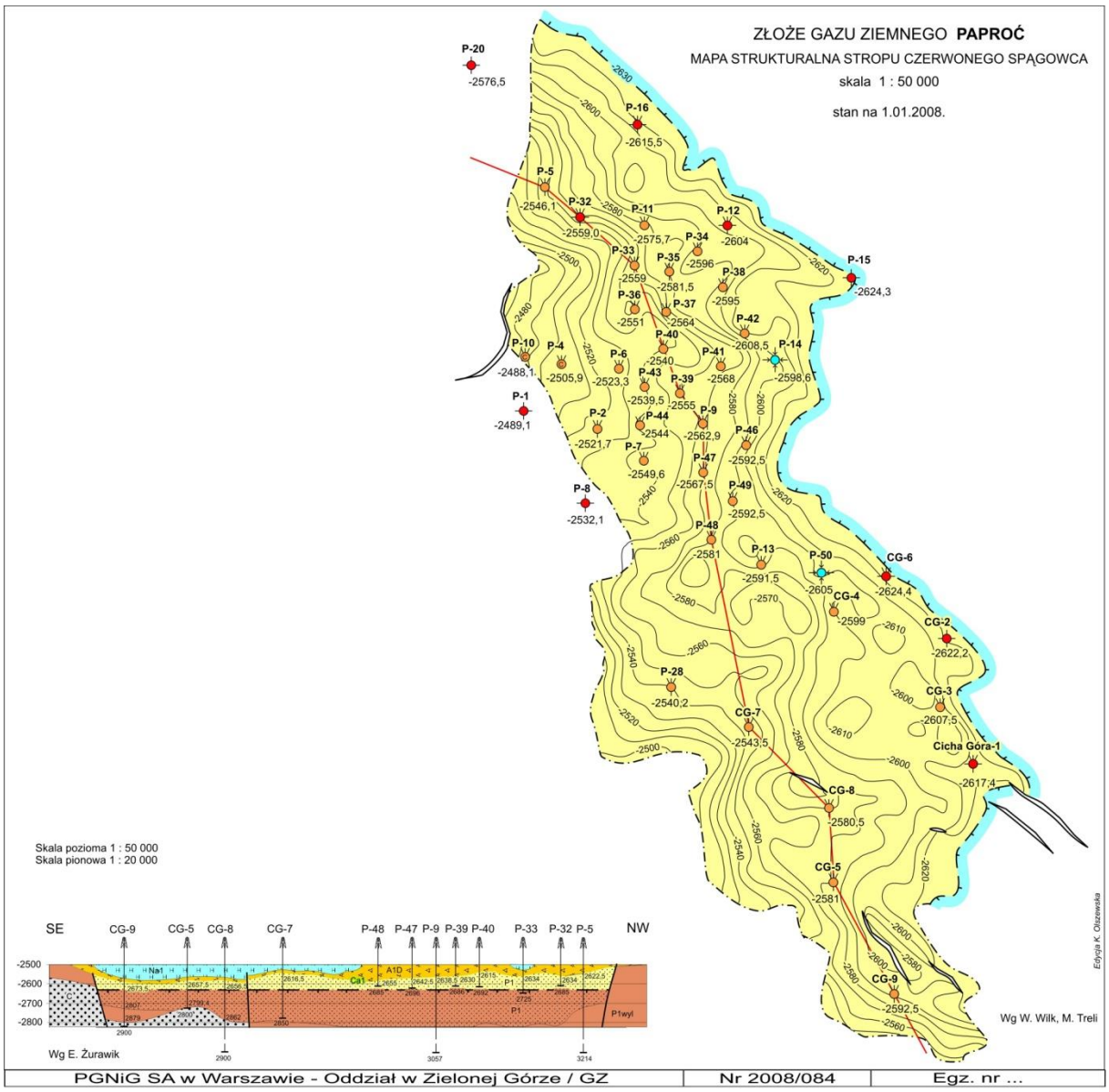


Fig. 1.1.15_113 Mapa strukturalna stropu złoża Paproć

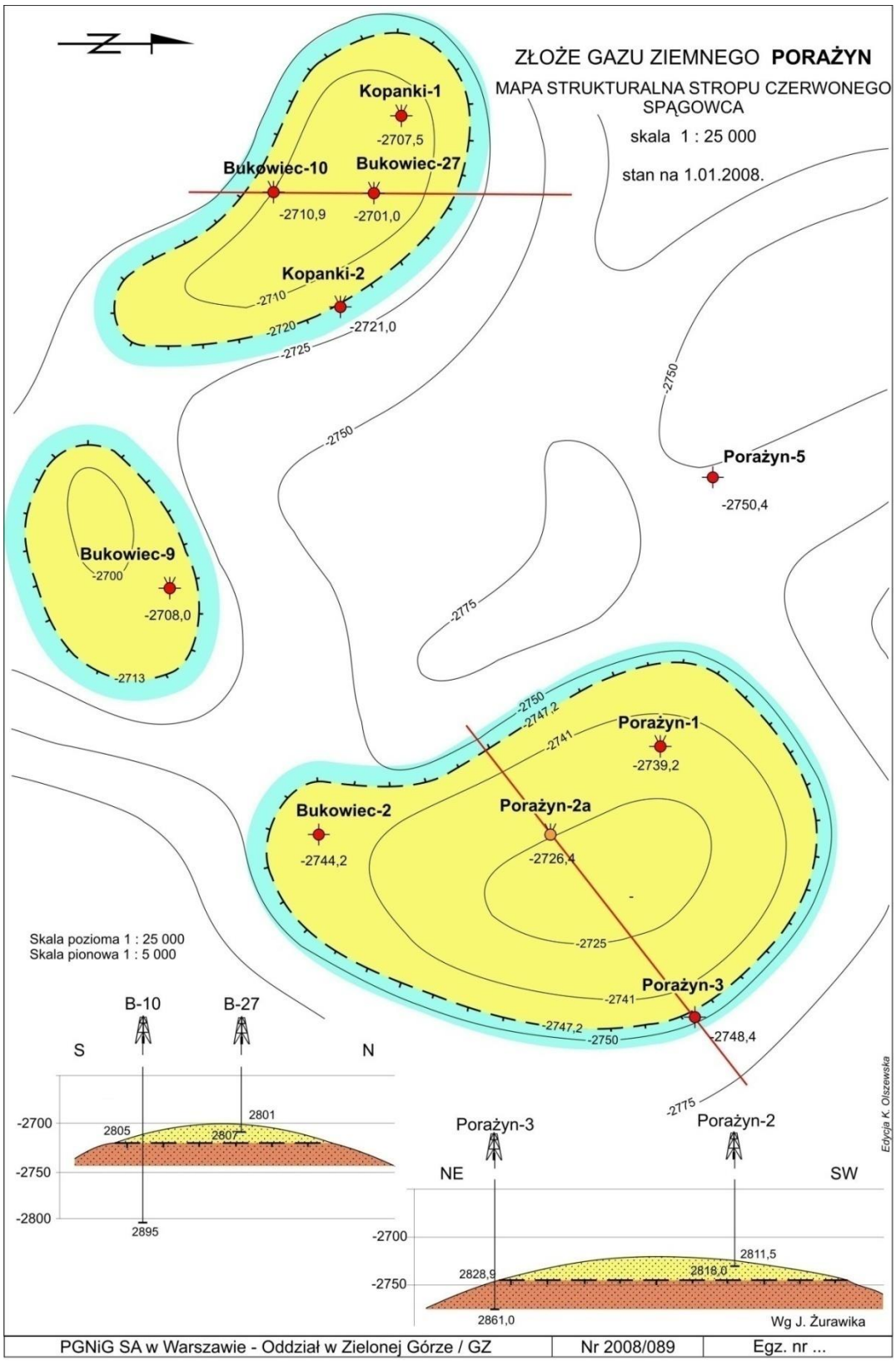


Fig. 1.1.15_114 Mapa strukturalna stropu złoża Porażyn

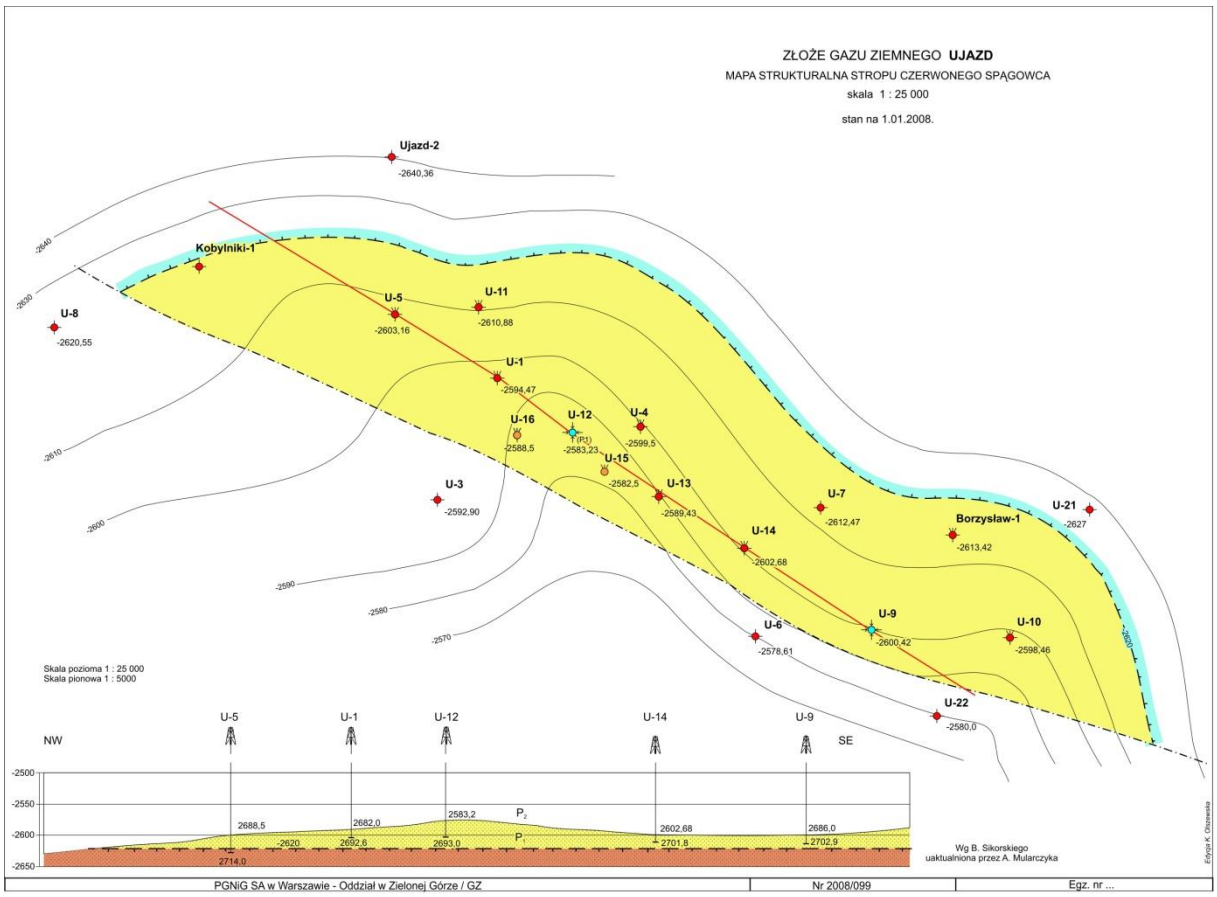


Fig. 1.1.15_115 Mapa strukturalna stropu złoża Ujazd

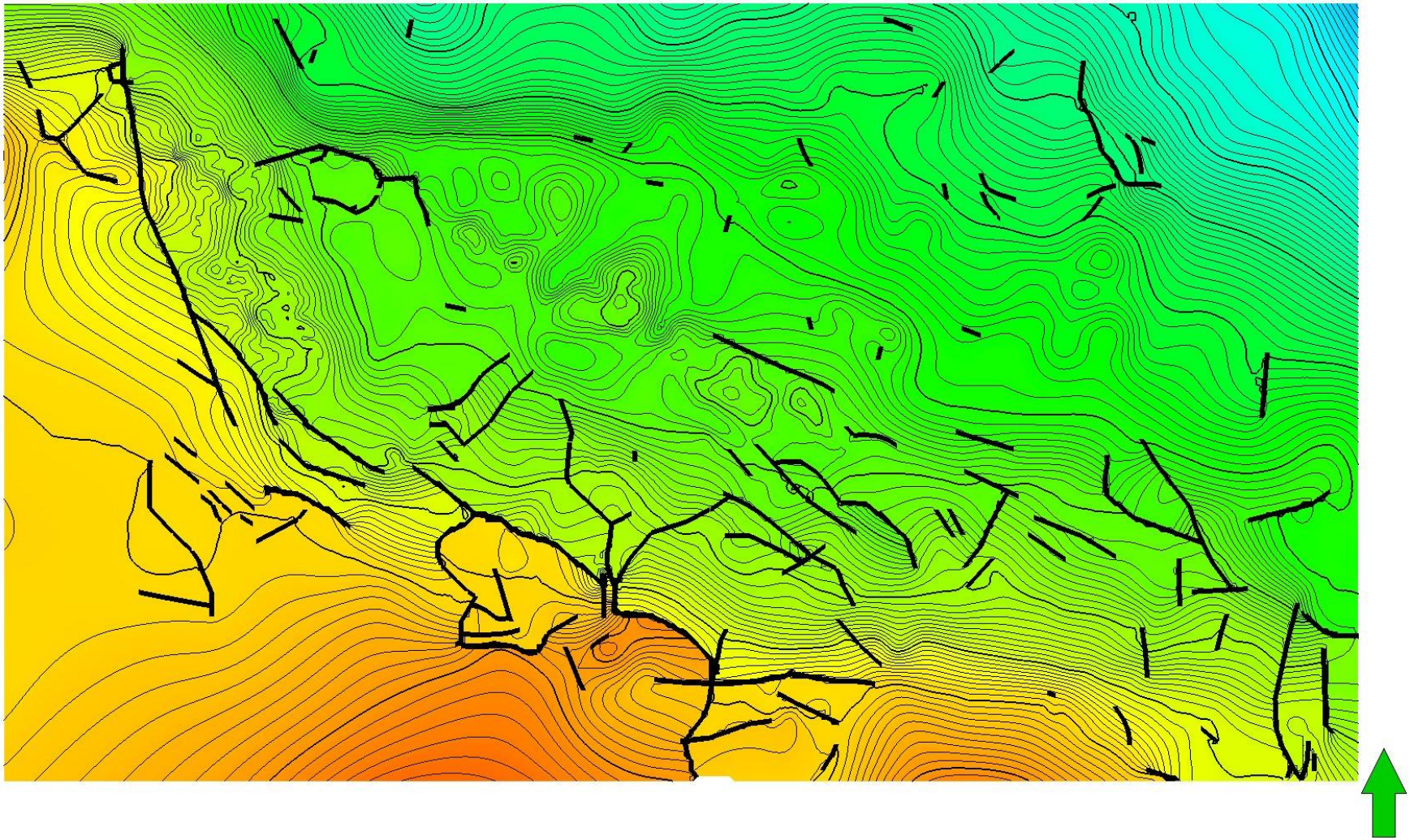


Fig. 1.1.15_116 Szczegółowa mapa strukturalna stropu czerwonego spągowca

Fig. 1.1.15_117 Miąższość całkowita warstwy k = 1 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

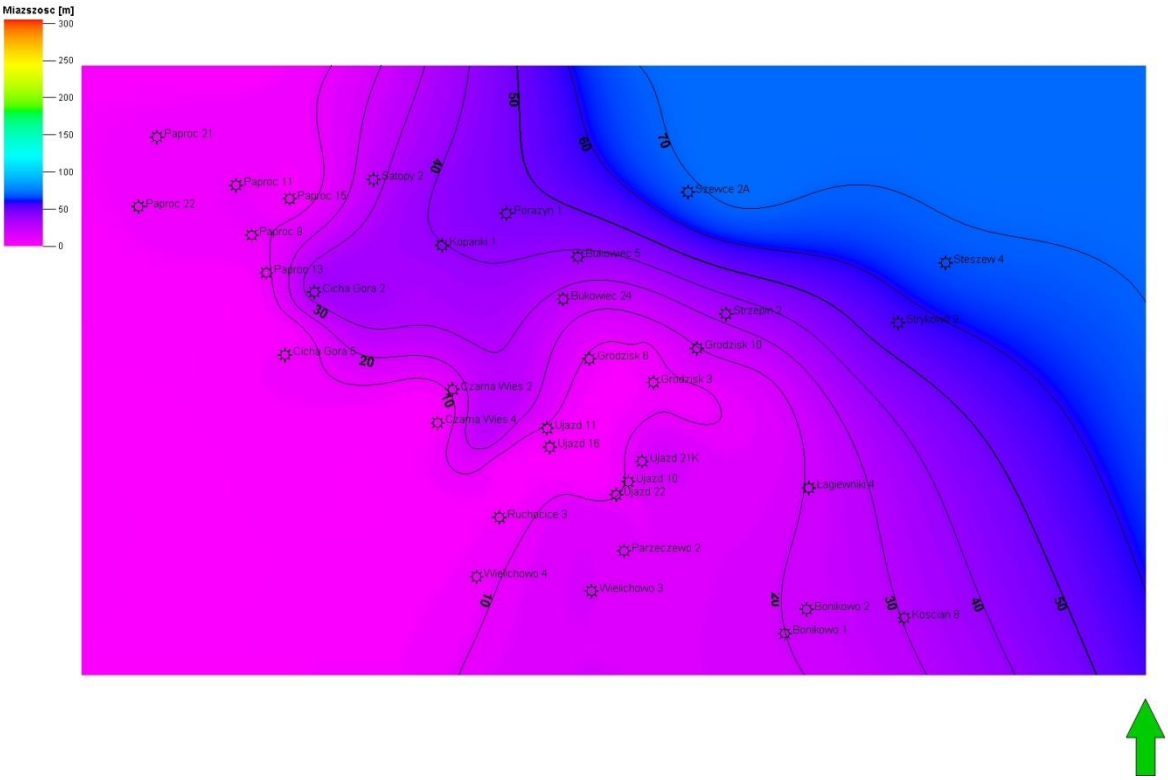


Fig. 1.1.15_118 Miąższość całkowita warstwy k = 2 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

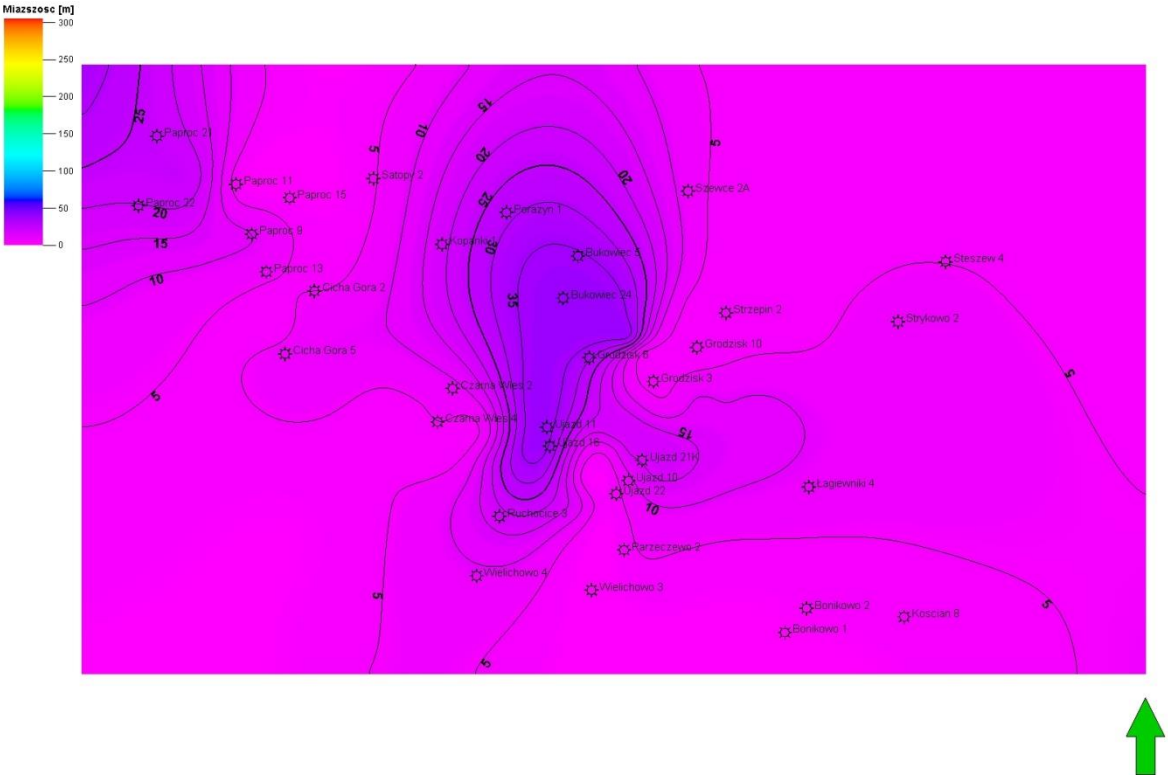


Fig. 1.1.15_119 Miąższość całkowita warstwy k = 3 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

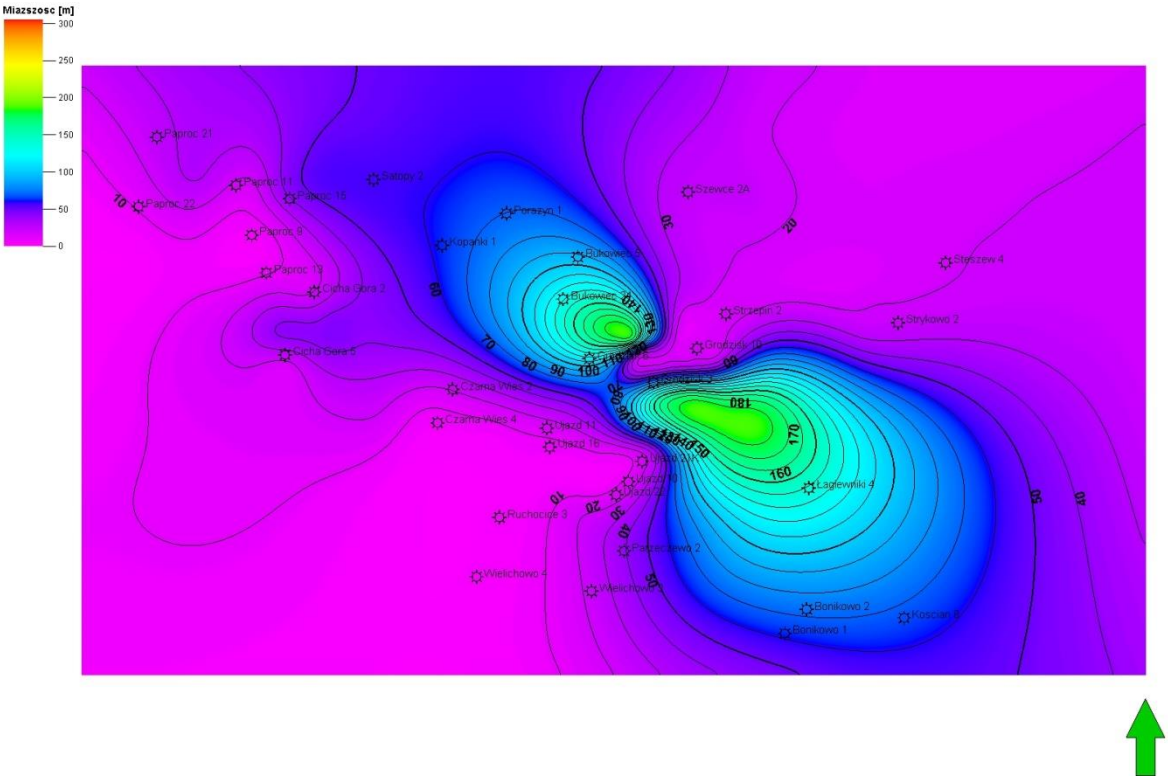


Fig. 1.1.15_120 Miąższość całkowita warstwy k = 4 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

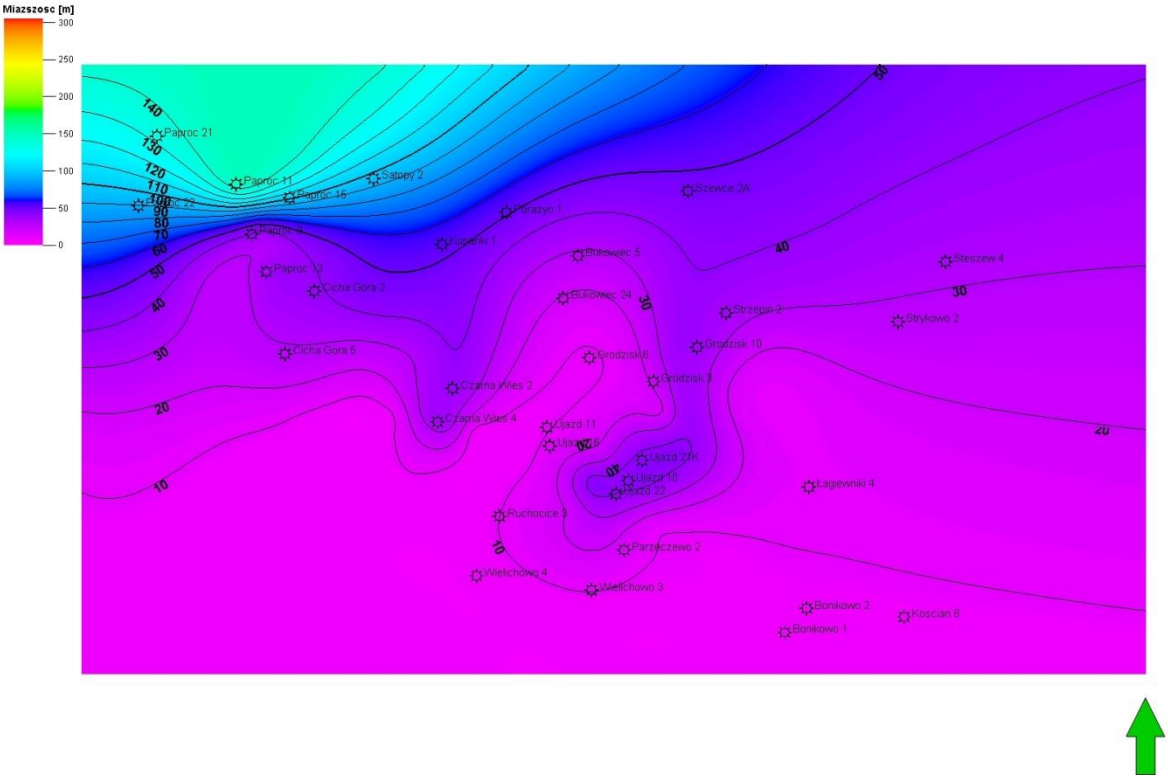


Fig. 1.1.15_121 Miąższość całkowita warstwy k = 5 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

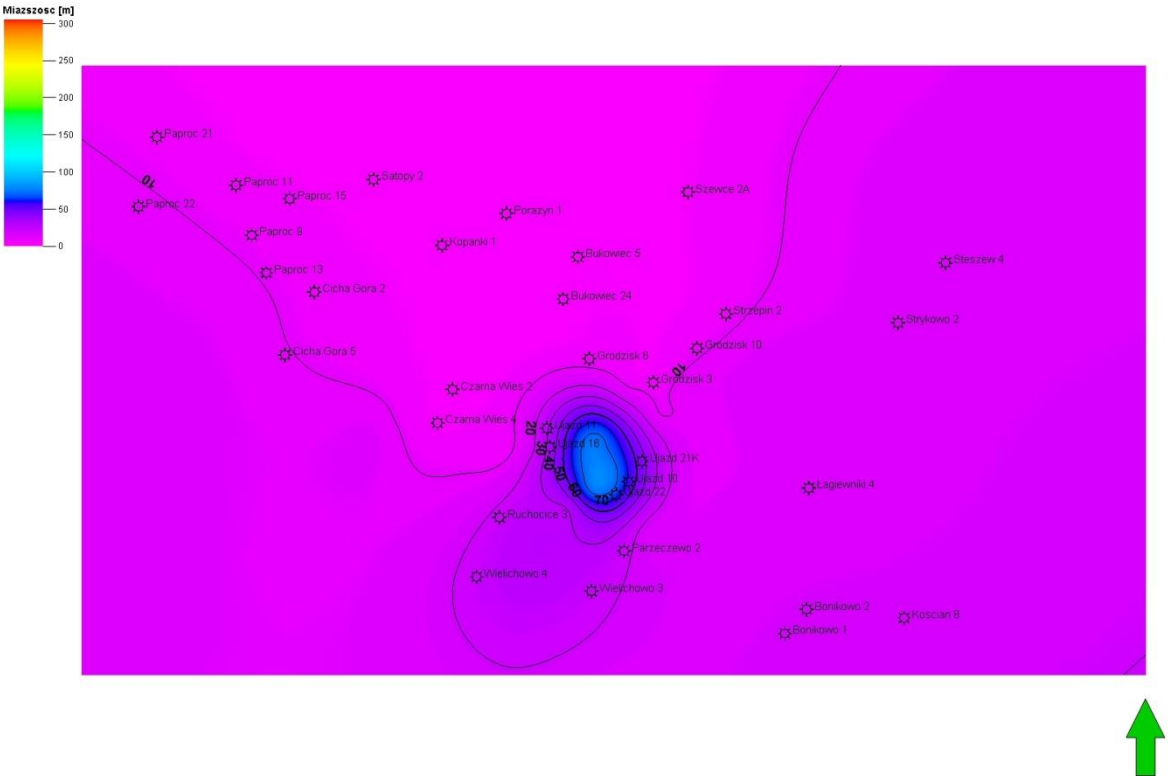


Fig. 1.1.15_122 Miąższość całkowita warstwy k = 6 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

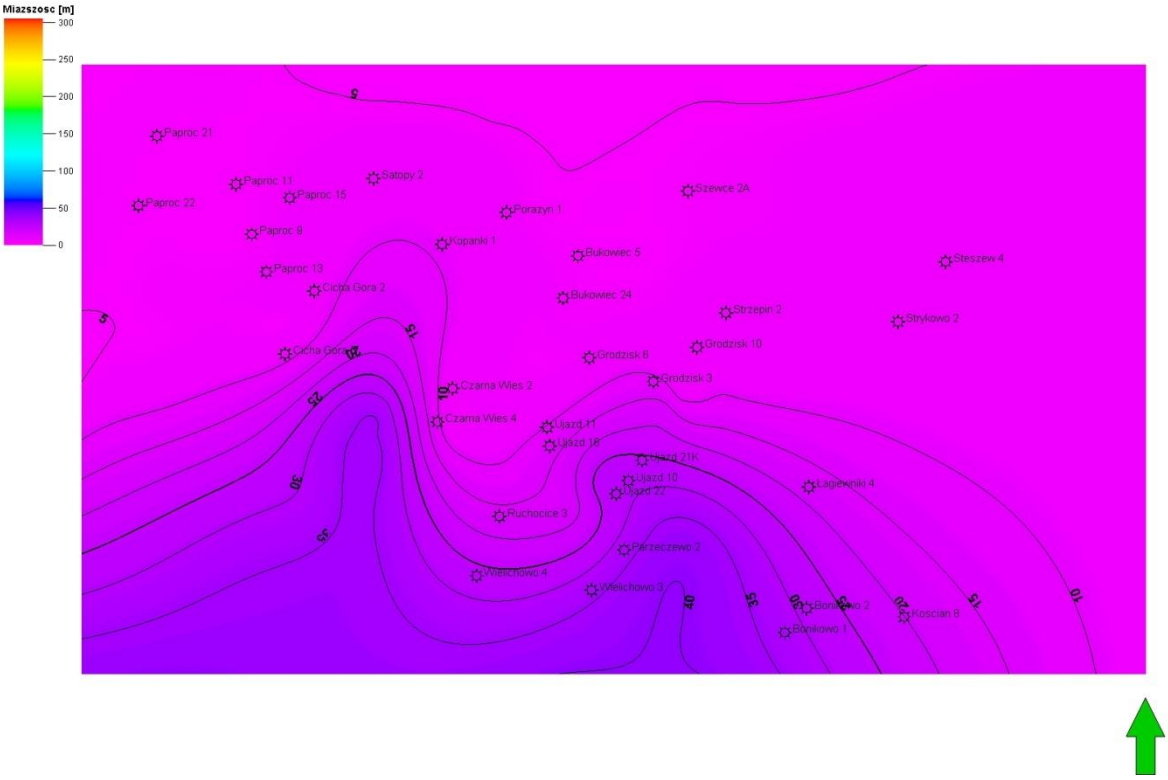


Fig. 1.1.15_123 Miąższość całkowita warstwy k = 7 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

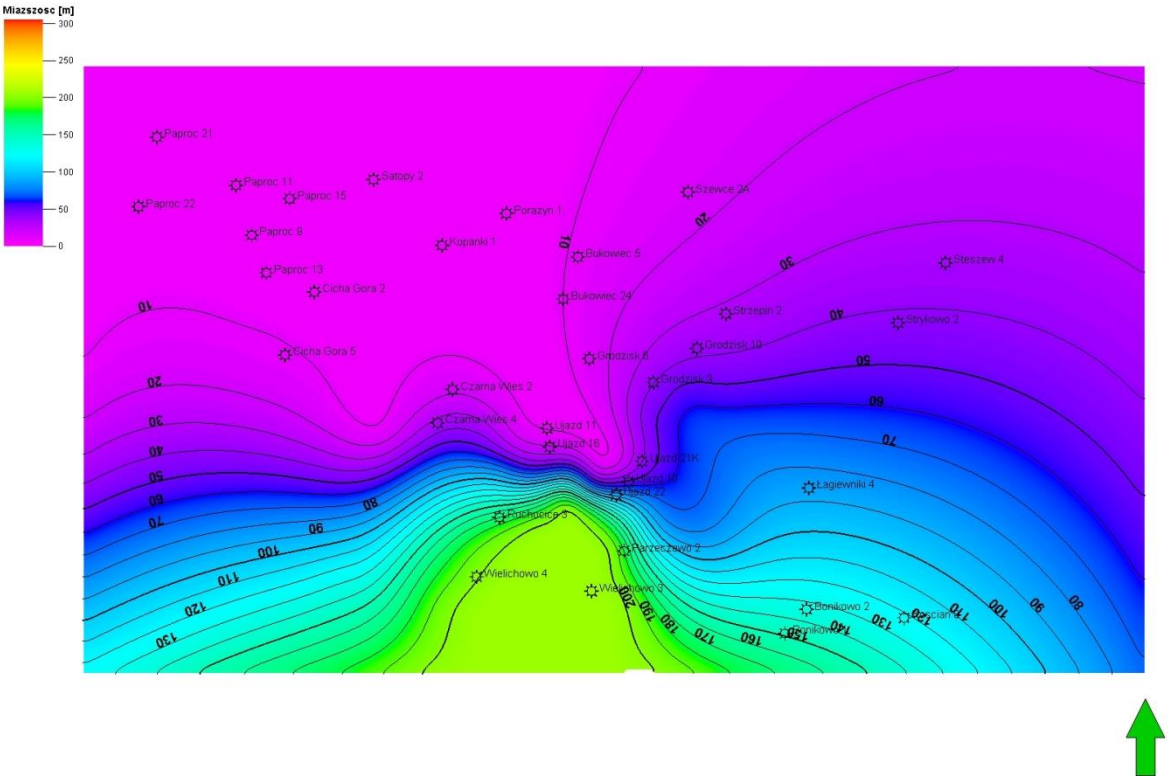


Fig. 1.1.15_124 Miąższość całkowita warstwy k = 8 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

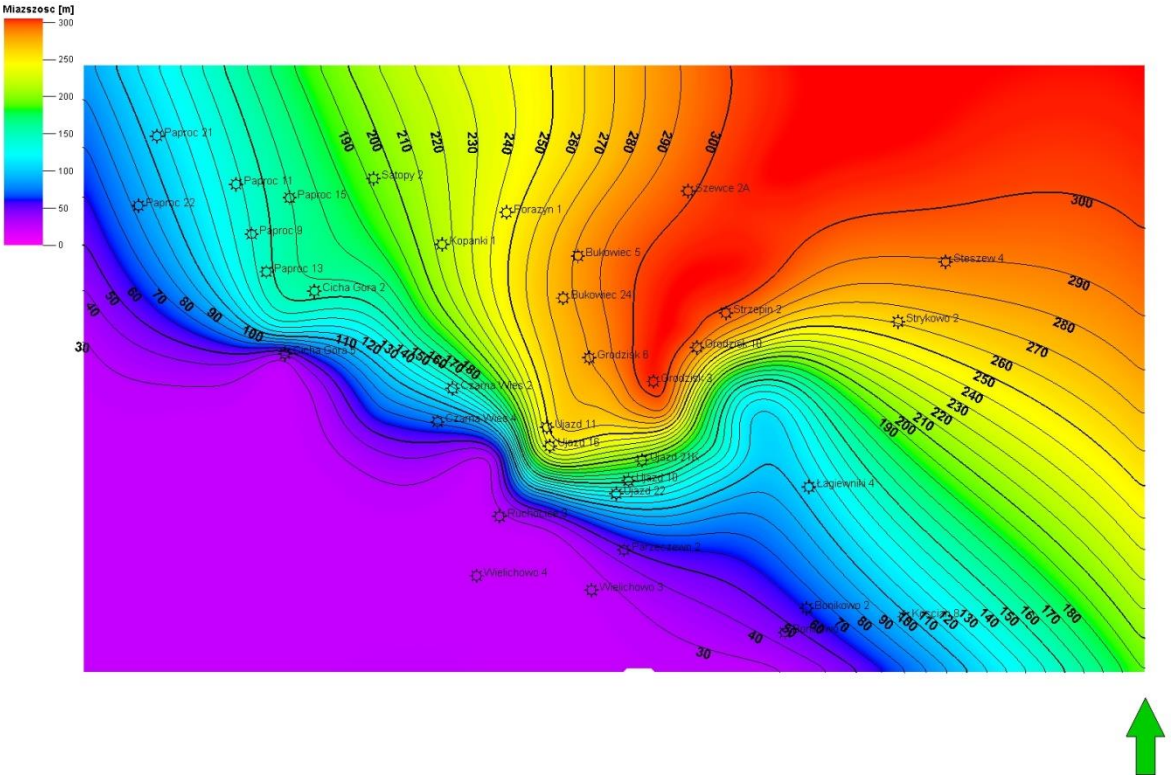


Fig. 1.1.15_125 Miąższość całkowita warstwy k = 9 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

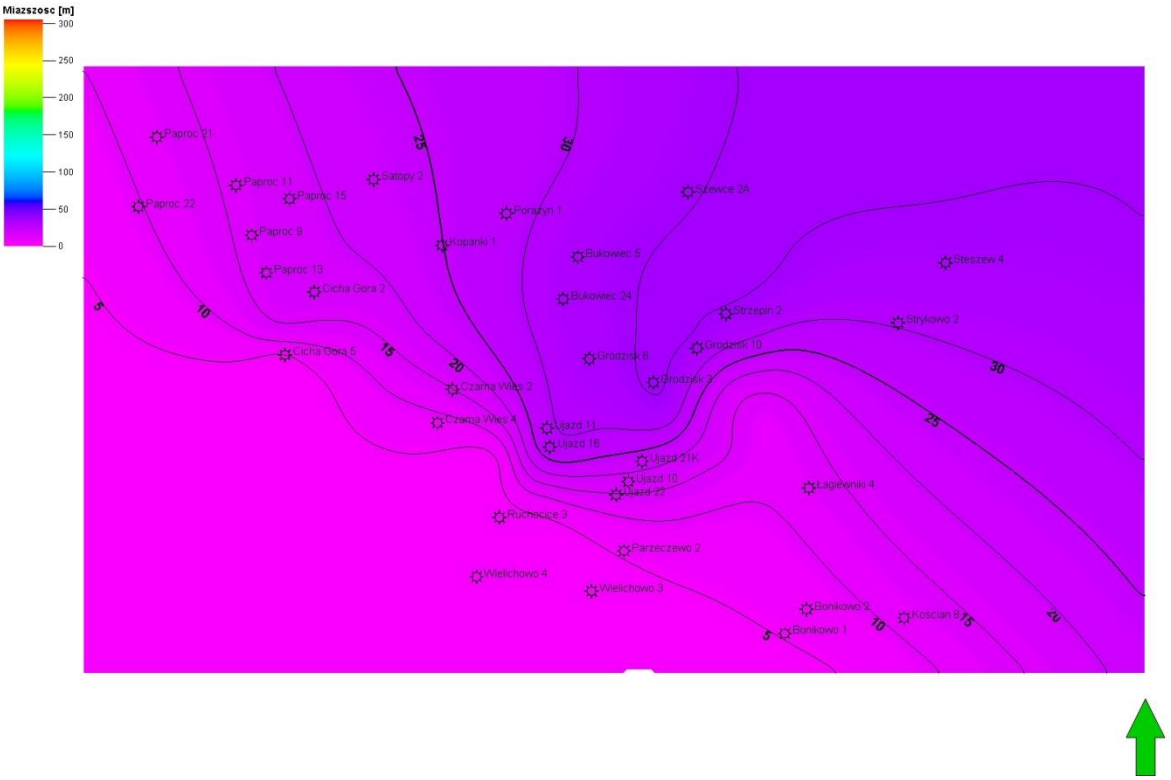


Fig. 1.1.15_126 Miąższość całkowita warstwy k = 10 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

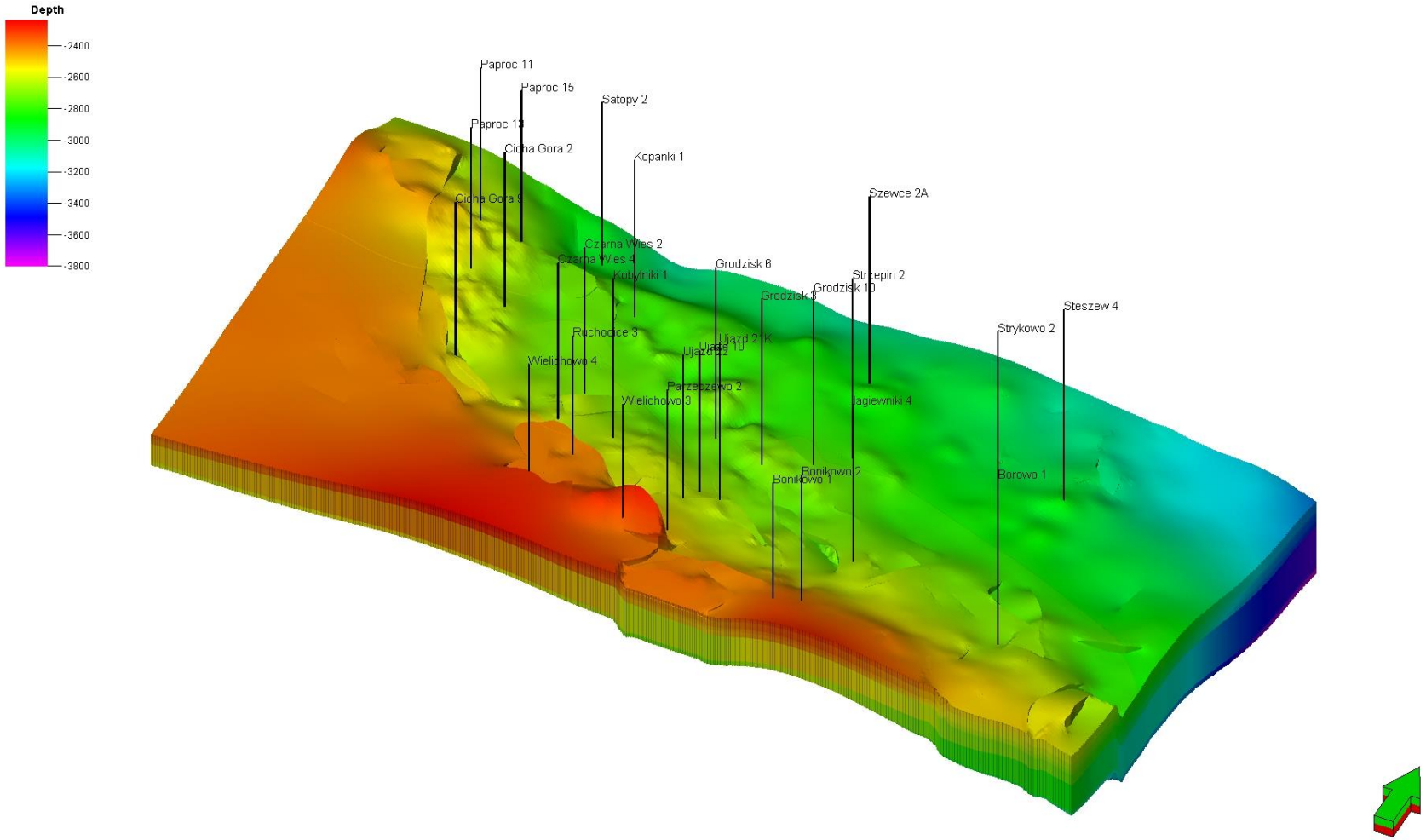


Fig. 1.1.15_127 Przestrzenny widok bryły modelu od strony południowo-wschodniej

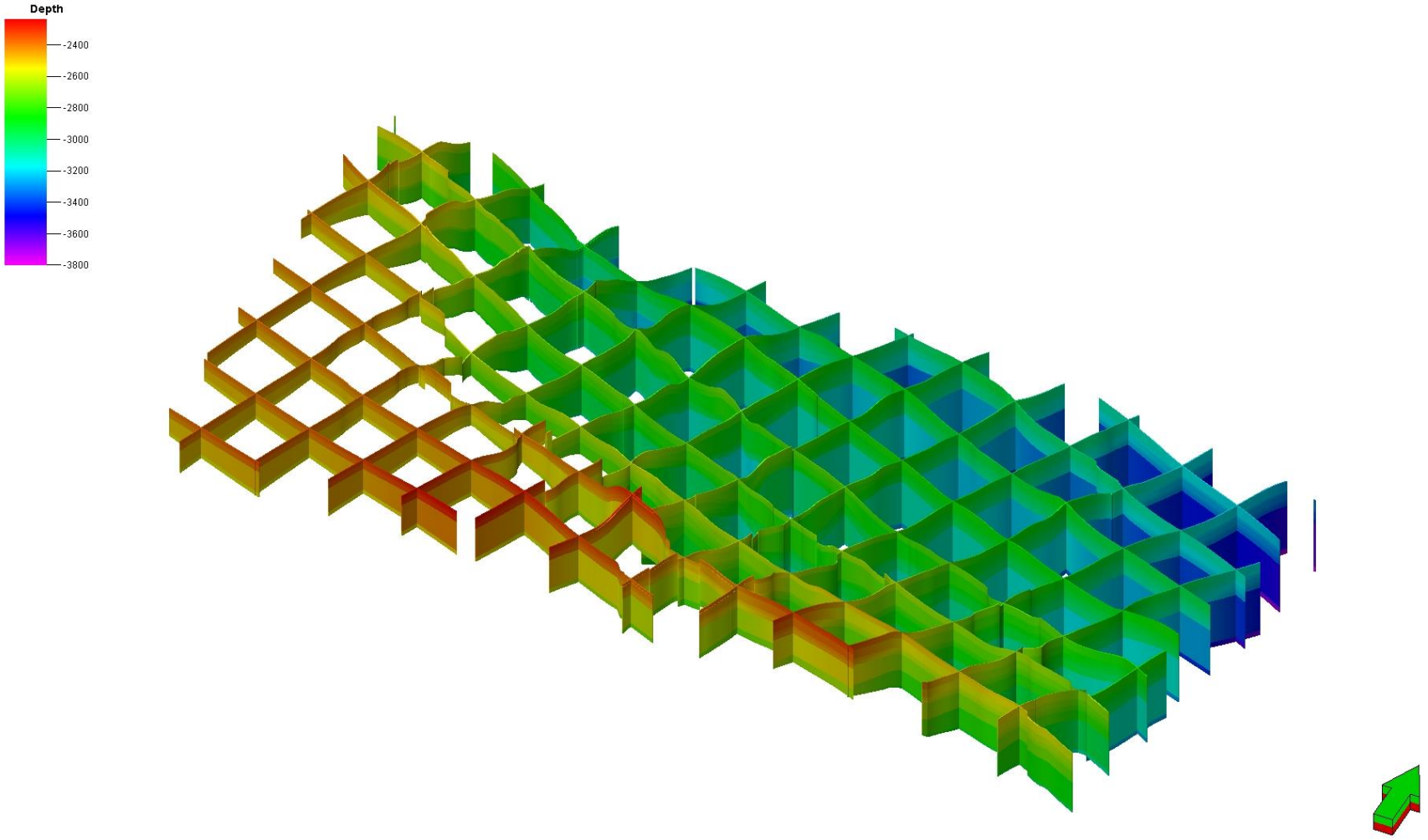


Fig. 1.1.15_128 Przestrzenny widok rodziny prostopadłych przekrojów przez bryłę modelu 15-200

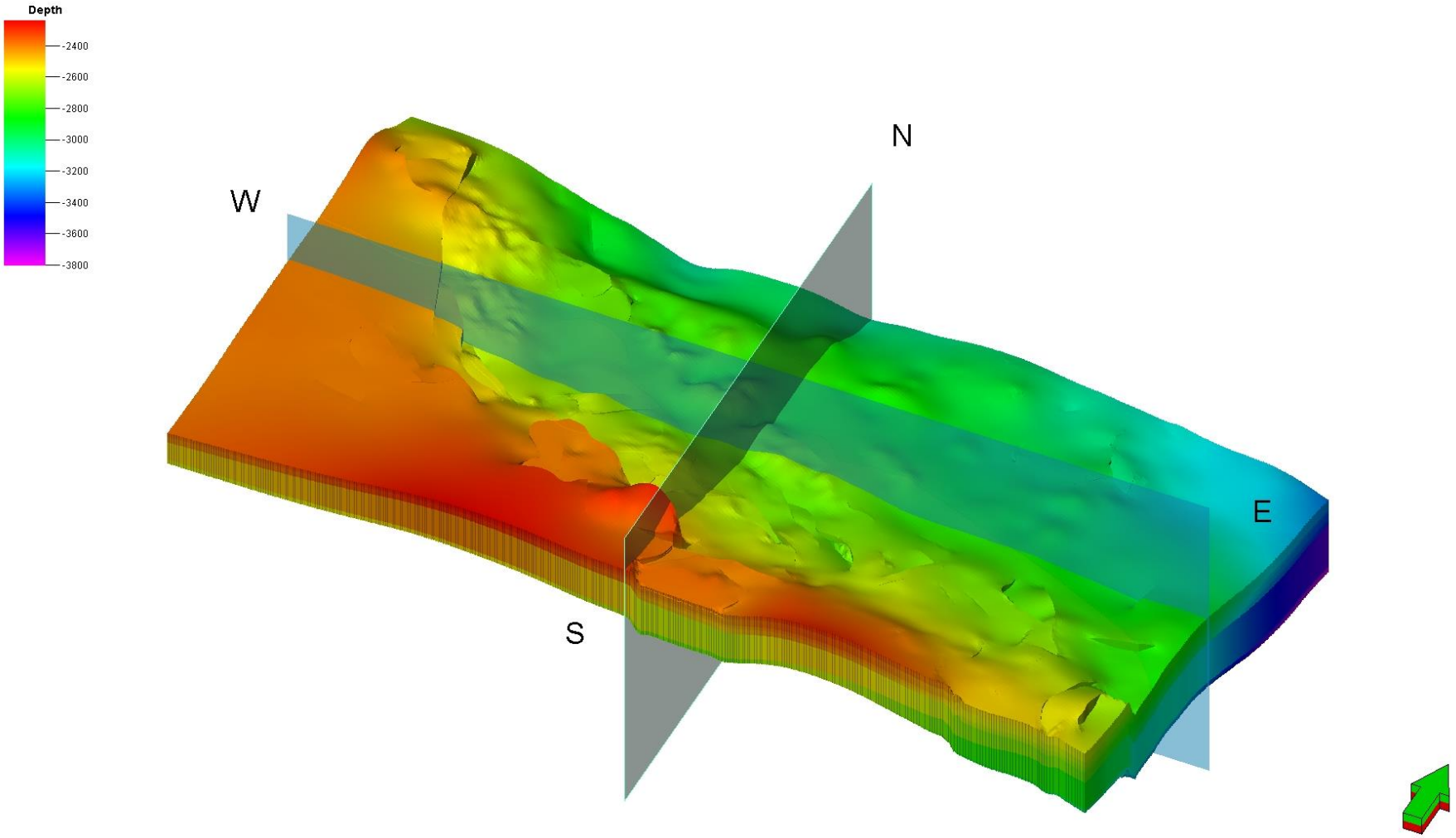


Fig. 1.1.15_129 Przestrzenny przekrój bryły modelu wzdłuż jego głównych osi

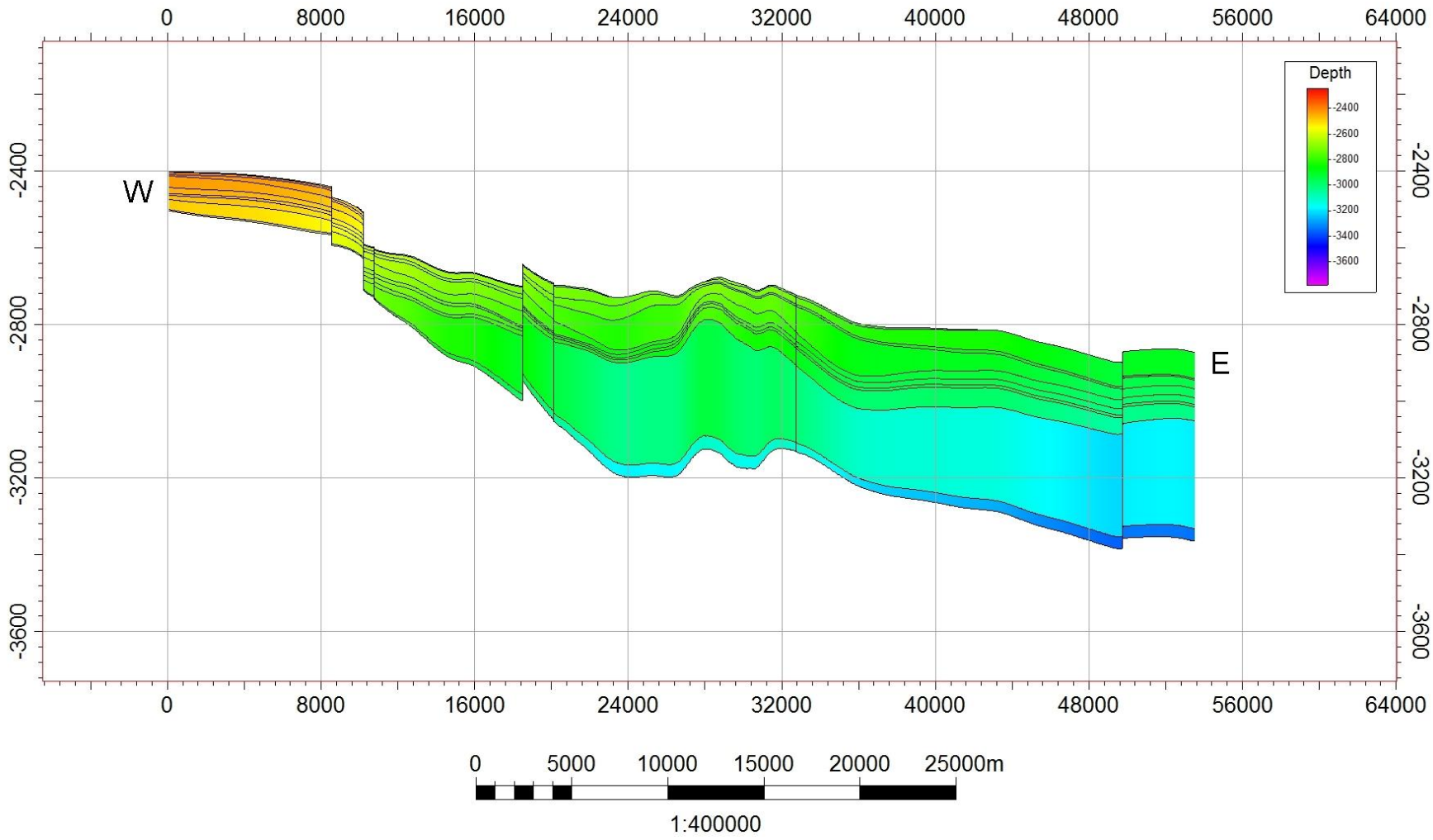


Fig. 1.1.15_130 Przekrój pionowy w płaszczyźnie W-E bryły modelu

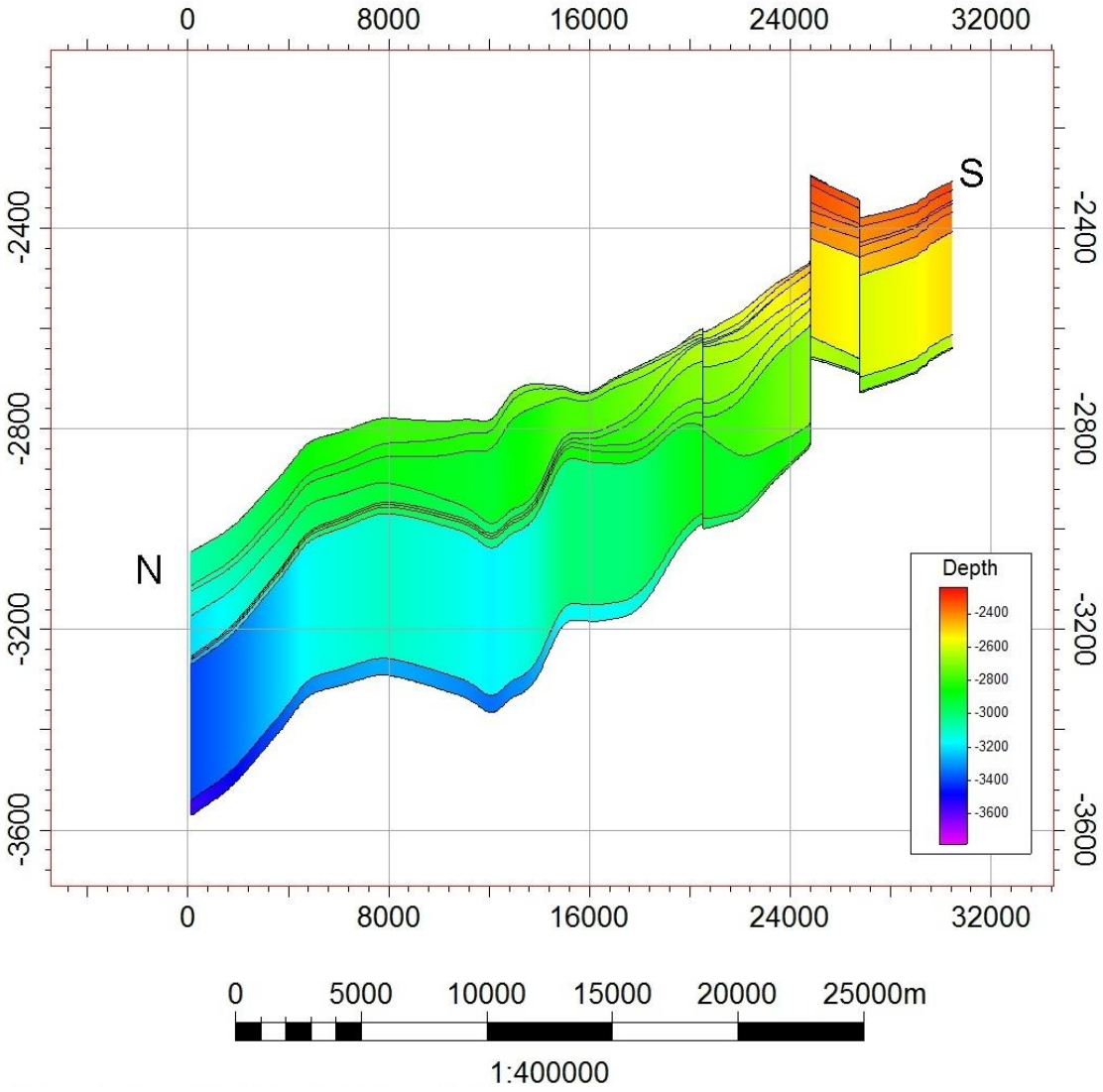


Fig. 1.1.15_131 Przekrój pionowy w płaszczyźnie N-S bryły modelu

Model podstawowych własności geologicznych struktury

W rozdziale tym przedstawiono wyniki skonstruowanego modelu dla podstawowych geologicznych parametrów struktury, tj. porowatości, przepuszczalności i miąższości efektywnej (stosunek NTG) dla wszystkich zdefiniowanych wcześniej warstw. W tym celu wygenerowano rozkłady poszczególnych wielkości w obrębie warstw na podstawie znalezionych wcześniej uśrednionych wartości ze zinterpretowanych profilowań geofizycznych 34 odwiertów. Wartości te uwzględniały cut-offy porowatości zróżnicowane w rejonach odpowiadających poszczególnym złożom w obrębie analizowanej struktury. W efekcie analizowano zbiór wartości parametrów, których histogramy przedstawiono na **Fig. 1.1.15_132** dla porowatości i na **Fig. 1.1.15_133** dla przepuszczalności.

Rozkłady poszczególnych parametrów zostały wygenerowane metodą deterministyczną (typu „isochore iterpolation") podobnie do rozkładów miąższości bezwzględnej. Rozkłady przedstawiono w postaci map w poszczególnych warstwach modelu na **Fig. 1.1.15_134 – 1.1.15_143**dla porowatości i na **Fig. 1.1.15_144 – 1.1.15_153** dla przepuszczalności.

Szczegółowa analiza porowatości w każdej z wydzielonych 10 warstw i każdym z analizowanych 34 odwiertów przy zastosowaniu parametrów obcięcia zróżnicowanych w poszczególnych rejonach analizowanego obszaru (o wartościach od 1.86% w rejonie złoża Cicha Góra Paproć do 5.01% w rejonie złoża Ujazd) pozwoliły wyznaczyć efektywną miąższość warstw modelu a w konsekwencji stosunek miąższości efektywnej do całkowitej (NTG) w miejscach lokalizacji odwiertów. Zastosowanie procedur interpolacyjnych umożliwiło wygenerowanie szczegółowych map rozkładu tego parametru we wszystkich warstwach. Mapy te przedstawiono na **Fig. 1.1.15_154 – 1.1.15_163.**

Złożenie rozkładów powyższych parametrów geologicznych w objętości bryły modelu struktury doprowadziło do wygenerowania pełnego 3-wymiarowego modelu każdej z tych wielkości.

Przedstawiono je na kolejnych 4 figurach pokazujących: (1) widok bryły złoża z rozkładem danego parametru, (2) zbiór prostopadłych przekrojów w całej objętości modelu oraz (3) szczegółowy przekrój pionowy modelu wzdłuż osi W-E i (4) osi N-S zdefiniowanych na **Fig. 1.1.15_129.**

Figury te oznaczono numerami:

Fig 1.1.15_164 – 1.1.15_167 dla porowatości,

Fig 1.1.15_168 – 1.1.15_171 dla przepuszczalności,

Fig 1.1.15_172 – 1.1.15_175 dla NTG.

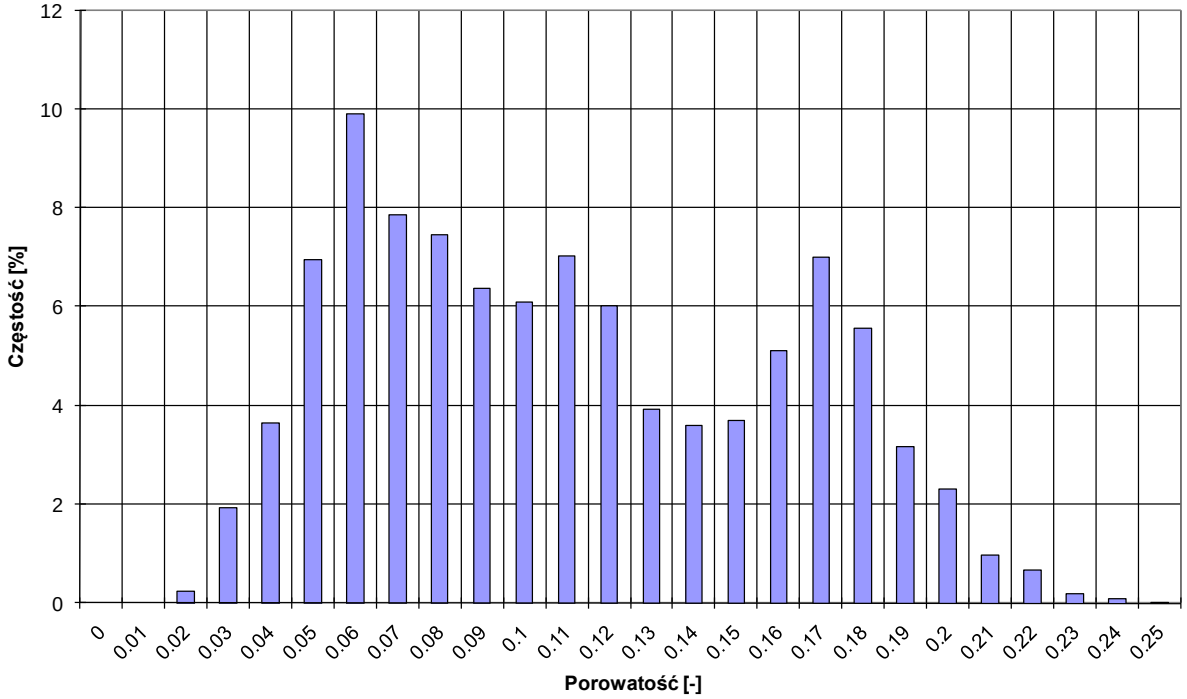


Fig. 1.1.15_132 Histogram porowatości

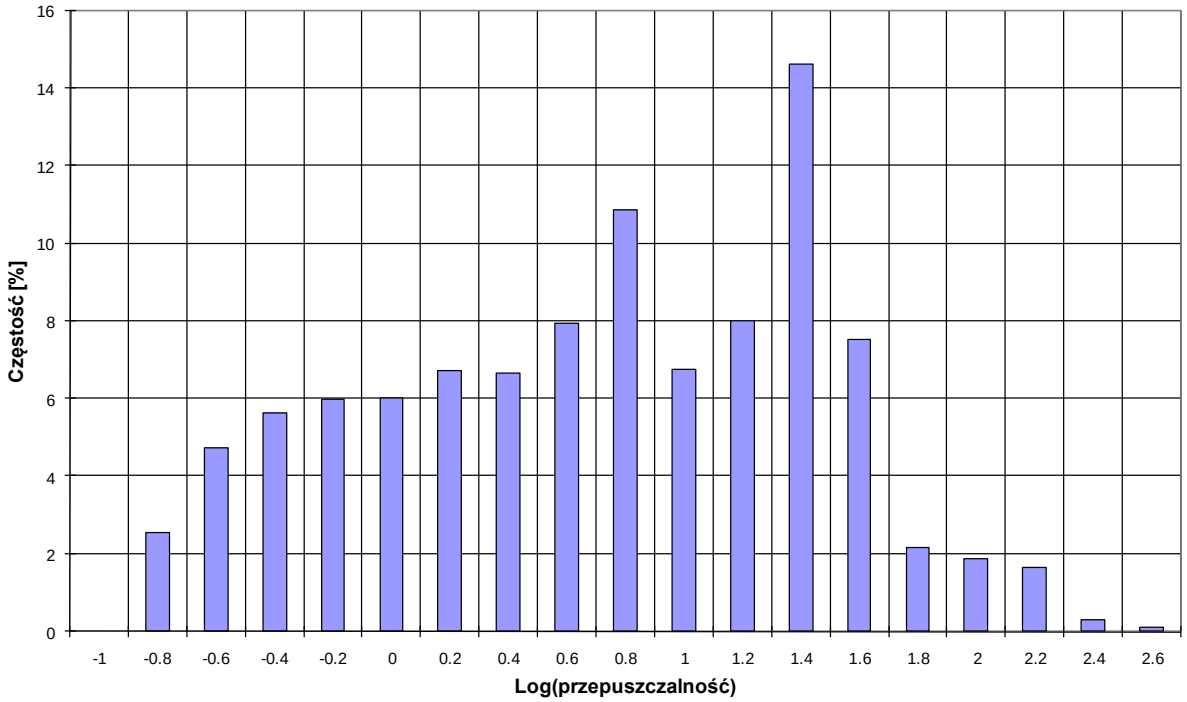


Fig. 1.1.15_133 Histogramy przepuszczalności

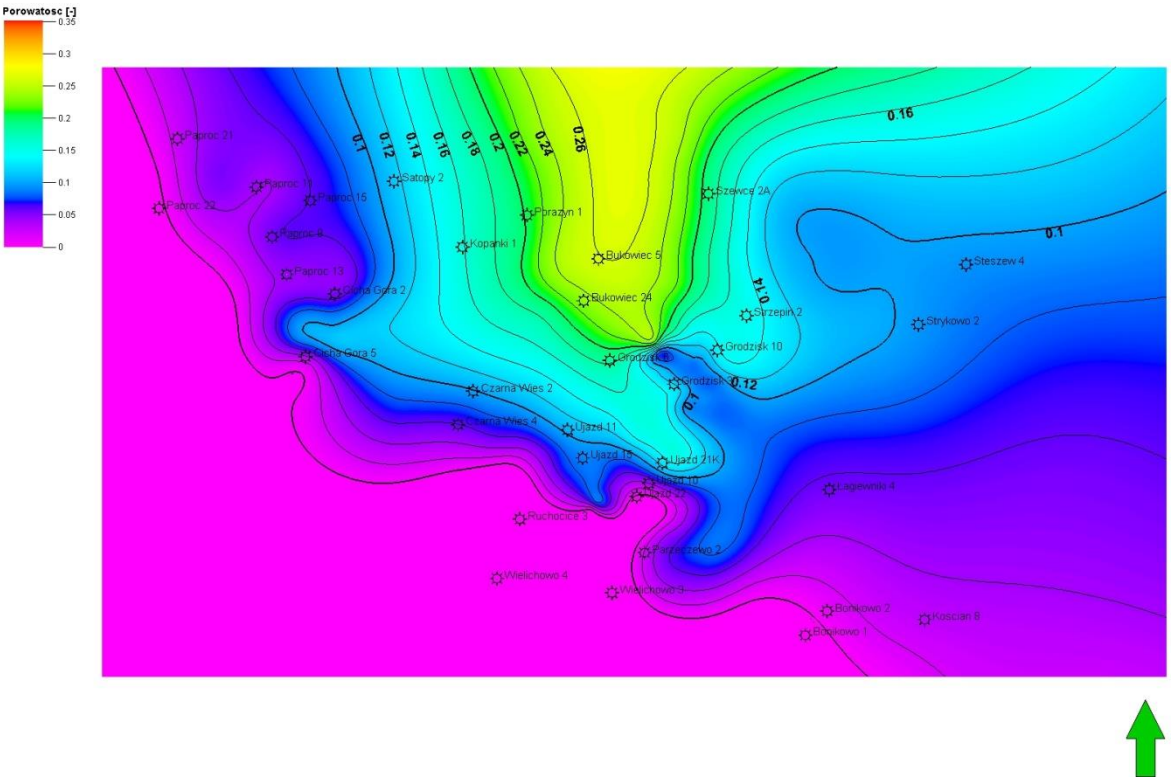


Fig. 1.1.15_134 Porowatość efektywna warstwy k = 1 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

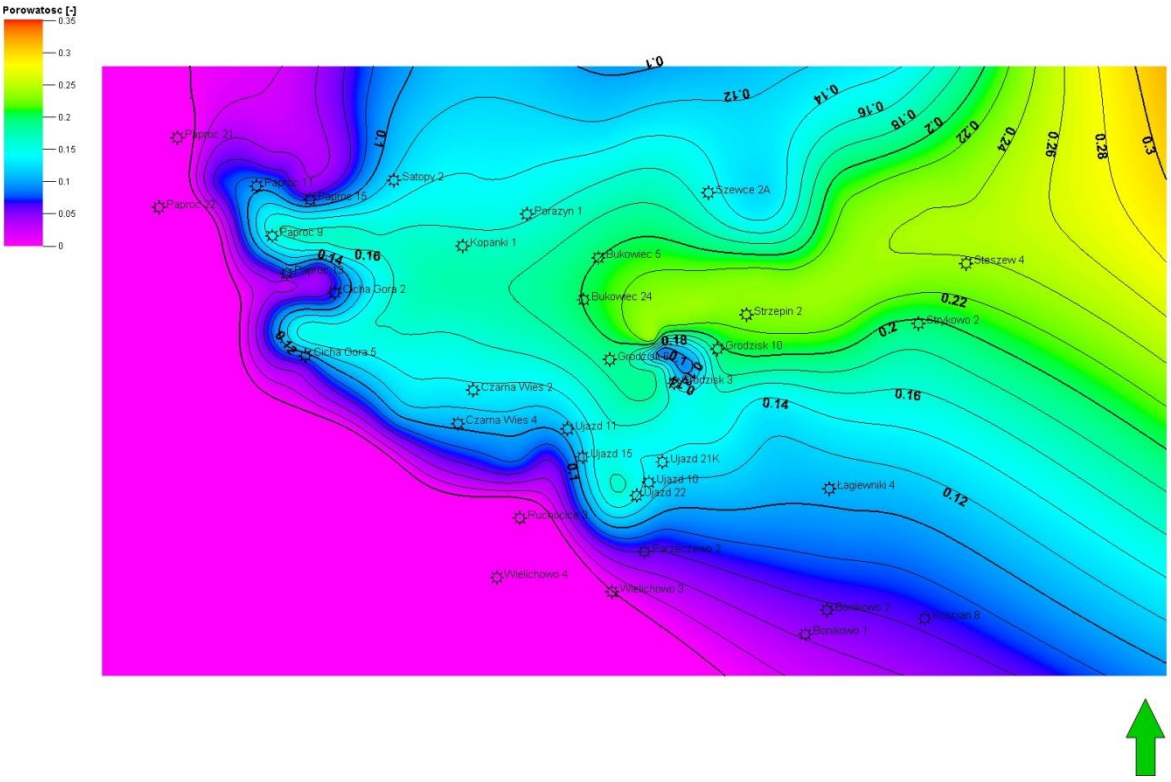


Fig. 1.1.15_135 Porowatość efektywna warstwy k = 2 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

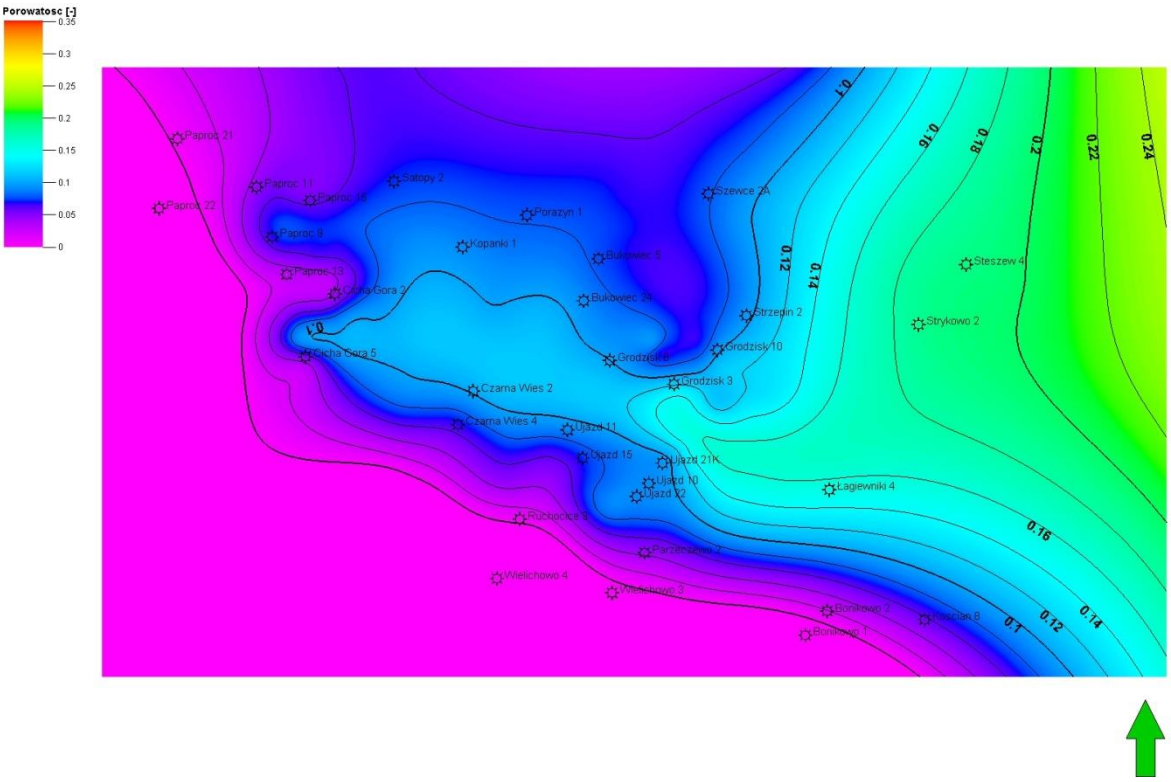


Fig. 1.1.15_136 Porowatość efektywna warstwy k = 3 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

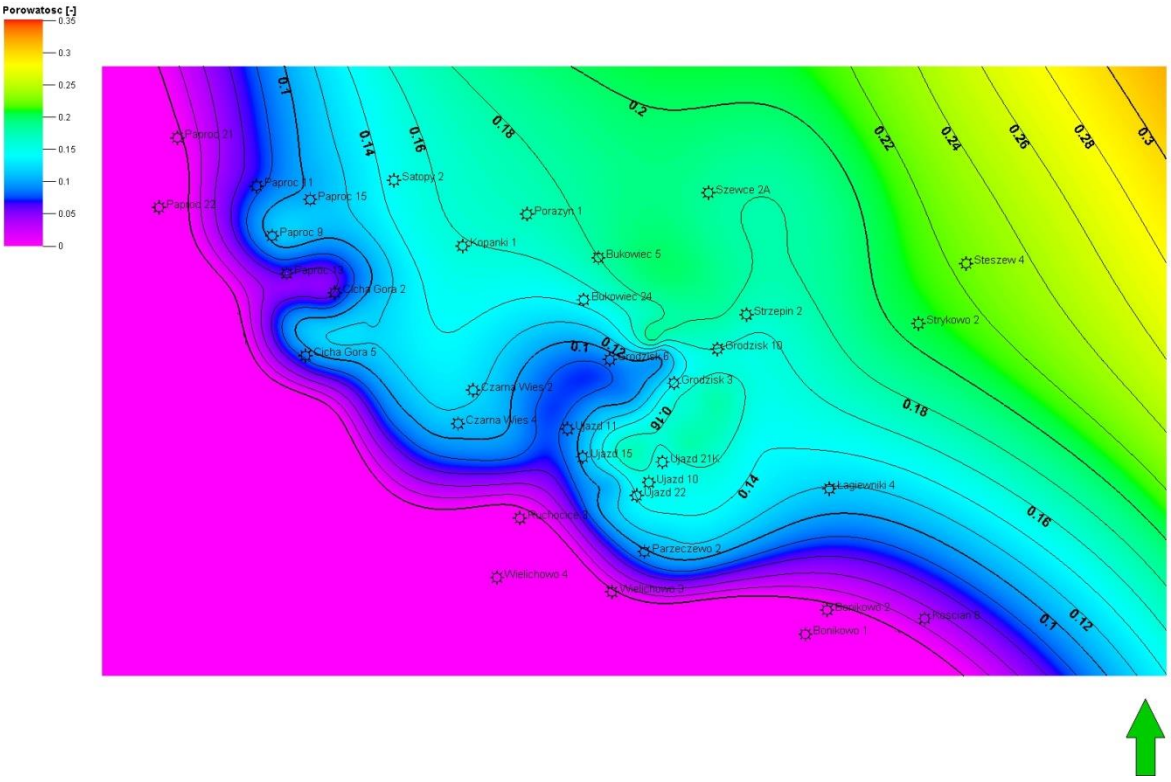


Fig. 1.1.15_137 Porowatość efektywna warstwy k = 4 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

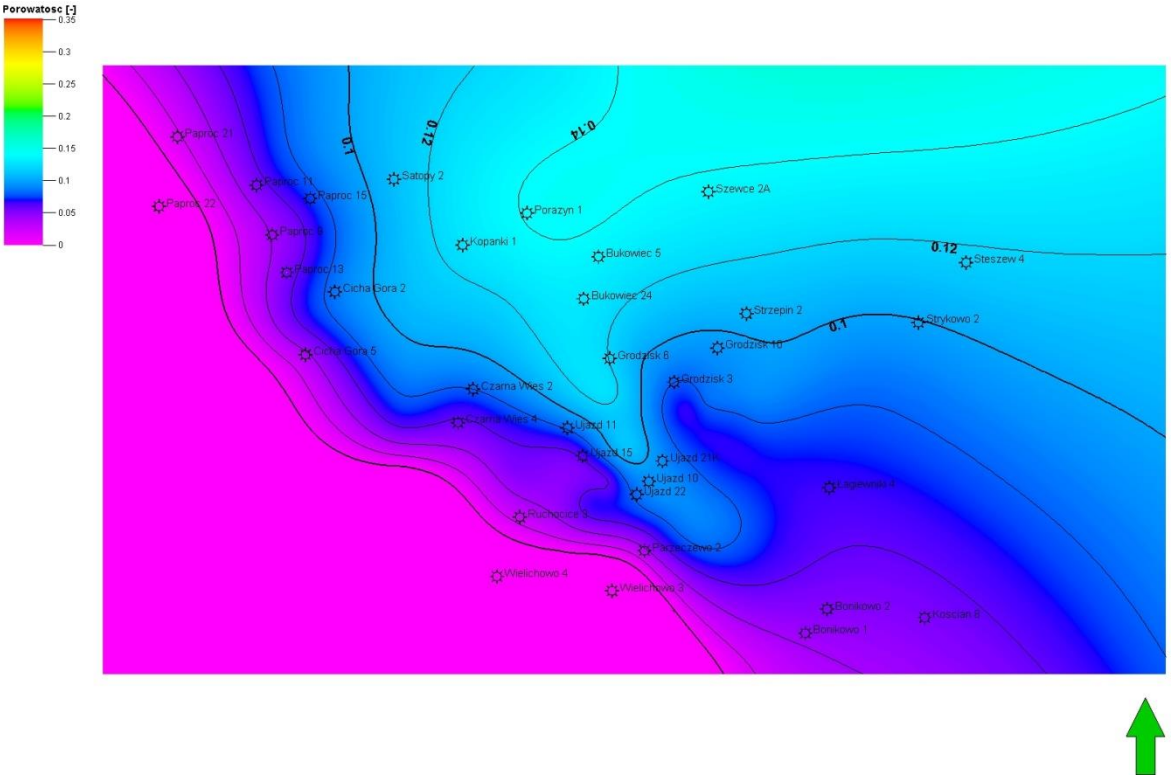


Fig. 1.1.15_138 Porowatość efektywna warstwy k = 5 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

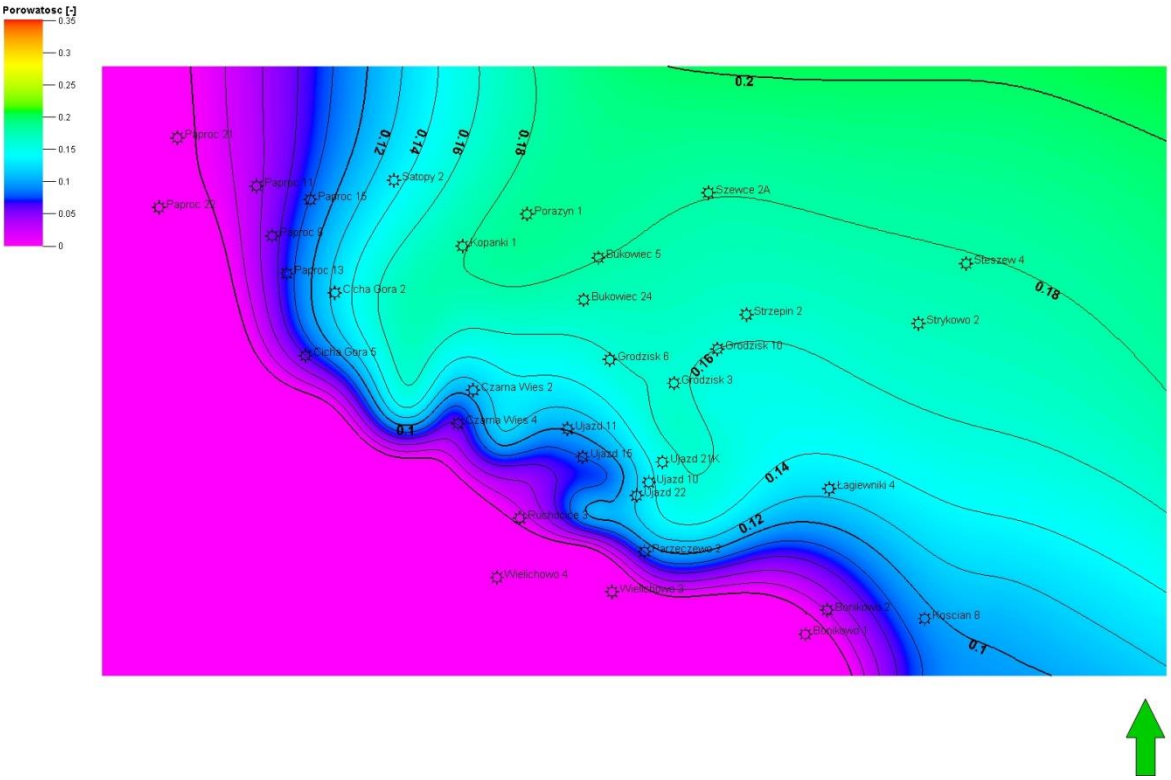


Fig. 1.1.15_139 Porowatość efektywna warstwy k = 6 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

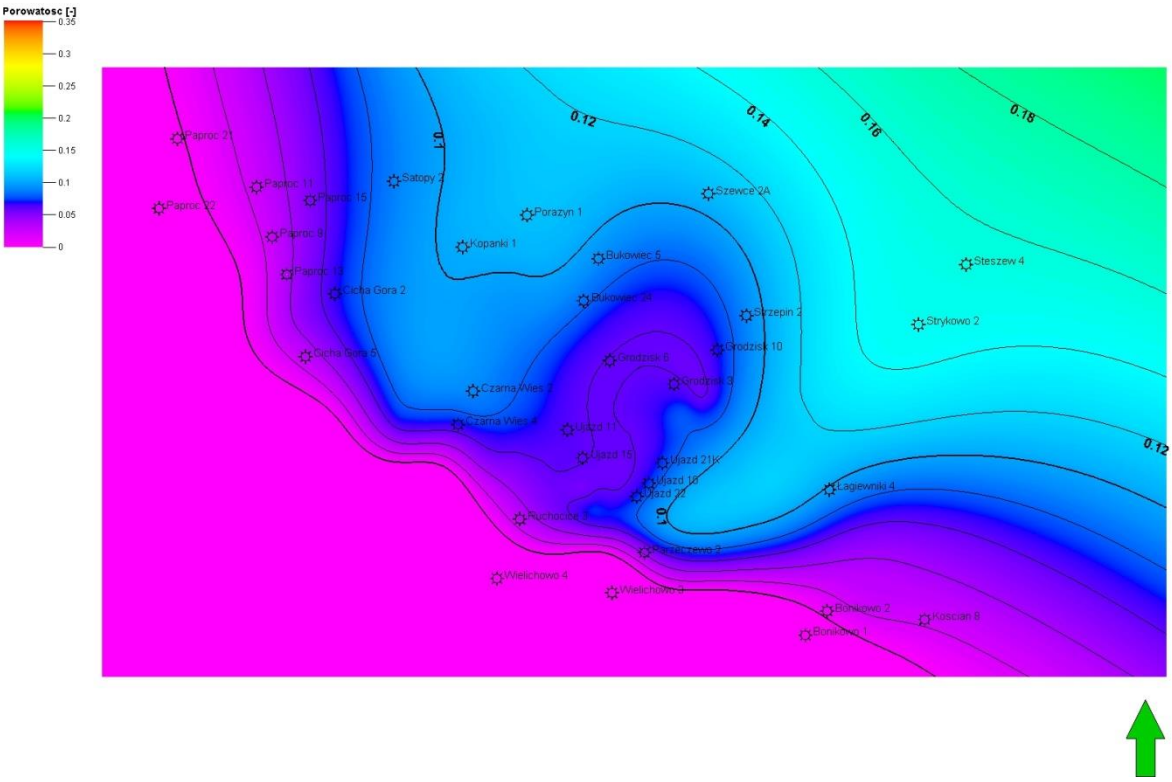


Fig. 1.1.15_140 Porowatość efektywna warstwy k = 7 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

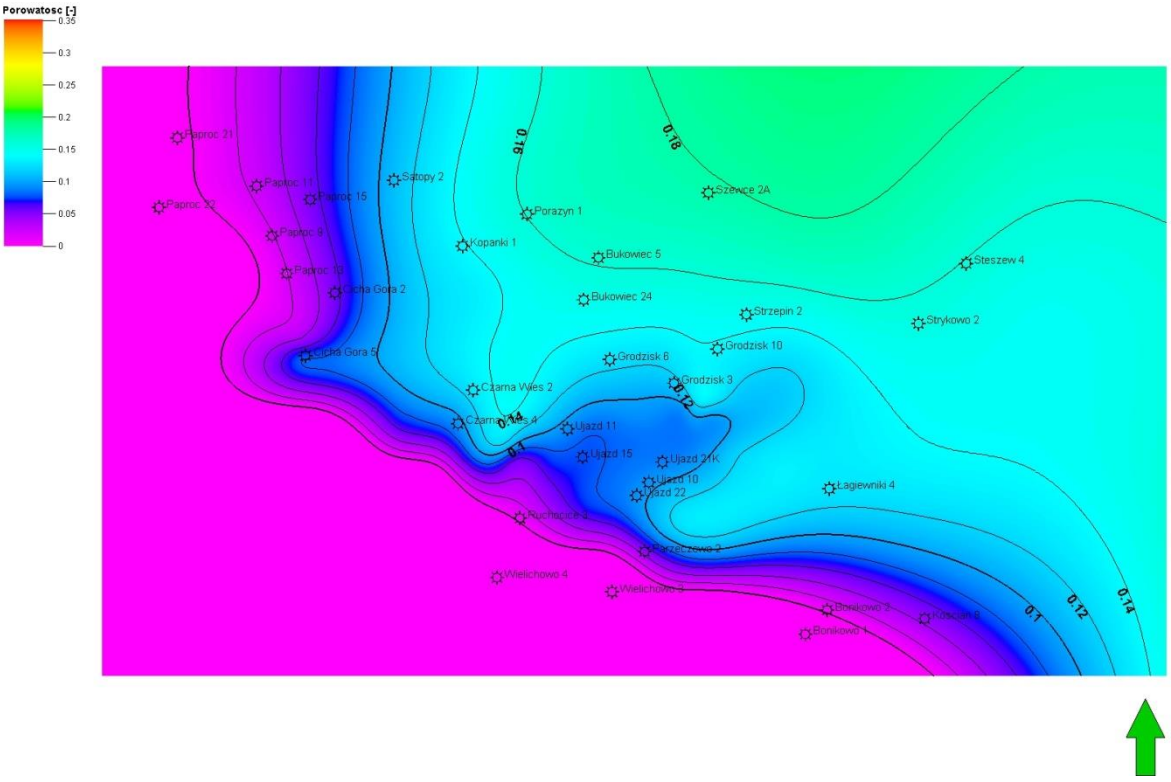


Fig. 1.1.15_141 Porowatość efektywna warstwy k = 8 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

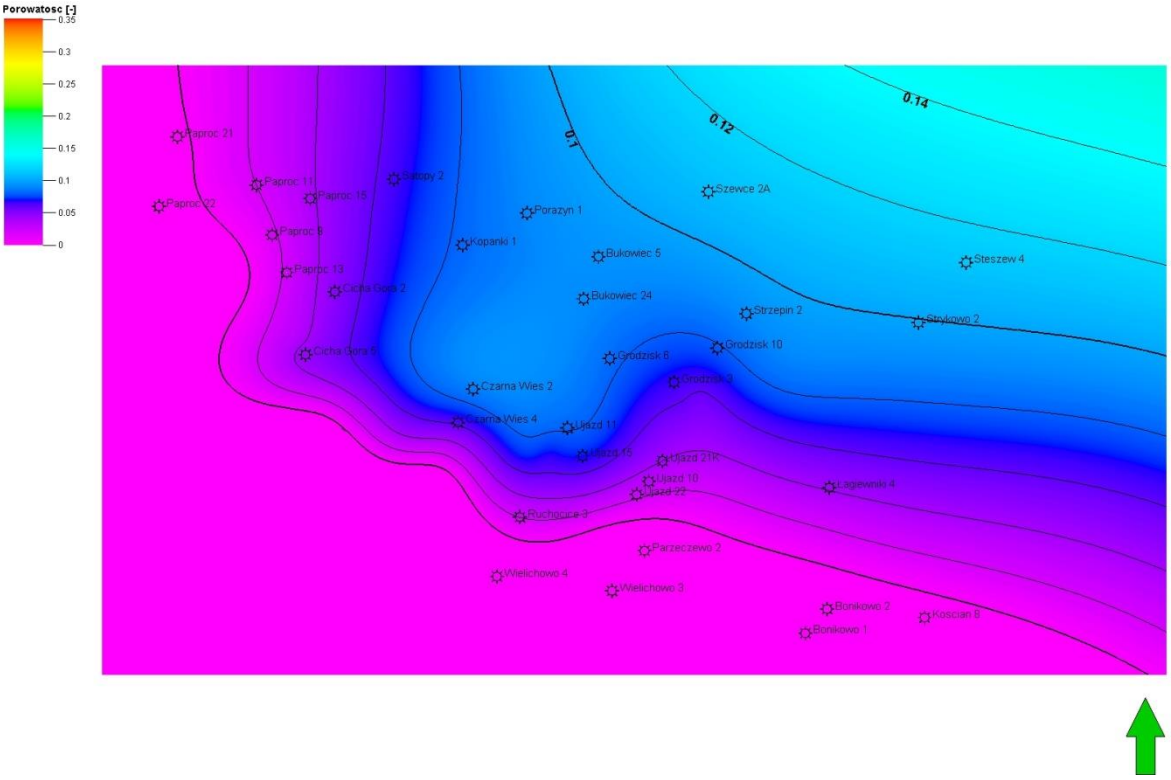


Fig. 1.1.15_142 Porowatość efektywna warstwy k = 9 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

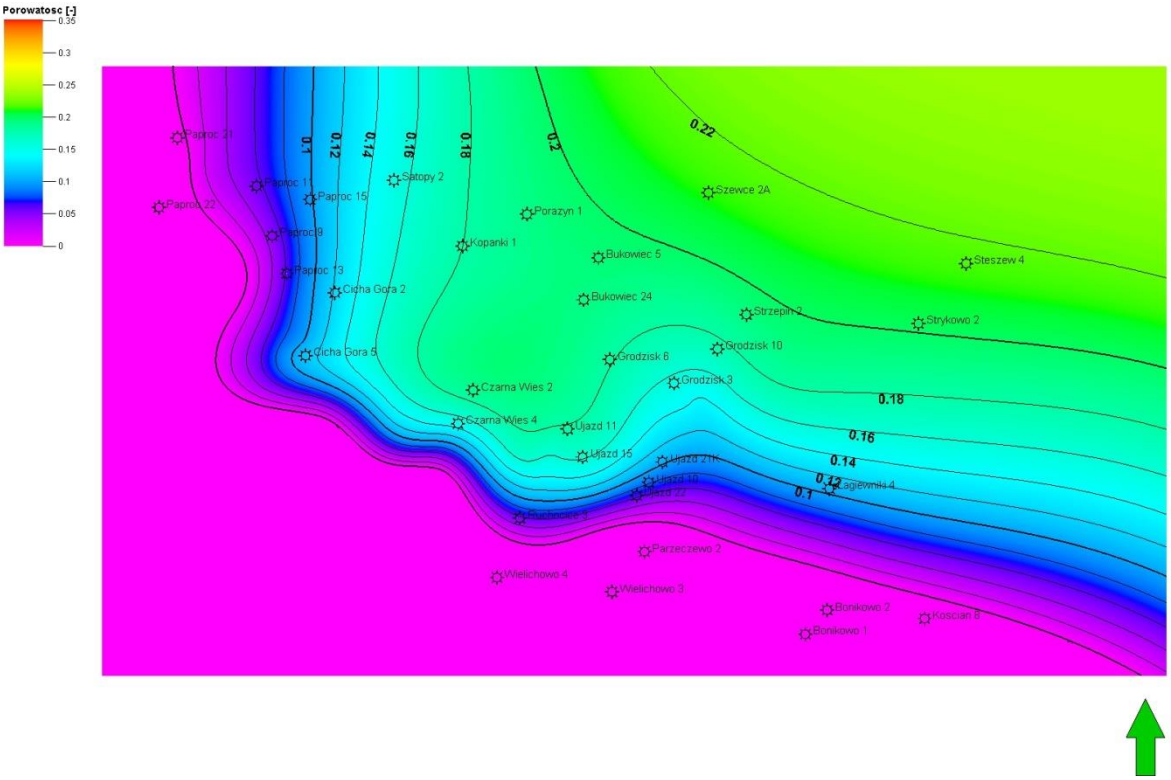


Fig. 1.1.15_143 Porowatość efektywna warstwy k = 10 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

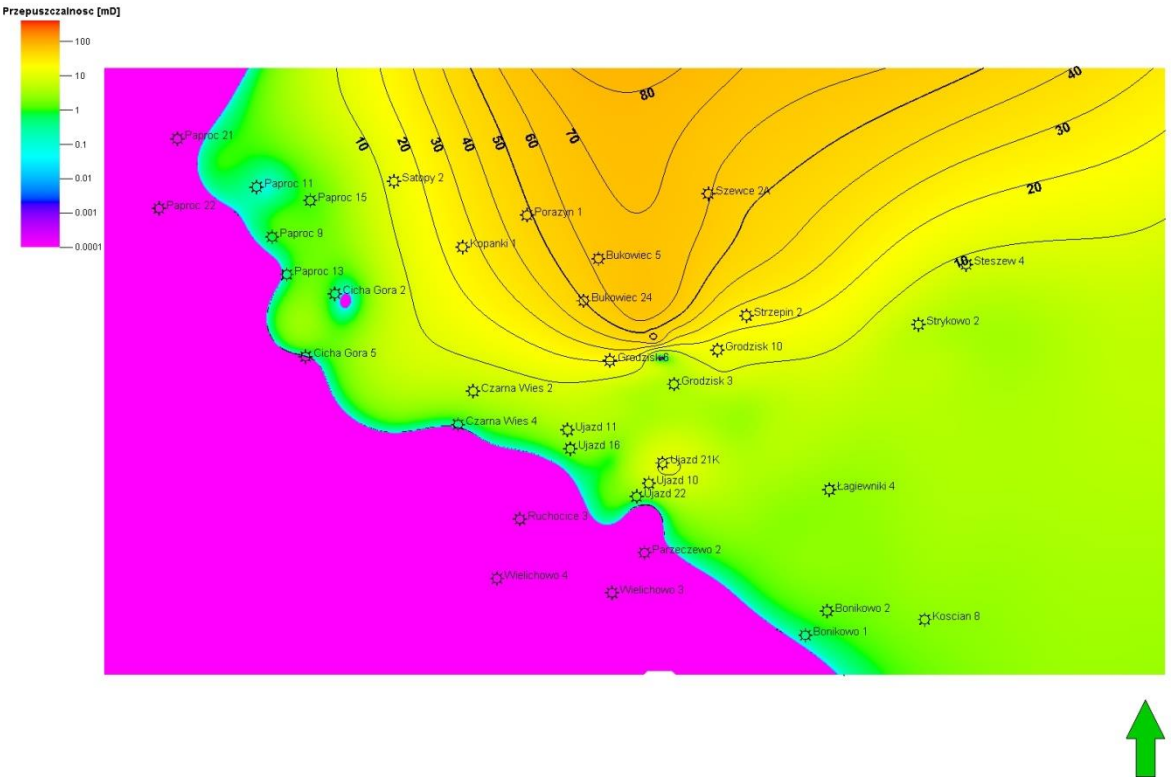


Fig. 1.1.15_144 Przepuszczalność warstwy k = 1 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

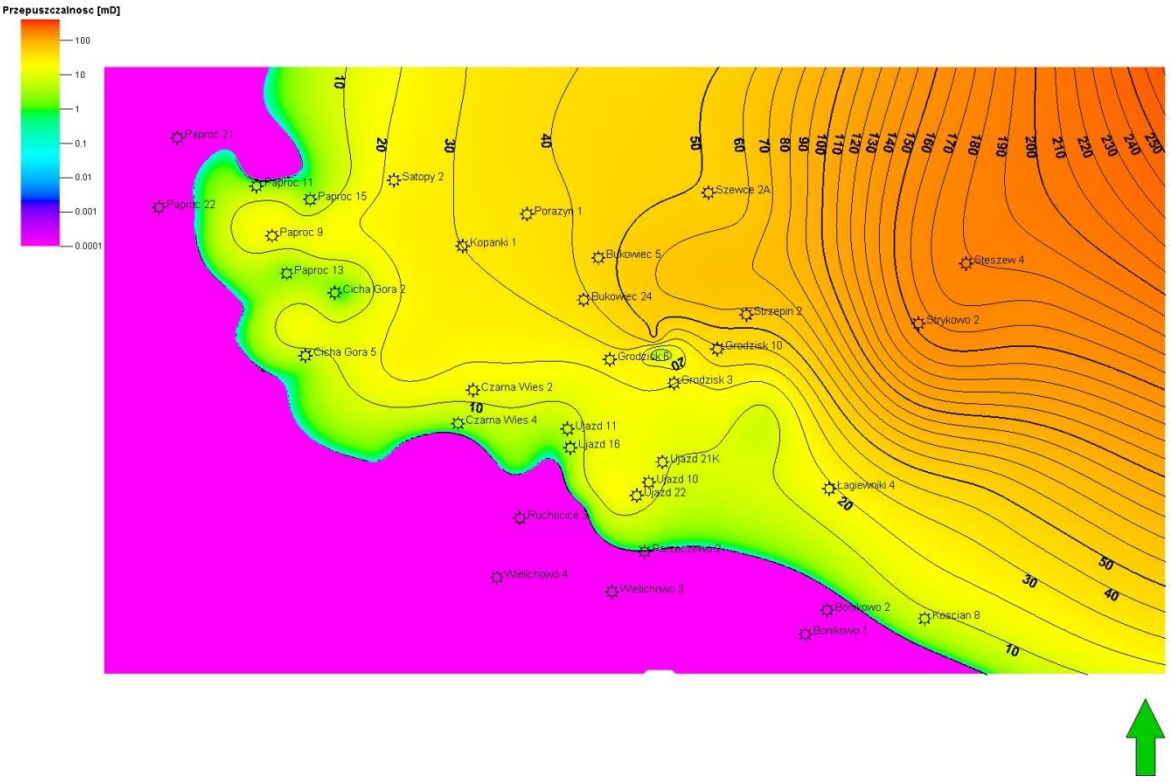


Fig. 1.1.15_145 Przepuszczalność warstwy k = 2 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

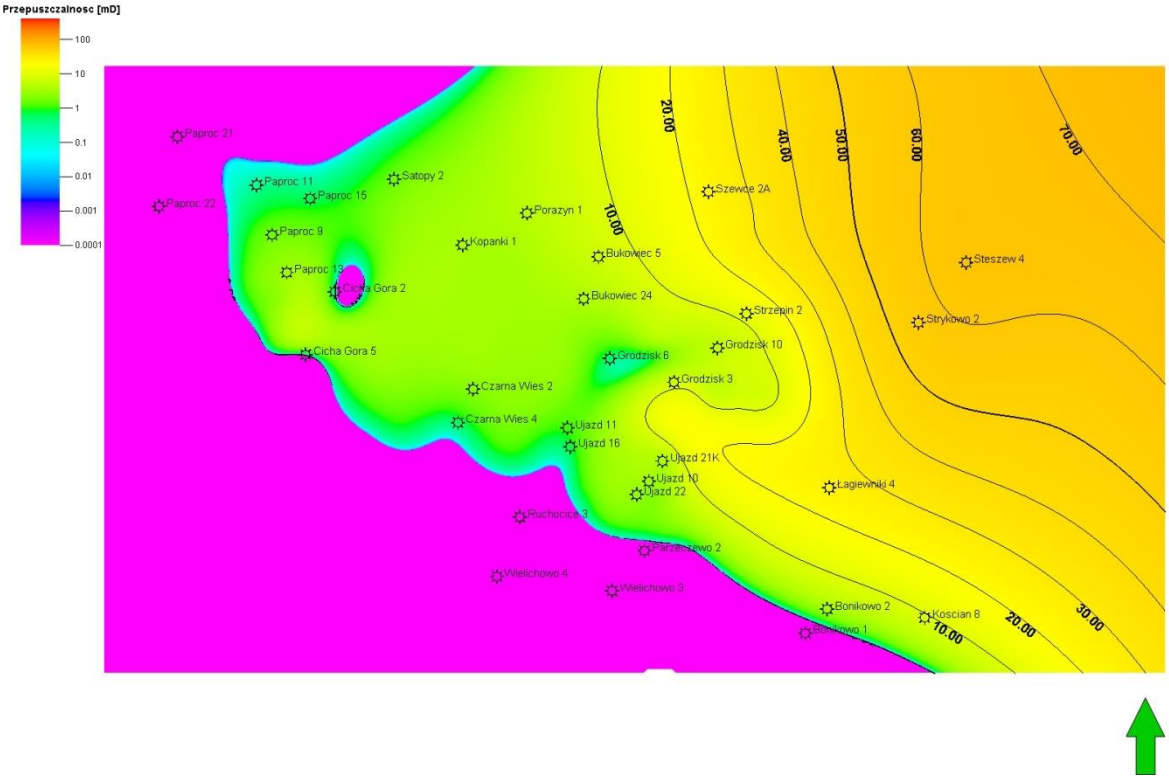


Fig. 1.1.15_146 Przepuszczalność warstwy k = 3 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

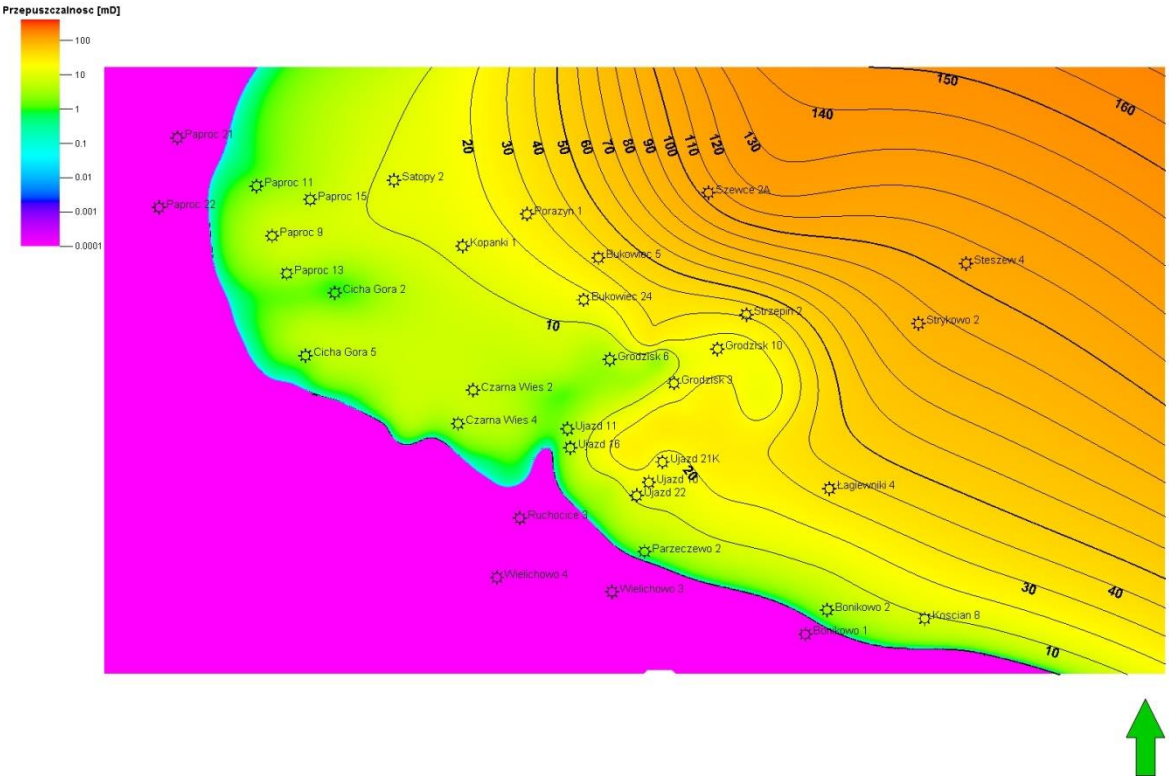


Fig. 1.1.15_147 Przepuszczalność warstwy k = 4 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

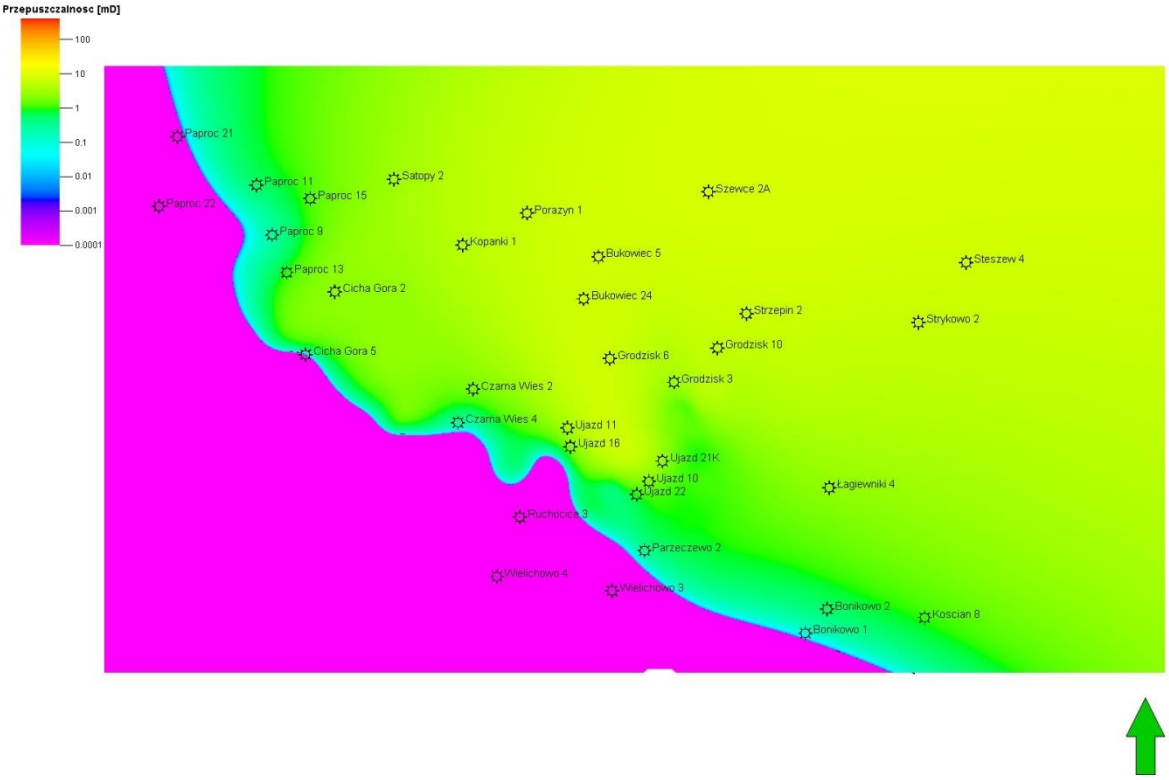


Fig. 1.1.15_148 Przepuszczalność warstwy k = 5 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

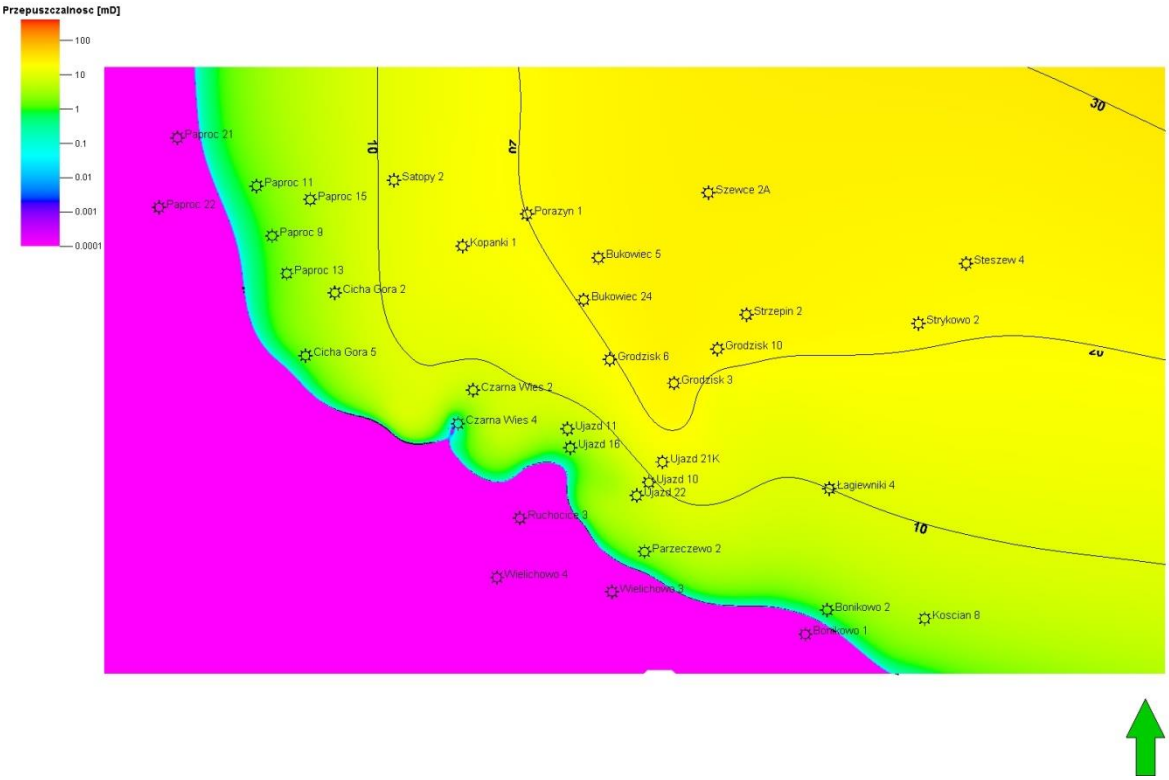


Fig. 1.1.15_149 Przepuszczalność warstwy k = 6 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

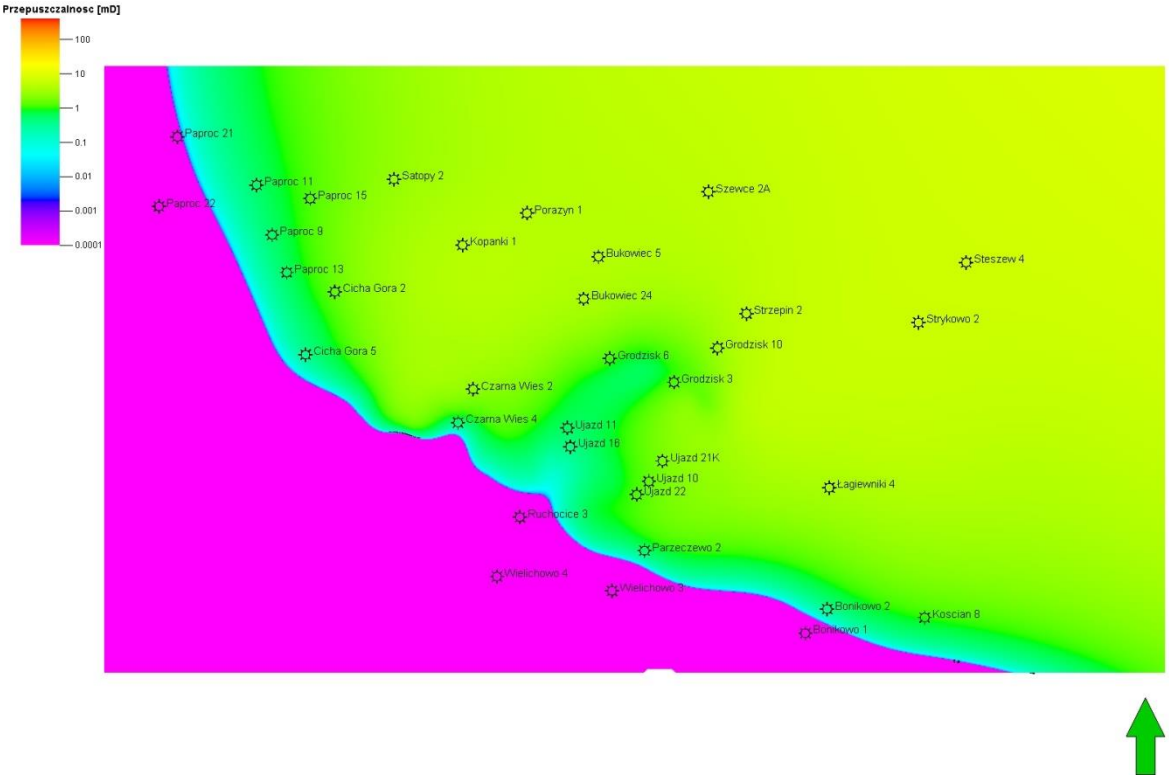


Fig. 1.1.15_150 Przepuszczalność warstwy k = 7 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

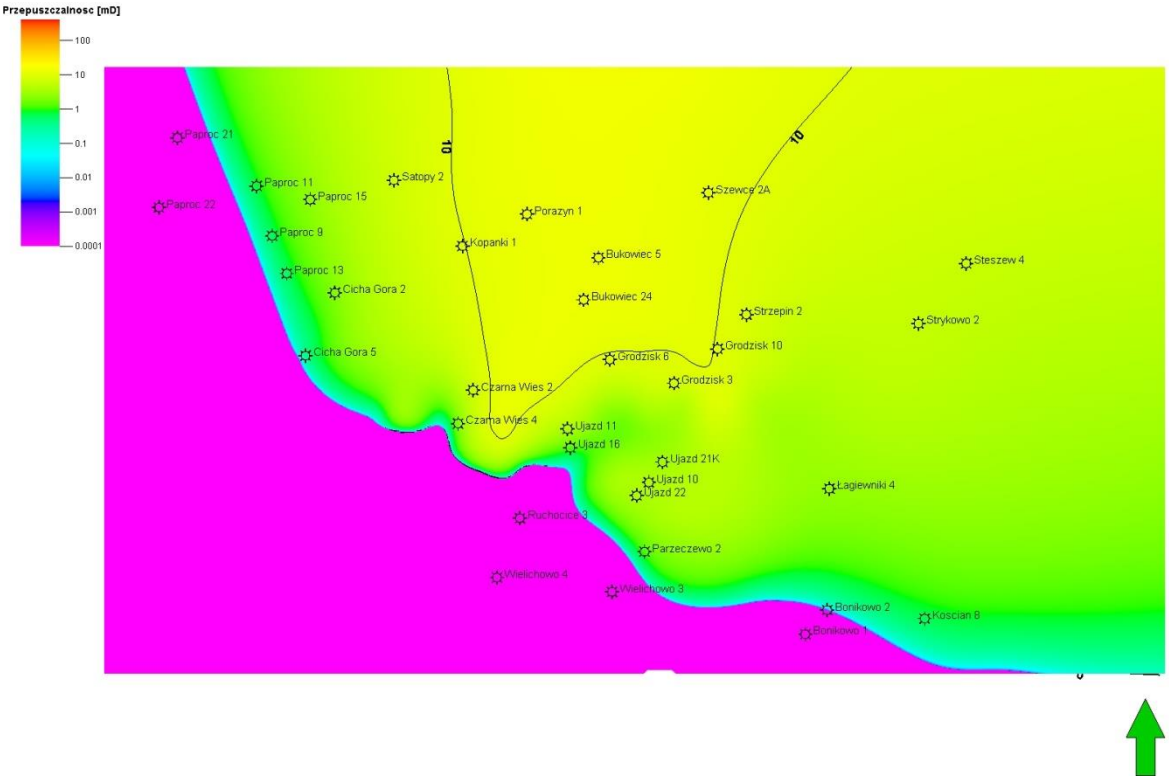


Fig. 1.1.15_151 Przepuszczalność warstwy k = 8 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

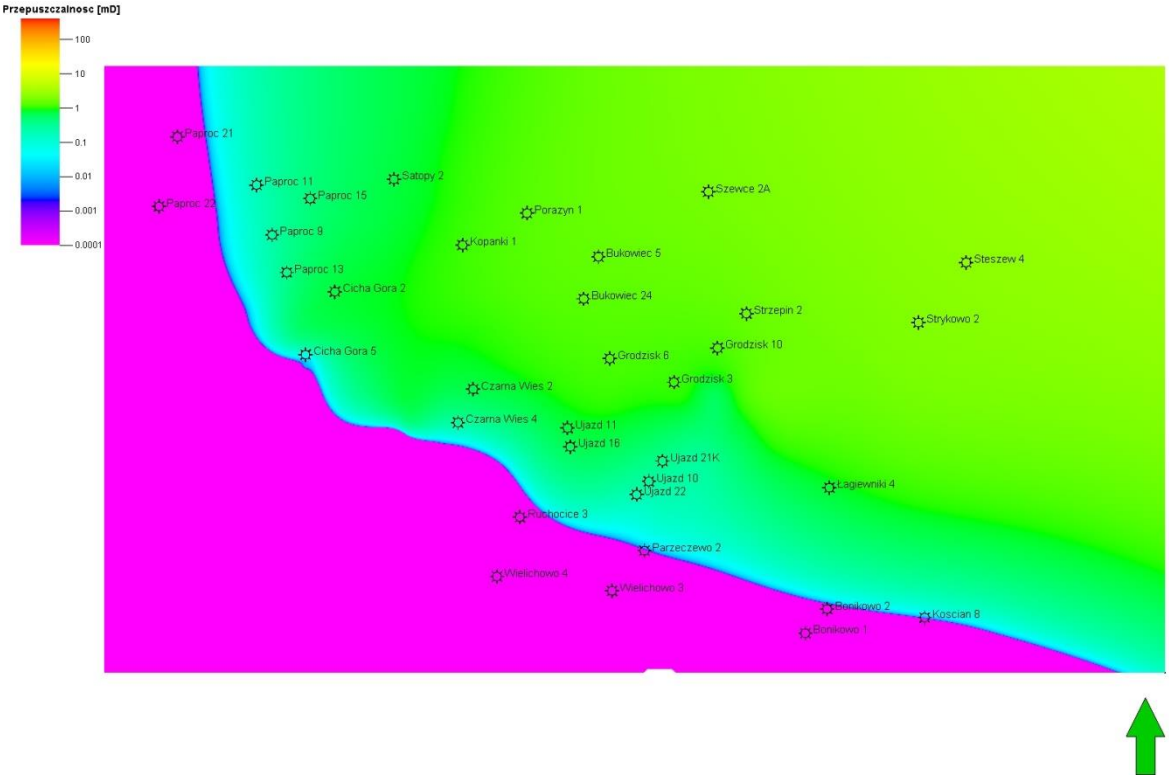


Fig. 1.1.15_152 Przepuszczalność warstwy k = 9 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

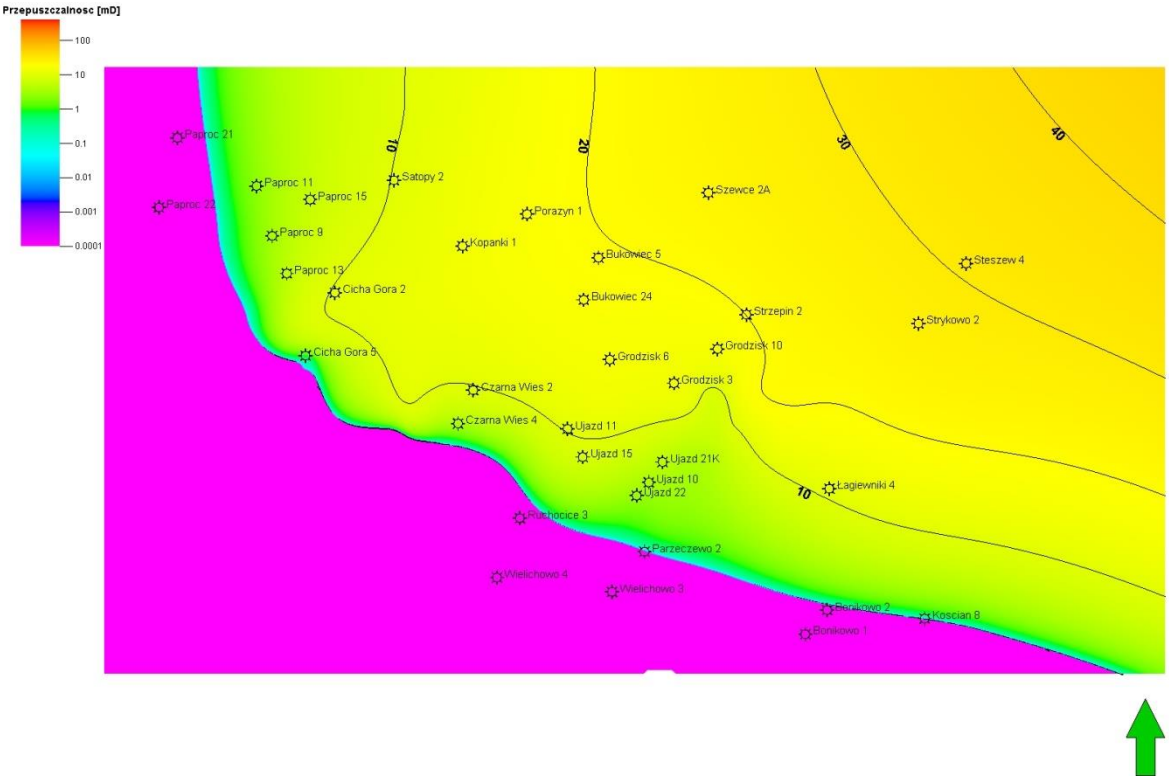


Fig. 1.1.15_153 Przepuszczalność warstwy k = 10 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

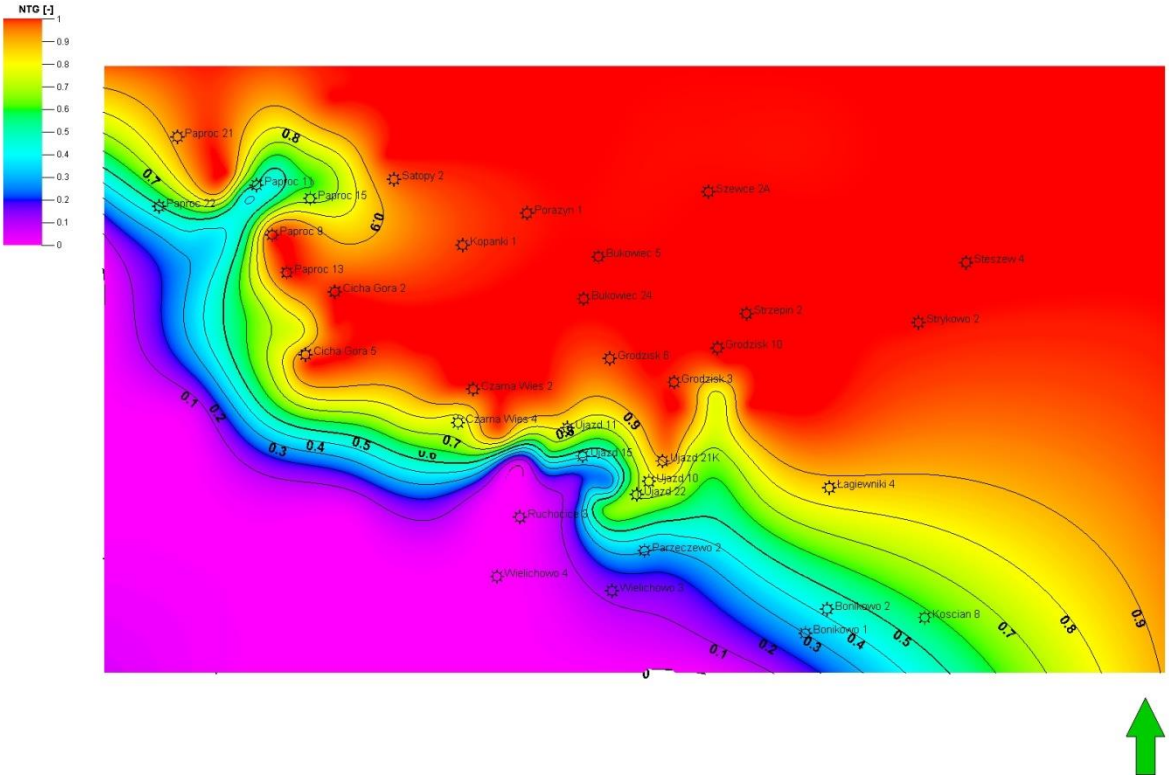


Fig. 1.1.15_154 Stosunek NTG w warstwie k = 1 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

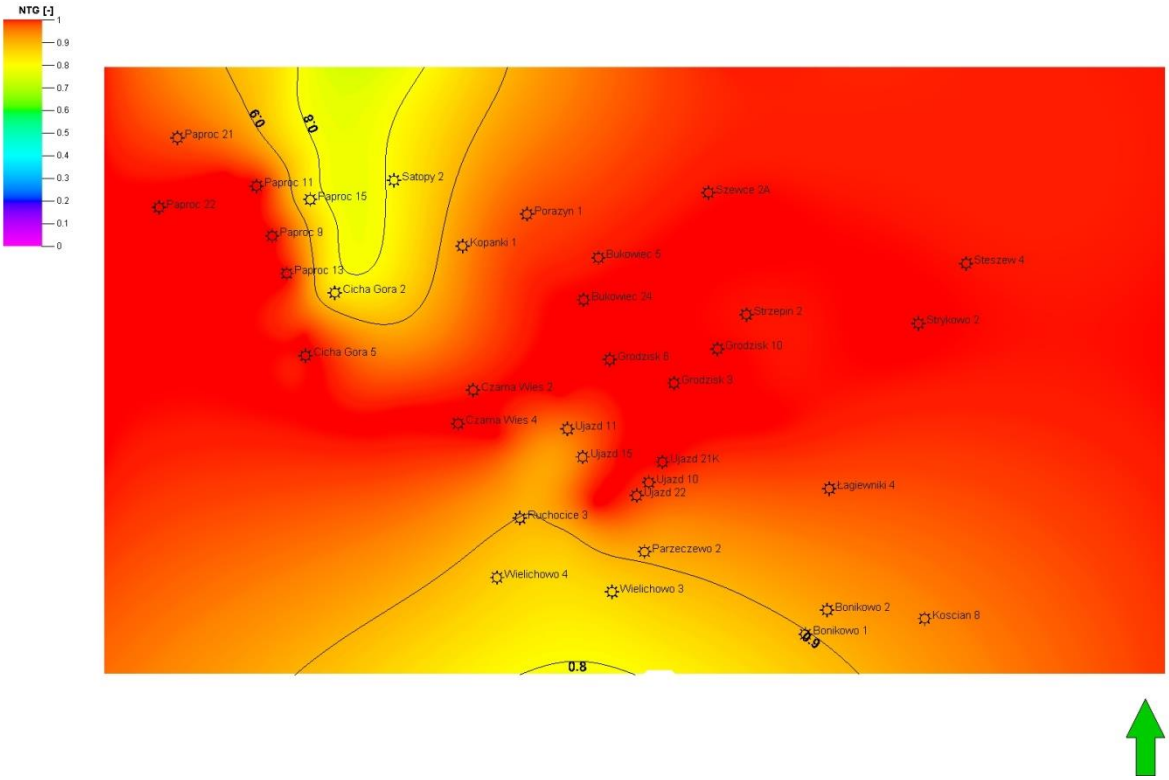


Fig. 1.1.15_155 Stosunek NTG w warstwie k = 2 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

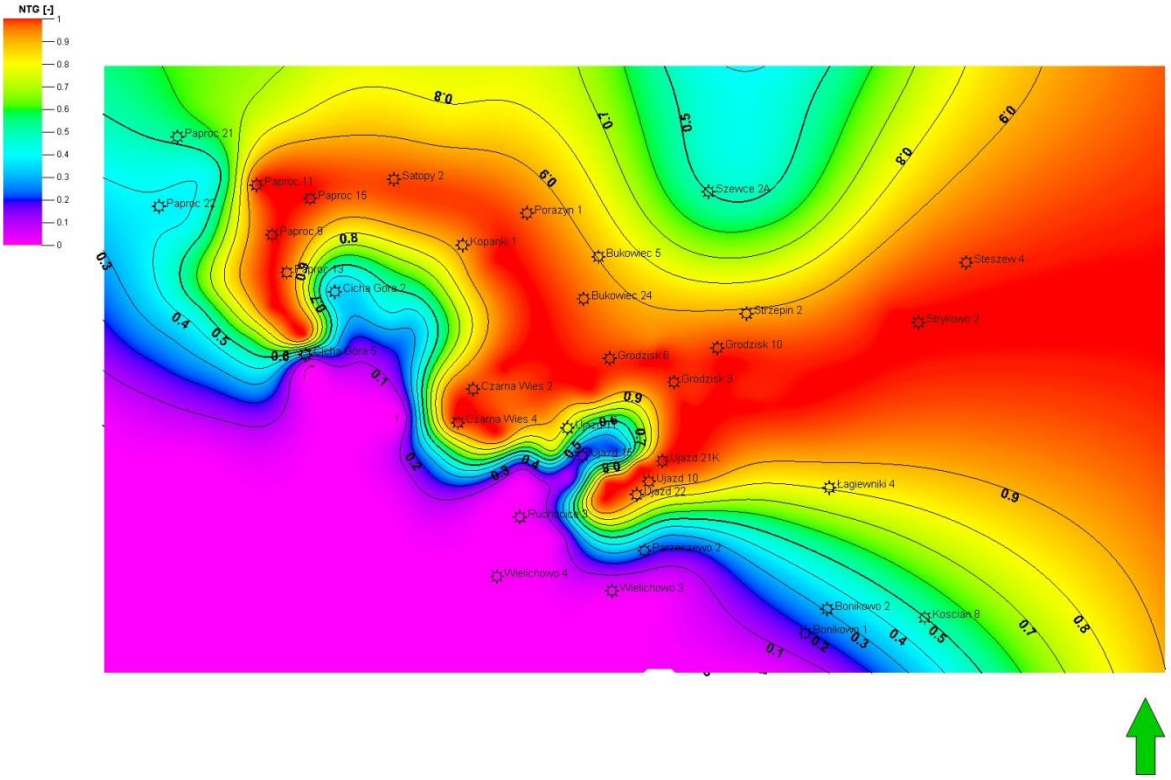


Fig. 1.1.15_156 Stosunek NTG w warstwie k = 3 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

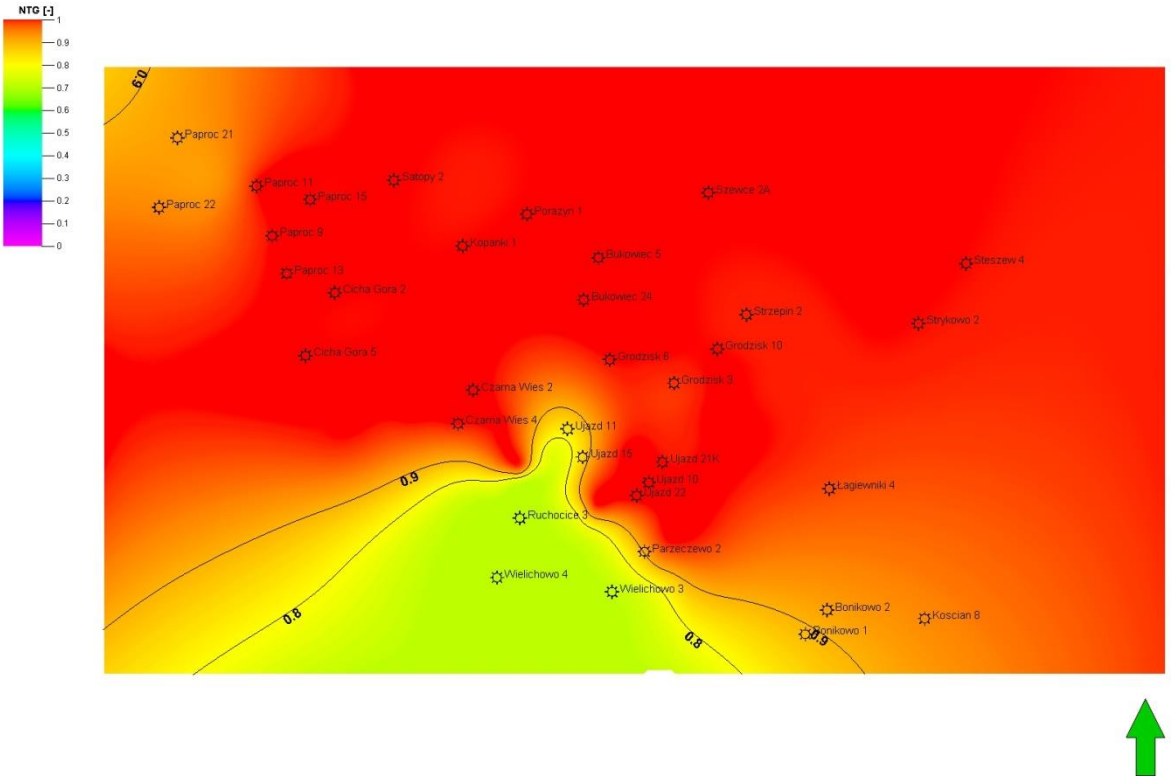


Fig. 1.1.15_157 Stosunek NTG w warstwie k = 4 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

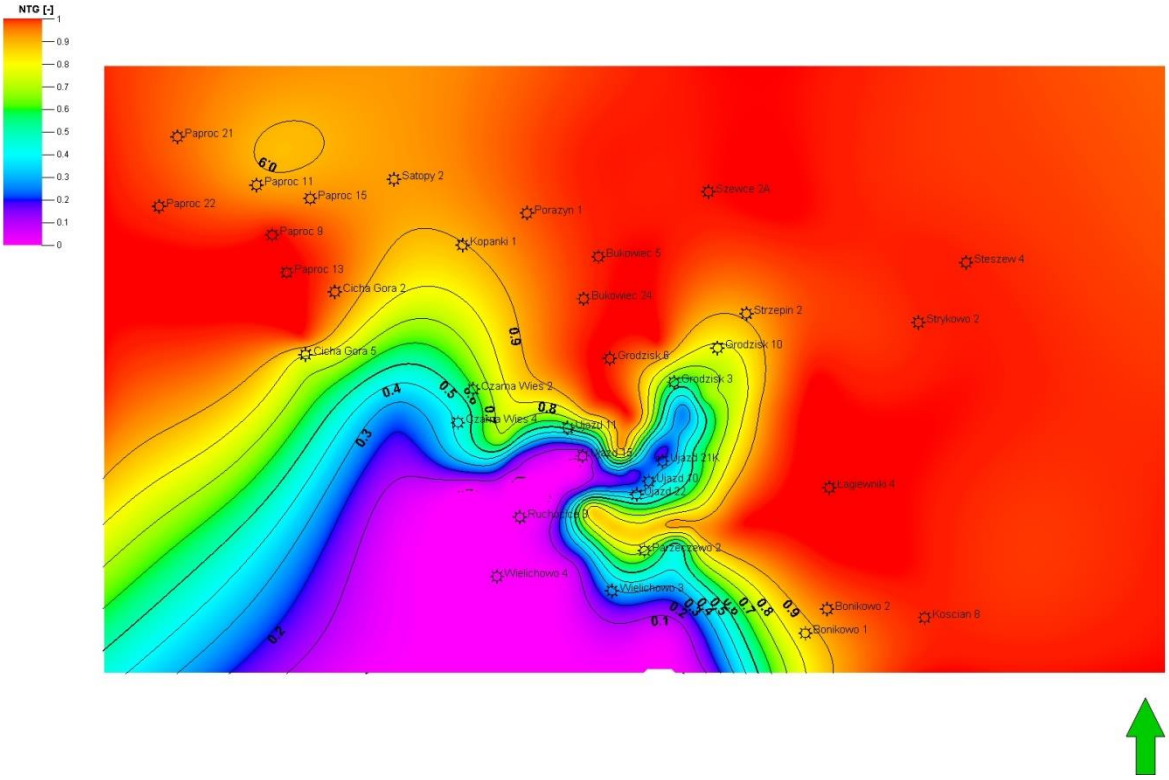


Fig. 1.1.15_158 Stosunek NTG w warstwie k = 5 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

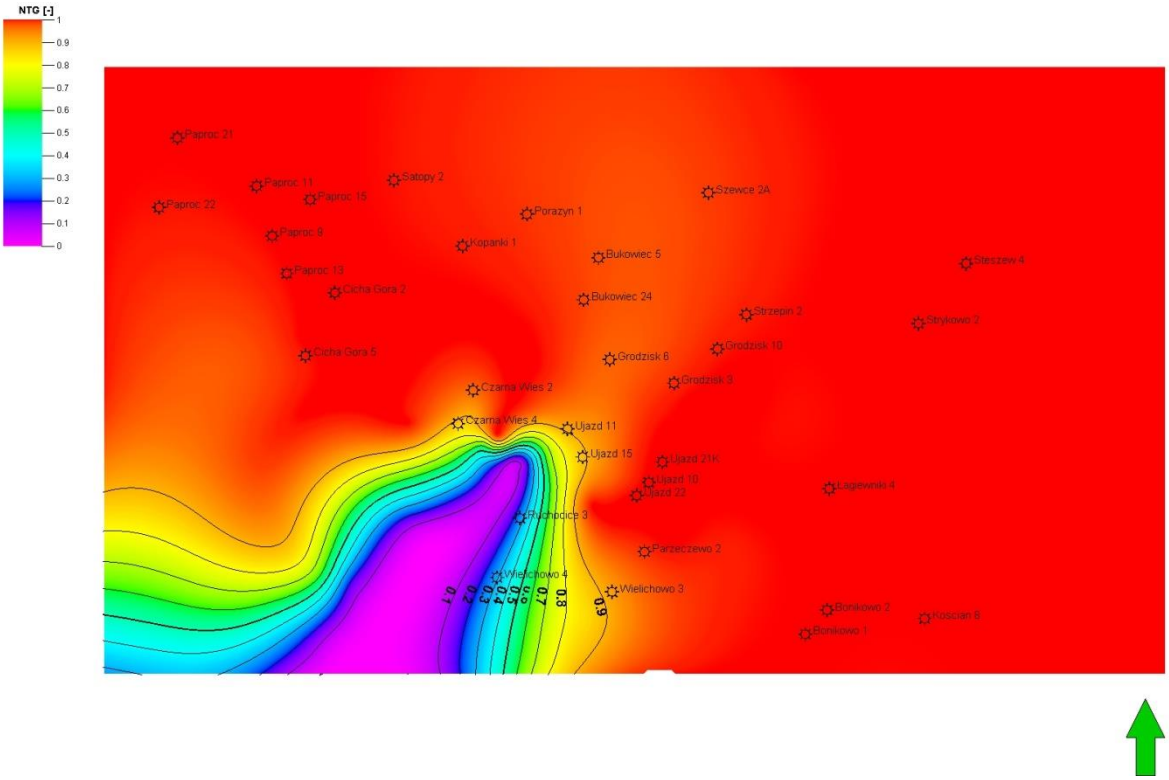


Fig. 1.1.15_159 Stosunek NTG w warstwie k = 6 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

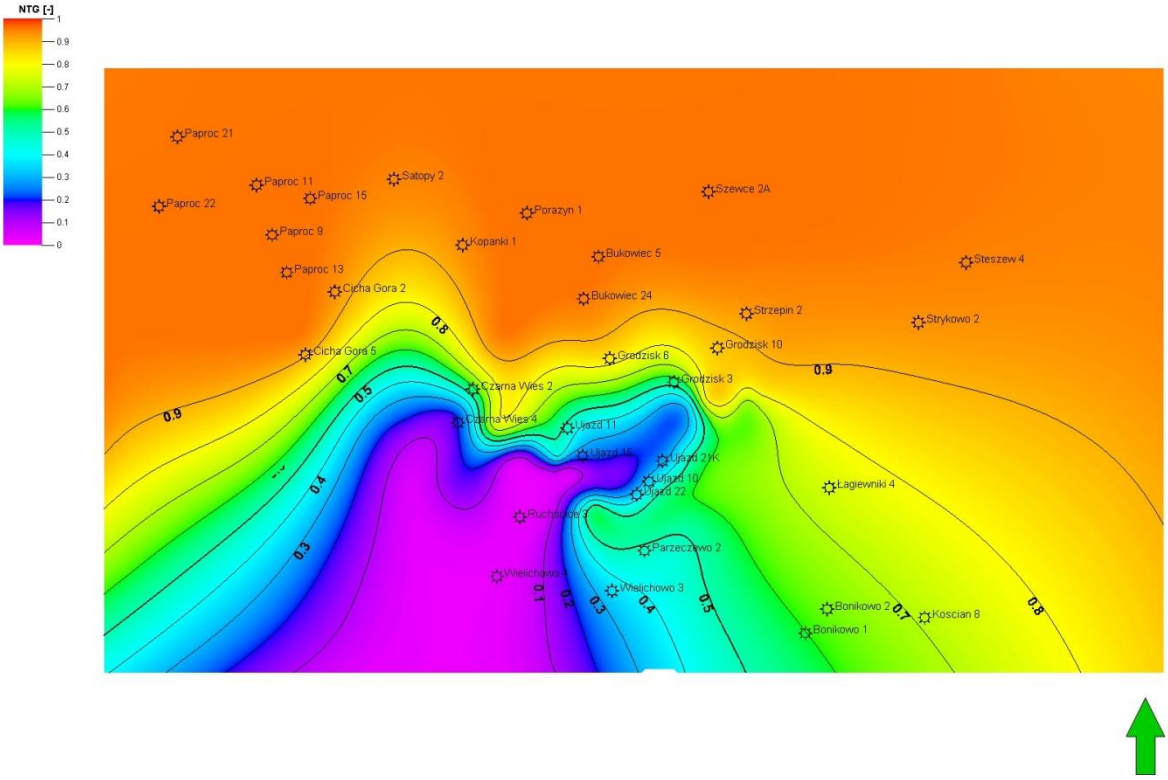


Fig. 1.1.15_160 Stosunek NTG w warstwie k = 7 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

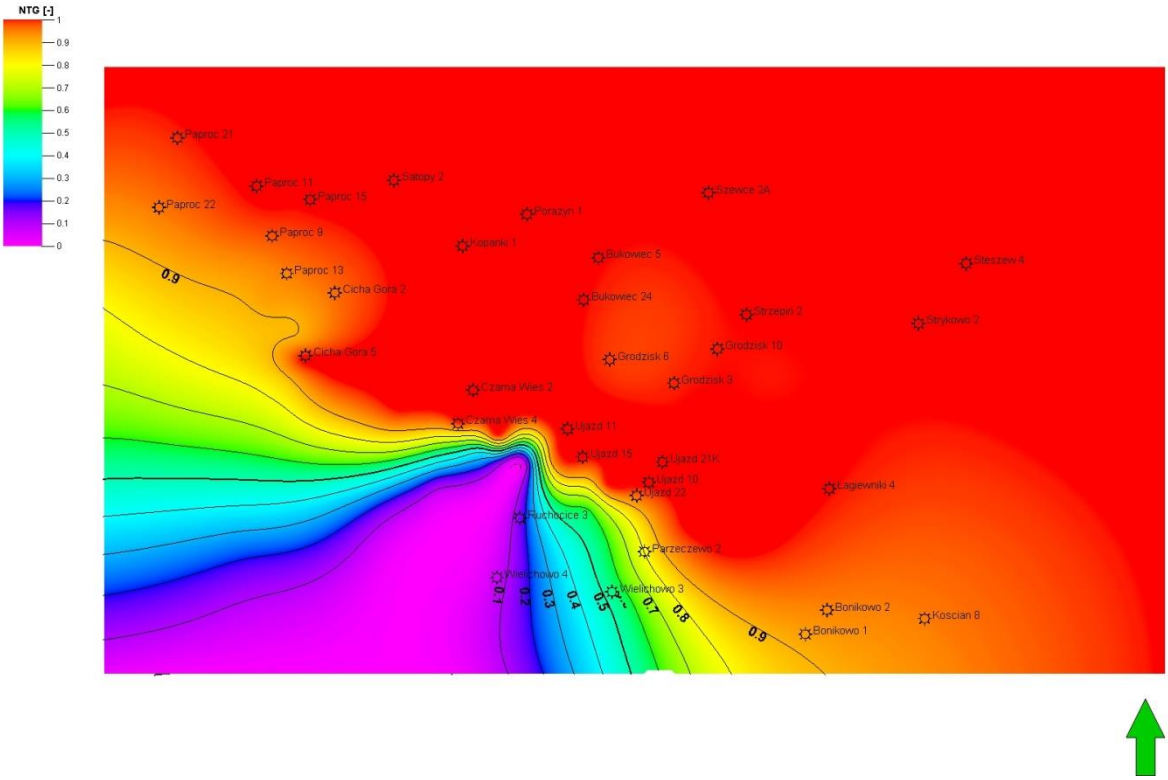


Fig. 1.1.15_161 Stosunek NTG w warstwie k = 8 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

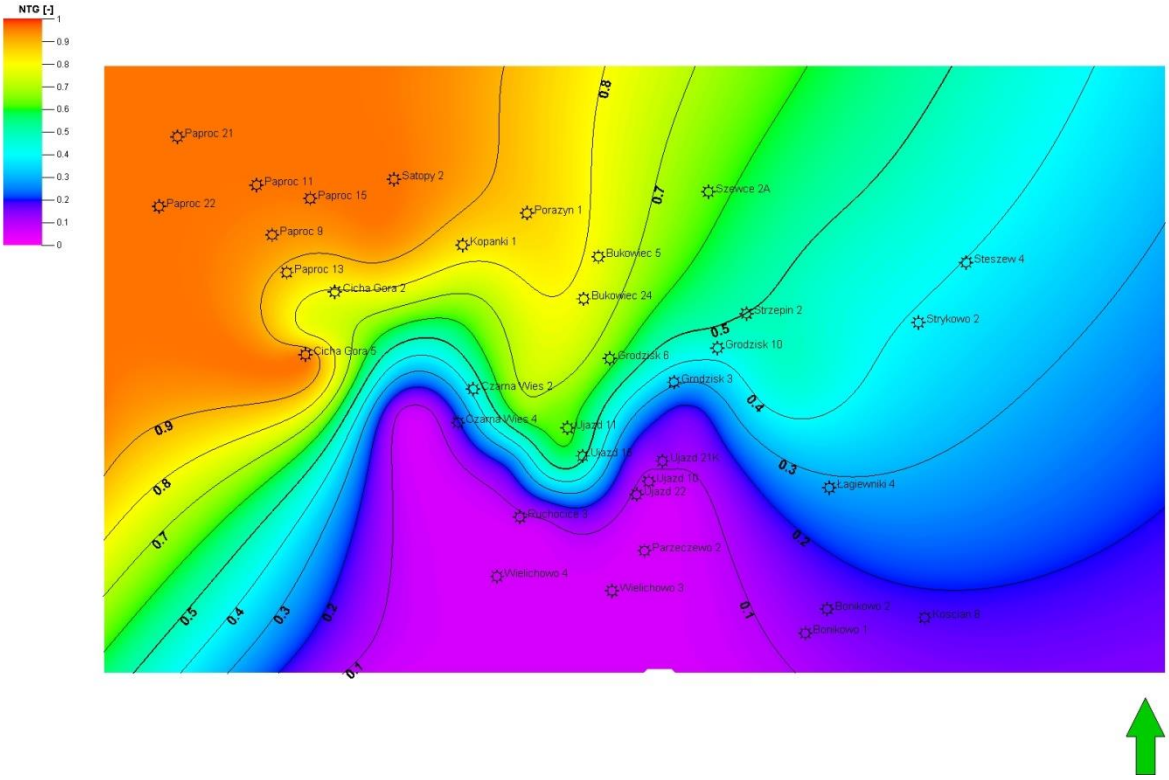


Fig. 1.1.15_162 Stosunek NTG w warstwie k = 9 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

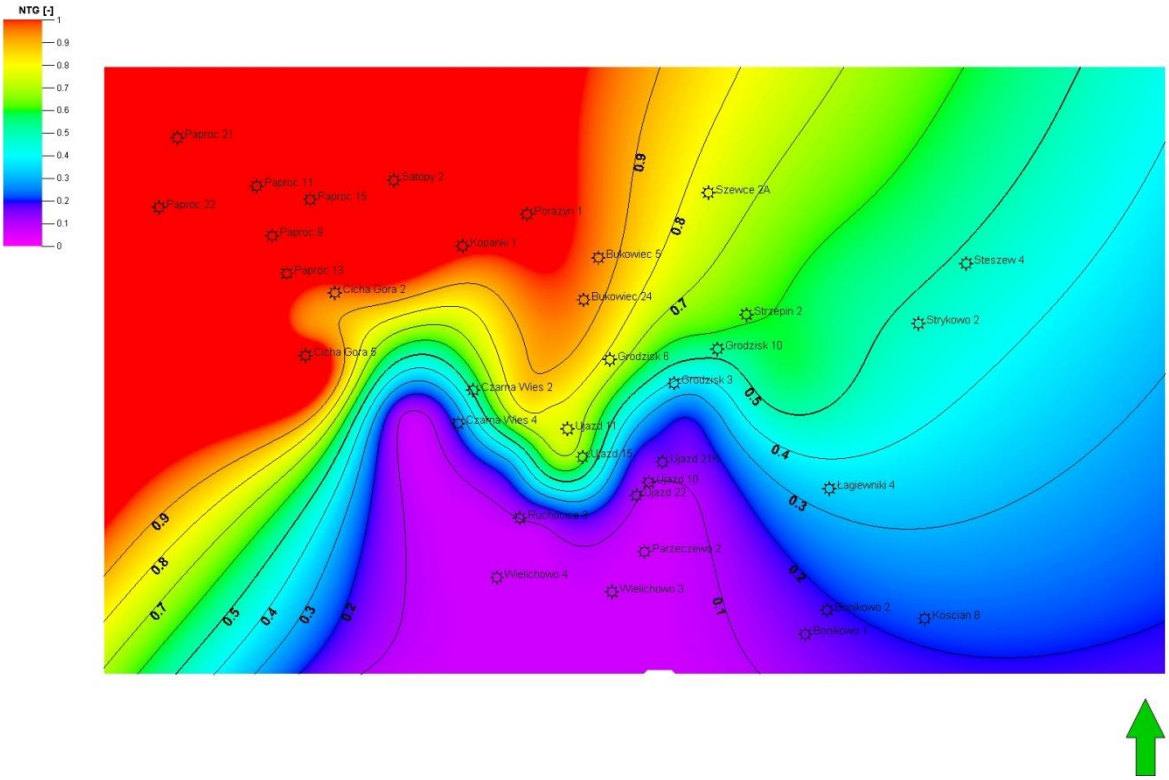


Fig. 1.1.15_163 Stosunek NTG w warstwie k = 10 formacji czerwonego spągowca w analizowanym obszarze niecki poznańskiej

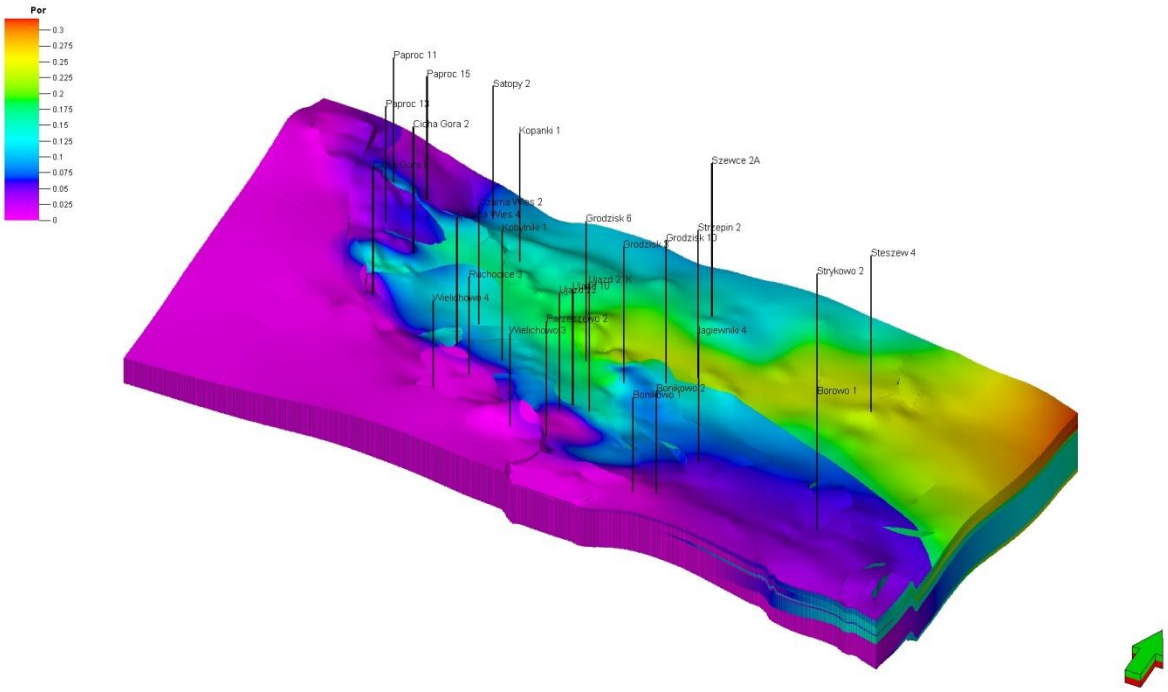


Fig. 1.1.15_164 Widok bryły modelu z rozkładem porowatości

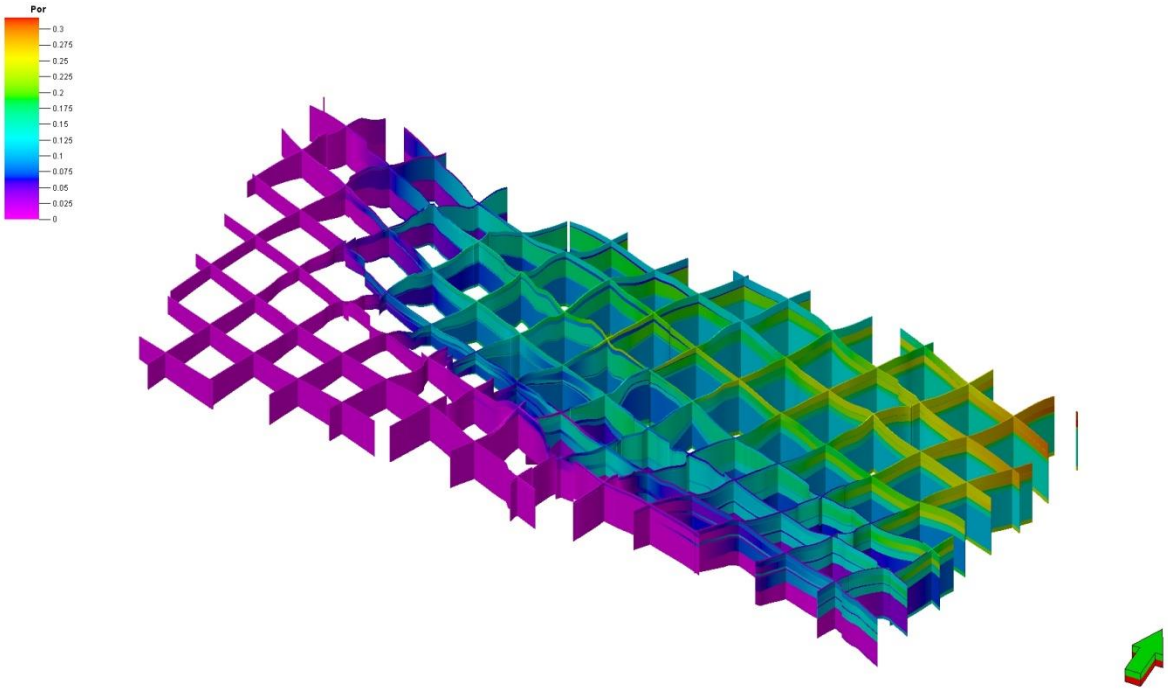


Fig. 1.1.15_165 Przestrzenny widok rodziny prostopadłych przekrojów bryły modelu z rozkładem porowatości

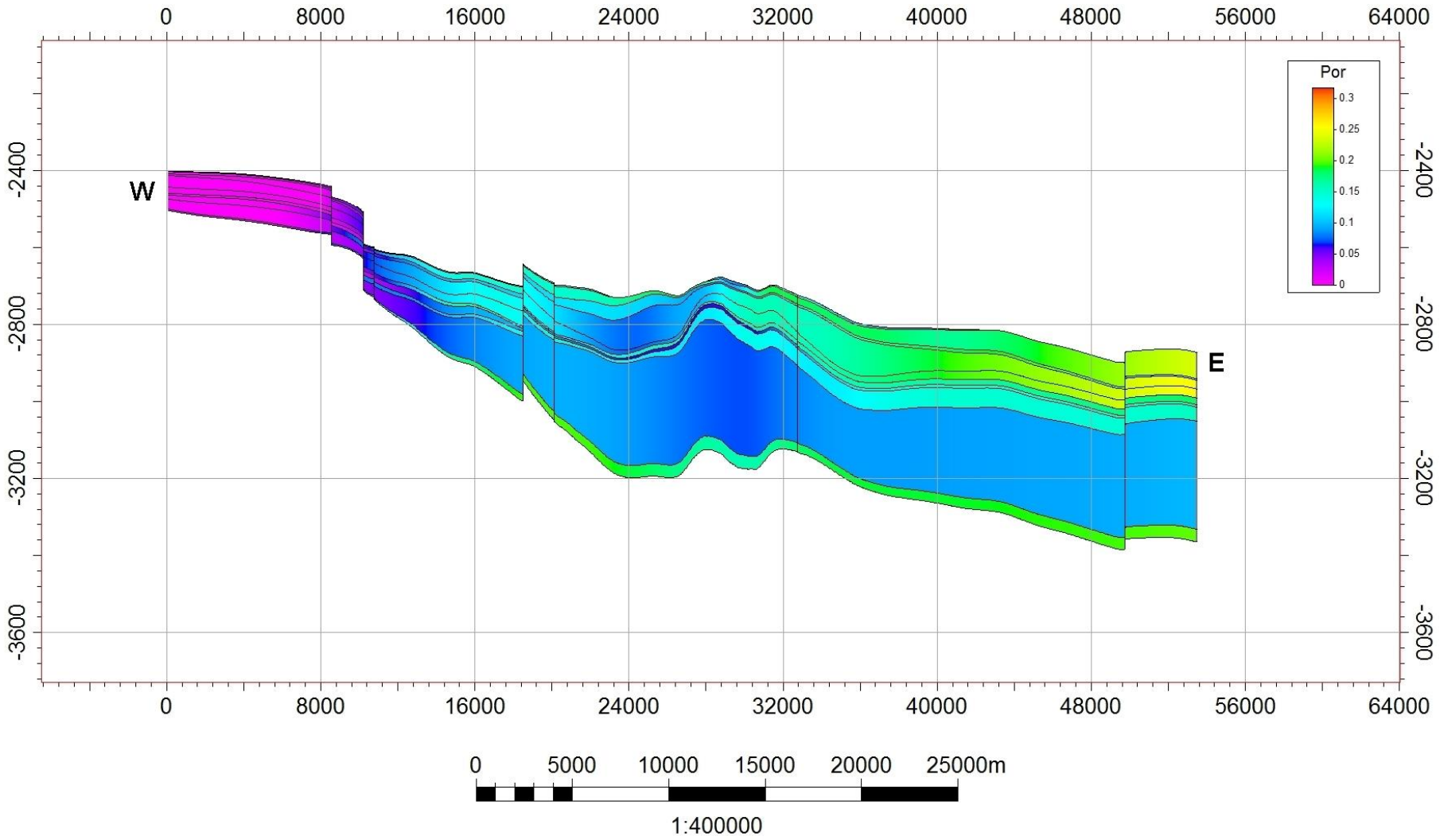


Fig. 1.1.15_166 Przekrój pionowy bryły modelu w płaszczyźnie W-E z rozkładem porowatości

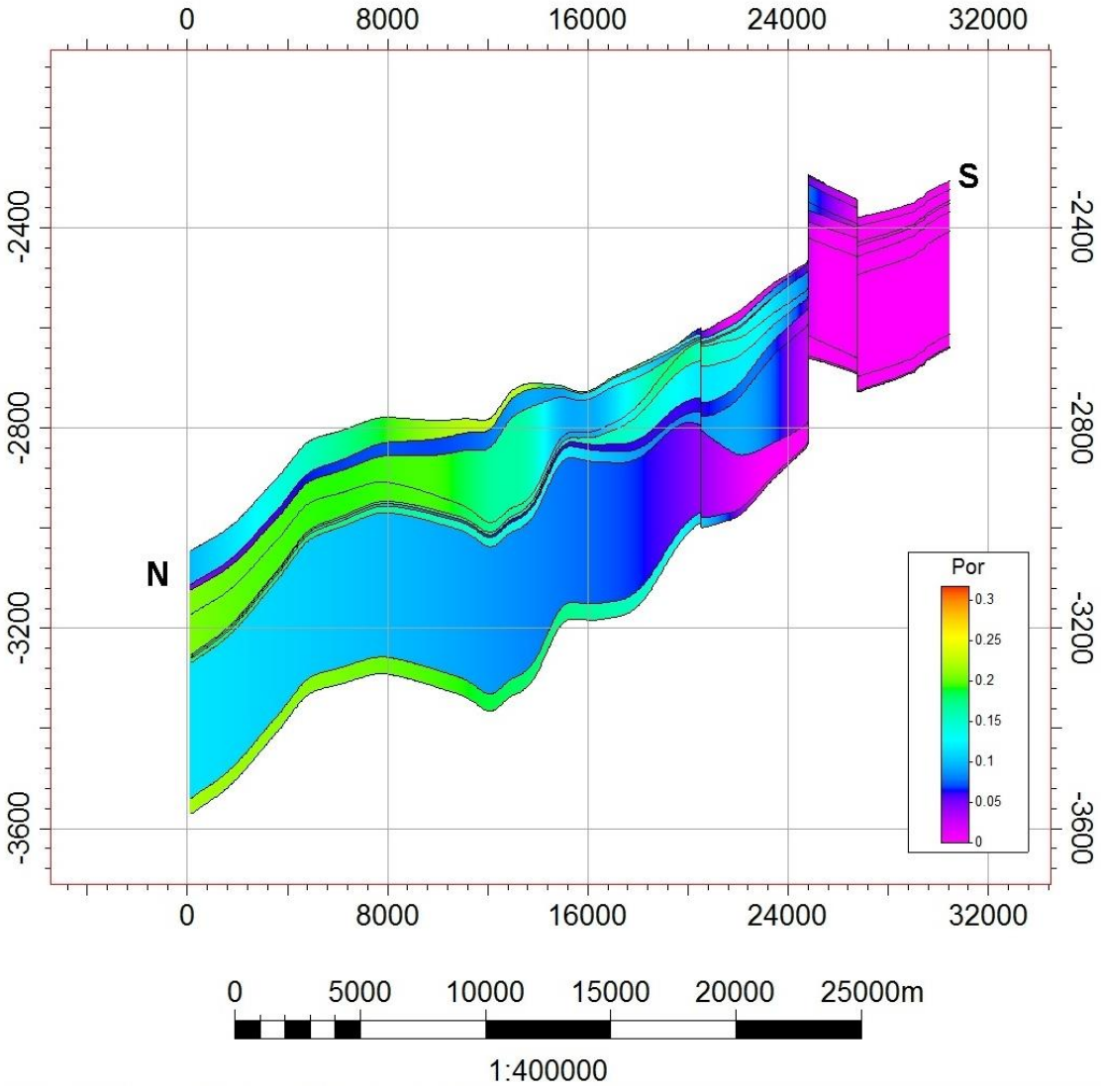


Fig. 1.1.15_167 Przekrój pionowy bryły modelu w płaszczyźnie N-S z rozkładem porowatości

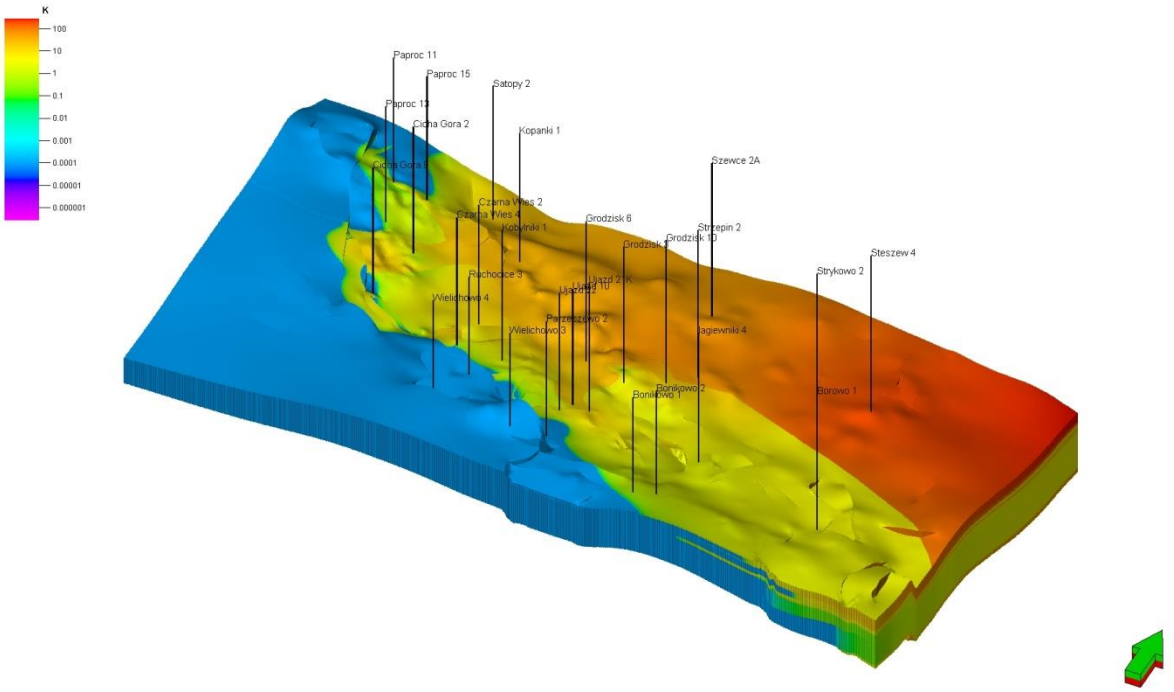


Fig. 1.1.15_168 Widok bryły modelu z rozkładem przepuszczalności

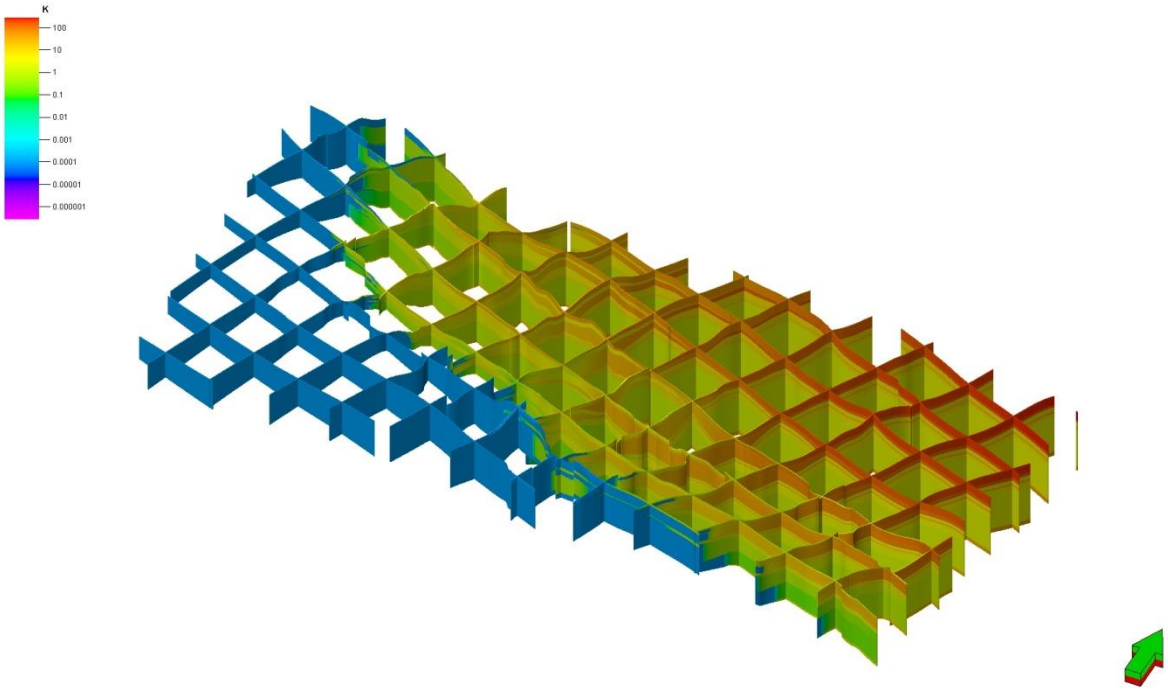


Fig. 1.1.15_169 Przestrzenny widok rodziny prostopadłych przekrojów bryły modelu z rozkładem przepuszczalności

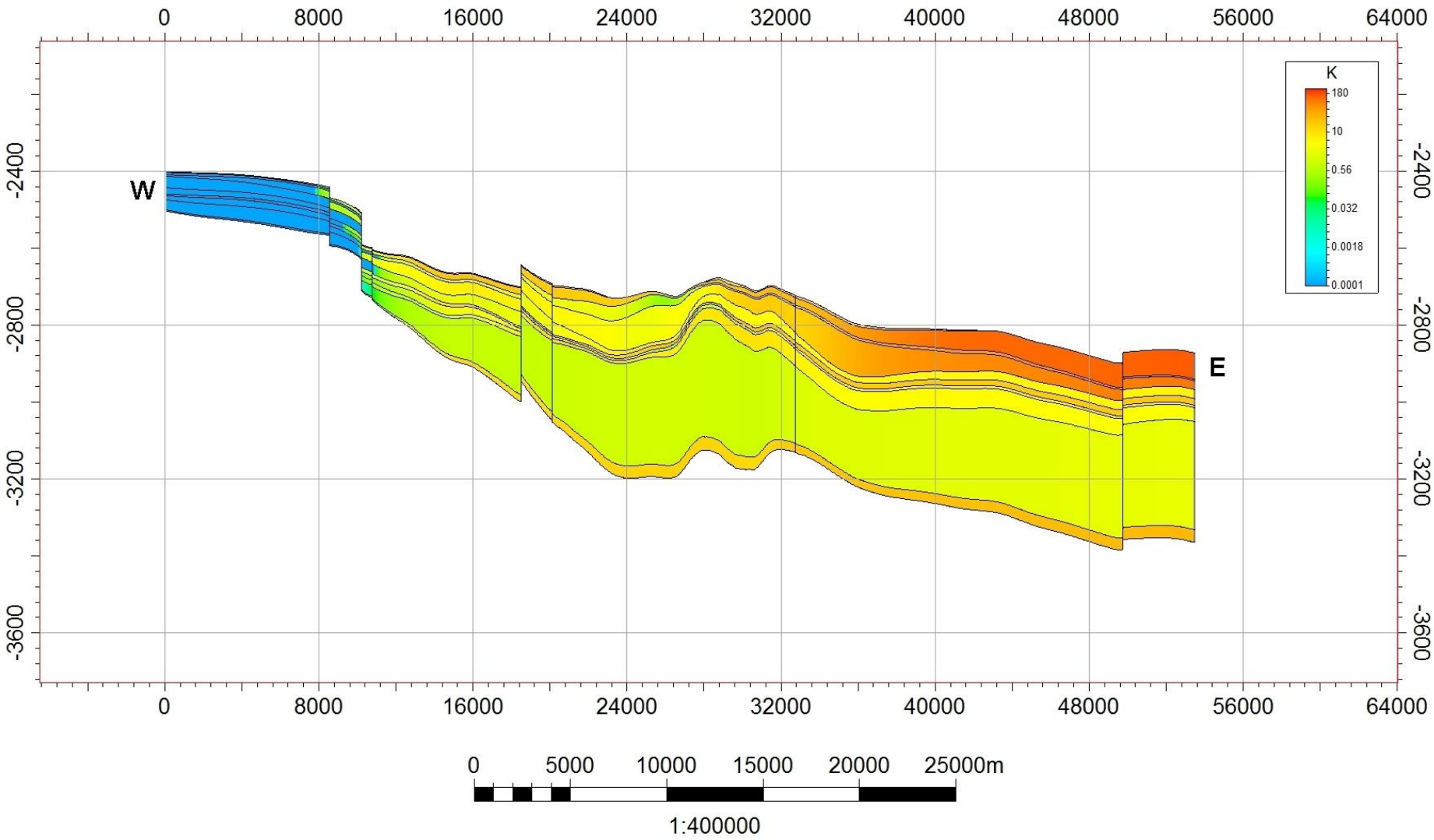


Fig. 1.1.15_170 Przekrój pionowy bryły modelu w płaszczyźnie W-E z rozkładem przepuszczalności

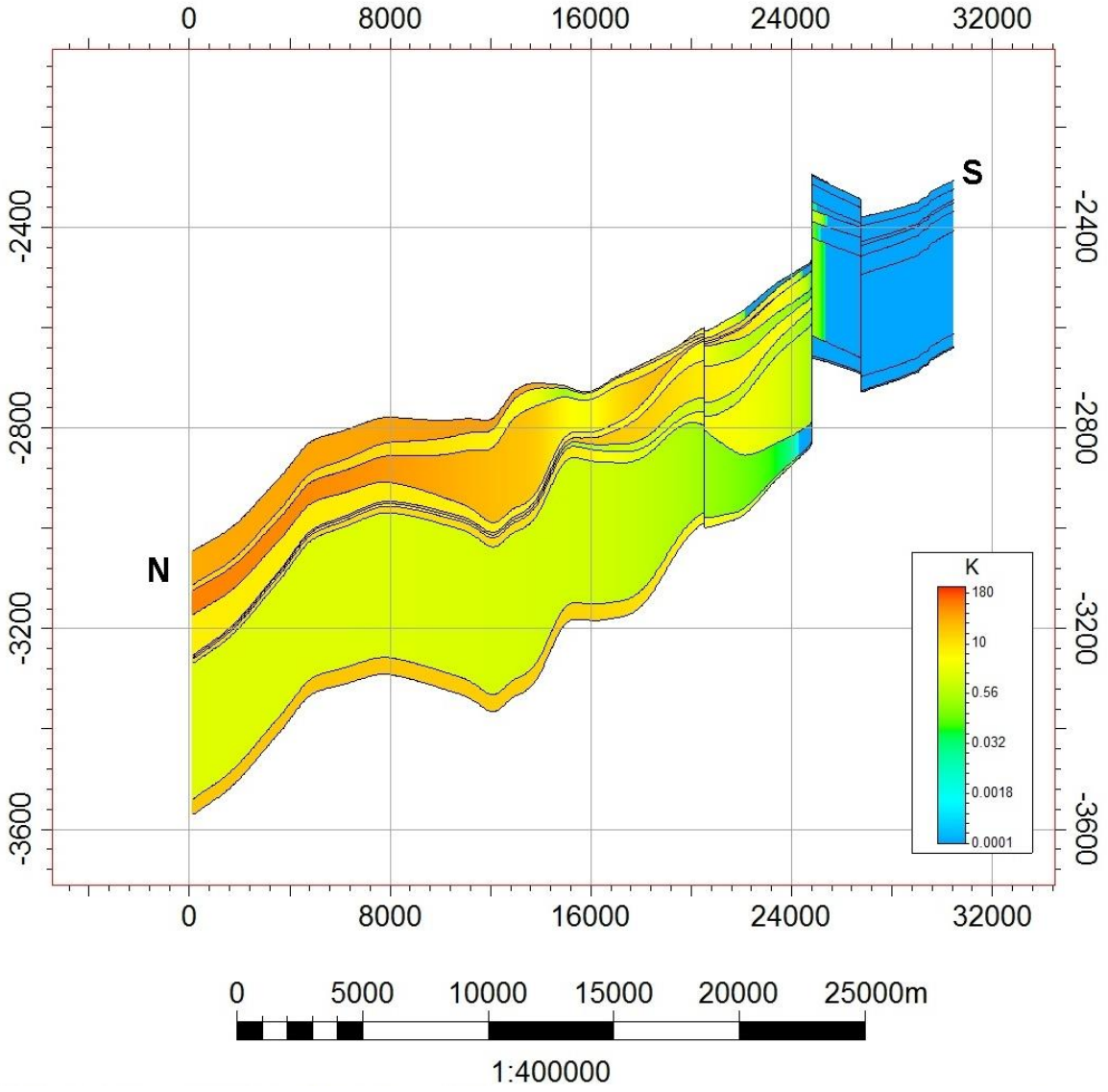


Fig. 1.1.15_171 Przekrój pionowy bryły modelu w płaszczyźnie N-S z rozkładem przepuszczalności

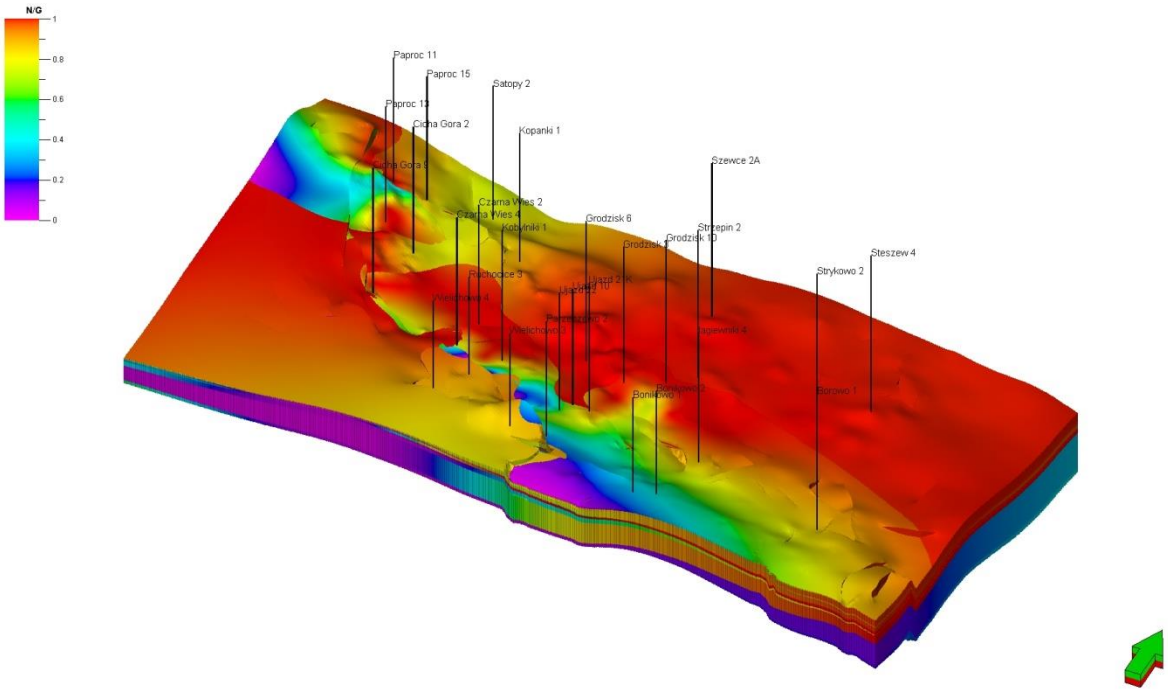


Fig. 1.1.15_172 Widok bryły modelu z rozkładem NTG

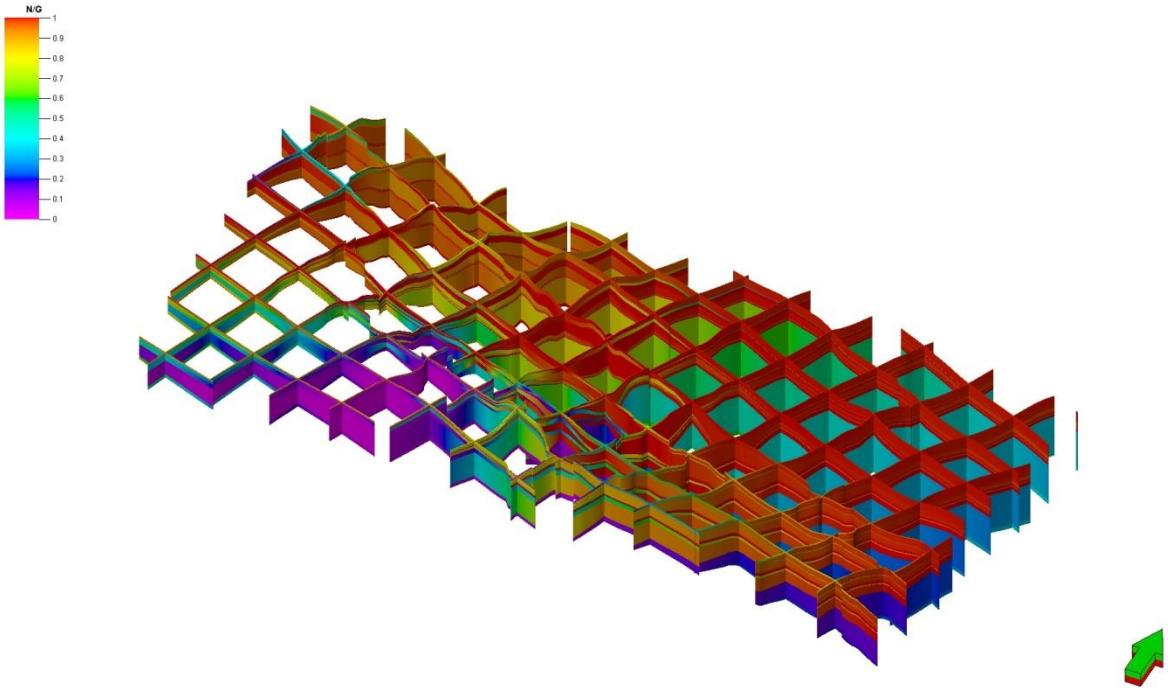


Fig. 1.1.15_173 Przestrzenny widok rodziny prostopadłych przekrojów bryły modelu z rozkładem NTG

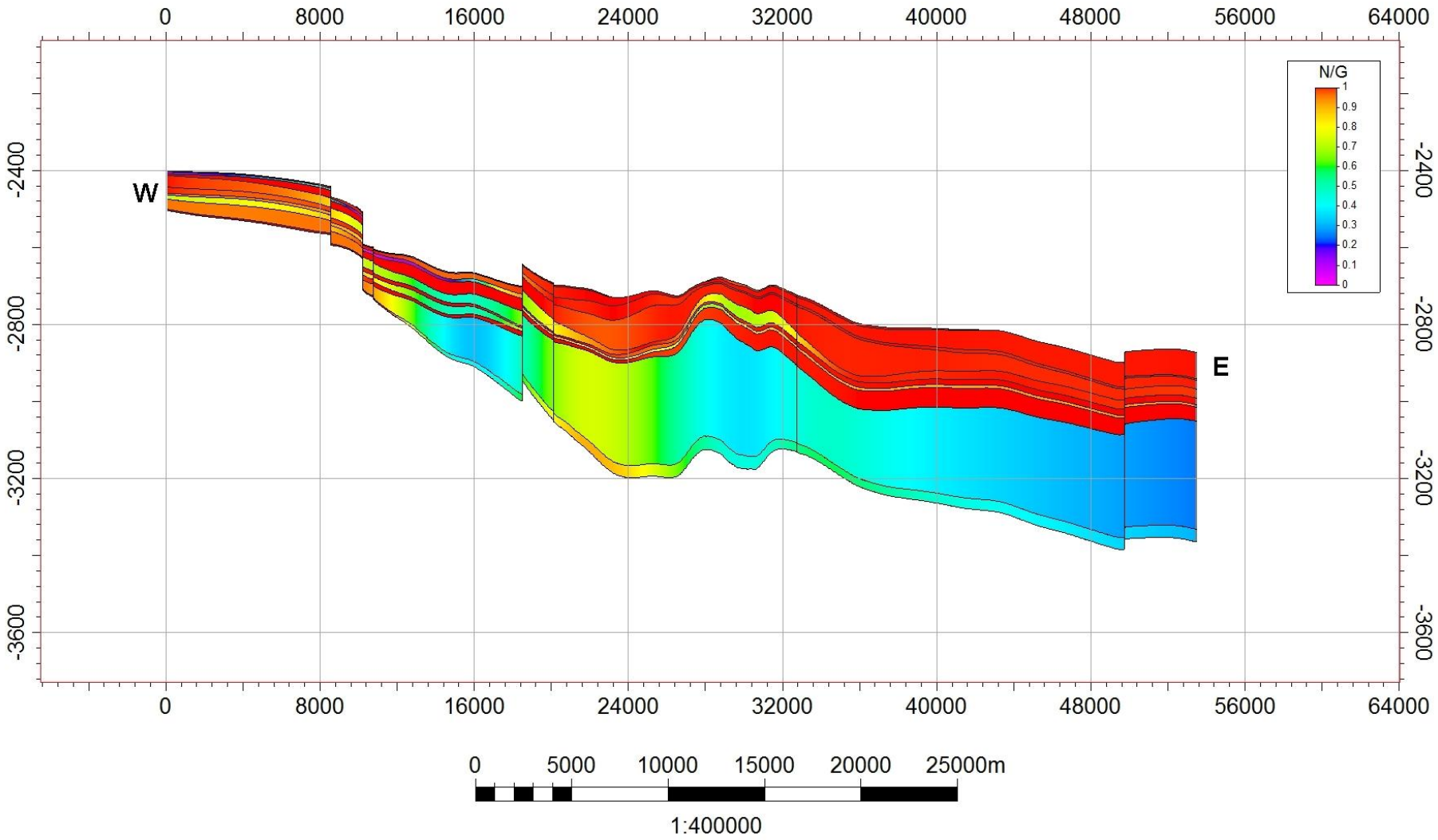


Fig. 1.1.15_174 Przekrój pionowy bryły modelu w płaszczyźnie W-E z rozkładem NTG

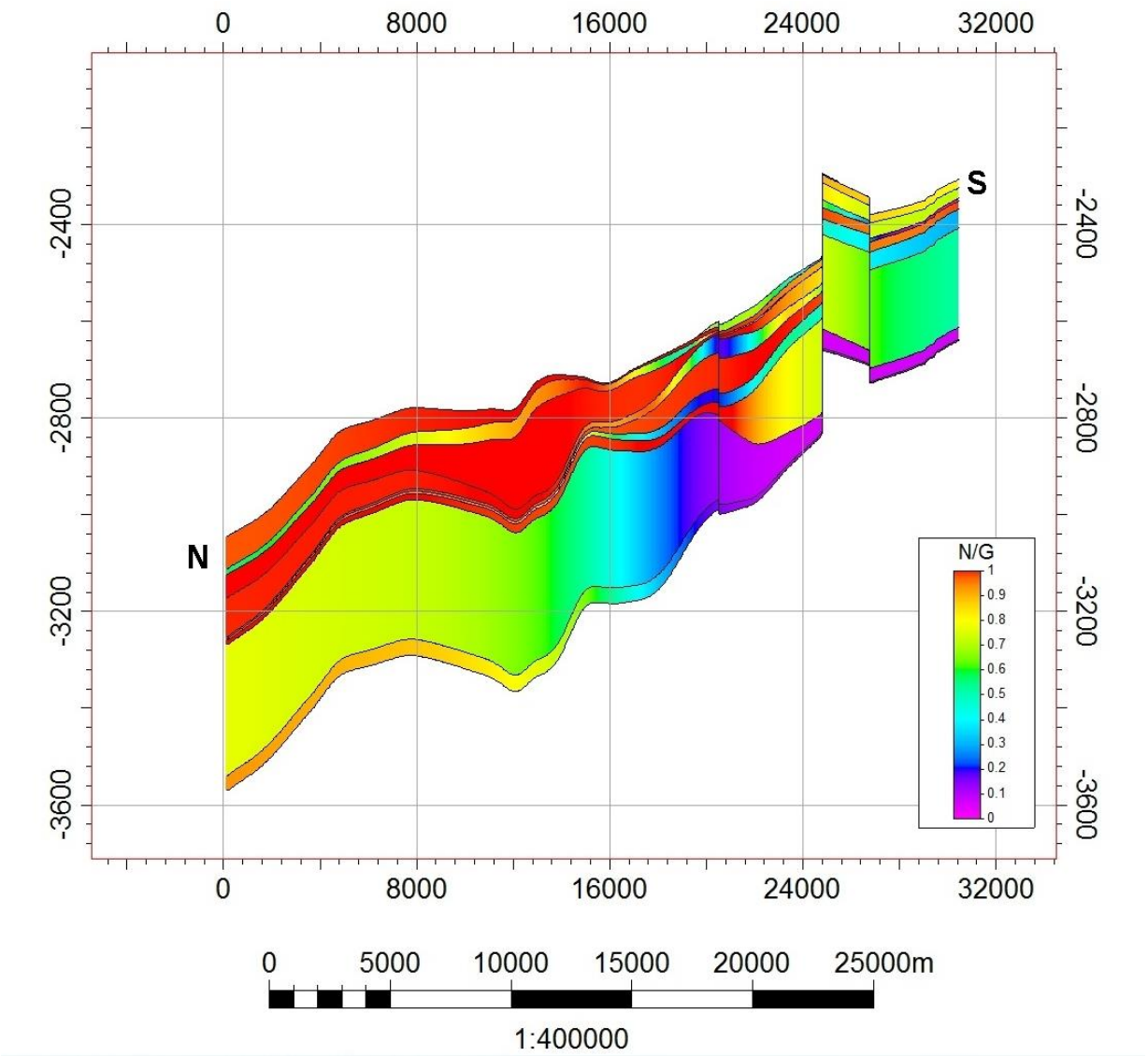


Fig. 1.1.15_175 Przekrój pionowy bryły modelu w płaszczyźnie N-S z rozkładem NTG

Podsumowanie

W ramach realizacji zadania dokonano przeglądu zinterpretowanych danych geofizycznych i geologicznych opisujących pomiary podstawowych parametrów geologicznych analizowanej struktury w formacjach czerwonego spągowca w rejonie niecki poznańskiej. Na podstawie otrzymanych danych strukturalnych i stratygraficznych wygenerowano przestrzenny model geometryczny analizowanej struktury.

Wykorzystując pomiary i ich uśrednione wartości dla parametrów porowatości, przepuszczalności i NTG w poszczególnych warstwach modelu wyinterpolowano rozkłady powyższych parametrów. Z uzyskanych map rozkładów wygenerowano przestrzenny, statyczny model geologiczny analizowanej struktury w formacie programu Petrel. Otrzymany model i wszystkie jego elementy zapisano w formacie elektronicznym na płycie dołączonej do niniejszej dokumentacji.

Szczegółowa charakterystyka struktury geologicznej Choszczno i Suliszewo pod kątem podziemnego składowania CO_2 w oparciu o dostępne dane geologiczno-złożowe i sejsmiczne (IGSMiE PAN)

(Radosław Tarkowski, Sylwester Marek, Lidia Dziewińska, Katarzyna Batkiewicz, Magdalena Wdowin)

W ramach realizacji zadania ***1.1.15 Opracowanie szczegółowych modeli statystycznych ośrodka geologicznego składowisk,*** IGSMiE PAN wykonał model strukturalno – litologiczny struktury wodonośnej Choszczno-Suliszewo.

Realizując powierzone prace w ramach zadania **1.1.15** IGSMiE PAN:

- **Opracował szczegółową charakterystykę struktury geologicznej Choszczno i Suliszewo pod kątem podziemnego składowania CO_2 w oparciu o dostępne dane geologiczno-złożowe.** Opisano stopień rozpoznania geologiczno-geofizycznego obszaru w którym zlokalizowane są wymienione struktury, budowę geologiczną struktur zwracając szczególną uwagę na poziomy zbiornikowe i poziomy uszczelniające. Materiał tekstowy uzupełniono licznymi załącznikami graficznymi i tabelami.

- **Dokonał reinterpretacji materiałów sejsmicznych 1 profilu sejsmicznego metodą obliczenia sekcji efektywnych współczynników odbicia.** Wyznaczono impuls elementarny, przetworzono dane i sporządzono sekcje efektywnych współczynników 1 profilu sejsmicznego 25-III-86 (W0250386) przy wypracowanych parametrach dla struktury Choszczna. Opracowano odpowiednie formaty i skale dla przetwarzania wyników w sposób wielowariantowy, umożliwiający wyznaczenie piaskowcowych poziomów zbiornikowych, przewodnich horyzontów uszczelniających i stref nieciągłości tektonicznych[7] dla wskazanego profilu. Wykonana interpretacja istotnie wzbogaciła zakres informacji przedstawianych w standardowych dokumentacjach sejsmicznych. Pozwoliła zwrócić uwagę na zaburzenia tektoniczne na szczycie struktury Choszczna, w obrębie skał dolnojurajskiej formacji zbiornikowej oraz warstw wyżej leglych[8].

[7] Materiały/wynikiIGSMiE analizowane (ale niewykorzystane) przez zespół AGH, natomiast sejsmika PIG-PIB (G. Wróbel) nie stwierdziła walnych uskoków jako potencjalnych dróg (pionowej) migracji (to co wyinterpretowało IGSMiE PAN to nieciągłości o niewielkiej amplitudzie)

[8] Komentarz IGSMiE PAN - Ocena dotyczy oczywiście tylko obszaru objętego profilami z wykonanymi przekrojami EWO (zarówno dla struktury Choszczno jak i złoża gazu Wilków). Co do wielokrotnie zalecanych przez Koreferenta badań sejsmicznych 3D trzeba zwrócić uwagę na trudności z uzyskaniem pozwolenia na prowadzenie prac terenowych. Z tego powodu zostały zaniechane prace sejsmiczne 2D planowane przez PGE w rejonie Lutomierska. Realizacja kosztownych projektów 3D powinna być poprzedzona podsumowaniem dotychczasowych wyników badań geofizycznych z większą ilością przekrojów przekształconych w postać EWO. Dostarczają one nie tylko informacji na temat zmian litologicznych wzdłuż profili, ale również nieciągłości tektoniczno-litologicznych, w tym małych uskoków, istotnych do badań szczelności struktur geologicznych.

Stopień rozpoznania geologiczno-geofizycznego niecki szczecińskiej

Antykliny Choszczna i Suliszewa są położone w południowo-zachodniej części niecki szczecińskiej w strefie granicznej z przyległym na południe blokiem Gorzowa (Jaśkowiak-Schoeneichowa, 1979) (**Fig. 1.1.15_176, 1.1.15_177, 1.1.15_178**).

Głównym źródłem informacji o budowie geologicznej i tektonice są wyniki badań geofizycznych w szczególności sejsmiki refleksyjnej. Prace te wykonane zostały w ubiegłym stuleciu w zasadniczym stopniu przez Górnictwo Naftowe, Państwowy Instytut Geologiczny oraz Przedsiębiorstwo Geologiczne i Przedsiębiorstwo Geofizyczne.

Badania sejsmiczne wykonane w latach 1956-1962 przy użyciu aparatury z zapisem oscylograficznym niezbyt wysokiej jakości mają raczej charakter historyczny. Istotne znaczenie dla odwzorowania struktury kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego mają badania sejsmiczne wykonane aparaturą z zapisem magnetycznym w latach 1967-1973, m.in.: Drawno-Choszczno (Fołta, Majecki i Murawik, 1968), Gorzów Wlkp.-Śrem (Grzesik, 1968), Pyrzyce-Myślibórz-Dębno (Skalny, 1969), Drawno-Krzyż-Szamotuły (Fołta, 1969), Pyrzyce-Choszczno i Choszczno-Człopa (Radoń i Płocki, 1972), Pyrzyce-Międzychód (Radoń i Szpinalska, 1973) i Choszczno-Huta Szklana (Rossa, 1973). Uzupełniające prace sejsmiczne w rejonie Choszczno-Suliszewo wykonano w latach osiemdziesiątych XX w. w ramach tematu Chociwel-Czaplinek (Grzesik i Białek, 1987).

Rozpoznanie sejsmiczne rozpatrywanego terenu ma charakter zdjęcia regionalnego i półszczegółowego. Podkreślić jednak należy, że dobre wyniki badań sejsmicznych są stosunkowo słabo skontrolowane głębokimi otworami wiertniczymi (**Fig. 1.1.15_179**).

Przewodni poziom podsolny Z2-1 (**Fig. 1.1.15_180**) skontrolowany został zaledwie kilkoma otworami, które osiągnęły podłoże cechsztynu m.in. Trzebież 1 (4410,9 m – czerwony spągowiec), Banie 1 (3931,0 – czerwony spągowiec), Myślibórz 1 (3893,0 – karbon dolny) i Obrzycko 1 (>4381,7 – czerwony spągowiec). Młodsze poziomy refleksyjne cechsztynu Z3 (**Fig. 1.1.15_181**) a zwłaszcza poziomy mezozoiczne wiązane ze stropem pstrego piaskowca środkowego Tp2 (**Fig. 1.1.15_182**) i stropową powierzchnię erozyjną jury J (**Fig. 1.1.15_186**) są zdecydowanie lepiej zweryfikowane wierceniami.

Niekorzystnym czynnikiem jest zgrupowanie dużej części wierceń na lokalnych strukturach i prawie całkowity brak otworów w synklinalnych obniżeniach mezozoicznych (**Fig. 1.1.15_178**).

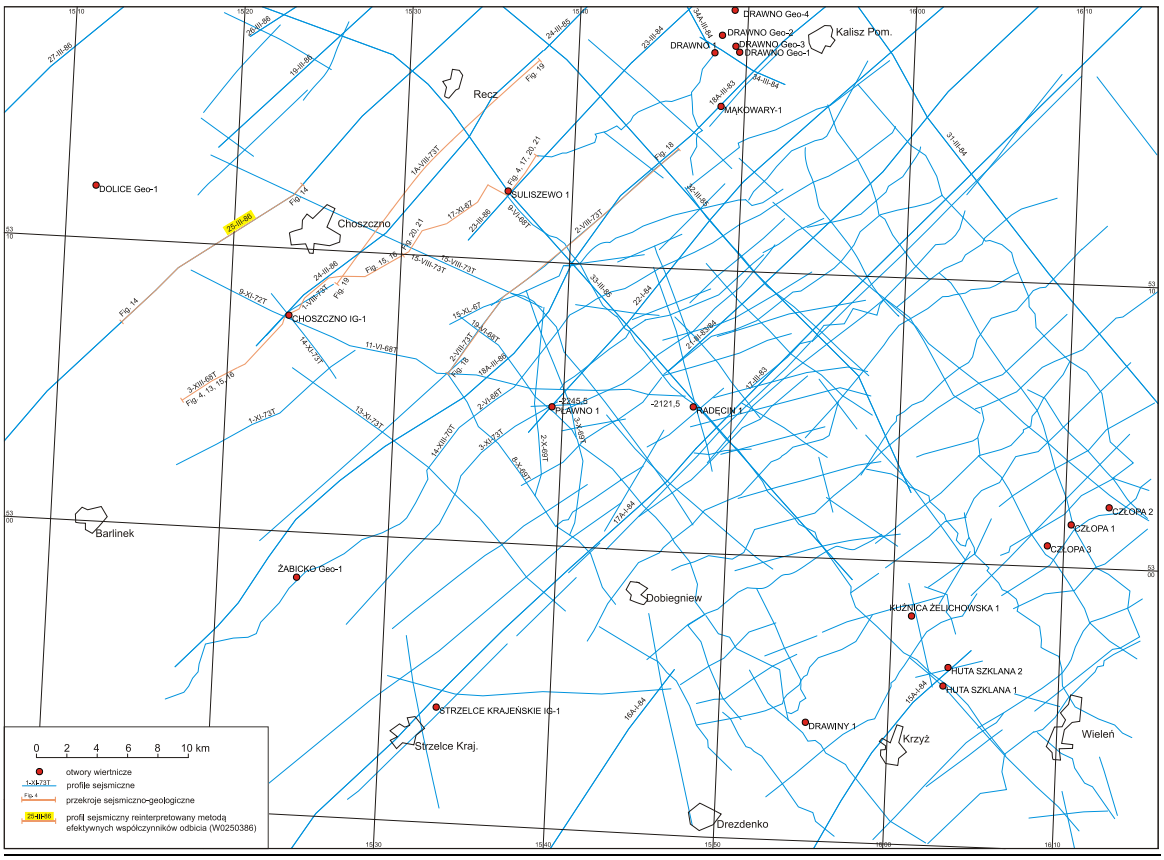


Fig. 1.1.15_176 Mapa lokalizacji profili sejsmiki refleksyjnej i otworów wiertniczych na obszarze niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa

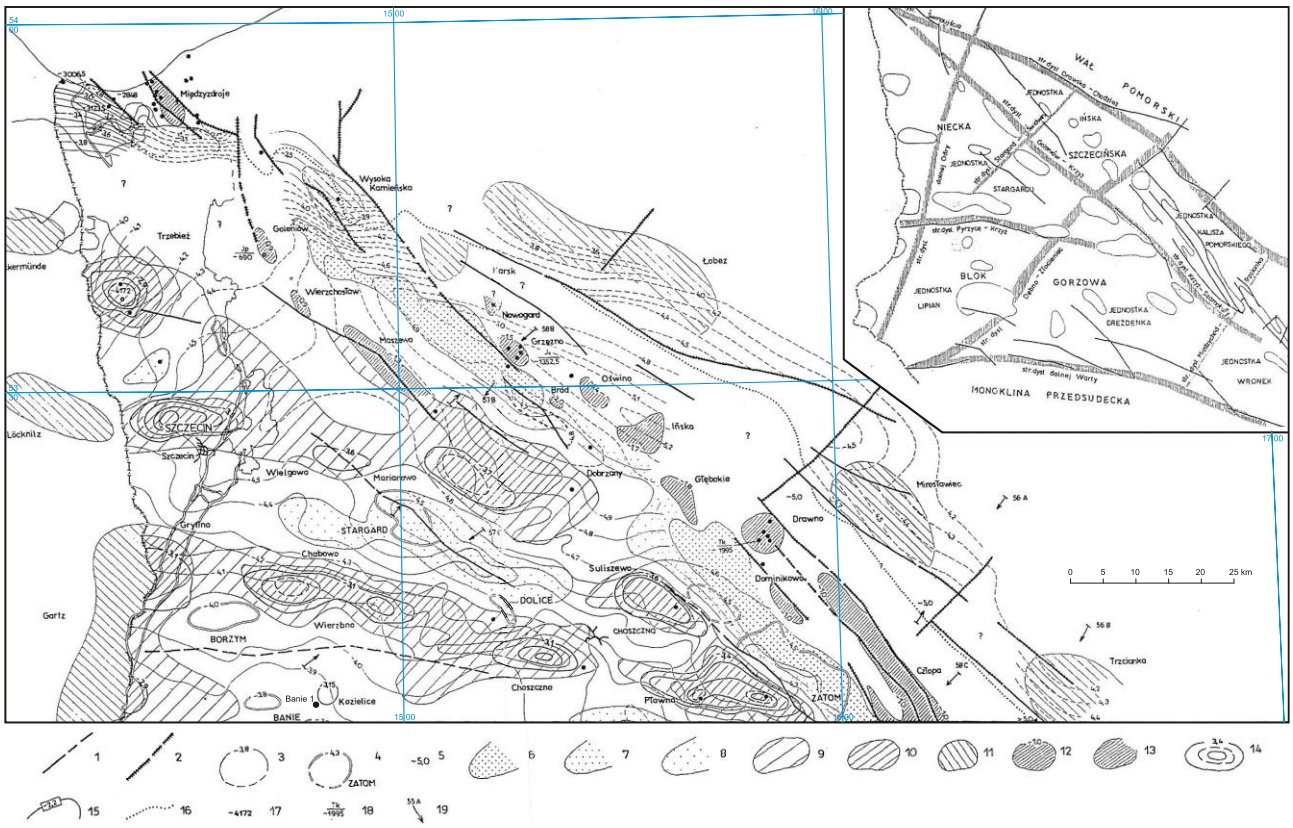


Fig. 1.1.15_177 Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa; 1 - uskoki przecinające dolną część kompleksu (głównie cechsztyn, rzadziej cechsztyn i trias), 2 - uskoki przecinające cały kompleks, 3 - izohipsy poziomu sejsmicznego Z2-l (w przybliżeniu spągu kompleksu) w tysiącach m, 4 - kulminacje w poziomie sejsmicznym Z2-l, 5 - przybliżona głębokość występowania poziomu sejsmicznego Z2-l w strefach słabego rozpoznania, w tysiącach m p.p.m., 6 - obszary przypuszczalnego całkowitego wyciśnięcia tektonicznego soli cyklotemu Z2, 7 - obszary znacznego wyciśnięcia tektonicznego soli cyklotemu Z2 (poniżej 200 m odstępu między poziomami sejsmicznymi Z2-l a Z3), 8 - strefy dość znacznego wyciśnięcia tektonicznego soli cyklotemu Z2 (poniżej 400 m odstępu między poziomami sejsmicznymi Z2-1 a Z3), 9 - obszary wydatnej akumulacji tektonicznej soli cyklotemu Z2 (zarysy walów i poduszek solnych określone odstępem ponad 800 m między poziomami sejsmicznymi Z2-l a Z3), 10 - jak 9, odstęp ponad 1000 m, 11 - zarysy wałów i poduszek solnych określone innymi, pośrednimi metodami, 12 - przypuszczalne zarysy grzebieni i słupów solnych określone wybraną izohipsą poziomu sejsmicznego J w górnej jurze, 13 - jak 12, określone innymi, pośrednimi metodami, 14 - kulminacje wypiętrzeń w poziomie sejsmicznym Z3, zarys kulminacji określony izohipsą mianowaną w tysiącach m, wysokość kulminacji określona izohipsami niemianowanymi wewnątrz zarysu co 100 m (ciągłe) i co 50 m (przerywane), 15 - jak 14, określone izohipsą w poziomie sejsmicznym Tp2, 16 - umowna granica między wałem pomorskim a niecką szczecińską (wychodnie granicy między kredą dolną i górną na powierzchni podkenozoicznej), 17 - rzędna spągu cechsztynu w otworach wiertniczych, 18 - w mianowniku rzędna stropu soli cechsztyńskich, w liczniku symbol stratygraficzny utworów leżących na soli (Tk - kajper, Tre - retyk, J1 - jura dolna, Jp - portland), 19 - przybliżone trasy przekrojów sejsmicznych (Dadlez, 1979)

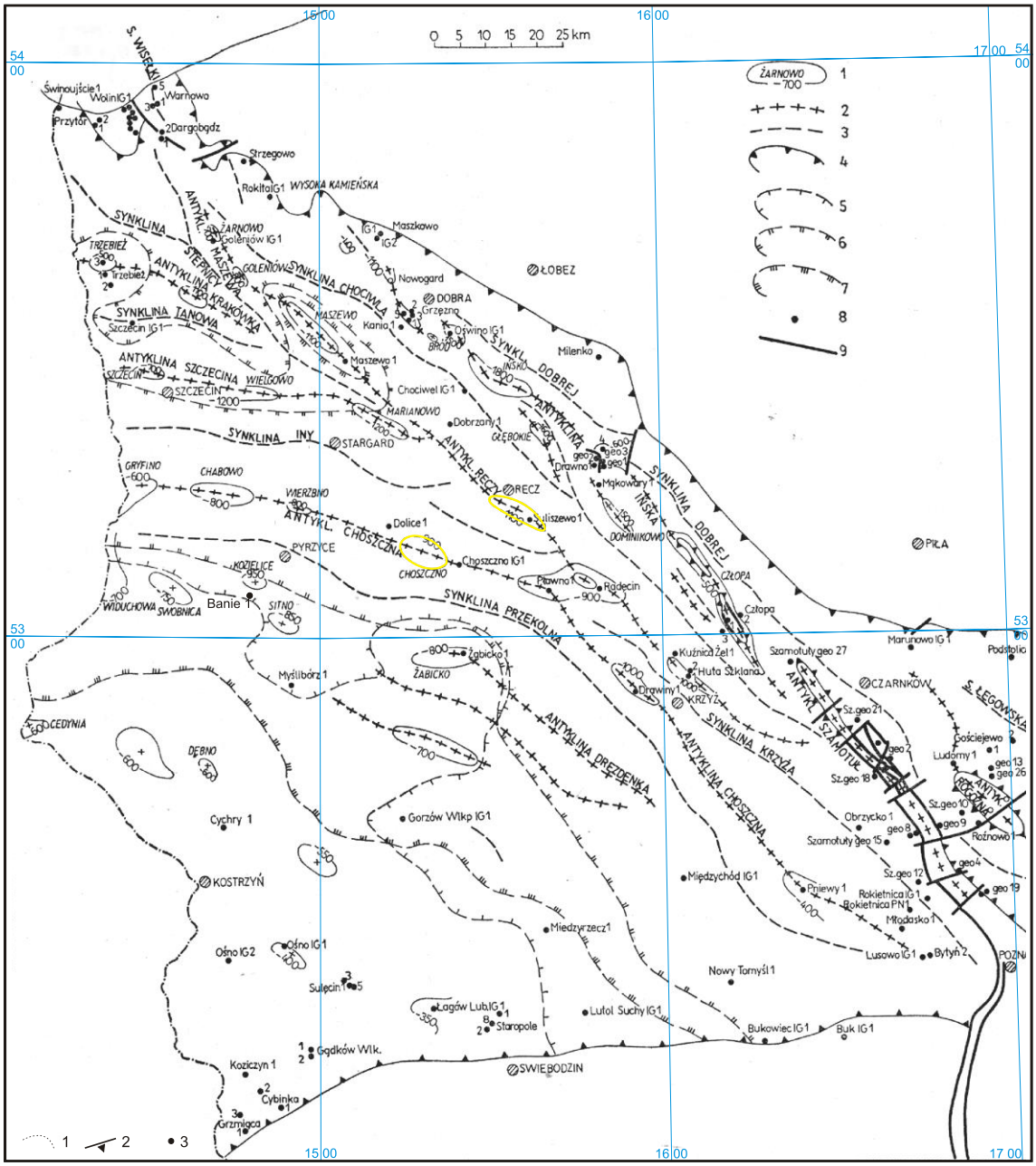


Fig. 1.1.15_178 Szkic ciągów strukturalnych zarejestrowanych w spągu kredy niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa; 1 - kontury i nazwy struktur lokalnych w spągu kredy, 2 - osie antyklin, 3 - osie synklin; obecne zasięgi: 4 - denudacyjny utworów kredy pod przykryciem kenozoiku, 5 - utworów kredy dolnej pod przykryciem kredy górnej, 6 - utworów jury górnej, 7 - utworów jury środkowej; 8 - otwory wiertnicze, 9 - ważniejsze uskoki (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979)

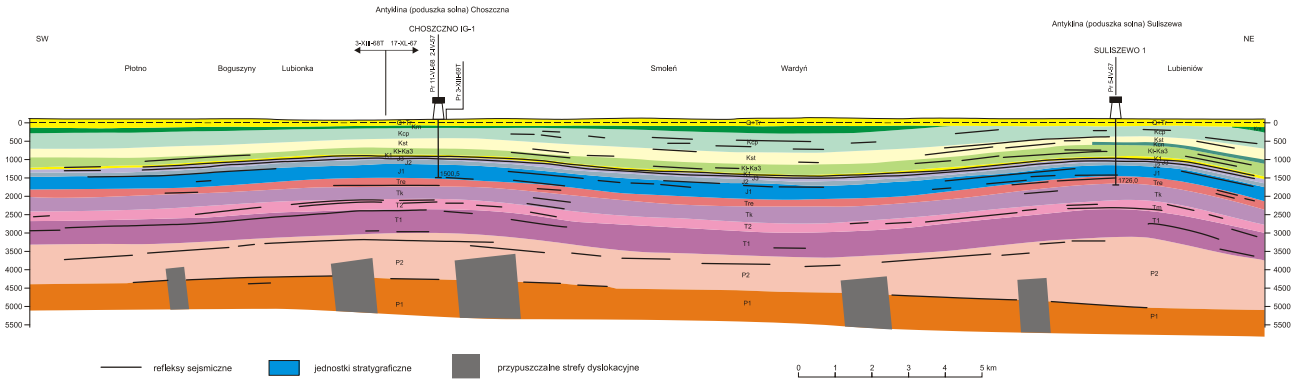


Fig. 1.1.15_179 Przekrój sejsmiczno-geologiczny Choszczno-Suliszewo wzdłuż linii 3-XIII-68T i 17-XI-67; Q+Tr - czwartorzęd i trzeciorzęd, Km - mastrycht, Kcp - kampan, Kcn - koniak, Kst - santon, Kt-Ka3 - turon-alb górny, K1 - kreda dolna, J3 - jura górna, J2 - jura środkowa, J1 - jura dolna, Tre - retyk, Tk - kajper, T2=Tm - trias środkowy=wapień muszlowy, T1 - trias dolny, P2 - cechsztyn, P1 - czerwony spągowiec (Jaśkowiak-Schoeneichowa, 1978 z uzupełnieniami autorów)

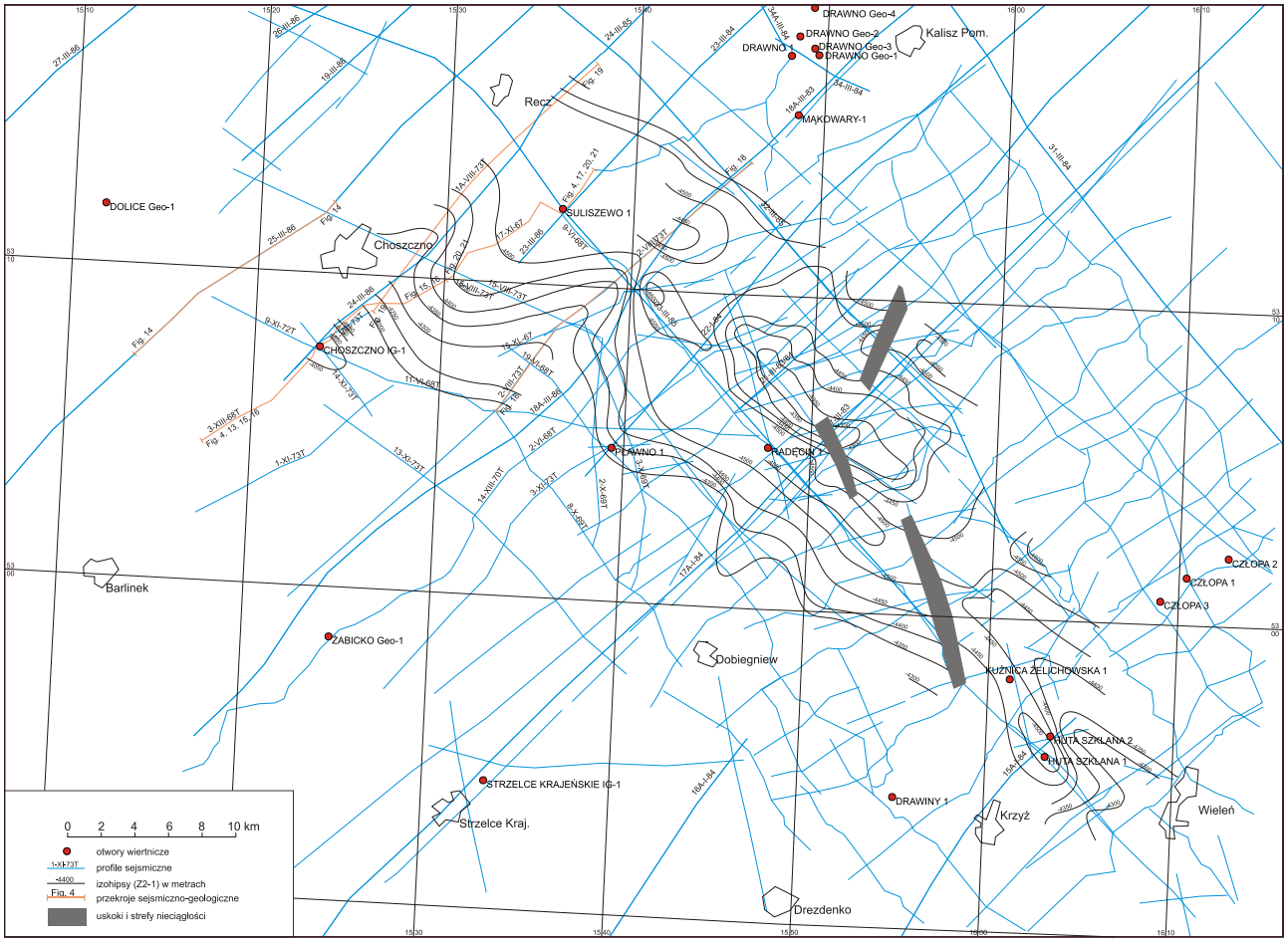


Fig. 1.1.15_180 Mapa głębokościowa granicy refleksyjnej (Z2-1) związanej z przyspągową partią cechsztynu w rejonie Choszczno-Huta Szklana, (Rossa, 1973 z uzupełnieniami autorów)

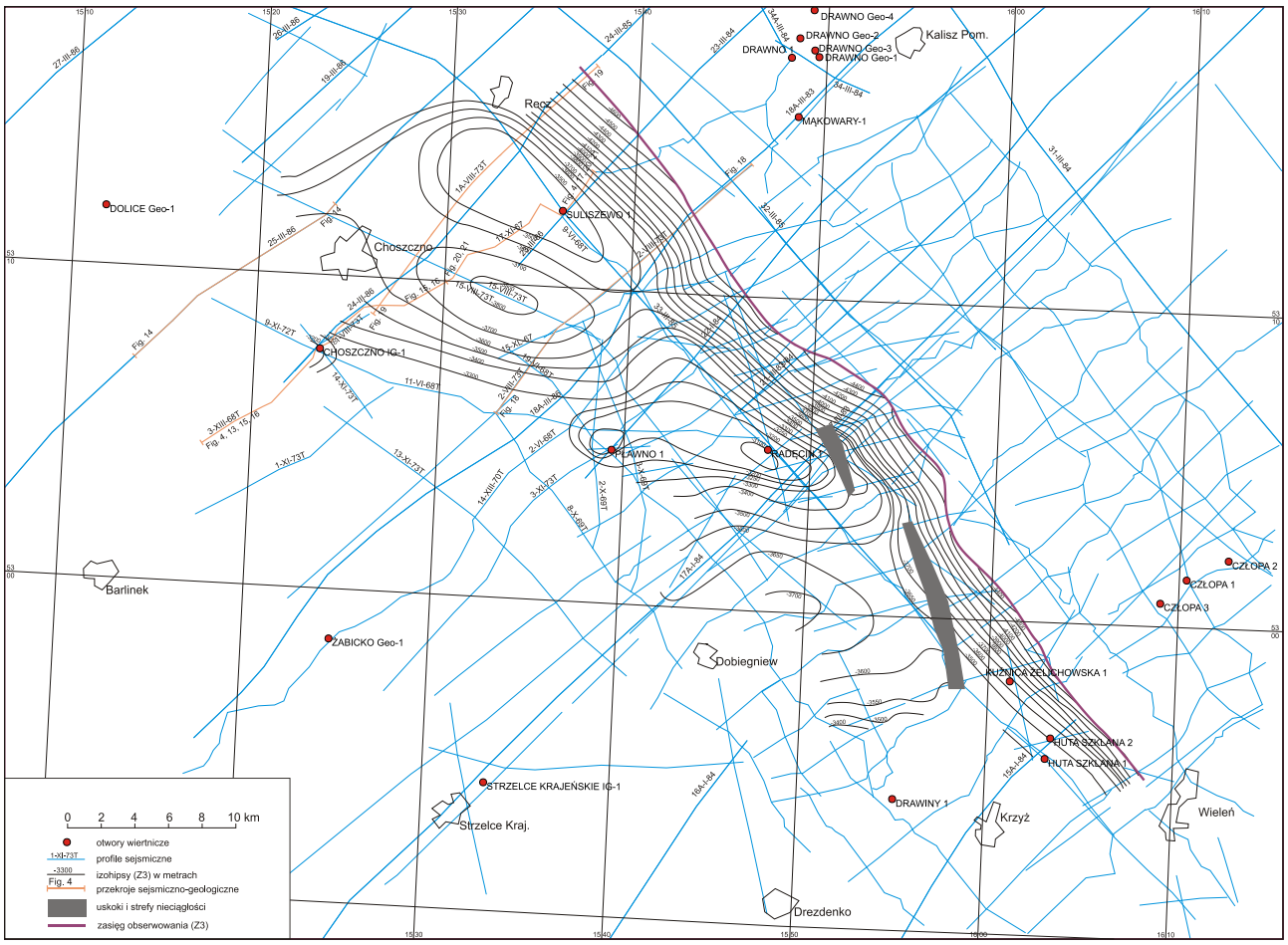


Fig. 1.1.15_181 Mapa głębokościowa granicy refleksyjnej Z3 związanej z przystropową partią cechsztynu w rejonie Choszczno-Huta Szklana (Rossa, 1973 z uzupełnieniami autorów)

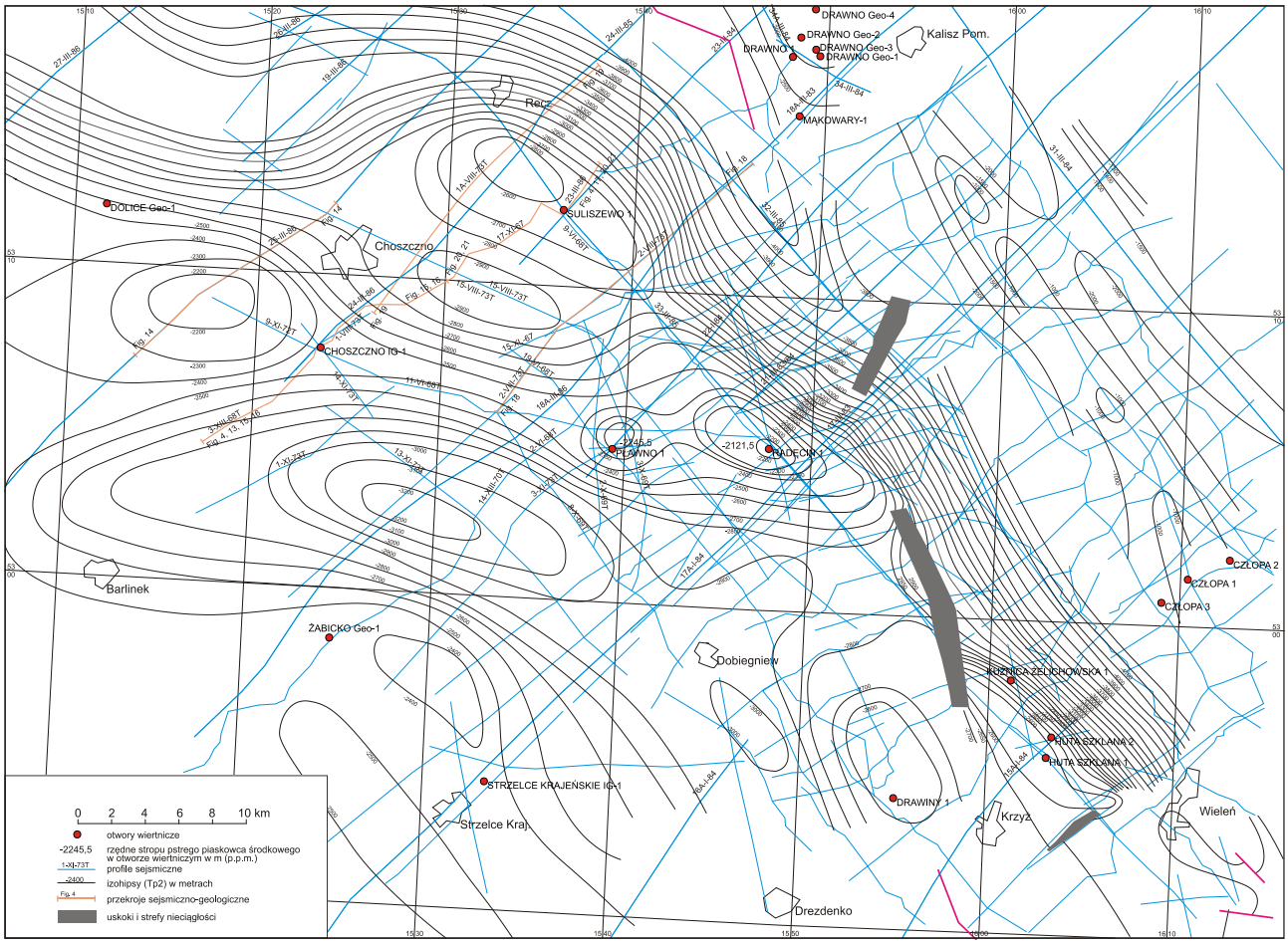


Fig. 1.1.15_182 Mapa głębokościowa granicy refleksyjnej (Tp2) związanej ze stropową partią pstrego piaskowca środkowego w rejonie Choszczno-Huta Szklana (Rossa, 1973; Grzesik, Białek, 1987 z uzupełnieniami autorów)

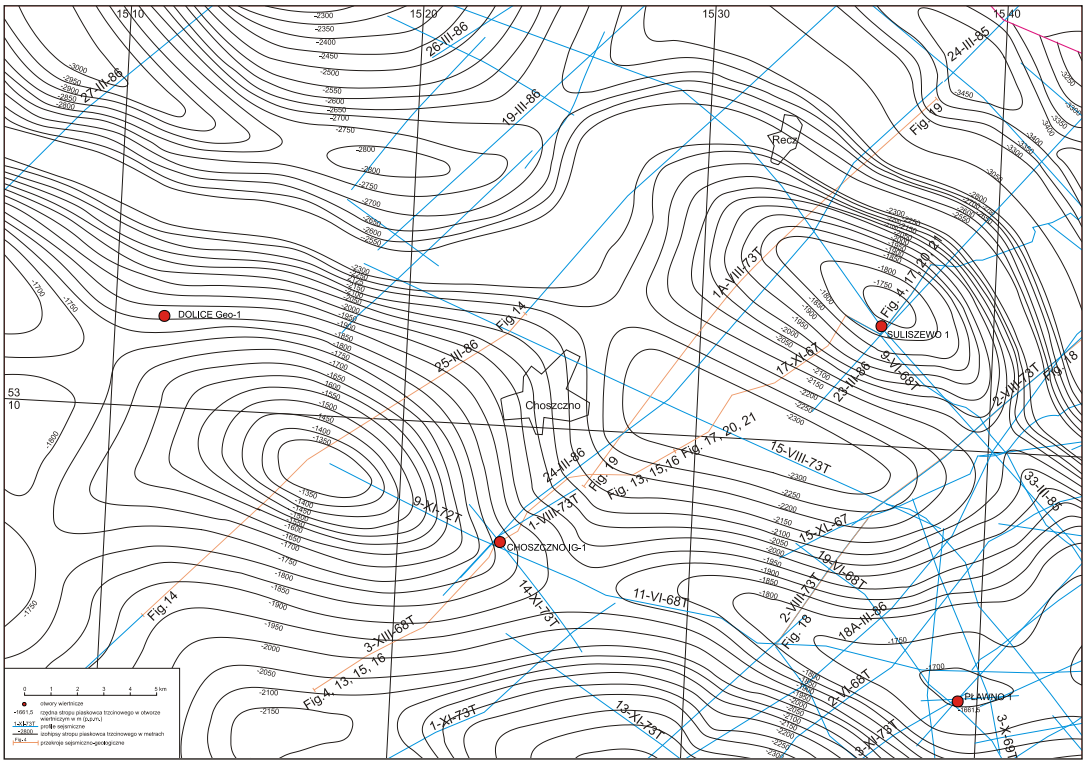


Fig. 1.1.15_183 Szkic strukturalny stropu piaskowca trzcinowego w rejonie Choszczno-Suliszewo

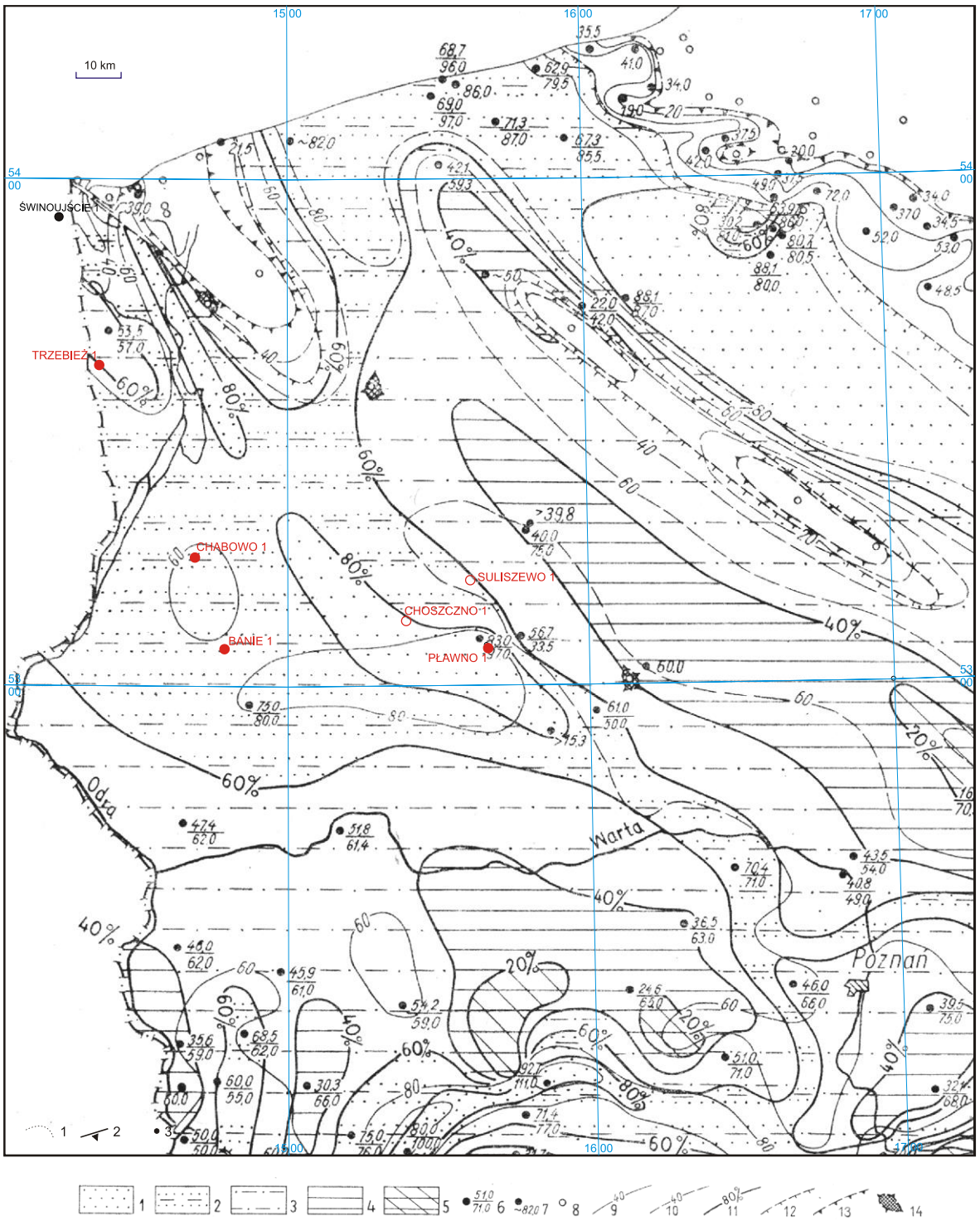


Fig. 1.1.15_184 Mapa miąższości i litofacji piaskowca trzcinowego w niecce szczecińskiej i na bloku Gorzowa; zawartość piaskowców w osadach: 1 - powyżej 80%, 2 - 80-60%, 3 - 60-40%, 4 - 40-20%, 5 - poniżej 20%, 6 - otwór wiertniczy (w mianowniku miąższość piaskowca trzcinowego w metrach, w liczniku procentowa zawartość piaskowców w profilu), 7 - otwór wiertniczy z podaną miąższością piaskowca trzcinowego w metrach, 8 - otwór wiertniczy, w którym brak osadów piaskowca trzcinowego, 9 - izopachyty piaskowca trzcinowego (przypuszczalne w metrach), 10 - izopachyty hipotetyczne w metrach, 11 - izarytmy procentowej zawartości piaskowców, 12 - zasięg osadów bezpośrednio młodszych, 13 - obecny zasięg piaskowca trzcinowego, 14 - wysady solne (Gajewska, 1978 z uzupełnieniami autorów)

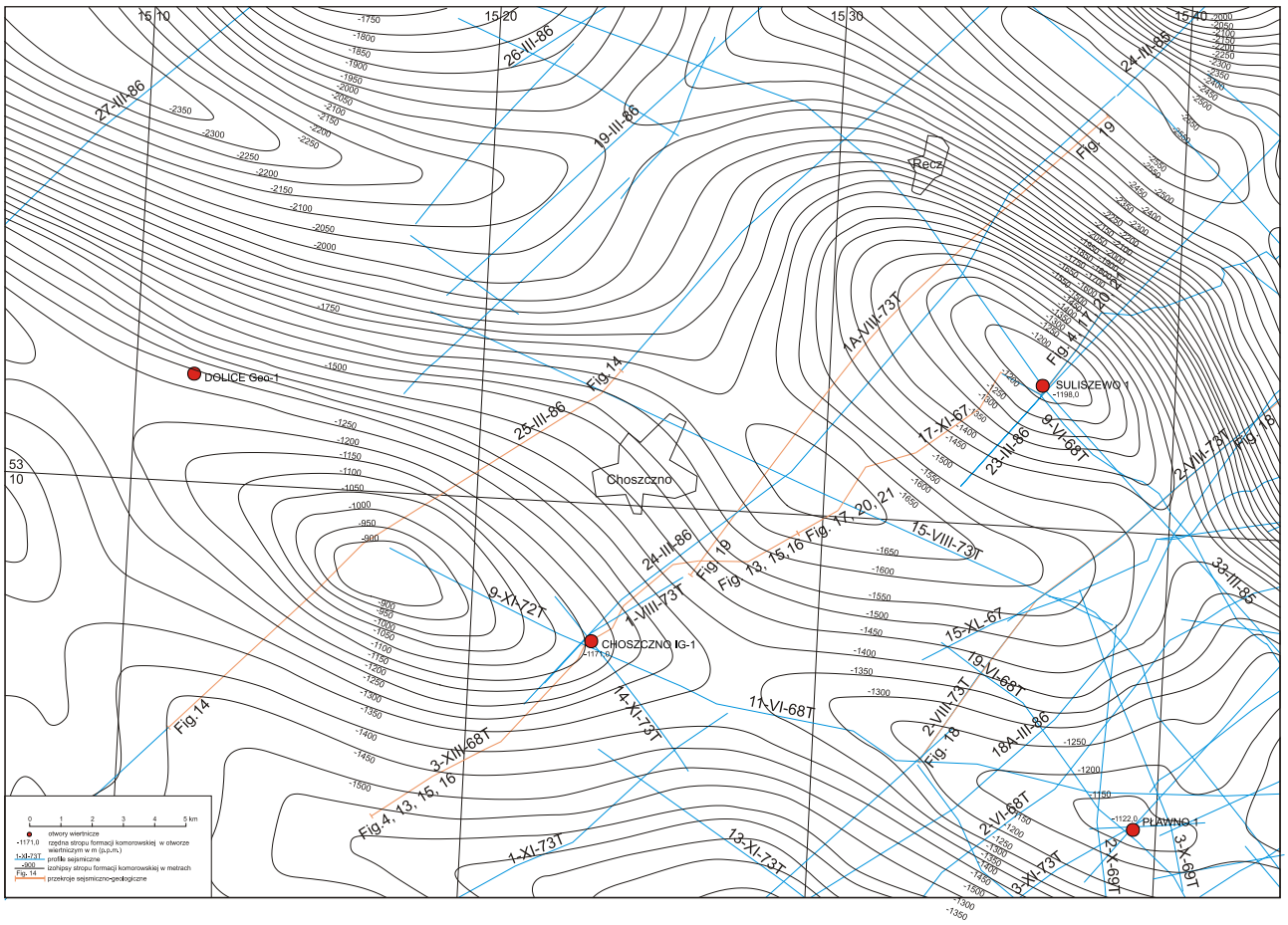


Fig. 1.1.15_185 Szkic strukturalny stropu formacji komorowskiej w rejonie Choszczno-Suliszewo (S. Marek, na podstawie Dadlez, Marek & Pokorski, 2000)

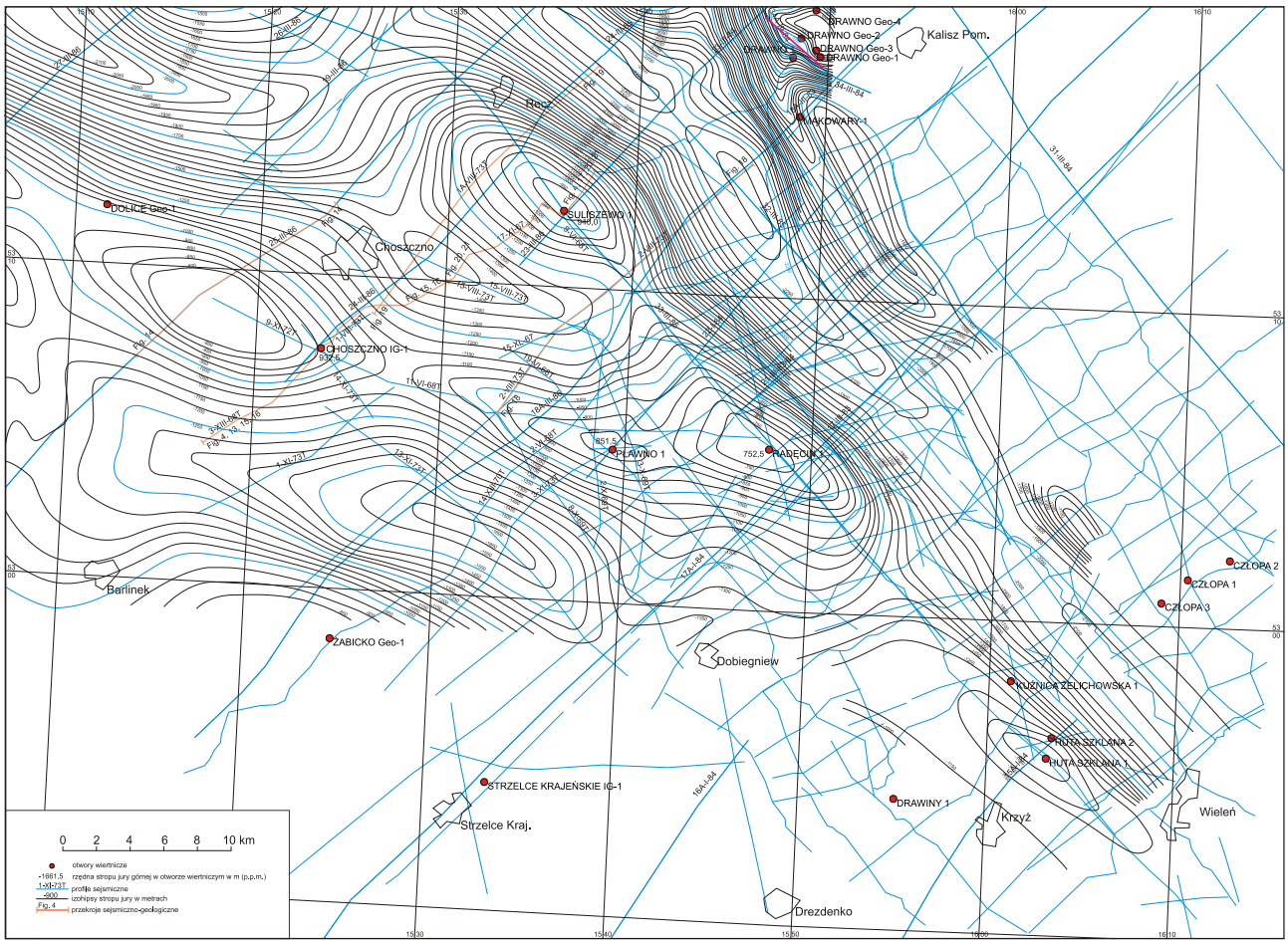


Fig. 1.1.15_186 Mapa głębokościowa granicy refleksyjnej (J) związanej z powierzchnią erozyjną w obrębie jury górnej w rejonie Choszczno-Huta Szklana (Rossa, 1973; Grzesik, Białek, 1987, z uzupełnieniami autorów)

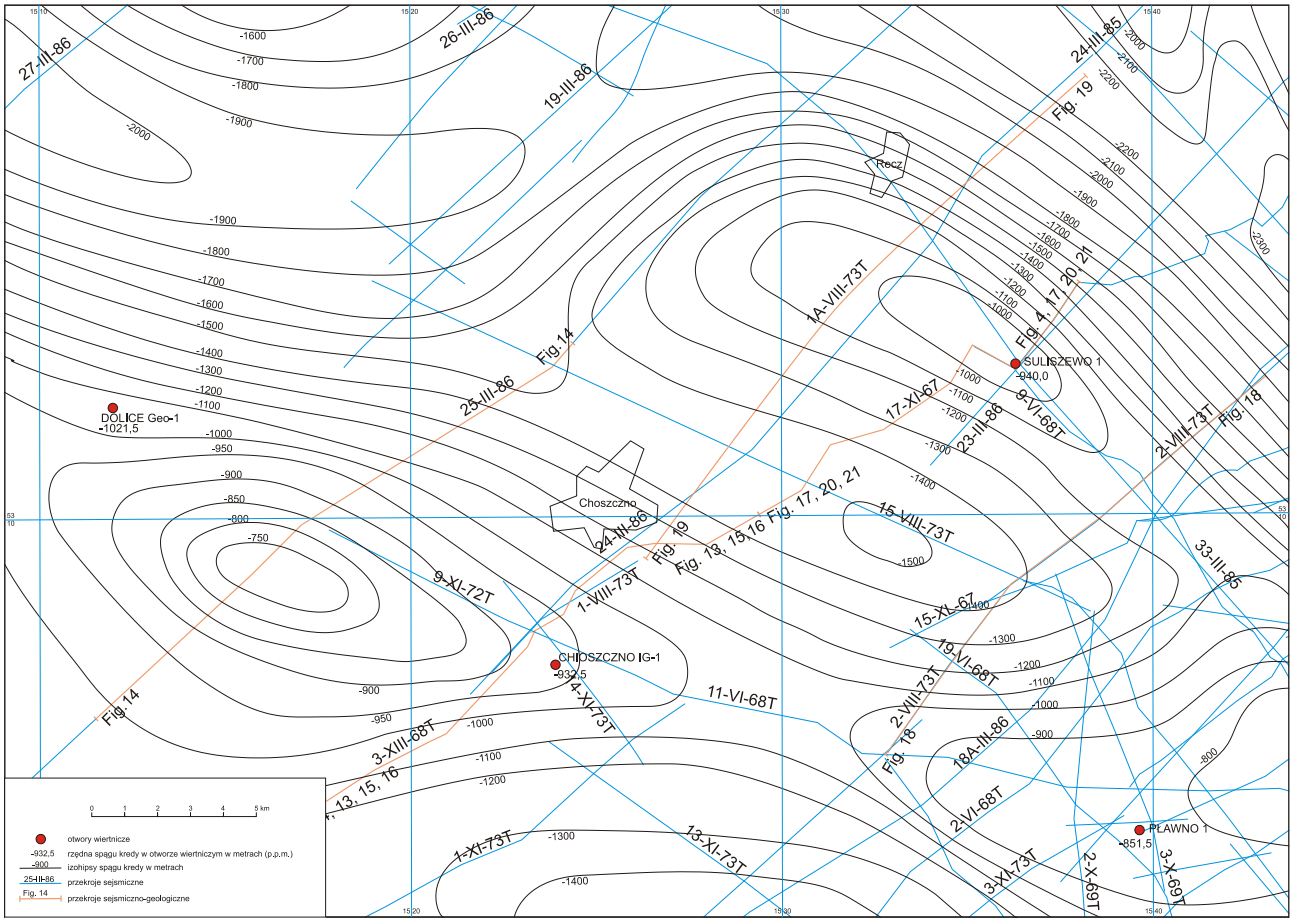


Fig. 1.1.15_187 Mapa strukturalna spągu kredy w rejonie Choszczno-Suliszewo (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979, z uzupełnieniami autorów)

Ogólne rysy budowy geologiczno-tektonicznej niecki szczecińskiej

Zasadniczym czynnikiem kształtującym różnice w stylu tektonicznym kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego są zróżnicowane ruchy pionowe bloków podłoża podcechsztyńskiego rozgrywające się głównie wzdłuż wgłębnych płaszczyzn nieciągłości tektonicznych zarówno w czasie jak i po utworzeniu się tego kompleksu (**Fig. 1.1.15_177**). Drugim istotnym czynnikiem kształtującym budowę tektoniczną są przemieszczenia poziome i pionowe mas soli cechsztyńskich (Dadlez i Marek, 1969, 1974; Dadlez, 1974, 1979; Sokołowski, 1972, Młynarski i inni, 1979).

Południową granicę niecki szczecińskiej na kontakcie z blokiem Gorzowa stanowi strefa dyslokacyjna Pyrzyce-Krzyż-Szamotuły (**Fig. 1.1.15_177**). Jest ona uznawana za granicę zewnętrznych hercynidów monokliny przedsudeckiej.

Od strony północno-wschodniej niecka szczecińska graniczy wzdłuż strefy tektonicznej Świnoujścia z północnym odcinkiem wału pomorskiego, a od strony wschodniej wzdłuż strefy nieciągłości Grzęzno-Drawno i Człopa-Szamotuły graniczy z niecką mogileńską (**Fig. 1.1.15_177**).

Niecka szczecińska i blok Gorzowa znajdują się w strefie oddziaływania tektoniki solnej o różnym stopniu zaangażowania. W północno-wschodniej części rozpatrywanego terenu w obrębie bloków Ińska i Kalisza Pomorskiego mamy do czynienia z półprzebitymi grzebieniami i słupami solnymi tworzącymi ciągi strukturalne Grzęzno-Drawno i Człopa-Szamotuły. W strefie uskokowej Kamień Pomorski-Goleniów-Krzyż uformował się także przebijający się aż do jury górnej słup solny Goleniowa. Natomiast na południowy zachód od strefy nieciągłości Goleniów-Krzyż i Krzyż-Szamotuły, a zatem w północno-zachodniej i zachodniej części niecki (bloku Stargardu) oraz w obrębie bloku Gorzowa występują łagodniejsze formy tektoniki solnej, nieprzebijające się przez nadkład mezozoiczny poduszki i wały solne. Idąc od północy ku południowi zarejestrowano w obrębie jednostki Stargardu następujące ciągi strukturalne: Trzebież-Krakówek, Szczecin-Wielgowo i Recz-Suliszewo oraz Gryfino-Chabowo-Wierzbno-Choszczno-Pławno i Radęcin-Huta Szklana-Obrzycko. Ku południowi poduszki i wały solne odznaczają się coraz słabszym stopniem spęcznienia serii solnej. W obniżeniach synklinalnych towarzyszącym ciągom strukturalnym badania refleksyjne rejestrują strefy znacznego wyciśnięcia tektonicznego serii soli cechsztyńskich (Dadlez i Marek, 1969; Dadlez, 1979).

Blok Gorzowa leży w obszarze zajętym wyłącznie przez płaskie spęcznienia i soczewy strefy brzeżnej tektoniki solnej.

Szeroko zakrojone badania ujawniły silne regionalne redukcje miąższości profilu mezozoiku oraz brak utworów na pograniczu jury dolnej i środkowej (Dadlez i Kopik, 1972; Pieńkowski, 2004) oraz jury górnej i kredy dolnej (Jaskowiak-Schoeneichowa, red. 1978; Raczyńska, 1967, 1979). Z kolei lokalne zmiany i redukcje miąższości osadów wiąże się głównie z procesami tektoniki solnej.

Na rozpatrywanym obszarze pierwsze wyraźne zmiany miąższości osadów uwarunkowane przemieszczeniami soli cechsztyńskich zanotowano w najwyższej części kajpru (noryk-retyk). Zasadnicze ruchy soli cechsztyńskiej i strukturalna przebudowa kompleksu nastąpiły na przełomie kredy i trzeciorzędu. Z punktu widzenia możliwości podziemnego składowania gazu CO_2 w południowej części niecki szczecińskiej – w strefie Choszczno-Suliszewo – optymalnym poziomem zbiornikowym, udokumentowanym wiertniczo, jest piaszczysta formacja komorowska górnego toarsu i domeru (Dadlez i Kopik, 1972). Z badań

paleogeograficznych można wnioskować, że rolę poziomu zbiornikowego może spełniać także poziom piaskowca trzcinowego karniku (Gajewska, 1978).

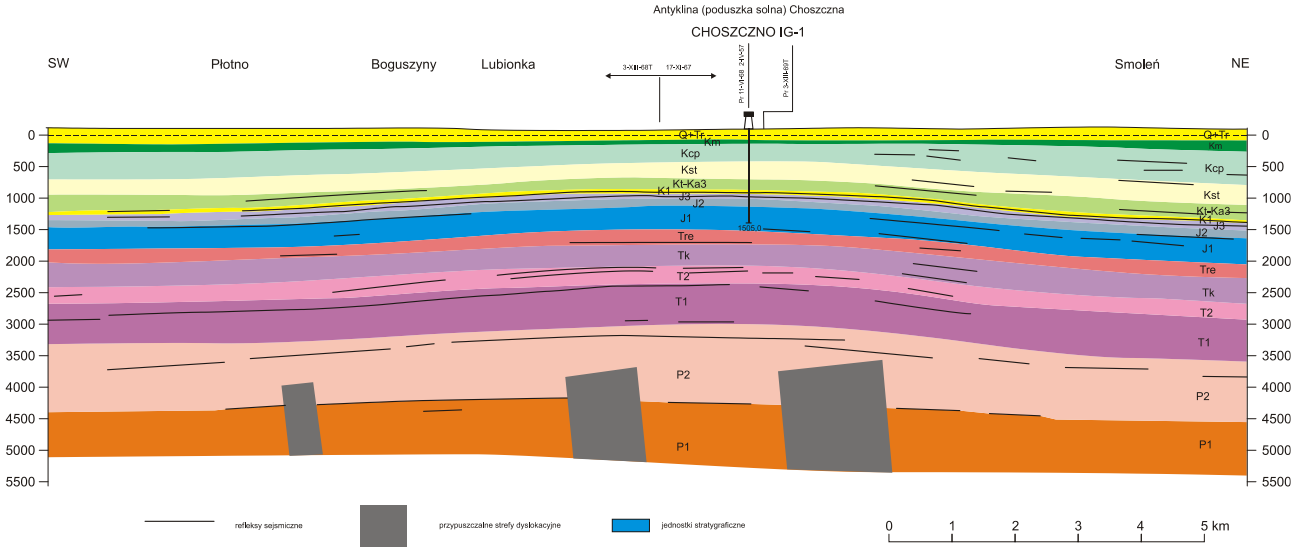


Fig. 1.1.15_188 Przekrój sejsmiczno-geologiczny przez antyklinę Choszczna wzdłuż linii 3-XIII-68T i 17-XI-67; Q+Tr - czwartorzęd i trzeciorzęd, Km - mastrycht, Kcp - kampan, Kcn - koniak, Kst - santon, Kt-Ka3 - turon-alb górny, K1 - kreda dolna, J3 - jura górna, J2 - jura środkowa, J1 - jura dolna, Tre - retyk, Tk - kajper, T2=Tm - trias środkowy=wapień muszlowy, T1 - trias dolny, P2 - cechsztyn, P1 - czerwony spągowiec (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1978 z uzupełnieniami autorów)

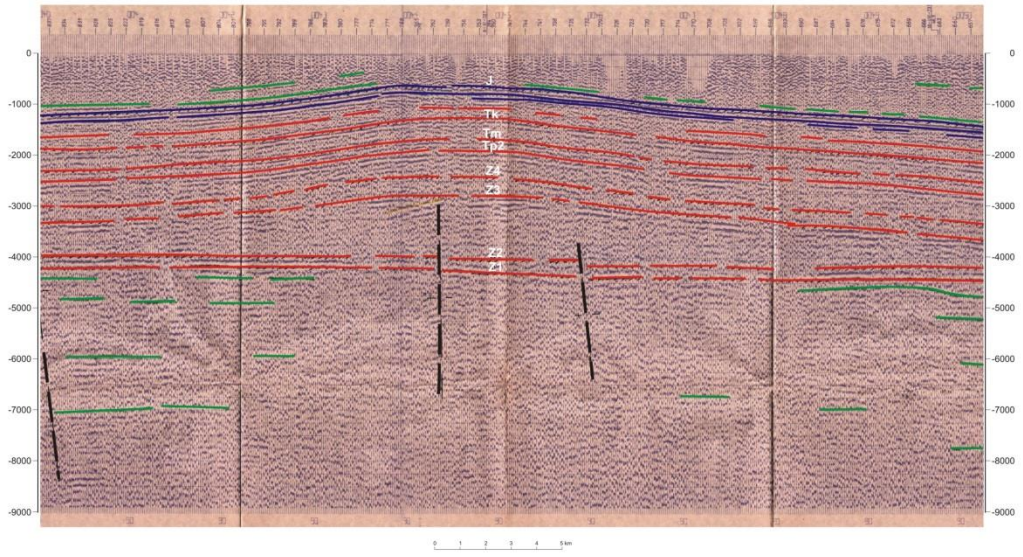


Fig. 14 Głębokościowy przekrój sejsmiczny przez antyklinę Choszczna wzdłuż linii 25-III-86 (Chociwel-Czaplinek), J - jura, Tk - trias: kajper, Tm - trias: wapień muszlowy, Tp2 - trias: pstry piaskowiec środkowy, Z4, Z3, Z2, Z1 - perm: cyklotemy cechsztynu (Grzesik, Białek, 1987 z uzupełnieniami autorów)

Fig. 1.1.15_189 Głębokościowy przekrój sejsmiczny przez antyklinę Choszczna wzdłuż linii 25-III-86 (Chociwel-Czaplinek;J - jura, Tk - trias: kajper, Tm - trias: wapień muszlowy, Tp2 - trias: pstry piaskowiec środkowy, Z4, Z3, Z2, Z1 - perm: cyklotemy cechsztynu (Grzesik, Białek i Wojas 1987 z uzupełnieniami autorów)

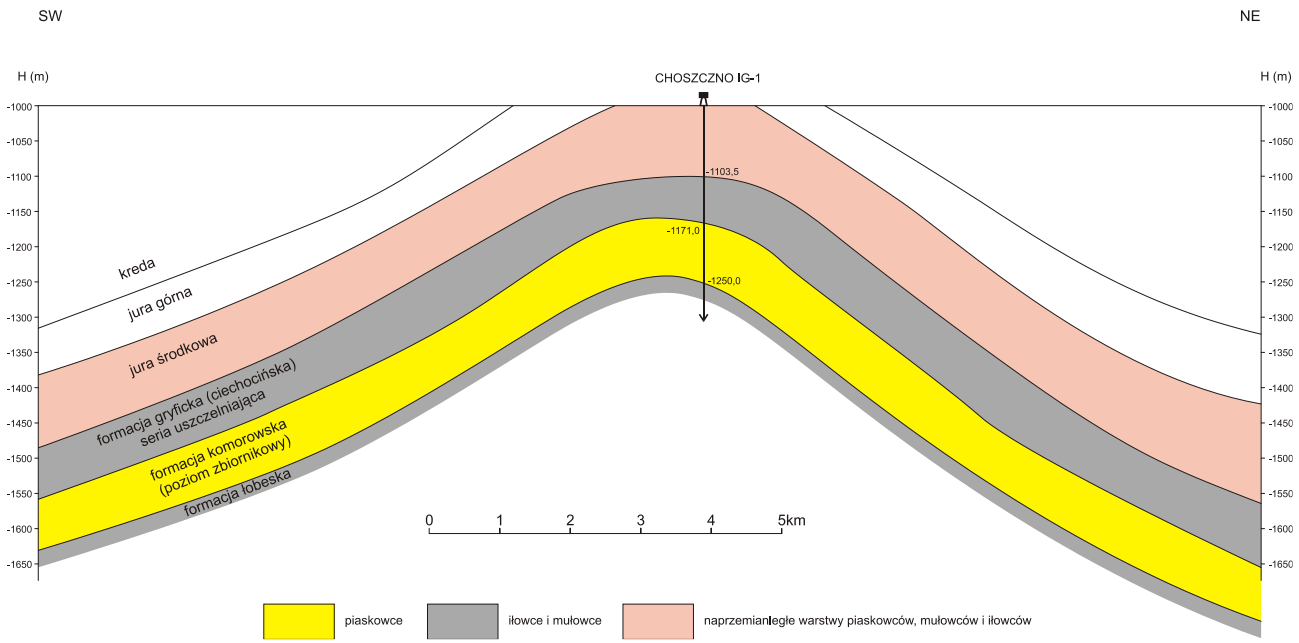


Fig. 1.1.15_190 Potencjalny poziom zbiornikowy formacji komorowskiej (domeru) w obrębie antykliny Choszczna wzdłuż linii 3-XIII-68 i 17-XI-67

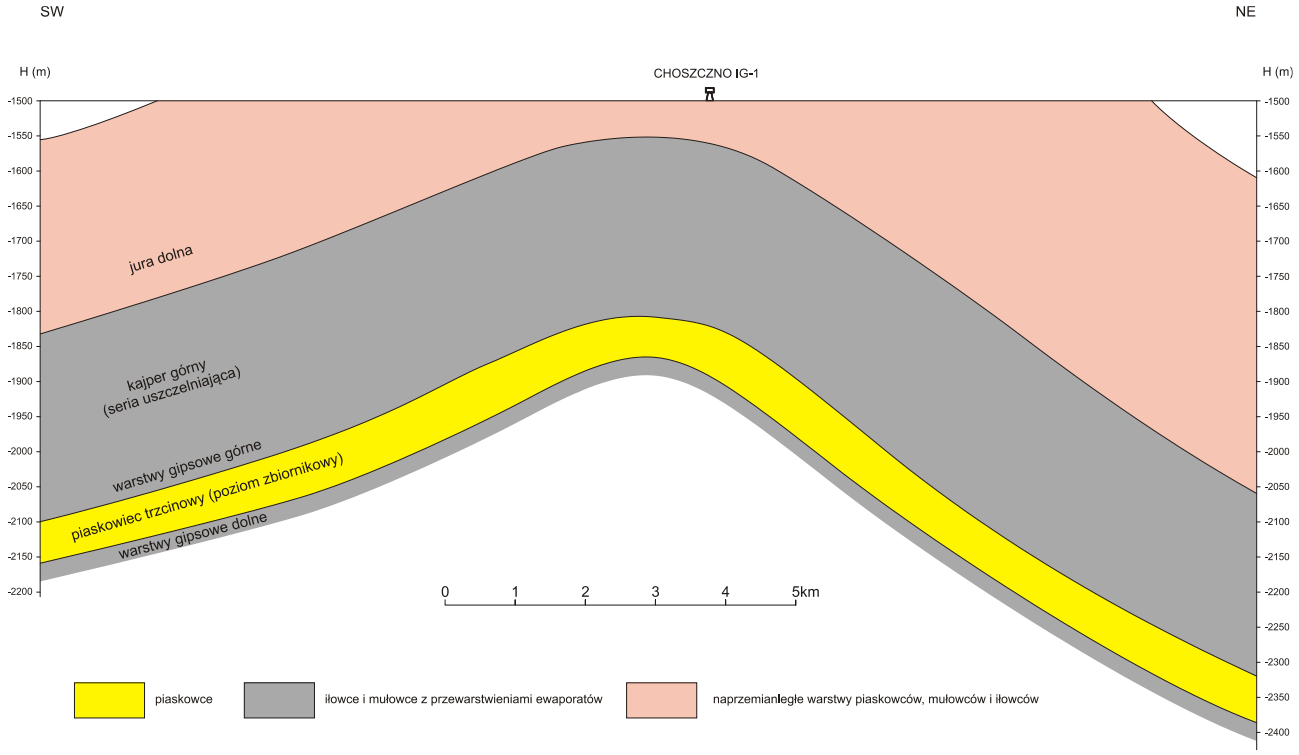


Fig. 1.1.15_191 Potencjalny poziom zbiornikowy piaskowca trzcinowego w obrębie antykliny Choszczna wzdłuż linii 3-XIII-68T i 17-XI-67

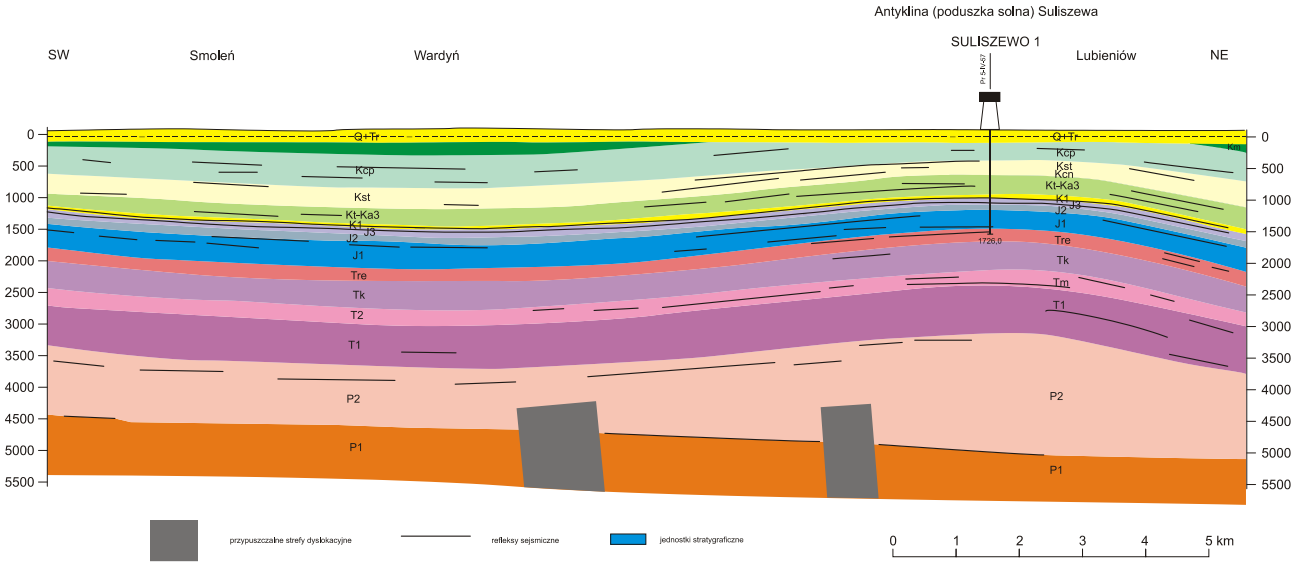


Fig. 1.1.15_192 Przekrój sejsmiczno-geologiczny przez antyklinę Suliszewa wzdłuż linii 17-XI-67; Q+Tr - czwartorzęd i trzeciorzęd, Km - mastrycht, Kcp - kampan, Kcn - koniak, Kst - santon, Kt-Ka3 - turon-alb górny, K1 - kreda dolna, J3 - jura górna, J2 - jura środkowa, J1 - jura dolna, Tre - retyk, Tk - kajper, T2=Tm - trias środkowy=wapień muszlowy, T1 - trias dolny, P2 - cechsztyn, P1 - czerwony spągowiec (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1978 z uzupełnieniami autorów)

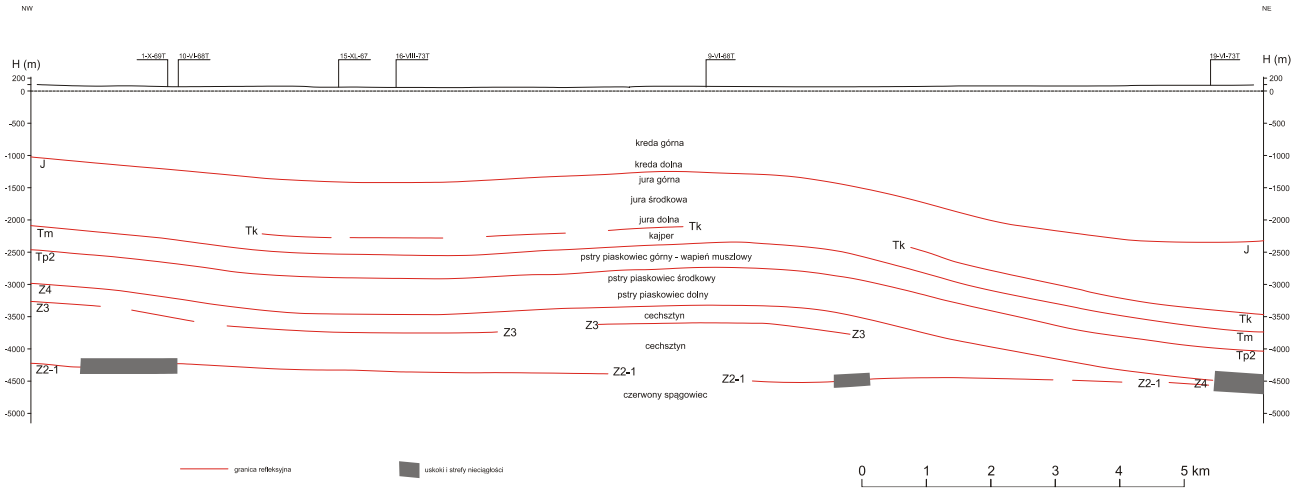


Fig. 1.1.15_193 Przekrój sejsmiczno-geologiczny przez SE zbocze antykliny Suliszewa wzdłuż linii 2-VIII-73T (Rossa, 1973 z uzupełnieniami autorów)

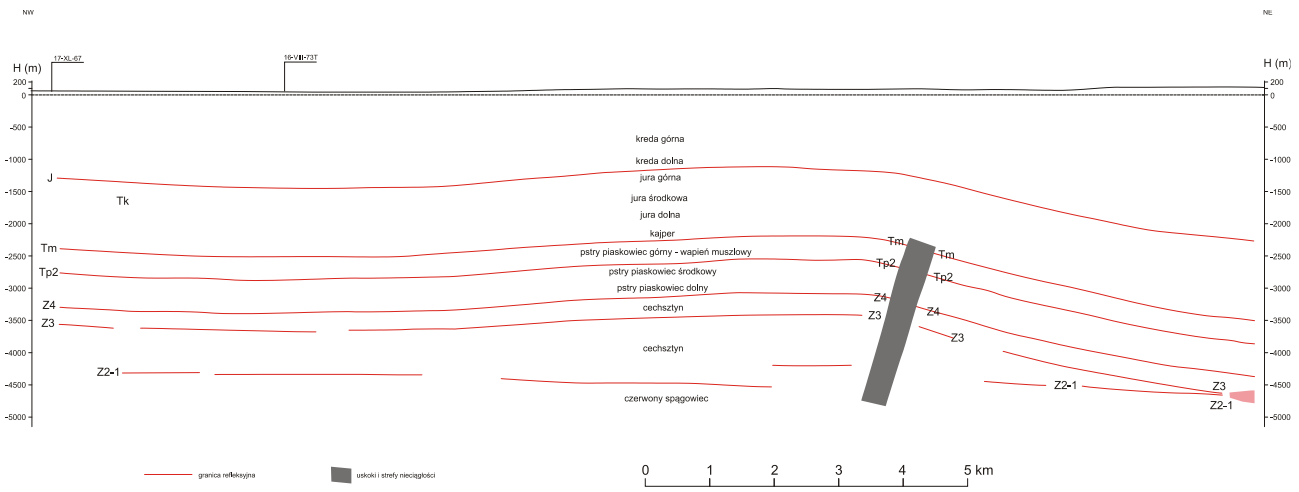


Fig. 1.1.15_194 Przekrój sejsmiczno-geologiczny przez NW zbocze antykliny Suliszewa wzdłuż linii 1a-VIII-73T (Rossa, 1973 z uzupełnieniami autorów)

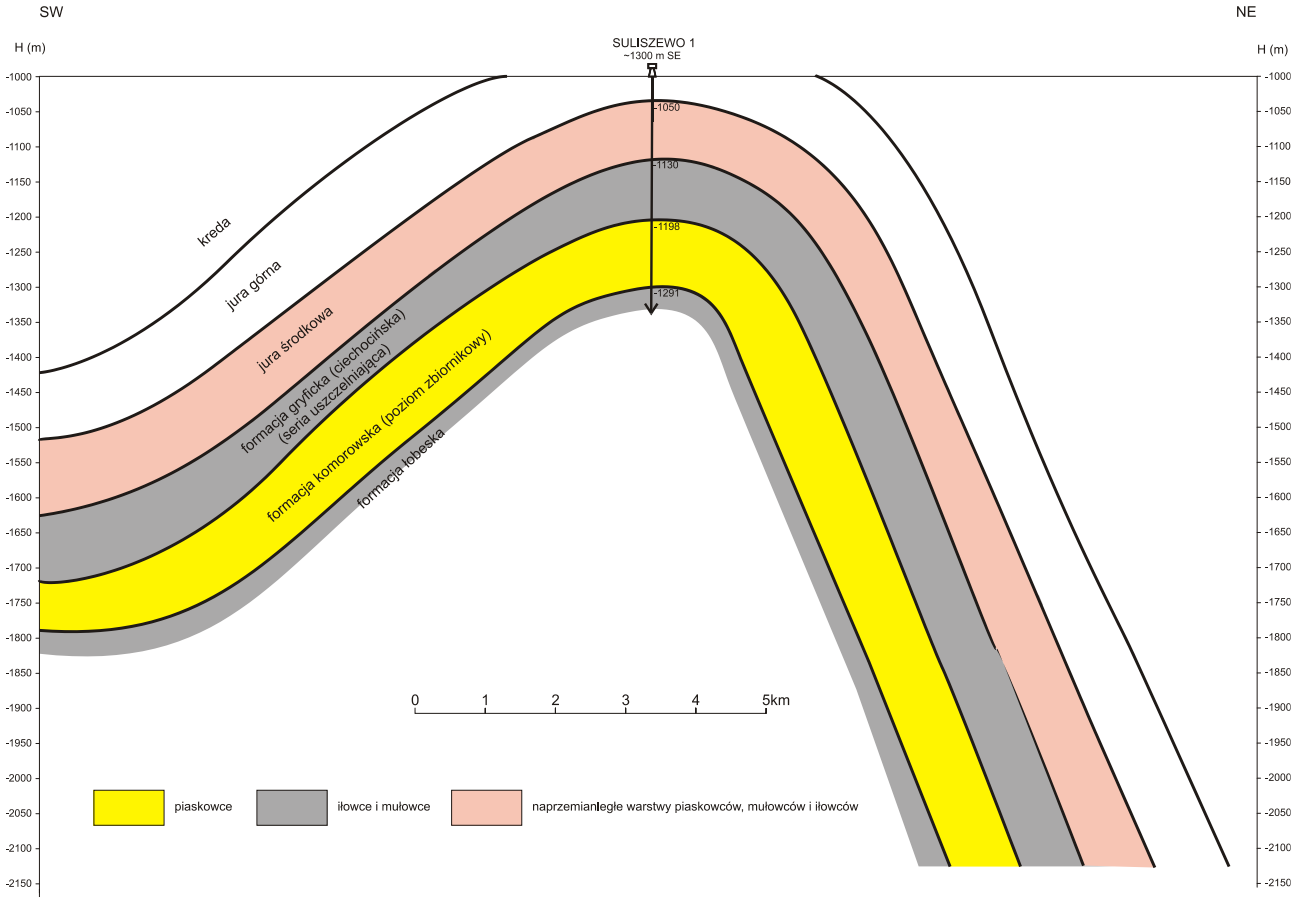


Fig. 1.1.15_195 Potencjalny poziom zbiornikowy formacji komorowskiej (domeru) w obrębie antykliny Suliszewa wzdłuż linii 17-XI-67

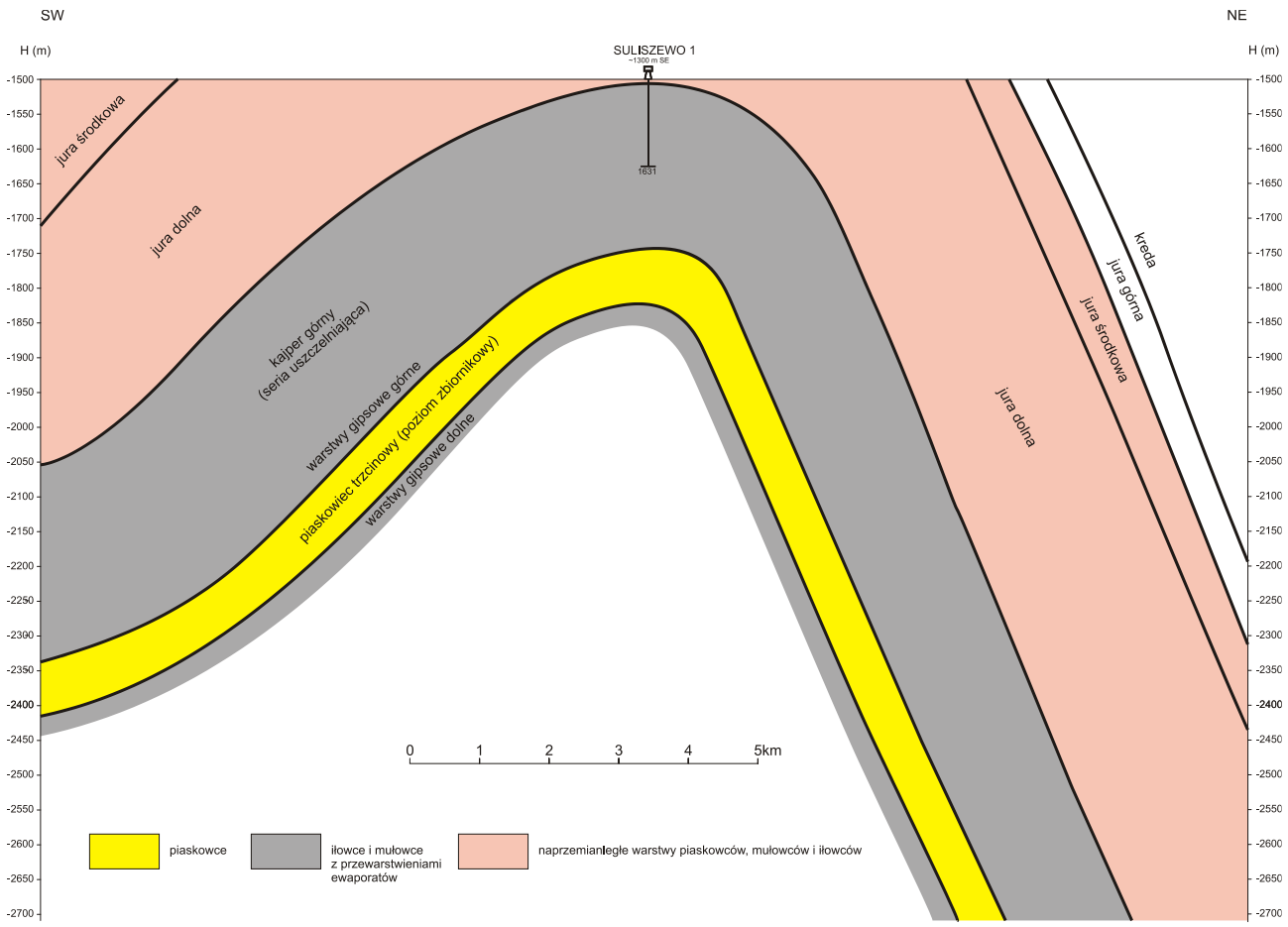


Fig. 1.1.15_196 Potencjalny poziom zbiornikowy piaskowca trzcinowego w obrębie antykliny Suliszewa wzdłuż linii 17-XI-67

Budowa geologiczna struktury Choszczna i Suliszewa

Budowa geologiczna antykliny Choszczna

Antyklina (poduszka solna) Choszczna

Antyklina Choszczna położona w południowo-zachodniej części niecki szczecińskiej jest usytuowana około 10 km na północny zachód od miasta Choszczno oraz około 35 km i 60 km na południowy wschód odpowiednio od miejscowości Stargard Szczeciński i Szczecin (**Fig. 1.1.15_176, 1.1.15_177, 1.1.15_178**). Na mapie geologicznej bez utworów kenozoiku antyklina Choszczna (podobnie jak antyklina Suliszewa) zaznacza się jako eliptyczne wystąpienie utworów kampanu spod utworów mastrychtu dolnego.

Antyklina Choszczna została rozpoznana poszczegółowym zdjęciem sejsmiki refleksyjnej oraz jednym otworem wiertniczym Choszczno IG-1 o głęb. 1500,5 m (hetman) usytuowanym w południowo-wschodniej części struktury. W profilu otworu Choszczno IG-1 rozpoznano utwory kredy górnej i dolnej, jury górnej i środkowej oraz większą część profilu jury dolnej (Jaśkowiak-Schoeneichowa, red., 1978) (**zał. 1**).

Wgłębną budowę struktury Choszczno obrazują mapy i szkice spągu i stropu cechsztynu (**Fig. 1.1.15_180, 1.1.15_181**), stropu pstrego piaskowca środkowego i piaskowca trzcinowego **(Fig. 1.1.15_182, 1.1.15_183**) oraz stropu warstw Komorowskich (**Fig. 1.1.15_183**) erozyjnej powierzchni jury (**Fig. 1.1.15_184**) i spągu kredy (**Fig. 1.1.15_187**), a także przekroje sejsmiczno-geologiczne (**Fig. 1.1.15_179, 1.1.15_188-1.1.15_191**). Antyklina Choszczna we wszystkich powierzchniach strukturalnych wykazuje asymetrię o łagodniej zapadającym skrzydle południowo-zachodnim i wyraźniej zaakcentowanym upadzie skrzydła północno-wschodniego.

Skrzydło północno-wschodnie obniża się około 1000 m w cechsztynie i triasie, około 800 m w jurze dolnej i około 600 m w kredzie, natomiast skrzydło południowo-zachodnie obniża się mniej ostro o mniejsze wartości odpowiednio o około 900 m, 700-800 m i 400-500 m.

Poduszka solna Choszczna (a także poduszka solna Suliszewa) jest genetycznie związana z uskokami założonymi w podłożu cechsztynu i utykającymi w dolnej części poduszki (**Fig. 1.1.15_179, 1.1.15_188-1.1.15_189**).

Dane sejsmiczne sugerują, że w strefie osiowej antykliny Suliszewa spąg cechsztynu obniża się do głębokości -4250 m, a strop cechsztynu w tejże strefie wznosi się do głębokości około -3000 m. Wysokość poduszki solnej Choszczna wynosi około 1250 m.

Z porównania profilów wiertniczych w szczytowych partiach sąsiednich struktur Chabowa, Pławna i Radęcina można wnioskować, że poduszka solna Choszczna wykazywała wzmożoną aktywność w późnym triasie (noryku i retyku) a w szczególności w okresie regionalnej inwersji w najmłodszej kredzie i najstarszym trzeciorzędzie. W znacznie zredukowanym profilu mezozoiku stwierdzono niezgodność stratygraficzną na przełomie jury dolnej i środkowej wyrażoną bezpośrednim ułożeniem osadów górnego bajosu na warstwach toarsu oraz na pograniczu górnej jury i dolnej kredy manifestującym się bezpośrednim kontaktem między oksfordem i hoterywem (**zał. 1**).

Przyjmując umownie, że zarys antykliny wyznacza izohipsa stropu formacji komorowskiej górnego pliensbachu (domeru) o wartości -1200 m długość antykliny wynosi około 17 km, szerokość 6 km a powierzchnia 102 km^2 (**Fig. 1.1.15_185; Tab. 1.1.15_29**).

Z kolei według zamkniętej izohipsy stropu piaskowca trzcinowego o wartości -1750 m długość antykliny wynosi około 15 km, szerokość około 7 km, powierzchnia około 105 km^2 (**Fig. 1.1.15_183; Tab. 1.1.15_29**).

Potencjalne poziomy zbiornikowe w antyklinie Choszczna

Potencjalnym poziomem zbiornikowym udokumentowanym wierceniem Choszczno IG-1 jest dolnojurajska formacja komorowska nawiercona na głębokości 1236,0-1315,5 m (79,5 m) (Jaśkowiak-Schoeneichowa, red., 1978). Kulminację antykliny w stropie formacji komorowskiej wyznacza izohipsa o wartości -950 m.

Formację komorowską reprezentują piaskowce (90%) z podrzędnymi przewarstwieniami mułowców i iłowców (10%). Udział piaskowców w poziomie zbiornikowym wynosi około 71,5 m. Porowatość piaskowców wynosi około 15%, przepuszczalność kształtuje się w granicach 500-800 mD.

Poziom ten wypełniają solanki chlorkowo-wapniowe o mineralizacji 100-125 g/dcm^3 (Bojarski, 1996). Gradient ciśnienia złożowego Gc = 0,95-1,0x10^3hPa/10m a gradient geotermiczny Gt = 2,4-2,5^oC/100m. Objętość wolumetryczna formacji komorowskiej wynosi szacunkowo 76 mln ton dwutlenku węgla przy współczynniku efektywności składowania CO_2 przyjętym na poziomie 0,1.

Piaskowcową formację komorowską uszczelniają warstwy gryfickie (=formacja ciechocińska) wykształcone jako iłowce i mułowce z przewarstwieniami piaskowców wapnistych. Miąższość serii uszczelniającej w otworze Choszczno IG-1 wynosi 67,5 m.

Drugim głębszym poziomem zbiornikowym jednak nie rozpoznanym wiertniczo jest poziom piaskowca trzcinowego karniku (środkowego kajpru) (Gajewska, 1978).

Kulminację struktury w powierzchni strukturalnej stropu piaskowca trzcinowego wyznacza izohipsa o wartości -1350 m (**Fig. 1.1.15_183, 1.1.15_191**). Poziom piaskowca trzcinowego z przewagą piaskowców w dolnej części profilu a mułowców w górnej części ma przypuszczalnie około 80 m miąższości. Udział piaskowców wynosi do około 60% (=48 m). Porowatość piaskowców ~15%, przepuszczalność: 500-800 mD. Poziom ten wypełniają solanki chlorkowo-wapniowe klasy I o mineralizacji 102-140 g/dcm^3. Objętość wolumetryczna w poziomie piaskowca trzcinowego wynosi szacunkowo 78 mln ton dwutlenku węgla przy współczynniku efektywności składowania CO_2 przyjętym na poziomie 0,1.

Budowa geologiczna antykliny Suliszewa

Antyklina (poduszka solna) Suliszewa

Antyklina Suliszewa jest usytuowana kilka km na południe od miejscowości Recz i około 20 km na północny wschód od antykliny Choszczna. Struktura ta została rozpoznana półszczegółowym zdjęciem sejsmiki refleksyjnej oraz jednym otworem wiertniczym Suliszewo 1 o końcowej głębokości 1726,0 m (retyk) położonym w pobliżu centrum struktury (**Fig. 1.1.15_183, 1.1.15_185**).

Podobnie jak w otworze Choszczno IG-1 także w wierceniu Suliszewo 1 stwierdzono duże redukcje profilu jury i kredy. Zarejestrowano bowiem całkowity brak osadów najwyższego toarsu, aalenu i dolnego bajosu na pograniczu dolnej i środkowej jury oraz osadów od górnego oksfordu do starszego hoterywu na kontakcie górnej jury i dolnej kredy (zał. 2).

Według danych sejsmicznych w strefie osiowej antykliny spąg cechsztynu obniża się do głębokości -5000 m a strop cechsztynu wznosi się do głębokości około -3000 m.

Antyklina Suliszewa wykazuje zdecydowanie większą asymetrię aniżeli antyklina Choszczna.

Amplituda północno-wschodniego skrzydła osiąga około 1500-1700 m w powierzchniach triasowych (**Fig. 1.1.15_182, 1.1.15_183**), około 1400 m w jurze (**Fig. 1.1.15_185, 1.1.15_186**) i maleje do około 1100 m w spągu kredy (**Fig. 1.1.15_187**).

Amplituda południowo-zachodniego skrzydła antykliny Suliszewa jest znacznie mniejsza i kształtuje się w granicach 600 m w triasie i 400 m w spągu kredy.

Amplituda Suliszewa określona izohipsą stropu formacji komorowskiej o wartości -1450 m (**Fig. 1.1.15_185)** ma około 12 km długości i około 6 km szerokości. Powierzchnia antykliny wynosi około 72 km^2. Natomiast antyklina ta zarysowana izohipsą stropu piaskowca trzcinowego o wartości -2100 m (**Fig. 1.1.15_183**) mierzy około 13 km długości, około 6 km szerokości, a jej powierzchnia wynosi szacunkowo około 78 km^2.

Potencjalne poziomy zbiornikowe w antyklinie Suliszewa

Potencjalnym poziomem zbiornikowym przebadanym otworem Suliszewo 1 na głębokości 1293,0-1386,0 m (=93,0 m) jest formacja komorowska górnego pliensbachu (domeru).

Na mapie strukturalnej stropu tego poziomu (**Fig. 1.1.15_185**) kulminację antykliny wyznacza izohipsa o wartości -1250 m.

Poziom formacji komorowskiej reprezentują głównie piaskowce z przewarstwieniami mułowców i iłowców, liczniejszymi w górnej części profilu (**Fig. 1.1.15_195**). Udział piaskowców w poziomie wynosi około 90% (=84 m). Porowatość piaskowców wynosi około 15%, a ich przepuszczalność 500-700 mD (**Tab. 1.1.15_30**). W poziomie tym stwierdzono solanki chlorkowo-wapniowe I klasy o mineralizacji około 100 g/dcm^3. Gradient ciśnienia złożowego Gc = 0,95-1,0x10^3 hPa/10m, stopień geotermiczny Gt = 2,4-2,5 ^oC/100m. Objętość wolumetryczna formacji komorowskiej wynosi w przybliżeniu 60 mln ton dwutlenku węgla przy współczynniku efektywności składowania CO_2 przyjętym na poziomie 0,1.

Serię uszczelniającą stanowią warstwy gryfickie (=formacja ciechocińska) toarsu dolnego wykształcone jako iłowce i mułowce z przerostami piaszczysto-wapnistymi. W otworze Suliszewo 1 miąższość tej serii wynosi 67,5 m (przyrost o około 70 m).

Drugim potencjalnym poziomem zbiornikowym w obrębie antykliny Suliszewa wynikającym z badań regionalnych jest piaskowiec trzcinowy karniku (środkowego kajpru) (Gajewska, 1978).

W kulminacji antykliny strop piaskowca trzcinowego określa izohipsa o wartości -1750 m (**Fig. 1.1.15_183, 1.1.15_196**). Poziom ten o prawdopodobnej miąższości około 80 m jest zbudowany z piaskowców i warstw mułowcowo-ilastych liczniejszych w górnej części profilu. Udział piaskowców wynosi około 60% (=48 m), ich porowatość około 15% a przepuszczalność 500-700 mD. Wody porowe stanowią solanki chlorkowo-wapniowe o mineralizacji około 140 g/dcm^3. Objętość wolumetryczna piaskowca trzcinowego w antyklinie Suliszewa wynosi szacunkowo 59 mln ton dwutlenku węgla przy współczynniku efektywności składowania CO_2 przyjętym na poziomie 0,1.

Poziom piaskowca trzcinowego uszczelniają warstwy kajpru górnego reprezentowane przez iłowce i mułowce z przewarstwieniami ewaporatów. Ich miąższość wynosi około 300 m (**Fig. 1.1.15_196**).

Szczegółowe dane dotyczące struktur Choszczna i Suliszewa podano w **Tab. 1.1.15_29 i Tab. 1.1.15_30.**

Tab. 1.1.15_29 Dane dotyczące antykliny Choszczna

Poziom zbiornikowy: 1 - formacja komorowskia (pliensbach górny – domer)

2 – piaskowiec trzcinowy (kajper środkowy; karnik)

Nazwa	Antyklina Choszczna
Powierzchnia (antykliny)	1. Długość: ~17 km; szerokość ~6 km; 17 x 6 = 102 km^2 = 102 mln m^2 2. Długość: ~15 km, szerokość: ~7 km 15 x 7 = 105 km^2 = 105 mln m^2
Miąższość (poziomu zbiornikowego)	1. Choszczno IG-1: 79,5 m 2. ~80 m
Pojemność składowania CO_2 w poziomie zbiornikowym	1. 102 mln m^2 x 79 = 8 mld 58 mln m^3 2. 105 mln m^2 x 80 = 8 mld 400 mln m^3

Głębokość zalegania stropu (poziomu zbiornikowego)	1. Choszczno IG-1 - 1236,0 m (-1171,0 m) Kulminację antykliny wyznacza izohipsa -950 m 2. Kulminację antykliny wyznacza izohipsa -1350 m
Głębokość zalegania spągu (poziomu zbiornikowego)	1. Choszczno IG-1 - 1315,5 (-1250,5 m) w kulminacji: ~-1030 m 2. w kulminacji: ~-1430 m
Przepuszczalność (skał poziomu zbiornikowego)	1. 500-800 mD 2. 500-800 mD
Porowatość (skał poziomu zbiornikowego)	1. ~15% 2. ~15%
Ciśnienie złożowe	1. Gc = 0,95-1,0 x 10^3 hPa/10 m 2. Gc = 0,95-1,0 x 10^3 hPa/10 m
Maksymalne ciśnienie	1. Gmax = 1,1 x 10^3 hPa/10 m 2. Gmax = 1,1 x 10^3 hPa/10 m
Temperatura złożowa w poziomie zbiornikowym	1. Gt = 2,5-4,0^{o}C/100 m 2. Gt = 2,5-4,0^{o}C/100 m
Udział piaskowców w poziomie zbiornikowym	1. Udział piaskowców 90% (=~71,5 m) 2. Udział piaskowców 60% (48,0 m)
Mineralizacja	1. 100-125 g/dcm^3 2. 102-140 g/dcm^3
Litologia (poziomu zbiornikowego)	1. Piaskowce (90%) z przerostami ilasto-mułowcowymi (10%) 2. Piaskowce (60%), przewarstwienia mułowcowo-ilaste (40%)
Badania litologiczne	Badania mikroskopowe, fizyko-chemiczne
Współrzędne prostokątne X Y	Choszczno IG-1 5888861,10 3526256,10

Współrzędne geograficzne X Y	Choszczno IG-1 15° 23’32,00’’ 53°07’35,00’’
Dane o układzie współrzędnych prostokątnych	Współrzędne prostokątne wg układu 1942
Nadkład	1. Toars dolny (formacja gryficka=ciechocińska) 2. Noryk-retyk (=kajper górny)
Litologia nadkładu	1. Iłowce, mułowce z przewarstwieniami piaskowców, miąższość 67,5 m 2. Iłowce i mułowce z ewaporatami , miąższość ~300 m
Uskoki (*)	Uskoki w formacji komorowskiej i wyżej
Liczba otworów	1 otwór
Lokalizacja otworów	Niecka szczecińska Arkusz mapy 36-21 Choszczno 1:100 000
Głębokość otworów	Choszczno IG-1 - 1500,5 m
Otwory wiertnicze usytuowane w kulminacji struktury	1, 2. Choszczno IG-1 jest usytuowany na SE zboczu antykliny

(*) po reinterpretacji metodą sekcji efektywnych współczynników odbicia

Tab. 1.1.15_30 Dane dotyczące antykliny Suliszewa

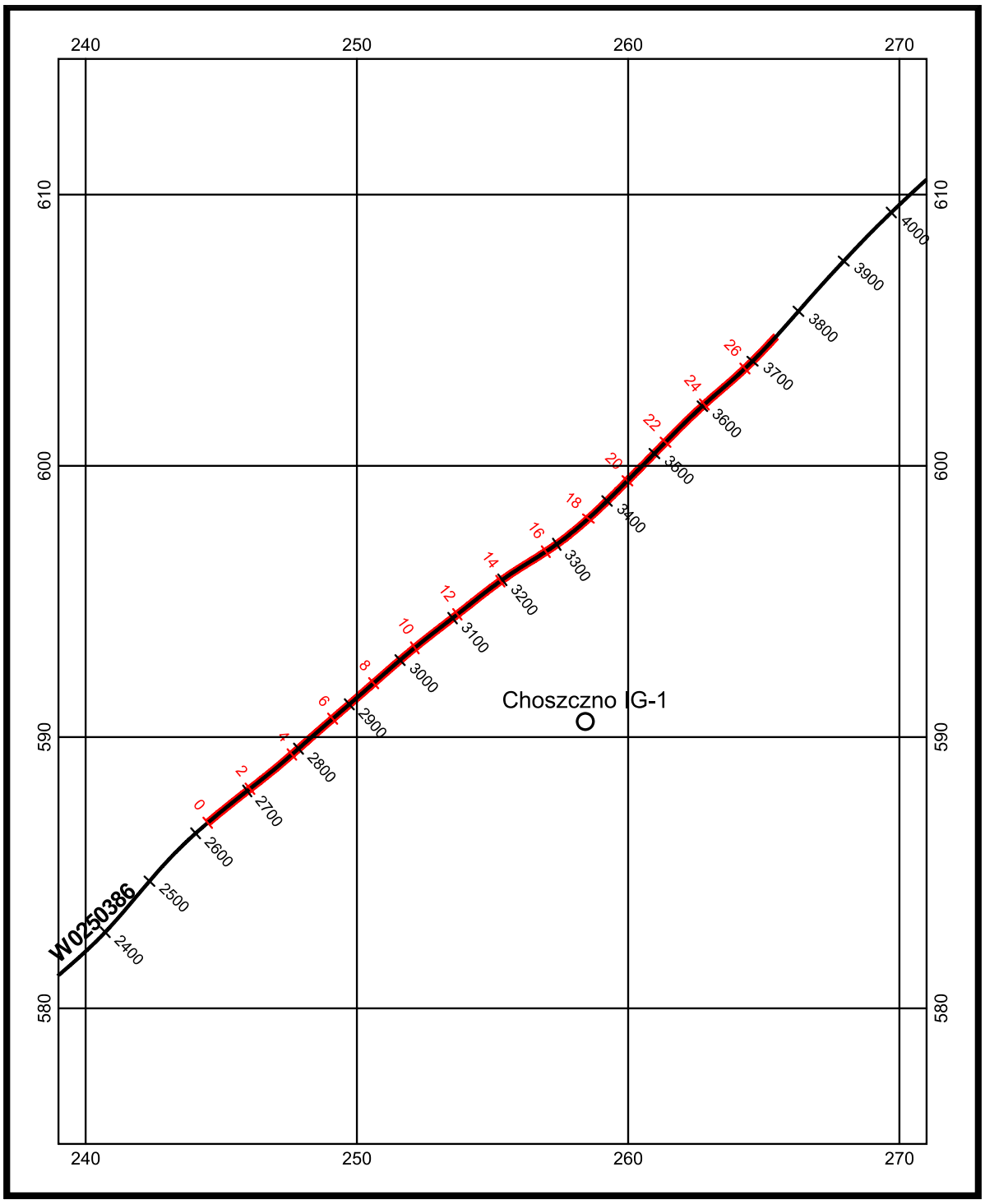
Poziom zbiornikowy: 1 - formacja komorowska (pliensbach górny - domer)

2 – piaskowiec trzcinowy (kajper środkowy; karnik)

Nazwa	Antyklina Suliszewa
Powierzchnia (antykliny)	1. Długość: 12 km; szerokość 6 km; 12 km x 6 km = 72 km^2 = 72 mln m^2 2. Długość 13 km; szerokość 6 km 13 km x 6 km = 78 km^2
Miąższość (poziomu zbiornikowego)	1. Suliszewo 1 - 93,0 m 2. ~80 m
Pojemność składowania CO_2 w poziomie zbiornikowym (wolumetryczna)	1. 72 mln m^2 x 93 = 6 mld 696 mln m^3 2. 78 km^2 x 80 m = 6 mld 240 mln m^3
Głębokość zalegania stropu (poziomu zbiornikowego)	1. Suliszewo 1 - 1293,0 m (-1198,0 m) W kulminacji strop występuje na głęb. ~-1150 m 2. W kulminacji antykliny strop poziomu występuje na głęb. -1700 m/-1750 m
Głębokość zalegania spągu (poziomu zbiornikowego)	1. Suliszewo 1 - 1386,0 m (-1291,0 m) Kulminację antykliny wyznacza izohipsa -1200 m/-1250 m 2. W kulminacji antykliny spąg poziomu występuje na głęb. -1800 m
Przepuszczalność (skał poziomu zbiornikowego)	1. 500-700 mD 2. 500-700 mD
Porowatość (skał poziomu zbiornikowego)	1. 15% 2. 15%
Ciśnienie złożowe	1. Gc = 0,95-1,0 x 10^3 hPa/10 m 2. Gc = 0,95-1,0 x 10^3 hPa/10 m

Maksymalne ciśnienie	1. Gmax = 1,0-1,2 x 10^3 hPa/10 m 2. Gmax = 1,0-1,2 x 10^3 hPa/10 m
Temperatura złożowa w poziomie zbiornikowym	1. Gt = 2,5-4,0^{o}C/100 m 2. Gt = 2,5-4,0^{o}C/100 m
Udział piaskowców w poziomie zbiornikowym	1. Udział piaskowców 90% (= 84 m) 2. Udział piaskowców 60% (=48 m)
Mineralizacja	1. ~100 g/dcm^3 2. ~140 g/dcm^3
Litologia (poziomu zbiornikowego)	1. Piaskowce (90%) podrzędnie iłowce i mułowce (10%) 2. Piaskowce (60%), mułowce i iłowce (40%)
Badania litologiczne	Badania mikroskopowe, fizyko-chemiczne
Współrzędne prostokątne X Y	Suliszewo 1 – 5897550,0 3540250,0
Współrzędne geograficzne X Y	Suliszewo 1 – 15° 36’08,00’’ 53°12’24,00’’
Dane o układzie współrzędnych prostokątnych	Współrzędne prostokątne wg układu 1942
Nadkład	1. Formacja gryficka (=formacja ciechocińska) toars dolny 2. Noryk-retyk (kajper górny)
Litologia nadkładu	1. Iłowce i mułówce z przewarstwieniami piaskowców o miąższości 67,5 m 2. Iłowce, mułowce z przewarstwieniami ewaporatów (~300 m)
Uskoki	Nie stwierdzono
Liczba otworów	1 otwór

Lokalizacja otworów	Niecka szczecińska Arkusz mapy 36-21 Choszczno 1:100 000
Głębokość otworów	Suliszewo 1 - 1726,0 m
Otwory wiertnicze usytuowane w kulminacji struktury	1, 2. Otwór Suliszewo 1 jest usytuowany w pobliżu kulminacji antykliny



0 2 4

odcinek profilu z bieżącą odległością w km, dla którego wyliczono efektywne współczynniki odbicia

Fig. 1.1.15_197 Lokalizacja profilu sejsmicznego

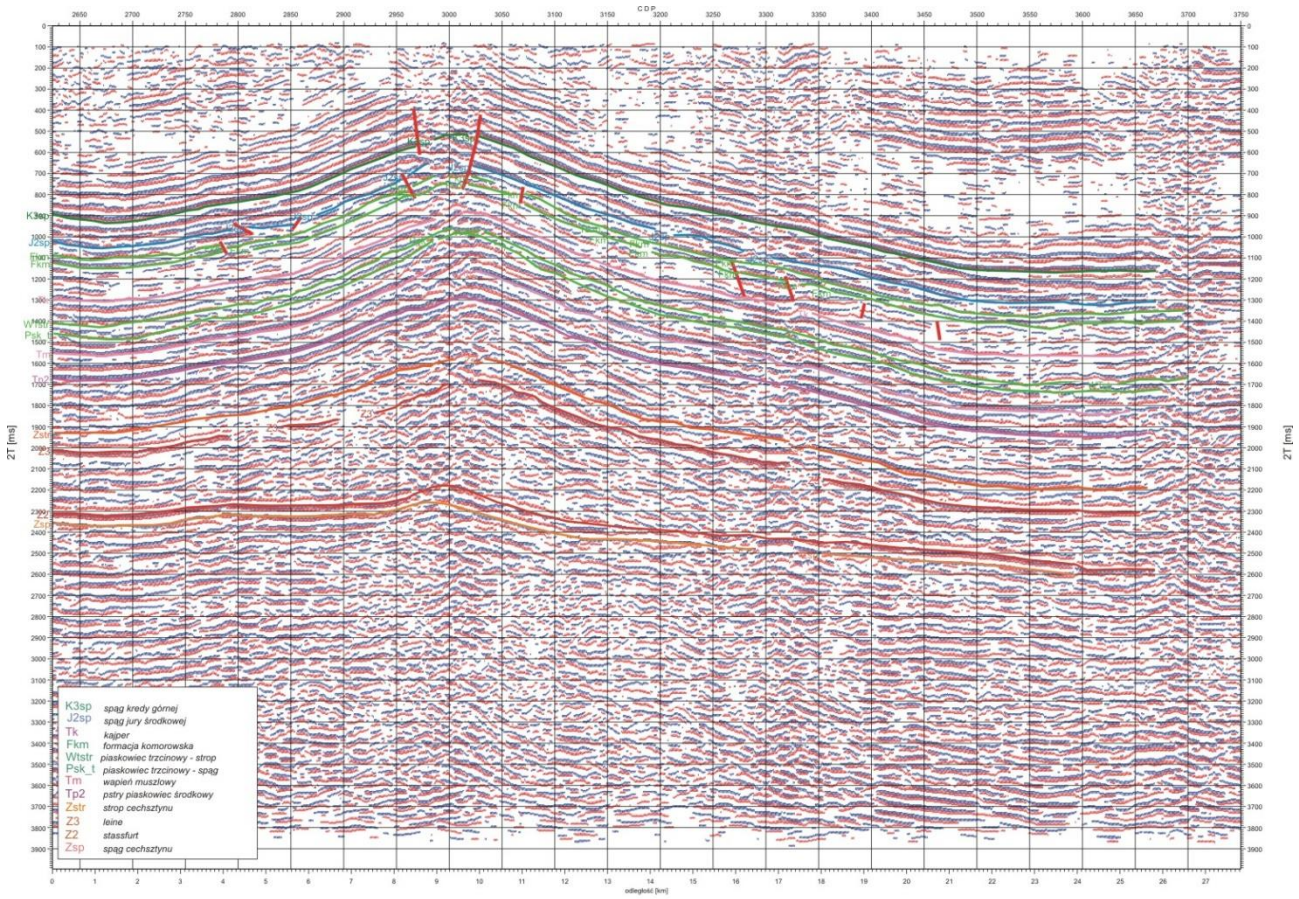


Fig. 23 Czasowy przekrój efektywnych współczynników odbicia - profil W0250386

Fig. 1.1.15_198 Czasowy przekrój efektywnych współczynników odbicia - profil W0250386

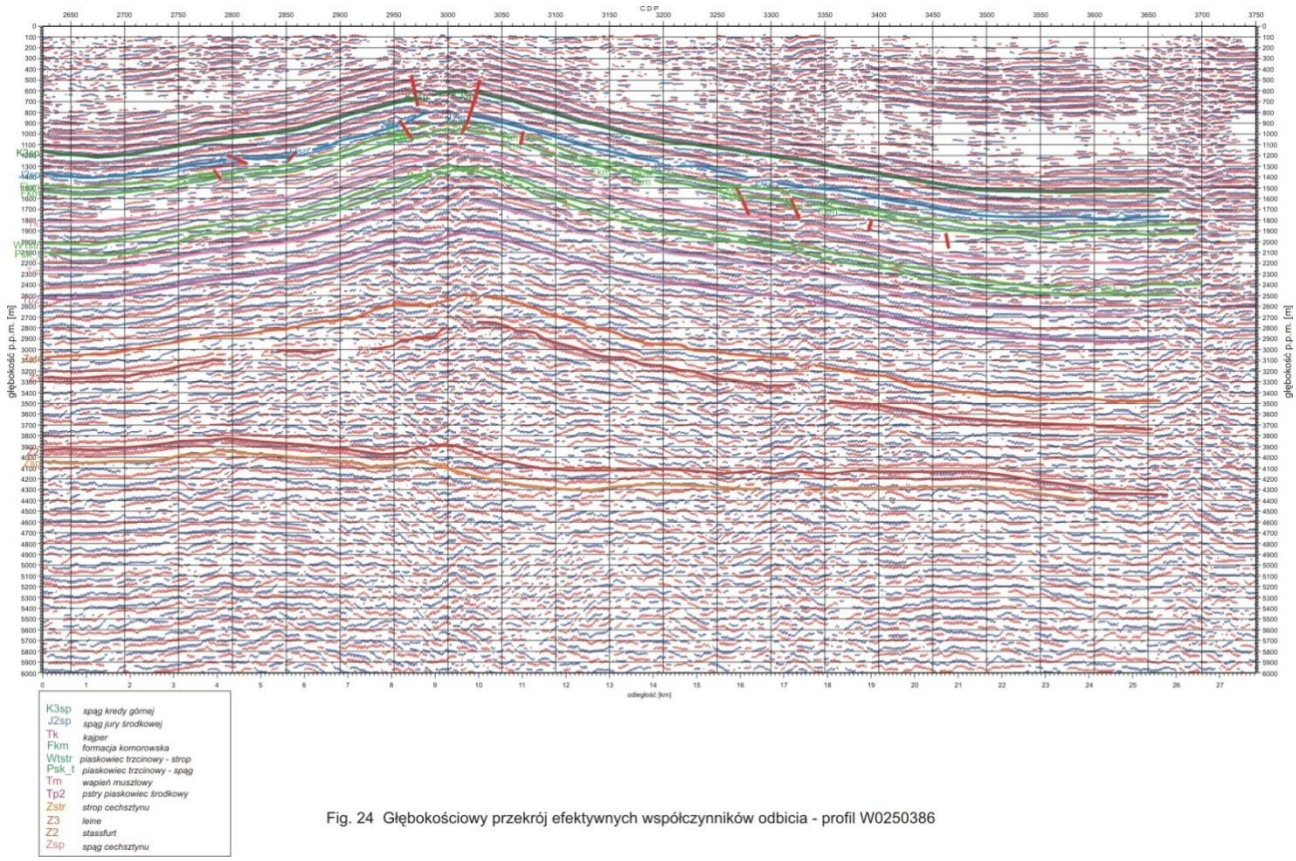


Fig. 24 Głębokościowy przekrój efektywnych współczynników odbicia - profil W0250386

Fig. 1.1.15_199Głębokościowy przekrój efektywnych współczynników odbicia - profil W0250386

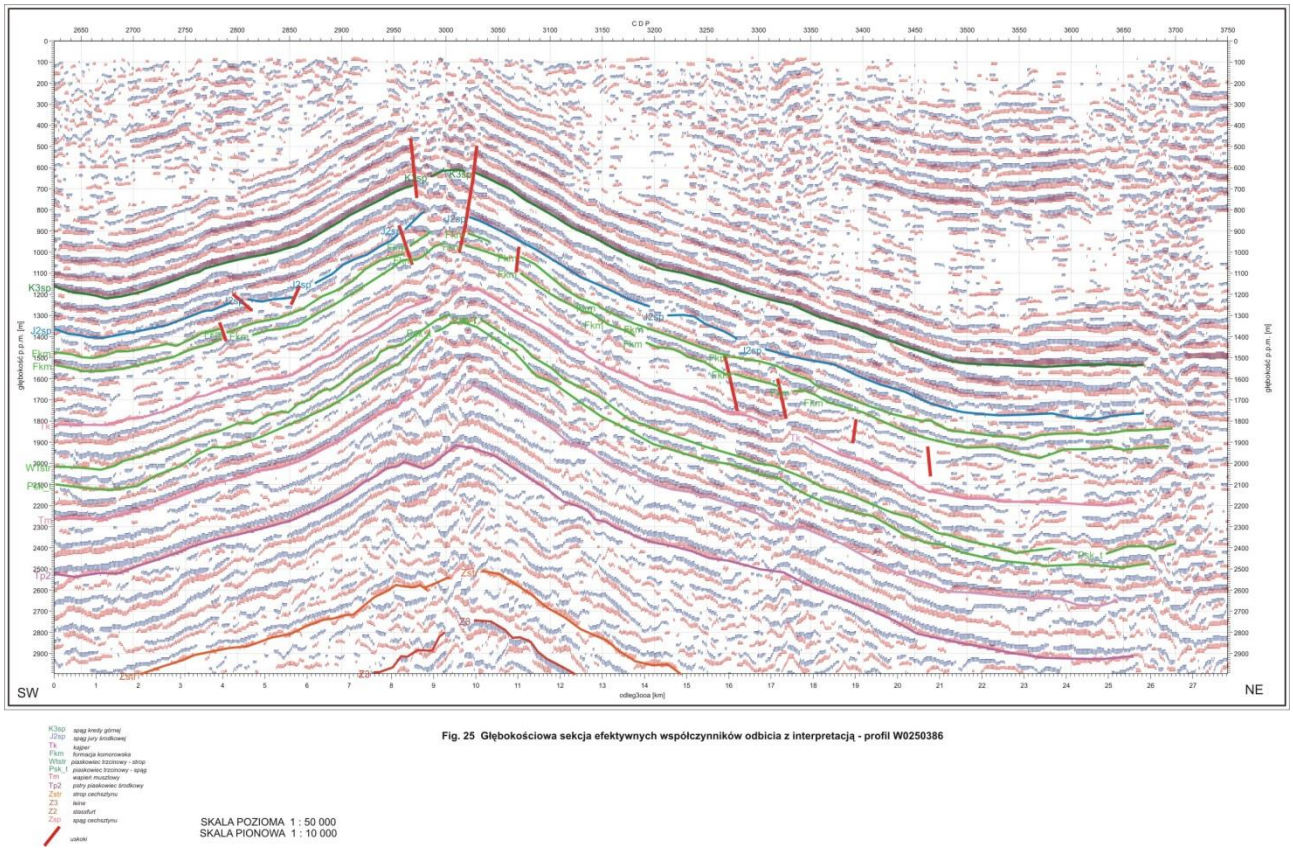


Fig. 25 Głębokościowa sekcja efektywnych współczynników odbicia z interpretacją - profil W0250386

Fig. 1.1.15_200Głębokościowa sekcja efektywnych współczynników odbicia z interpretacją - profil W0250386

Tab. 1.1.15_31 Transformacja czasowo-głębokościowa

CDP 2620		**CDP 2675**		**CDP 2800**		**CDP 2850**	
0,1	2000	0,1	2000	0,1	2000	0,1	2000
0,89	2680	0,937	2680	0,835	2550	0,79	2550
1,026	3150	1,058	3120	0,96	3100	0,94	3080
1,294	3300	1,31	3270	1,214	3150	1,18	3150
1,55	3480	1,565	3450	1,46	3400	1,423	3350
1,67	4400	1,677	4400	1,59	4400	1,552	4400
1,93	4250	1,925	4250	1,84	4240	1,802	4220
2,285	4500	2,295	4500	2,25	4500	2,25	4500
2,8	4800	2,8	4850	2,8	4850	2,8	4850

CDP 2950		**CDP 3000**		**CDP 3030**		**CDP 3150**	
0,1	2000	0,1	2000	0,1	2000	0,1	2000
0,6	2480	0,515	2460	0,53	2470	0,755	2600
0,74	3020	0,64	3000	0,675	3000	0,895	3030
0,975	3100	0,9	3080	0,89	3050	1,135	3100
1,232	3310	1,105	3300	1,17	3300	1,403	3320
1,365	4450	1,3	4450	1,295	4450	1,53	4560
1,633	4200	1,56	4200	1,575	4200	1,795	4230
2,25	4500	2,17	4500	2,225	4500	2,365	4500
2,8	4900	2,8	4900	2,8	5000	2,8	5000
CDP 3300		**CDP 3470**		**CDP 3650**			
0,1	2000	0,1	2000	0,1	2000		
0,94	2640	1,14	2700	1,16	2750		
1,095	3150	1,28	3150	1,31	3170		
1,31	3200	1,545	3200	1,555	3400		
1,574	3380	1,8	3400	1,83	3450		
1,69	4650	1,9	4700	1,935	4800		
1,955	4350	2,16	4400	2,19	4400		
2,425	4500	2,485	4500	2,575	4500		
2,8	5100	2,8	5150	2,8	5200		

Opracowanie sekcji efektywnych współczynników odbicia w rejonie struktury Choszczno

Antyklina Choszczna położona jest w południowo-zachodniej części niecki szczecińskiej w strefie granicznej z przyległym na S blokiem Gorzowa. Prace sejsmiczne w rejonie Choszczna wykonano w latach 80-tych ubiegłego wieku w ramach tematu Chociwel – Czaplinek (H. Grzesik, T. Białek, 1987). Rozpoznanie sejsmiczne tego rejonu ma charakter zdjęcia półszczegółowego. Wyniki badań sejsmicznych, co należy podkreślić, są słabo skontrolowane głębokimi otworami wiertniczymi. W dalszym otoczeniu znajduje się kilka otworów, które osiągnęły podłoże cechsztynu. Są to: Trzebin 1, Banie 1, Myślibórz 1 i Obrzycko 1. Młodsze poziomy refleksyjne cechsztynu Z_3, a zwłaszcza poziomy mezozoiczne, wiązane ze stropem T_{p2} (pstry piaskowiec środkowy) i stropową powierzchnię erozyjną jury J są trochę lepiej zweryfikowane wierceniami (leżące w sąsiedztwie Suliszewo 1, Pławno 1, Radęcin 1). Natomiast w zasięgu samej struktury znajduje się tylko 1 otwór Choszczno IG 1 usytuowany w S-E części i nieprzewiercający utworów jury dolnej. Dotychczasowe analizy odnośnie możliwości podziemnego składowania gazu CO_2 doprowadziły do sformułowania następujących wniosków.

Optymalnym poziomem zbiornikowym, udokumentowanym wiertniczo jest piaszczysta formacja komorowska pliensbachu górnego. Z badań paleogeograficznych można wnioskować, że rolę poziomu zbiornikowego może spełniać także poziom piaskowca trzcinowego karniku.

Zadaniem przedstawionej pracy było dokładniejsze rozpoznanie budowy geologicznej struktury Choszczno, wytypowanej do potencjalnego składowania CO_2 ze zwróceniem szczególnej uwagi na piaskowcowe poziomy zbiornikowe i przewodnie horyzonty uszczelniające. Przedstawiana w dotychczasowych opracowaniach budowa struktury jest w znacznym stopniu uproszczona ze względu na niewystarczającą rozdzielczość rejestrowanych granic na sekcjach sejsmicznych do przeprowadzania rozważań dotyczących zmian litologicznych i wyznaczania stref nieciągłości tektonicznych. Sytuacja ta wymagała podjęcia prac w zakresie przetwarzania danych sejsmicznych w celu zwiększenia rozdzielczości zapisu. Przedmiotem niniejszej pracy jest opracowanie i interpretacja materiałów sejsmicznych przetworzonych do postaci efektywnych współczynników odbicia.

Do rozwiązania zadania wytypowano przekształcenie fragmentu profilu sejsmicznego 25-III-86W (W0250386) o kierunku SW-NE tj. poprzecznego do kierunku rozciągłości struktury, w postać efektywnych współczynników odbicia oraz identyfikację charakterystycznych kompleksów litostratygraficznych i wyznaczenie dyslokacji o małej amplitudzie.

Podstawy metodyczne obliczania sekcji efektywnych współczynników odbicia

Obliczenie sekcji efektywnych współczynników odbicia

Obliczenie efektywnych współczynników odbicia umożliwia przekształcenie falowego obrazu sejsmicznego w ciąg współczynników odbicia przedstawiających kolejne warstwy budujące badany ośrodek geologiczny. Wykorzystuje się w tym celu jedną z najważniejszych cech zapisu sejsmicznego – amplitudę, której wielkość przyjmuje się za proporcjonalną do współczynnika odbicia dla określonej granicy geologicznej. W obliczeniu współczynników odbicia wykonujemy szereg operacji umożliwiających otrzymanie nowego modelu trasy

sejsmicznej: określenie elementarnego sygnału, korelację falowej trasy sejsmicznej z elementarnym impulsem, splot tras współczynników odbicia z elementarnym sygnałem oraz standaryzację z wykorzystaniem opracowania statystycznego dla przedstawienia końcowego przekroju impulsowej charakterystyki ośrodka geologicznego w postaci poziomych i pionowych znaków graficznych.

Określenie elementarnego impulsu sejsmicznego dokonuje się na drodze sumowania kolejnych na danej trasie grup fal odbitych sprowadzonych do tej samej fazy. Szczególne znaczenie ma tutaj wyznaczenie początku danej fali w odniesieniu do pojawienia się pierwszej intensywnej fazy. Zwykle określamy go jako punkt maksymalnego wzrostu gradientu ekstremalnych amplitud sygnału sejsmicznego. Wyniki określania sygnału elementarnego zestawiane są w postaci zbioru danych i wykresu, który można kontrolować z wykorzystaniem analizy Fouriera. W praktyce sygnał elementarny określany jest dla wybranych odcinków profilu sejsmicznego w charakterystycznych przedziałach czasowych. Można przyjąć jeden sygnał wzdłuż całego profilu sejsmicznego lub różne wartości sygnału odpowiadające różnym kompleksom geologicznym na przykład utworom jury, triasu i permu. Ponieważ na omawianym temacie sygnały elementarne wyliczone dla serii mezozoicznych oraz dla permu nie różniły się, do wyznaczenia efektywnych współczynników odbicia przyjęto jeden sygnał elementarny.

Wzajemna korelacja sygnału elementarnego z każdą trasą sejsmiczną umożliwia zamianę falowej trasy sejsmicznej na czasowe szeregi amplitud zerofazowych nazywanych efektywnymi współczynnikami odbicia. Otrzymany zbiór impulsowej trasy sejsmicznej spleciony z elementarnym sygnałem pozwala na otrzymanie pierwszego przybliżenia teoretycznej trasy sejsmicznej, która jest odejmowana od pierwotnej (wyjściowej) trasy sejsmicznej a otrzymany wynik poddawany jest ponownie procesowi korelacji. Kilkukrotne powtarzanie przedstawionych operacji umożliwia uzyskanie resztkowej amplitudowej trasy sejsmicznej składającej się tylko z fal zakłócających, która jest pomijana w dalszym opracowaniu. Wyniki kolejnych iteracji są sumowane dając w efekcie końcową trasę współczynników odbicia. Po wykonaniu opracowania statystycznego otrzymujemy wynikową trasę efektywnych współczynników odbicia. Wyznacza ona w postaci czasów, miejsca maksymalnej korelacji sygnału z falami odbitymi, wartości współczynników odbicia i znak amplitudy określający biegunowość wystąpienia fali.

Na sekcji współczynników odbicia poziome kreski wyznaczają położenie granic odbijających pomiędzy dwoma ośrodkami różniącymi się prędkościami a pionowe kreski wskazują znak i wielkość współczynnika odbicia. Długość pionowych kresek, jest proporcjonalna do wartości współczynnika odbicia tzn. do różnicy twardości akustycznej sąsiadujących ze sobą warstw. Zastosowanie przedstawionego sposobu przekształcenia tras sejsmicznych umożliwia wydzielenie granic odbijających, których wzajemna odległość jest większa od ¼ okresu sygnału elementarnego; a więc znacznie bardziej szczegółowego odwzorowania przekroju geologicznego aniżeli na amplitudowej sekcji sejsmicznej z równoczesną charakterystyką układu geometrycznego i fizycznego budujących go warstw.

Podstawą do wydzielenia kompleksów litologicznych na tak opracowanych sekcjach jest podobny charakter zapisów na sąsiednich trasach sejsmicznych, przy czym znak współczynnika odbicia pozwala identyfikować serie litologiczne wzdłuż profilu sejsmicznego. Pionowa kreska charakteryzująca wielkość współczynnika skierowana ku górze w kolorze czerwonym określa jego dodatnią wartość tzn. charakteryzuje stosunki prędkościowe, w których warstwa nadległa posiada prędkość mniejszą od warstwy leżącej poniżej a pionowa kreska w kolorze niebieskim skierowana na dół określa ujemną wartość współczynnika a więc określa ośrodek o przeciwnej charakterystyce. Współczynniki odbicia można wiązać z określonymi

granicami litologicznymi przekroju geologicznego. Rozdzielczość pionowa metody określana jest minimalną miąższością warstwy od spągu i stropu, której uzyskuje się rozpoznawalne impulsy – dla większości ośrodków dolna granica miąższości takich warstw wynosi 12 - 15 m. Dzięki wykorzystaniu przedstawionych atrybutów impulsowego przekroju: znaku współczynnika odbicia, intensywności fali odbitej oraz położenia miejsca odbicia wzrasta efektywność wykorzystania fal sejsmicznych do odtworzenia budowy geologicznej ośrodka.

Metoda ta jest szczególnie przydatna przy rozpoznawaniu warstw o małej miąższości, wyznaczaniu drobnych dyslokacji oraz śledzeniu wzdłuż profilu sejsmicznego zmian w wykształceniu litologicznym danej warstwy.

Zakres prac

Przez strukturę Choszczno biegnie poprzecznie profil 25-III-86W. Dla rozwiązania postawionego zadania wykonano przetwarzanie fragmentu profilu archiwalnego przy wykorzystaniu metody efektywnych współczynników odbicia oraz przeprowadzono ponowną korelację i interpretację granic sejsmicznych.

Podstawą do obliczenia współczynników był materiał przygotowany przez zespół specjalistów Geofizyki Toruń na podstawie zachowanych archiwalnych danych sejsmicznych w postaci zbiorów czasowych, amplitudowej sekcji sejsmicznej. Opracowanie współczynników wykonane zostało zgodnie ze schematem przetwarzania stosowanym dla tego typu opracowań na podstawie dostępnych algorytmów z wykorzystaniem własnego oprogramowania (autor Z. Żuk). Opracowane zbiory współczynników odbicia poddane zostały standaryzacji z zastosowaniem poziomego i pionowego sumowania i przedstawione w postaci przekroju sejsmicznego, na którym wykreślone zostały przekształcone na postać impulsową trasy sejsmiczne.

Odcinek profilu o długości ~26 km (**Fig. 1.1.15_197**) obejmujący swym zasięgiem antyklinę i przyległe niecki został przekształcony i zinterpretowany w przedziale czasowym 100-3900ms, co odpowiada głębokości do 6000m. Dla potrzeb interpretacji utworzone zostały dla profilu sejsmicznego zbiory czasowej sekcji współczynników odbicia, na której kolorami wyróżniono dodatnie – czerwony i ujemne – niebieski wartości współczynników (**Fig. 1.1.15_198**). Interpretację wykonano komputerowo wykorzystując do korelacji warstw standardowe oprogramowanie *Corel Draw*, oraz program *Relf Coef* dla wizualizacji i interpretacji efektywnych współczynników odbicia. Podstawą do wydzielenia kompleksów charakteryzujących budowę strukturalną i litologiczną na przekroju była podobna amplituda i znak współczynników odbicia na sąsiednich trasach. Następny etap stanowiła transformacja czasowo-głębokościowa (**Tab. 1.1.15_31**), w wyniku której uzyskano przekrój w wersji głębokościowej (**Fig. 1.1.15_199 i 1.1.15_200**).

W obrębie struktury efektywne współczynniki odbicia odznaczają się dobrą dynamiką w prawie całym kompleksie permomezozoicznym. Brak ciągłości korelacji granic wskazuje na występowanie linii nieciągłości tektoniczno-litologicznych, uskoków i mikrouskoków lub wyklinowań warstw. Zaznaczono wybijające się i korelujące na dłuższych odcinkach współczynniki odbicia powstałe na wyraźnie wyróżniających się twardością akustyczną warstwach. Wydzielenie przewodnich, wyróżniających się własnościami fizycznymi warstw o stałej litologii i rozprzestrzenieniu wzdłuż profilu – pozwoliło na odtworzenie stosunków miąższościowych poszczególnych serii na tle budowy strukturalno-tektonicznej.

W wyniku interpretacji litologiczno-strukturalnej przekroju wydzielono następujące przewodnie granice sejsmiczne związane z utworami:

K3sp – spąg utworów kredy/strop jury górnej

J2sp – spąg utworów jury środkowej

Tk – przystropowe utwory kajpru

Tm – przystropowe utwory wapienia muszlowego

Tp2 – przystropowe utwory środkowego pstrego piaskowca

Zstr (Z4) – strop cechsztynu (soli najstarszej cyklotemu Aller)

Z3 – strop anhydrytu głównego (przyspągowa część cyklotemu Leine)

Z2 – strop anhydrytu podstawowego (przyspągowa część cyklotemu Stassfurt)

Zsp (Z1') – spąg cechsztynu (wapienia podstawowego cyklotemu Werry).

Granice głębsze od cechsztynu ze względu na brak danych nie przyporządkowano utworom geologicznym.

Ponadto z ogólnego tła wydzielono odpowiednim kolorem 2 warstwy o odmiennym charakterze zapisu odwzorowujące poziomy zbiornikowe odpowiednio: piaskowce formacji komorowskiej jury dolnej (Fkm) oraz piaskowiec trzcinowy (środkowy kajper).

Położenie w małych odległościach od siebie dodatnich i ujemnych efektywnych współczynników odbicia wewnątrz poszczególnych kompleksów między wyznaczonymi głównymi granicami sejsmicznymi wskazuje na istnienie cienkowarstwowych ośrodków w tych kompleksach.

Należy tu zaznaczyć, że brak otworów utrudnia wykonanie jednoznacznej identyfikacji granic sejsmicznych, a co się z tym wiąże – określenie miąższości poszczególnych kompleksów.

Interpretacja sekcji efektywnych współczynników odbicia

Utworom jurajskim zostało przyporządkowanych kilka granic. Najbardziej dynamiczną stanowi korelująca się w sposób ciągły granica między jurą a kredą. Głębsze granice tego kompleksu nie posiadają już takiej ciągłości w korelacji. Ten pierwszy horyzont sejsmiczny wiąże się ze spągiem utworów kredy na kontakcie z przystropowymi utworami wapieni oksfordu jury górnej (J3). Kompleks wapieni oksfordu charakteryzuje się bardzo dużymi prędkościami, wykazującymi bardzo małe zróżnicowanie. Obraz sejsmiczny efektywnych współczynników odbicia wyznacza dość jednolitą cienkowarstwową strefę o stałej miąższości utworów ~50 m. Pod nią spoczywa kompleks jury środkowej (J2). W obrębie J2 charakter ułożenia granic i intensywność zapisu współczynników odbicia na całej długości interpretowanego przekroju są zbliżone. Utwory J2 charakteryzują się dość dobrą ciągłością śledzenia i w stosunku do niżej ległych utworów jury dolnej (J1) podwyższonymi wartościami efektywnych współczynników odbicia, co świadczy o dużej zmienności litologicznej tych utworów.

Pasma zwiększonych efektywnych współczynników odbicia mogą być związane z poszczególnymi warstwami piaskowców występującymi wśród utworów iłowcowo-mułowcowych tego kompleksu, odznaczającego się prawie stałą miąższością ~170m.

Następny horyzont sejsmiczny w utworach mezozoicznych oznaczony symbolem J2sp oddziela utwory J2 od osadów jury dolnej (J1) i rejestruje zakłócenie ciągłości w części szczytowej struktury. Utwory J1 rozpoczyna formacja gryficka (ciechocińska) o miąższości ~60 m w rejonie szczytu antykliny, zwiększającej się do nawet ~100 m na skłonach struktury. Układ granic w obrębie tego kompleksu wskazuje na występowanie naprzemianległych warstewek mułowcowo-iłowcowych z przewarstwieniami piaskowcowymi. Na uwagę zasługują anomalie strefy zaniku granic lub ich chaotycznego ułożenia, które mogą być związane z ciałami o innych parametrach fizycznych w stosunku do ilasto-piaskowcowych osadów np. z węglanowymi.

Poniżej interpretacja efektywnych współczynników odbicia pozwoliła na wydzielenie serii odpowiadającej warstwom komorowskim wytypowanym jako poziom zbiornikowy. Wyżej opisane warstwy gryfickie stanowią serię uszczelniającą dla tego poziomu. Zaprezentowany obraz sejsmiczny potwierdza piaskowcowe wykształcenie tej formacji z nielicznymi wkładkami ilasto-mułowcowymi, występującymi głównie w części dolnej. Miąższość kompleksu wynosi ~80 m, a jego granice charakteryzują się zmienną intensywnością zapisu w różnych częściach przekroju. Ponadto ich przebieg, zwłaszcza w części stropowej jest nieregularny i nieznacznie pofałdowany, wykazując wyraźne fleksuralne przegięcia.

Charakter efektywnych współczynników odbicia wskazuje wyraźnie na odrębność litologiczną i granicę między warstwami komorowskimi a niżej leżącymi utworami J1. Kompleks tych utworów charakteryzuje się zmienną i generalnie mniejszą w stosunku do w/w intensywnością zapisu, słabą ciągłością śledzenia, często nieregularnym ułożeniem względem siebie oraz względem granic wyżej i niżej ległych.

Budowę geologiczną triasu charakteryzują 3 główne granice oznaczone symbolami Tk (przystropowe utwory kajpru), Tm (przystropowe utwory wapienia muszlowego) i Tp2 (przystropowe utwory środkowego pstrego piaskowca), z których 2 ostatnie odznaczają się szczególną intensywnością. Łączna miąższość całego kompleksu triasowego zmienia się nieznacznie w obrębie antykliny i wynosi ~1300 m.

Utwory kajpru wykazują wyraźną 3-dzielność wynikającą ze zmian zachodzących w wykształceniu litologicznym. Interpretacja zróżnicowanego obrazu efektywnych współczynników odbicia stanowiła podstawę do wyróżnienia kompleksu formacji piaskowca trzcinowego o odmiennym wykształceniu litologicznym w stosunku do otoczenia. Utwory tej serii charakteryzują się na skrzydle NE dość wyrównaną miąższością ~60 m, tylko z lokalnymi wahaniami. Natomiast w części osiowej struktury, z niewyraźnym zamknięciem na samym szczycie na głębokości ~1300 m jej miąższość zmniejsza się do ~40 m. Na zboczu SW antykliny następuje wzrost miąższości do nawet ~100 m. Odnoście wykształcenia litologicznego wg obrazu efektywnych współczynników odbicia są to skały piaszczyste z przewarstwieniami mułowcowi-ilastymi, z tym, że osady piaszczyste grupują się w górnej części tego poziomu.

Serię uszczelniającą stanowi pakiet kajpru górnego z warstwami gipsowymi górnymi wykazującymi największe zróżnicowanie miąższościowe. W części centralnej struktury obserwuje się redukcję miąższości tego kompleksu do ~100m, przy miąższościach na skłonach dochodzących do ~200m. W warstwach tych dominują iłowce i mułowce. Pod utworami piaskowca trzcinowego zalega pakiet warstw gipsowych dolnych o odwrotnych stosunkach miąższościowych. Największe miąższości występują w części szczytowej struktury.

Głębsza analiza obrazu sejsmicznego pod kątem określenia bezpieczeństwa w procesie składowania CO_2 wymaga nawiązania do regionalnego rozpoznania budowy tektonicznej rejonu. Na tle ogólnego stopniowego wynurzania się granic przyspągowych cechsztynu P2 w kierunku na S wydzielają się struktury układające się w 1 ciąg poduszek solnych Choszczno – Pławno – Radęcin o kierunku zbliżonym do W-E i pokrywający się z wgłębną regionalną strefą uskokową Pyrzyce – Choszczno – Krzyż stanowiącą granicę miedzy N częścią bloku Gorzowa a SW niecki szczecińskiej. Struktura Choszczna zlokalizowana w tej strefie w miejscu przecięcia jej z inną strefą o kierunku przebiegu NE-SW Dębno – Złocieniec znajduje się w rejonie węzła tektonicznego, którego głębokie założenia potwierdzają wyniki sejsmicznych badań refrakcyjnych.

Prawdopodobnie związany z tym miejscem system spękań w podłożu P2 kontynuuje się w górę w postaci stref silnych zaburzeń obrazu sejsmicznego. Dwóm z nich występującym na skłonach struktury towarzyszą linie nieciągłości tektoniczno-litologicznych zarejestrowane w utworach J1, obejmujące w tym również poziom zbiornikowy formacji komorowskiej. Trzecia strefa najsilniejsza przebiegająca przez centralną część antykliny narusza kolejne warstwy aż do utworów kredowych tworząc na szczycie struktury gęstą sieć spękań obejmującą swym zasięgiem również skały formacji komorowskiej.

W morfologii stropu podłoża cechsztynu P2 obserwowany w tym miejscu pas zwiększonego nachylenia w kierunku NE powoduje obniżenie spągu kompleksu w granicach interpretowanego przekroju z głębokości rzędu 4000 m do głębokości 4400 m. Odpowiednio dotyczy to również wyższych utworów. Spąg kredy górnej występujący w kulminacji struktury na głębokości ~600 m na NE skłonie obniża się do ~1500 m, a na SW skrzydle leży na głębokości ~1200 m. Konsekwentnie analogiczną asymetrię wykazują wszystkie pozostałe powierzchnie strukturalne.

Kształt i amplitudę oraz zasięg poduszki solnej określają granice Z3 i Z4 (Zstr) prawie równolegle do siebie, z tym że granica Z4 koreluje się słabiej. Granice cechsztyńskie Z1’ (Zsp) i Z2 przebiegające niemal równolegle względem siebie posiadają charakterystyczny ciągły zapis. Przyjmując wg danych sejsmicznych, że strop cechsztynu w strefie osiowej antykliny wznosi się do głębokości ~2500 m, wysokość poduszki solnej wynosi ~1500 m.

Antyklina Choszczna stanowi łagodną formę tektoniki solnej – poduszkę solną nie przebijającą się przez nadkład mezozoiczny. W obniżeniu synklinalnym towarzyszącym strukturze zarejestrowano strefę znacznego wyciśnięcia serii soli cechsztyńskich.

Podsumowanie

Przeprowadzona korelacja wydzielonych warstw odzwierciedla budowę litologiczno-strukturalną ośrodka skalnego. Zezwala na określenie miąższości wyznaczonych serii oraz zmian w ich obrębie oraz powiązać poszczególne warstwy z wydzieleniami litologicznymi w oparciu o dane geologiczne. Rozpoznanie dotyczy całego kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego struktury Choszczna ze szczególnym zwróceniem uwagi na serie, w których występują potencjalne poziomy zbiornikowe do składowania CO_2.

Wykonana interpretacja istotnie wzbogaciła zakres informacji przedstawianych w standardowych dokumentacjach sejsmicznych. Obserwowane wyraźne zmiany wartości efektywnych współczynników odbicia, zaburzenia w układzie poziomów spowodowane zmianami własności fizycznych poszczególnych warstw wywołanymi różnicami litologicznymi odwzorowują m.in. formacje skalne poziomów zbiornikowych oraz warstw izolująco-uszczelniających nadkładu.

Oceniając przydatność wyznaczonych poziomów zbiornikowych do składowania CO_2 należy zwrócić uwagę na zaburzenia tektoniczne występujące w obrębie formacji komorowskiej, szczególnie w jej części usytuowanej na szczycie struktury Choszczna. Warstwa piaskowca trzcinowego pod tym względem jest bardziej ciągła.

W świetle uzyskanych wyników wydaje się celowe szersze zastosowanie, także dla innych struktur, procesu przetwarzania materiałów sejsmicznych w postać efektywnych współczynników odbicia z zadaniem rozpoznania budowy geologicznej potencjalnych poziomów zbiornikowych[9] pod kątem określenia ich przydatności do składowania CO_2.

[9] Wg specjalistów sejsmików konsorcjum (PIG-PIB i AGH) metoda jest użyteczna, z tym, że jest zasadniczo dostosowana do specyfiki starych danych sejsmicznych 2D (np. z lat 70-80tych).

Zał. 1. Skrócony profil geologiczny otworu Choszczno IG-1

Skrócony profil geologiczny otworu wiertniczego Choszczno IG-1(wys. n.p.m. 65 m) na podstawie Jaśkowiak-Schoeneichowa 1978 z interpretacją poziomu zbiornikowego i uszczelniającego autorów opracowania

0,0 – 149,0 (149,0 m) czwartorzęd

149,0 – 155,0 (8,0 m) trzeciorzęd

155,0 – 993,0 (838,0 m) kreda górna (mastrycht-alb górny)

993,0 – 997,5 (4,5 m) kreda dolna (alb środkowy)

997,5 – 1050,5 (53,0) jura górna (oksford)

1050,5 – 1164,5 (114,0 m) jura środkowa (kelowej-bajos)

1164,5 ->1500,5 (>336,0 m) jura dolna

1164,5 – 1168,5 (4,0 m) toars górny; warstwy kamieńskie (formacja borucicka)

1168,5 – 1236,0 (67,5 m) toars dolny; warstwy gryfickie (formacja ciechocińska) = **seria uszczelniająca**; iłowce i mułowce z wkładkami piaskowca wapnistego

1236,0 – 1315,5 (79,5 m) pliensbach górny; domer; formacja komorowska – **poziom zbiornikowy**; piaskowce (90%) z przewarstwieniami iłowców i mułowców

1315,5 – 1350,5 (35,0 m) pliensbach dolny; karyks (formacja łobeska) – iłowce, podrzędnie piaskowce

1350,5 – 1468,0 (117,5 m) synemur górny; warstwy radowskie

1468,0 – <u>>1500,5</u> (32,5 m) synemur dolny; warstwy mechowskie

<u>Koniec otworu</u>

Zał. 2. Skrócony profil geologiczny otworu Suliszewo 1

Skrócony profil geologiczny otworu wiertniczego Suliszewo 1(wys. n.p.m. 95 m) z interpretacją poziomu zbiornikowego i uszczelniającego autorów opracowania

0,0 – 163,0 (163,0 m) czwartorzęd

163,0 – 226,0 (63,0 m) trzeciorzęd

226,0 – 1025,0 (799,0 m) kreda górna (mastrycht-alb górny)

1025,0 – 1035,0 (10,0 m) kreda dolna (alb środkowy-dolny)

1035,0 – 1145,0 (110,0 m) jura górna (oksford)

1145,0 – 1213,0 (68,0 m) jura środkowa (kelowej-bajos)

1213,0 – 1511,0 (298,0 m) jura dolna

1213,0 – 1225,0 (12,0 m) toars górny; warstwy kamieńskie (formacja borucicka)

1225,0 – 1293,0 (67,5 m) toars dolny; warstwy gryfickie (formacja ciechocińska) - **seria uszczelniająca**

1293,0 – 1386,0 (93,0 m) pliensbach górny; domer (formacja komorowska) – **poziom zbiornikowy**: piaskowce (90%), mułowce, iłowce (10%)

1386,0 – 1466,0 (80,0 m) pliensbach dolny (formacja łobeska); iłowce i mułowce, podrzędnie piaskowce

1466,0 – 1511,0 (45,0 m) synemur-hetang (warstwy radowskie-warstwy mechowskie)

1511,0 - >1726,0 (>215,0 m) retyk-noryk; kajper górny

Koniec otworu

Zał. 3. Profil geologiczny otworu wiertniczego otworu Pławno 1

Profil geologiczny otworu wiertniczego Pławno 1(86,0 m n.p.m.) z interpretacją poziomu zbiornikowego i uszczelniającego autorów opracowania

0,0 – 194,0 (194,0 m) czwartorzęd + trzeciorzęd

194,0 – 927,5 (733,5 m) kreda górna (M. Jaśkowiak-Schoeneichowa, K. Leszczyński)

194,0 – 404,0 (217,0 m) kampan; kreda pisząca

404,0 – 633,0 (229,0 m) santon; opoki margliste

633,0 – 680,0 (47,0 m) koniak; opoki mulaste

680,0 – 882,5 (202,5 m) turon; opoki i wapienie margliste

882,5 – 922,0 (39,5 m) cenoman; wapienie margliste

922,0 – 927,5 (5,5 m) alb górny; margle, w dole piaskowce wapniste

927,5 – 937,5 (10,0 m) kreda dolna; formacja mogileńska; ogniwo kruszwickie; piaskowce (A.Raczyńska)

Luka stratygraficzna

937,3 – 1019,0 (81,5 m) jura górna (J. Dembowska)

937,5 – 970,5 (33,0 m) kimeryd dolny; formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa

970,5 – 1019,0 (48,5 m) oksford; formacja wapienno-gąbkowa

1019,0 – 1140,0 (121,0 m) jura środkowa (K. Dayczak-Calikowska, R. Dadlez, J. Kopik)

1019,0 – 1090,5 (71,5 m) kelowej; piaskowce wapnisto-dolomityczne

1090,5 – 1102,0 (11,5 m) baton górny i środkowy; mułowce/piaskowce

1102,0 – 1140,0 (38,0 m) baton górny+bajos górny; iłowce i mułowce

Luka stratygraficzna

1140,0 – 1503,0 (303,0 m) jura dolna (R. Dadlez, M. Franczyk, G. Pieńkowski)

1140,0 – 1208,0 (68,0 m) toars dolny; formacja ciechocińska; iłowce, mułowce, podrzędnie piaskowce; **seria uszczelniająca**

1208,0 – 1280,0 (72,0 m) pliensbach górny, domer; formacja komorowska; piaskowce 80%, iłowce i mułowce 20%, porowatość piaskowców 15%; **potencjalny poziom zbiornikowy**

1280,0 – 1313,0 (33,0 m) pliensbach dolny, karyks; formacja łobeska; naprzemianległe warstwy iłowców, mułowców i piaskowców

1313,0 – 1378,0 (65,0 m) synemur górny; formacja ostrowiecka pars, warstwy radowskie; piaskowce z przewarstwieniami iłowców

1378,0 – 1503,0 (125,0 m) synemur dolny-hetang; formacja ostrowiecka+skłobska; warstwy mechowskie; naprzemianległe w górze warstwy piaskowców, mułowców i iłowców, w górze dominują iłowce i mułowce

1503,0 – 1891,5 (288,5 m) trias górny; retyk-noryk-karnik; kajper górny (I. Gajewska, Z. Deczkowski, R. Dadlez, M. Franczyk)

1503,0 – 1625,0 (122,0 m) retyk-noryk; iłowce zlepieńcowate

1625,0 – 1891,5 (205,5 m) karnik

1625,0 – 1722,0 (97,0 m) górna seria gipsowa; iłowce, iłowce dolomityczne z wpryśnięciami i żyłami anhydrytu

1722,0 – 1819,0 (97,0 m) piaskowiec trzcinowy; w dolnej części profilu dominują piaskowce, natomiast w górnej części – mułowce i iłowce

1819,0 – 1891,5 (72,5 m) dolna seria gipsowa; iłowce częściowo dolomityczne z przerostami anhydrytu

1891,5 – 2310,0 (418,5 m) trias środkowy; ladyn-anizyk (I. Gajewska, A. Szyperko-Teller)

1891,5 – 1947,5 (56,0 m) kajper dolny; piaskowce, w górze z przewagą iłowców i mułowców

1947,5 – 2201,0 (256,5 m) wapień muszlowy

2201,0 – 2310,0 (109,0 m) pstry piaskowiec górny, ret; utwory głównie węglanowe, podrzędnie terygeniczne z przewarstwieniami anhydrytu

2310,0 – 2873,5 (563,5 m) trias dolny; olenek-ind (A. Szyperko-Teller, K. Mrozek)

2310,0 – 2549,0 (239,0 m) pstry piaskowiec środkowy

2310,0 – 2363,0 (53,0 m) formacja połczyńska; piaskowce 50%, iłowce 50%

2363,0 – 2549,0 (156,0 m) formacja pomorska; przewaga iłowców

2549,0 – 2873,5 (321,5 m) pstry piaskowiec dolny; dominują iłowce i mułowce, w spągu piaskowce, formacja bałtycka; kompleks skał iłowcowo-mułowcowych, częściowo wapnistych, w górze wkładki wapieni oolitowych

2873,5 – 2886,0 (>12,5 m) cechsztyn - sole kamienne

Koniec otworu

Zał. 4. Profil geologiczny otworu wiertniczego otworu Radęcin 1

Profil geologiczny otworu wiertniczego Radęcin 1(77,5 m n.p.m.) z interpretacją poziomu zbiornikowego i uszczelniającego autorów opracowania

0,0 – 181,0 (181,0 m) czwartorzęd + trzeciorzęd

181,0 – 814,0 (633,0 m) kreda górna z albem górnym (M. Jaskowiak-Schoeneichowa, K. Leszczyński)

181,0 – 243,0 (62,0 m) kampan; kreda pisząca

243,0 – 477,5 (234,5 m) santon; opoki margliste

477,5 – 528,0 (60,5 m) koniak

528,0 – 762,5 (234,5 m) turon; opoki i wapienie margliste

762,5 – 808,0 (45,4 m) cenoman; wapienie margliste

808,0 – 814,0 (6,0 m) alb górny; margle, w dole piaskowce wapniste

814,0 – 830,5 (16,5 m) kreda dolna; barrem-alb środkowy; formacja mogileńska: ogniwo kruszwickie; piaskowce (A. Raczyńska)

830,5 – 960,5 (130,0 m) jura górna (J. Dembowska)

830,5 – 875,0 (44,5 m) kimeryd dolny; formacja wapienno-marglisto-mułowcowa

875,0 – 960,5 (85,5 m) oksford; formacja marglisto-oolitowa i wapienno-gąbkowa

960,5 – 1042,5 (82,0 m) jura środkowa (K. Dayczak-Calikowska, R. Dadlez, J. Kopik)

960,5 – 1015,5 (55,0 m) kelowej-baton środkowy; mułowce/piaskowce

1015,5 – 1042,5 (27,0 m) baton dolny-bajos górny; iłowce i mułowce

Luka stratygraficzna

1042,5 – 1399,5 (357,0 m) jura dolna (R. Dadlez, M. Franczyk, G. Pieńkowski)

1042,5 – 1081,0 (38,5 m) toars dolny; formacja ciechocińska; iłowce i mułowce; **seria uszczelniająca**

1081,0 – 1170,0 (89,0 m) pliensbach górny; formacja komorowska; piaskowce 80%, iłowce i mułowce 20%; porowatość piaskowców 15%; **potencjalny poziom zbiornikowy**

15-276

1170,0 – 1193,0 (23,0 m) pliensbach dolny; formacja łobeska, iłowce i mułowce

1193,0 – 1275,0 (82,0 m) synemur górny; formacja ostrowiecka pars; warstwy radowskie; piaskowce z przewarstwieniami iłowców

1275,0 – 1399,5 (124,0 m) synemur dolny-hetang; formacja ostrowiecka+skolska; warstwy mechowskie, naprzeciwległe warstwy iłowców, mułowców i piaskowców – w górze przewaga iłowców i mułowców

1399,5 – 1790,0 (390,5 m) trias górny; retyk-noryk-karnik; kajper górny (I. Gajewska, K. Deczkowski, R. Dadlez, M. Franczyk)

1399,5 – 1550,0 (155,5 m) retyk-noryk; iłowce zlepieńcowate

1550,0 – 1790,0 (240,0 m) karnik

1550,0 – 1660,0 (110,0 m) górna seria gipsowa; iłowce, iłowce dolomityczne z wpryśnięciami i żyłami anhydrytu

1660,0 – 1680,0 (20,0 m) piaskowiec trzcinowy; w dole - piaskowce, w górze – iłowce i mułowce

1680,0 – 1790,0 (110 m) dolna seria gipsowa; iłowce częściowo dolomityczne z przerostami anhydrytu

1790,0 – 2199,0 (409,0 m) trias środkowy; ladyn-anizyk (I. Gajewska, A. Szyperko-Teller)

1790,0 – 1853,0 (63,0 m) ladyn: kajper dolny – piaskowce, w górze z przewagą iłowców i mułowców

1853,0 – 2039,0 (186,0 m) wapień muszlowy

2039,0 – 2199,0 (160,0 m) pstry piaskowiec górny, ret; utwory głównie węglanowe, podrzędnie terygeniczne z przewarstwieniami anhydrytu

2199,0 – 2751,0 (552,0 m) trias dolny; olenek-ind (A. Szyperko-Teller, S. Marek)

2199,0 – 2358,0 (159,0 m) formacja połczyńska; iłowce 50% i piaskowce 50%

2358,0 – 2412,5 (54,5 m) formacja pomorska; przewaga iłowców

2412,5 – 2751,0 (338,5 m) formacja bałtycka; kompleks skał iłowcowo-mułowcowych, częściowo wapnistych, w górze wkładki wapieni oolitowych

2751,0 – 2767,0 (>16,5 m) cechsztyn – sole kamienne

Koniec otworu

Oznaczenia składu mineralnego próbek skał (PIG-PIB)

Wyniki szczegółowych badań petrograficzno - mineralogicznych osadów kredy niecki Mogileńsko - Łódzkiej

(Marta Kuberska, Aleksandra Kozłowska)

Szczegółowym badaniom petrograficzno-mineralogicznym poddano 14 próbek skał. Wytypowane próbki pochodzą z 3 otworów wiertniczych: Młyny 1, Ponętów 2 i Przybyłów 1 Reprezentują one kredę dolną i górną (**Tab. 1.1.15_32**).

Tab. 1.1.15_32 Zestawienie badanych próbek skał i zastosowanych metod badawczych

Otwór	Głębokość (m)	Wiek	Litologia	Rodzaj badań			
				PL	CL	SEM/ EDS	XRD
Młyny 1	840,5	K2	mułowiec	X			X
	1150,1	K2	piaskowiec	X	X	X	
	1173,7	K2	piaskowiec	X	X	X	
	1214,2	K2	piaskowiec	X	X	X	
	1252,5	K2	piaskowiec	X		X	
	1292,5	K1	piaskowiec	X	X	X	
Ponętów 2	1483,6	K1	piaskowiec	X	X	X	
	1564,3	K1	piaskowiec	X	X	X	
Przybyłów 1	1732,2	K1	piaskowiec	X			
	1792,3	K1	piaskowiec	X	X	X	
	1827,2	K1	piaskowiec	X			
	1854,1	K1	piaskowiec	X			X
	1857,2	K1	piaskowiec	X	X	X	
	1932,3	K1	wapień	X			X

Objaśnienia: PL – mikroskop polaryzacyjny, CL – katodoluminescencja, SEM/EDS – mikroskop elektronowy/analizy chemiczne w mikroobszarze, XRD – dyfrakcja rentgenowska

Szczegółowe badania petrograficzno-mineralogiczne obejmowały badania w mikroskopie polaryzacyjnym i rentgenowskie. Badania składu fazowego ogólnego i składu frakcji ilastej metodą dyfrakcji rentgenowskiej przeprowadzono na dyfraktometrze rentgenowskim X'Pert PW 3020 firmy Philips, a wyniki analiz zamieszczono w **Tabeli 1.1.15_33**. Skład frakcji ilastej, wyseparowanej metodą sedymentacyjną, określono na podstawie dyfraktogramów preparatów orientowanych. Próbki badane były w stanie powietrzno-suchym (czarny kolor na wykresach), po glikolowaniu (zielony kolor na wykresach) i prażonych w temperaturze 550ºC (czerwony kolor na wykresach). Na wykresach zastosowano następujące oznaczenia: Chl – chloryty, It – illit, Sm – smektyt, It/Sm – illit/smektyt, V – wermikulit, Ka – kalcyt, Kl – kaolinit, Sk – skalenie, Q – kwarc.

Tab. 1.1.15_33 Wyniki badań metodą dyfrakcji rentgenowskiej (XRD)

Otwór	Głębokość (m)	Litologia	Parageneza mineralna
Młyny 1	840,5	mułowiec	Kalcyt + kwarc + illit + smektyt + kaolinit + chloryt
Przybyłów 1	1854,1	piaskowiec	Kalcyt + kwarc + dolomit + ślady illitu + ślady kaolinitu
Przybyłów 1	1932,3	wapień	Kwarc + kalcyt + kaolinit + wermikulit + illit + illit/smektyt

Szczegółowe badania petrograficzno-mineralogiczne obejmowały:

- obserwacje mikroskopowe w świetle przechodzącym z wykorzystaniem mikroskopu polaryzacyjnego Optifot 2 Pol, firmy Nikon

- analizę obrazów katodoluminescencyjnych wykonanych z użyciem aparatury CITL MK5 wyposażonych w pompę próżniową i EDX;

- obserwacje odłupków skalnych i płytek cienkich oraz analizy chemiczne w mikroobszarze wraz z dokumentacją graficzną (obrazy BEI) wykonaną z użyciem mikroskopu elektronowego LEO 1430 firmy ZEISS wyposażonego w spektrometr EDS. Wyniki analiz chemicznych minerałów (skaleni i węglanów) w mikroobszarze (EDS) zostały zestawione w **Tabeli 1.1.15_34** i **35**.

Tab. 1.1.15_34 Wyniki analiz chemicznych skaleni w mikroobszarach

Składniki	Młyny 1 gł. 1150,1 m	Ponętów 2 gł. 1483,6 m	Przybyłów 1 gł. 1792,3	Przybyłów 1 gł. 1857,2 m
Na	0,28	0,23	0,93	0,19
Al	9,89	10,25	10,29	10,12
Si	29,88	29,37	29,84	29,61
K	13,21	13,33	12,14	13,43
Ca	0,21	0,11	0,05	0,00
Fe	0,00	0,17	0,00	0,16
Ti	0,12	0,00	0,08	0,09
O	45,81	45,48	46,02	45,65
Suma	99,39	98,93	99,33	99,25

Tab. 1.1.15_35 Wyniki analiz chemicznych węglanów w mikroobszarach w przeliczeniu na tlenki

Składniki	Młyny 1 gł. 1150,1 m	Ponętów 2 gł. 1483,6 m	Przybyłów 1 gł. 1857,2 m (1)	Przybyłów 1 gł. 1857,2 m (2)
CO_2	43,94	43,76	44,11	44,94
MgO	0,54	0,72	0,01	12,20
CaO	54,76	53,57	55,11	30,60
MnO	0,12	0,00	0,52	0,33
FeO	0,52	1,24	0,34	11,68
Suma	99,88	99,30	100,08	99,74

Nazewnictwo skał węglanowych oparto o klasyfikację R. J. Dunhama (K. Jaworowski, 1987). Dla skał okruchowych zastosowano nomenklaturę F. J. Pettijohna i in. (1972). Stosunek Maksymalnej średnicy ziaren kwarcu do przeciętnej (Qfmax/Qf) posłużył jako miara stopnia wysortowania materiału detrytycznego.

Badania petrograficzne zostały przeprowadzone przez dr M. Kuberską i dr A. Kozłowską w Programie Bezpieczeństwo Energetyczne. W Laboratorium Analiz w Mikroobszarze dr G. Zieliński wraz z dr A. Kozłowską wykonali dokumentację fotograficzną w katodoluminescencji, a Leszek Giro i dr M. Kuberska wykonali analizy chemiczne w mikroobszarze i mikrofotografie w skaningowym mikroskopie elektronowym. Analizy rentgenowskie przeprowadziła mgr W. Narkiewicz z Centralnego Laboratorium Chemicznego PIG-PIB. Wyniki badań w formie opisów skał z mikrofotografiami, wykresami i tabelami wykonały dr M. Kuberska i dr A. Kozłowska.

Otwór wiertniczy Młyny 1

Próbka nr 1, gł. 840,5 m

Mułowiec wapnisty z bioklastami. Skała wykazuje strukturę aleurytową, teksturę bezładną. Wśród szkieletu ziarnowego wyróżniono mułek kwarcowy, ziarna glaukonitu oraz liczne fragmenty bioklastów, głównie otwornic. Analiza rentgenowska wykazała obecność kwarcu, kalcytu, muskowitu oraz minerałów ilastych, jak: illit, smektyt, chloryt, kaolinit. Porowatość całkowita skały oznaczona laboratoryjnie wynosi 12,21 %, przepuszczalność 0,001 mD.

Próbka nr 2, gł. 1150,1 m

Piaskowiec gruboziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,80 mm, maksymalna (Qfmax) 2,80 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego, wyrażony stosunkiem Qfmax/Qf jest umiarkowanie dobry i wynosi 3,5. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych, miejscami wklęsło-wypukłych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (73,0 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Te ostatnie mogą być monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Zauważono także śladowe ilości skalenia o składzie skalenia potasowego (**Tab. 1.1.15_34**). Spoiwo piaskowca tworzy drobnokrystaliczny cement węglanowy (8,7 %obj. skały), reprezentowany przez kalcyt występujący głównie w postaci osobników anhedralnych. W katodoluminescencji wykazuje on świecenie w barwach żółtych i żółtopomarańczowych. W swoim składzie zawiera nieznaczne domieszki żelaza, magnezu i manganu (**Tab. 1.1.15_35**). Drugim ważnym składnikiem spoiwa jest kwarc autigeniczny (6,0 %obj. skały). Występuje on w postaci obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego lub w postaci izolowanych kryształów w przestrzeni porowej piaskowca. Sporadycznie obserwowano spoiwo typu matriks (0,3 %obj. skały) złożone z substancji ilastej.

Opisywany piaskowiec charakteryzuje się dosyć dobrą porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi około 12 %obj. skały, porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną 11,43 %. Jest to na ogół porowatość pierwotna, miejscami wtórna powstała na skutek rozpuszczania składników cementu. Przepuszczalność badanej próbki wynosi 258,972 mD.

Próbka nr 3, gł. 1173,7 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,44 mm, maksymalna (Qfmax) 1,40 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest umiarkowanie dobry i wynosi 3,2. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone, rzadziej dobrze obtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych, rzadko punktowych lub wklęsło-wypukłych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (69,7 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Te ostatnie mogą być, podobnie jak w próbce opisywanej powyżej, monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Obecne są także nieznaczne ilości skalenia, głównie potasowego (0,7 %obj. skały). Spoiwo piaskowca tworzy drobnokrystaliczny cement węglanowy (11,0 %obj. skały), reprezentowany przez kalcyt występujący w postaci osobników anhedralnych. W katodoluminescencji wykazuje on świecenie w barwach żółtych i żółtopomarańczowych. Drugim ważnym składnikiem spoiwa jest kwarc autigeniczny (7,3 %obj. skały). Występuje przeważnie w postaci obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego. Obserwowano także spoiwo typu matriks (2,3 %obj. skały) złożone z substancji ilastej.

Opisywany piaskowiec charakteryzuje się dosyć dobrą porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi 9,0 %obj., porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną 17,23 %. Jest to porowatość pierwotna, oraz wtórna powstała na skutek rozpuszczania składników cementu i ziaren detrytycznych. Przepuszczalność w badanej próbce wynosi 172,725 mD.

Próbka nr 4, gł. 1214,2 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,25 mm, maksymalna (Qfmax) 1,20 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest słaby i wynosi 4,8. Materiał detrytyczny reprezentują

ziarna przeważnie półobtoczone, rzadziej dobrze obtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych, rzadziej prostych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (68,3 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Obecne są także nieznaczne ilości skalenia, głównie potasowego (1,7 %obj. skały). Poza tym zauważono pojedyncze okruchy litoklastów (mułowiec, iłowiec?). W ilości 5,7 %obj. występują ziarna glaukonitu. Ważnym składnikiem spoiwa jest kwarc autigeniczny (10,7 %obj. skały). Występuje przeważnie w postaci obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego. Obserwowano także spoiwo węglanowe (1,3 %obj. skały), najprawdopodobniej kalcytowe.

Opisywany piaskowiec charakteryzuje się dosyć dobrą porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi 11,7 %obj. skały, porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną 21,61 %. Jest to głównie porowatość pierwotna, oraz wtórna powstała na skutek rozpuszczania składników cementu i ziaren detrytycznych. Przepuszczalność w badanej próbce wynosi 675,798 mD.

Próbka nr 5, gł. 1252,5 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,38 mm, maksymalna (Qfmax) 1,10 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego, wyrażony stosunkiem Qfmax/Qf jest dobry i wynosi 2,9. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone, rzadziej nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych i punktowych, miejscami wklęsło-wypukłych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (72,0 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Zauważono niewielkie ilości skaleni potasowych (1,3 %obj. skały). Spoiwo piaskowca tworzy głównie kwarc autigeniczny (11,0 %obj. skały). Występuje on w postaci obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego lub w postaci izolowanych kryształów w przestrzeni porowej piaskowca. Sporadycznie obserwowano spoiwo węglanowe (1,0 %obj. skały) i spoiwo typu matriks (0,3 %obj. skały) złożone z substancji ilastej.

Opisywany piaskowiec charakteryzuje się znaczną porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi 14,4 %obj., porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną 21,13 %. Jest to na ogół porowatość pierwotna, miejscami wtórna powstała na skutek rozpuszczania składników cementu lub ziaren detrytycznych. Przepuszczalność badanej próbki wynosi 1015.224 mD.

Próbka nr 6, gł. 1292,5 m

Piaskowiec drobnoziarnisty na granicy wielkości ziarna ze średnioziarnistym o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,22 mm, maksymalna (Qfmax) 0,40 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest bardzo dobry i wynosi 1,8. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone, miejscami dobrze obtoczone lub nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych i prostych, sporadycznie wklęsło-wypukłych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (65,0 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Te ostatnie mogą być, podobnie jak w próbkach opisywanych powyżej,

monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Obecne są także śladowe ilości skalenia, głównie potasowego (0,3 %obj. skały). Zauważono także pojedyncze blaszki łyszczyka (0,3 %obj. skały). Głównym składnikiem spoiwa w opisywanym piaskowcu jest kwarc autigeniczny (14,3 %obj. skały). Występuje przeważnie w postaci obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego. Obserwowano także spoiwo kaolinitowe (1,0 %obj. skały) i spoiwo typu matriks (1,7 %obj. skały) złożone z substancji ilastej.

Opisywany piaskowiec charakteryzuje się dobrą porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi 17,4 %obj. skały, porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną 26,12 %. Jest to porowatość pierwotna, oraz wtórna powstała na skutek rozpuszczania składników cementu lub ziaren detrytycznych. Przepuszczalność w badanej próbce wynosi 901,860 mD.

Otwór wiertniczy Ponętów 2

Próbka nr 1; gł. 1483,6 m

Piaskowiec gruboziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,80 mm, maksymalna (Qfmax) 3,50 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego, wyrażony stosunkiem Qfmax/Qf jest słaby i wynosi 4,4. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych, miejscami punktowych, rzadko wklęsło-wypukłych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (73,7 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Ziarna polikrystaliczne mogą być monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Zauważono także śladowe ilości skalenia, głównie potasowego (**Tab. 1.1.15_34**). Ważnym składnikiem spoiwa opisywanego piaskowca jest kwarc autigeniczny (10,3 %obj. skały). Występuje on w postaci obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego lub w postaci izolowanych kryształów w przestrzeni porowej piaskowca. Poza tym występuje drobnokrystaliczny cement węglanowy (2,3 %obj. skały), reprezentowany przez kalcyt (**Tab. 1.1.15_35**) występujący głównie w postaci osobników anhedralnych. W katodoluminescencji wykazuje on świecenie w barwach żółtych i żółtopomarańczowych. W swoim składzie zawiera nieznaczne domieszki żelaza i magnezu. Obserwacje w elektronowym mikroskopie skaningowym potwierdziły obecność kaolinitu. Występuje on w formie płytkowych skupień, tworząc tak zwane formy robakowate. Obserwowano także spoiwo typu matriks (3,3 %obj. skały) złożone z substancji ilastej.

Opisywany piaskowiec charakteryzuje się dosyć dobrą porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi 10,4 %obj. skały, porowatość całkowita, określona metodą laboratoryjną, 16,27 %. Jest to na ogół porowatość pierwotna, miejscami wtórna powstała na skutek rozpuszczania składników cementu. Przepuszczalność badanej próbki wynosi 839,956 mD.

Próbka nr 2; gł. 1564,3 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,40 mm, maksymalna (Qfmax) 2,30 mm.

Stopień wysortowania materiału detrytycznego jest bardzo słaby i wynosi 5,8. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych, miejscami wklęsło-wypukłych. Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (70,7 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Obecne są także nieznaczne ilości skalenia, głównie potasowego (0,3 %obj.). W ilości 1,7 %obj. skały występują ziarna glaukonitu, często schlorytyzowane. Ważnym składnikiem spoiwa jest kwarc autigeniczny (7,3 %obj. skały). Występuje przeważnie w postaci obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego. Obserwowano spoiwo węglanowe (0,7 %obj.), najprawdopodobniej kalcytowe. W analizie z zastosowaniem mikroskopii elektronowej wyróżniono także spoiwo chlorytowe, często w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych. Występuje również ilasto-mułkowy matriks (6,0 %obj.). Opisywany piaskowiec charakteryzuje się niezbyt dużą porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi 12,3 %obj. Natomiast porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną wynosi 20,38 %. Wydaje się, że wartość laboratoryjna jest bardziej wiarygodna z uwagi na słabą jakość wykonania płytki cienkiej. We wszystkich próbkach porowatość „mikroskopowa" jest mniejsza od „laboratoryjnej", gdyż nie uwzględnia niewidocznej pod mikroskopem mikroporowatości. Obserwowana tutaj porowatość ma charakter pierwotny. Przepuszczalność w badanej próbce wynosi 863,402 mD.

Otwór wiertniczy Przybyłów 1

Próbka nr 1; gł. 1732,2 m

Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,15 mm, maksymalna (Qfmax) 0,55 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego, wyrażony stosunkiem Qfmax/Qf wynosi 3,7. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone i nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych, miejscami wklęsło-wypukłych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (79,2 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Ziarna polikrystaliczne mogą być monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Poza tym zidentyfikowano ziarna skalenia, głównie potasowego (2,6 %obj. skały) i pojedyncze litoklasty pochodzenia osadowego (1,0 %obj. skały). Wśród minerałów akcesorycznych (0,6 %obj. skały) wyróżniono turmalin. Piaskowiec jest słabo scementowany. Wyróżniono w nim śladowe ilości autigenicznego spoiwa kwarcowego.

Opisywany piaskowiec charakteryzuje się dosyć dobrą porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi około 16,6 %obj. skały, porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną 21,40 %. Jest to na ogół porowatość pierwotna.

Próbka nr 2; gł. 1792,3 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,35 mm, maksymalna (Qfmax) 3,60 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego, wyrażony stosunkiem Qfmax/Qf jest zły i wynosi 10,3.

Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych, miejscami wklęsło-wypukłych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (75,0 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Poza tym zidentyfikowano okruchy skał pochodzenia osadowego (2,6 %obj. skały). Wyróżniono także pojedyncze ziarna skaleni potasowych (**Tab. 1.1.15_34**), minerałów akcesorycznych i glaukonitu. Piaskowiec jest słabo scementowany. W spoiwie opisano chloryty (4,0 %obj. skały) oraz illit (1,0 %obj. skały). Badane krystality chlorytów wykazały obecność żelaza w przewadze nad magnezem. Występują one w postaci blaszek i łusek, tworząc obwódki na ziarnach detrytycznych. Illit występuje w postaci włókien, zarastając przestrzeń porową. Opisywany piaskowiec charakteryzuje się dosyć dobrą porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi około 15,3 %obj. skały, porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną 16,93 %. Jest to na ogół porowatość pierwotna.

Próbka nr 3; gł. 1827,2 m

Piaskowiec drobnoziarnisty na granicy wielkości ziarna ze średnioziarnistym o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,23 mm, maksymalna (Qfmax) 0,70 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego, wyrażony stosunkiem Qfmax/Qf jest raczej dobry i wynosi 3,0. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych, miejscami wklęsło-wypukłych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (78,9 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Poza tym w śladowych ilościach występują okruchy skał pochodzenia osadowego. Wyróżniono także pojedyncze ziarna skaleni potasowych i minerałów akcesorycznych (cyrkon). Piaskowiec jest słabo scementowany. Głównym składnikiem spoiwa jest kwarc autigeniczny (7,3 %obj. skały). Występuje on w postaci obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego. Odnotowano także obecność kaolinitu (0,6 %obj. skały) oraz ilasto-mułkowego matriksu. Porowatość w opisywanym piaskowcu określona planimetrycznie wynosi 11,3 %obj. skały, porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną 14,68 %. Jest to na ogół porowatość pierwotna. Przepuszczalność piaskowca wynosi 203,670 mD.

Próbka nr 4; gł. 1854,1 m

Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki kwarcowej. Wykazuje strukturę psamitowo-aleurytową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,08 mm, maksymalna (Qfmax) 0,75 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego, wyrażony stosunkiem Qfmax/Qf jest bardzo słaby i wynosi 9,4. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone i nieobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów punktowych lub ziarna nie kontaktują się ze sobą.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc mono- i polikrystaliczny. Wyróżniono także pojedyncze ziarna skaleni potasowych, łyszczyków i glaukonitu. Głównym składnikiem spoiwa jest ilasto-żelazisto-mułkowy matriks. Analiza rentgenowska wykazała także obecność kalcytu i dolomitu, a we frakcji ilastej illitu i kaolinitu. Porowatość w opisywanym piaskowcu określona szacunkowo w płytce cienkiej wynosi około 2 %obj. i jest głównie związana ze szczelinami w skale. Porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną wynosi 9,30 %. Przepuszczalność piaskowca wynosi 1,225 mD.

Próbka nr 5; gł. 1857,2 m

Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Piaskowiec wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (Qf) wynosi 0,12 mm, maksymalna (Qfmax) 0,25 mm. Stopień wysortowania materiału detrytycznego, wyrażony stosunkiem Qfmax/Qf jest bardzo dobry i wynosi 2,1. Materiał detrytyczny reprezentują ziarna przeważnie półobtoczone. Upakowanie materiału detrytycznego wyraża się obecnością kontaktów prostych, miejscami wklęsło-wypukłych.

Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc (80,9 %obj. skały). Wyróżniono tu ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Ziarna polikrystaliczne mogą być monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, bądź fragmentami łupków kwarcowych lub okruchami rogowców, czy fragmentami kwarcu żyłowego. Poza tym zidentyfikowano ziarna skalenia, głównie potasowego (1,3 %obj. skały – **Tab. 1.1.15_34**) i pojedyncze litoklasty pochodzenia osadowego (0,3 %obj. skały). Wśród minerałów akcesorycznych (2,0 %obj. skały) wyróżniono turmalin, cyrkon. Poza tym odnotowano blaszki łyszczyków (2,0 %obj. skały) oraz pojedyncze ziarna glaukonitu. W spoiwie piaskowca wyróżniono węglany, kwarc autigeniczny oraz kaolinit. Analizy chemiczne węglanów w mikroobszarze (**Tab. 1.1.15_35**) wskazują na obecność kalcytu i ankerytu. Kwarc autigeniczny występuje głównie w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych . Kaolinit tworzy bardzo sporadyczne, niewielkie skupienia w przestrzeniach porowych piaskowca.

Opisywany piaskowiec charakteryzuje się dosyć dobrą porowatością. Porowatość określona planimetrycznie wynosi 11,6 %obj. skały, porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną 13,79 %. Przepuszczalność pomierzona w próbce wynosi 38,529 mD.

Próbka nr 6; gł. 1932,3 m

Wapień określony jako wackston z pojedynczymi bioklastami. Analiza rentgenowska w próbce wykazała obecność kalcytu oraz kwarcu, a wśród minerałów ilastych: illitu, illitu/smektytu, kaolinitu i wermikulitu. Skała wykazuje teksturę bezładną. Zawiera muł kalcytowy, pojedyncze ziarna kwarcu frakcji aleurytowej i pojedyncze fragmenty muszli.

Porowatość całkowita określona metodą laboratoryjną wynosi 0,61 %. Przepuszczalność pomierzona w próbce wynosi 0,001 mD.

Struktury naftowe

Prace zostały wykonane przez wszystkich partnerów konsorcjum (**PIG-PIB**, **GIG**, **AGH**, **PBG** i **INiG)**.

Uzgodniono, po konsultacjach z PGNiG S.A (patrz też zadanie **1.1.36**), że jako kolektory w wyeksploatowanych złożach gazu ziemnego i/lub ropy naftowej zostaną zasadniczo opracowane w niniejszym zadaniu dwa obiekty/struktury:

- złoże ropy Nosówka koło Rzeszowa (możliwe wspomaganie wydobycia ropy przez zatłaczanie CO2 od niedużego emitenta z Rzeszowa lub Tarnowa),

- złoże gazu Wilków koło Głogowa (możliwe składowanie CO2 od emitentów średniej wielkości, tzn. np. z Zagłębia Miedziowego, wspomaganie wydobycia gazu raczej mało perspektywiczne w porównaniu z przypadkiem złoża ropy),

Dla struktury ropnej Nosówka podstawowym kolektorem są utwory wizenu, natomiast złoże Wilków występuje w piaskowcach czerwonego spągowca.

Przedmiotem prac dla struktur Wilków i Nosówka było opracowanie modelu strukturalno-parametrycznego dla kompleksu składowania (potencjalnego składowiska), uwzględniające budowę strukturalna kolektorów i nadkładu, własności geochemiczne solanek, obecność i charakter uskoków oraz rozkład parametrów zbiornikowych.

W ramach prac dla struktury Wilków IGSMiE PAN wykonał charakterystykę struktury w oparciu o współczynniki odbicia wyinterpretowane na wytypowanych przekrojach sejsmicznych, PBG opracował model gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne prezentujące rozkład gęstości wzdłuż wytypowanych przekrojów sejsmicznych a AGH wykonał podstawowy wariant modelu statycznego struktury, obejmujący kompleks składowania w czerwonym spągowcu.

Model statyczny złoża ropy Nosówka został opracowany przez INiG w oparciu o informacje z przedstawione w **1.1.14** oraz nowsze i bardziej szczegółowe dane pozyskane od PGNiG.

Ponadto PIG-PIB wykonał szczegółowe oznaczenia składu mineralnego skał dla 4 wytypowanych otworów w rejonie złoża ropy Nosówka, nawiercających wizeński kolektor i klastyczno-węglanowe uszczelnienie dolnomioceńskie.

Model strukturalno – litologiczny struktury wodonośnej w otoczeniu złoża węglowodorów (Wilków – poziom podścielający) (IGSMiE PAN)

(Radosław Tarkowski, Lidia Dziewińska, Maria Oniszk, Zdzisław Żuk)

W ramach realizacji zadania ***1.1.15. Opracowanie szczegółowych modeli statystycznych ośrodka geologicznego składowisk,*** IGSMiE PAN w I półroczu 2010 r. wykonał model strukturalno – litologiczny struktury wodonośnej w otoczeniu złoża węglowodorów (Wilków – poziom podścielający).

Zakres prac do realizacji:

- wykonanie 1 opracowania tekstowego z załącznikami graficznymi, zawierającego charakterystykę geologiczną struktury wodonośnej w otoczeniu złoża węglowodorów,

- opracowanie map i przekrojów geologicznych charakteryzujących budowę geologiczną struktury wodonośnej w otoczeniu złoża węglowodorów.

W ramach zadania **1.1.15**:

- Wyznaczono impuls elementarny, przetworzono dane i sporządzono sekcje efektywnych współczynników odbicia z zastosowaniem autorskiego oprogramowania specjalistycznego w systemie Reapak -- dla 2 profili sejsmicznych 25-5-78K i 26-5-78K, przy wypracowanych parametrach dla struktury Wilków,
- Opracowano odpowiednie formaty i skale dla przetwarzania wyników w sposób wielowariantowy, umożliwiający wyznaczenie piaskowcowych poziomów zbiornikowych, przewodnich horyzontów uszczelniających i stref nieciągłości tektonicznych dla 2 profili sejsmicznych 25-5-78K i 26-5-78K w rejonie struktury Wilków,

Przeprowadzone analizy zestawiono w formie opracowania dotyczącego charakterystyki geologicznej struktury wodonośnej w otoczeniu złoża węglowodorów (Wilków – poziom podścielający) zawierającego mapy i przekroje geologiczne tego obszaru.

Ponowna interpretacja geofizyczno-geologiczna pozwoliła na udokładnienie wzdłuż 2 interpretowanych przekrojów sejsmicznych budowy geologicznej wcześniej opracowanego obiektu strukturalnego. Wykonana interpretacja elementów litologicznych oraz tektonicznych w interwałach położonych pomiędzy przewodnimi granicami sejsmicznymi istotnie wzbogaciła zakres informacji przedstawianych w standardowych dokumentacjach sejsmicznych.

Celem przeprowadzonych badań było dokładniejsze rozpoznanie budowy geologicznej struktury Wilków wytypowanej do potencjalnego składowania CO_2 w (wy)eksploatowanych złożach gazu zimnego w P_1 ze zwróceniem szczególnej uwagi na piaskowcowe poziomy zbiornikowe i przewodnie horyzonty uszczelniające. Dotychczasowa analiza wyników badań sejsmicznych wskazuje, iż struktura charakteryzuje się nieregularnością formy, szczególnie od strony skrzydła S, co wymagało pogłębienia znajomości jej

kształtów poprzez m.in. bardziej szczegółowe zbadanie jej skłonów. Weryfikacji wymagał również przyjmowany w dokumentacjach złożowych bezdyslokacyjny model budowy geologicznej P_1.

Charakterystyka geologiczna struktury Wilków

Obszar położenia struktury Wilków znajduje się na monoklinie przedsudeckiej w obrębie jednostki regionalnej – depresji zielonogórskiej ograniczonej od północy wyniesieniem wolsztyńskim, a od południa blokiem przedsudeckim. W centrum obszaru depresyjnego czerwony spągowiec osiąga duże miąższości (842 m – Bielany 1) i jest on tu głównym poziomem perspektywicznym w procesie poszukiwań złóż gazu ziemnego.

W rozpoznanym profilu wgłębnym monokliny przedsudeckiej można wyróżnić 2 pietra strukturalne:

a) waryscyjskie, charakteryzujące się znacznym zaangażowaniem tektonicznym (stwierdzone upady w karbonie dolnym i starszym paleozoiku wynoszą od 30° do 90°)

b) laramijskie (obejmujące utwory permu i mezozoiku) cechujące się niedużymi upadami.

Na tle skomplikowanej tektoniki piętra waryscyjskiego, utwory laramijskiego piętra charakteryzuje stosunkowo spokojne zaleganie i generalne, monoklinalne zapadanie w kierunku północnym i północno-wschodnim.

Głównym zadaniem głębokich otworów geologicznych odwierconych w obrębie obiektu strukturalnego Wilków było rozpoznanie wykształcenia facjalnego i charakteru nasycenia utworów P1, a następnie rozpoznanie zasięgu złóż oraz jego warunków strukturalnych. Zadaniem dodatkowym było zbadanie bitumiczności węglanowych utworów cechsztynu. Wapień podstawowy w rejonie Wilkowa posiada niewielką miąższość (kilkumetrową) i charakteryzuje się złymi własnościami kolektorskimi. Z wyższych horyzontów wodonośnych w obrębie złoża rozpoznano poziom o miąższości śr. ok. 30 m dolomitu głównego, który posiada lepsze własności kolektorskie.

Pierwszy etap prac poszukiwawczych zrealizowany w roku 1979 obejmował wyniki otworów Wilków 1-4, 6-7, 9-10. W roku 1980 struktura Wilków została przekazana do rejestru struktur lokalnych. Kolejny etap obejmował otwory o numeracji 5, 8 i 11. Ogółem do roku 1981 odwiercono w rejonie złoża 11 otworów, z czego 7 otworów uzyskało przepływ gazu o znaczeniu przemysłowym.

W latach 1986-1988 zrealizowano 21 otworów eksploatacyjnych o numerach od W-21 do W-41. Z tych wykonanych otworów 17 włączono do eksploatacji. W. 32 i 40 znalazły się poza granicami złoża, natomiast zlikwidowano W-36, z którego nie uzyskano przypływu z uwagi na słabe własności zbiornikowe. Wiercenie W.41 określono jako piezometryczny. W latach 1990 i 1991 odwiercono 2 otwory rozpoznawcze odpowiednio W.12 i W.13 położone pomiędzy złożami gazu ziemnego Wilków i Szlichtyngowa. Razem dla rozpoznania i udostępnienia złoża odwiercono 34 otwory o przeciętnej głębokości około 1650 m, z czego w 26 uzyskano przemysłowe przypływy gazu ziemnego.

Złoże gazu ziemnego Wilków jest złożem związanym z przystropową partią piaszczystych utworów czerwonego spągowca. Obraz powierzchniowy struktury przedstawiają **Zał. 1** i **1a** odpowiednio w granicach przyporządkowanych stratygraficznie: stropowi czerwonego spągowca (P_1) i przystropowej partii środkowego pstrego piaskowca (T_{p2}). W utworach P1 struktura zamknięta jest izobatą -1575 m, a w poziomie T_{p2} -600m.Podniesienie strukturalne rysujące się w stropie T_{p2} charakteryzuje się przesunięciem ku SE partii szczytowej w stosunku do odpowiadającej jej w planie P1.

Ekran dla górnej granicy złoża stanowi wapień podstawowy wraz z poziomem łupków miedzionośnych oraz utwory anhydrytowo-solne cyklotemu Werra. Utwory P1 na strukturze Wilków posiadają dość jednorodne wykształcenie litologiczne oraz własności zbiornikowe. Maksymalna miąższość złoża wynosi 107,9 m. Na podstawie kompleksowej interpretacji profilowań geofizycznych w otworach ustalono, że dolną granicę złoża stanowi poziom wody podścielającej wyznaczony na głębokości -1509 m. Granicę złoża w płaszczyźnie poziomej wyznacza izolinia przecięcia poziomu wody podścielającej z powierzchnią stropu P1. Charakterystyczna jest zmienność głębokości kontaktów woda-gaz na poszczególnych elementach kulminacyjnych obiektu strukturalnego.

Przypływ wód złożowych z utworów P1 uzyskano z otworów W3, 6, 10 i 41, w których horyzont ten nawiercono poniżej przyjętego poziomu wody podścielającej. Najbardziej reprezentatywną próbkę wody z czerwonego spągowca uzyskano z otworu Wilków 10. Charakteryzuje się ona następującymi parametrami: ciężar właściwy – 1,2 g/cm^3, mineralizacja 341 g/l, zawartość jonów Cl^- - 182 g/l. Ca^{++} - 24,5 g/l, Mg^{++} - 13,5 g/l.

Typowa woda złożowa podścielająca złoże gazu ziemnego Wilków charakteryzuje się następującymi parametrami: mineralizacja ok. 285,13 g/l, zawartość jonów Ca^{++} - 26,55 g/l, Mg^{++} - 2,28 g/l.

Na podstawie badań laboratoryjnych określono własności skały zbiornikowej P1 w części serii gazonośnej (przerdzeniowanej). I tak średnia arytmetyczna porowatości = 15,27%, natomiast oznaczana ważoną interwałami przerdzeniowanymi w poszczególnych otworach wynosi 14,96%. Określona na podstawie badań geofizyki wiertniczej średnia ważona porowatości wynosi 15,97%, a średnia przepuszczalność dla całego złoża wynosi 66,75 mdcy. Temperatura złoża wynosi 326,58^{o}K, tj. 53,43^{o}C.

W żadnym otworze na złożu Wilków nie przewiercono utworów czerwonego spągowca. Posługując się interpretacjami z obszarów sąsiednich, gdzie utwory te zostały dość dobrze poznane (Bielawy 1, Brenno 1, Siciny IG1) można przyjąć, że miąższość ich zawiera się w granicach 600-700 m. Czerwony spągowiec w tym rejonie zbudowany jest z 2 kompleksów: dolnego – autunu i górnego – saksonu. Obszar struktury zlokalizowany w centralnej partii niecki zielonogórskiej leży w strefie zwiększonej miąższości saksonu (300-500 m) z tym, że żaden z otworów nie przewiercił tych utworów.

W rejonie struktury stwierdzono obecność 4 cyklotemów cechsztynu. Cyklotem Werra wykształcony jest w pełnym rozwoju, natomiast wyższe cyklotemy są częściowo zredukowane.

Największym zmianom miąższości podlegają osady cyklotemu Werra, głównie anhydrytu dolnego i soli najstarszej, przy czym nie obserwuje się tu spodziewanej zależności od morfologii stropu czerwonego spągowca. Wyższe ogniwa cechsztynu wykazują mniejszą zmienność miąższościowo-facjalną.

Nad utworami cechsztynu występują utwory triasowe: pstrego piaskowca oraz wapienia muszlowego dolnego i środkowego. Na wapieniu muszlowym zalegają niezgodnie osady trzecio- i czwartorzędowe. Podział stratygraficzny i miąższości poszczególnych ogniw wybranych otworów przedstawia załączona tabela (**Tab. 1.1.15_36**).

Syntetyczny profil stratygraficzno-litologiczny utworów skalnych występujących w rejonie badań

czwartorzęd – piaski, żwiry, gliny

trzeciorzęd – iły mułki i mułowiec, piaski i mułki, piaskowec

wapień muszlowy – górny: wapienie, iłołupki, wapienie margliste

środkowy: wap. dolomityczny, margle dolomityczne z wkładkami gipsów i anhydrytów

dolny: wapienie oolitowe. dolomity

pstry piaskowiec górny – ret – margle, margle dolomityczne, dolomity, anhydryty i iłowce

pstry piaskowiec śr. + dolny – piaskowce, iłowce, mułowce z wkładkami zlepieńców i niekiedy oolitowo-wapiennych

cechsztyn, 4 cyklotemy Z1, Z2, Z3, Z4 – w poszczególnych cyklotemach występują: sole, anhydryty, wapienie (dolomity) i utwory ilaste.

czerwony spągowiec – sakson – piaskowce, zlepieńce, iłowce, łupki piaszczyste; skały wylewne autunu

karbon – łupki mułowcowe, piaskowce, zlepieńce, iłołupki.

Stratygrafia przykładowych otworów wiertniczych

Wilków 8

0,0 – 296,0 m (296,0) – czwartorzęd + trzeciorzęd

296,0 – 481,0 m (185,0) – wapień muszlowy w tym:

296,0 – 314,0 (18,0) – wapień muszlowy środkowy

314,0 – 481,0 (167,0) – wapień muszlowy dolny

481,0 – 1211,0 (730,0) – pstry piaskowiec, w tym:

481,0 – 628,5 (147,5) – pstry piaskowiec górny – ret

528,5 – 885,0 (256,5) – środkowy

885,0 – 1211,0 (326,0) – dolny

1211,0 – 1520,5 (309,5) – cechsztyn, w tym:

1211,0 – 1240,0 (29,0) – iłowce przejściowe ALLER

- -

1240,0 – 1278,0 (38,0) – anhydryt główny

1278,0 – 1280,0 (2,0) – szary ił solny LEINE

- -

1280,0 – 1305,0 (25,0) – anhydryt podstawowy

1305,0 – 1335,5 (30,5) – dolomit główny STASSFURT

- -

1335,5 – 1391,0 (55,5) – anhydryt górny

1391,0 – 1407,5 (16.5) – sól najstarsza

1407,5 – 1515,0 (107,5) – anhydryt dolny WERRA

1515,0 – 1519,0 (4,0) – wapień podstawowy

1519 0 – 1520,5 (1,5) – odp. łupków Cu

Wilków 11

0,0 – 295,0 m (295,0) – czwartorzęd + trzeciorzęd

295,0 – 480,0 m (185,0) – wapień muszlowy w tym:

- -

295,0 – 308,5 (13,5) – wapień muszlowy środkowy

308,5 – 480,5 (172,0) – wapień muszlowy dolny

480,5 – 1208,5 (728,0) – pstry piaskowiec, w tym:

- -

480,5 – 627,5 (147,5) – pstry piaskowiec górny – ret

627,5 – 887,5 (260,0) – pstry piaskowiec środkowy

887,5 – 1208,5 (321,0) – pstry piaskowiec dolny

1208,5 – 1627,0 (418,5) – cechsztyn, w tym:

- -

1208,5 – 1236,5 (28,0) – iłowce przejściowe ALLER

- -

1236,5 – 1273,0 (36,5) – anhydryt główny

1273,0 – 1275,0 (2,0) – szary ił solny LEINE

- -

1275,0 – 1301,0 (26,0) – anhydryt podstawowy

1301,0 – 1328,5 (27,5) – dolomit główny STASSFURT

1328,5 – 1394,0 (65,5) – anhydryt górny

1394,0 – 1412,5 (18,5) – sól najstarsza

1412,5 – 1424,0 (11,5) – anhydryt środkowy

1424,0 – 1504,0 (80,5) – sól najstarsza

1504,0 – 1619,0 (114,5) – anhydryt dolny

1619,0 – 1627,0 (8,0) – wapień podstawowy + odp. łupków Cu

1627,0 – 1646,0 (19,0) – czerwony spągowiec

W wielu otworach leżących w obrębie struktury stwierdzono spękania i liczne płaszczyzny poślizgów tektonicznych w utworach wapienia podstawowego oraz P1, a także anhydrycie dolnym Werry. W rdzeniach z otworu np. Wilków 6 obserwowano drobne przesuniecia warstewek o zrzucie kilku cm, liczne

pionowe szczeliny wypełnione kalcytem. Natomiast w otworze Wilków 1 w spągowej partii przewierconego interwału czerwonego spągowca (P1) zanotowano płaszczyzny poślizgów tektonicznych w łupkach ilastych.

Tab. 1.1.15_36 Zestawienie wybranych otworów położonych wzdłuż profili sejsmicznych wytypowanych do przetwarzania w systemie współczynników odbicia

Nazwa otworu				WILKÓW 6 82,62 m npm			WILKÓW 8 75,74 m npm			WILKÓW 11 76,42 m npm			WILKÓW 29 76,28 m npm			WILKÓW 30 78,07 m npm			WILKÓW 31 77,08 m npm			WILKÓW 39 78,58 m npm		
Stratygrafia				a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c
Czwartorzęd + trzeciorzęd				303,0	303,0		296,0	296,0		295,0	295,0		292,5	292,5		295,0	295,0		298,0	298,0		301,0	301,0	
Retyk																								
TRIAS	KAJPER																							
	WAP. MUSZL.	górny																						
		środkowy		345,0	42,0		314,0	18,0		308,5	13,5		308,5	16,0		313,0	18,0		305,0	7,0		323,5	22,5	
		dolny		517,0	172,0					480,5	172,0		483,5	175,0		489,5	176,5		477,5	172,5		495,0	171,5	
	PSTRY P-C	górny – ret		662,5	145,5		628,5			627,5	147,0		633,0	149,5		635,0	145,5		624,0	146,5		643,0	148,0	
		środkowy		930,0	267,5		885,0	147,5		887,5	260,0		890,0	257,0		888,0	253,0		881,0	257,0		903,0	260,0	
		dolny		1246,0	316,0		12110,	326,0		1208,5	321,0		1234,0	344,0		1208,0	320,0		1192,0	311,0		1218,0	315,0	
PERM	CECHSZ	Aller		1280,0	34,0		1240,0	29,0		1236,5	28,0		1245,0	11,0		1240,0	32,0		1229,0	37,0		1245,0	27,0	
		LEINE	anhydryt stropowy																					
			sól młodsza																					
			anhydryt główny	1324,0	44,0		1278,0	38,0		1273,0	36,5		1277,5	32,5		1277,5	37,5		1272,5	43,5		1286,0	41,0	

			szary ił solny	1326,0	2,0		1280,0	2,0		1275,0	2,0		1280,5	3,0		1281,5	4,0		1275,5	3,0		1288,0	2,0	
		STASSFURT	anhydryt stropowy	1331,0	5,0																		
			sól starsza	1349,0	18,0																		
			anhydryt podstawowy	1377,5	28,0		1305,0	25,0		1301,0	26,0		1306,0	25,5		1301,0	19,5		1302,0	26,5		1315,0	27,0	
			dolomit główny	1407,5	30,0		1335,5	30,5		1328,5	27,5		1325,0	19,0		1326,5	25,5		1334,0	32,0		1340,0	25,0	
		WERRA	anhydryt główny	1460,0	52,0		1391,0	55,5		1394,0	65,5		1372,5	47,5		1361,0	34,5		1377,0	43,0		1381,0	41,0	
			sól najstarsza	1503,0	43,0		1407,5	16,5		1504,5			1425,0	52,5		1499,0	138,0		1396,0	19,0		1485,0	104,0	
			anhydryt dolny	1625,0	122,0		1515,0	107,5		1619,0	114,5		1478,0	53,0		1550,0	51,0		1508,0	112,0		1542,0	57,0	
			wapień podstawowy	1629,0	4,0		1519,0	4,0					1482,5	5,0		1556,5	6,5		1513,5	5,5		1547,5	5,5	
			łupki miedzionośne	1630,5	1,5		1520,5	1,5		1627,0	8,0													
	Czerwony spągowiec			1700,0	69,5		1555,0	34,5		1646,0	19,0		1547,0	64,5		1573,0	16,5		1550,0	36,5		1563,0	15,5	
Karbon																								

Wyniki dotychczasowych badań sejsmicznych

Zadaniem prac sejsmicznych w obszarze badań (temat: Nowa Sól – Góra – Milicz r. 1978-79) było rejestrowanie i rozpoznawanie obiektów strukturalnych w utworach czerwonego spągowca, cechsztynu oraz nadległego mezozoiku w zakresie umożliwiającym lokalizację wierceń poszukiwawczych.

Większość profili została w roku 1992 objęta reprocesingiem w systemie Geomaster. W procesie przetwarzania materiałów w tym systemie zastosowano standardowo procedury: dekonwolucji typu „spike" na składowych, optymalizacji statyki (program SATAN), filtracji pasmowej (8-16-80-120) przed i po sumowaniu, filtracji wielokanałowej ANCOD oraz migracji wg równania falowego. W wyniku zastosowanych procedur uległ poprawie stosunek sygnału użytecznego do zakłóceń. Dynamika zapisu jest charakterystyczna dla poszczególnych granic, a jej osłabienie powoduje interferencja fal odbitych z cienko-warstwowanego ośrodka cechsztyńskiego z falami zakłócającymi.

Uzyskany obraz falowy pozwolił na wykonanie korelacji granic triasowych i permskich związanych z poszczególnymi cyklotemami cechsztynu oraz stropem czerwonego spągowca. Dodatkowo wykonano korelację hipotetycznej granicy C związanej ze stropem karbonu o bardzo zmiennej dynamice i strefach nieciągłości spowodowanych głównie skomplikowaną budową geologiczną tych utworów.

Na sekcjach czasowych prześledzono, z różnym stopniem ciągłości i pewności, następujące granice sejsmiczne:

T_m – granica odpowiadająca stropowi wapienia muszlowego

T_{p2} – granica odzwierciedlająca morfologię stropu środkowego pstrego piaskowca

P_2 – granica z przystropowej części cechsztynu (w ograniczonym obszarze)

Z_3 – granica ze stropu anhydrytu Leine

Z_2 – granica ze stropu soli Stassfurtu

Z_1^N – granica ze stropu soli Werry

Z_1 – granica ze spągu soli Werry

P_1 – granica powstała na kontakcie spągu cechsztynu i stropu czerwonego spągowca

C – hipotetyczna granica związana ze spągiem czerwonego spągowca – stropem karbonu (prześledzona i skorelowana w ograniczonym obszarze).

Brak pomiarów prędkości średnich w głębokich odwiertach utrudniał wtedy dokładne określenie głębokości granic. Jedyny otwór z pomiarem Wilków 3 z roku 1980 nieprzewiercający cechsztynu nie rozwiązywał problemu[10].

[10] Jest opis prac wykonanych w ramach dokumentacji archiwalnej sprzed kilkunastu lat, której wyniki zostały wykorzystae w opracowaniu autorskim IGSMiE PAN. W analizach AGH wykorzystano najnowsze dostępne dane.

Uzyskiwanie informacji sejsmicznych o szczegółach budowy cechsztynu poprzez kartowanie granic Z_1, Z_1^N, Z_2, Z_3 było więc w tym rejonie utrudnione z jednej strony przez płytkie zaleganie cechsztynu z drugiej zaś z powodu znacznych redukcji miąższości w obrębie poszczególnych cyklotemów spowodowane przede wszystkim redukcją poziomów solnych trzech górnych cyklotemów (Z4, Z3, Z2).

W cyklotemie Z1 sól najstarsza i anhydryt dolny wykazują dużą zmienność miąższości utrudniając rozdzielczość granic w tym cyklotemie i granic nadległych.

W przypadku zmniejszenia miąższości anhydrytów w cyklotemach Z3 i Z2 refleksy od granicy Z_3 i Z_1 interferują ze sobą łącząc się w jeden refleks wielookresowy w sposób nie pozwalający na ich jednoznaczne rozdzielenie, utrudniając korelację granicy Z_2.

Dla określenia konfiguracji stropu dolomitu głównego ważną rolę odgrywa granica Z_1^N związana ze stropem soli najstarszej.

Nad osadami cechsztynu zalegają utwory mezozoiku reprezentowane przez pstry piaskowiec i wapień muszlowy, który występuje na większości obszaru na wychodniach podtrzeciorzędowych. Na kontakcie trzeciorzędu i wapienia muszlowego powstaje silny dynamicznie refleks, którego odbicia wielokrotne są trudne do wyeliminowania. Nad utworami triasu zalegają niezgodnie osady trzecio- i czwartorzędowe.

Struktura Wilków w utworach czerwonego spągowca przedstawiana jest (**zał. 1**) jako brachyantyklinalne wyniesienie wydłużone o kierunku NW-SE zamknięte izobarą – 1575 m. Jest to element regionalnego wyniesienia Grochowice-Kulów, Wilków, Szlichtyngowa-Niechlów typu garbu. Północny skłon struktury zapada bardziej stromo ku NE, zgodnie z regionalnym trendem, natomiast S skrzydło zapada łagodniej ku obniżeniu oddzielającemu ciąg struktur Grochowice-Wilków-Szlichtyngowa-Kowalewo od stromo nachylonej części monokliny przedsudeckiej, przylegającej bezpośrednio do bloku przedsudeckiego. Od NW i SE złożowa struktura Wilków oddzielona jest niewielkimi obniżeniami od złóż gazu Grochowice i Szlichtyngowa, usytuowanych w tym samym ciągu struktur o przebiegu NW-SE.

Górną granicę złoża stanowi powierzchnia stropowa P_1 ekranowana cechsztyńskim wapieniem podstawowym (Ca1) wraz z poziomem łupków miedzionośnych w spągu oraz kompleks utworów anhydrytowo-solnych cyklotemu Wera. Dolną granice złoża stanowi poziom wody podścielającej utwory na głęb. –1509 m.

Wyniesienie Wilków notowane jest także w obrazie sejsmicznym granicy związanej ze stropem środkowego pstrego piaskowca (**zał. 1a**).

Opracowanie sekcji efektywnych współczynników odbicia

Analiza materiałów geologiczno-geofizycznych wskazuje, iż przedstawiona budowa przestrzenna złoża gazu ziemnego Wilków (**zał. 1**) jest w znacznym stopniu uproszczona. Wynika to głównie z trudności w śledzeniu przy pomocy badań sejsmicznych granic odbijających od utworów permu. Spowodowane to jest przede wszystkim zaleganiem bezpośrednio pod utworami trzeciorzędu wysokoprędkościowych utworów wapienia muszlowego i retu tworzących silny ekran dla fal sejsmicznych, a także stosunkowo płytkim zaleganiu utworów permu uniemożliwiających zastosowanie większych rozstawów w pracach polowych. Ponadto w tym rejonie utwory permu tworzą wielowarstwowy ośrodek akustyczny o stosunkowo niewielkiej miąższości poszczególnych warstw.

Mimo zastosowania ww. procesów przetwarzania uzyskano sekcje sejsmiczne (**zał. 2 i 3**), na których rejestracje granic posiadają niewystarczającą rozdzielczość do przeprowadzenia rozważań dotyczących zmian litologicznych i wyznaczania stref nieciągłości tektonicznych. Sytuacja ta wymagała podjęcia prac w zakresie przetwarzania danych sejsmicznych w celu zwiększenia rozdzielczości zapisu. Przedmiotem niniejszej pracy jest opracowanie i interpretacja materiałów sejsmicznych przetworzonych do postaci efektywnych współczynników odbicia.

Zadaniem tych badań było dokładniejsze rozpoznanie budowy geologicznej struktury Wilków wytypowanej do potencjalnego składowania CO_2 w (wy)eksploatowanych złożach gazu zimnego w P_1 ze zwróceniem szczególnej uwagi na piaskowcowe poziomy zbiornikowe i przewodnie horyzonty uszczelniające. Analiza wyników badań sejsmicznych wskazuje, iż struktura charakteryzuje się nieregularnością formy, szczególnie od strony skrzydła S, co wymagało pogłębienia znajomości jej kształtów poprzez m.in. szczegółowsze zbadanie jej skłonów. Weryfikacji wymagał również przyjmowany w dokumentacjach złożowych bezdyslokacyjny model budowy geologicznej P_1.

Do rozwiązania zadania przewidziano przekształcenie 2 wybranych profili sejsmicznych 25-5-78K i 26-5-78K o kierunkach SSW-NNE (**zał. 1**), tj. prostopadłych do kierunku rozciągłości struktury, w postaci współczynników odbicia oraz identyfikację charakterystycznych kompleksów litostratygraficznych i wyznaczenie dyslokacji o małej amplitudzie, z wykorzystaniem informacji z otworów wiertniczych, w tym pomiarów geofizycznych.

Wykonanie zadania wymagało wykorzystania materiałów źródłowych tj. zbiorów czasowych z rzeczywistymi wielkościami amplitud RAP dla 2 ww. profili sejsmicznych, wykonanych przez Geofizykę Kraków w ramach tematu: Nowa Sól – Góra - Milicz rejon Wschowa i objętych w roku 1992 reprocesingiem w systemie przetwarzania Geomaster w ramach tematu: Sława – Leszno rejon Grochowice – Szlichtyngowa. Materiały te były potrzebne do opracowania przekrojów w wersji współczynników odbicia w systemie Reapak.

Prace obejmowały:

a) Podstawowe przetwarzania materiałów sejsmicznych sekcji falowych w postaci współczynników odbicia z zastosowaniem autorskiego oprogramowania specjalistycznego w systemie Reapak, przy wypracowanych dla danego zadania parametrach, ze szczególnym zwróceniem uwagi na interwał obejmujący zakres informacji związany z utworami środkowego pstrego piaskowca, permu oraz jego podłoża występujących w przedziale czasowym od ~0,5 do 1,7-2,0 sek.

b) Dobór i opracowanie odpowiednich formatów i skał (poziomych i pionowych) dla przedstawienia w sposób wielowariantowy umożliwiający rozwiązanie postawionego zadania na podstawie wstępnej interpretacji przekrojów z wydzieleniem charakterystycznych kompleksów i stref nieciągłości tektonicznych.

c) Przygotowanie i opracowanie graficzne załączników – sporządzenie czasowych przekrojów sejsmicznych w różnych skalach (**zał. 4-9, Fig. 1.1.15_202 i 1.1.15_203**) wraz z komentarzem tekstowym oraz z dołączeniem dokumentacyjnych materiałów wyjściowych (**zał. 2 i 3**) i pośrednich (**Fig. 1.1.15_201**) ilustrujących cykl prac.

Opracowanie odpowiednich formatów i skal dla przetwarzania wyników w sposób wariantowy, umożliwiający wyznaczenie piaskowcowych poziomów zbiornikowych, przewodnich horyzontów uszczelniających i stref nieciągłości tektonicznych dla 2 profili sejsmicznych 25-4-78K i 26-5-78K w rejonie struktury Wilków.

Zastosowana metoda efektywnych współczynników odbicia umożliwia przekształcenie falowego obrazu sejsmicznego w impulsową postać zapisów sejsmicznych czyli czasowy ciąg współczynników odbicia. Wykorzystuje się w tym celu jedną z najważniejszych cech zapisu sejsmicznego – amplitudę, której wielkość przyjmuje się za proporcjonalną do współczynnika odbicia dla określonej granicy geologicznej. Modelem matematyczno-fizycznym ośrodka geologicznego jest tzw. moduł konwolucyjny, według którego trasa sejsmiczna jest wynikiem splotu trasy współczynników odbić - K(t) z elementarnym sygnałem sejsmicznym - S(t). Stosując teraz dekonwolucję amplitudowej trasy sejsmicznej można otrzymać trasę sejsmiczną w postaci szeregu współczynników K(t).

Dla określenia elementarnego impulsu sejsmicznego dokonuje się sumowania kolejnych dla danej trasy grup fal odbitych sprowadzonych do tej samej fazy oraz wspólnego czasu rejestracji. Szczególne znaczenie ma tutaj wyznaczenie początku danej fali w odniesieniu do pojawienia się pierwszej intensywnej fazy. Zwykle określamy go jako punkt maksymalnego wzrostu gradientu ekstremalnych amplitud sygnału sejsmicznego. Wyniki określenia sygnału elementarnego zestawiane są w postaci zbioru danych i wykresu, który można kontrolować z wykorzystaniem analizy Fouriera. W praktyce sygnał elementarny określany jest dla wybranych odcinków profilu sejsmicznego w charakterystycznych przedziałach czasowych. Można przyjmować jedną wartość sygnału wzdłuż całego profilu sejsmicznego lub różne wartości sygnału odpowiadające różnym kompleksom. Ze względu na podobieństwo obrazów falowych na czasowych przekrojach sejsmicznych przyjęto do wyznaczenia efektywnych współczynników odbicia jeden sygnał elementarny wyliczony w przedziale 200 – 1600 ms (**Fig. 1.1.15_201**).

Dla zamiany falowej trasy sejsmicznej na czasowe szeregi amplitud zerofazowych nazywanych efektywnymi współczynnikami odbicia wykorzystywana jest funkcja wzajemnej korelacji sygnału elementarnego z każdą trasą sejsmiczną. Wyznacza ona w postaci czasów miejsca maksymalnej korelacji sygnału z falami odbitymi w postaci wartości współczynnika oraz znaku amplitudy określający biegunowość wystąpienia fali. Otrzymany nowy zbiór impulsowej trasy sejsmicznej korelujemy z elementarnym sygnałem i otrzymujemy pierwsze przybliżenie teoretycznej trasy sejsmicznej, która jest odejmowana od pierwotnej (wyjściowej) trasy sejsmicznej. Postępowanie takie umożliwia powtórzenie procesu korelacji wzajemnej, która w praktyce wykonywana jest kilka razy, aż do uznania że resztkowa trasa amplitudowa składa się tylko z fal

zakłócających. Rezultaty wszystkich kolejnych iteracji są sumowane dając w efekcie wynikową trasę współczynników odbicia. Po wykonaniu odpowiednich elementów opracowania statystycznego formowany jest końcowy przekrój impulsowej charakterystyki ośrodka geologicznego.

Na przekroju współczynników odbicia poziome kreski wyznaczają położenie granic odbijających różniących się prędkościami, pionowe kreski, których wielkość jest proporcjonalna do wartości współczynnika odbicia są funkcją różnic twardości akustycznej sąsiadujących warstw oraz wskazują znak współczynnika odbicia. Zastosowanie przedstawionego sposobu przetwarzania umożliwia wydzielenie granic odbijających, których wzajemna odległość jest większa od 0,25 T, gdzie T jest okresem sygnału elementarnego, a więc znacznie bardziej szczegółowego obrazu aniżeli na amplitudowej sekcji sejsmicznej. Przekroje współczynników pozwalają na wykorzystanie do korelacji obok położenia granic sejsmicznych także znaku efektywnego współczynnika odbicia i intensywności odbitej fali. Dzięki wykorzystaniu przedstawionych cech przekroju współczynników odbicia wzrasta efektywność wykorzystania pola fal sejsmicznych do odtworzenia budowy geologicznej ośrodka, szczególnie w zakresie rozpoznania warstw o małej miąższości, drobnych dyslokacji oraz śledzenia wzdłuż przekroju sejsmicznego zmian w wykształceniu danej warstwy.

Przekroje współczynników odbicia charakteryzują układ geometryczny i fizyczny warstw. Podstawą do wydzielenia kompleksów litologicznych jest podobny charakter współczynników na sąsiednich trasach sejsmicznych, przy czym znak współczynnika odbicia pozwala identyfikować serie litologiczne wzdłuż profilu sejsmicznego. Pionowa kreska charakteryzująca wielkość współczynnika odbicia skierowana ku górze określa jego dodatnią wartość tzn. charakteryzuje stosunki prędkościowe w których warstwa nadległa posiada prędkość mniejszą od warstwy leżącej poniżej, a pionowa kreska skierowana na dół określa ujemną wartość współczynnika, a więc przedstawia ośrodek o przeciwnej charakterystyce. Współczynniki odbicia można wiązać z określonymi granicami litologicznymi przekroju geologicznego. Rozdzielczość pionowa metody określona jest minimalna miąższością warstwy dla której na przekroju uzyskuje się rozpoznawalne impulsy pochodzące od stropu i spągu warstwy, których dla większości ośrodków dolna granica wynosi 12-15 m.

Założenia metody przekształcania sekcji amplitudowej w sekcję współczynników odbicia zaczerpnięto z rozprawy naukowej autorstwa Wiaczesława Bieriłko pn „ Prognorizowanie geołogiczeskowo razreza jurnych otłozenii zapadno-sibirskoj płity, na osnowie awtomatizirowannoj obrabotki sejsmiczeskich granic".

Podstawą do obliczenia współczynników były archiwalne dane ze zdjęcia 2D Nowa Sól Góra Milicz w postaci czasowych amplitudowych dwóch sekcji sejsmicznych 25-V-78 i 26-V-78K (**zał. nr 2** i **3**). Opracowanie współczynników wykonane zostało zgodnie z omówionym schematem przetwarzania na podstawie algorytmów SIBGEO Nowosybirsk z wykorzystaniem własnego oprogramowania (autor oprogramowania Z. Żuk) na komputerze typu PC. W zastosowanym schemacie przetwarzania można wyróżnić trzy etapy opracowania: określenie impulsu elementarnego, kilkukrotną wzajemną korelację impulsu z trasą sejsmiczną – średnio siedem iteracji oraz standaryzacje z wykorzystaniem opracowania statystycznego celem wizualizacji obrazu współczynników odbicia na sekcjach sejsmicznych.

Obliczenia elementarnego impulsu wykonane zostały w jednym przedziale czasowym 200 ms-1600 ms. Otrzymane zbiory współczynników odbicia dla poszczególnych tras zostały poddane standaryzacji z zastosowaniem poziomego i pionowego sumowania i przedstawione w postaci przekrojów sejsmicznych w których wykreślone zostały wyliczone trasy sejsmiczne. Na przekrojach kolorami wyróżniono dodatnie –

czerwony i ujemne – niebieski wartości współczynników. Sekcje współczynników dla potrzeb interpretacji wykonane zostały w skali poziomej 1: 20 000 i pionowej 2 cm-0,1 sek. i przedstawione na załącznikach **nr 4** i **5**. Odcinki profili obejmujące strukturę Wilków przedstawiono w przewyższonej skali: 4cm = 0.1s (**zał. nr 8 i 9**).

Interpretacja sekcji efektywnych współczynników odbicia

Na opracowanych sekcjach współczynników odbicia (**zał. 6-9**) przedstawiono budowę strukturalną oraz strefy tektoniczne rejonu struktury Wilków ze szczególnym zwróceniem uwagi na wyznaczenie dyslokacji o małej amplitudzie. W interpretacji bardziej szczegółowo potraktowano kompleksy geologiczne wiązane z utworami permu. Podstawowe granice odbijające zostały przedstawione według kryteriów korelacji współczynników odbicia. Również w interpretacji kierowano się wynikami otrzymanymi wcześniej. Istniejące różnice na niektórych odcinkach profili wynikają z podejścia do interpretacji i korelacji fal stosowanych dla przedstawionej wersji materiałów. Poszczególne kompleksy, szczególnie w cechsztynie, wydzielono po analizie układu warstw i ich miąższości. W opracowaniu uwaga została zwrócona na odwzorowanie obrazu geologicznego pomiędzy tymi granicami, gdzie zostały prześledzone drobne serie litologiczne, które mogą być warstwami interesującymi dla celu niniejszej pracy oraz występowanie uskoków o małej amplitudzie.

Podstawą do wydzielenia kompleksów charakteryzujących budowę strukturalną i litologiczną wzdłuż przekrojów sejsmicznych był podobny charakter współczynników odbicia na sąsiednich trasach. Przy korelacji warstw wzdłuż profilów uwzględniano również znak współczynnika odbicia. Tak więc przekroje współczynników oprócz zwiększenia rozdzielczości śledzonych poziomów różniących się interwałem czasowym 0,25T pozwalają również identyfikować serie litologiczne wzdłuż przekroju sejsmicznego dzięki określeniu znaku odbicia.

Współczynnik odbicia określany jest przez prędkości warstwowe oraz gęstość ośrodka nad i pod daną granicą odbijającą. Przyjmując założenie, że zmiany gęstości są stosunkowo niewielkie w porównaniu ze zmianami prędkości uznaje się, że współczynnik odbicia zależy w głównej mierze od zmian prędkości.

Źródłem wydzielonego kompleksu sejsmicznego w stopie wapienia muszlowego są wysokoprędkościowe osady węglanowe, głównie wapienie i częściowo dolomity. Kontrast prędkości między wysokoprędkościowym nadległym retem, a warstwą ilastą stropu środkowego pstrego piaskowca o niskich prędkościach powoduje powstanie granicy na kontakcie tych utworów.

Wyniesienie Wilków obserwowane jest również w ukształtowaniu utworów triasu i permu górnego. Najwyraźniej widoczne jest w obrazie strukturalnym granicy Z_3 związanej ze stropem anhydrytu Leinne. Sól Z_3 nie występuje tu w profilu stratygraficznym struktury Wilków, jednak łączna miąższość utworów anhydrytowych cyklotemów Leine i Stassfurtu pozwoliła na dobre wyznaczenie tej granicy.

W omawianym rejonie zagadnienie korelacji granic w cechsztynie było utrudnione z powodu dużej zmienności ośrodka i częstych śródwarstwowych wyklinowań śledzonych stref litologiczno-tektonicznych.

Poszczególne warstwy w obrębie cechsztynu charakteryzuje zmienna wielkość współczynników odbicia, co należy wiązać z dużymi zmianami litologicznymi osadów budujących te warstwy. Granice z cechsztynu odznaczają się duża zmiennością zapisu, tworząc przeważnie kompleks trójdzielny (4 przewodnie granice oznaczone symbolami Z_3, Z_2, Z_1^N, Z_1).

W cechsztynie wyróżniono: ww. granicę Z_3 pochodzącą od stropu warstwy anhydrytów cyklotemu Leine związaną z ich kontaktem z iłowcowymi osadami dolnego pstrego piaskowca i Allenu, od 2 warstw

anhydrytów kolejnych cyklotemów Stassfurt i Werra (Z_2 i Z_1) na granicach z solami oraz Z_1^N na granicy soli najstarszej z nadległym anhydrytem górnym. Zmienna miąższość anhydrytów stanowi przyczynę licznych przerw w rejestracji tych granic. Największą miąższość utworów stwierdza się w cyklotemie Z1 i Z3, natomiast Z2 charakteryzuje się mniejszą miąższością.

Granica Z_1 charakteryzująca przyspągowe utwory cechsztynu występuje jako ostatnia dynamiczna granica prześledzona w kompleksie permskim. Granica ta, charakteryzująca się zróżnicowaniem pod względem głębokości zalegania, ma duże znaczenie dla odwzorowania powierzchni strukturalnej stropu P1 (lokalne przegłębienia). Odcinki o ujemnych wartościach współczynników odbicia leżące bezpośrednio pod cechsztynem przyporządkowane zostały osadom czerwonego spągowca.

Dla wyznaczenia serii litologicznych, które mogą odpowiadać w warstwach czerwonego spągowca utworom o zwiększonym zapiaszczeniu wykorzystano zapisy charakteryzujące się w stropie dodatnim współczynnikiem odbicia przypuszczalnie wiązanym z granicą iłowce-piaskowce oraz ujemnymi wartościami współczynnika w spągu warstwy, odpowiadającymi kontaktowi piaskowiec-iłowiec. Równocześnie w określeniu tych stref uwzględniano względne zmiany wielkości współczynnika odbicia wyróżniające śledzone serie z ogólnego obrazu sekcji sejsmicznej. Wyznaczone strefy na sekcjach sejsmicznych zaznaczone zostały żółtym kolorem.

Utwory P1 na strukturze Wilków posiadają dość jednolite wykształcenie litologiczne. W kompleksie P1 obserwuje się prawie zgodne zaleganie naprzemianległych cienkich warstw piaskowcowych i mułowcowo-ilastych. W przystropowej partii wykształcone są głównie w postaci piaskowców. Poniżej pojawiają się wkładki mułowców i iłowców, a w spągu przewierconych interwałów występuje seria mułowcowo-piaszczysta z wkładkami łupków ilastych.

Na przekrojach sejsmicznych w wersji współczynników odbicia można obserwować wyraźne zmiany wartości współczynników, zaburzenia w układzie poziomów, co spowodowane jest zmianami własności fizycznych poszczególnych warstw. Mogą one być wywołane zarówno zmianami litologicznymi jak i z wypełnieniem warstwy medium gazowym lub płynnym.

W obrębie struktury Wilków w poziomie P1 zaznaczono przestrzeń, w której możliwe jest nagromadzenie gazu. Przesłankami do jej wyznaczenia były zmiany współczynnika odbicia w stosunku do warstw otaczających oraz zamknięcia warstwy na uskoku. Skałą zbiornikową jest tu piaskowiec występujący między warstwami ilastymi.

Utwory podpermskie charakteryzuje tektonika nieciągła. Kierunki uskoków tworzą wyraźny system blokowy. Przedstawiony obraz strukturalny w stropie karbonu charakteryzuje obecność dużej ilości dyslokacji, dzielących obszar na poszczególne bloki. Brak danych geologicznych w zakresie utworów karbońskich pozwala jedynie przypuszczać, że korelowana granica sejsmiczna odpowiada kontaktowi spągu czerwonego spągowca i stropu karbonu. Przyjęty model budowy blokowej znajduje oddźwięk w przebiegu stropu P1. Informacje wskazujące miejsca osłabienia podłoża są ważne dla wnioskowania na temat stabilności geologicznej terenu. Przy interpretacji zwracają uwagę śledzone na krótkich odcinkach granice, które informują o stosunku planów strukturalnych stropu P1 i utworów niżej leglych. Szczególnie interesujące są rejony charakteryzujące się niezgodnością tych planów i przemieszczeniami elementów strukturalnych.

Na prezentowanych przekrojach (**zał. 6-9, Fig. 1.1.15_202 i 1.1.15_203**) struktura obejmuje obszar o złożonej tektonice. Obserwuje się tu układ uskoków tworzących system wypiętrzeń i obniżeń, między którymi zarejestrowane zostały też uskoki o mniejszej amplitudzie. Dla charakterystyki tektoniki o małej amplitudzie w osadach wykorzystano zaniki faz oraz przesunięcia fazowe korelowanych granic sejsmicznych.

Szereg deniwelacji granic cechsztyńskich poprzecinanych jest strefami nieciągłości tektonicznej. Większość tych stref ma swoje założenia w utworach paleozoiku podpermskiego. Strefy tektoniczne nie odzwierciedlają się w korelowanych przewodnich granicach mezozoicznych.

Cechą przedstawionej interpretacji na profilach prostopadłych do osi struktury jest występowanie stref nieciągłości tektonicznych w sąsiedztwie jej zbocza. SW skrzydło struktury cechuje spokojniejszy charakter i bardziej łagodne zapadanie w porównaniu do NE skrzydła obciętego uskokiem o większej amplitudzie. Różnice w obrazie przedstawionym na przekrojach 25 i 26 wynikają też z ich odmiennego położenia. Profil 26 został zlokalizowany blisko szczytu jednej z kulminacji struktury, podczas gdy przebieg profilu 25 wytycza jego położenie w obszarze zbocza i to innej już kulminacji.

Charakterystyka materiałów sejsmicznych wskazuje natomiast na obydwóch przekrojach na dwudzielności interpretowanego obiektu w utworach dolnocechsztyńskich, czerwonego spągowca i podpermskich wzdłuż kierunku SW-NE, czyli równoległym do jego rozciągłości. Strefa nieciągłości tektonicznej występująca w pobliżu części centralnej struktury dzieli ją na 2 części NE i SW.

Podsumowanie

Reasumując, ponowna interpretacja geofizyczno-geologiczna pozwoliła na udokładnienie wzdłuż 2 interpretowanych przekrojów sejsmicznych budowy geologicznej wcześniej opracowanego obiektu strukturalnego. Biorąc pod uwagę ich poprzeczną lokalizację w stosunku do głównego kierunku tektonicznego struktury Wilków i bardzo zmienną morfologię powierzchni kompleksów, badania powinny zostać rozszerzone o kolejne przekroje prostopadłe do osi struktury celem zagęszczenia danych oraz o profil łączący, równoległy do osi, umożliwiający powiązanie tych informacji w sposób powierzchniowy i w konsekwencji rozpoznanie szczegółów budowy całej struktury.

W obrazie sejsmicznym struktura Wilków przedstawiona jako wydłużone wyniesienie o kierunku NWW-SEE, składa się z kilku kulminacji, różnie interpretowanych. Kulminacja np. obejmująca wiercenia Wilków 12 i 13 w dokumentacjach złożowych przyjmowana jest jako E część zasadniczej struktury Wilków, natomiast w dokumentacjach sejsmicznych włączona jest do struktury Szlichtyngowa.

Wymaga to m.in. zbudowania poszczególnych elementów strukturalnych i ich połączeń oraz ewentualnych oddzielających kulminacje systemów dyslokacji występujących w strefach związań.

Do osiągnięcia tego celu konieczne jest włączenie do badań linii sejsmicznej przebiegającej wzdłuż osi struktury Wilków składającej się z odcinków 2 profili: 47-4-91K oraz 13-9-77K łączącej 2 wiercenia Wilków 36 na W i Wilków 12 na E i kilku profili prostopadłych jak 2-1-79K, 10-4-91K i in. oraz ewentualnie profili podłużnych okalających strukturę 70-4-88K na N i 71-4-88 na S.

Wykonana interpretacja elementów litologicznych oraz tektonicznych w interwałach położonych pomiędzy przewodnimi granicami sejsmicznymi istotnie wzbogaciła zakres informacji przedstawianych w standardowych dokumentacjach sejsmicznych (**zał. 1-3**). Nieregularnie rozmieszczone i miejscami zuskokowane formacje skalne poziomów zbiornikowych oraz warstw izolująco-uszczelniających nadkładu tworzą niejednorodną strukturę potencjalnego zbiornika[11]. Otrzymane wyniki wskazują, iż zagadnienie bardziej pogłębionej interpretacji budowy geologicznej struktury Wilków pod kątem oceny przydatności do składowania CO_2 powinno być przedmiotem dalszej dyskusji po wykonaniu proponowanych prac i uwzględnieniu wyników interpretacji danych grawimetrycznych.

[11] Było to zasadniczo przedmiotem prac AGH (opracowanie modelu statycznego). Zespół AGH skupił się głównie na modelu parametrycznym a nie strukturalnym złoża Wilków, ponieważ model strukturalny został opracowany w ramach szeregu wcześniejszych prac AGH, wykorzystujących wszelkie dostępne wyniki interpretacji danych sejsmicznych, nie tylko kilku profili wymienionych powyżej.

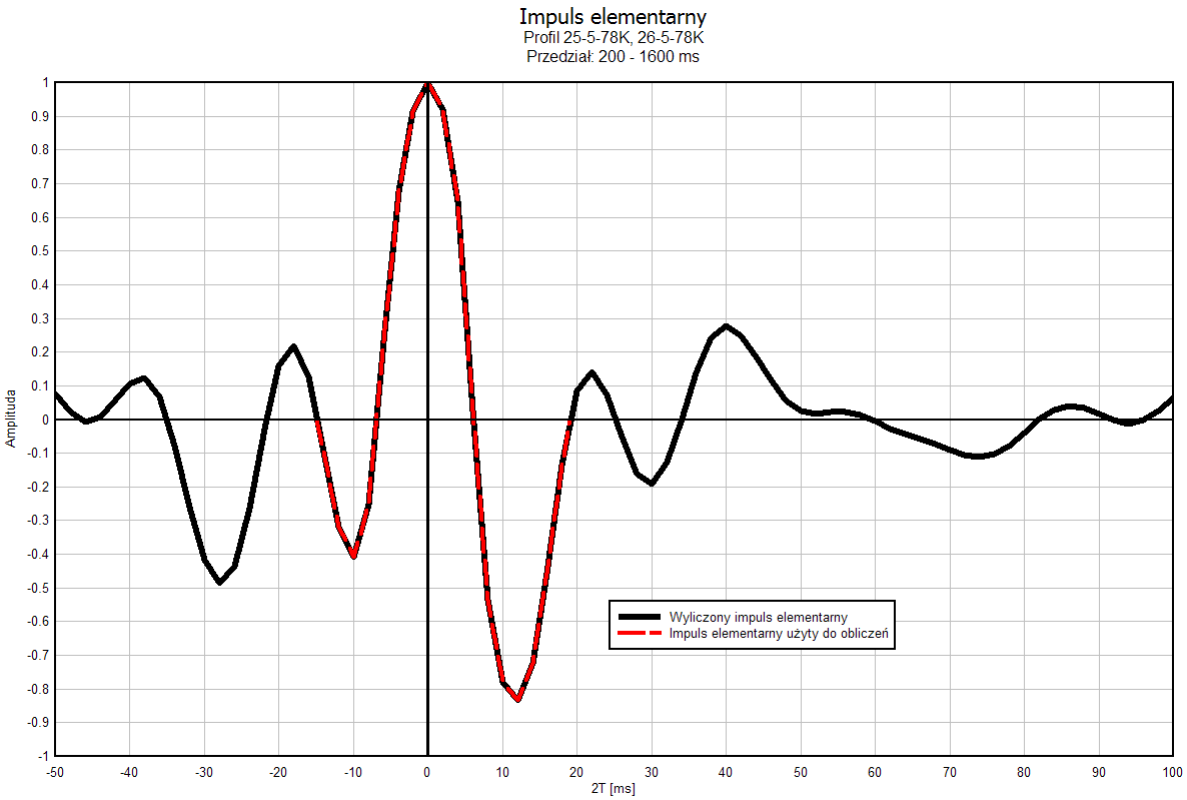


Fig. 1.1.15_201 Impuls elementarny

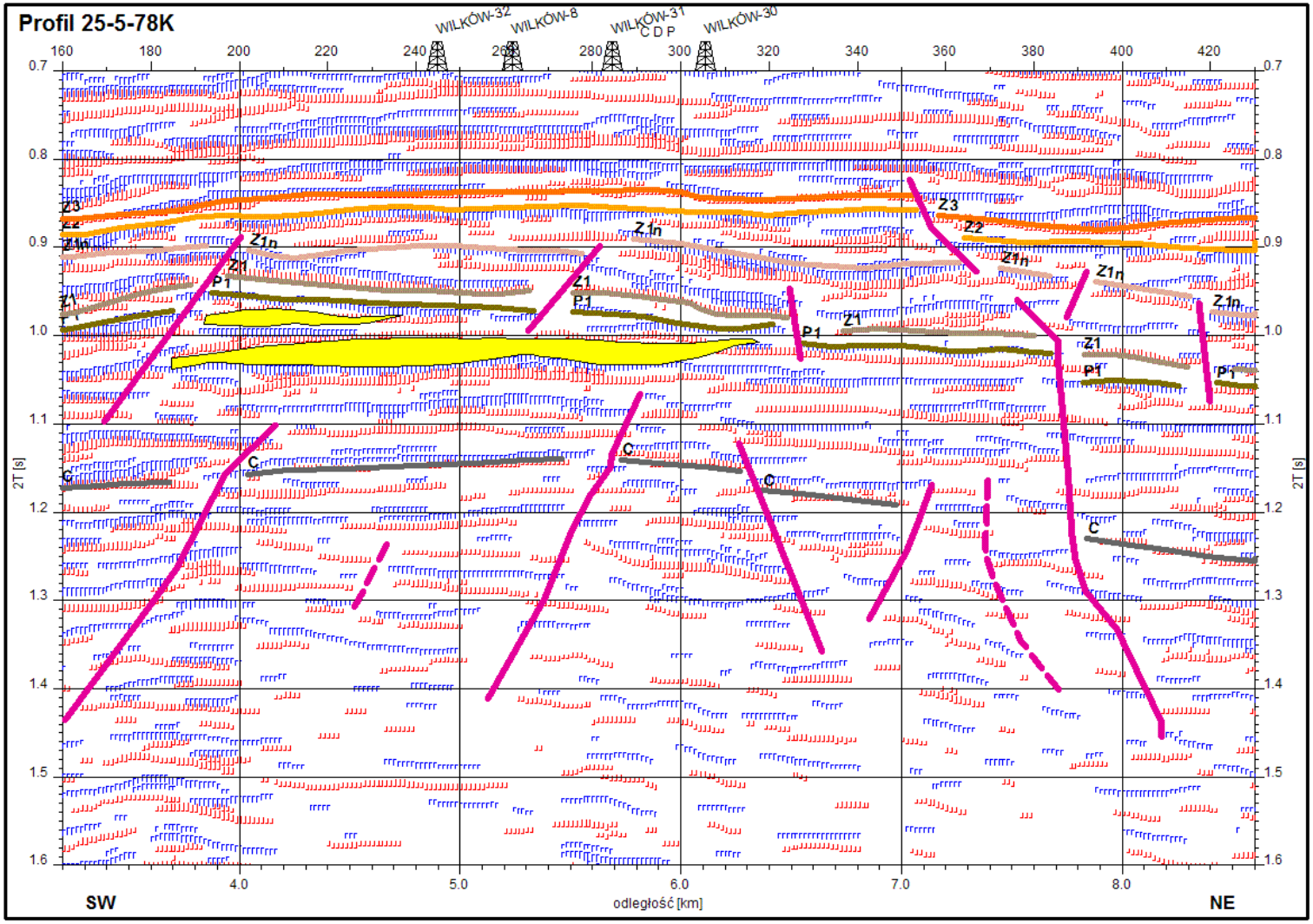


Fig. 1.1.15_202 Zinterpretowana sekcja współczynników odbicia w rejonie złoża Wilków.Profil 25-5-78K

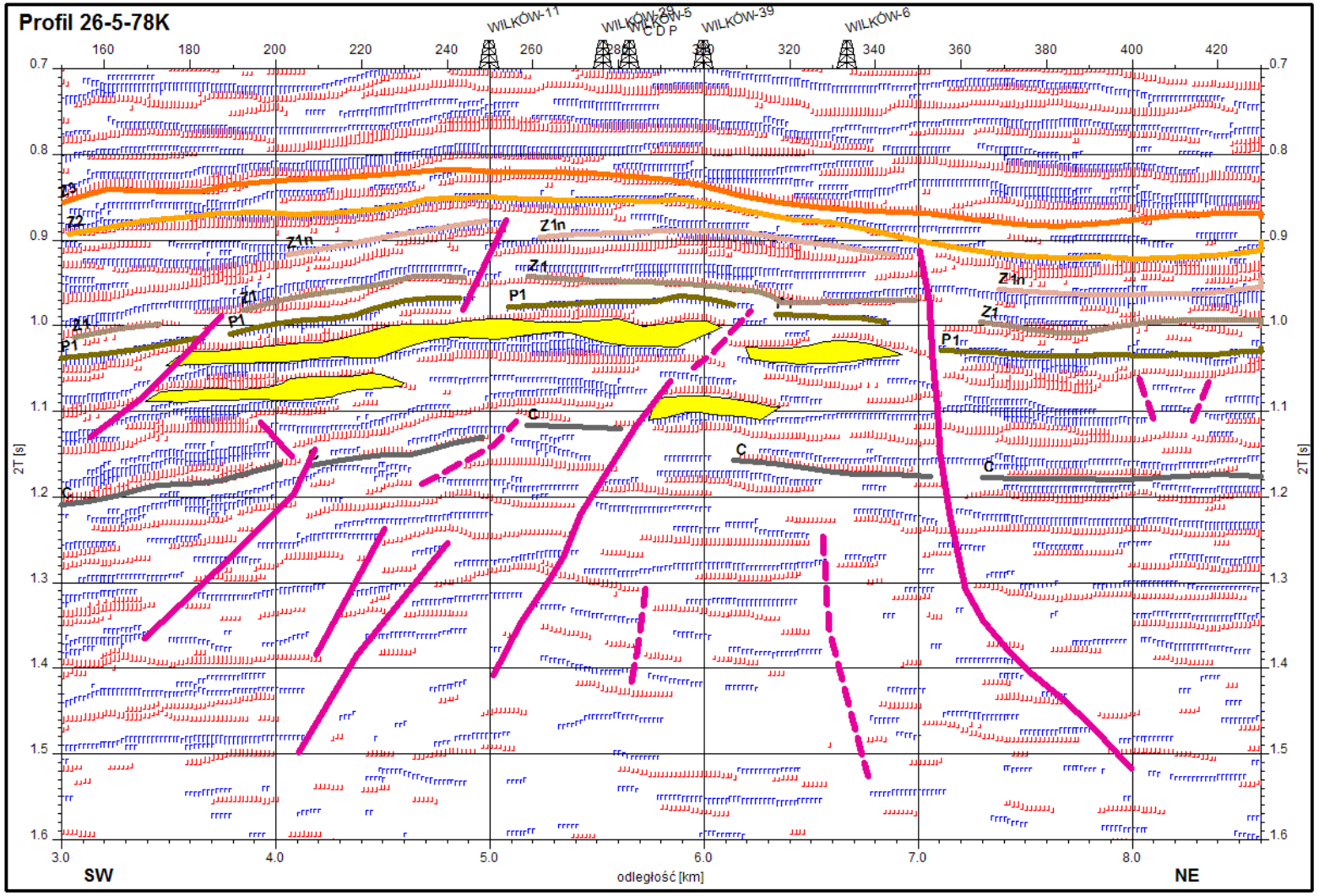
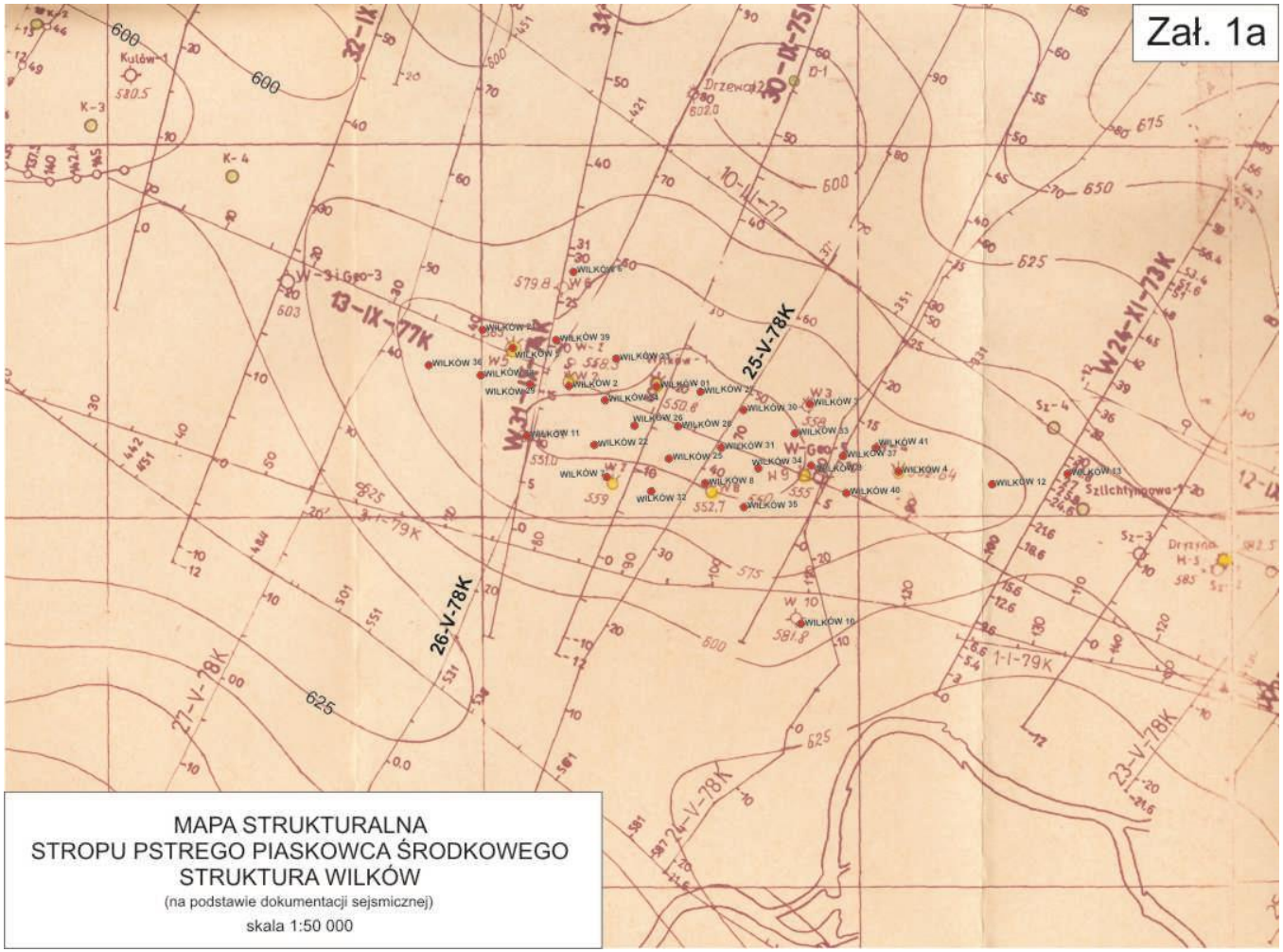


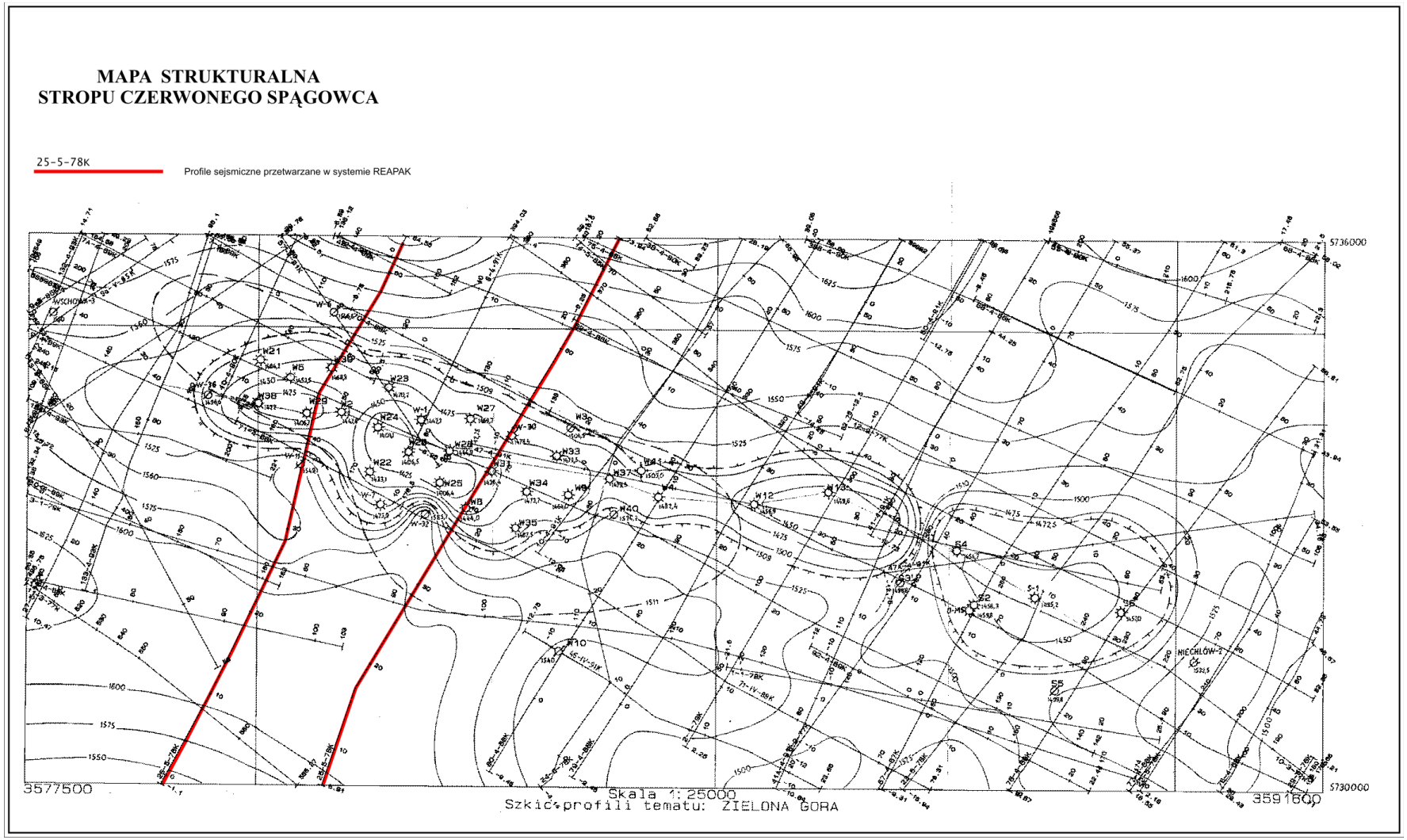
Fig. 1.1.15_203 Zinterpretowana sekcja współczynników odbicia w rejonie złoża Wilków.Profil 26-5-78.

ZAŁĄCZNIKI



Zał. 1a

15-311

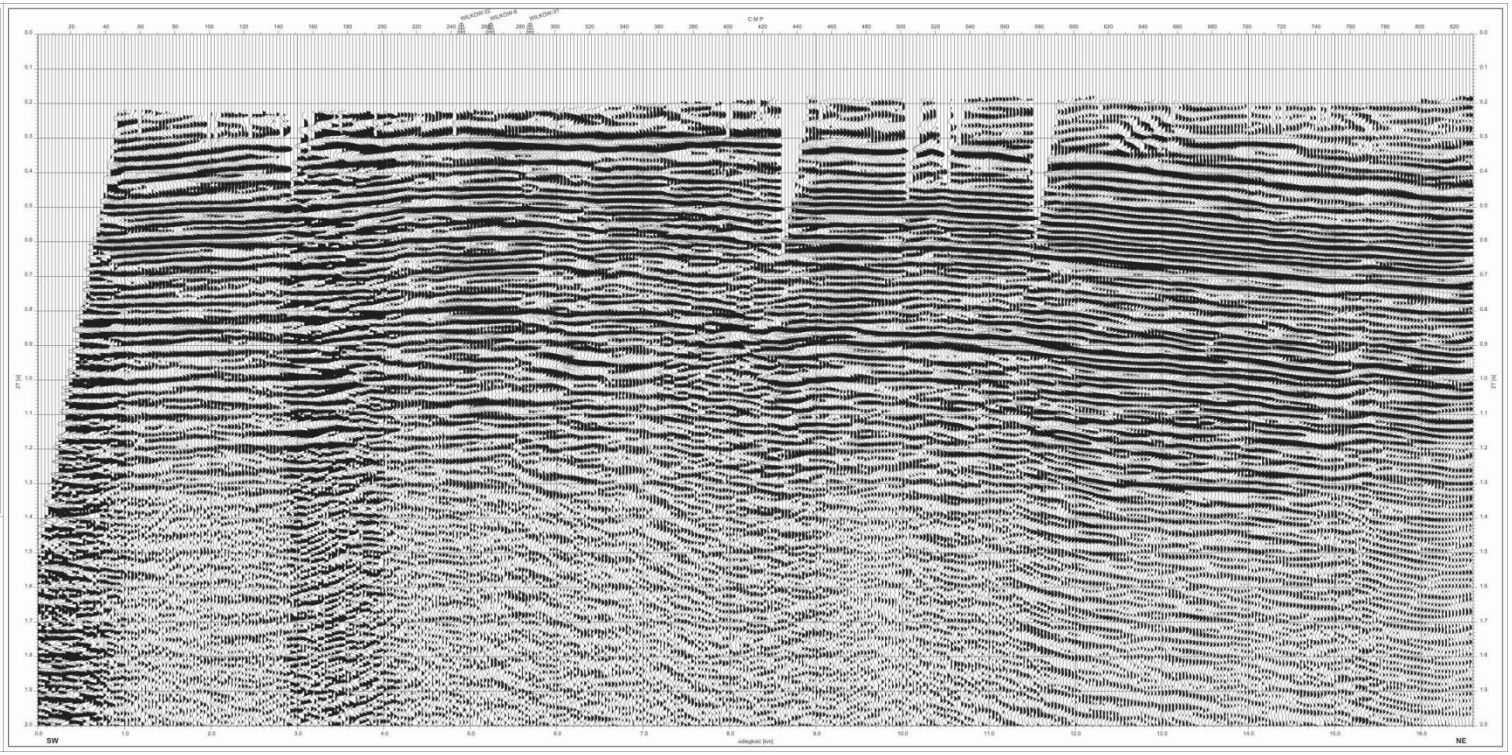

MAPA STRUKTURALNA
STROPU CZERWONEGO SPĄGOWCA
25-5-78K
Profile sejsmiczne przetwarzane w systemie REAPAK
3577500
3591600
5736000
5730000
Skala 1:25000
Szkic profili tematu: ZIELONA GORA

Zał. 1b

CZASOWY PRZEKRÓJ SEJSMICZNY

Profil 25-5-78K

SKALA POZIOMA 1 : 20 000
SKALA PIONOWA 2 cm = 0.1 s

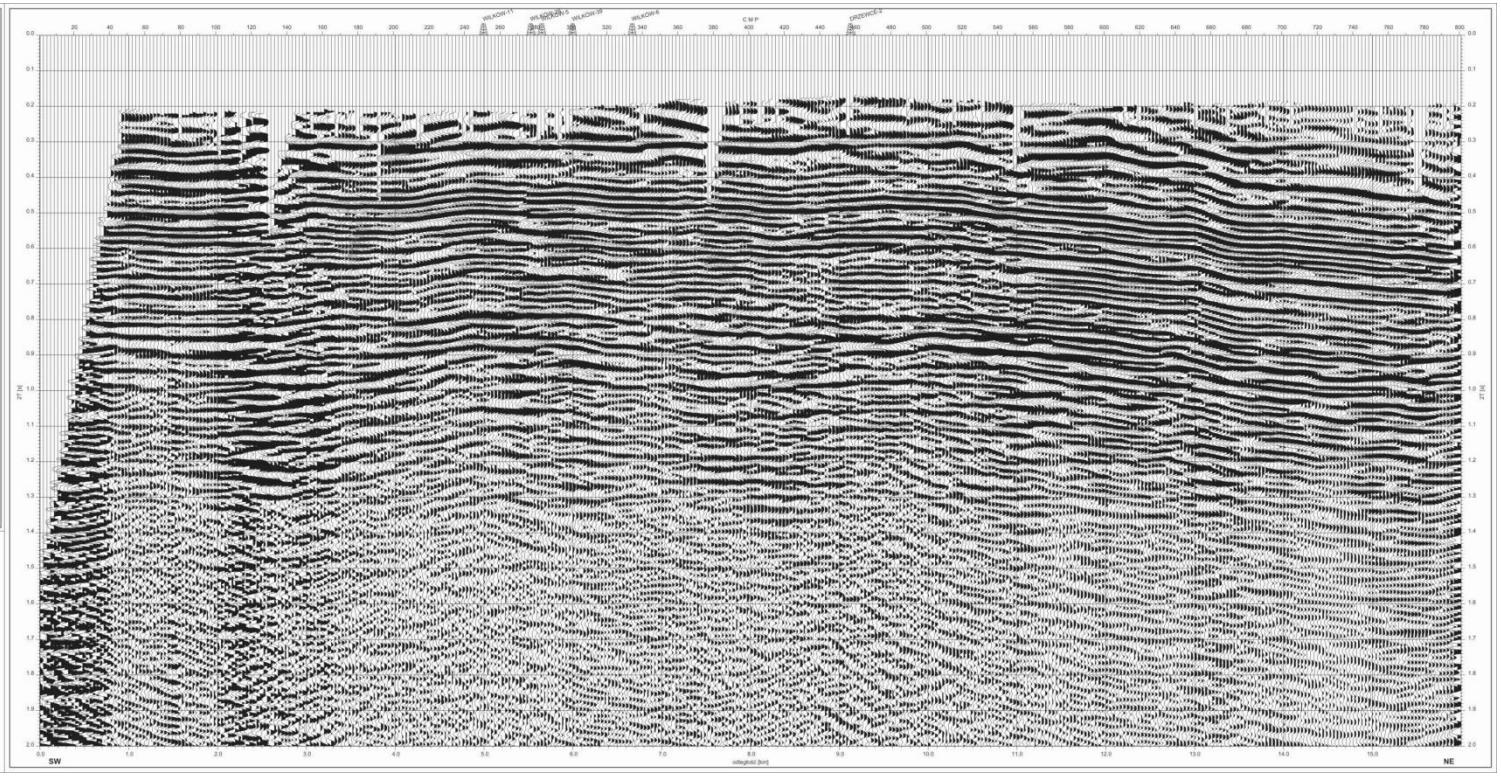


Zał. 2

CZASOWY PRZEKRÓJ SEJSMICZNY

Profil 26-5-78K

SKALA POZIOMA 1 : 20 000
SKALA PIONOWA 2 cm = 0.1 s

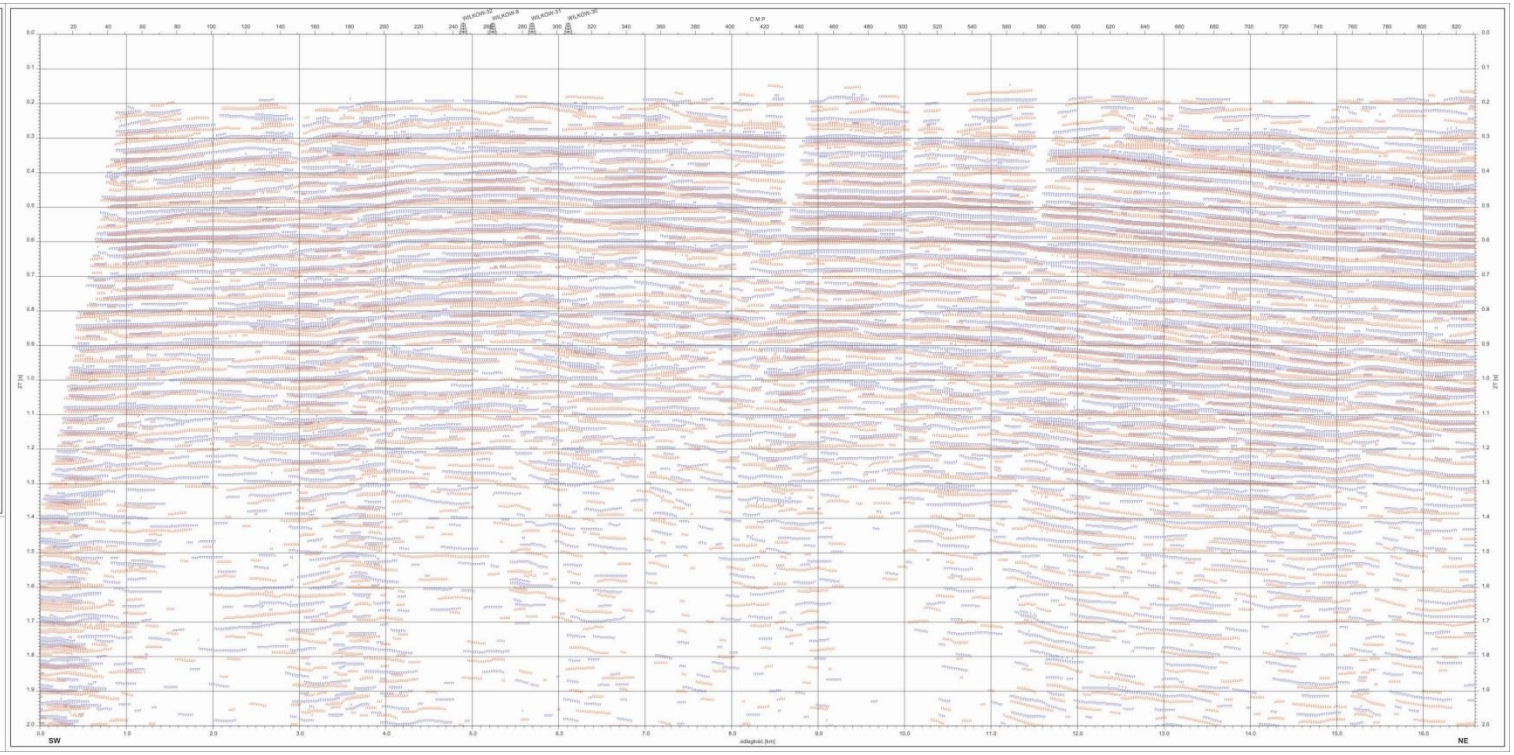


Zał. 3

SEKCJA EFEKTYWNYCH WSPÓŁCZYNNIKÓW ODBICIA

Profil 25-5-78K

SKALA POZIOMA 1 : 20 000
SKALA PIONOWA 2 cm = 0.1 s

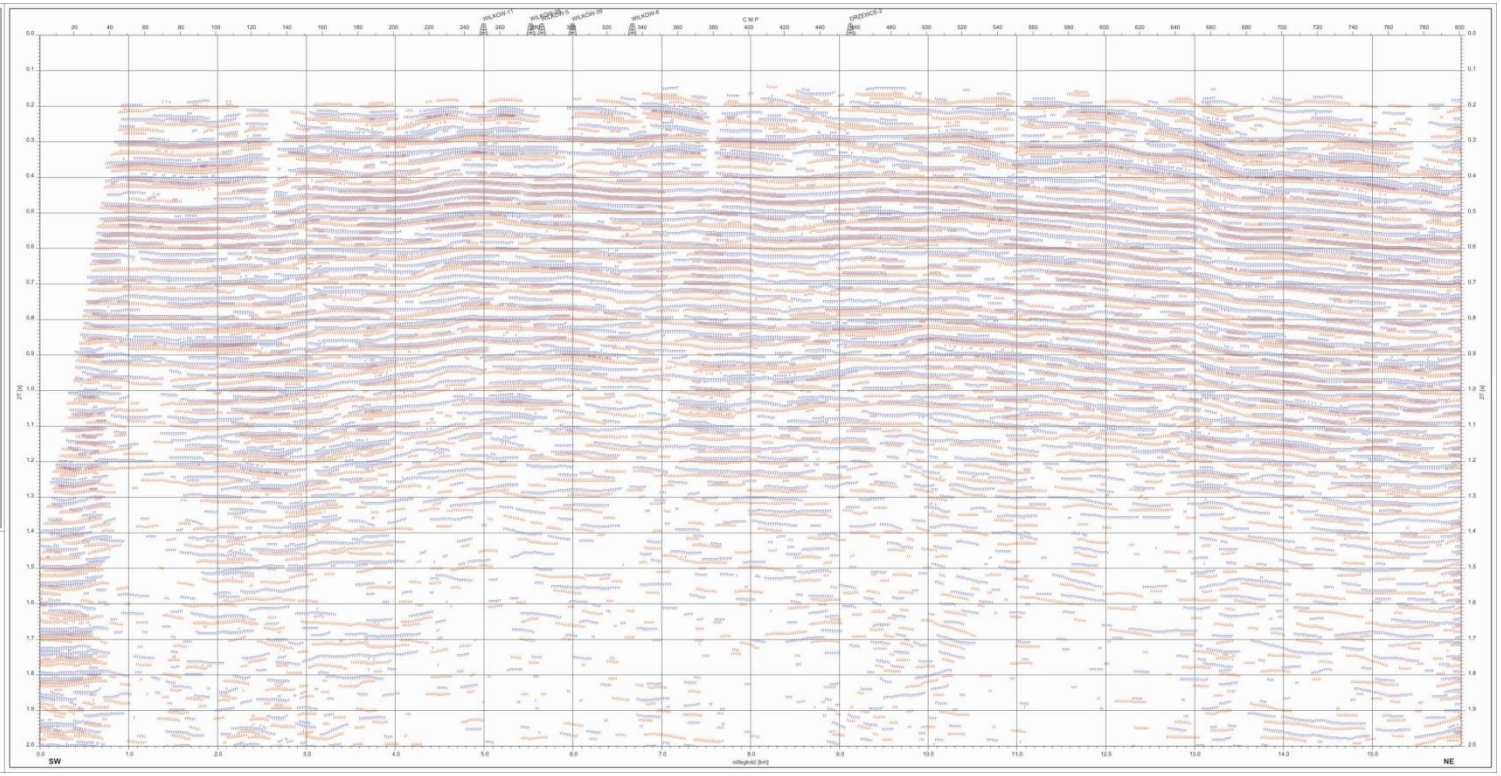


Zał. 4

SEKCJA EFEKTYWNYCH WSPÓŁCZYNNIKÓW ODBICIA

Profil 26-5-78K

SKALA POZIOMA 1 : 20 000
SKALA PIONOWA 2 cm = 0.1 s



Zał. 5

SEKCJA EFEKTYWNYCH WSPÓŁCZYNNIKÓW ODBICIA z interpretacją

Profil 25-5-78K

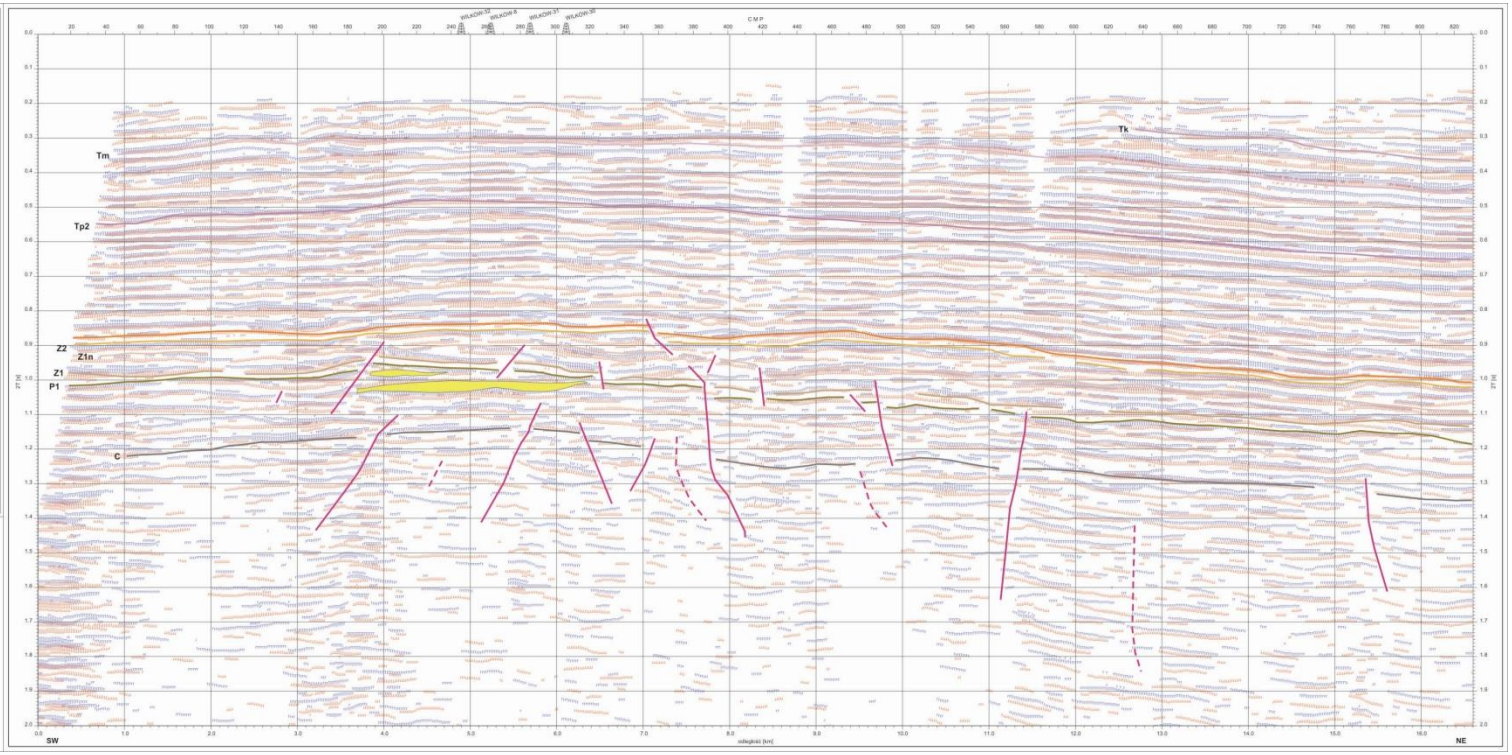
SKALA POZIOMA 1 : 20 000
SKALA PIONOWA 2 cm = 0.1 s

OBJAŚNIENIA:

Z2 — Granice wyznaczone w oparciu o sekcję współczynników odbicia

Przypuszczalne strefy zmian litologicznych

Przypuszczalne dyslokacje



Zał. 6

SEKCJA EFEKTYWNYCH WSPÓŁCZYNNIKÓW ODBICIA z interpretacją

Profil 26-5-78K

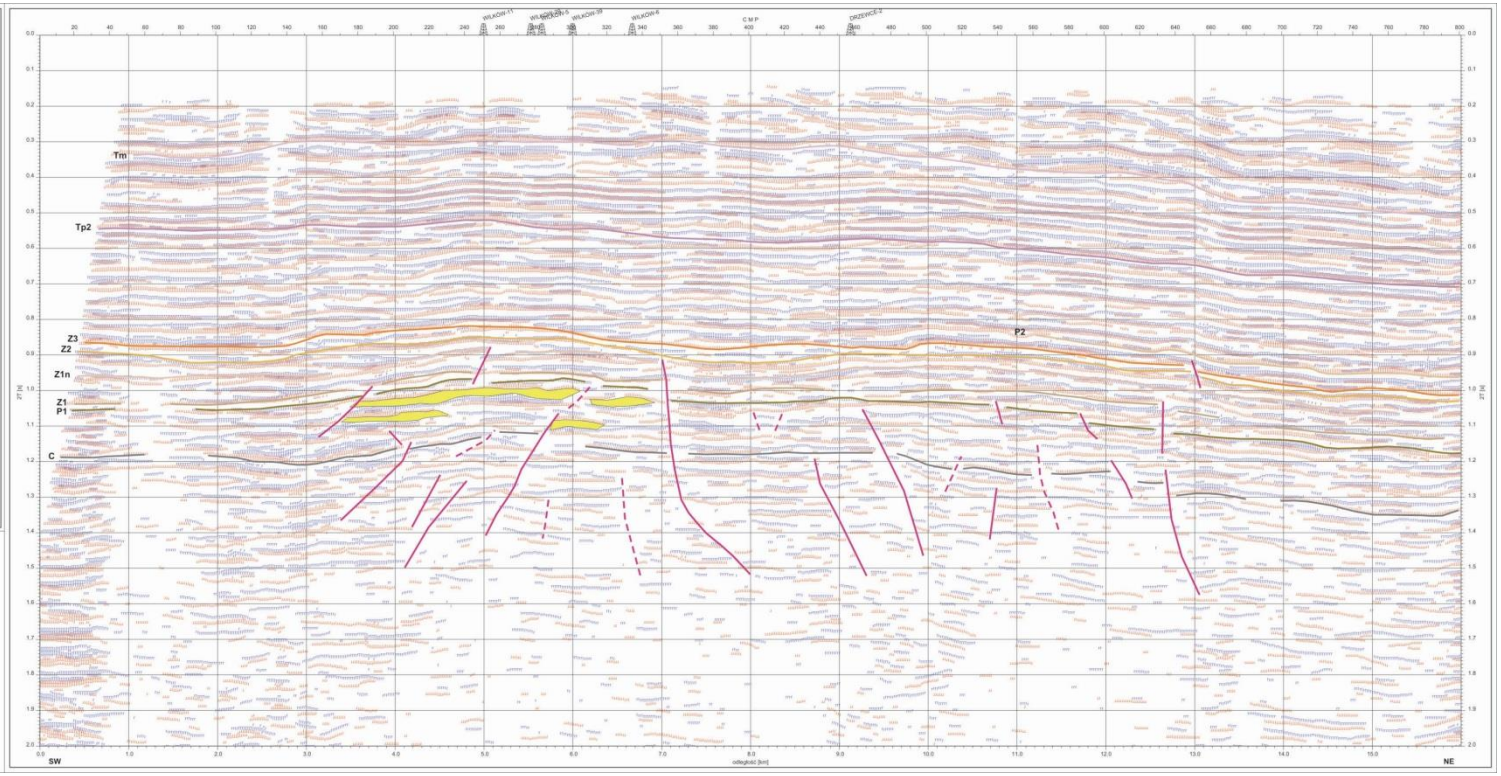
SKALA POZIOMA 1 : 20 000
SKALA PIONOWA 2 cm = 0.1 s

OBJAŚNIENIA:

Z2 — Granice wyznaczone w oparciu o sekcję współczynników odbicia

Przypuszczalne strefy zmian litologicznych

Przypuszczalne dyslokacje



Zał. 7

SEKCJA EFEKTYWNYCH WSPÓŁCZYNNIKÓW ODBICIA (złoże Wilków)

Profil 25-5-78K

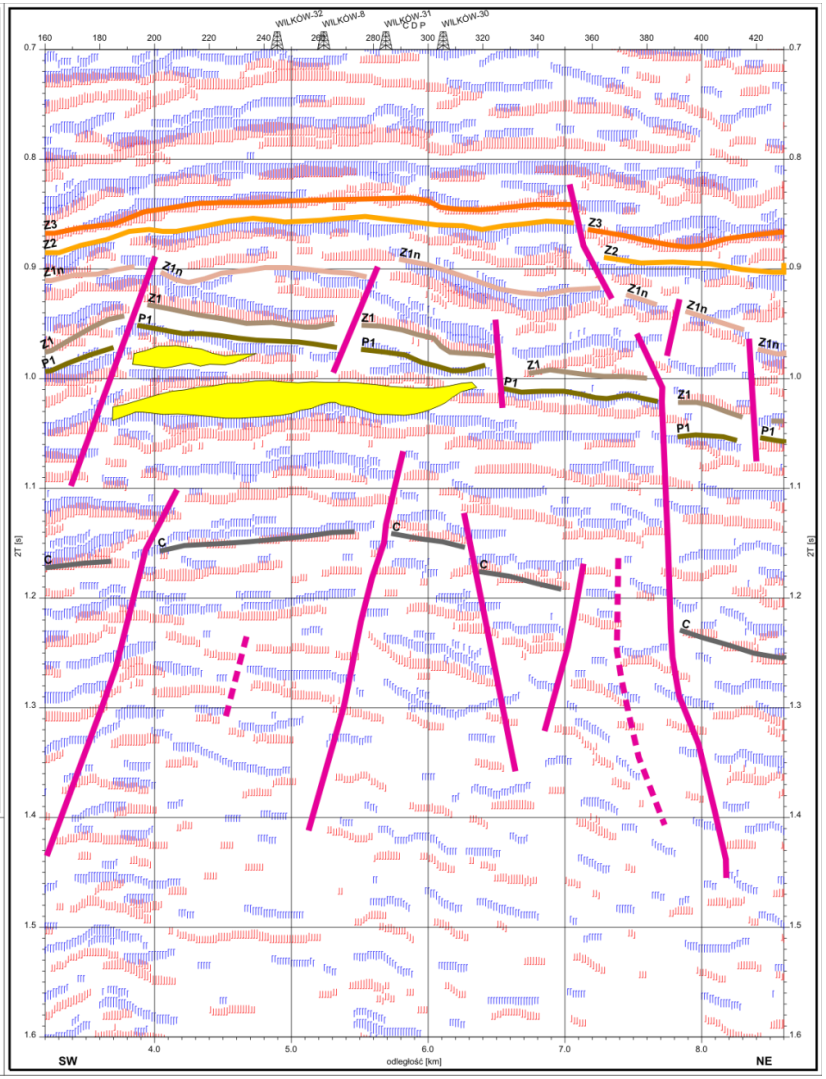
SKALA POZIOMA 1 : 20 000
SKALA PIONOWA 4 cm = 0.1 s

OBJAŚNIENIA:

Z2 — Granice wyznaczone w oparciu o sekcję współczynników odbicia

Przypuszczalne strefy zmian litologicznych

Przypuszczalne dyslokacje



Zał. 8

15-319

SEKCJA EFEKTYWNYCH WSPÓŁCZYNNIKÓW ODBICIA (złoże Wilków)

Profil 26-5-78K

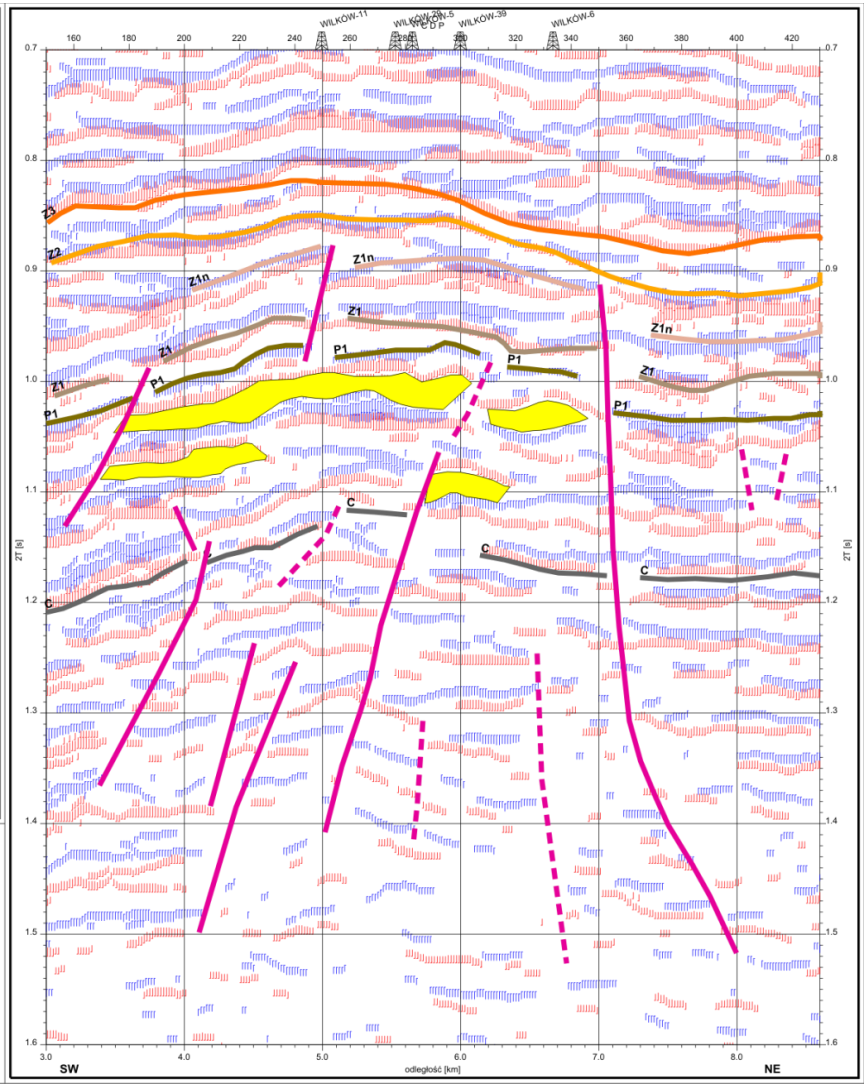
SKALA POZIOMA 1 : 20 000
SKALA PIONOWA 4 cm = 0.1 s

OBJAŚNIENIA:

Z2 — Granice wyznaczone w oparciu o sekcję współczynników odbicia

Przypuszczalne strefy zmian litologicznych

Przypuszczalne dyslokacje



Zał. 9

15-320

Model gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne w rejonie struktury Wilków (PBG)

(Tomasz Bąk, Zdzisław Żuk)

Celem zadania było opracowanie modeli gęstości wzdłuż dwóch profili sejsmicznych przecinających strukturę Wilkowa. Były to profile: 25-5-78k i 26-5-78k o kierunku SW-NE o łącznej długości ok. 30 km. Lokalizację profili, otworów i zasięg struktur przedstawia **Fig. 1.1.15_204**. Dla oceny zmian gęstości wzdłuż profili wykonano pionowe przekroje grawimetryczne.

Pionowe przekroje grawimetryczne

Pionowe przekroje grawimetryczne wykonane zostały na bazie filtrów częstotliwościowych typu BTWR. Danymi wejściowymi były wartości pola anomalii Bouguera interpolowane w siatce o boku 250 m, które poddano następującym operacjom:

- Transformacja mapy anomalii Bouguera w mapy anomalii rezydualnych filtrem BTWR dla stałych interwałów głębokościowych 250 m w przedziale 0-4 km.
- Wyliczenie wartości anomalii dla każdego z założonych interwałów głębokościowych wzdłuż poszczególnych profili.
- Utworzenie dla każdego profilu zbiorów, które poddano procesowi standaryzacji i interpolacji do postaci siatki regularnej.
- Wykreślenie pionowych przekrojów grawimetrycznych na podstawie otrzymanych wartości siatki regularnej.

Otrzymane przekroje (**Fig. 1.1.15_204**) przedstawiają zmiany efektów grawimetrycznych od różnych kompleksów fizycznych wraz ze zwiększeniem się ich głębokości. Uściślają one obraz map transformowanych w zakresie pionowych zmian anomalii grawimetrycznych oraz wyznaczają zasięgi poziome i pionowe poszczególnych anomalii. Przedstawienie poniżej każdego przekroju wycinka mapy grawimetrycznej anomalii resztkowych w przypuszczalnym interwale głębokości 800 – 2000 m wiąże anomalie mapy z odpowiednim interwałem przekroju grawimetrycznego. Można uważać, iż przedstawienie na omawianych załącznikach anomalii w postaci map transformowanych i pionowych przekrojów jest przestrzenną formą obrazu grawimetrycznego. Intensywność anomalii zaś odpowiada charakterystycznym wysoko i nisko gęstościowym kompleksom litologicznym. Należy jednak tutaj również podkreślić iż dobór skali głębokościowej w przekrojach grawimetrycznych może być obarczony błędem wynikającym z przyjętych założeń i uproszczeń interpretacyjnych.

Do wykonania pionowych przekrojów grawimetrycznych użyto własnych programów TRANGRID , PRZEKRÓJ i WYKRES a także aplikacji CorelDRAW i SURFER.

Modele gęstości

Do konstrukcji modeli strukturalno-gęstościowych wykorzystano pionowe przekroje grawimetryczne i zinterpretowane poziomy sejsmiczne dostarczone przez PIG co zapewniało ciągłość śledzenia zmian gęstości wzdłuż profili. Gęstości w poszczególnych piętrach stratygraficznych określono na podstawie uśrednionych pomiarów gęstości w otworach Dębina-2 i Wilków-3 wg **Tab. 1.1.15_37:**

Tab. 1.1.15_37

Lp	Strop	Spąg	Gęstość [g/cm^3]
1		Tm	2.13
2	Tm	Tp2	2.48
3	Tp2	Z3	2.43
4	Z3	P1	2.53
5	P1	C	2.35
6	C		2.7

Na podstawie w/w założeń oraz przyjętej wartości kontrastu tzn. maksymalnej odchyłki gęstości od krzywej σ=f(h), anomalie z pionowego przekroju grawimetrycznego przeliczono na wartości gęstości. Dla omawianego rejonu wartość kontrastu przyjęta została na podstawie przeprowadzonych testów w wysokości ±0,05 g/cm^3. Można uważać iż przedstawiona forma rozkładów gęstości z uwagi na omówione ograniczenia stanowi najbardziej prawdopodobne przybliżenie zmian gęstości wzdłuż analizowanych profili sejsmicznych Początkowe modele gęstości stanowiły podstawę do dalszej interpretacji, w której poprzez zastosowanie modelowania grawimetrycznego starano się bardziej dokładnie rozpoznać pola zmian gęstości. Przedstawienie danych o obliczonych gęstościach w formie zbiorów w regularnej siatce pozwala na dokonywanie porównań wyników otrzymanych na podstawie różnych informacji geofizycznych np. na podstawie danych interpretacji i przetwarzania materiałów sejsmicznych.

Dla początkowych modeli gęstości obliczone zostały krzywe efektu grawitacyjnego, które zestawiono z wykresami anomalii Bouguera. Dla początkowych modeli gęstości krzywe dość dobrze odzwierciedlają trend anomalii Bouguera tzn. istnieje dobra zgodność jakościowa obu wykresów. Widoczne na niektórych odcinkach profili różnice anomalii wskazują na lokalne niedociągnięcia w rozpoznaniu gęstości, które za najbardziej prawdopodobne można przyjąć błędy lub raczej niedokładności spowodowane zmianami gęstości z głębokością oraz wpływu morfologii granic gęstościowych.

Dla korekty modelu gęstości w opracowaniu zastosowano modelowanie grawimetryczne, które umożliwia jednoczesny automatyczny dobór gęstości dla wszystkich lub wybranych elementów modelu 2,5 D. Wykonana operacja pozwoliła na uzyskanie bardzo dobrej zgodności krzywej obliczonej i krzywej anomalii Bouguera dla obu analizowanych profili. Wynikające stąd zmiany w rozkładach gęstości zostały uwzględnione na przekrojach końcowych rozkładów gęstości. Modelowanie przeprowadzono w systemie FUGRO-LCT.

Modele wstępne i końcowe przedstawione zostały na Fig**.1.1.15_206 i 1.1.15_207**. Dodatkowo na końcowe przekroje gęstości naniesiono przebieg grawimetrycznych elementów liniowych wyznaczonych przy pomocy metody „pokryć wielokrotnych".

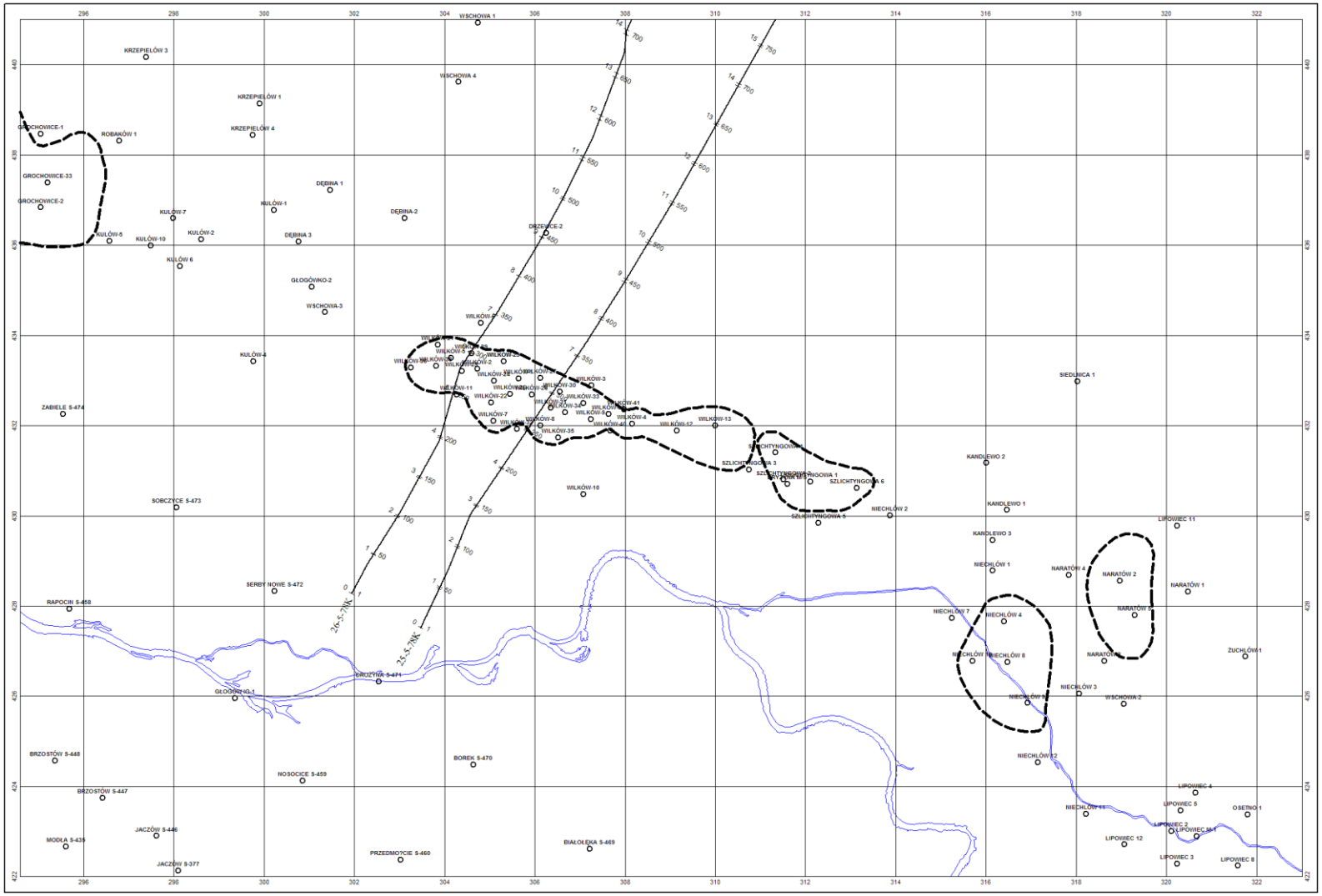


Fig. 1.1.15_204 Lokalizacja profili, otworów i zasięgu struktur

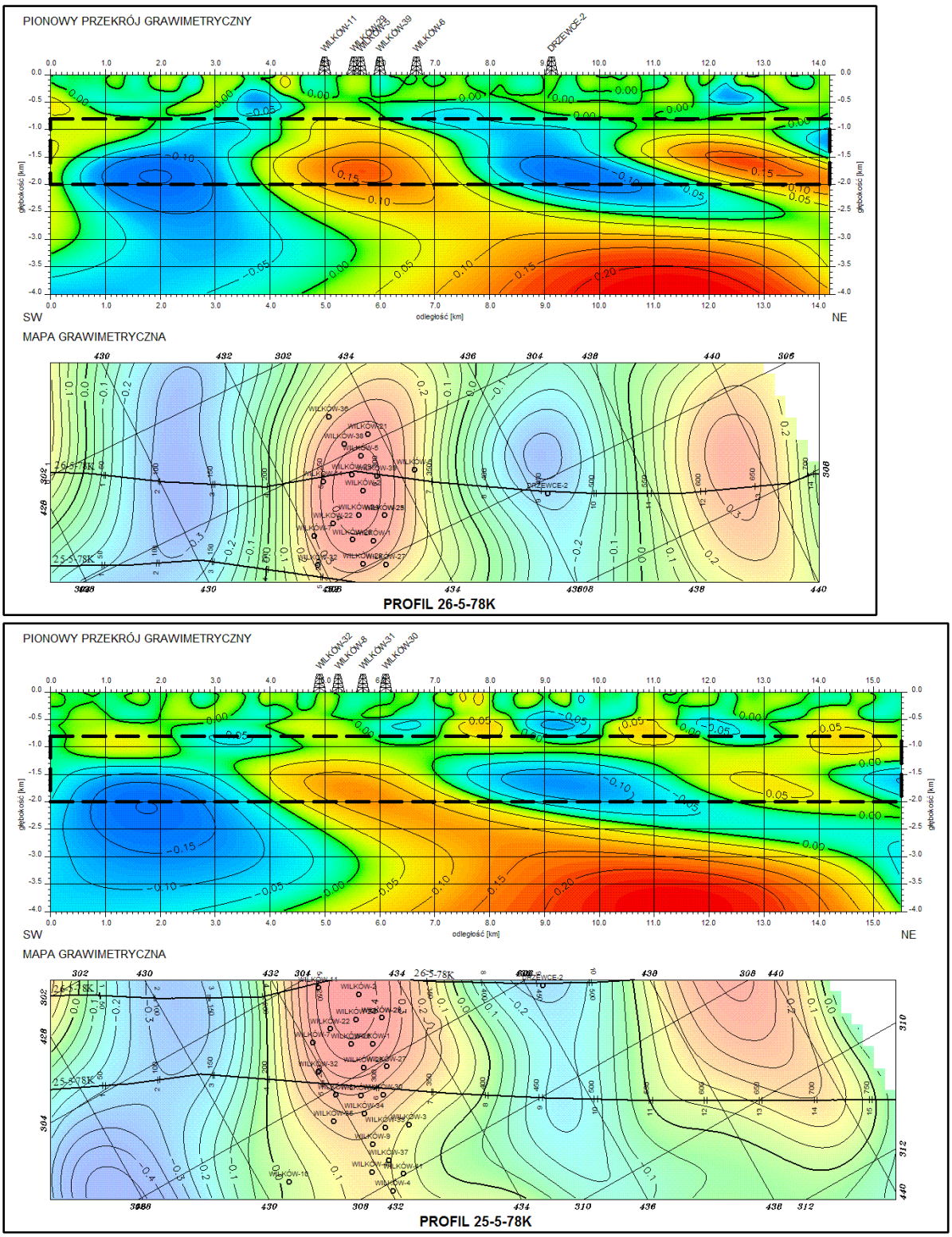


Fig. 1.1.15_205 Pionowe przekroje grawimetryczne

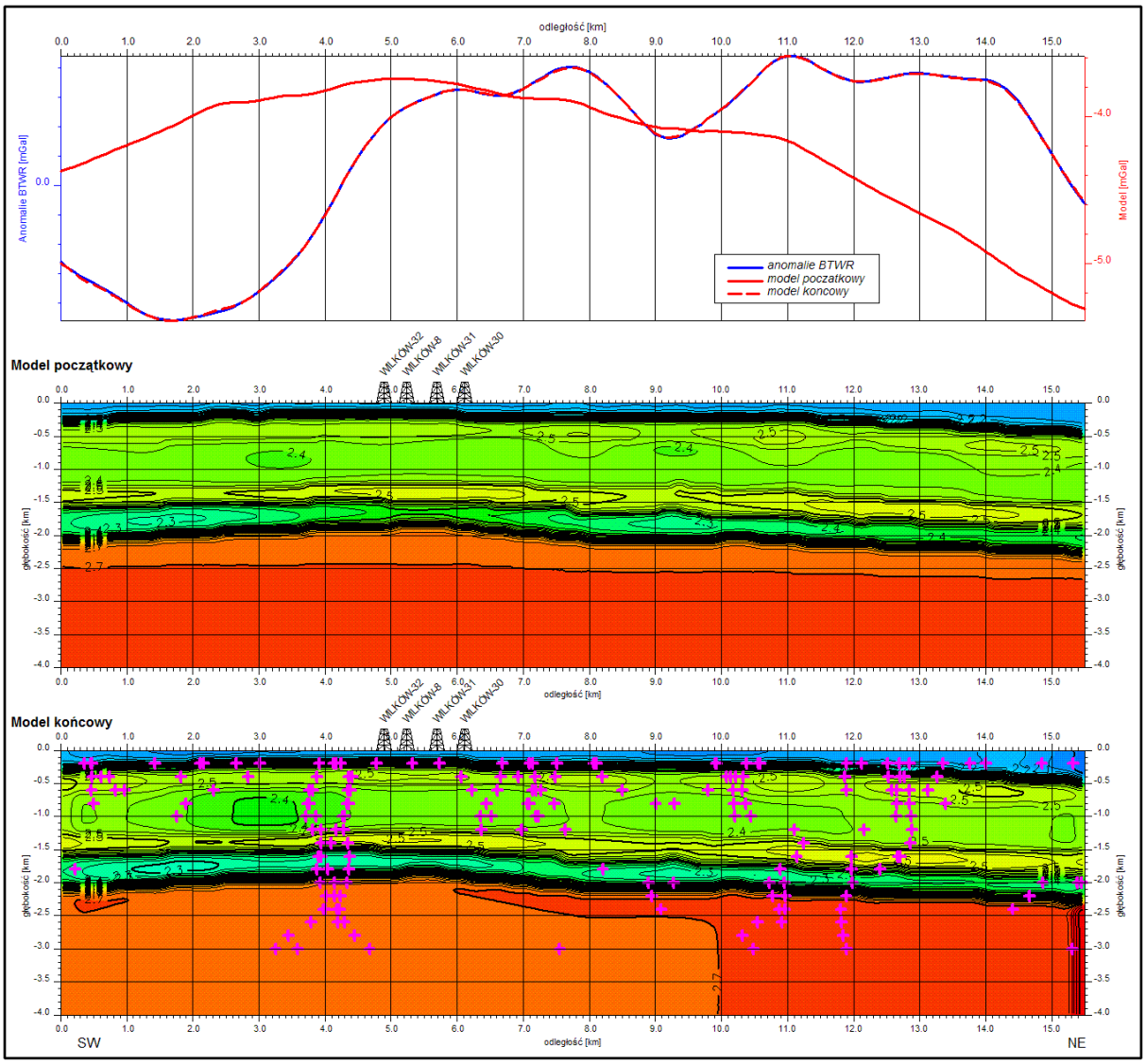


Fig. 1.1.15_206 Modelowanie grawimetryczne – profil 25-5-78K

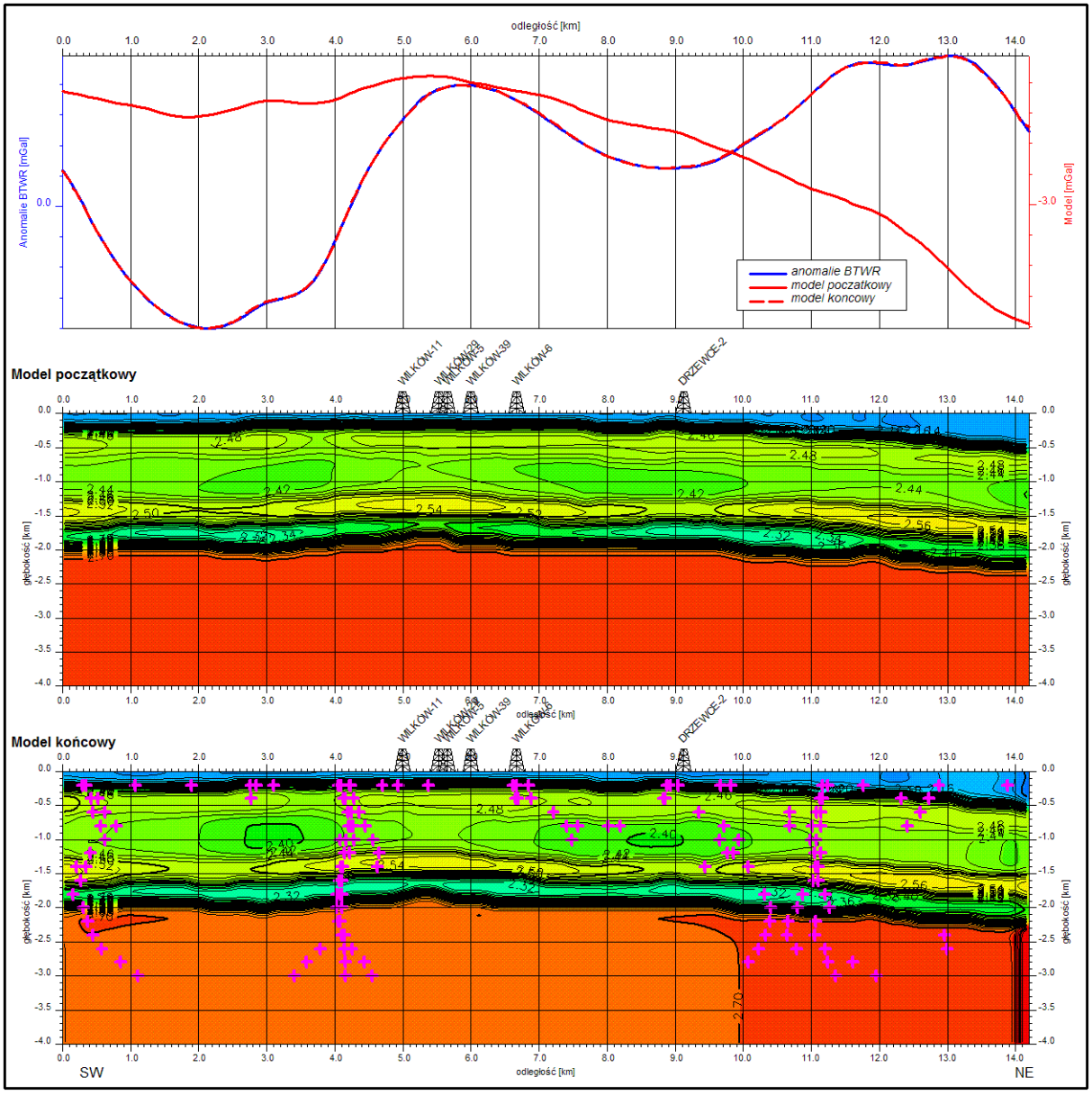


Fig. 1.1.15_207 Modelowanie grawimetryczne – profil 26-5-78K

Przestrzenny model statyczny roponośnych, węglanowych utworów karbonu dolnego obejmującego strukturalny model złoża ropy naftowej Nosówka (INiG)

(Krzysztof Sowiżdżał, Marek Stadtmuller)

Przedmiotem opracowania jest konstrukcja przestrzennego statycznego modelu roponośnych, węglanowych utworów karbonu dolnego (wizen) obejmującego strukturalny model obiektu złożowego, zdefiniowany przez powierzchnie stropu utworów węglanowych oraz poniżej zalegających utworów ordowiku oraz powierzchnie uskoków, a także parametryczne modele zailenia, porowatości, przepuszczalności i nasycenia wodą złożową.

Skonstruowany model statyczny złoża ropy naftowej Nosówka stanowi etap wejściowy dla prac nad modelem dynamicznym, w efekcie których powstanie studium zasadności zastosowania wtórnych metod eksploatacji złoża oraz sekwestracji dwutlenku węgla w poziomie zbiornikowym.

W procesie konstrukcji modelu statycznego wykorzystywano następujące typy danych:

1. wyniki strukturalnej interpretacji danych sejsmicznych (zdjęcie sejsmiczne Sędziszów - Będziemyśl 3D - Geofizyka Kraków Sp. z o.o.),
2. dane otworowe:
    - wyniki pomiarów laboratoryjnych porowatości i przepuszczalności (Zakład Geologii i Geochemii, Instytut Nafty i Gazu),
    - interpretacja profilowań geofizyki otworowej (Geofizyka Kraków, Zakład Geologii i Geochemii, INiG),
    - lokalizacja i stratygrafia otworów wiertniczych (PGNiG, Oddział Sanok),
3. dane geologiczno - złożowe zawarte w "Dokumentacji geologicznej złoża ropy naftowej "Nosówka"" (Poszukiwania Nafty i Gazu - Jasło, 1992) oraz dane złożowe przekazane przez PGNiG, Oddział Sanok.

W wyniku przeprowadzonych prac opracowano zestaw statycznych, przestrzennych rozkładów parametrów petrofizyczno - złożowych, charakteryzujących poziom zbiornikowy w obszarze obejmującym złoże ropy naftowej Nosówka.

Ogólna charakterystyka złoża ropy naftowej Nosówka

Obszar złoża ropy naftowej Nosówka położony jest w miejscowościach: Zgłobień, Nosówka, Kielanówka, Racławka na obszarze gminy Boguchwała w województwie podkarpackim.

Złoże ropy naftowej Nosówka położone jest w brzeżnej strefie Karpat fliszowych, w południowo - zachodniej części tzw. zatoki rzeszowskiej. Akumulacja ropy naftowej związana jest skałami węglanowymi, reprezentowanymi przez wapienie i wapienie dolomityczne wizenu (karbon dolny).

W budowie geologicznej rejonu występowania złoża można wyróżnić pięć zasadniczych elementów strukturalnych:

a) platformowe utwory podłoża miocenu autochtonicznego

b) miocen autochtoniczny

c) jednostka stebnicka

d) Karpaty fliszowe

e) transgresywne osady miocenu zatoki rzeszowskiej

Utwory karbonu dolnego występujące w rejonie Nosówki i obszarach sąsiednich charakteryzują się trójczłonowym podziałem. Najstarszą część (turnej) buduje kompleks węglanowo - klastyczny ''A'', środkową - kompleks węglanowy ''B'' (wizen), najmłodszą - kompleks terygeniczny ''C '' (kulm).

W obrębie złoża nie występuje kompleks ''C '', natomiast węglanowo-klastyczne utwory turneju o miąższości 9 m występują jedynie w odwiercie Nosówka-7.
Utwory kompleksu węglanowego ''B'' stanowiące skałę zbiornikową, wykazują miąższość od 45 do 206 m w poszczególnych odwiertach.

Złoże Nosówka ma charakter warstwowo - masywowy. Od stropu uszczelnione jest ilasto-łupkowymi osadami badenu dolnego, a od spągu zasięg jego wyznacza morfologia podścielających go ilastych utworów ordowiku.

Brak przypływów wód złożowych w czasie wykonywania testów otworowych po odwierceniu otworów wiertniczych nie pozwolił na jednoznaczne określenie stosunków wodnych w złożu (w czasie sporządzania dokumentacji geologicznej złoża).

Wody złożowe występujące w utworach karbońskich obszarów sąsiednich (odwierty Zagórzyce-1, Trzciana-8) należą do typu wód chlorkowo - sodowo - wapniowych i są charakterystyczne dla złóż ropnych na Przedgórzu Karpat. Mineralizacja tych solanek wynosi od 83 do 119 g/l.

Tab. 1.1.15_38 Zestawienie parametrów charakteryzujących złoże ropy naftowej Nosówka (IX 2009) – dane PGNiG S.A., Oddział Sanok

Horyzont gazonośny		
Odwierty z przemysłowym przypływem gazu (X 2009)	**1, 2, 5, 7,**	**jednostka**
Pierwotne zasoby geologiczne	**-**	
Ropa	**4500**	

Gaz	**585**	**Ropa: tys. ton ropy** **Gaz: mln nm3**
Pierwotne zasoby wydobywalne	**-**	
Ropa	**900**	
Gaz	**117**	
Wydobycie stan na 01.01.2009	**-**	
Ropa	**228,883**	
Gaz	**32,0003**	
Średnia głębokość zalegania	**3315 - 3645**	**od p.m.**
Powierzchnia złoża	**2,155**	**km^2**
Miąższość całkowita	**123,25**	**m**
Miąższość efektywna	**113**	**m**
Porowatość efektywna	**3,32**	**%**
Przepuszczalność efektywna	**25,8 – 27,1**	**mD**
Współczynnik nasycenia ropą	**0,6**	**-**
Temperatura złoża	**375,4**	**^{O}K**
Ciśnienie złożowe pierwotne	**35,71**	**MPa**
Ciśnienie złożowe głowicowe IX 2009	**3**	**MPa**
Wydajność odwiertów (pierwotna)	**-**	**ton/dobę**
Nosówka - 1	**45**	
Nosówka - 2	**30**	
Nosówka - 5	**100**	
Ciężar właściwy ropy w warunkach złożowych	**0,7185**	**ton/m3**
Współczynnik wydobycia	**0,2**	**-**
Rodzaj kopaliny głównej	**ropa naftowa, parafinowa bogata w lekkie destylaty**	**-**
Rodzaj kopaliny towarzyszącej	**gaz ziemny**	**-**

Skład chemiczny ropy		
Węglowodory nasycone	65,5	**%**
Węglowodory nasycone	17	**%**
Żywice	11,3	**%**
Asfalty	6,2	**%**
Skład chemiczny gazu		**g/m^3**
C_1	74,136	**%**
C_2	3,895	**%**
C_3	3,795	**%**
n-C_4	1,159	**%**
i-C_4	0,378	**%**
n-C_5	0,184	**%**
i-C_5	0,161	**%**
C_6	0,081	**%**
C_7	0,044	**%**
C_{3+}	132,893	**g/nm^3**
N_2	16,199	**%**
Gęstość gazu względem powietrza	**0,711**	**-**

Model strukturalny obiektu złożowego Nosówka

Pierwszym etapem prac było opracowanie modelu strukturalnego poziomu zbiornikowego w utworach węglanowych wizenu. Bazowano na wynikach interpretacji zdjęcia sejsmicznego Sędziszów - Będziemyśl 3D (akwizycja, przetwarzanie i interpretacja - Geofizyka Kraków sp. z o.o.), przy czym konstruowany model obejmuje wschodnią część obszaru zdjęcia (**Fig. 1.1.15_208**).

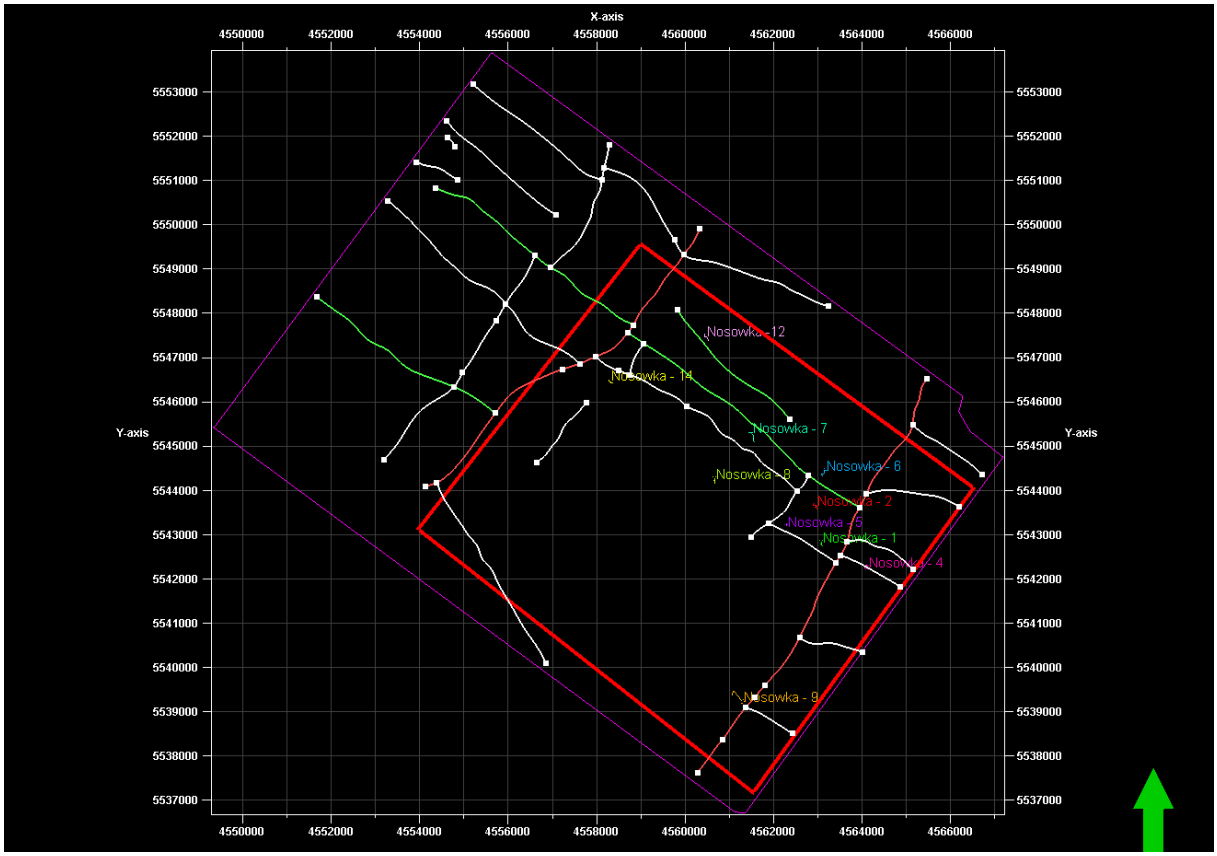


Fig. 1.1.15_208 Zasięg modelu na tle powierzchni zdjęcia sejsmicznego Sędziszów-Będziemyśl 3D

Wykorzystano także profile stratygraficzne dziesięciu otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze konstruowanego modelu (**Tab. 1.1.15_39**i **Tab. 1.1.15_40**) oraz regionalne mapy strukturalne stropu utworów ordowiku i prekambru.

Tab. 1.1.15_39 Zestawienie podstawowych informacji dla 10 otworów zlokalizowanych na obszarze badań

Name	Surface X	Surface Y	KB	TD (TVDSS)	TD (MD)	Operator	Max inc
Nosowka - 1	4563098.00	5542744.00	247.50	3551	3800	PGNiG	2.50
Nosowka - 14	4558368.00	5546430.00	339.50	3236	3580	PGNiG	6.00
Nosowka - 2	4562978.00	5543585.00	231.30	3207	3441	PGNiG	4.00
Nosowka - 4	4564118.00	5542255.00	224.20	3506	3733	PGNiG	4.00
Nosowka - 5	4562296.00	5543242.00	240.00	3359	3600	PGNiG	2.00
Nosowka - 6	4563117.00	5544312.00	258.70	3735	4000	PGNiG	6.00
Nosowka - 7	4561561.00	5545091.00	248.00	3462	3721	PGNiG	8.00
Nosowka - 8	4560679.00	5544180.00	273.00	3559	3835	PGNiG	6.25
Nosowka - 9	4561061.00	5539384.00	331.00	3708	4100	PGNiG	25.50
Nosowka -12	4560533.00	5547377.00	320.30	3639	3965	PGNiG	6.50

Tab. 1.1.15_40 Zestawienie danych stratygraficznych utworów paleozoiku i prekambru z otworów zlokalizowanych na obszarze badań

Well identifier	Surface	X	Y	Depth	MD
Nosowka - 1	weglany	4563071.09	5542832.59	-3140.90	3390.00
Nosowka - 1	ordowik	4563069.28	5542834.89	-3292.87	3542.00
Nosowka - 1	prekambr	4563070.30	5542835.87	-3382.86	3632.00
Nosowka - 14	ordowik	4558287.89	5546481.79	-3100.93	3445.00
Nosowka - 14	prekambr	4558288.00	5546481.63	-3125.93	3470.00
Nosowka - 2	weglany	4562941.59	5543668.62	-3081.47	3315.00
Nosowka - 2	ordowik	4562940.99	5543666.54	-3187.45	3421.00
Nosowka - 4	weglany	4564099.97	5542270.74	-3373.07	3600.00
Nosowka - 4	ordowik	4564100.29	5542269.89	-3415.06	3642.00
Nosowka - 5	weglany	4562283.79	5543196.40	-3139.52	3380.00
Nosowka - 5	ordowik	4562282.02	5543192.65	-3329.47	3570.00
Nosowka - 6	kulm	4563153.13	5544441.99	-3398.65	3663.00
Nosowka - 6	weglany	4563158.04	5544447.66	-3602.51	3867.00
Nosowka - 6	ordowik	4563159.48	5544453.29	-3745.39	4010.00
Nosowka - 7	weglany	4561498.92	5545294.07	-3246.81	3505.00
Nosowka - 7	ordowik	4561489.06	5545306.08	-3461.21	3720.00
Nosowka - 8	weglany	4560662.70	5544263.68	-3335.77	3612.00
Nosowka - 8	ordowik	4560660.34	5544270.25	-3541.65	3818.00
Nosowka - 9	ordowik	4561263.55	5539266.90	-3631.82	4015.00
Nosowka - 9	prekambr	4561282.11	5539243.15	-3695.00	4085.00
Nosowka -12	kulm	4560453.23	5547470.44	-3205.03	3530.00
Nosowka -12	weglany	4560448.30	5547474.22	-3359.89	3685.00
Nosowka -12	ordowik	4560440.90	5547496.77	-3623.77	3950.00

Jako górne ograniczenie modelu przyjęto powierzchnię stropu utworów węglanowych karbonu dolnego. Powierzchnia ta w dość istotny sposób odbiega od mapy strukturalnej utworów wizenu jaka została wykreślona w oparciu o dane otworowe, przed realizacja zdjęcia 3D (**Fig. 1.1.15_209** i **zał.1**). W ramach budowy modelu strukturalnego skonstruowano 3 powierzchnie strukturalne, tj. strop utworów węglanowych wizenu (**zał.1**), strop utworów ordowiku (zał.2) oraz strop utworów prekambryjskich (**zał.3**). Mapa strukturalna stropu utworów wizenu (poziom zbiornikowy złoża Nosówka) powstała poprzez integrację wyników interpretacji strukturalnej danych sejsmiki 3D oraz danych stratygraficznych z 10 otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze konstruowanego modelu statycznego. W przypadku powierzchni strukturalnych ordowiku i prekambru, których nie kartowano w ramach interpretacji zdjęcia sejsmicznego, wykorzystano następujące dane: przebieg powierzchni dyslokacyjnych (analogiczny jak dla wizenu), głębokości zalegania tych poziomów stratygraficznych w otworach wiertniczych, regionalne mapy strukturalne tych wydzieleń sporządzone w 2009 roku, w ramach innych opracowań Zakładu Geologii i Geochemii, INiG.

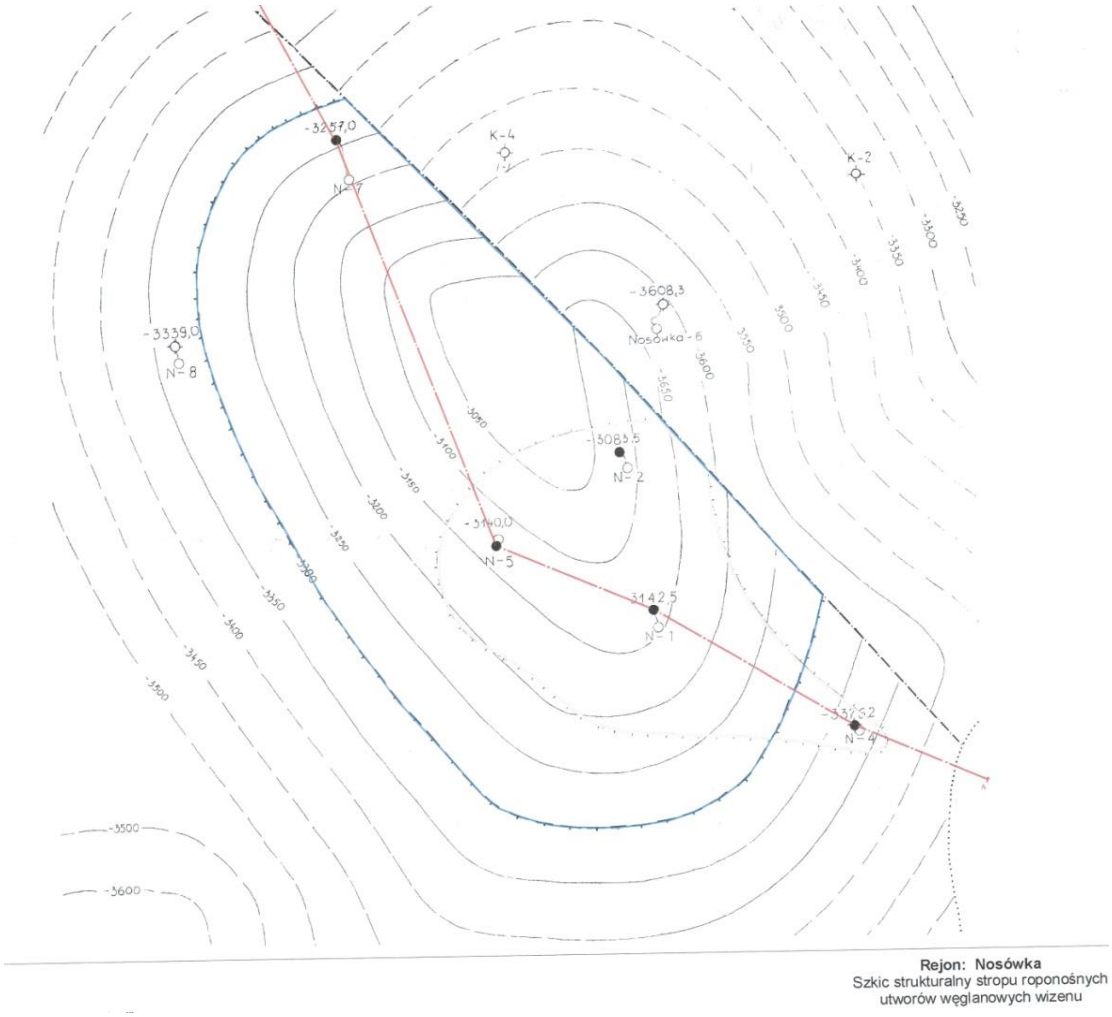


Fig. 1.1.15_209 Powierzchnia stropu utworów wizenu w oparciu o dane otworowe i profile sejsmiki 2D

Można zaobserwować dość istotne różnice w obrazie strukturalnym utworów węglanowych wizenu jaki wniosła interpretacja danych sejsmiki 3D (Geofizyka Kraków Sp. z o.o.). Utwory wizenu pocięte są systemem uskoków, w efekcie czego akumulacja węglowodorów Nosówka (otwory Nosówka 1,2 i 5) ma charakter bloku ograniczonego z czterech stron uskokami. Otwór Nosówka 7, z którego uzyskano przemysłowy przypływ ropy naftowej zlokalizowany jest w odrębnym lokalnym elemencie strukturalnym; podobnie na innych blokach znajdują się otwory Nosówka 4, 6 8 i 12. W profilach dwóch otworów wiertniczych, tj. Nosówka 9 i 14 węglanowe utwory wizenu nie występują.

Opracowany w oparciu o ww. powierzchnie strukturalne oraz powierzchnie uskoków model strukturalny podzielony jest w kierunku pionowym na dwie strefy: karbon **(wizen) i** ordowik (**Fig. 1.1.15_210**), natomiast horyzontalnie powierzchnie uskoków dzielą obszar modelu na 16 bloków strukturalnych (segmenty modelu - **Fig. 1.1.15_211**).

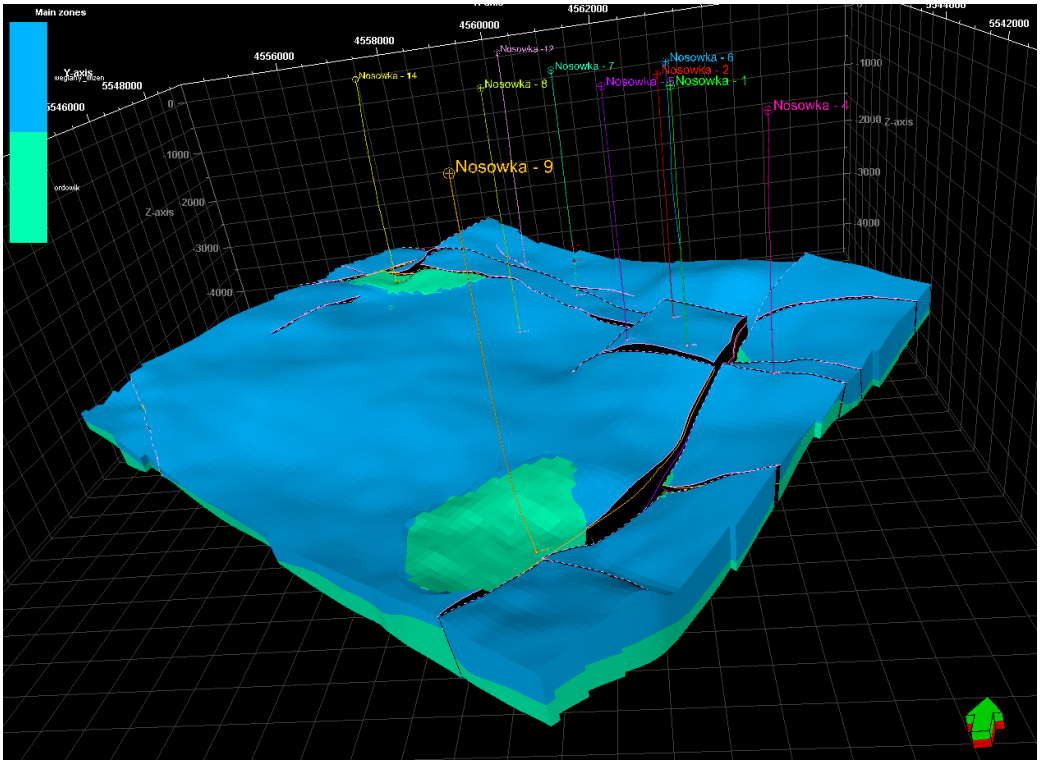


Fig. 1.1.15_210 Wizualizacja pionowego podziału modelu na 2 strefy (wizen i ordowik)

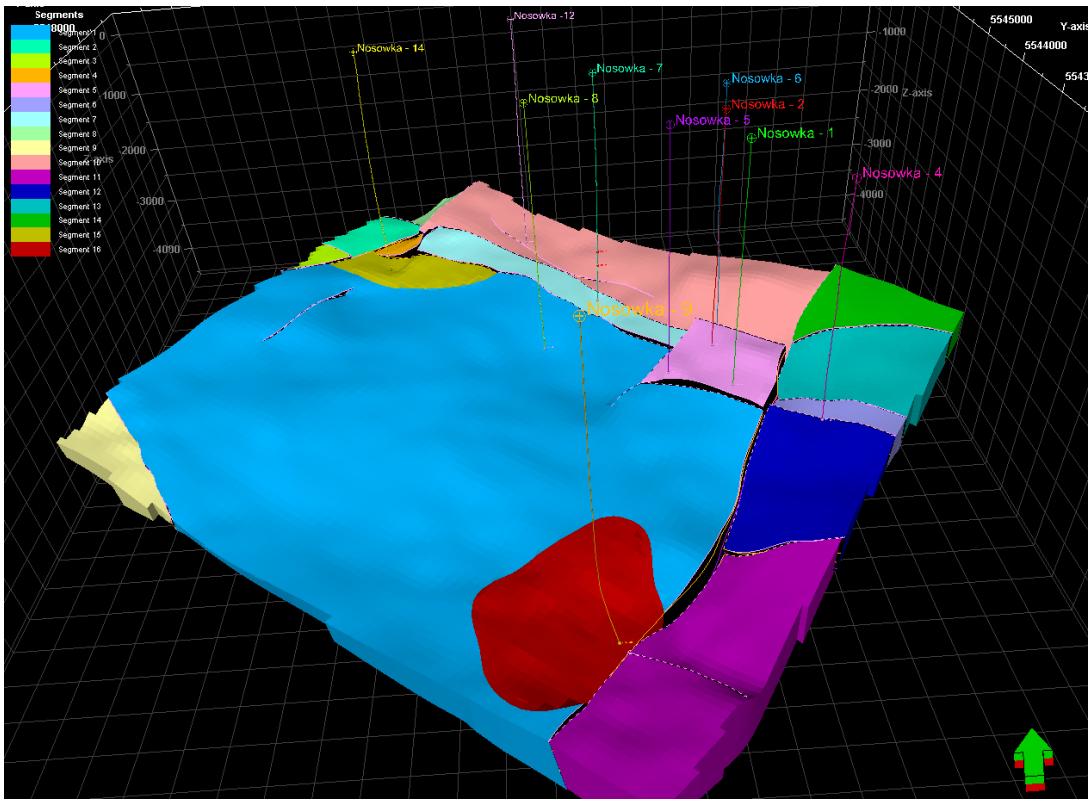


Fig. 1.1.15_211 Wizualizacja podziału modelu na bloki strukturalne - segmenty modelu

Horyzontalna rozdzielczość modelu została przyjęta na 100 x 100 m, natomiast w kierunku pionowym interwał utworów karbonu podzielono na 40 warstw, uzyskując średnią rozdzielczość pionową równą 5.19 m. W efekcie, powstały grid 3D w obrębie węglanowego poziomu złożowego zbudowany jest z 323 000 bloków.

Przygotowanie danych geofizyki otworowej

W ramach opracowania danych geofizyki wiertniczej, analizie poddano dane z 10 odwiertów zlokalizowanych w obrębie zdjęcia sejsmicznego Sędziszów-Będziemyśl 3D. Dla odwiertów, które w profilu karbonu nie stwierdziły obecności przemysłowych nagromadzeń węglowodorów przyjęto aktualnie dostępne oszacowania: zailenia, składu mineralnego matrycy, porowatości i wodonasycenia wykonane przez Geofizykę Kraków Sp. z o.o.

W przypadku pięciu odwiertów: Nosówka-1, Nosówka-2, Nosówka-4, Nosówka-5, Nosówka-7, będących odwiertami produkcyjnymi, lub dla których w trakcie testów złożowych uzyskano znaczne przypływy ropy, przeprowadzono szczegółową korektę estymacji porowatości efektywnej, wodonasycenia i przepuszczalności absolutnej, czyli tych parametrów petrofizycznych, których rozkłady przestrzenne będą podlegały modelowaniu w systemie PETREL

- *korekta estymacji porowatości efektywnej PHIcor*

Przedmiotowa korekta była przeprowadzona na drodze porównania średnich porowatości przyjmowanych w dokumentacji złożowej złoża ropy Nosówka z 1993 roku, z uzyskanymi z interpretacji karotaży, porowatościami wzdłuż profili węglanowych utworów karbonu. Ta swoista kalibracja pozwoliła na uzyskanie rozkładu porowatości efektywnej w interwałach złożowych poszczególnych odwiertów o porównywalnej wartości średniej i maksymalnej przyjmowanej dla obliczeń zasobowych, wykonanych we wspomnianej dokumentacji. Wyniki kalibracji PHIcor zamieszczono na dołączonych rysunkach w kolumnie *analiza porowatości i wodonasycenia.*

- *korekta estymacji wodonasycenia Swcor*

Aktualnie dostępna w standardowo używanych programach interpretacyjnych formuła Archie'go pozwalająca obliczyć wodonasycenie formacji skalnej niezailonej, nie estymuje prawidłowo parametru Sw formacji węglanowych, które w literaturze przedmiotu nazywane są *ang. „Non-Archie" rocks*. W związku z powyższym konieczna była korekta dostarczonej krzywej Sw. Wykonano ją przy założeniu że :

- opróbowane interwały są praktycznie w całości nasycone węglowodorami (brak obecności wody złożowej w wynikach testów produkcyjnych)

- brak istotnych zmian składu mineralnego z dominującym udziałem kalcytu w matrycy skalnej.

W przypadku spełnienia powyższych warunków do oznaczenia SWcor można użyć przekształconego profilowania oporności długiego zasięgu (bez wpływu strefy filtracji) wg. formuły

$$Swcor \sim \log[(POp)^{-0.5}]$$

Wyniki korekty SWcor zamieszczono na dołączonych rysunkach w kolumnie *analiza porowatości i wodonasycenia*

- *oszacowanie przepuszczalności absolutnej K*

Estymacje przepuszczalności absolutnej w profilu utworów karbonu w omawianych odwiertach wykonano wykorzystując do tego celu zmodyfikowane wzory Zawiszy;

- zawartość wody związanej

$$S_{wi} = V_{sh}^{\beta} (1-\Phi)^{\gamma}$$

- przepuszczalność absolutna

$$k = C * \Phi^{m+1} (1-S_{wi})^{n}$$

- przepuszczalności względne dla wody i węglowodorów

$$k_{rw} = (S_w^*)^2 (S_w^*)^{(1+2a1)} = (S_w^*)^{(3+2a1}$$

$$k_{rg} = (1-S_w^*)^2 [1-(S_w^*)^{(1+2a2)}]$$

gdzie:

$$S_w^* = \frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{wi}}$$ - nasycenie znormalizowane

C, m, β, γ - stałe wyznaczone przez kalibrację empiryczną

Uzyskane wyniki zestawiono na załączonych figurach w kolumnie *przepuszczalność absolutna*

Tak przygotowane dane zebrano w załącznikach graficznych dołączonych do tekstu (**Fig. 1.1.15_212–216**) oraz w formie cyfrowej w formacie LAS i przekazano do dalszej interpretacji w programie PETREL.

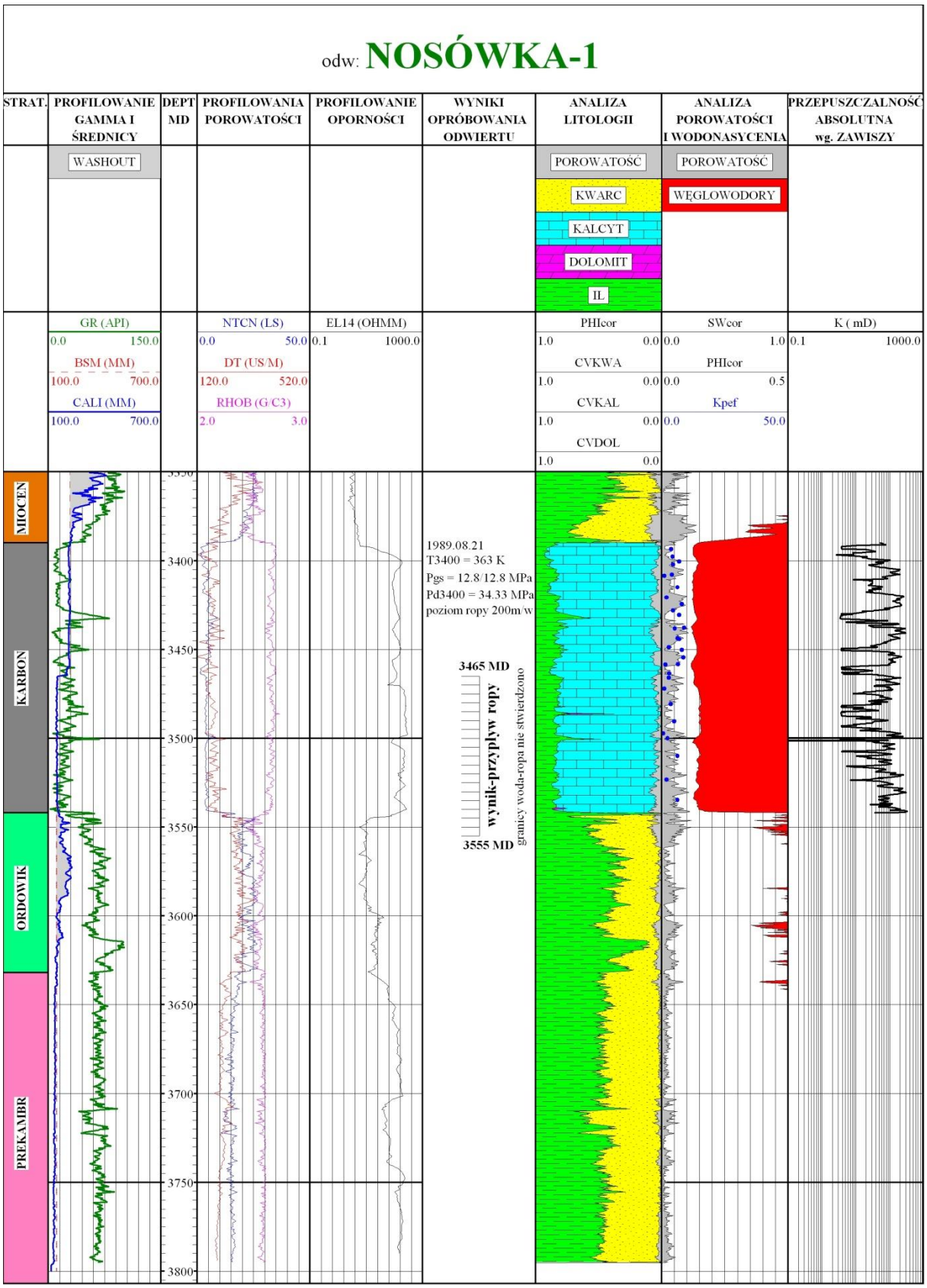


Fig. 1.1.15_212 Zestawienie danych GW dla budowy statycznych modeli petrofizycznych. Odw. Nosówka-1

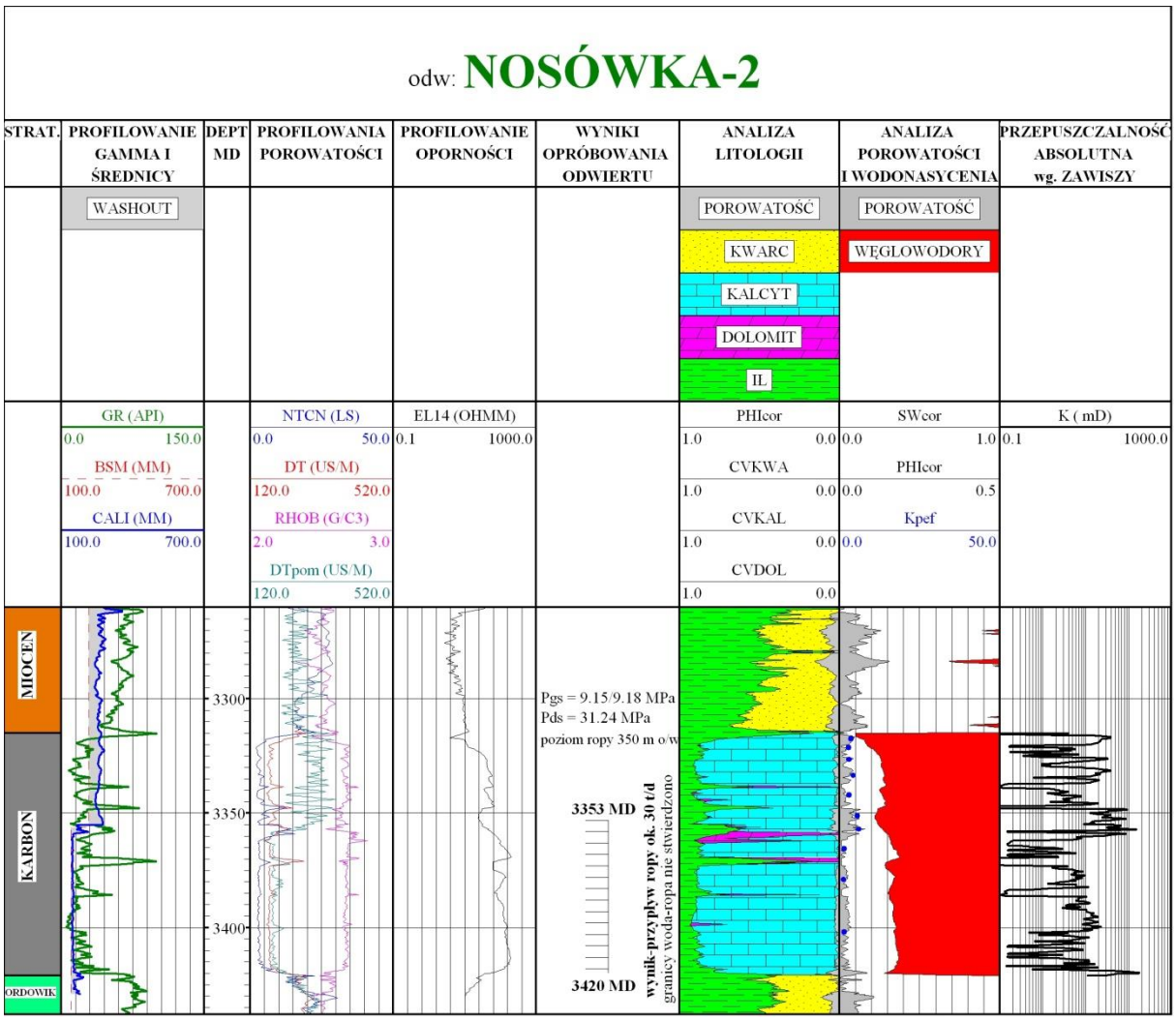


Fig. 1.1.15_213 Zestawienie danych GW dla budowy statycznych modeli petrofizycznych. Odw. Nosówka-2

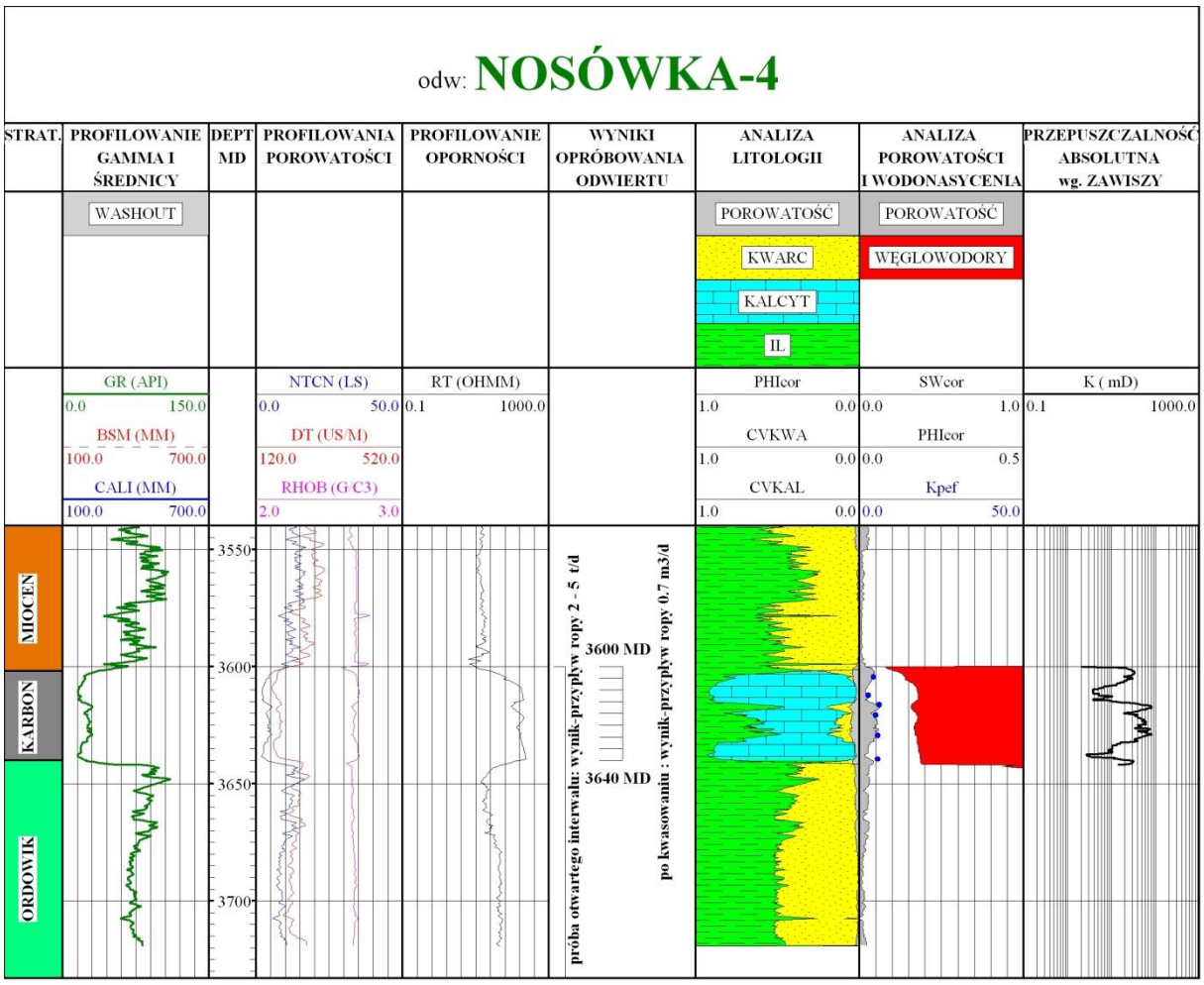


Fig. 1.1.15_214 Zestawienie danych GW dla budowy statycznych modeli petrofizycznych. Odw. Nosówka-4

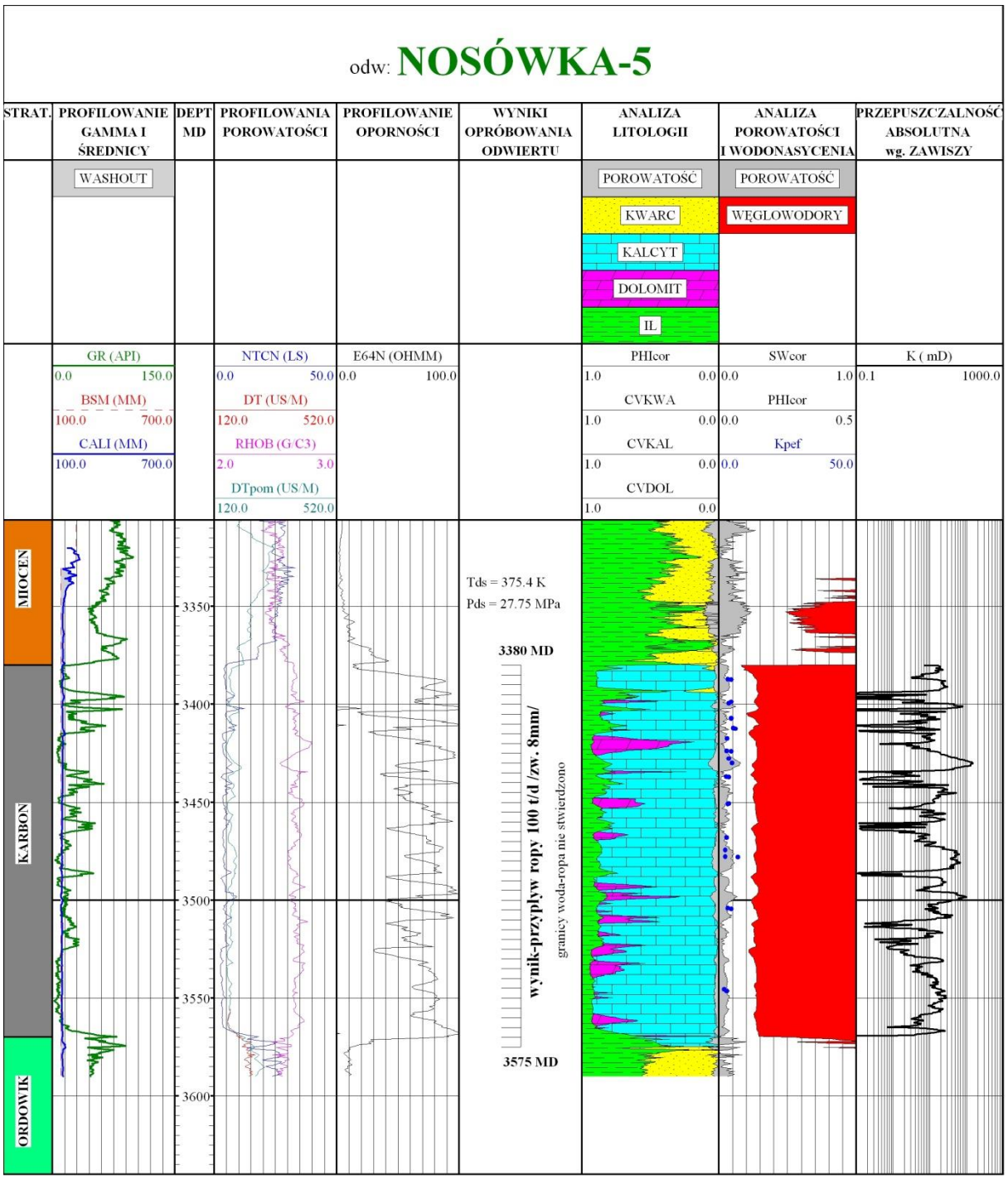


Fig. 1.1.15_215 Zestawienie danych GW dla budowy statycznych modeli petrofizycznych. Odw. Nosówka-5

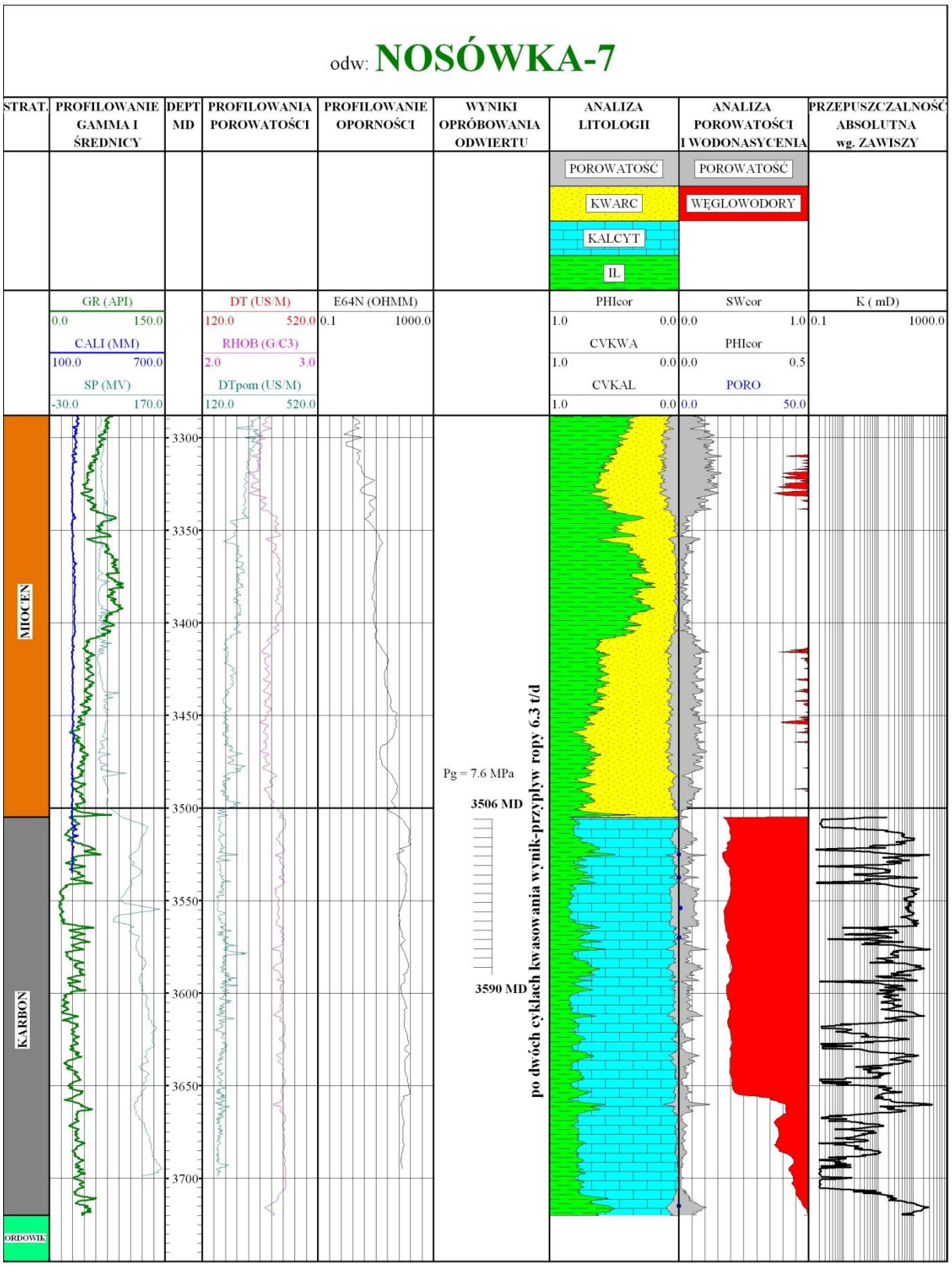


Fig. 1.1.15_216 Zestawienie danych GW dla budowy statycznych modeli petrofizycznych. Odw. Nosówka-7

Modele parametryczne poziomu zbiornikowego

W ramach realizacji zadania skonstruowano rozkłady przestrzenne następujących parametrów poziomu zbiornikowego: zailenie, porowatość efektywna, przepuszczalność absolutna, nasycenie wodą złożową, objętość efektywna (Net to Gross) oraz pomocniczo - na potrzeby budowy modelu nasycenia wodą złożową - rozkład wysokości kolumny węglowodorów (Above contact).

Wszystkie modelowane parametry przed procesem obliczania ich rozkładów przestrzennych zostały poddane uśrednianiu (up-scaling) w interwałach odpowiadających pionowej rozdzielczości modelu. Dane otworowe zostały poddane geostatystycznej analizie, której procedury zostaną opisane indywidualnie dla każdego parametru, oraz ocenie anizotropii parametrów zbiornikowych (modelowanie wariogramów).

Zailenie

Dane dla opracowania przestrzennego rozkładu zailenia poziomu zbiornikowego stanowiły otworowe profile zawartości substancji ilastej (Vsh), będące wynikiem interpretacji profilowań geofizyki otworowej. Analiza tych danych wskazuje na niewielkie zailenie węglanów poziomu zbiornikowego. Średnia zawartość substancji ilastej w skałach zbiornikowych wynosi 16 %, choć występują też wkładki o wyższym zaileniu (**Fig. 1.1.15_217**).

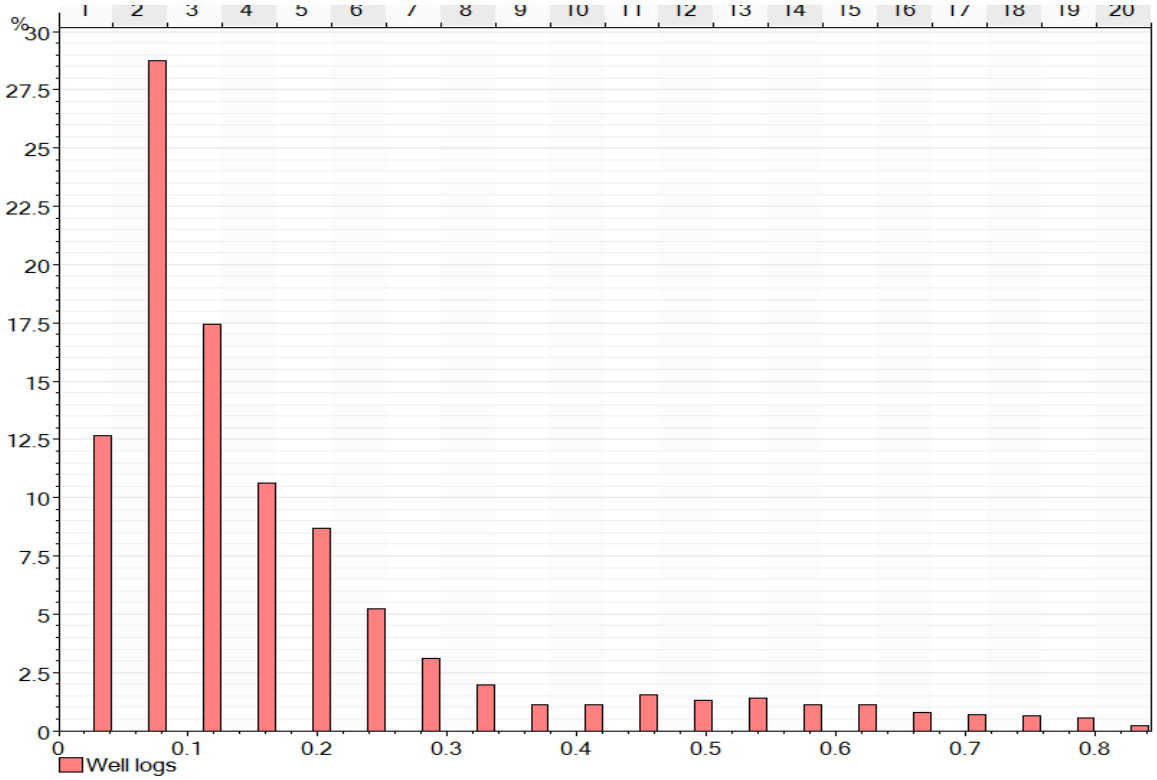


Fig. 1.1.15_217 Histogram zawartości substancji ilastej w poziomie zbiornikowym w oparciu o dane wejściowe - wynik interpretacji profilowań geofizyki wiertniczej

Otworowe profile zailenia poddano uśrednieniu w blokach ok. 5 metrowej miąższości metodą arytmetyczną oraz poddano transformacji do rozkładu normalnego w ramach przygotowania do wykorzystania algorytmu symulacyjnego w procesie obliczania rozkładu przestrzennego zawartości substancji ilastej. Obserwuje się stabilną zmienność tego parametru, manifestującą się wysokimi wartościami zasięgów oddziaływania wariogramu w kierunkach horyzontalnych i pionowym (w porównaniu z porowatości i przepuszczalnością) oraz niską wartością efektu samorodków (nugget effect).

Obliczenie rozkładu przestrzennego wykonano algorytmem Gaussian Random Function Simulation, powtarzając proces symulacji 10-krotnie. Na figurach**1.1.15_218** - **1.1.15_220** przedstawiono wizualizację wyników procesu obliczeniowego (**Fig.1.1.15_218**i**1.1.15_219**- wynik pojedynczej realizacji, **Fig.1.1.15_220** - wynik uśrednienia 10 realizacji procesu symulacyjnego).

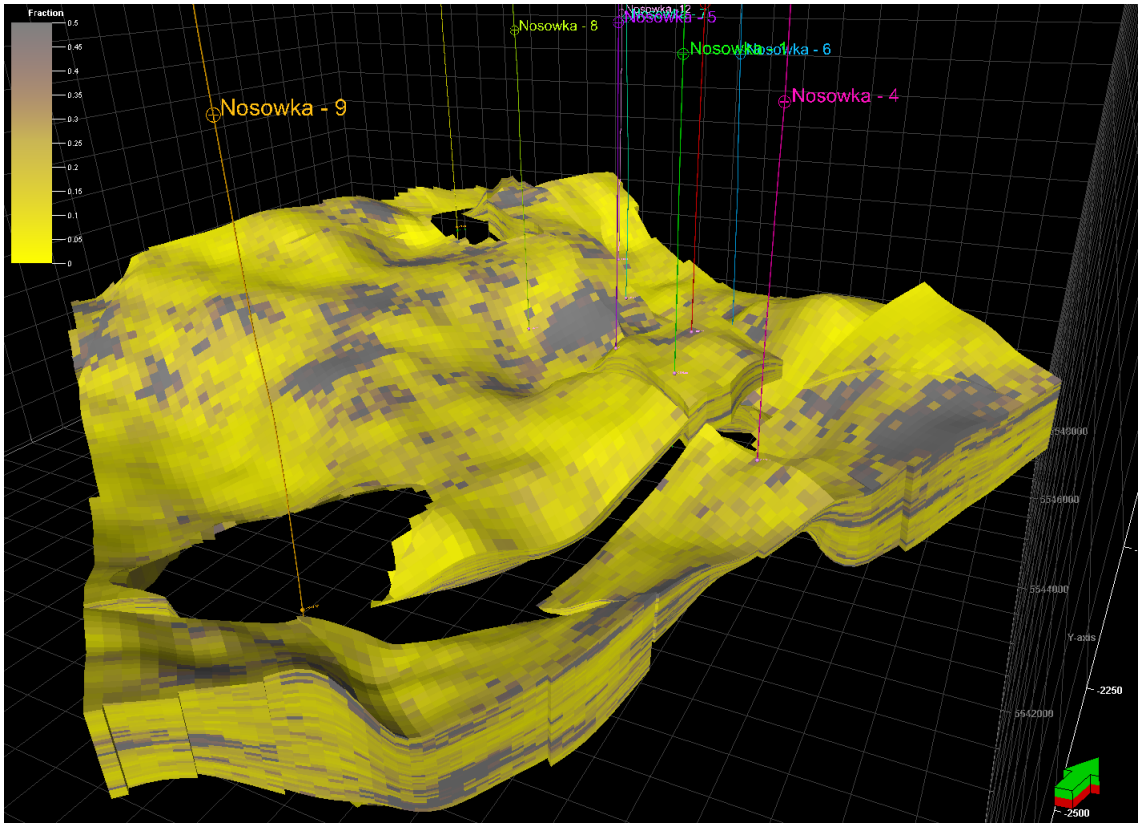


Fig.1.1.15_218 Wizualizacja przestrzennego rozkładu zailenia - pojedyncza realizacja

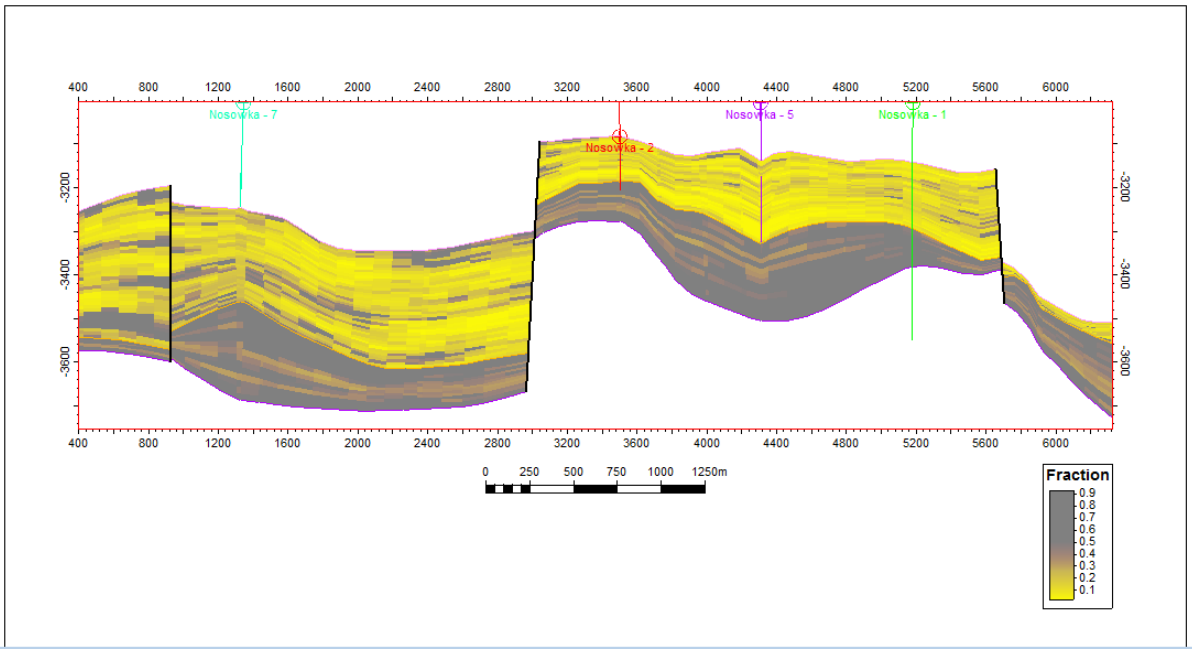


Fig.1.1.15_219 Przekrój przez model zailenia - pojedyncza realizacja - przewyższenie x 2.5 (karbon dolny i ordowik)

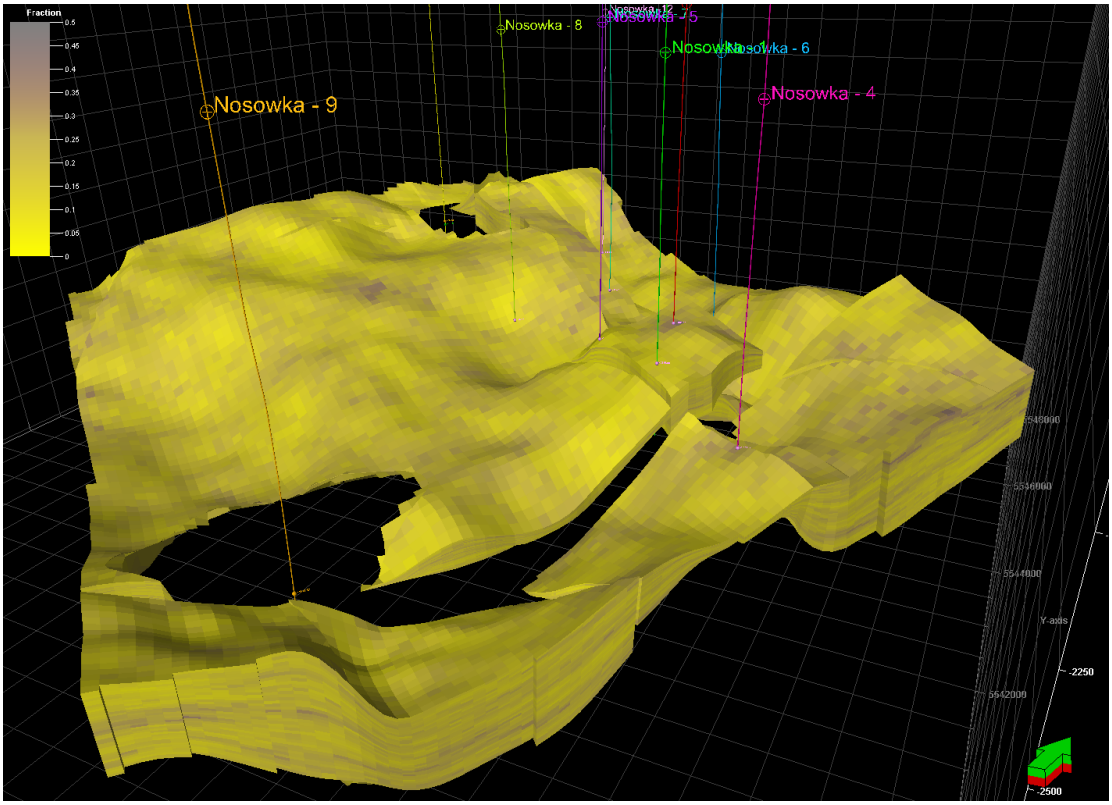


Fig.1.1.15_220 Wizualizacja rozkładu przestrzennego zailenia - średnia arytmetyczna 10 realizacji

Porowatość efektywna

Rozkład przestrzenny porowatości efektywnej opracowano w oparciu o dane otworowe w postaci interpretacji profilowań geofizyki otworowej. Parametr porowatości w analizowanym obszarze cechują bardzo niskie wartości. Średnia wartość porowatości w pełnym profilu wizenu obliczona dla wszystkich otworów wiertniczych, które przewiercają poziom zbiornikowy wynosi 2.87 %. Nieco wyższe wartości obserwuje się w bloku utworów węglanowych, w którym występuje złoże ropy naftowej (3.4 %).

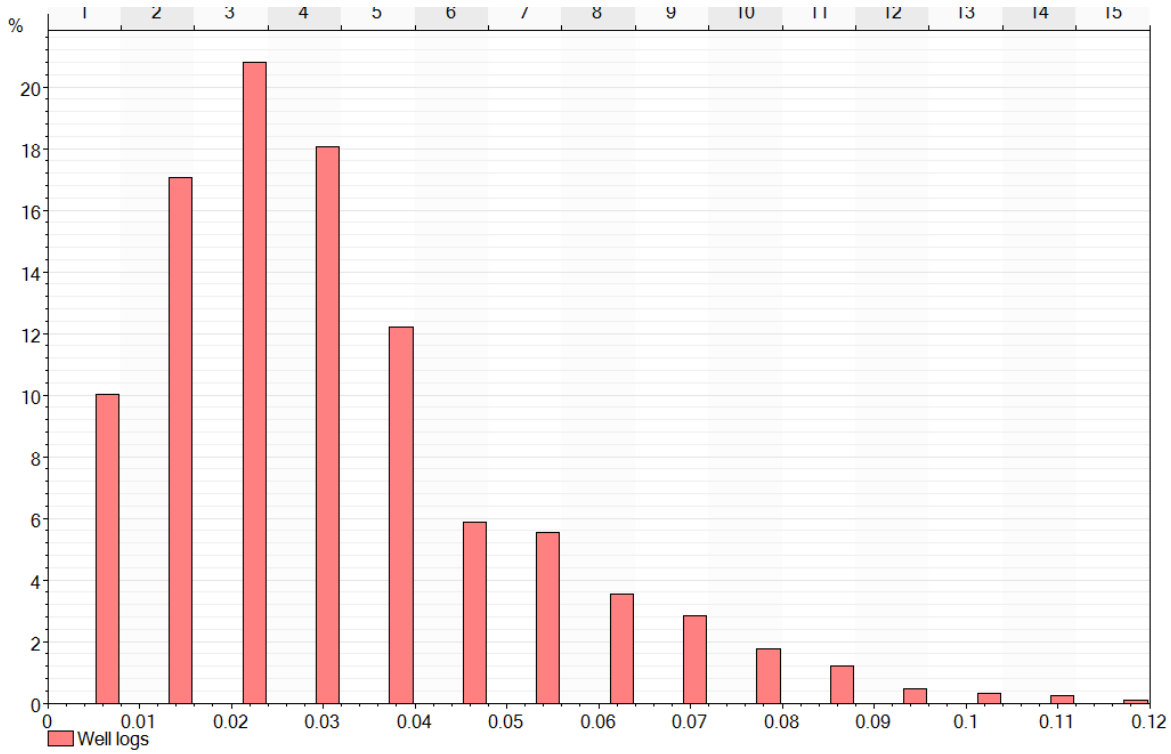


Fig.1.1.15_221 Histogram porowatości efektywnej - dane wejściowe z wszystkich otworów

Wynik interpretacji profilowań geofizyki otworowej o rozdzielczości 0.25 m poddano uśrednieniu (up-scaling) metodą arytmetyczną, w efekcie czego uzyskano zawężenie zakresu zmienności, jednocześnie zachowując kształt histogramu.

W ramach geostatystycznej analizy danych wejściowych ograniczono dolny przedział zmienności do wartości > 0, wykonano transformację do rozkładu normalnego, a następnie przeprowadzono analizę wariograficzną. Na podstawie wariogramu pionowego (największa dostępność danych o równomiernym rozmieszczeniu w profilu interwału zbiornikowego) przyjęty model teoretyczny tj. wykładniczy oraz wartość efektu samorodków (nugget).

Kierunki oraz zasięg oddziaływania wariogramu horyzontalnego przyjęto w oparciu o dane z 8 otworów wiertniczych, stąd też parametry te obarczone są wyższą niepewnością.

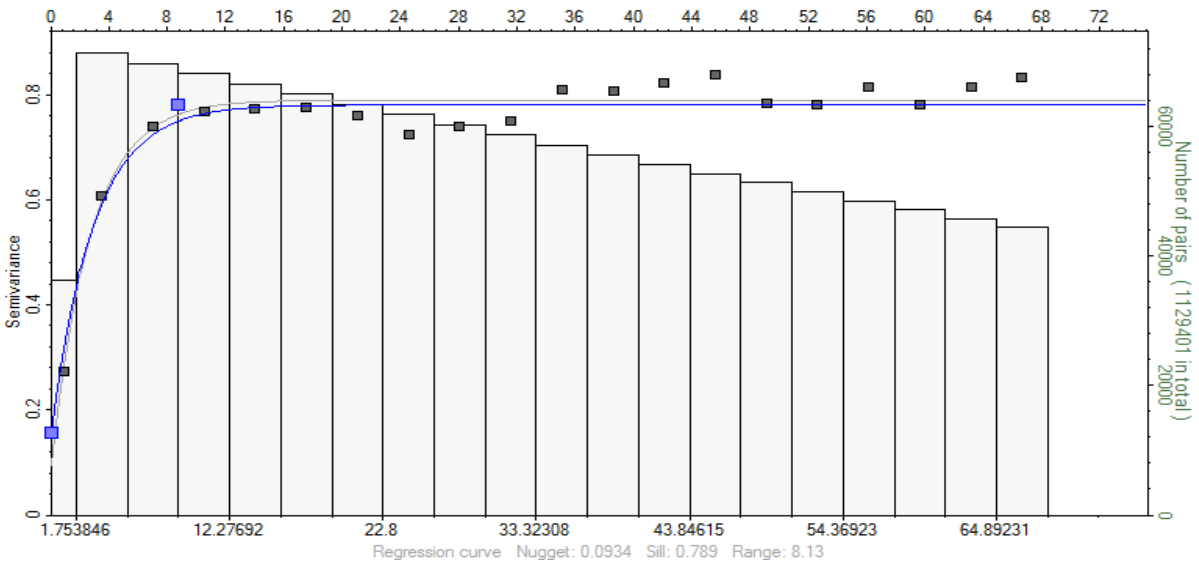


Fig.1.1.15_222 Wariogram pionowy (model teoretyczny oraz punkty wariogramu eksperymentalnego) porowatości efektywnej

Obliczenie rozkładu przestrzennego porowatości wykonano, podobnie jak w przypadku zailenia, algorytmem Gaussian Random Function Simulation, powtarzając 10 - krotnie proces obliczeniowy. W gridzie wynikowym zapisano zarówno wyniki pojedynczej realizacji oraz efektu jej wygładzania oraz w wyodrębnionym folderze 10 realizacji procesu obliczeniowego i wynik ich uśrednienia metoda arytmetyczną.

Wizualizację efektów modelowania porowatości efektywnej przedstawiono na figurach **1.1.15_223 - 1.1.15_225.**

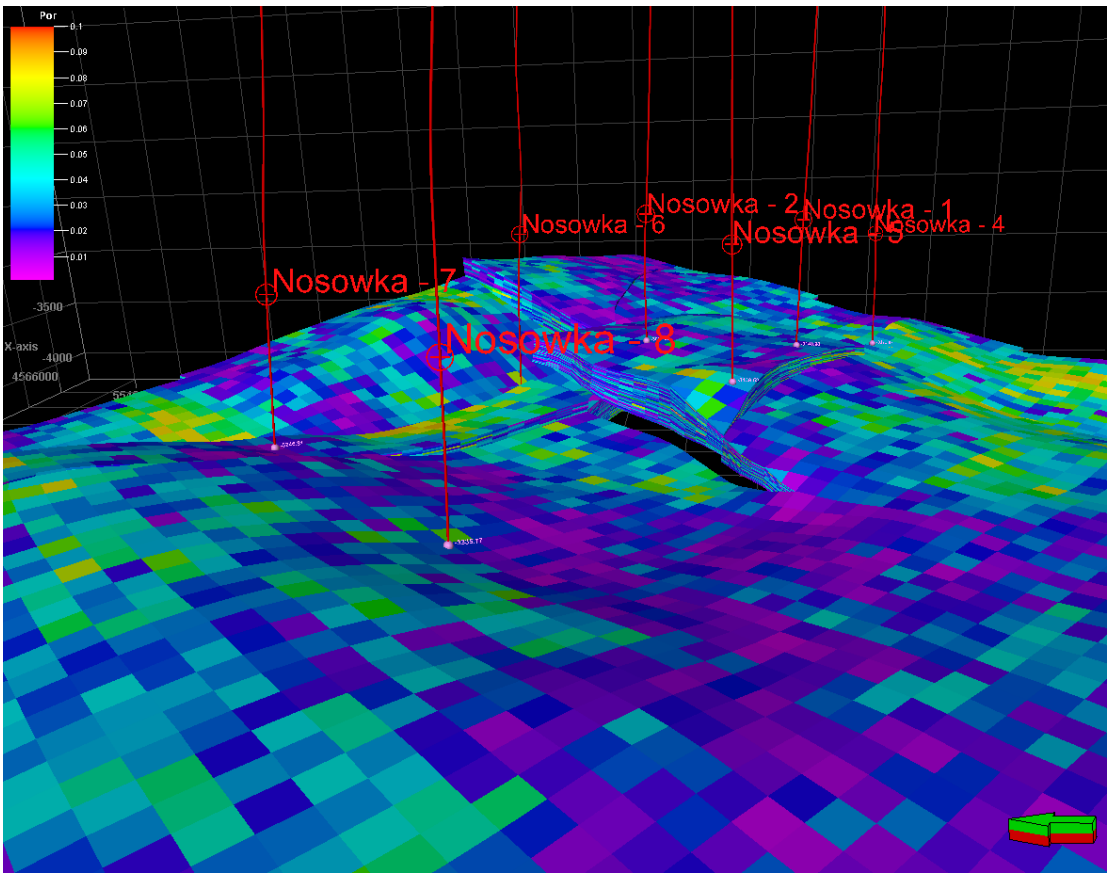


Fig. 1.1.15_223 Wizualizacja wyniku pojedynczej realizacji procesu symulacji porowatości

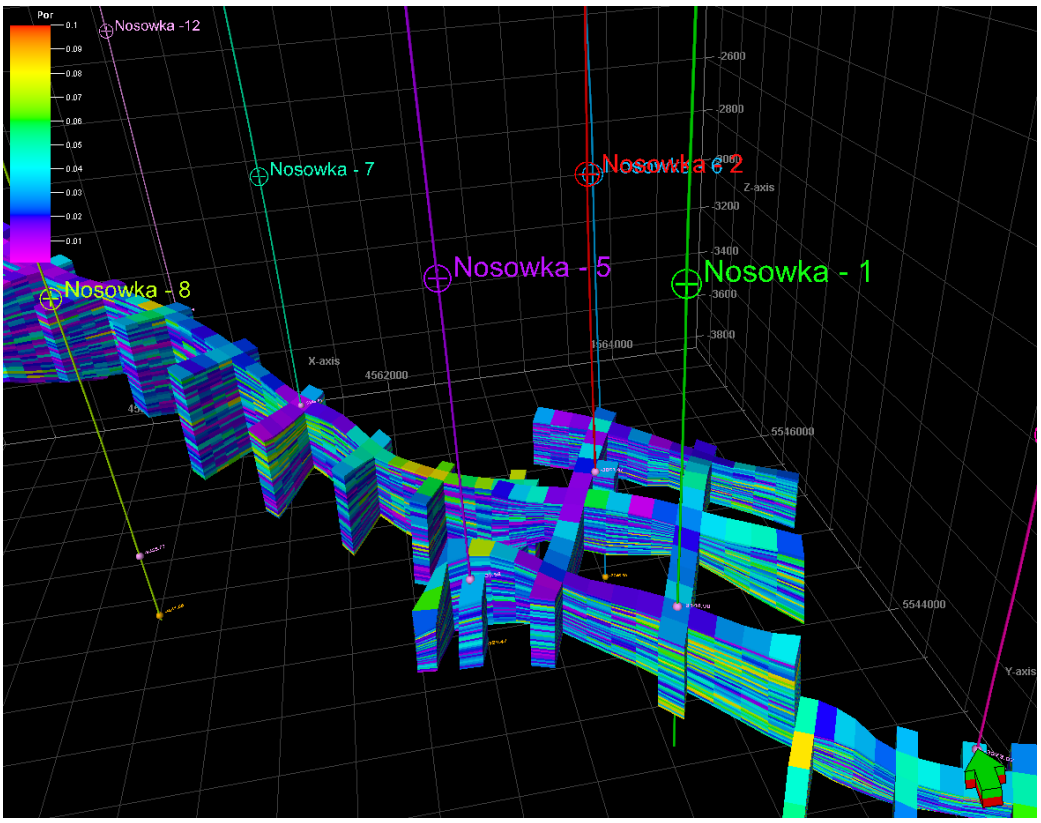


Fig. 1.1.15_224 Wizualizacja wyniku pojedynczej realizacji procesu symulacji porowatości

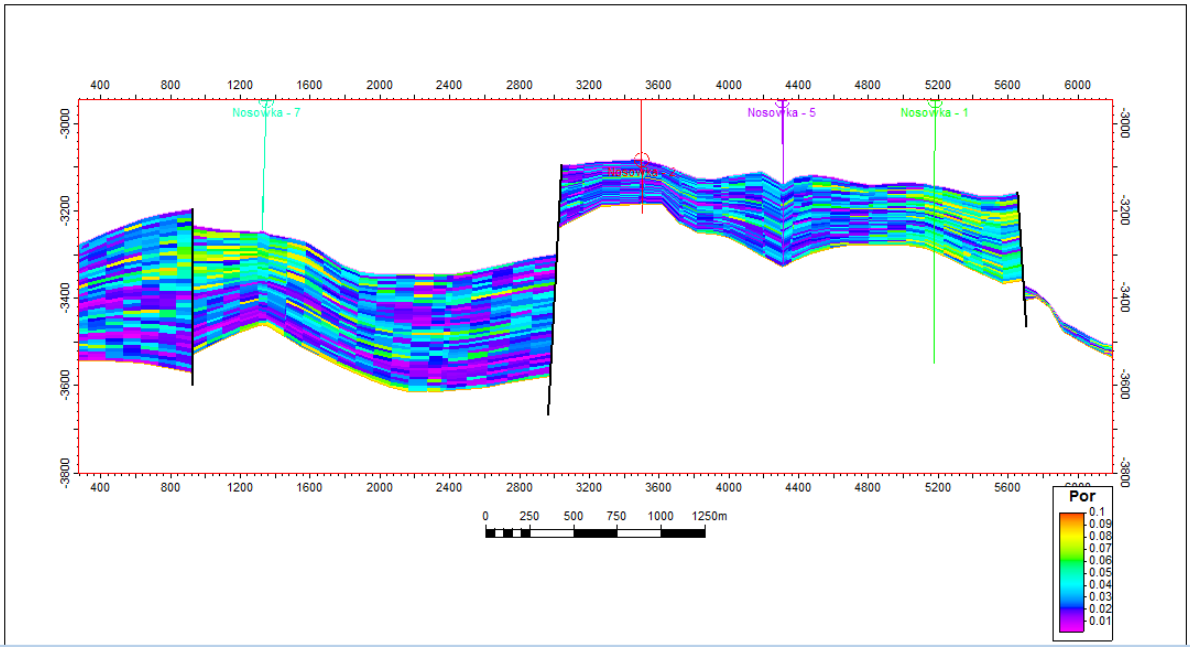


Fig. 1.1.15_225 Przekrój przez model porowatości przebiegający przez osie otworów N-7, N-2, N-5 i N-1(przewyższenie x 2.5)

Przepuszczalność absolutna

Dane do konstrukcji modelu przepuszczalności absolutnej stanowiły logi tego parametru uzyskane poprzez zastosowanie modelu Zawiszy w celu aproksymacji przepuszczalności. Procedurę tę zastosowano dla pięciu otworów, w których stwierdzono obecność ropy naftowej, tj. Nosówka - 1, 2, 4, 5, 7. Model Zawiszy bardzo silnie wiąże przepuszczalność z porowatością (oraz w mniejszym stopniu z zaileniem), w związku z czym, wykorzystano istnienie tej zależności (współczynnik korelacji 0.89) w procesie modelowania przepuszczalności, jako że otworowe profile porowatości dostępne były w większej ilości otworów wiertniczych.

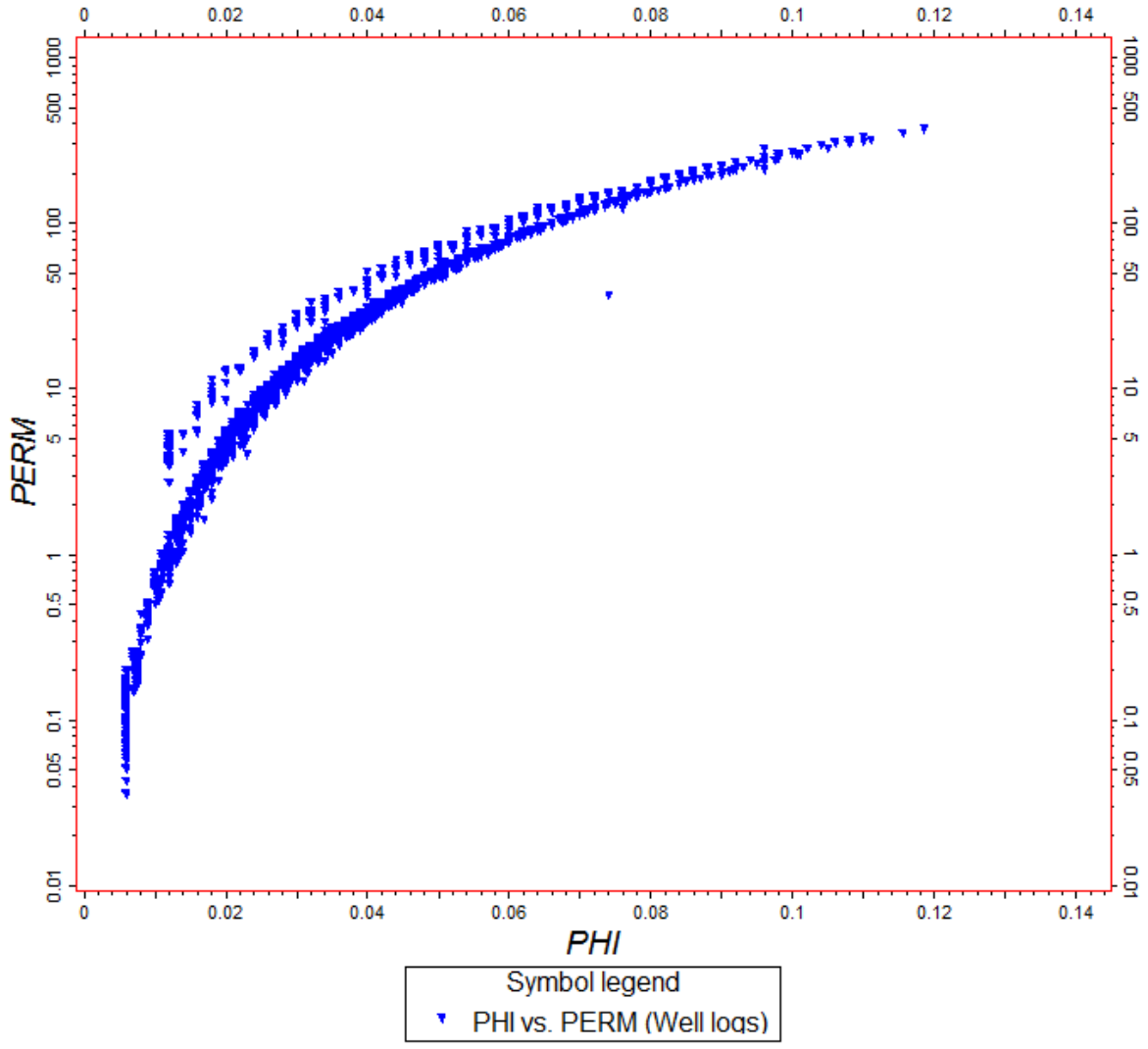


Fig. 1.1.15_226 Zależność pomiędzy porowatością efektywną i przepuszczalnością absolutną (dane wejściowe)

Uśrednianie danych wejściowych przepuszczalności w interwałach odpowiadających pionowej rozdzielczości modelu 3D przeprowadzono wykorzystując średnią geometryczną. W ramach analizy danych

zdefiniowano minimalna wartość przepuszczalności równą 0.001 mD, przeprowadzono transformację logarytmiczną populacji danych, a następnie transformacje do rozkładu normalnego. W trakcie analizy wariograficznej posiłkowano się wynikami uzyskanymi w analogicznym procesie dla porowatości. W efekcie charakter anizotropii przepuszczalności będzie w modelu przestrzennym odzwierciedlał zmienność jaka występuje w przypadku porowatości. Innymi słowy, obserwowana w profilach otworów wiertniczych wysoka korelacja pomiędzy porowatością i przepuszczalnością (wynikająca ze sposobu obliczenia logów przepuszczalności), będzie widoczna także w rozkładach przestrzennych obydwu parametrów. Przeniesienie tej zależności aplikowano dwustopniowo, zarówno na etapie analizy geostatystycznej (opisanej powyżej), jak również w procesie obliczania rozkładu przestrzennego przepuszczalności wykorzystując w formie kokrigingu przestrzenny model porowatości jako parametr sterujący rozkładem przepuszczalności. Wykorzystano, podobnie jak w przypadku zailenia i porowatości, algorytm statystyczny - Gaussian Random Function Simulation, powtarzając proces obliczeniowy 10 - krotnie.

Poniżej zamieszczono wizualizację przestrzennego modelu przepuszczalności absolutnej.

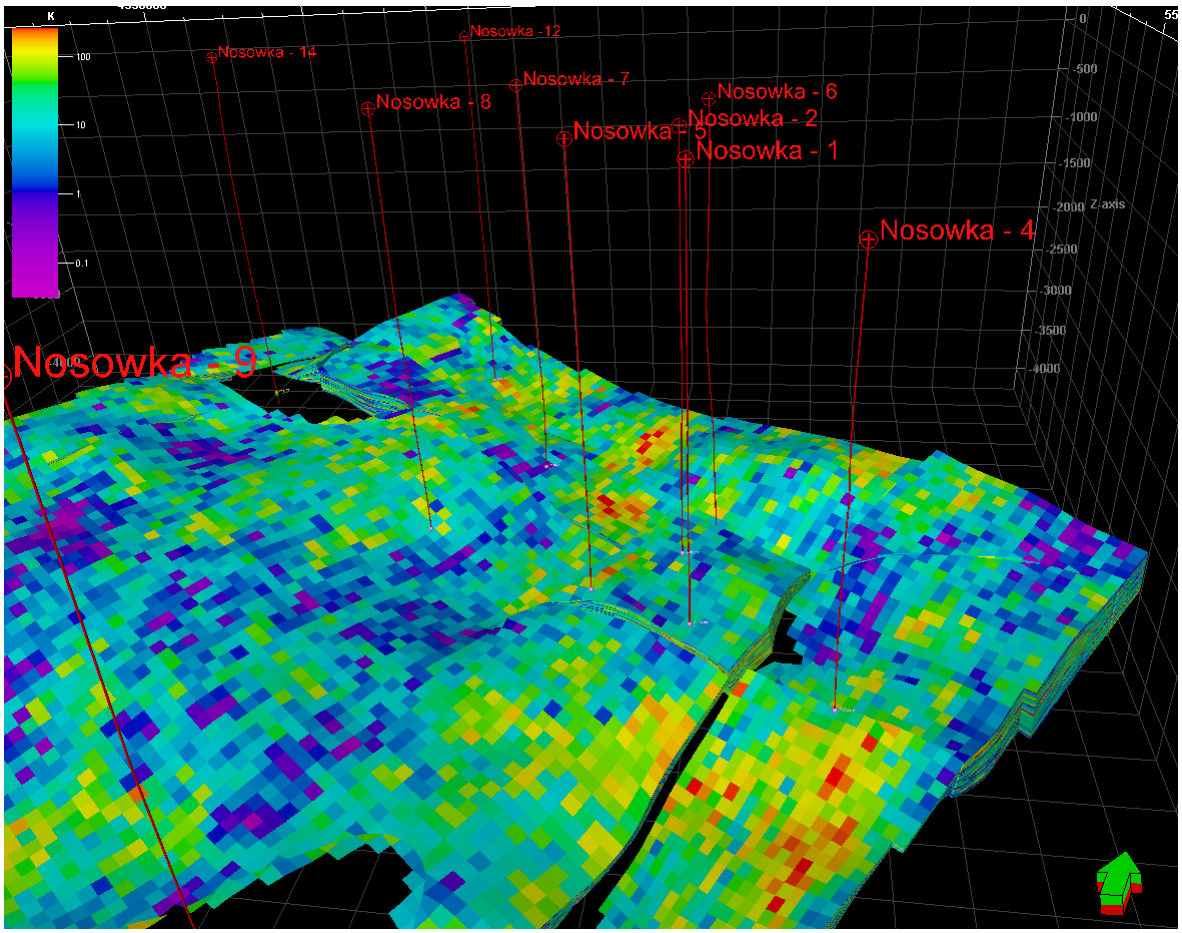


Fig. 1.1.15_227 Wizualizacja przestrzennego rozkładu przepuszczalności

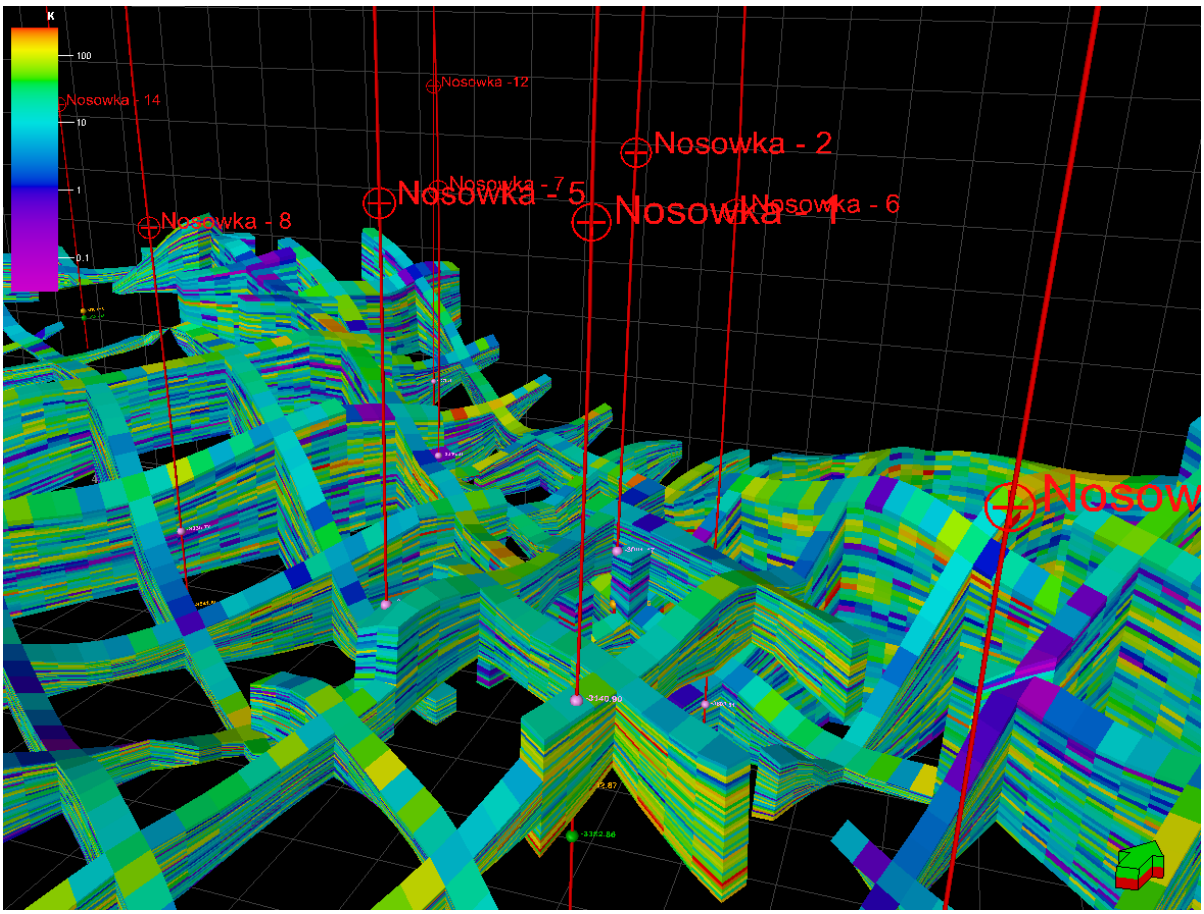


Fig. 1.1.15_228 Wizualizacja przestrzennego rozkładu przepuszczalności - przewyższenie x2

Generalnie, autorzy opracowania, zarówno opracowując otworowe profile przepuszczalności, jak również rozkład przestrzenny tego parametru, wykorzystywali wartości przepuszczalności jakie obliczono w oparciu o wykonane testy otworowe, tj. 27.1 mD (metodą Hornera) i 25.8 mD (wg MDH), które stanowiły dane kalibracyjne przepuszczalności.

Charakterystykę statystyczną przestrzennego rozkładu przepuszczalności absolutnej przedstawiono w **Tab.1.1.15_41** (dla całego obszaru objętego modelem 3D) oraz w **Tab.1.1.15_42** (tylko dla bloku, na którym zlokalizowane są odwierty N-1,2 i 5).

Tab. 1.1.15_41 Zestawienie danych statystycznych przepuszczalności (cały obszar objęty modelem 3D)

Typ danych	Min	Max	Delta	N	Średnia arytm.	Odchyl. stand.	Wariancja
model 3D	**0.03**	**373.03**	**373**	**240793**	**30.89**	**42.88**	**1838.32**
uśrednione w blokach grida	**0.07**	**173.02**	**172.95**	**184**	**28.46**	**35.89**	**1288.17**
dane wejściowe	**0.04**	**365.79**	**365.79**	**2819**	**36.33**	**50.87**	**2588.18**

Tab. 1.1.15_42 Zestawienie danych statystycznych przepuszczalności (dla części złożowej - otw. N-1,2 i 5)

Typ	Min	Max	Delta	N	Mean	Std	Var
model 3D	**0.03**	**354.94**	**354.91**	**7680**	**36.31**	**47.46**	**2252.34**
uśrednione w blokach grida	**0.07**	**173.02**	**172.95**	**120**	**29.15**	**39.52**	**1562.07**
dane wejściowe	**0.04**	**326.73**	**326.7**	**1787**	**37**	**53.09**	**2818.3**

Ostatecznie uzyskane 10 realizacji procesu symulacji przepuszczalności uśredniono metodami: arytmetyczną, geometryczna i harmoniczną; zaobserwowano niewielkie różnice pomiędzy wynikami uśrednienia. Podobnie, jak w przypadku innych parametrów, w gridzie wynikowym pozostawiono zarówno rozkład bazowy, jak również wyniki 10 realizacji procesu symulacji oraz efekty ich uśredniania.

Nasycenie wodą złożową

Otworowymi profilami nasycenia wodą złożową skał karbońskich dysponowano dla wszystkich otworów przewiercających ten interwał. Histogram tego parametru (**Fig. 1.1.15_229**)wyraźnie rozdziela populację danych na dwie grupy: przedział wartości od 0.1- 0.45 - czyli część poziomu zbiornikowego nasycona węglowodorami oraz przedział od 0.7 - 1 czyli strefę zawodnioną. Bardzo nieliczna reprezentacja wartości z przedziału 0.45-0.7 wynika z faktu, iż strefa prawdopodobnego konturu wody złożowej została zidentyfikowana tylko w otworze Nosówka 7; w pozostałych otworach, w których stwierdzono obecność węglowodorów, ropa naftowa nasycała cały interwał węglanów wieku wizeńskiego.

W celu wiarygodnego odtworzenia przestrzennego modelu nasycenia woda złożową, eliminującego możliwość powstania artefaktów wprowadzono roboczo parametr wyrażający wysokość kolumny węglowodorów w poziomie zbiornikowym (Above contact) (**Fig. 1.1.15_230**) względem głębokości zalegania konturu wody złożowej zidentyfikowanego w otworze Nosówka 7.

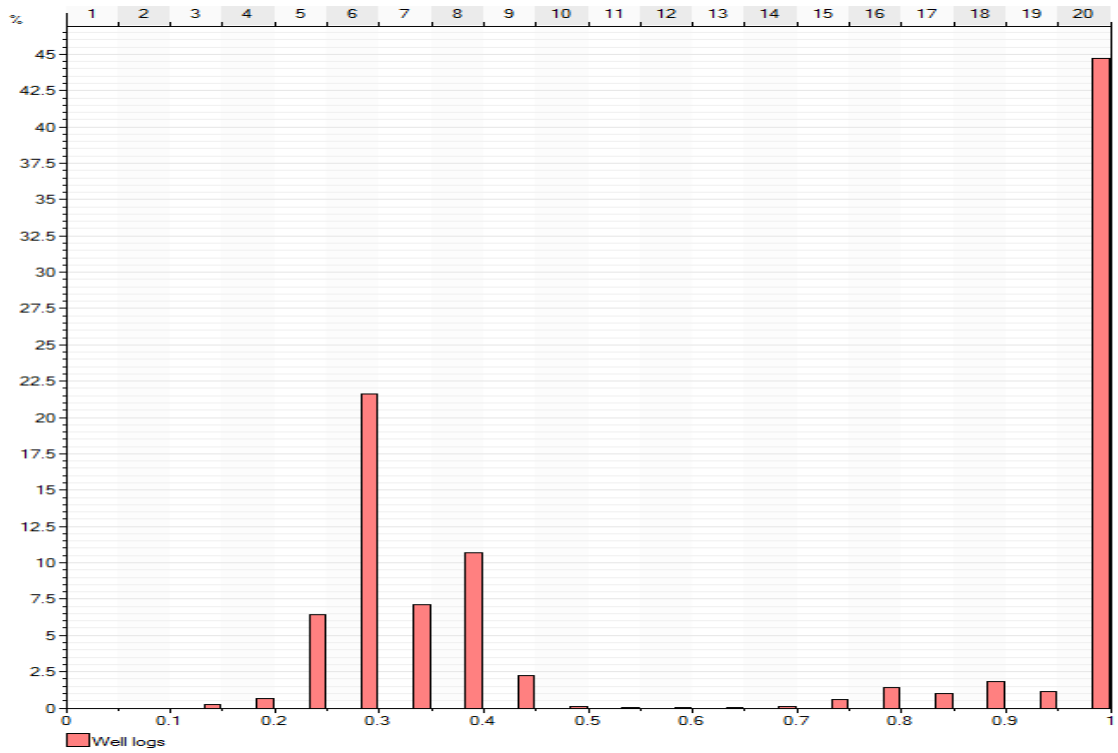


Fig. 1.1.15_229 Histogram nasycenia woda złożową dla danych wejściowych

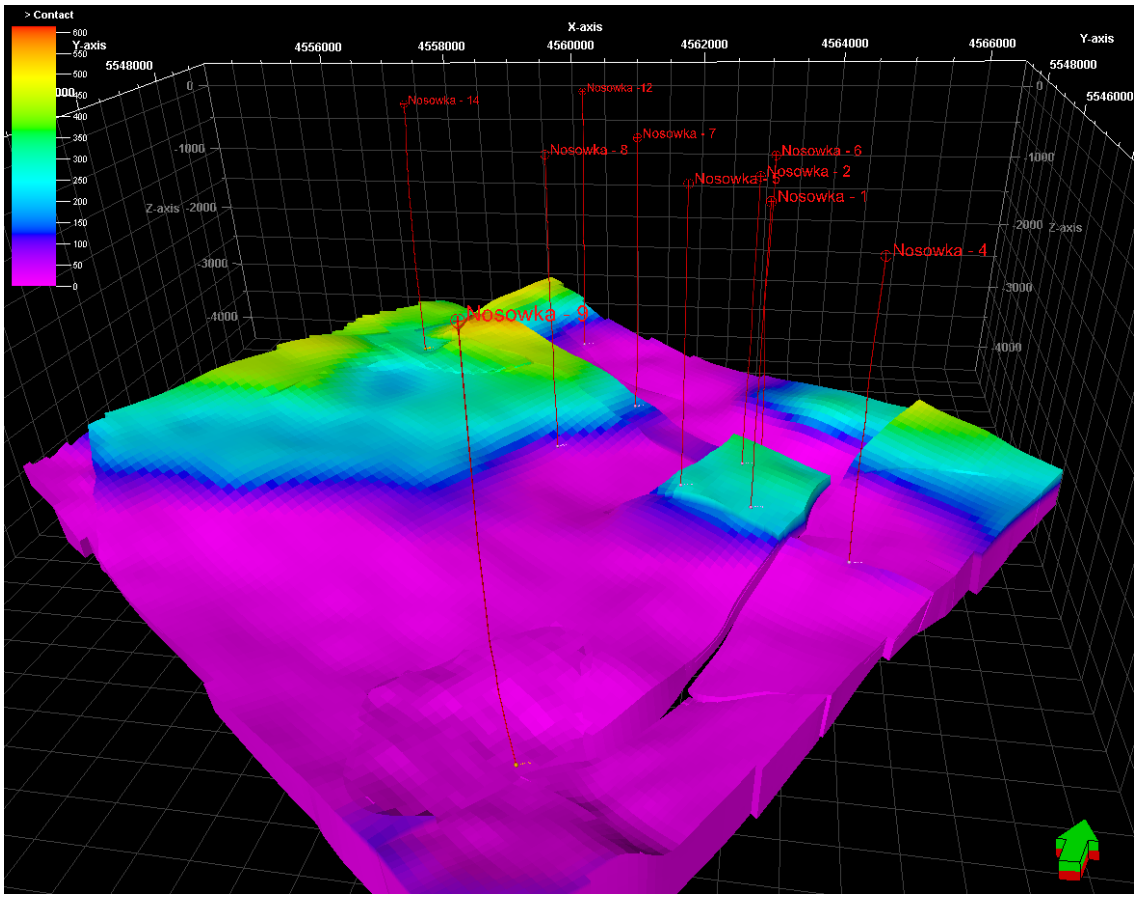


Fig. 1.1.15_230 Przestrzenny model wysokości kolumny węglowodorów wg głębokości konturu N-7 15-354

Należy nadmienić, że modele Above contact jak również prezentowany poniżej model nasycenia wodą złożową (Sw), zostały skonstruowane w oparciu o uproszczone założenie jednakowej głębokości zalegania konturu wody złożowej na całym obszarze objętym modelem 3D. Zaprzeczeniem tego faktu jest odwiert Nosówka - 8, gdzie strop węglanów wizenu zalega wyżej niż, zdefiniowany w otworze Nosówka-7, kontakt woda/ropa (zał.4), przy czym interwał skał karbońskich w otworze N-8 wykazuje całkowite nasycenie wodą złożową. Wynika z tego że segment modelu, na którym zlokalizowany jest otwór N-8 charakteryzuje inna głębokość zalegania kontaktu woda/ropa (o ile taki w tym bloku modelu występuje). Odwrotną sytuację, która także zaprzecza założeniu o stałej głębokości konturu wody złożowej, jest sytuacja otworu Nosówka - 4, który wykazuje pełne nasycenie węglowodorami w poziomie wizenu, choć płaszczyzna -3396.5 m SSTVD (głębokość konturu stwierdzona w otworze N-7) przecina trajektorię otworu N-4 w połowie miąższości poziomu zbiornikowego.

Autorzy pracy uznali jednak, że celem niniejszego zadania jest możliwie najdokładniejsze zdefiniowanie rozkładów parametrów petrofizyczno - złożowych w części obszaru, na której występuje udokumentowane złoże ropy naftowej, a nie ocena perspektywiczności obszaru pod kątem nowych odkryć.

Wynikiem przyjęcia założenia stałej głębokości konturu wody złożowej jest wrażenie istnienia znacznej akumulacji węglowodorów w północno - zachodniej części obszaru badań. Nie jest to wykluczone, jednakże na obecnym etapie rozpoznania wiertniczego brak jest przesłanek uprawniających do tego typu interpretacji wyników modelowania złożowego.

Istnienie kontynuacji akumulacji ropy naftowej jest natomiast możliwe w przypadku segmentu N7 (**Fig. 1.1.15_232**), w którym poziom zbiornikowy w kierunku zachodnim zalega wyżej niż w otworze N-7. Hipoteza ta oparta jest na założeniu poprawności interpretacji strukturalnej danych sejsmiki 3D oraz istnienia, rozdzielonych powierzchniami uskoków, bloków tektonicznych w obrębie utworów karbońskich, funkcjonujących jako izolowane względem siebie (w sensie ciągłości hydrodynamicznej) elementy strukturalne.

W procesie modelowania nasycenia wodą złożowa wykorzystano roboczy parametr Above contact w formie kokrigingu algorytmu kriging, który wykazywał korelację z Sw o wartości współczynnika korelacji -0.72.

Poniżej zamieszczono wizualizację otrzymanych wyników.

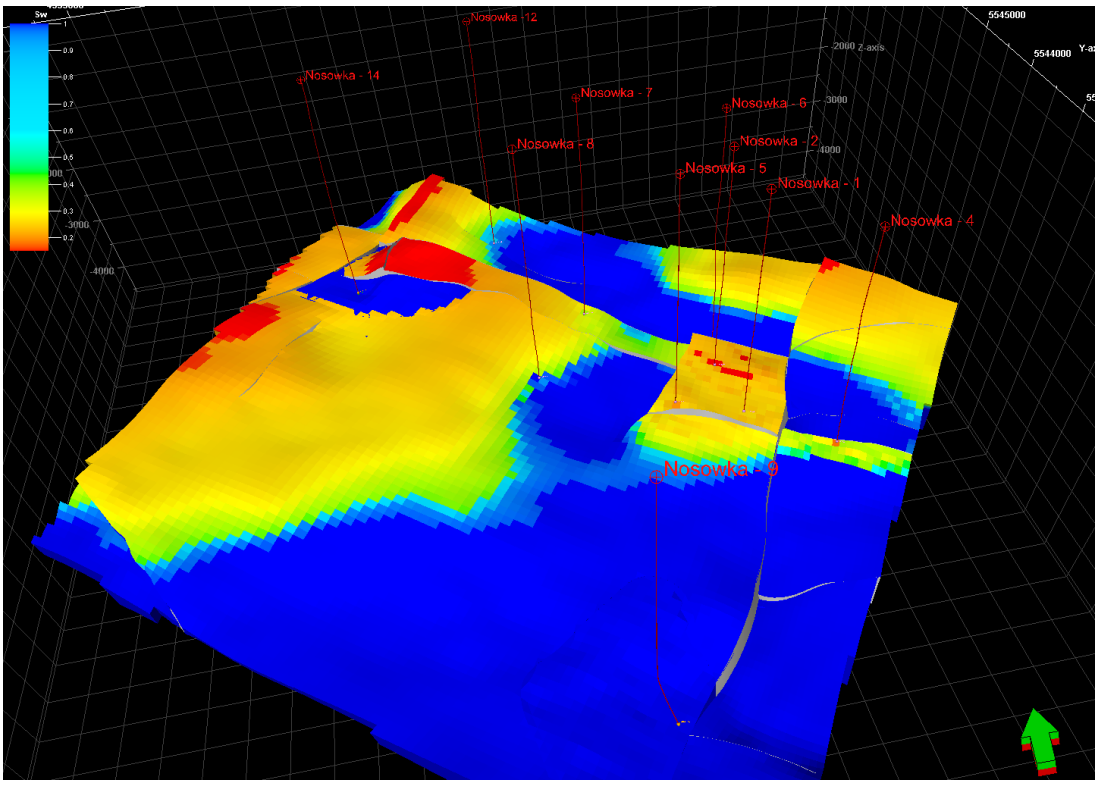


Fig. 1.1.15_231 Wizualizacja rozkładu nasycenia wodą złożową przy założeniu głębokości zalegania konturu wody złożowej na głębokości -3396.5 m (N-7)

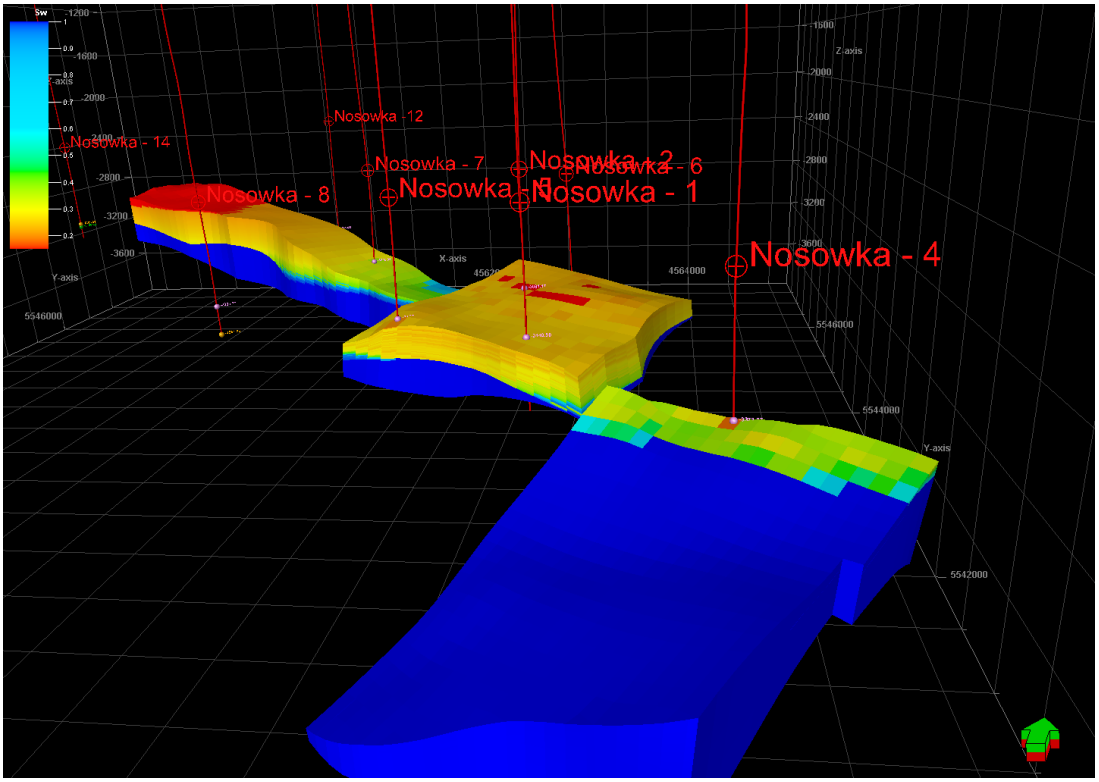


Fig. 1.1.15_232 Wizualizacja rozkładu nasycenia wodą złożową segmentów modelu o potwierdzonej obecności węglowodorów

Objętość efektywna (Net to Gross)

Parametr ten został obliczony w oparciu o wcześniej opracowane modele rozkładu porowatości efektywnej i przepuszczalności absolutnej. Przyjęto następujące wartości progowe: porowatość >=0.01 (1%) i przepuszczalność >=1 mD. Te bloki modelu 3D, które spełniały jednocześnie obydwa powyższe warunki uznane zostały jako efektywna objętość złoża i została im przypisana wartość 1, natomiast pozostałym blokom nadano wartość 0.

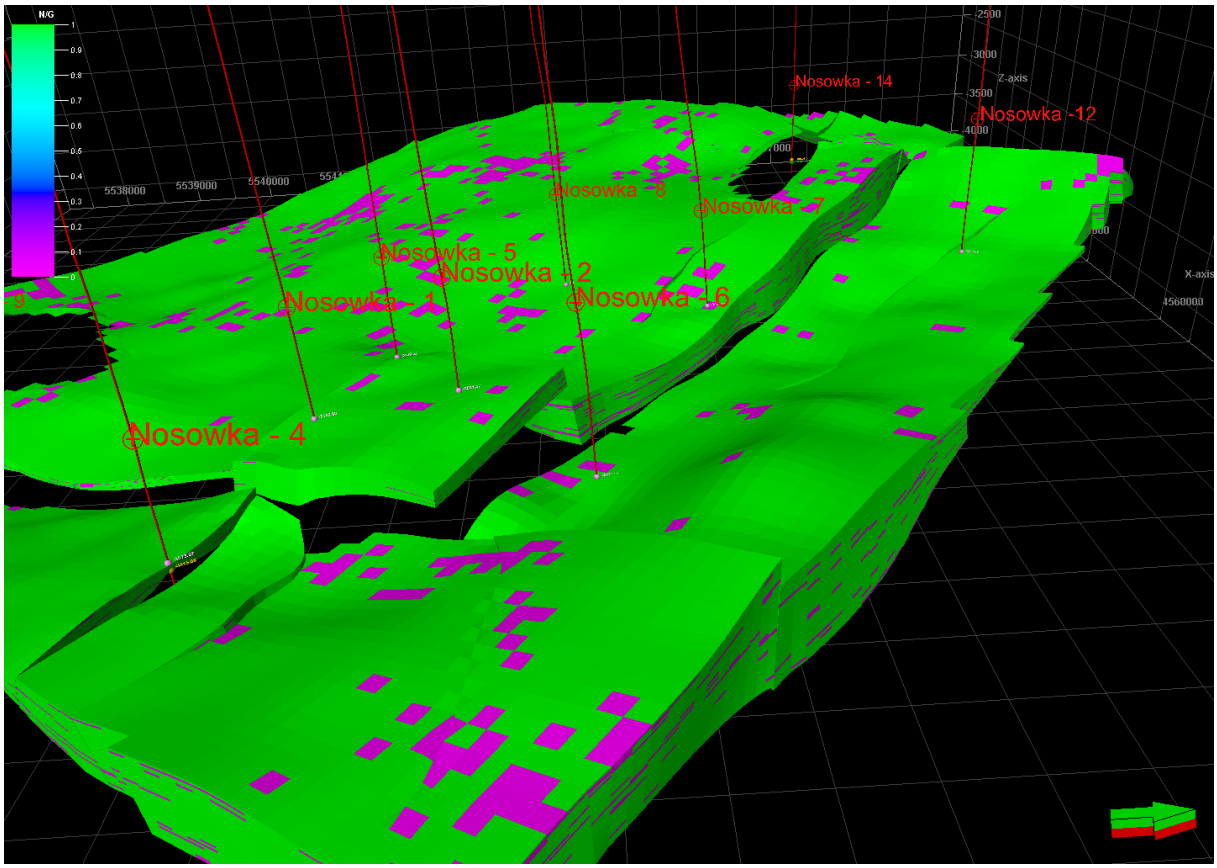


Fig. 1.1.15_233 Wizualizacja modelu NtG

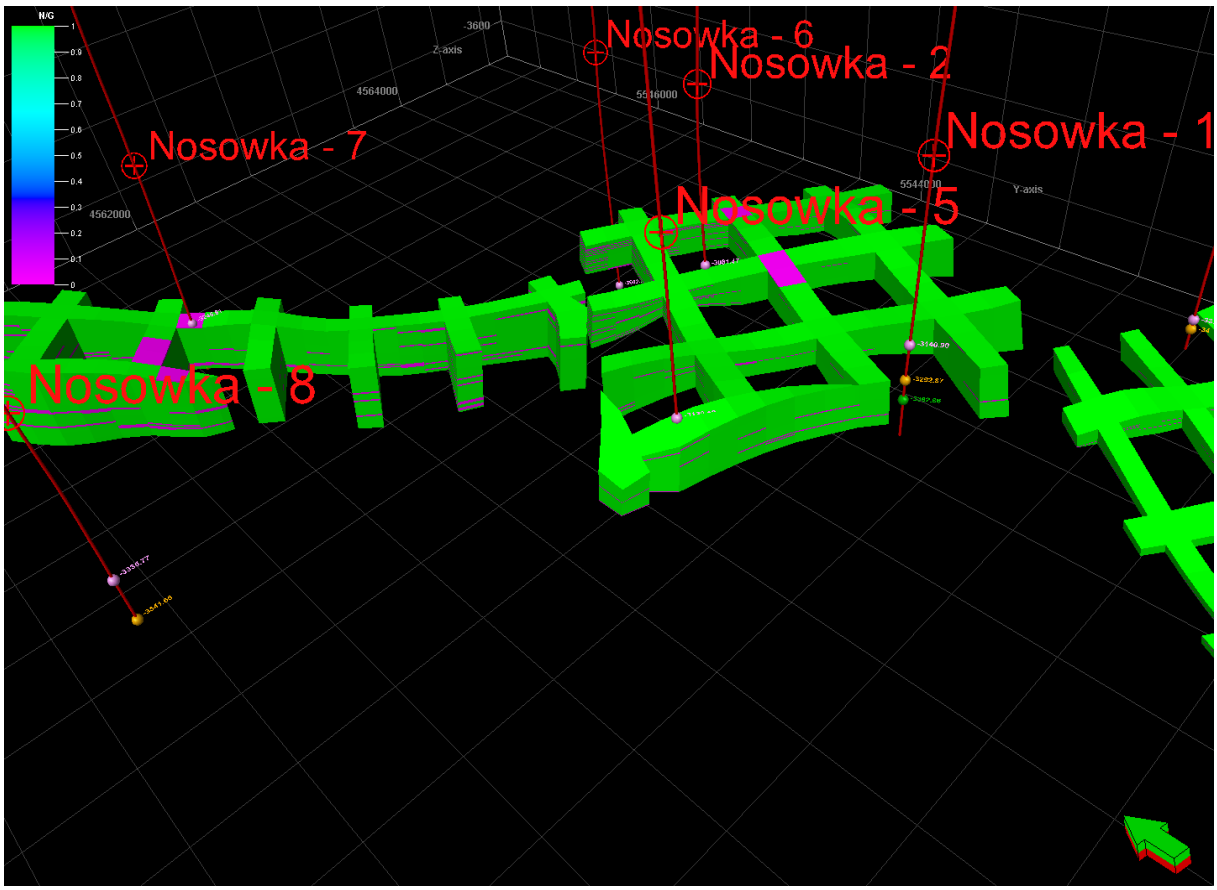


Fig. 1.1.15_234 Wizualizacja rozkładu parametru NtG dla segmentów modelu o potwierdzonym nasyceniu ropą naftową

Przyjęte wartości progowe dla porowatości i przepuszczalności powodują, że zdecydowana większość objętości poziomu zbiornikowego może, w myśl definicji parametru NtG, brać udział w przepływie mediów złożowych przez skałę zbiornikową. Dla całego obszaru objętego modelem 3D średnia wartość NtG wynosi 0.9165; jeżeli rozpatrywać jedynie segmenty modelu, które były przedmiotem eksploatacji węglowodorów (segmenty w obrębie których zlokalizowane są otwory N-1, 2, 5 i 7) wartość ta wynosi 0.9204.

Podsumowanie

W ramach realizacji tematu opracowano bazę danych geofizycznych, geologicznych i petrofizyczno - złożowych opisujących węglanowy poziom zbiornikowy wizenu, w tym strefę akumulacji ropy naftowej Nosówka.

Przeprowadzono analizę danych geofizyki otworowej oraz wykonano częściową reinterpretację krzywych porowatości i nasycenia wodą złożową. Obliczono krzywe przepuszczalności absolutnej w oparciu o otworowe profile porowatości i zailenia formacji złożowej.

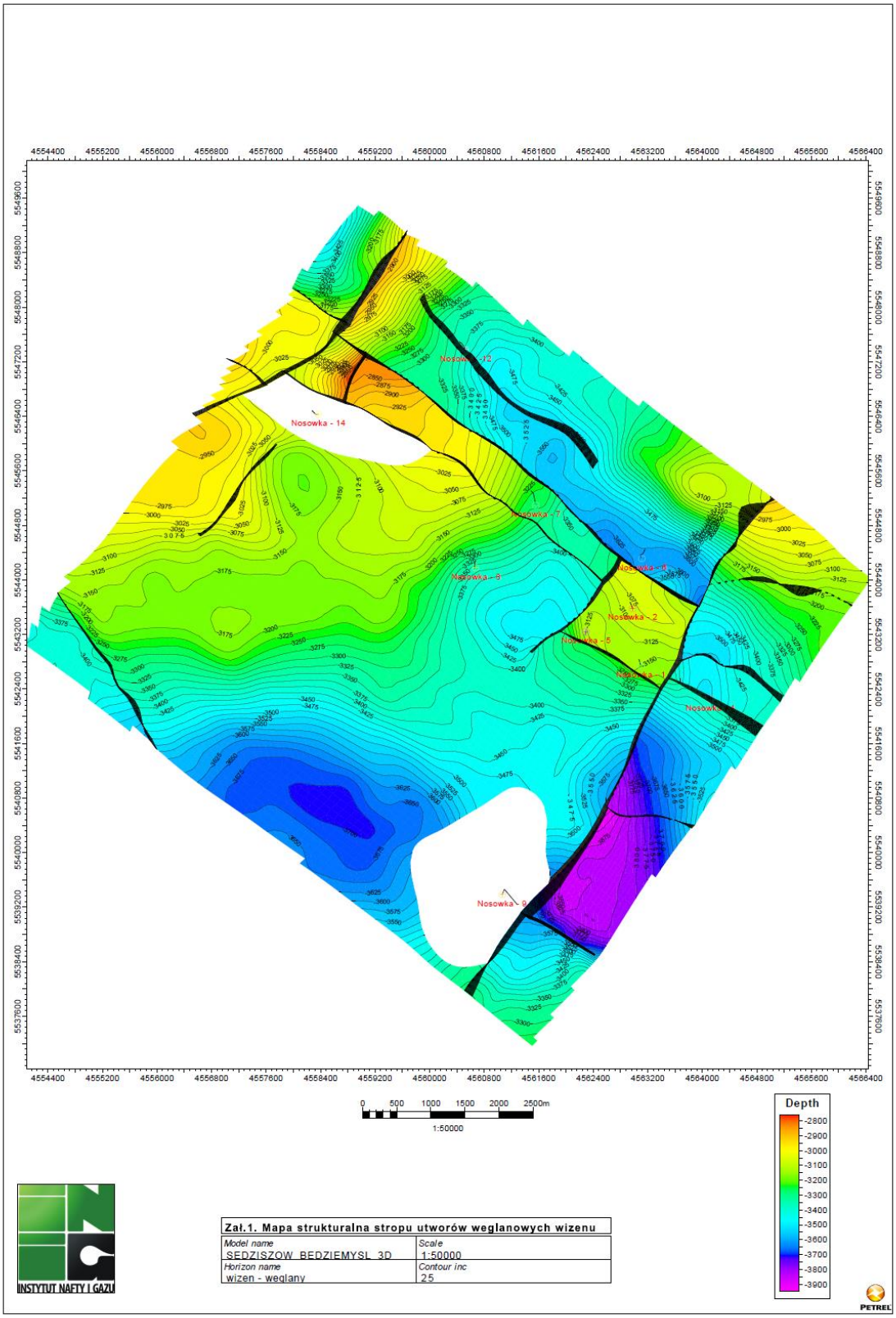
Wykorzystując wynik strukturalnej interpretacji danych sejsmiki 3D, przeprowadzonej przez przedsiębiorstwo Geofizyka Kraków Sp. z o.o. w ramach realizacji tematu Sędziszów- Będziemyśl 3D, opracowano model strukturalny poziomu zbiornikowego, który znacznie odbiega od stanu rozpoznania jaki był możliwy do osiągnięcia na etapie dokumentowania zasobów złoża Nosówka, w oparciu o dane otworowe i profile sejsmiki 2D.

Strukturalna osnowa, definiująca geometrię poziomu zbiornikowego w analizowanym obszarze została poddana parametryzacji; dane wejściowe stanowiły profile 8 otworów wiertniczych przewiercających węglanowy kompleks skał karbońskich.

Wykorzystując metody stochastyczne i deterministyczne przeprowadzono symulację takich parametrów jak: zailenie, porowatość efektywna, przepuszczalność absolutna, nasycenie woda złożową oraz Net to Gross, w efekcie uzyskując statyczne, przestrzenne rozkłady tych parametrów.

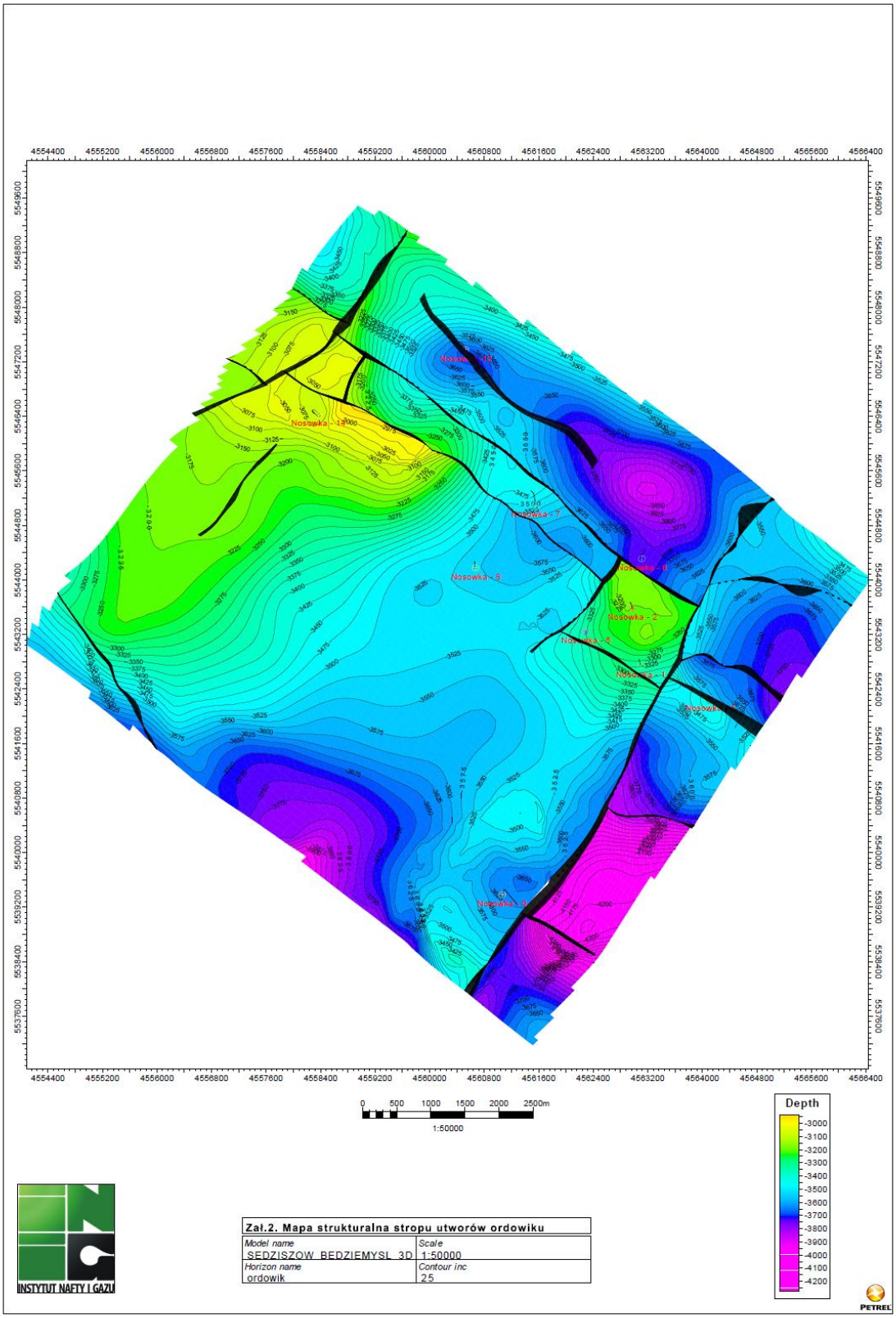
Wynik modelowania złożowego został zapisany na płycie dołączonej do niniejszej dokumentacji w formie projektu programu Petrel, wersja 2010.1 oraz grida w formacie Rescue.

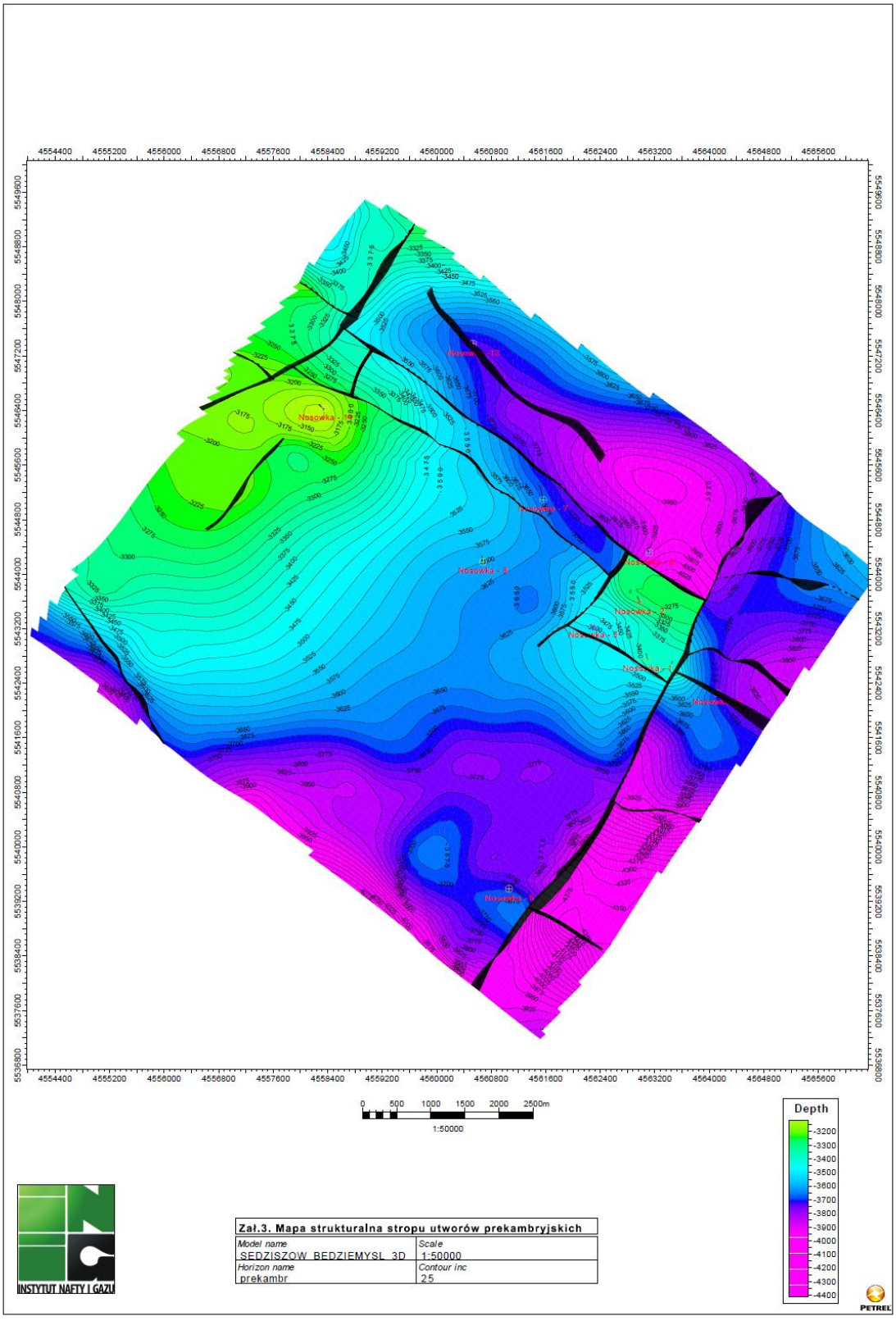
ZAŁĄCZNIKI

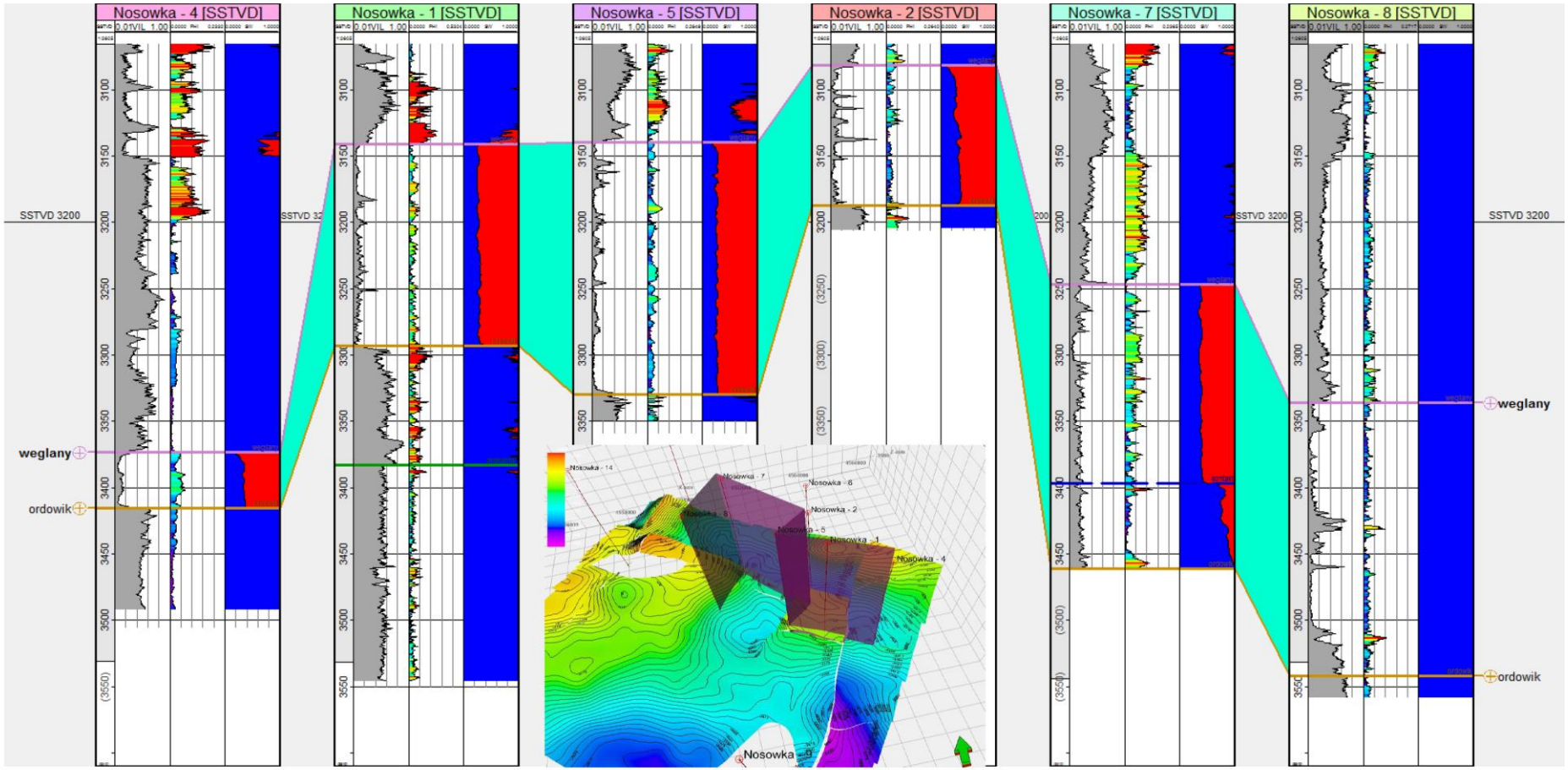


Zał.1. Mapa strukturalna stropu utworów weglanowych wizenu

Model name	Scale
SEDZISZOW_BEDZIEMYSL_3D	1:50000
Horizon name	Contour inc
wizen - weglany	25


4554400 4555200 4556000 4556800 4557600 4558400 4559200 4560000 4560800 4561600 4562400 4563200 4564000 4564800 4565600 4566400
5549600 5548800 5548000 5547200 5546400 5545600 5544800 5544000 5543200 5542400 5541600 5540800 5540000 5539200 5538400 5537600
Nosowka - 13
Nosowka - 7
Nosowka - 8
Nosowka - 3
Nosowka - 2
Nosowka - 4
Nosowka - 1
Nosowka - 5
0 500 1000 1500 2000 2500m
1:50000
Depth
-3000
-3100
-3200
-3300
-3400
-3500
-3600
-3700
-3800
-3900
-4000
-4100
-4200
INSTYTUT NAFTY I GAZU
Zał.2. Mapa strukturalna stropu utworów ordowiku
Model name
SEDZISZOW_BEDZIEMYSL_3D
Scale
1:50000
Horizon name
ordowik
Contour inc
25
PETREL


4554400 4555200 4556000 4556800 4557600 4558400 4559200 4560000 4560800 4561600 4562400 4563200 4564000 4564800 4565600
5549600 5548800 5548000 5547200 5546400 5545600 5544800 5544000 5543200 5542400 5541600 5540800 5540000 5539200 5538400 5537600 5536800
Nosowka - 12
Nosowka - 10
Nosowka - 9
Nosowka - 8
Nosowka - 7
Nosowka - 6
Nosowka - 5
Nosowka - 4
Nosowka - 3
Nosowka - 2
Nosowka - 1
0 500 1000 1500 2000 2500m
1:50000
Depth
-3200
-3300
-3400
-3500
-3600
-3700
-3800
-3900
-4000
-4100
-4200
-4300
-4400
INSTYTUT NAFTY I GAZU
Zał.3. Mapa strukturalna stropu utworów prekambryjskich
Model name
SEDZISZOW_BEDZIEMYSL_3D
Scale
1:50000
Horizon name
prekambr
Contour inc
25
PETREL



Zał.4. Korelacja międzyotworowa pomiędzy głównymi otworami na obszarze badań: naścieżkach odpowiednio od lewej: zailenie, porowatość, nasycenie (wodą - niebieski i węglowodorami - czerwony). Poniżej: przebieg linii korelacyjnej.

Dokonanie charakterystyki struktury naftowej na przykładzie złoża Wilków (AGH)

(Bartosz Papiernik, Grzegorz Machowski, Barbara Czopek, Wojciech Machowski, Michał Michna, Urszula Bryła. Michał Maruta, Andrzej Pasternacki)

Przedmiotem opracowania jest przestrzenny (3D) model komputerowy obrazujący zmienność litologiczno – zbiornikową, stref potencjalnie nadających się do podziemnego składowania dwutlenku węgla. W ramach prac wykonanych w pierwszym półroczu 2010 roku zespół badawczy pracowników KSE, WGGiOŚ w AGH w Krakowie wykonał model, który przedstawia ukształtowanie strukturalne i zmienność facji, parametrów zbiornikowych i filtracyjnych utworów czerwonego spągowca w rejonie złoża gazu ziemnego Wilków.

Modelowania wykonano w programie Petrel znajdującemu się w posiadaniu WGGiOŚ dzięki umowie o wspieraniu prac naukowo- badawczych i dydaktycznych zawartej między Wydziałem a firmą Schlumberger Integrated Solutions.

Zarys metodyki

Statyczne trójwymiarowe modelowania parametryczne stanowią część procedury modelowania przestrzennego i symulacji procesów złożowych. Metodologia ta rozwinęła się przede wszystkim dla potrzeb inżynierii złożowej w poszukiwaniach naftowych. Obecnie jest ona stosowana także dla celów sekwestracji dwutlenku węgla.

Współcześnie używane oprogramowanie komputerowe prezentuje urozmaicony sposób „konstrukcji" modeli przestrzennych (3D). Obok oprogramowania bazującego na idei gridów 3D, budowanych na podstawie regularnych siatek interpolacyjnych- gridów 2D (Tipper 1992, Cosetino 2001, Dubrule 1998, 2003), istnieją programy należące do rodziny CAD, program GoCad w których osnowa stratygraficzna budowana jest w oparciu o parametryczne powierzchnie które dla jedne lokalizacji X,Y mogą wykazywać więcej niż jedną wartość Z, a budowa modelu przestrzennego wykorzystuje algorytm Discrete Smooth Interpolation (Mallet 2002, Mallet 2008). Prezentowany model opracowano z wykorzystaniem programu Petrel. Pomijając etapy wstępne obejmujące zestawienie bazy danych i interpretację strukturalno – geologiczną opracowanie statycznego modelu w formie grida 3D obejmuje najprostszej formie:

- Opracowanie map strukturalnych w formacie regularnych siatek interpolacyjnych [RSI] (gridów 2D) na podstawie danych:
    - sejsmicznych i otworowych;
    - cyfrowanych map archiwalnych i danych otworowych;
    - danych otworowych (na ogół tylko mapy prędkości średnich bądź interwałowych w przypadku potrzeby dokonania konwersji czasowo głębokościowej.
- Stworzenie przestrzennego (3D) modelu strukturalnego z wykorzystaniem opracowanych RSI i interpretacji tektoniki nieciągłej:
    - Opracowanie modelu uskokowego (*Fault Model)* (**Fig. 1.1.15_235A**)

- Opracowanie szkieletu gridu (*skeleton*) w wyniku zastosowania procedury tzw. *pillar griddingu* (**Fig. 1.1.15_235B**)
- Utworzenie sekwencji stratygraficznych (*Zone*)w rezultacie wprowadzenia do modelu powierzchni stratygraficznych (*Surface= grid 2D*) i ich przekształcenie w formę nieregularnych przestrzenne siatek *Horizons,* w których kształt oczek jest uwarunkowany wynikami procedury (*pillar griddingu).* (**Fig. 1.1.15_235C**)
- Wprowadzenie warstwowania wewnątrz sekwencji stratygraficznych (*layers*) (**Fig. 1.1.15_235D**).

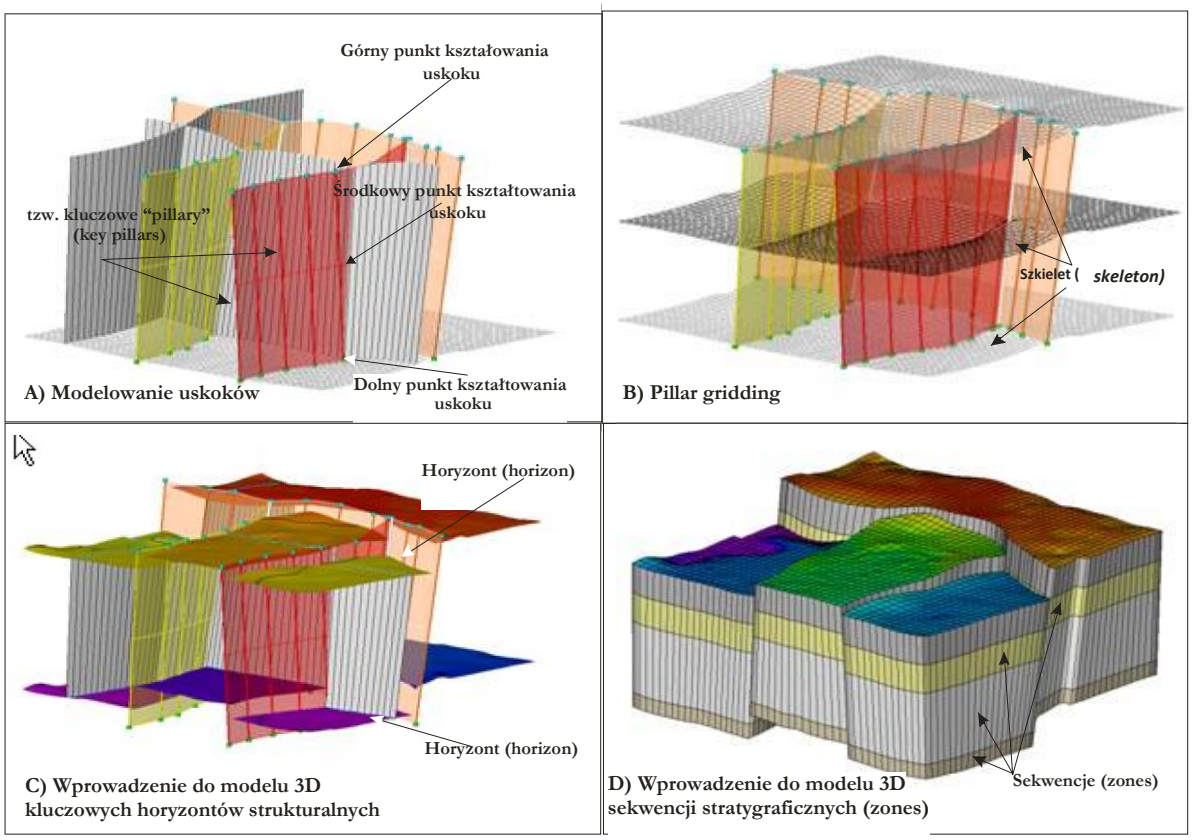


Fig. 1.1.15_235 Zasadnicze etapy opracowania osnowy strukturalnej przestrzennego modelu (3D) geologicznego w programie (Petrel 2005) (na podstawie materiałów firmy Schlumberger, 2005)

- Utworzenie modelu facjalnego lub litologicznego (*Facies Modeling*) na podstawie danych otworowych:
  - Uśrednienie danych litologicznych w profilach utworów (*wells upscaling, well model);*
  - Przestrzenne modelowanie zmienności facjalnej w wydzielonych sekwencjach i warstwach, z zastosowaniem algorytmów deterministycznych bądź stochastycznych.

- Modelowanie zmienności parametrów petrofizycznych (porowatości, zailenia przepuszczalności) z wykorzystaniem wyników modelowań strukturalnych i litologiczno-facjalnych (*Petrophysical Modeling*):
    - Tworzenie podstawowych modeli jak np. modele porowatości i zailenia dla poszczególnych sekwencji i litologii;
    - Tworzenie modeli pochodnych, takich jak np. jakość uszczelnień czy jakość skał zbiornikowych w sekwencjach stratygraficznych.

Wyniki modelowania 3D można przedstawiać w postaci rysunków pseudo trójwymiarowych – map i tzw. diagramów płotowych (*fence diagrams)* bądź w formie dwuwymiarowych map odzwierciedlających uśrednione wartości wybranych parametrów i sekwencji/warstw/facji.

Model statyczny rejonu złoża gazu ziemnego Wilków (czerwony spągowiec)

Osnowa strukturalna modelu

Osnowę strukturalną modelu 3D zbudowano na podstawie regionalnych map opracowanych w formie regularnych siatek interpolacyjnych o oczku 1000*1000m (*grid 2D*) w formacie: ZMAP+. Do jej skonstruowania wykorzystano następujące modele wejściowe:

- Mapę strukturalną spągu cechsztynu (Kudrewicz, Papiernik et al w: Papiernik et al 2008a)
- Mapę miąższości utworów górnego czerwonego spągowca (saksonu) (Kiersnowski, Papiernik w: Papiernik et al. 2008a)
- Mapę miąższości utworów facji jeziornej (Papiernik et al. 2008b)
- Mapę miąższości osadów facji eolicznej czerwonego spągowca górnego (Papiernik et al., 2008b)
- Mapa miąższości osadów facji fluwialnej czerwonego spągowca górnego (Papiernik et al., 2008b)

Powierzchnie stropu modelu 3D stanowiła mapa spągu cechsztynu. Spąg modelu obliczono superpozycyjnie w wyniku odjęcia miąższości utworów czerwonego spągowca. Wykorzystując modele miąższości facji wprowadzono zgrubny podział modelu na główne sekwencje depozycyjne (*zones).* Sekwencja osadów jeziornych jest umieszczona najwyżej, niżej znalazła się sekwencja osadów eolicznych (w rejonie ergów jest ona położona najwyżej) natomiast przyspągową sekwencję modelu stanowią osady systemy fluwialnego.

Wymienione sekwencje podzielono na proporcjonalne warstwy o minimalnej miąższości przekraczającej metr. Sekwencje osadów jeziornych i eolicznych podzielono na 10 warstw; natomiast fluwialnych na 20 warstw (**Fig. 1.1.15_236**). Opisany podział na trzy sekwencje nie rozgranicza sztywno osadów fluwialnych, jeziornych i eolicznych.

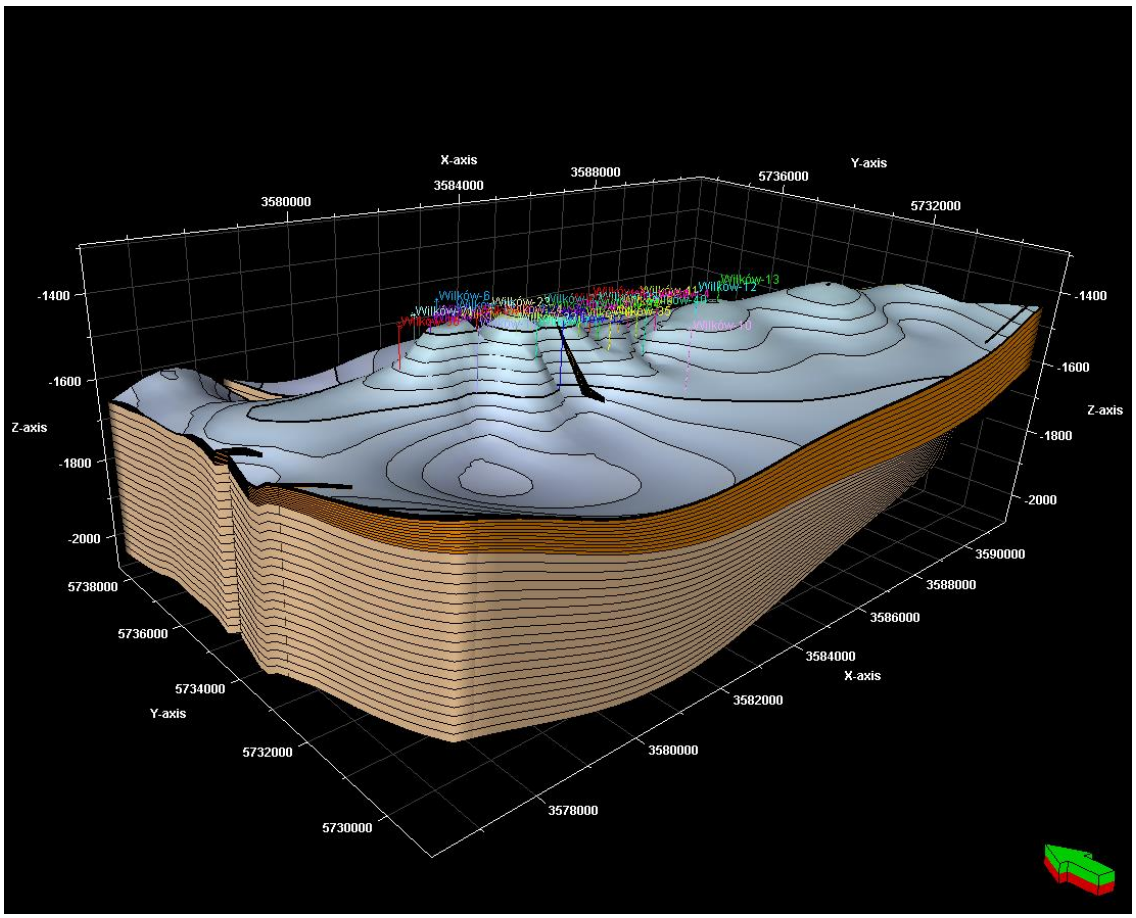


Fig. 1.1.15_236 Warstwowanie modelu w strefie złożowej Wilkowa.

Wykorzystane mapy strukturalne opracowano jako nieciągłe (zuskokowane) gridy 2D, jednakże ze względu na znaczny rozmiar oraz stosunkowo niewielką ilość danych wejściowych do modelowań parametrycznych, stworzono na ich podstawie ciągły model 3D, w którym nieciągłości tektoniczne są odwzorowane w formie wysokich gradientów nachylenia (**Fig. 1.1.15_237**). W samej strefie złoża gazu ziemnego Wilków osnowa strukturalna została dowiązana do 34 otworów wiertniczych (**Tab. 1.1.15_43**).

Tab. 1.1.15_43 Odwierty wykorzystane w procedurze modelownia statycznego w strefie złożowej Wilkowa

Lp.	Nazwa	Lp.	Nazwa
1	Wilków-1	18	Wilków-25
2	Wilków-2	19	Wilków-26
3	Wilków-3	20	Wilków-27
4	Wilków-4	21	Wilków-28
5	Wilków-5	22	Wilków-29
6	Wilków-6	23	Wilków-30
7	Wilków-7	24	Wilków-31
8	Wilków-8	25	Wilków-32
9	Wilków-9	26	Wilków-33
10	Wilków-10	27	Wilków-34
11	Wilków-11	28	Wilków-35
12	Wilków-12	29	Wilków-36
13	Wilków-13	30	Wilków-37
14	Wilków-21	31	Wilków-38
15	Wilków-22	32	Wilków-39
16	Wilków-23	33	Wilków-40
17	Wilków-24	34	Wilków-41

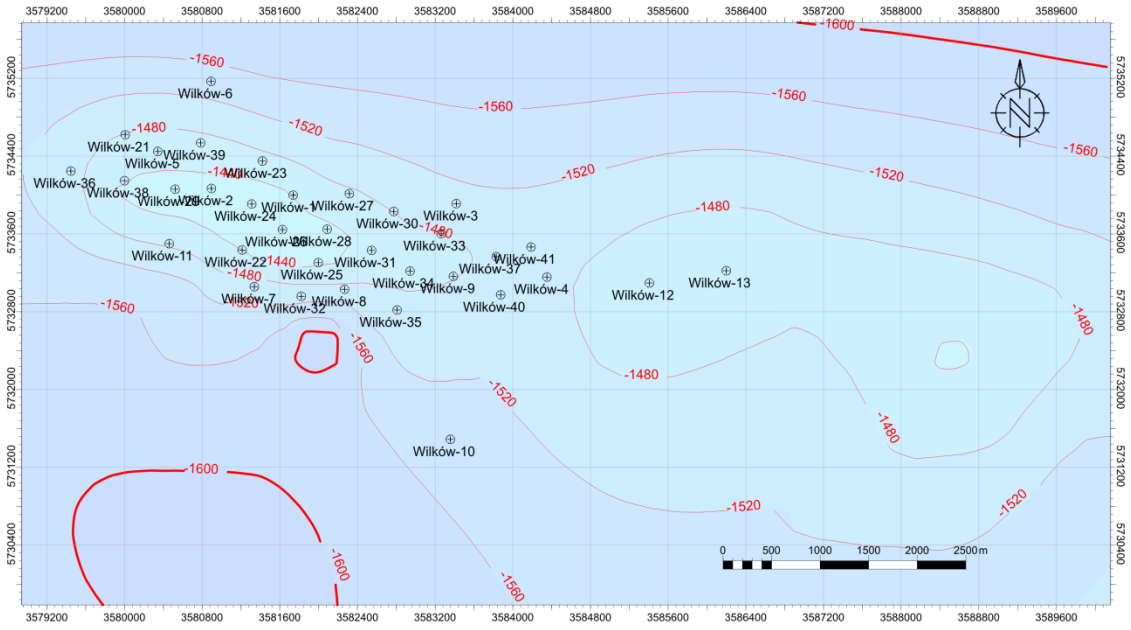


Fig. 1.1.15_237 Rozmieszczenie otworów wiertniczych w strefie złożowej Wilkowa na tle mapy strukturalnej spągu cechsztynu

Model parametryczny zmienności litologiczno- facjalnej

Wewnętrzną zmienność litologiczno – facjalną modelu 3D można rekonstruować według dwóch podstawowych schematów. W prostszym zmienność litologiczna i facjalna oraz parametry zbiornikowe są modelowane niezależnie. Współcześnie modelowanie własności ośrodka geologicznego najczęściej odbywa się jednak według schematu dwuetapowego. Pierwszym krokiem jest na ogół stworzenie modelu litologiczno-facjalnego, który wraz z wcześniej przyjętym typem warstwowania będzie w dalszej części sterował procesem interpolacji parametrów zbiornikowych. Niezależnie od przyjętego schematu modelowania, przestrzenna estymacja modelu 3D, odbywa się „wzdłuż" wyznaczonych warstw (*layers),* wg zasad interpolacji numerycznej znanych od lat 60-tych (Davis 1986, Swan, Sandilands 1992, Isaaks, Srivastava 1991, Jones et al. 1992).

Modelowanie litologiczne

Dane wejściowe

Przedstawiony model facjalny opracowano na podstawie profili litologicznych utworów czerwonego spągowca dla 10 wierceń (**Tab. 1.1.15_44**) zlokalizowanych na obszarze monokliny przedsudeckiej (Kiersnowski et al. 2008). Na podstawie analizy materiału rdzeniowego i krzywych geofizycznych

wyróżniono odcinki zdominowane przez osady deponowane w środowiskach eolicznym, fluwialnym, aluwialnym i jeziornym. Interpretacje te zostały przekształcone w dyskretne krzywe geofizyczne. Osady facji fluwialnej i aluwialnej połączono, tworząc fluwialny system de pozycyjny. Przestrzenne modelowanie zmienności litofacjalnej wykonano w programie Petrel, stosując stochastyczną technikę symulacji *Sequential Gaussian Simulation*. Wynikowy model został opracowany w wyniku probabilistycznego ”uśrednienia” dwunastu równie prawdopodobnych modeli wariantowych (realizacji). Pozwoliło to uzyskać względnie wysoką ciągłość lateralną modelowanych warstw. Uzyskane trójwymiarowe rozkłady środowiskowe lokalnie „nadpisują” sztywny geometryczny podział środowiskowy, przykładowo dopuszczając występowanie wkładek osadów eolicznych i fluwialnych w obrębie sekwencji zdominowanej przez utwory jeziorne

Podstawowy materiał wejściowy obejmował krzywe litologiczne, krzywe zailenia, porowatości oraz przepuszczalności (**Tab. 1.1.15_44** i **1.1.15_45**). Model Litologiczny został opracowany na podstawi danych opracowanych przez Papiernika i innych (Papiernik et al. w 2008).

Tab. 1.1.15_44 Odwierty z interpretacją litologiczną wykorzystane w procedurze regionalnego modelownia statycznego

Lp.	Nazwa
1	Bartków-1
2	Baszyn-1
3	Borzęcin-1
4	Brenno-1
5	Sława-IG1
6	Niechlów-1
7	Siciny-IG1
8	Kowalowo-1
9	Zbarzewo-1
10	Załęcze-6

Tab. 1.1.15_45 Odwierty z interpretacją zailenia i porowatości wykorzystane w procedurze modelownia statycznego

Lp.	Nazwa
1	Baszyn-1
2	Bronów-2
3	Wilków-1
4	Wilków-12
5	Wilków-13
6	Sława-IG1
7	Niechlów-1
8	Siciny-IG1
9	Święciechowa-1
10	Wierzowice-5
11	Jezierzyce-1
12	Kowalowo-1
13	Radziądz-5
14	Załęcze-6
15	Zbarzewo-1

Wyniki modelowań

Na podstawie przekodowanych danych opracowano regionalne litologiczne modele otworowe (procedura Petrela *Scale up*) z wykorzystaniem statystycznego algorytmu **Najczęstszy przypadek (*most of*)** używanego dla danych typu dyskretnego. Dokładność dopasowania litologii w krzywych i modelu jest w tym przypadku uzależniona od gęstości pionowego podziału sekwencji stratygraficznych (*zones*) na warstwy (*layers*). W przedstawianym przypadku gęstość ta nie jest zbyt wysoka ze względu na wymogi modelowań dynamicznych.

Wyniki modelowania litologicznego przedstawia **Fig. 1.1.15_238**i **1.1.15_239** Bardziej precyzyjny wyniki modelowania można prześledzić wzdłuż przekrojów wyznaczonych w kierunku W–E (**Fig. 1.1.15_240**) oraz w kierunku N-S (**Fig. 1.1.15_241**). Statystyczne podsumowanie wyników modelowania zestawiono w tabeli**Tab.1.1.15_46**.

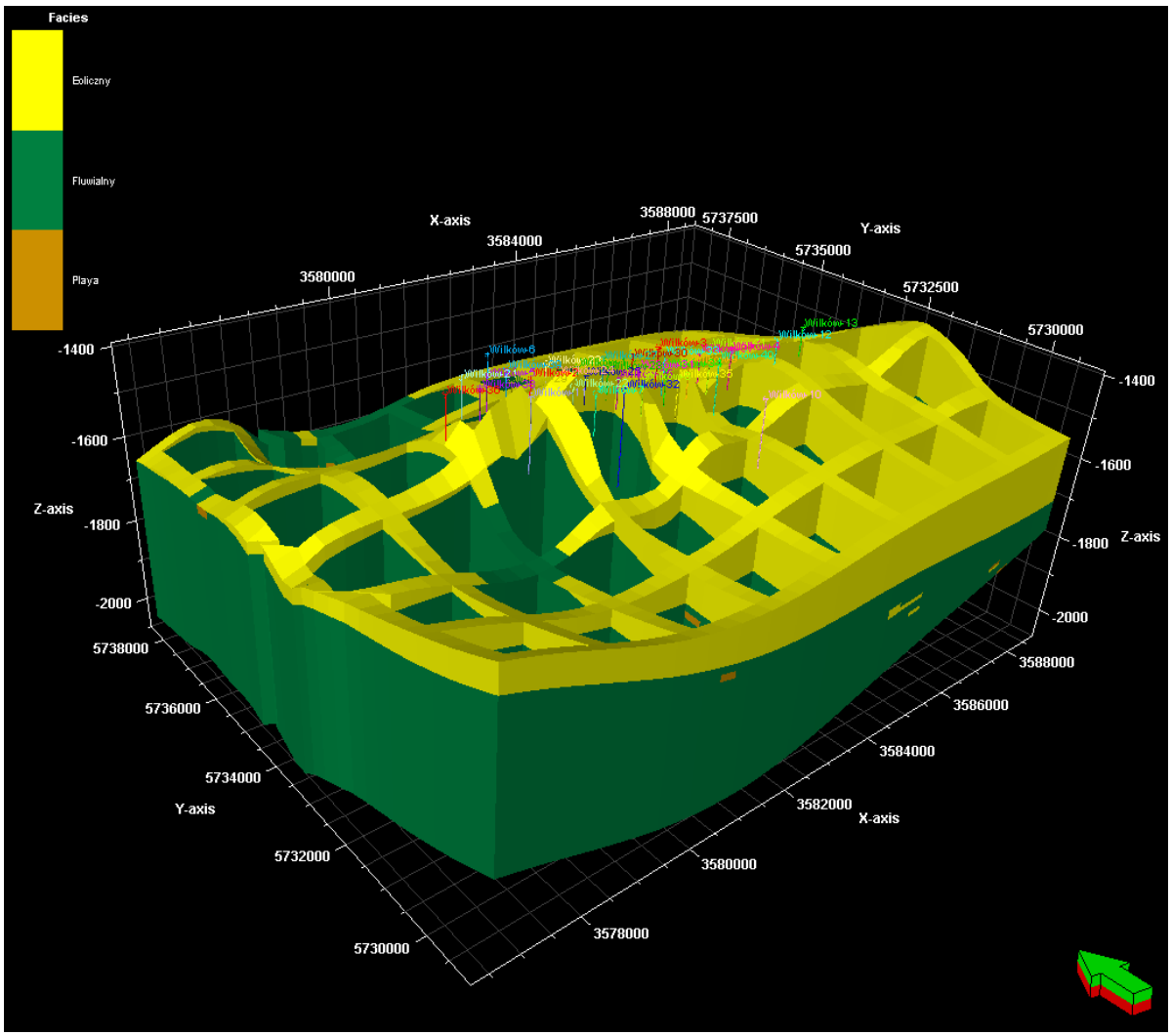


Fig. 1.1.15_238 Model litologiczny utworów czerwonego spągowca – diagram płotowy w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

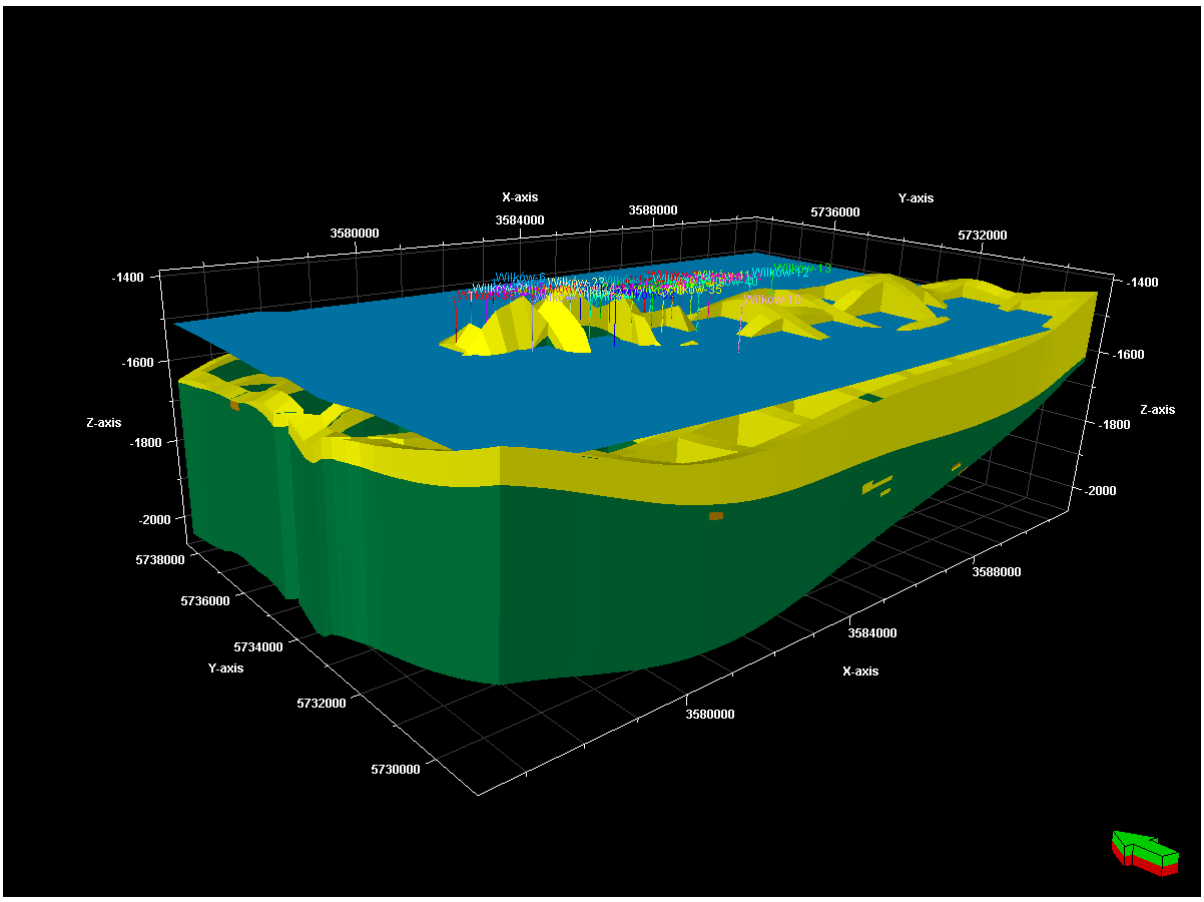


Fig. 1.1.15_239 Model litologiczny utworów czerwonego spągowca – diagram płotowy w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach z wprowadzonym konturem złoża

Tab. 1.1.15_46 Statystyczne podsumowanie modelu litologicznego w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

Model litologiczny całość								
Code	Facja	%	N	Intervals	Min	Mean	Max	Std
0	Eoliczna	55.21	38915	2348	0.0	56.7	178.2	55.02
1	Fluwialna	44.58	31422	1798	0.3	206.8	396.8	122.3
2	Playa	0.20	143	143	1.2	12.1	19.8	5.555

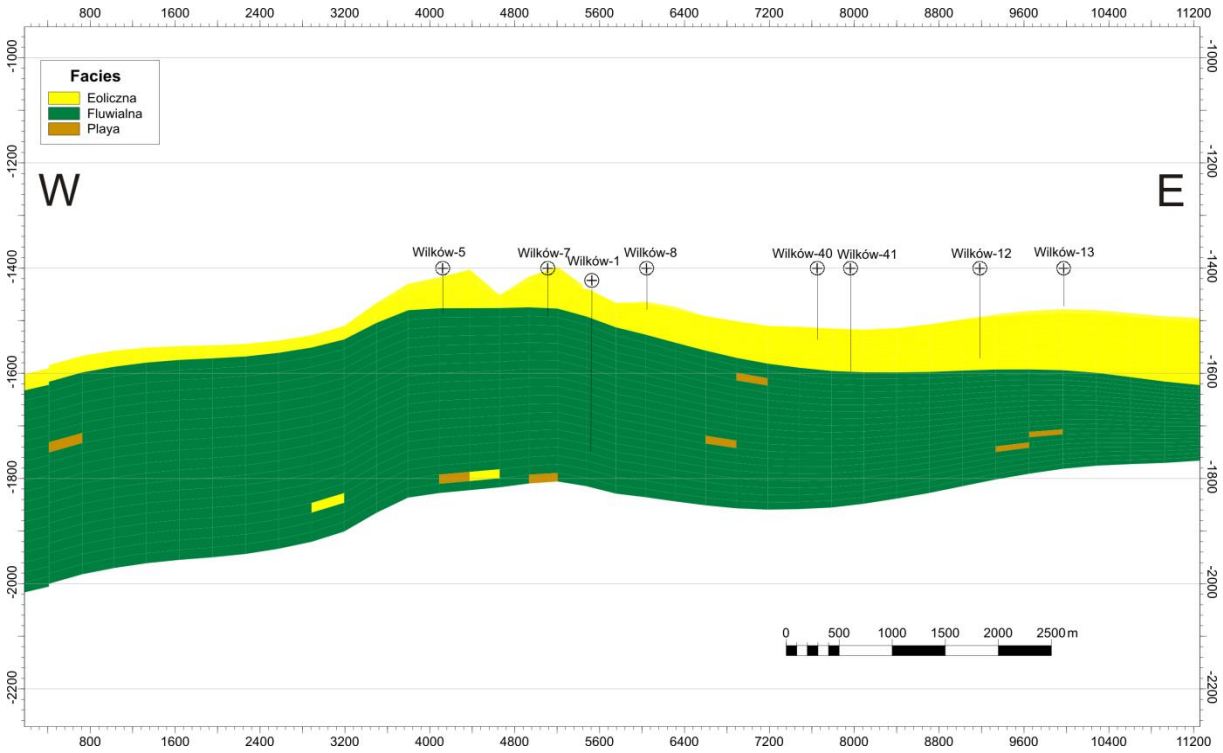


Fig. 1.1.15_240 Model litologiczny utworów czerwonego spągowca w strefie złożowej Wilkowa wzdłuż przekroju podłużnego W-E

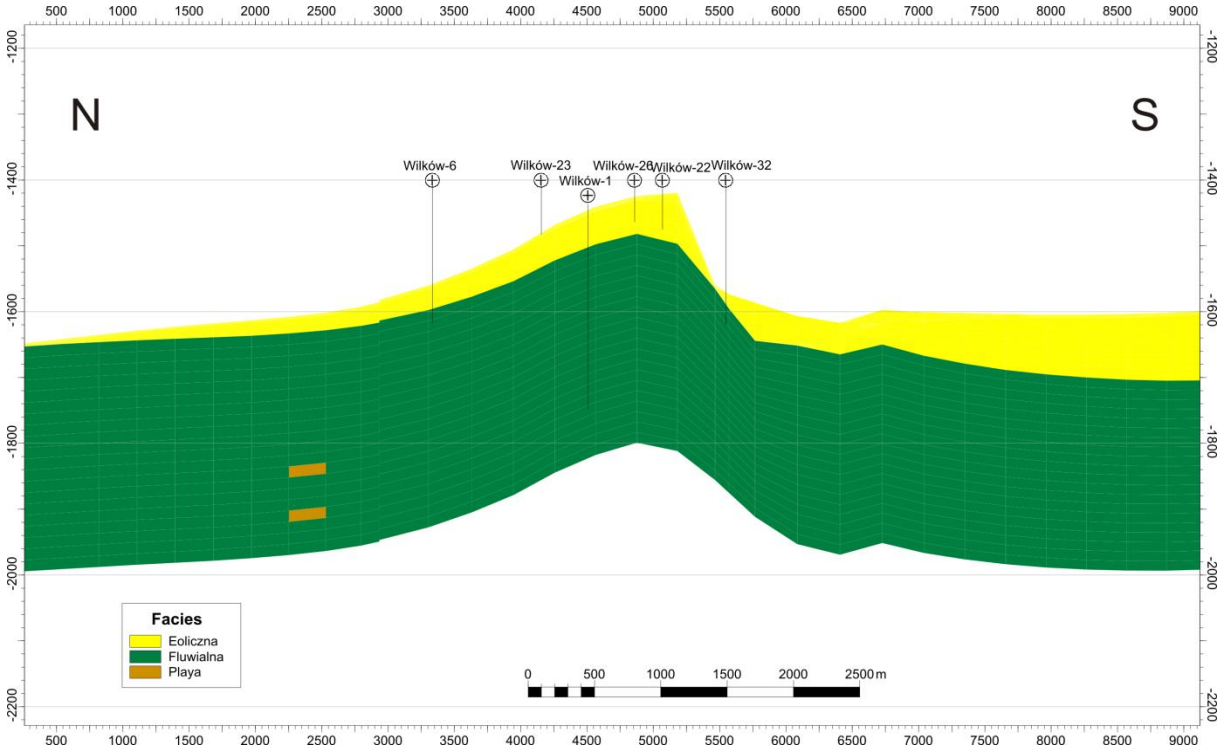


Fig. 1.1.15_241 Model litologiczny utworów czerwonego spągowca w strefie złożowej Wilkowa wzdłuż przekroju poprzecznego N-S

Modele parametrów petrofizycznych

Dane wejściowe do modelowania przestrzennej zmienności parametrów zbiornikowych wykazują zmienność ciągłą, w modelowania ich zmienności są stosowane, inne algorytmy niż w przypadku modelu facjalnego. Na tym etapie pracy stosunkowo często wykorzystywane są techniki deterministyczne. Do najprostszych należy algorytm najbliższego sąsiada (*Closest, Closest Neighbour).* Nieco bardziej złożone są algorytmy z grupy „odwrotnej" odległości *(Moving Average* (Petrel 2007 Manual), *Weighted Average).* Jako technika wspomagające inne algorytmy, aplikowane są tzw. algorytmy funkcyjne - na ogół trendy wielomianowe (Davis 1986, Goodman 1999, Petrel 2007 Manual). Najbardziej złożone algorytmy deterministyczne wykorzystywane do opracowania modelu petrofizycznego to kriging uniwersalny (Deutsch, Journel 1998) stosowany z (lub bez) trendem zewnętrznym (*Extrenal Drift*) (Dubrule 2003), wspomagany wykorzystaniem wariogriamów analizowanych parametrów, bądź procedurami co-krigingu, transformacją danych oraz krzywymi prawdopodobieństwa zmian modelowanego parametru.

Oprócz metod deterministycznych do modelowania zmienności parametrów zbiornikowych wykorzystywane są również algorytmy stochastyczne oparte na podejściu iteratywnym, sekwencyjnym lub bezpośrednim (Dubrule 1998). Niezależnie od podejścia, algorytmy stochastyczne umożliwiają tzw. modelowanie warunk*owane (Condit*ional), które gwarantuje, że w trakcie każdej symulacji statystycznej modele 3D i otworowy, w miejscu przecięcia zawsze będą zgodne. Do najczęściej stosowanych algorytmów stochastycznych współcześnie należy sekwencyj*ny Sequential Gaussian Simulation* SGS (Gomez-Hernandez, Journel 1993, Dubrule 1998 (Petrel 2007 Manual)).

Przestrzenne modele zailenia (Vsh), porowatości (PHI) i przepuszczalności (K) obliczono stosując algorytm *Sequential Gaussian Simulation*. W obu przypadkach dla zwiększenia ciągłości lateralnej w procedurze estymacji stosowano kriging zwyczajny (*ordinary)* a nie prosty (*simple*). Analizując bardzo silna anizotropię strukturalną i miąższościową widoczną na mapach strukturalnych i miąższościowych (**Fig.1.1.15_237**-**1.1.15_239**) w procesie estymacji założono występowanie bardzo związku między danymi na bardzo dużych dystansach (range) w kierunku NW- SE (50 km) i znacznie mniejszego (35 km) w kierunku SW-NE. Zabieg ten miał z założenia redukować negatywny wpływ spowodowany nierównomierną i skupioną dystrybucją otworów oraz małą liczebnością danych.

Wynikowe modele rozkładu parametrów petrofizycznych przedstawiają średnie wartości z 6-8 realizacji wykonywanych dla każdego z parametru.

Model zailenia

Model zailenia powstał jako pierwszy; modelowanie wykonano z zastosowaniem algorytmu *Sequential Gaussian Simulation* oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*). Procedura modelowania była sterowana modelem litologicznym. Syntetyczne wyniki modelowania zailenia przedstawiają **Fig. 1.1.15_242** i **1.1.15_243**. Szczegółowa dystrybucja zailenia w profilu czerwonego spągowca m in. powyżej konturu złożowego wyznaczonego na rzędnej głębokości -1509 m przedstawiona jest na przekrojach (**Fig.1.1.15_244** i **1.1.15_245**). Rozkład zailenia w całym modelu kompleksu czerwonego przedstawiono na **Fig. 1.1.15_242**.

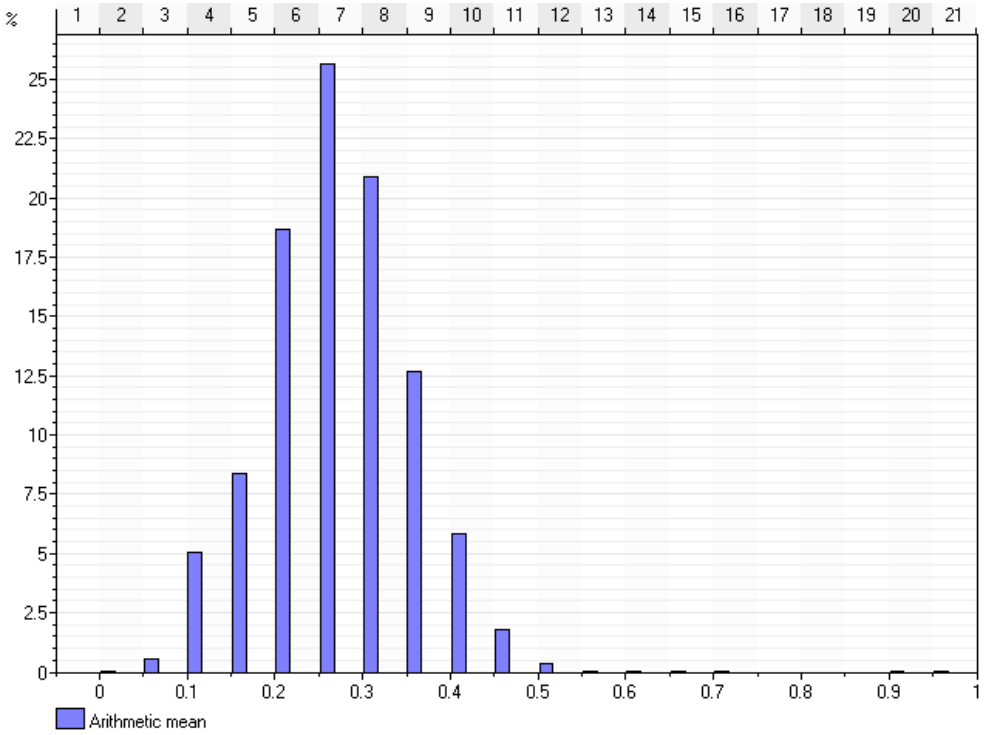


Fig. 1.1.15_242 Rozkład zailenia w modelu strefy złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

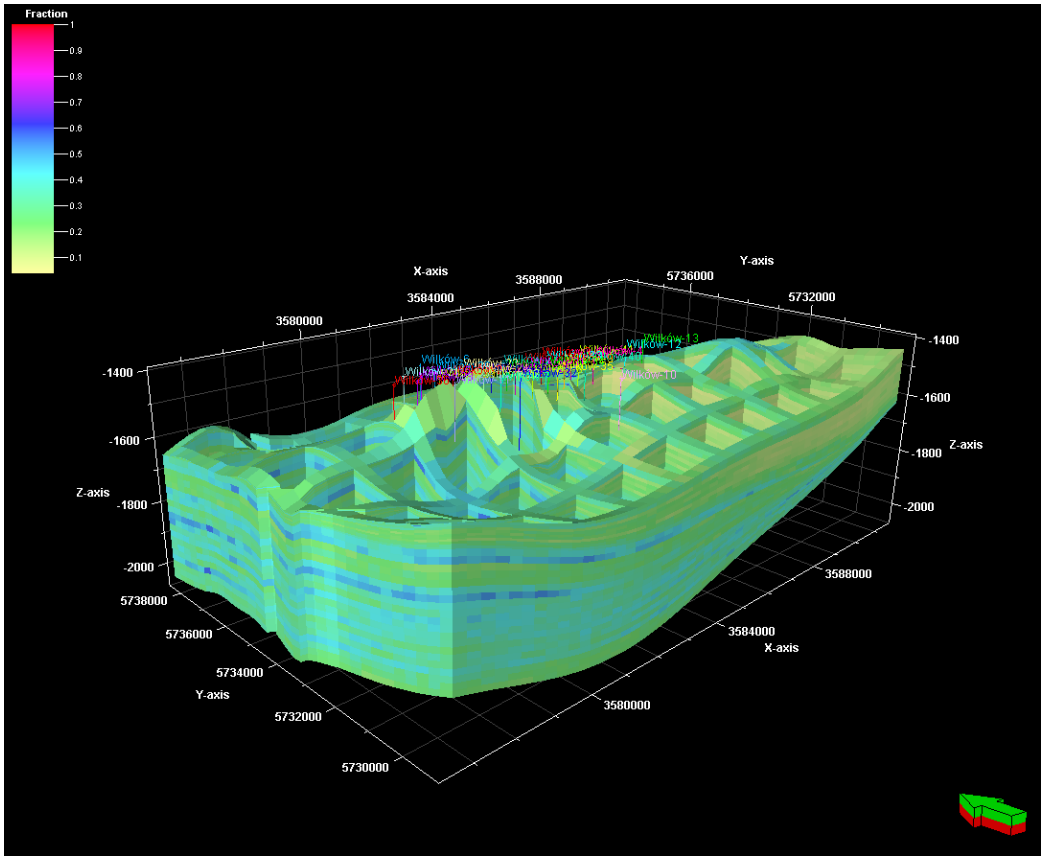


Fig. 1.1.15_243 Model zailenia utworów czerwonego spągowca - diagram płotowy w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

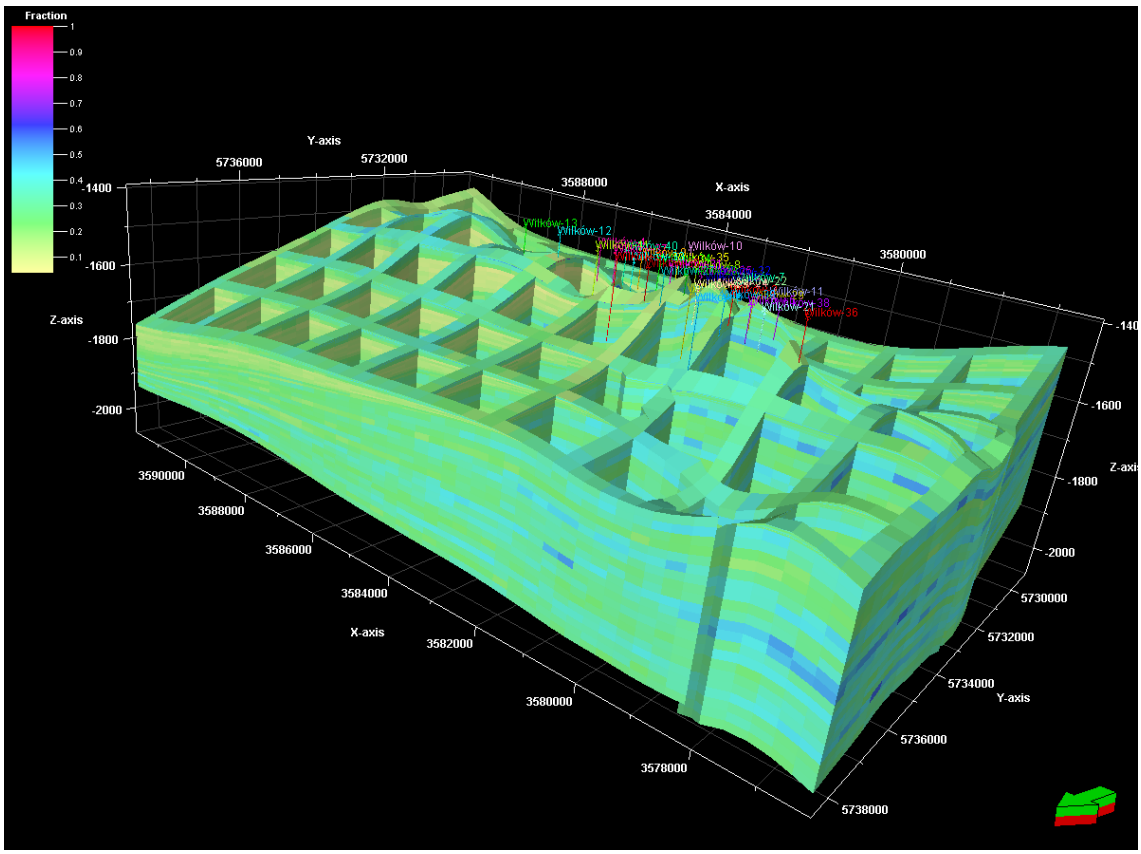


Fig. 1.1.15_244 Model zailenia utworów czerwonego spągowca - diagram płotowy w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

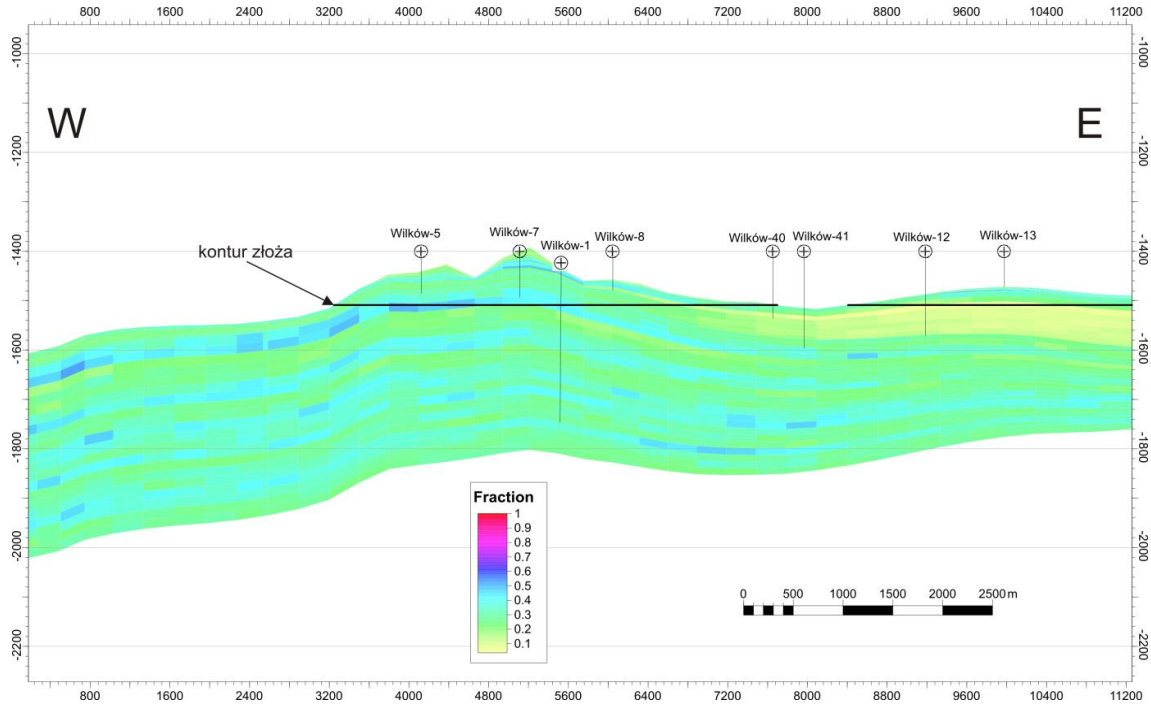


Fig. 1.1.15_245 Model zailenia utworów czerwonego spągowca w strefie złożowej Wilkowa wzdłuż przekroju podłużnego W-E

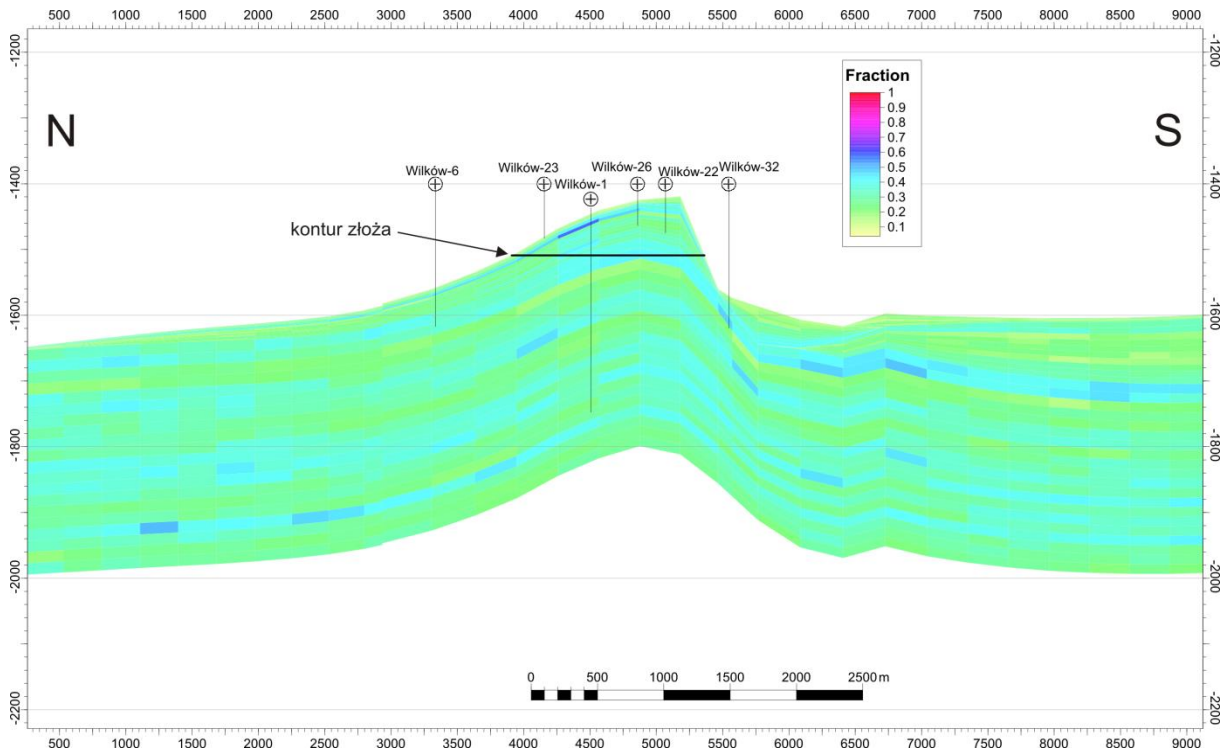


Fig. 1.1.15_246 Model zailenia utworów czerwonego spągowca w strefie złożowej Wilkowa wzdłuż przekroju poprzecznego N-S

Model porowatości

W opracowywania trakcie bilansu pojemnościowego basenu czerwonego spągowca (Papiernik et al. 2008b) zebrano i/lub opracowano bogaty materiał faktograficzny umożliwiający ocenę zailenia, porowatości i przepuszczalności utworów czerwonego spągowca. Zebrany materiał pozwolił na wypracowanie metodyki modelowań parametrów petrofizycznych na podstawie różnych zbiorów danych – zarówno laboratoryjnych jak i krzywych geofizyki wiertniczej. W przypadku utworów czerwonego spągowca jedynie krzywe zailenia (Vsh) i porowatości (PHI) umożliwiającą ciągłe przestrzenne rozpoznanie i śledzenie zmienności parametrów zbiornikowych. Dane te wykorzystano jako podstawowe do opracowania przedstawianej wersji regionalnego modelu zbiornikowego.

Model porowatości w strefie złożowej Wilkowa powstał jako drugi model parametrów zbiornikowych. Modelowanie wykonano z zastosowaniem algorytmu *Sequential Gaussian Simulation* oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*) stosując takie same parametry modelowania jak w przypadku modelu zailenia. Także w tym modelu symulacje wykonano oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*) przy zastosowaniu sterowania modelem litologicznym.

Syntetyczne wyniki modelowania porowatości przedstawione zostały na **Fig. 1.1.15_247** i **1.1.15_248**. Bardziej dokładne odwzorowanie przestrzennej zmienności porowatości w strefie złożowej Wilkowa, m in. powyżej konturu złoża przedstawiono na przekrojach (**Fig. 1.1.15_249** i **1.1.15_250**). Podstawowe statystyki dla modelu porowatości kompleksu czerwonego spągowca zebrano w tabeli **Tab. 1.1.15_47**.

Tab. 1.1.15_47 Statystyczne podsumowanie modelu porowatości w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

Zone	Min	Max	N	Mean	Std
1	0.001	0.151	15790	0.042	0.028
2	0.000	0.158	8210	0.050	0.036
3	0.027	0.217	14860	0.128	0.042
4	0.005	0.199	31620	0.114	0.041

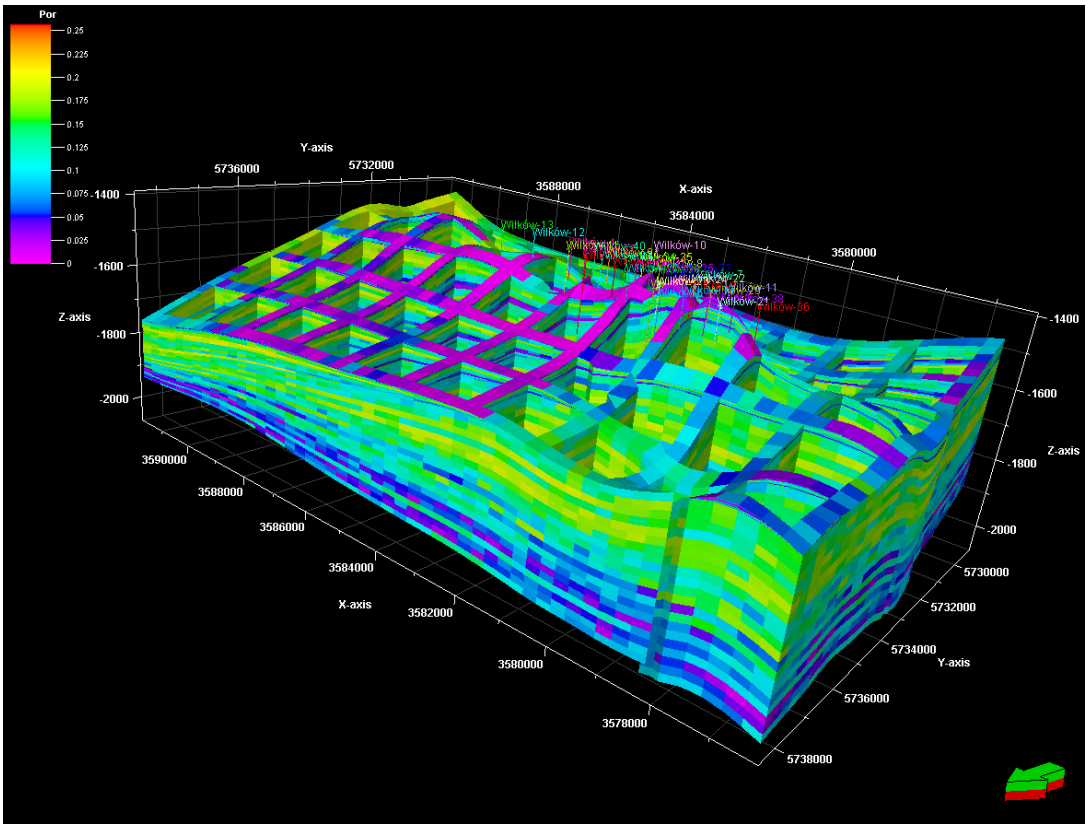


Fig. 1.1.15_247 Model porowatości utworów czerwonego spągowca - diagram płotowy w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

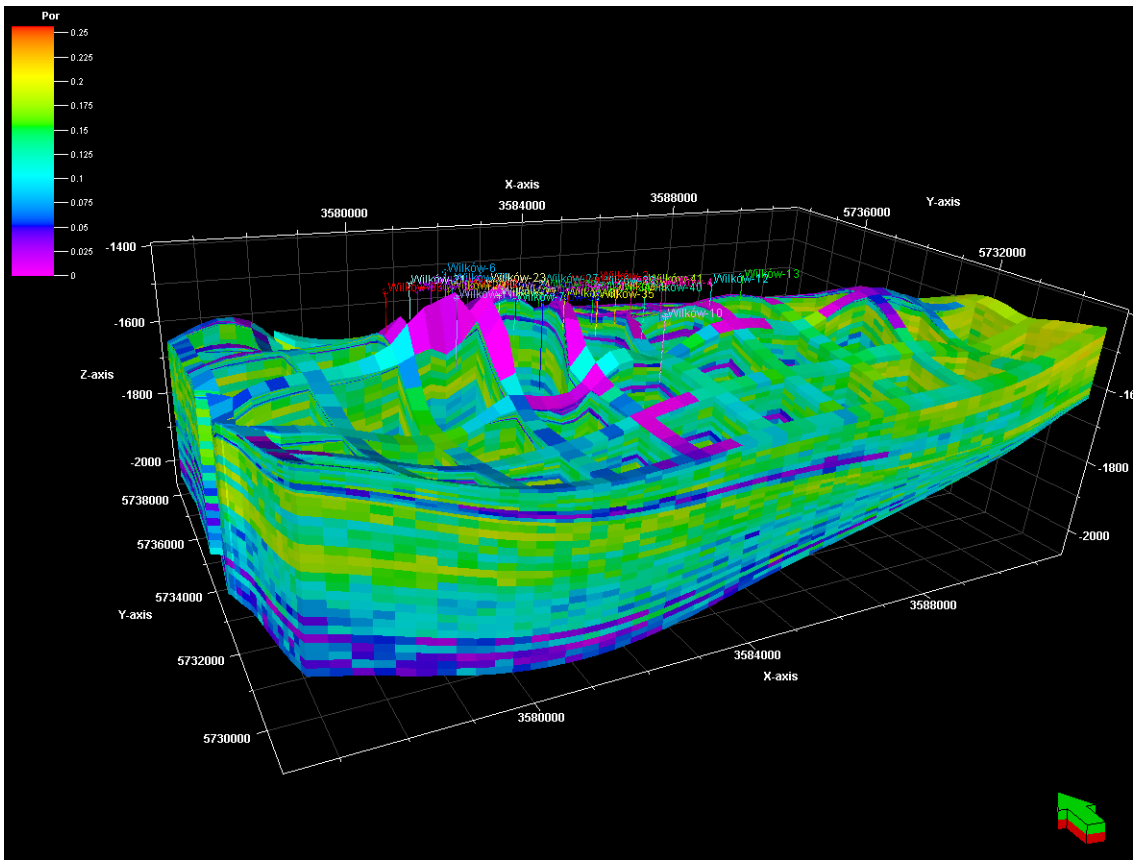


Fig. 1.1.15_248 Model porowatości utworów czerwonego spągowca - diagram płotowy w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

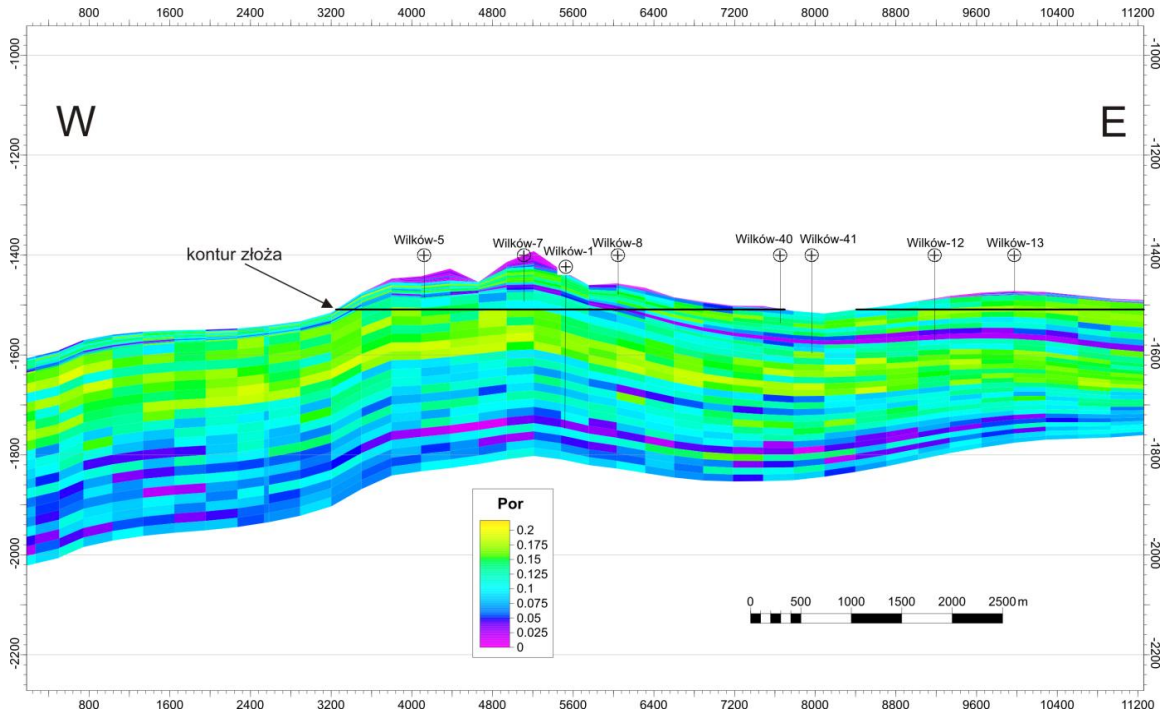


Fig. 1.1.15_249 Model porowatości utworów czerwonego spągowca w strefie złożowej Wilkowa wzdłuż przekroju podłużnego W-E

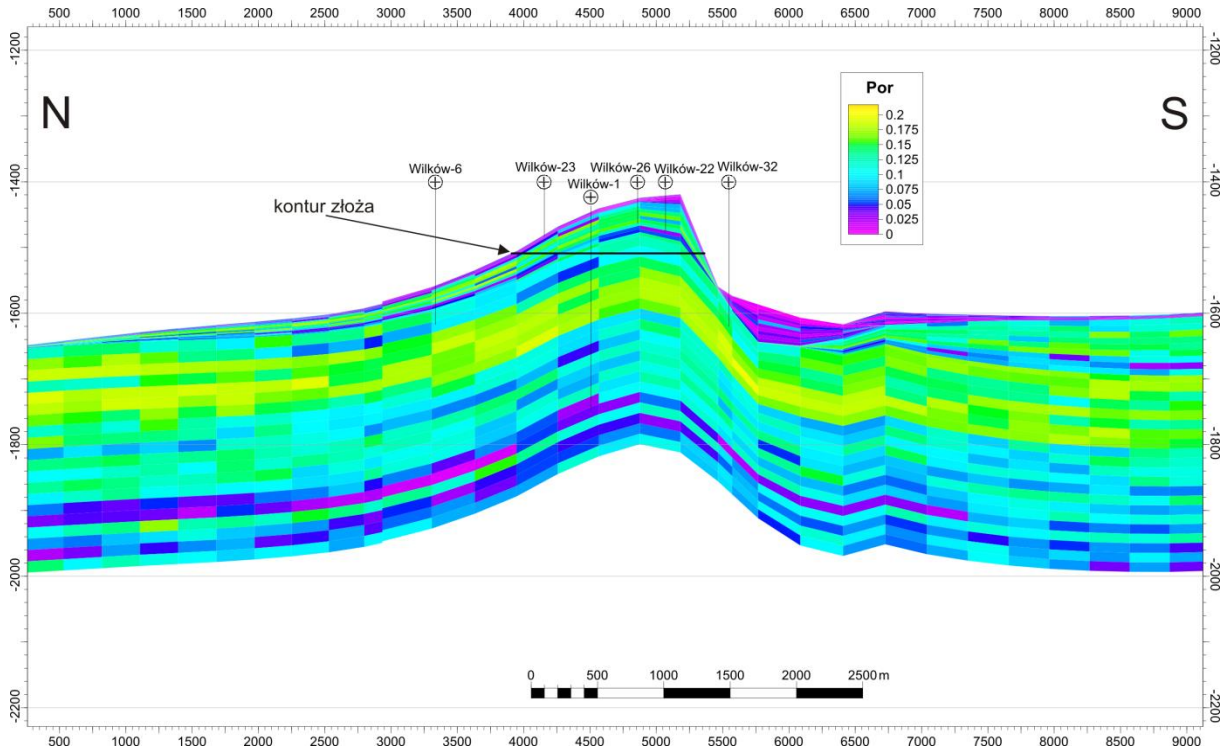


Fig. 1.1.15_250 Model porowatości utworów czerwonego spągowca w strefie złożowej Wilkowa wzdłuż przekroju poprzecznego N-S

Model przepuszczalności

Model przepuszczalności powstał jako ostatni model parametrów zbiornikowych. Modelowanie wykonano z zastosowaniem algorytmu *Sequential Gaussian Simulation* oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*) stosując takie same parametry modelowania jak w przypadku modeli zailenia i porowatości. Także w tym modelu symulacje wykonano oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (*zones*) przy zastosowaniu sterowania modelem litologicznym.

W przypadku modelu przepuszczalności dane wejściowe stanowiły krzywe geofizyczne przepuszczalności pochodzące z 3 odwiertów: Wilków-1, Wilków-12 i Wilków-13. Stąd też dokładność modelu przepuszczalności ze względu na dystrybucję danych wejściowych zawężona jest do centralnej i wschodniej części struktury Wilkowa. Podczas procedury uspcalingu stosowano metodę średniej geometrycznej – odpowiednią dla danych o bardzo dużej zmienności (Ahmed 2001).

Syntetyczne wyniki modelowania porowatości efektywnej przedstawiają **Fig.1.1.15_251** i **1.1.15_252** oraz dwa przekroje (**Fig.1.1.15_253** i **1.1.15_254**).

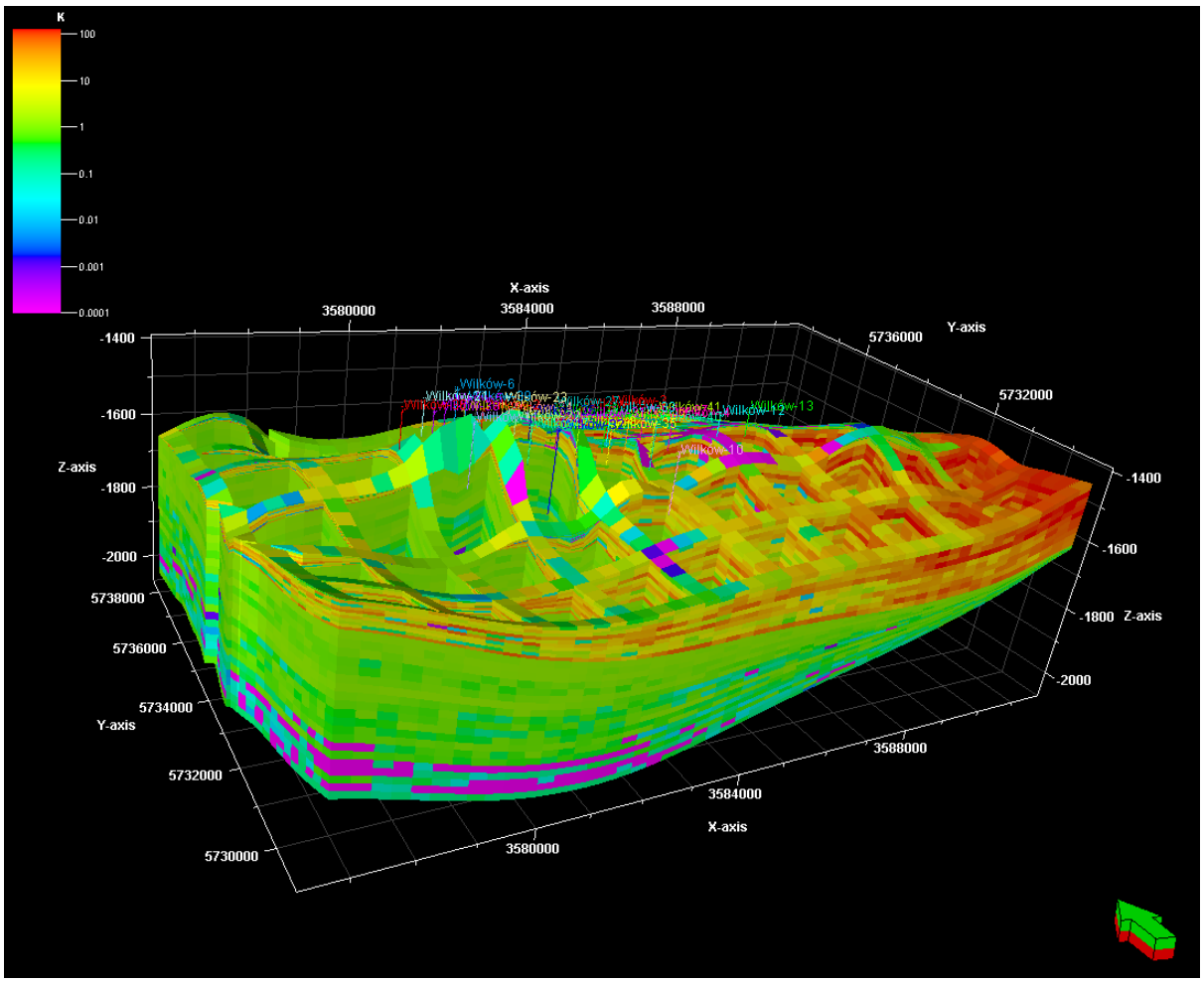


Fig. 1.1.15_251 Model przepuszczalności utworów czerwonego spągowca - diagram płotowy w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

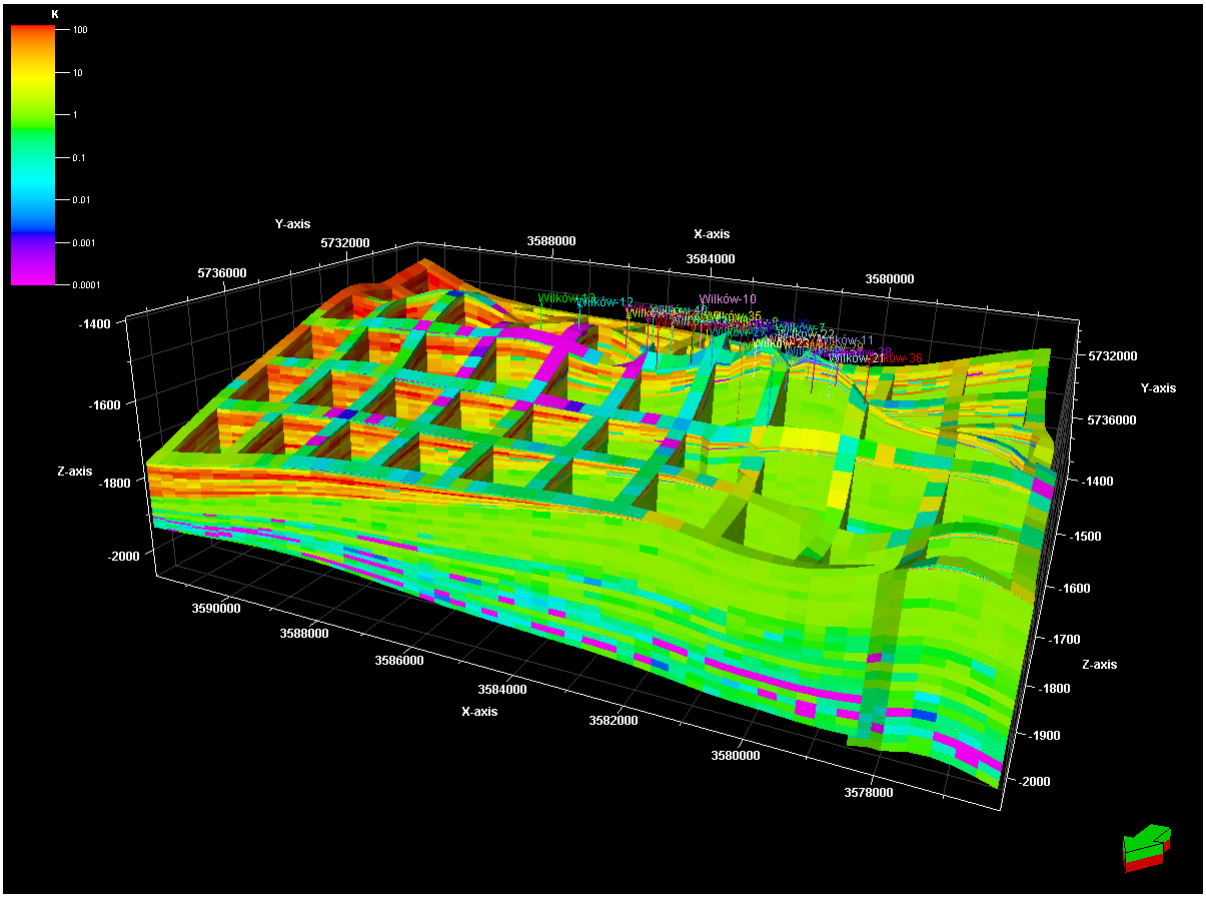


Fig. 1.1.15_252 Model przepuszczalności utworów czerwonego spągowca - diagram płotowy w strefie złożowej Wilkowa i jej obrzeżeniach

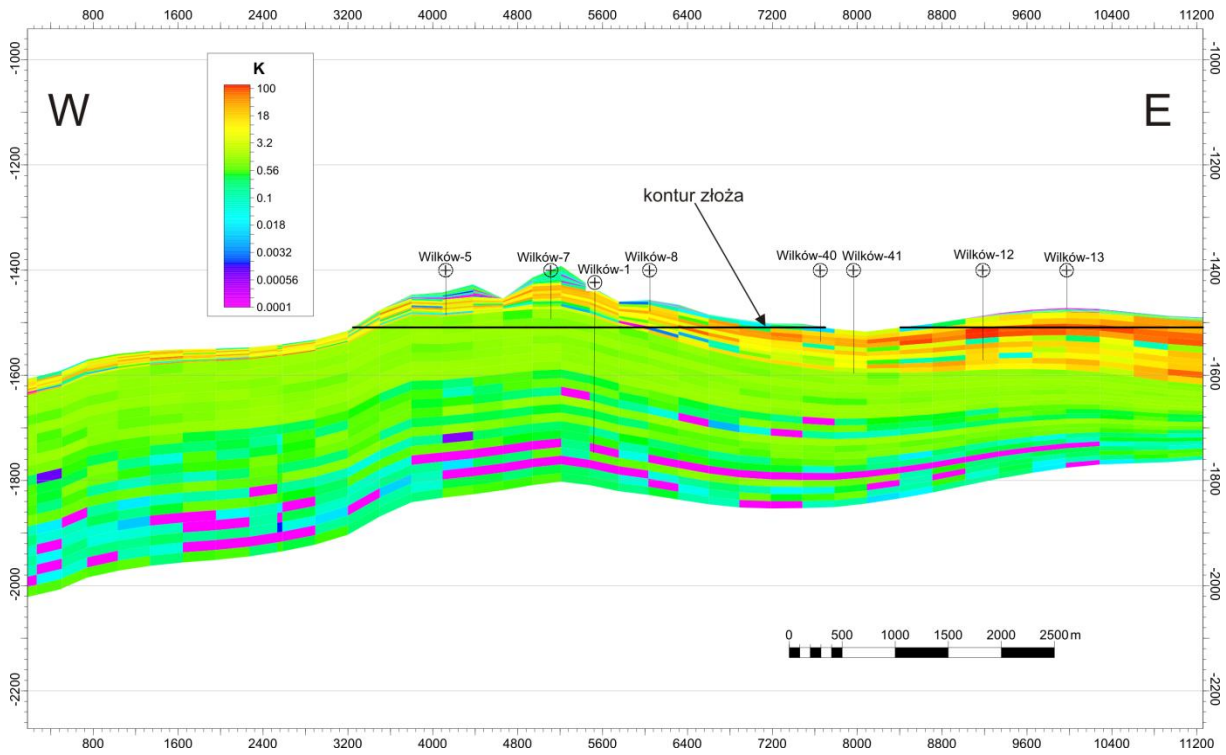


Fig. 1.1.15_253 Model przepuszczalności utworów czerwonego spągowca w strefie złożowej Wilkowa wzdłuż przekroju podłużnego W-E

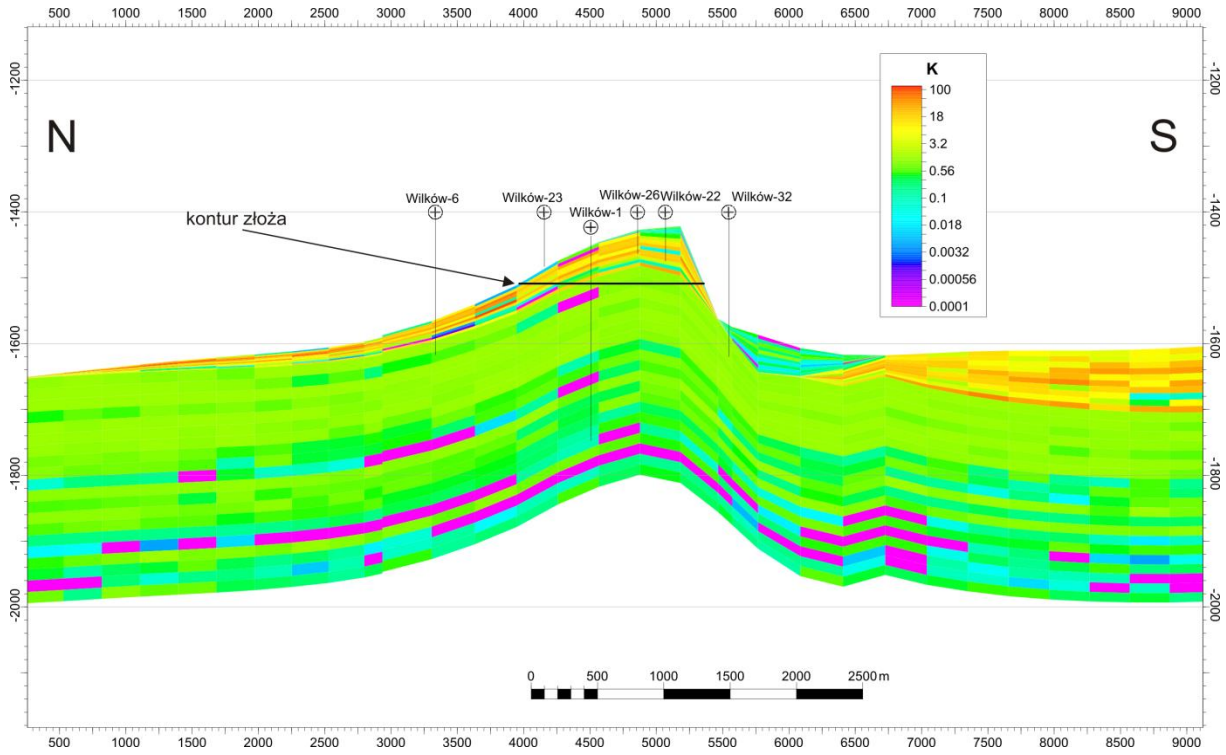


Fig. 1.1.15_254 Model przepuszczalności utworów czerwonego spągowca w strefie złożowej Wilkowa wzdłuż przekroju poprzecznego N-S

Podsumowanie

Wykonany model oparto głównie na krzywych geofizycznych. Ukazuje on występowanie korzystnych własności zbiornikowych i filtracyjnych w rejonie złoża gazu Wilków. W ramach segmentu 2 model wymaga jednak dodatkowego uszczegółowienia o dane wejściowe z odwiertów położonych na obszarze złoża i bezpośrednio poza jego konturem. Dopiero to pozwoli odpowiednio dokładnie rozpoznać wewnętrzne zróżnicowanie zbiornika i przeprowadzić szczegółowe modelowania dynamiczne zatłaczania dwutlenku węgla.

Oznaczenia składu mineralnego próbek skał (PIG-PIB)

(Marta Kuberska, Aleksandra Kozłowska)

Szczegółowym badaniom petrograficzno-mineralogicznym poddano 13 próbek skał (**zał. 1-13**). Wytypowane próbki pochodzą z 4 otworów wiertniczych: Nosówka 1, 2, 5 i 7 zarówno z warstw produktywnych (wizen) jak i nadkładu (baden), (**Tab. 1.1.15_48**).

Tab. 1.1.15_48 Zestawienie badanych próbek skał i zastosowanych metod badawczych

Otwór	Głębokość (m)	Wiek	Litologia	Rodzaj badań			
				PL	CL	SEM/EDS	XRD
Nosówka 1	3374,0-3374,0	baden	wapień marglisty z bioklastami	X			X
Nosówka 2	3312,0-3320,0	baden	wapień marglisty z bioklastami	X			X
Nosówka 5	3178,9	baden	anhydrytyt	X			
	3354,0-3361,0 (1) skała jasnoszara	baden	wapień marglisty z bioklastami	X			X
	3354,0-3361,0 (2) skała ciemnoszara	baden	wapień marglisty z bioklastami	X			X
	3359,8	baden	wapień marglisty	X	X	X	
	3361,6	baden	margiel piaszczysty z bioklastami	X	X	X	
	3361,0-3370,0 (1)	baden	wapień marglisty z bioklastami	X			X
	3361,0-3370,0 (2) nadkład	baden	wapień marglisty z bioklastami	X			X
	3411,0-3420,0	wizen	wapień z bioklastami	X	X	X	
	3421,0-3430,0	wizen	wapień z bioklastami	X	X	X	
	3442,0-3451,0	wizen	wapień z bioklastami	X	X	X	

	skała produktywna						
Nosówka 7	3141,30-3141,35	baden	margiel piaszczysty	X	X	X	

Objaśnienia: PL – mikroskop polaryzacyjny, CL – katodoluminescencja, SEM/EDS – mikroskop elektronowy/analizy chemiczne w mikroobszarze, XRD – dyfrakcja rentgenowska

Szczegółowe badania petrograficzno-mineralogiczne wapieni marglistych z bioklastami obejmowały badania w mikroskopie polaryzacyjnym i rentgenostrukturalne. Analizę mikroskopową w świetle przechodzącym wykonano na mikroskopie Optifot 2 Pol, firmy Nikon. Badania składu fazowego ogólnego i składu frakcji ilastej metodą dyfrakcji rentgenowskiej przeprowadzono na dyfraktometrze rentgenowskim X'Pert PW 3020 firmy Philips (**Tab. 1.1.15_49**). Skład frakcji ilastej, wyseparowanej metodą sedymentacyjną, określono na podstawie dyfraktogramów preparatów orientowanych. Próbki badane były w stanie powietrzno-suchym (czarny kolor na wykresach), po glikolowaniu (zielony kolor na wykresach) i prażonych w temperaturze 550ºC (czerwony kolor na wykresach). Na wykresach zastosowano następujące oznaczenia: Chl – chloryty, It – illit, It/Sm – illit/smektyt, Ka – kalcyt, Kl – kaolinit, Sk – skalenie, Q – kwarc. Przy rejestracji preparatów orientowanych powietrzno-suchych dla dwóch próbek: Nosówka 2 gł. 3312-3320 m i Nosówka 5 gł. 3354-3361 m (2) na dyfraktogramach nastąpiło przesunięcie w stronę niższych kątów.

Tab. 1.1.15_49 Wyniki badań metodą dyfrakcji rentgenowskiej (XRD).

Otwór	Głębokość (m)	Litologia	Parageneza mineralna
Nosówka 1	3374-3374	wapień marglisty z bioklastami	Kalcyt + kwarc + dolomit + skalenie +chloryt + illit +illit/smektyt
Nosówka 2	3312-3320	wapień marglisty z bioklastami	Kalcyt + kwarc + skalenie +chloryt + illit/smektyt + kaolinit
Nosówka 5	3354-3361 (1)	wapień marglisty z bioklastami	Kalcyt + kwarc + dolomit + skalenie +chloryt + illit + illit/smektyt
	3354-3361 (2)	wapień marglisty z bioklastami	Kalcyt + kwarc + dolomit + skalenie +chloryt + illit + illit/smektyt
	3361-3370 (1)	wapień marglisty z bioklastami	Kalcyt+kwarc+dolomit+skalenie+chloryt+illit+illit/smektyt + kaolinit

	3361-3370 (2) nadkład	wapień marglisty z bioklastami	Kalcyt+kwarc+dolomit+skalenie+chloryt+illit+illit/smektyt + kaolinit

Szczegółowe badania petrograficzno-mineralogiczne wapieni z bioklastami, wapienia marglistego oraz margli piaszczystych obejmowały:

- obserwacje mikroskopowe w świetle przechodzącym z wykorzystaniem mikroskopu polaryzacyjnego Optifot 2 Pol, firmy Nikon

- analizę obrazów katodoluminescencyjnych wykonanych z użyciem aparatury CITL MK5 wyposażonych w pompę próżniową i EDX;

- obserwacje odłupków skalnych i płytek cienkich oraz analizy chemiczne w mikroobszarze wraz z dokumentacją graficzną (obrazy BEI) wykonaną z użyciem mikroskopu elektronowego LEO 1430 firmy ZEISS wyposażonego w spektrometr EDS. Wyniki analiz chemicznych minerałów (skaleni i węglanów) w mikroobszarze (EDS) zostały zestawione w **Tab. 1.1.15_50** i **51**.

Szczegółowe badania petrograficzno-mineralogiczne próbki anhydrytytu wykonano przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego Optifot 2 Pol, firmy Nikon.

Nazewnictwo skał węglanowych oparto o klasyfikację R. J. Dunhama (K. Jaworowski, 1987). Opisy petrograficzno-mineralogiczne badanych skał wraz z ich dokumentacją graficzną zostały zestawione na planszach.

Badania petrograficzne zostały przeprowadzone przez dr A. Kozłowską i dr M. Kuberską w Pracowni Petrologii i Geochemii, Zakładu Kartografii Geologicznej Struktur Wgłębnych. W tym samym zakładzie dr G. Zieliński wykonał dokumentację fotograficzną w katodoluminescencji a Leszek Giro wykonał analizy chemiczne w mikroobszarze i mikrofotografie w skaningowym mikroskopie elektronowym. Analizy rentgenostrukturalne przeprowadziła mgr W. Narkiewicz z Centralnego Laboratorium Chemicznego PIG-PIB. Wyniki badań w formie opisów skał z mikrofotografiami, wykresami i tabelami wykonały dr A. Kozłowska i dr M. Kuberska.

Tab. 1.1.15_50 Wybrane analizy chemiczne skaleni (EDS)

otwór	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-7	N-7	N-7	N-7	N-7	N-7
głębokość	3359,8	3359,8	3359,8	3359,8	3361,6	3361,6	3361,6	3141,30-,35	3141,30-,35	3141,30-,35	3141,30-,35	3141,30-,35	3141,30-,35
analiza	p.1	p.2	p.3	p.5	p.1	p.2	p.3	p.1	p.1a	p.2	p.2a	p.3	p.3a
tlenki	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %
SiO2	59,91	58,41	60,79	69,38	64,82	64,90	69,88	65,57	65,77	61,17	61,82	50,42	48,13
TiO2	0,21	0,22	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00
Al2O3	25,34	25,92	22,88	19,46	18,28	22,00	18,98	18,51	18,58	23,65	24,43	31,78	33,27
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,25	0,06	0,36	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,18	0,03	0,41	0,54	0,62
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,18	0,00	0,01	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	7,58	8,80	6,51	0,30	0,05	3,28	0,15	0,11	0,16	5,82	6,07	15,23	16,16
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93	0,00	0,00	1,06	0,77	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	6,94	6,97	7,95	10,52	0,38	9,01	10,93	0,00	1,18	7,51	7,87	3,13	2,13
K2O	0,71	0,13	0,72	0,00	16,39	0,16	0,00	15,08	15,11	0,76	0,67	0,20	0,05
suma	100,94	100,50	99,21	99,74	100,85	99,35	100,09	101,48	101,75	99,30	101,28	101,30	100,38

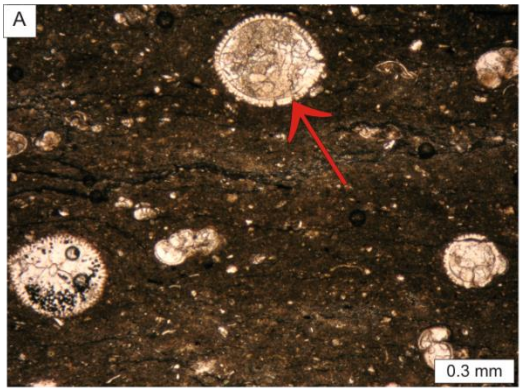
Tab. 1.1.15_51 Wybrane analizy chemiczne węglanów (EDS)

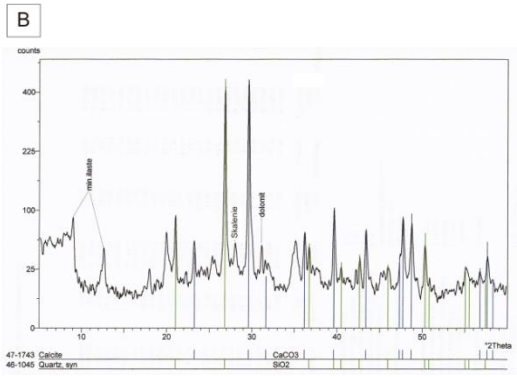
Otwór	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5
głębokość (m)	3359,8	3361,6	3361,6	3361,6	3361,6	3411-3420	3411-3420	3411-3420	3411-3420	3421-3430	3421-3430	3421-3430
analiza	p.4	p.4	p.5	p.6	p.7	p.1	p.1a	p. 2	p.2a	p. 1	p.1a	p. 2
	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %
CO2	43,70	44,44	44,37	44,01	43,71	43,74	43,29	43,55	43,05	44,18	44,26	44,24
MgO	0,32	1,87	0,90	0,00	1,00	0,29	0,40	0,42	0,22	0,27	0,31	0,49
CaO	54,79	52,54	54,49	56,10	53,01	56,04	56,22	54,05	54,74	56,66	55,40	55,29
MnO	0,44	0,05	0,66	0,00	0,13	0,10	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
FeO	0,43	1,10	0,00	0,16	1,94	0,09	0,14	0,00	0,38	0,10	0,00	0,27
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,27	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	99,69	100,01	100,42	100,27	99,79	100,26	100,04	99,31	98,39	101,21	100,01	100,30
Otwór	N-5	N-5	N-5	N-5	N-5	N-7						
głębokość (m)	3442-3451	3442-3451	3442-3451	3442-3451	3442-3451	3141,30-,35						
analiza	p.1	p.1a	p. 2	p.3	p.3a	p. 4						
	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %						
CO2	43,55	43,95	44,25	44,49	43,70	44,31						
MgO	0,70	0,34	0,61	0,58	0,54	0,32						
CaO	54,18	55,26	54,68	55,10	54,79	54,12						
MnO	0,80	0,37	0,00	0,20	0,00	0,56						
FeO	0,00	0,25	0,14	0,31	0,22	0,79						
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
Suma	99,23	100,17	99,69	100,68	99,25	100,11						

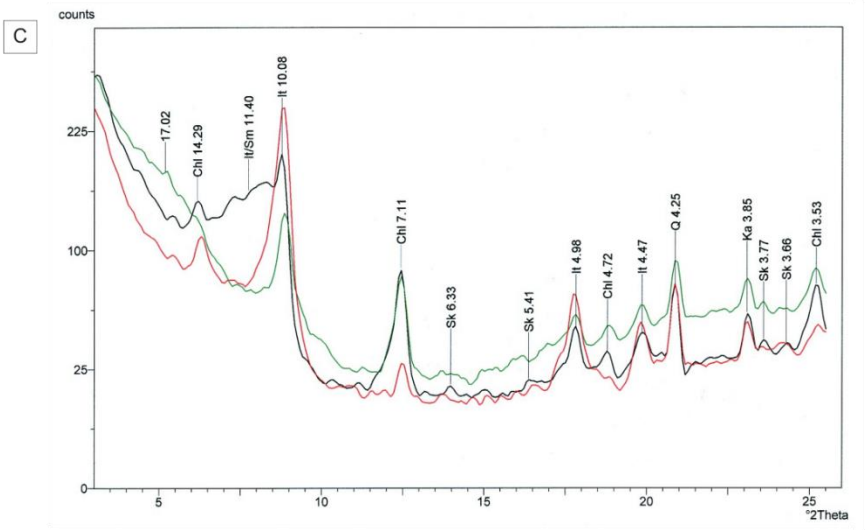
N-1 głęb. 3374,0-3374,0 m

Próbka reprezentuje wapień marglisty z bioklastami – madston/wakston otwornicowy.

Analiza rentgenostrukturalna wykazała zawartość kalcytu, kwarcu, dolomitu i skaleni oraz minerałów ilastych reprezentowanych przez chloryty, illit i minerały mieszanopakietowe illit/smektyt. Wapień złożony jest głównie z mikrytu Fe-kalcytowego (siny kolor po barwieniu roztworem Evamy'ego) i fragmentów bioklastów, głównie otwornic, których zawartość wynosi około 15% obj. skały. Wnętrza skorupek otwornic wypełnione są cementem kalcytowym i Fe-kalcytowym oraz miejscami dolomitem i pirytem. Domieszki terygeniczne, w ilości około 5% obj. skały, stanowią ziarna kwarcu wielkości frakcji aleurytowej.







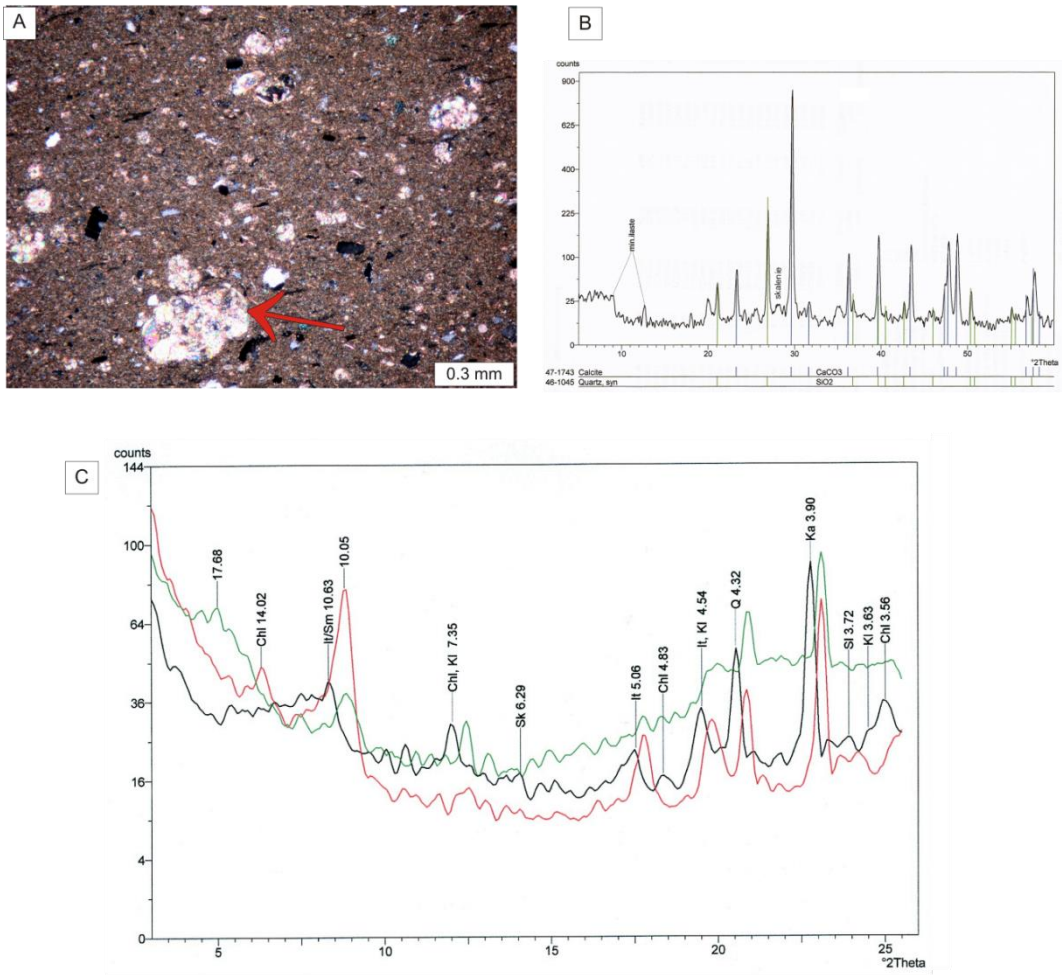
A) Wapień marglisty z bioklastami; widoczne skorupki otwornic (strzałka). Obraz PL, bez analizatora. **B)** Dyfraktogram rentgenowski, skład fazowy całej próbki. **C)** Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550°C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

Zał. 1

N-2 głęb. 3312,0-3320,0 m

Próbka reprezentuje wapień marglisty z bioklastami – wakston otwornicowy.

Analiza rentgenostrukturalna wykazała zawartość kalcytu, kwarcu i skaleni oraz minerałów ilastych reprezentowanych przez chloryty, minerały mieszanopakietowe illit/smektyt i kaolinit. Wapień złożony jest głównie z mikrytu Fe-kalcytowego (siny kolor po barwieniu roztworem Evamy'ego) i fragmentów bioklastów, głównie otwornic, których zawartość wynosi około 15% obj. skały. Wnętrza skorupek otwornic wypełnione są cementem kalcytowym i Fe-kalcytowym oraz miejscami pirytem. Domieszki terygeniczne, w ilości około 7% obj. skały, stanowią głównie ziarna kwarcu oraz pojedyncze skaleni, wielkości frakcji psamitowej i aleurytowej.

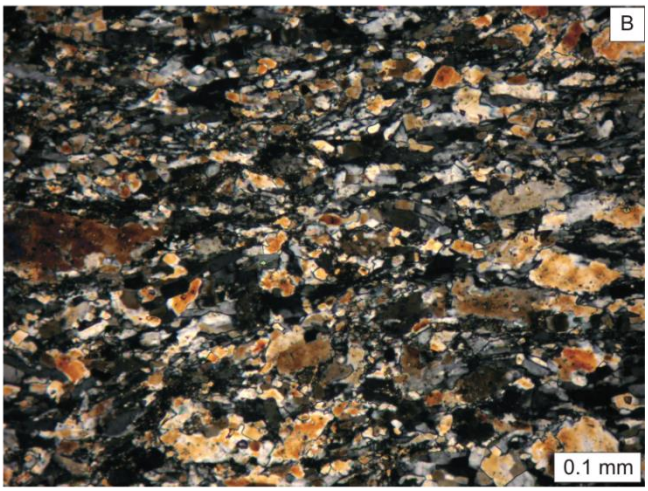


A) Wapień marglisty z bioklastami; widoczne skorupki otwornic (strzałka). Obraz PL, nikole skrzyżowane. **B)** Dyfraktogram rentgenowski, skład fazowy całej próbki. **C)** Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550°C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

N-5 głęb. 3178,9 m

Próbka reprezentuje anhydrytyt.

Skała zbudowana jest z grubokrystalicznych kryształów anhydrytu o pokroju listewkowym, wykazuje laminację minerałami ilastymi.



Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL)

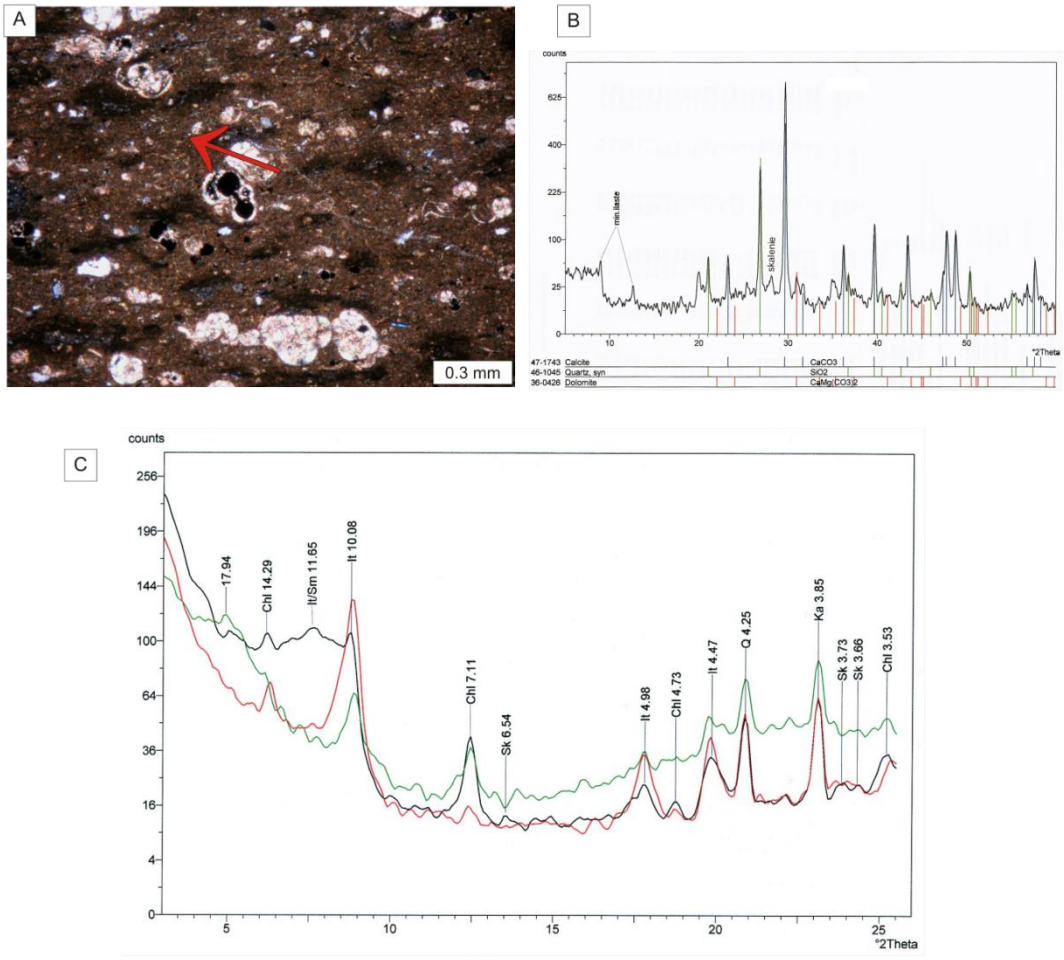
A) Anhydrytyt; widoczna laminacja minerałami ilastymi (strzałka). Obraz PL, bez analizatora.
B) Anhydrytyt. Obraz PL, nikole skrzyżowane.

N-5 głęb. 3354,0-3361,0 m (1)

Próbka reprezentuje wapień marglisty z bioklastami – wakston otwornicowy.

Analiza rentgenostrukturalna wykazała obecność kalcytu, kwarcu, dolomitu i skaleni oraz minerałów ilastych: chlorytów, illitu i minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt. Wapień złożony jest głównie z mikrytu Fe-kalcytowego (siny kolor po barwieniu roztworem Evamy'ego) i fragmentów bioklastów, których zawartość wynosi około 20% obj. skały.

Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące głównie do otwornic. Wnętrza skorupek otwornic wypełnione są sparytem kalcytowym i Fe-kalcytowym oraz lokalnie dolomitem i pirytem. Domieszki terygeniczne, w ilości około 5% obj. skały, stanowią ziarna kwarcu wielkości frakcji aleurytowej i psamitowej oraz pojedyncze ziarna glaukonitu.



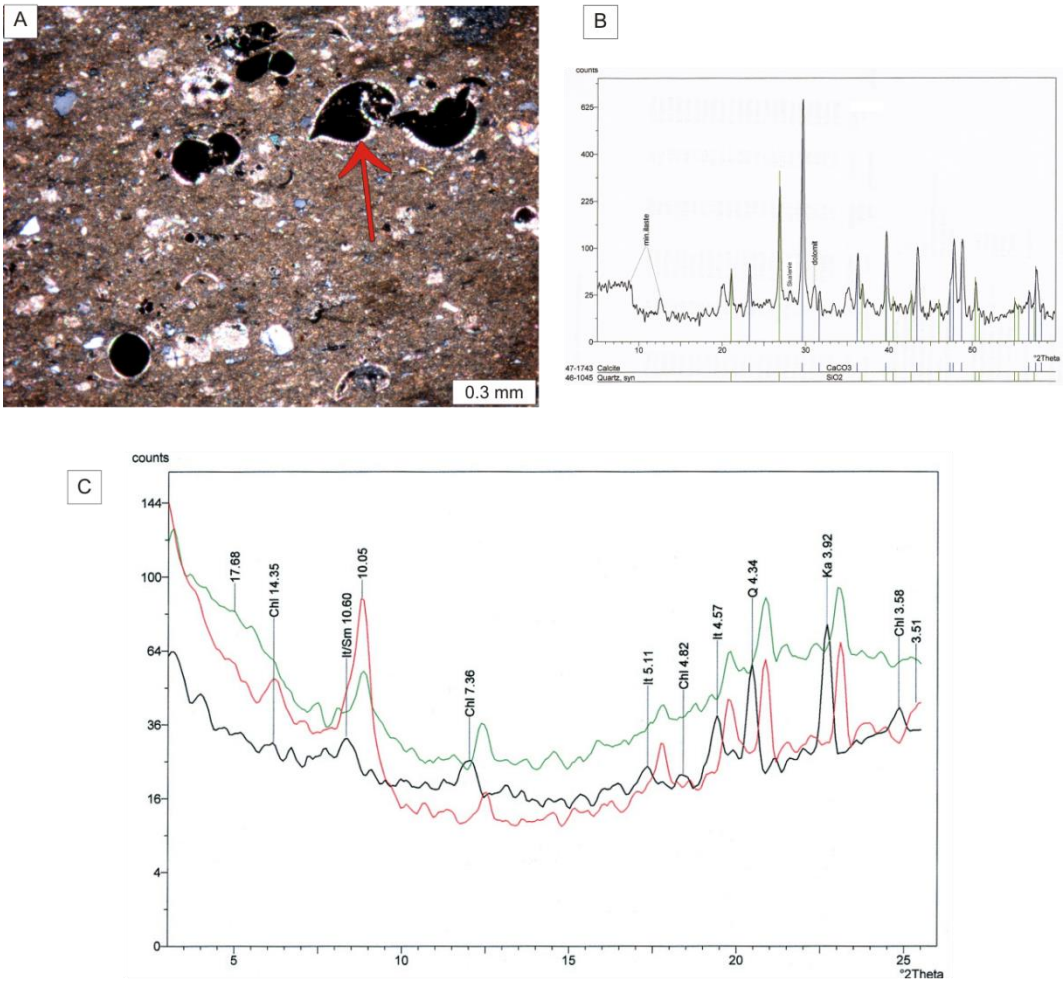
A) Wapień marglisty z bioklastami; widoczne skorupki otwornic (strzałka). Obraz PL, nikole skrzyżowane. **B)** Dyfraktogram rentgenowski, skład fazowy całej próbki. **C)** Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550°C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

Zał. 4

N-5 głęb. 3354,0-3361,0 m (2)

Próbka reprezentuje wapień marglisty z bioklastami – wakston otwornicowy.

Analiza rentgenostrukturalna wykazała obecność kalcytu, kwarcu, dolomitu i skaleni oraz minerałów ilastych: chlorytów, illitu i minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt. Wapień złożony jest głównie z mikrytu Fe-kalcytowego (siny kolor po barwieniu roztworem Evamy'ego) i fragmentów bioklastów, których zawartość wynosi około 20% obj. skały. Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące głównie do otwornic. Części wewnętrzne skorupek otwornic wypełnione są sparytem kalcytowym i Fe-kalcytowym oraz lokalnie dolomitem i pirytem. Domieszki terygeniczne, w ilości około 5% obj. skały, stanowią ziarna kwarcu wielkości frakcji aleurytowej i psamitowej oraz pojedyncze ziarna glaukonitu.

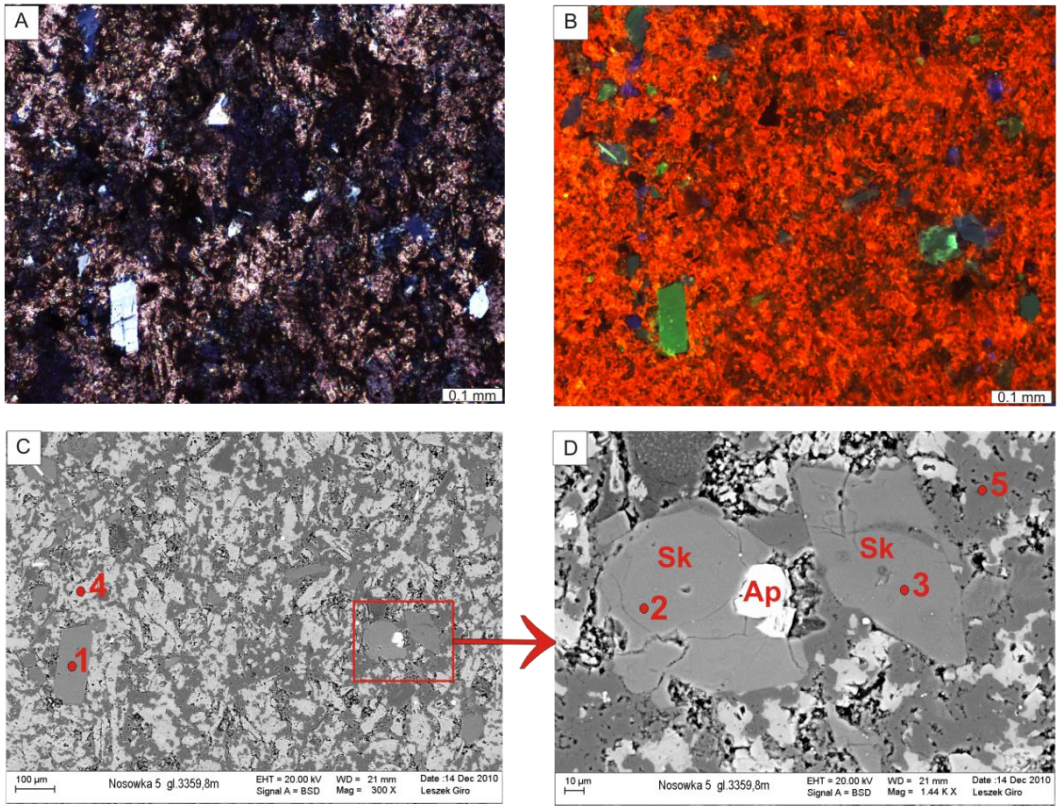


A) Wapień marglisty z bioklastami; widoczne skorupki otwornic wypełnione pirytem (strzałka). Obraz PL, nikole skrzyżowane. **B)** Dyfraktogram rentgenowski, skład fazowy całej próbki. **C)** Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550°C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

N-5 głęb. 3359,8 m

Próbka reprezentuje wapień marglisty.

Wapień złożony jest głównie ze sparytu Fe-kalcytowego (siny kolor po barwieniu roztworem Evamy'ego). Kryształy kalcytu mają pokrój radialny, włóknisty i charakteryzują się falistym wygaszaniem światła. Wśród nich widoczne są relikty bioklastów. Domieszki terygeniczne w postaci ziarn plagioklazów (barwa zielona w CL) stanowią około 2% obj. skały.



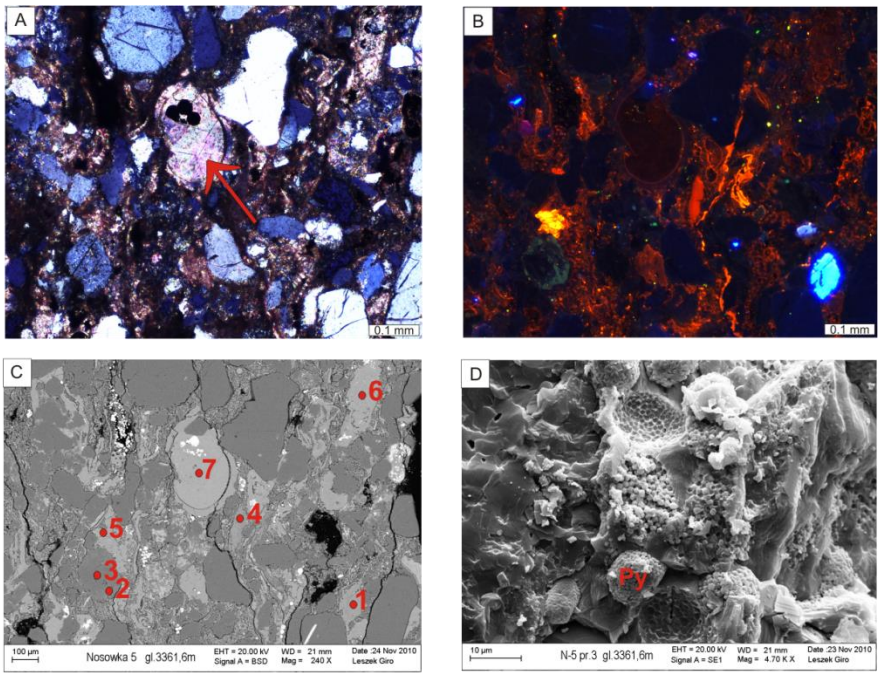
Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (BEI)

A) Wapień marglisty. Obraz PL, nikole skrzyżowane. **B)** Obraz w CL próbki z fot. A; kalcyt wykazuje luminescencję w barwach czerwonych; plagioklaz wykazuje luminescencję w barwie zielonej a kaolinit w ciemnoniebieskiej. **C)** Obraz BEI próbki z fot. A; punkty 1 i 4 miejsca analiz chemicznych - tabele 3 i 4. **D)** Powiększony fragment obrazu BEI fot. C; punkty 2, 3 i 5 miejsca analiz chemicznych - tabela 3, skalenie (Sk), apatyt (Ap).

N-5 głęb. 3361,6 m

Próbka reprezentuje margiel piaszczysty z bioklastami.

Struktura skały jest drobnoziarnista a tekstura kierunkowa, podkreślona ułożeniem fragmentów bioklastów, materii organicznej oraz pirytu. Zawartość szacunkowa poszczególnych składników skały przedstawia się następująco: kwarc – 25%, skalenie – 2%, litoklasty – 2%, glaukonit – 1%, bioklasty – 25% i spoiwo – 45% obj. skały. Średnia wielkość ziarn kwarcu, o przewadze mono- nad polikrystalicznymi, wynosi 0,15 mm, a maksymalna – 0,35 mm. Wśród ziarn skaleni, skaleń potasowy (barwa niebieska w CL) przeważa nad plagioklazem (barwa zielona w CL), co jest dobrze widoczne w obrazie katodoluminescencyjnym. Litoklasty reprezentują głównie okruchy mułowców. Wśród bioklastów zidentyfikowano fragmenty skorupek otwornic, ślimaków, ramienionogów i małży, szkieletów szkarłupni i gałązek mszywiołów oraz mat glonowych. Wewnętrzne części kalcytowych fragmentów bioklastów wypełnione są często Fe-kalcytem, kalcytem oraz pirytem. Spoiwo skały stanowią: matriks ilasto-żelazisty, kalcyt oraz piryt.



Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM, BEI)

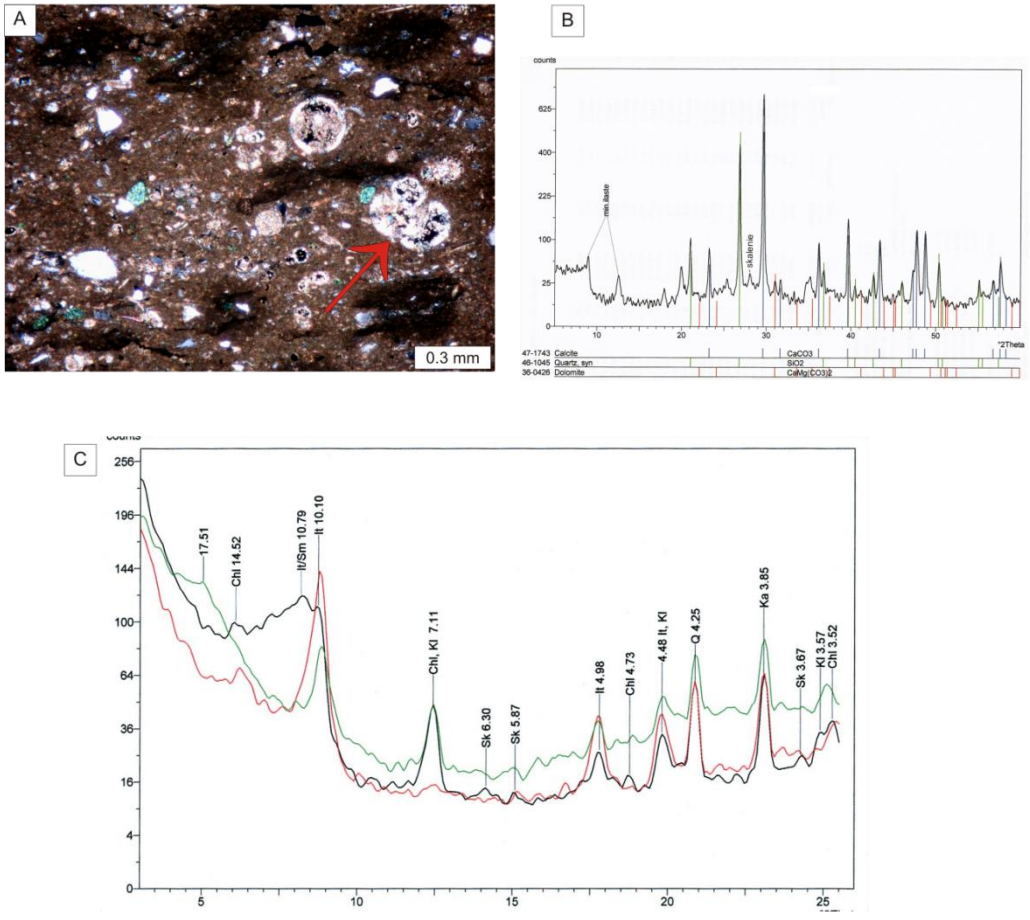
A) Margiel piaszczysty z bioklastami; widoczna skorupka otwornicy (ształka). Obraz PL, nikole skrzyżowane. **B)** Obraz w CL próbki z fot. A; kalcyt wykazuje luminescencję w barwach czerwonych, brunatnych i żółtych; skaleń potasowy świeci na niebiesko, plagioklaz na zielono. **C)** Obraz BEI próbki z fot. A; punkty 1-7 miejsca analiz chemicznych - tabele 3 i 4. **D)** Piryt framboidalny (Py) w marglu piaszczystym. Obraz SEM.

Zał.7

N-5 głęb. 3361,0-3370,0 m (1)

Próbka reprezentuje wapień marglisty z bioklastami – wakston otwornicowy.

Analiza rentgenostrukturalna wykazała obecność kalcytu, kwarcu, dolomitu i skaleni oraz minerałów ilastych: chlorytów, illitu, minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt i kaolinitu. Wapień złożony jest głównie z mikrytu Fe-kalcytowego (siny kolor po barwieniu roztworem Evamy'ego) i fragmentów bioklastów, których zawartość wynosi około 25% obj. skały. Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące głównie do otwornic. Części wewnętrzne skorupek otwornic wypełnione są sparytem kalcytowym i Fe-kalcytowym, dolomitem i pirytem. Domieszki terygeniczne, w ilości około 5% obj. skały, stanowią ziarna kwarcu wielkości frakcji aleurytowej i psamitowej oraz pojedyncze ziarna glaukonitu. Ziarna kwarcu tworzą miejscami gniazdowe skupienia spojone sparytem kalcytowym i pirytem.

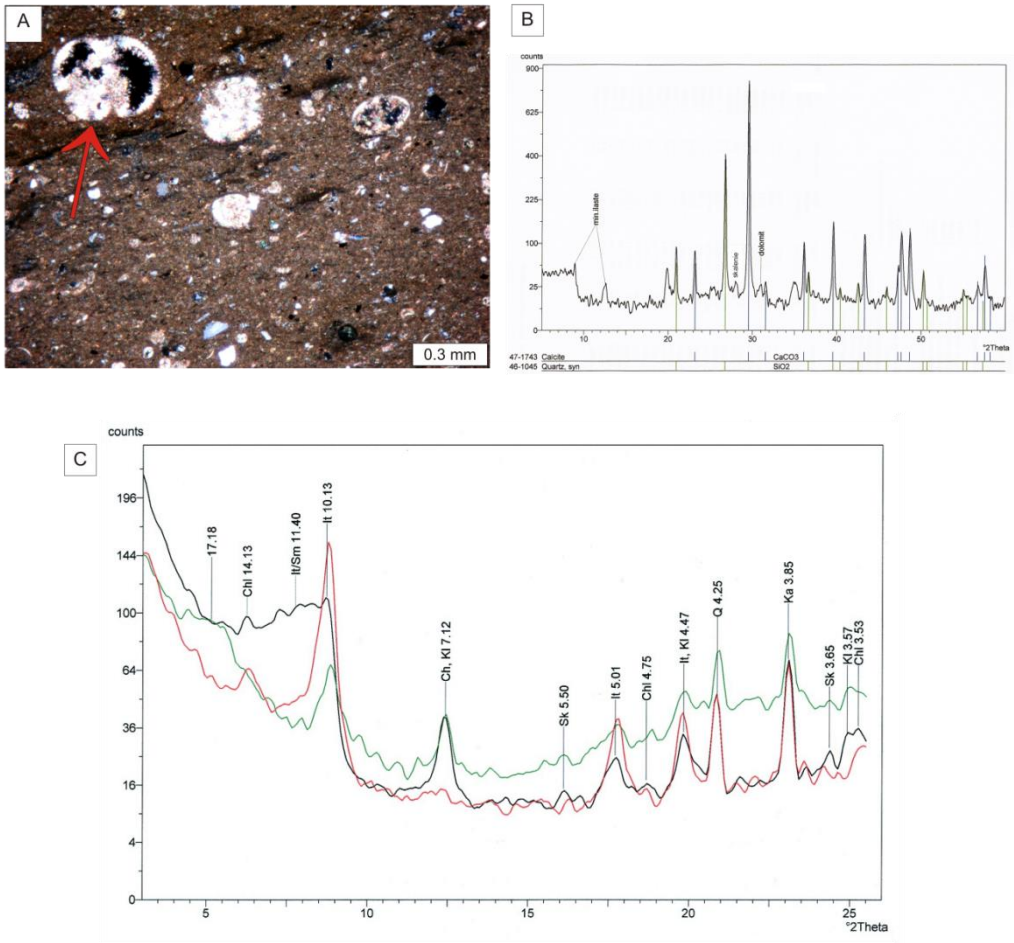


A) Wapień marglisty z bioklastami; widoczne skorupki otwornic (strzałka). Obraz PL, nikole skrzyżowane. **B)** Dyfraktogram rentgenowski, skład fazowy całej próbki. **C)** Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550°C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

N-5 głęb. 3361,0-3370,0 m (2)

Próbka reprezentuje wapień marglisty z bioklastami – wakston otwornicowy.

Analiza rentgenostrukturalna wykazała obecność kalcytu, kwarcu, dolomitu i skaleni oraz minerałów ilastych: chlorytów, illitu, minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt i kaolinitu. Wapień złożony jest głównie z mikrytu Fe-kalcytowego (siny kolor po barwieniu roztworem Evamy'ego) i fragmentów bioklastów, których zawartość wynosi około 15% obj. skały. Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące głównie do otwornic. Części wewnętrzne skorupek otwornic wypełnione są sparytem kalcytowym i Fe-kalcytowym oraz lokalnie pirytem i dolomitem. Domieszki terygeniczne, w ilości około 5% obj. skały, stanowią ziarna kwarcu wielkości frakcji aleurytowej i psamitowej oraz pojedyncze ziarna glaukonitu. Ziarna kwarcu tworzą miejscami gniazdowe skupienia spojone sparytem kalcytowym i pirytem.

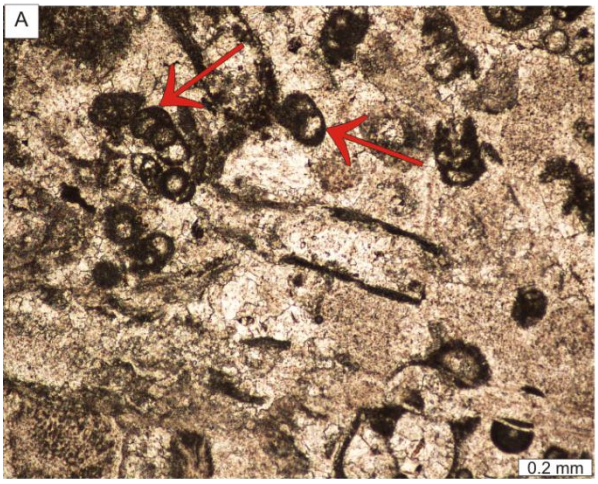


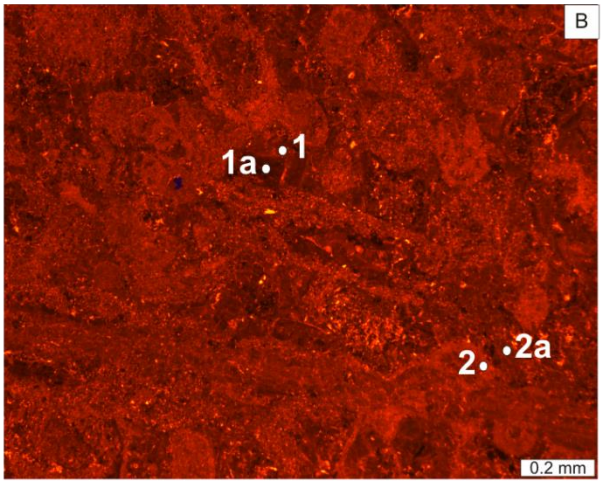
A) Wapień marglisty z bioklastami; widoczne skorupki otwornic (strzałka). Obraz PL, nikole skrzyżowane. **B)** Dyfraktogram rentgenowski, skład fazowy całej próbki. **C)** Dyfraktogram rentgenowski preparatów orientowanych w stanie powietrzno-suchym (kolor czarny), po glikolowaniu (kolor zielony) i po prażeniu w temperaturze 550°C (kolor czerwony) dla frakcji ilastej.

N-5 głęb. 3411,0-3420,0 m

Próbka reprezentuje wapień z bioklastami – greinston z bioklastami.

Wapień złożony jest głównie z bioklastów, których zawartość wynosi około 80% obj. skały i z cementu sparytowego o składzie kalcytu. Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące do: otwornic, glonów, brachiopodów oraz szkarłupni.





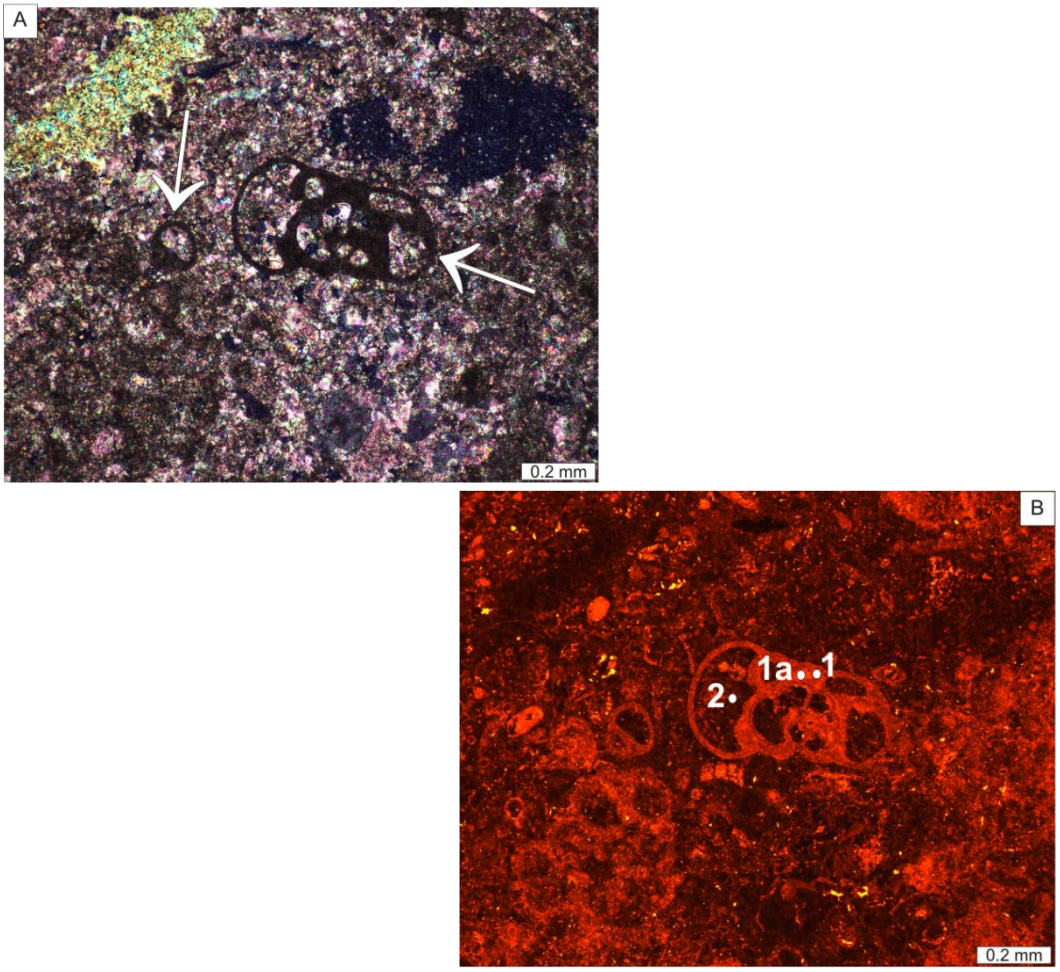
Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i katodoluminescencji (CL)

A) Wapień z bioklastami; widoczne skorupki otwornic (strzałki). Obraz PL, bez analizatora. **B)** Obraz w CL próbki z fot. A; kalcyt wykazuje luminescencję w barwach czerwonej i brunatnej; punkty 1-2 miejsca analiz chemicznych - tabela 4.

N-5 głęb. 3421,0-3430,0 m

Próbka reprezentuje wapień z bioklastami – pakston z bioklastami.

Wapień złożony jest głównie z kryształów sparytu kalcytowego i mikrytu kalcytowego oraz fragmentów bioklastów, których zawartość wynosi około 10% obj. skały. Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące do: otwornic, brachiopodów oraz szkarłupni. Lokalnie obserwujemy początkowy efekt procesu sylifikacji skały.



Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i katodoluminescencji (CL)

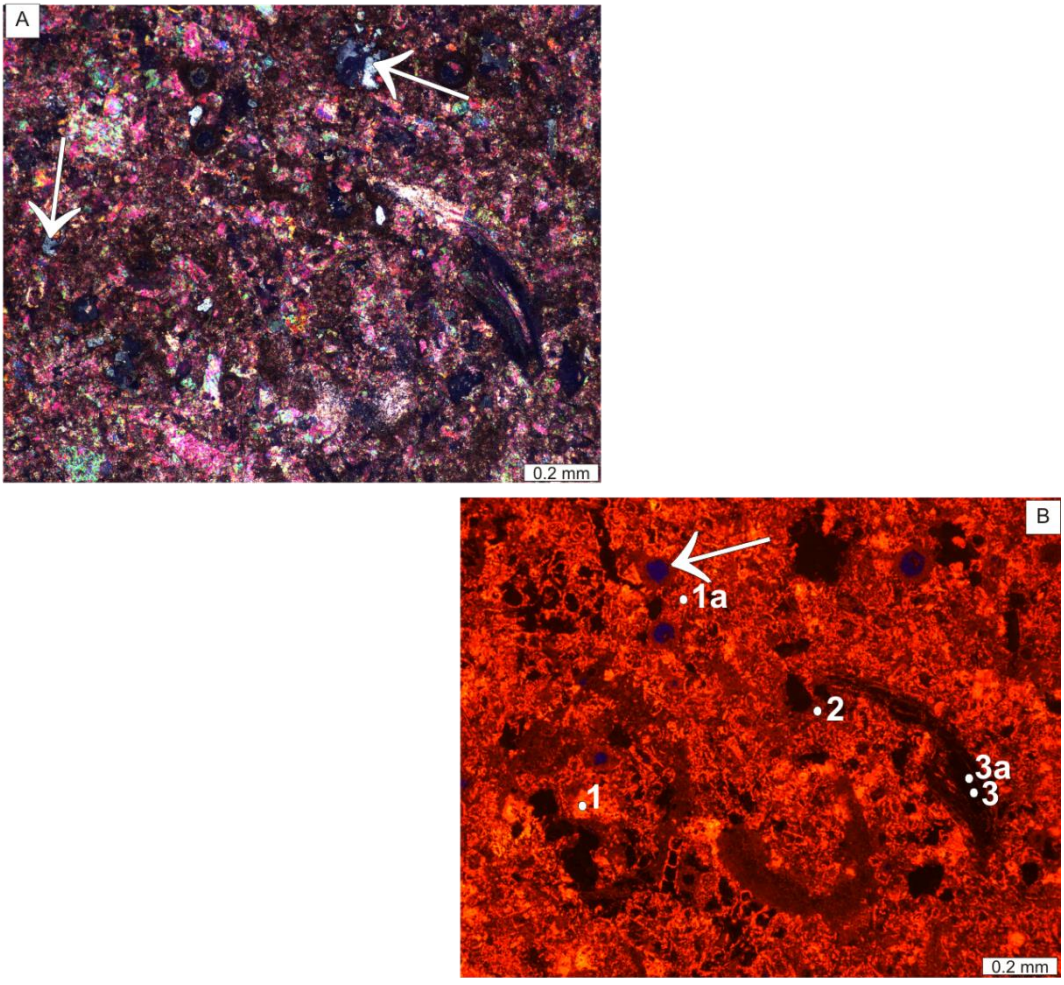
A) Wapień z bioklastami; widoczne skorupki otwornic (strzałki). Obraz PL, nikole skrzyżowane.
B) Obraz w CL próbki z fot. A; kalcyt wykazuje luminescencję w barwach czerwonej i brunatnej; punkty 1-2 miejsca analiz chemicznych - tabela 4.

Zał.11

N-5 głęb. 3442,0-3451,0 m

Próbka reprezentuje wapień z bioklastami – greinston z bioklastami.

Wapień złożony jest głównie ze sparytu kalcytowego i bioklastów, których zawartość wynosi około 10% obj. skały. Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące do: otwornic, brachiopodów oraz szkarłupni. Powszechnie obserwujemy efekty sylifikacji skały oraz miejscami wtórny kaolinit.



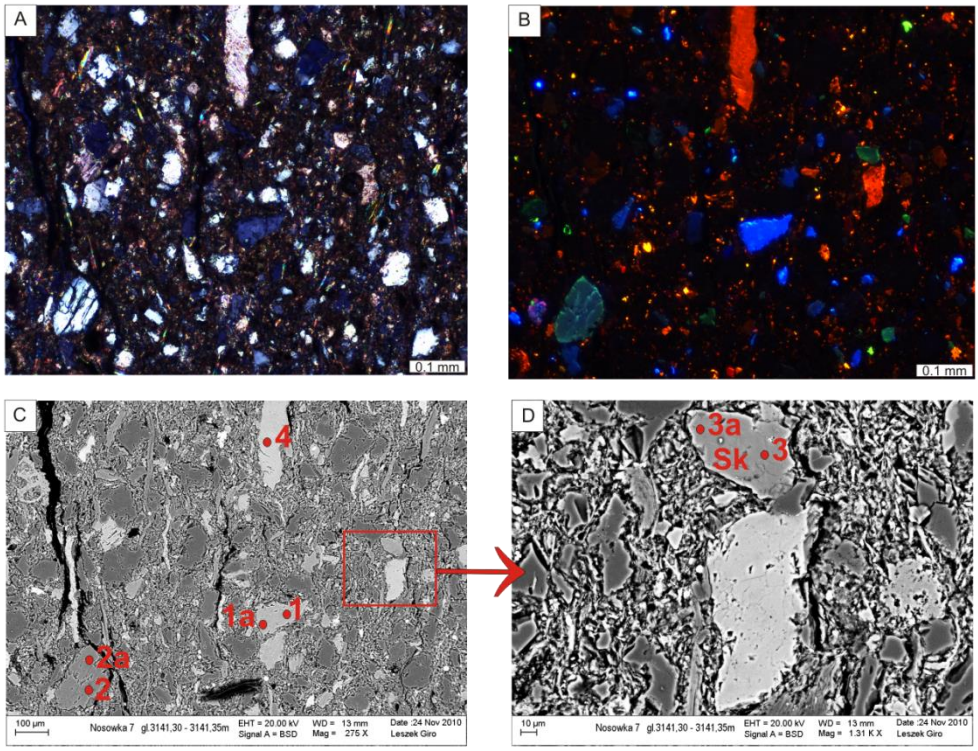
Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i katodoluminescencji (CL)

A) Wapień z bioklastami; widoczne efekty sylifikacji skały (strzałki). Obraz PL, nikole skrzyżowane. **B)** Obraz w CL próbki z fot. A; kalcyt wykazuje luminescencję w barwach czerwonej, brunatnej i czarnej, a kaolinit w barwie ciemnoniebieskiej (strzałka); punkty 1-3 miejsca analiz chemicznych - tabela 4.

N-7 głęb. 3141,30-,35 m

Próbka reprezentuje margiel piaszczysty.

Struktura skały jest psamitowo-aleurytowa a tekstura kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek łyszczyków i materii organicznej. Zawartość szacunkowa poszczególnych składników skały przedstawia się następująco: kwarc – 20%, skalenie – 2%, litoklasty – 1%, łyszczyki (głównie muskowit) – 5%, glaukonit – 2%, bioklasty (głównie skorupki otwornic) – 1%, materia organiczna – 4% i spoiwo – 65% obj. skały. Na spoiwo skały składa się matriks ilasto-żelazisto-wapnisty (60%) i kalcyt (5%).



Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (BEI)

A) Margiel piaszczysty. Obraz PL, nikole skrzyżowane. **B)** Obraz w CL próbki z fot. A; kalcyt wykazuje luminescencję w barwach czerwonych; skaleń potasowy świeci na niebiesko, plagioklaz na zielono. **C)** Obraz BEI próbki z fot. A; punkty 1-4 miejsca analiz chemicznych - tabele 3 i 4. **D)** Powiększony fragment obrazu BEI fot. C; punkty 3 i 3a miejsca analiz chemicznych - tabela 3; skaleń (Sk).

Zał.13

Obiekt w pokładach węgla

Prace zostały wykonane prze GIG we współpracy z PIG-PIB (model statyczny) oraz PBG (model gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne prezentujące rozkład gęstości wzdłuż wytypowanych przekrojów sejsmicznych).

Na potrzeby konstrukcji modelu modelu strukturalno-parametrycznego dla kompleksu składowania obiektu (potencjalnego składowiska) w pokładach w rejonie Warszowice-Pawłowice wykorzystano mapy strukturalne omawiane w rozdziale **1.1.14 oraz** informacje z otworów charakteryzujące własności geochemiczne solanek oraz rozkład parametrów zbiornikowych zawarte w bazie danych projektu (zadanie **1.1.10**).

Ponadto, z uwagi na niedostateczną ilość dostępnych informacji archiwalnych na temat własności zbiornikowych węgli, wytypowano i dokonano analiz laboratoryjnych petrofizycznych prób węgla kamiennego z pokładów górnośląskiej serii piaskowcowej kopalń Jastrzębskiej Spółki Węglowej (J. Jureczka, I. Jelonek - Uniwersytet Śląski).

Określenie własności petrofizycznych (w tym porowatości i przepuszczalności) prób węgla kamiennego z pokładów górnośląskiej serii piaskowcowej kopalń Jastrzębskiej Spółki Węglowej

(J. Jureczka, I. Jelonek)

Wykonano oznaczenia dla 79 próbek węgli kamiennych z kopalń Jastrzębskiej Spółki Węglowej S.A. z następujących pokładów i kopalń: Pniówek (404/1, 404/4+405/1, 405/2, 404/2, 403/3, 401/1), Jas-Mos (502/1, 505/2, 510/2), Zofiówka (413/2, 405/1, 417/1, 410, 502/1, 404/4), Borynia (405/1, 406/2-3, 406/3, 502/1, 404/1, 415/4, 407/1-2).

Badania porozymetryczne

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

Badanie i parametryzację przestrzeni porowej uzyskuje się pomiarami krzywych ciśnień kapilarnych. W badaniach tych wykorzystuje się zależność wielkości ciśnienia kapilarnego od wielkości promienia, jego kształtu i sieci połączeń między sobą porów o różnych promieniach. Zastosowany w badaniach ciśnień kapilarnych porozymetr rtęciowy AutoPore IV umożliwia otrzymanie dwóch krzywych kumulacyjnych sporządzanych dla rosnących (krzywa nasiąkania) i malejących ciśnień (krzywa osuszania).

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

Badania współczynnika porowatości

Współczynnik porowatości efektywnej badamy nasycając próbkę cieczą zwilżającą. Znając gęstość cieczy użytej do badania wyliczamy objętość porów otwartych. Jest to metoda nieniszcząca, umożliwia więc zarówno powtórzenie pomiaru jak też i wykonanie na tej samej próbce pozostałych analiz petrofizycznych.

Badania współczynnika przepuszczalności.

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

Współczynnik przepuszczalności liczy się ze wzoru

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

gdzie:

- k - współczynnik przepuszczalności (mD),
- m - lepkość gazu (cPu),
- C - stała zależna od rodzaju użytych jednostek,
- T - temperatura,
- z - współczynnik odchylenia,
- L - długość walca (cm),
- A - przekrój poprzeczny walca (cm),
- P - ciśnienie (at)

Pomiar dla każdej próbki powtarzany jest dla co najmniej 3 różnych ciśnień. Proporcjonalność otrzymanych wyników świadczy o laminarności przepływu. Jeśli otrzymana w trakcie pomiaru prosta k = f(1/p) wykazuje niezaniedbywalne nachylenie, wyliczamy poprawkę na efekt Klinkenberga ze wzoru

$$K_K = K - m \times \frac{1}{P}$$

gdzie:

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

Badania petrograficzne

Próbki do badań petrograficznych pobrano i przygotowano zgodnie z obowiązującymi międzynarodowymi normami: PN – ISO 7404-2: 2005, PN – G – 04501: 1998, PN – 90/G – 04502. 1990.

Analiza stopnia uwęglenia

Oznaczono wskaźnik refleksyjności dla:

- stopnia uwęglenia na podstawie zdolności odbicia światła witrynitu

Pomiary współczynnika stopnia uwęglenia wykonano zgodnie z obowiązującą międzynarodową normą PN – ISO 74045: 2002. Osoba wykonująca pomiary posiada międzynarodową akredytację ICCP (Międzynarodowego Komitetu Petrologii Organicznej i Węgla) Dokonywano pomiarów średniej refleksyjności w świetle niespolaryzowanym dla macerałów z grupy witrynitu (kolotelinitu). Analizy zdolności odbicia światła na witrynicie wykonano przy użyciu mikroskopu AXIPLAN 2 firmy ZEISS, który wyposażono w obiektyw immersyjny o powiększeniu 50 razy.

Badania fizyko-chemiczne

Wilgoć całkowita węgla (W_t) – stanowi sumę wilgoci przemijającej węgla i wilgoci węgla powietrzno-suchego (PN—80/G-04511).

Oznaczenie *dwustopniowe* zawartości wilgoci całkowitej węgla (W_t), możliwe jest po dokonaniu oznaczeń wilgoci przemijającej węgla oraz wilgoci węgla powietrzno-suchego (PN—80/G-04511). Obliczeń dokonuje się korzystając ze wzoru:

$$W_t^r = W_{ex}^r + W_h \frac{100 - W_{ex}^r}{100}$$

gdzie:

- W_t^r - zawartość wilgoci całkowitej w węglu w stanie roboczym, %,
- W_{ex}^r - zawartość wilgoci przemijającej w stanie roboczym, %,
- W_h - zawartość wilgoci w węglu powietrzno-suchym, % (PN—80/G-04511).

Obliczanie *jednostopniowe* zawartości wilgoci całkowitej węgla (W_t) może być przeprowadzone metodą suszarkowa bądź metodą destylacyjną, bez wcześniejszego obliczania zawartości wilgoci przemijającej. Obie metody przebiegają podobnie jak w przypadku oznaczania zawartości wilgoci węgla powietrzno-suchego, z wykorzystaniem tych samych wzorów obliczeniowych (PN—80/G-04511).

Wilgoć w próbce analitycznej węgla (W^a) – jest to wilgoć znajdująca się w próbce analitycznej badanego węgla o uziarnieniu 0,2 mm (PN—80/G-04511).

Oznaczanie wilgoci w próbce analitycznej można dokonać zarówno metodą suszarkowa jak i destylacyjną. Obie metody przebiegają tak samo jak podczas oznaczania zawartości wilgoci w węglu powietrzno-suchym (PN—80/G-04511). W zależności od tego jaką metodą dokonuje się mierzenia wilgoci w próbce analitycznej, stosuje się odpowiednie dla danej metody wzory (PN—80/G-04511).

Wyniki badań

Kopalnia	Pokład	Wyrobiska	Metr bieżący	Rodzaj próby	x	y	z	Porowatość	Przepuszczalność	W^r_t	W^a	Rr
								[%]	[m^2]	[%]	[%]	[%]
Pniówek	404/1	Dowierzchnia B-4	196,4	strop	-50122	-13495	-816	8,17	5,21 E-15* / 2,86 E-15	8,30	1,07	1,11
Pniówek	404/1	Dowierzchnia B-4	196,4	50/50	-50122	-13495	-816	8,23	5,01 E-15* / 2,92 E-15			1,11
Pniówek	404/1	Dowierzchnia B-4	196,4	spąg	-50122	-13495	-816	8,21	2,22 E-15* / 4,03 E-15			1,10
Pniówek	404/4+405/1	Poch.Went.V	85	spąg	-49419	-13487	-960	7,98	4,98 E-15* / 2,02 E-15	9,50	0,91	1,18
Pniówek	404/4+405/1	Poch.Went.V	85	45cm nad spągiem	-49419	-13487	-960	8,05	1,18 E-15* / 3,63 E-15			1,11
Pniówek	405/2	Poch.Went.V	85	strop	-49419	-13487	-960	6,76	9,06 E-15* / 1,00 E-15	13,50	0,45	1,20
Pniówek	405/2	Poch.Went.V	85	50/50	-49419	-13487	-960	6,79	5,12 E-15* / 1,98 E-15			1,23
Pniówek	405/2	Poch.Went.V	85	spąg	-49419	-13487	-960	6,94	2,07 E-15* / 4,02 E-15			1,21
Pniówek	404/1	Chodnik N-8	229,4	strop	-48533	-14226	-930	8,20	4,92 E-15* / 1,98 E-15	8,40	0,92	1,20
Pniówek	404/1	Chodnik N-8	229,4	50/50	-48533	-14226	-930	8,18	2,80 E-15* / 3,99 E-15			1,20
Pniówek	404/1	Chodnik N-8	229,4	spąg	-48533	-14226	-930	8,30	1,19 E-15* / 4,21 E-15			1,15
Pniówek	404/2	Chodnik N-2	1247,2	strop	-48097	-15860	-830	8,55	5,28 E-15* / 1,18 E-15	8,60	1,01	1,14
Pniówek	404/2	Chodnik N-2	1247,2	50/50	-48097	-15860	-830	8,60	2,01 E-15* / 3,63 E-15			1,13
Pniówek	404/2	Chodnik N-2	1247,2	spąg	-48097	-15860	-830	8,63	1,92 E-15* / 3,98 E-15			1,13

Pniówek	403/3	Pochylnia B-4	147,6	strop	-50881	-13347	-789	7,01	8,98 E-15* / 1,13 E-15	11,20	0,41	1,11
Pniówek	403/3	Pochylnia B-4	147,6	50/50	-50881	-13347	-789	7,15	2,18 E-15* / 4,01 E-15			1,11
Pniówek	403/3	Pochylnia B-4	147,6	spąg	-50881	-13347	-789	7,45	1,59 E-15* / 4,44 E-15			1,12
Pniówek	404/2	Chodnik B-7	147,7	strop	-49780	-13343	-893	8,60	6,20 E-15* / 2,01 E-15	8,50	0,96	1,18
Pniówek	404/2	Chodnik B-7	147,7	50/50	-49780	-13343	-893	8,65	3,01 E-15* / 4,18 E-15			1,18
Pniówek	404/2	Chodnik B-7	147,7	spąg	-49780	-13343	-893	8,67	2,00 E-15* / 3,02 E-15			1,16
Pniówek	401/1	Dowierzchnia C-3	76	strop	-48081	-12730	-930	7,89	3,98 E-15* / 2,17 E-15	11,10	0,84	1,09
Pniówek	401/1	Dowierzchnia C-3	76	50/50	-48081	-12730	-930	7,90	1,99 E-15* / 3,21 E-15			1,09
Pniówek	401/1	Dowierzchnia C-3	76	spąg	-48081	-12730	-930	8,02	1,82 E-15* / 3,64 E-15			1,10
Pniówek	403/3	Ściana B-5	550,1	strop	-50436	-13220	-800	6,67	8,82 E-15* / 1,01 E-15	10,70	0,77	1,10
Pniówek	403/3	Ściana B-5	550,1	50/50	-50436	-13220	-800	7,01	3,28 E-15* / 4,12 E-15			1,10
Pniówek	403/3	Ściana B-5	550,1	spąg	-50436	-13220	-800	7,32	1,47 E-15* / 4,34 E-15			1,11
Jas-Mos	502/1	Poch.Went. Ść. 23-C3	170	strop	-21263	-48477	-492	9,99	9,09 E-15* / 1,18 E-15	9,99	1,45	1,20
Jas-Mos	502/1	Poch.Went. Ść. 23-C3	170	50/50	-21263	-48477	-492	9,06	6,13 E-15* / 2,49 E-15			1,20
Jas-Mos	502/1	Poch.Went. Ść. 23-C3	170	spąg	-21263	-48477	-492	9,23	4,12 E-15* / 2,01 E-15			1,19
Jas-Mos	505/2	Chodnik nadścianowy. 26a-W3	120	strop	-19779	-48599	-461	9,13	7,68 E-15* / 3,11 E-15	9,42	0,87	1,21
Jas-Mos	505/2	Chodnik nadścianowy. 26a-W3	120	50/50	-19779	-48599	-461	9,15	3,21 E-15* / 5,12 E-15			1,22

Jas-Mos	505/2	Chodnik nadścianowy. 26a-W3	120	spąg	-19779	-48599	-461	9,33	2,02 E-15* / 3,61 E-15			1,24
Jas-Mos	510/2łd	Ściana 5	125	strop	-22997	-50726	-442	4,96	3,21 E-15* / 2,09 E-15	9,18	0,75	1,31
Jas-Mos	510/2łd	Ściana 5	125	50/50	-22997	-50726	-442	5,41	4,62 E-15* / 1,88 E-15			1,33
Jas-Mos	510/2łd	Ściana 5	125	spąg	-22997	-50726	-442	6,45	6,18 E-15* / 1,02 E-15			1,35
Zofiówka	413/2	Pochylnia E-3		strop	-50095	-18432	-483	7,01	3,12 E-15* / 2,82 E-15	10,90	1,64	1,21
Zofiówka	413/2	Pochylnia E-3		50/50	-50095	-18432	-483	7,66	3,03 E-15* / 2,94 E-15			1,20
Zofiówka	413/2	Pochylnia E-3		spąg	-50095	-18432	-483	7,87	2,99 E-15* / 3,02 E-15			1,20
Zofiówka	405/1łg	Chodnik podścianowy B-3a		strop	-48441	-16192	-605	6,43	8,88 E-16* / 1,98 E-15	9,50	0,61	1,16
Zofiówka	405/1łg	Chodnik podścianowy B-3a		50/50	-48441	-16192	-605	6,56	6,13 E-15* / 2,92 E-15			1,17
Zofiówka	405/1łg	Chodnik podścianowy B-3a		spąg	-48441	-16192	-605	6,79	3,01 E-15* / 4,68 E-15			1,18
Zofiówka	417/1	Ściana C-10		strop	-48325	-18247	-700	8,61	5,12 E-15* / 2,98 E-15	11,20	0,50	1,28
Zofiówka	417/1	Ściana C-10		50/50	-48325	-18247	-700	8,77	5,02 E-15* / 2,99 E-15			1,28
Zofiówka	417/1	Ściana C-10		spąg	-48325	-18247	-700	8,99	3,16 E-15* / 4,02 E-15			1,30
Zofiówka	410	Ściana G-6		spąg	-50476	-17426	-625	6,80	4,92 E-15* / 2,86 E-15	10,80	1,09	1,28
Zofiówka	410	Ściana G-6		55cm nad spągiem	-50476	-17426	-625	6,89	4,50 E-15* / 2,90 E-15			1,26
Zofiówka	502/1	Ściana E-2		strop	-49380	-19213	-460	9,12	8,99 E-16* / 1,46 E-15	9,80	0,54	1,23
Zofiówka	502/1	Ściana E-2		50/50	-49380	-19213	-460	9,15	8,01 E-16* / 1,12 E-15			1,23

Zofiówka	502/1	Ściana E-2		spąg	-49380	-19213	-460	9,44	6,99 E-15* / 1,89 E-15			1,25
Zofiówka	404/4	Ściana F-21		strop	-49851	-15837	-506	7,89	6,42 E-15* / 2,62 E-15	9,00	0,74	1,12
Zofiówka	404/4	Ściana F-21		50/50	-49851	-15837	-506	7,90	3,12 E-15* / 4,18 E-15			1,13
Zofiówka	404/4	Ściana F-21		spąg	-49851	-15837	-506	7,91	2,01 E-15* / 3,62 E-15			1,13
Borynia	405/1łg	Pochylnia A-30	2,2	strop	-44502	-19415	-627	5,75	9,12 E-16* / 1,08 E-15	9,20	0,58	1,16
Borynia	405/1łg	Pochylnia A-30	2,2	50/50	-44502	-19415	-627	5,80	5,62 E-15* / 1,29 E-15			1,17
Borynia	405/1łg	Pochylnia A-30	2,2	spąg	-44502	-19415	-627	5,99	2,13 E-15* / 4,12 E-15			1,17
Borynia	405/1łg	Dowierzchnia F-23	2,7	strop	-47602	-16838	-607	5,87	8,98 E-16* / 1,46 E-15	9,70	0,69	1,17
Borynia	405/1łg	Dowierzchnia F-23	2,7	50/50	-47602	-16838	-607	6,01	6,12 E-15* / 1,92 E-15			1,17
Borynia	405/1łg	Dowierzchnia F-23	2,7	spąg	-47602	-16838	-607	6,12	2,01 E-15* / 3,83 E-15			1,18
Borynia	406/2-3	Ściana F-32	2,8	strop	-46560	-17275	-685	5,14	6,12 E-15* / 1,82 E-15	9,50	0,61	1,16
Borynia	406/2-3	Ściana F-32	2,8	50/50	-46560	-17275	-685	5,43	5,44 E-15* / 2,13 E-15			1,16
Borynia	406/2-3	Ściana F-32	2,8	spąg	-46560	-17275	-685	5,45	1,89 E-15* / 4,18 E-15			1,18
Borynia	406/3	Chodnik B-34	1,8	strop	-45434	-20710	-654	5,65	5,62 E-15* / 2,02 E-15	8,90	0,81	1,17
Borynia	406/3	Chodnik B-34	1,8	50/50	-45434	-20710	-654	5,77	3,49 E-15* / 4,18 E-15			1,18
Borynia	406/3	Chodnik B-34	1,8	spąg	-45434	-20710	-654	5,93	1,22 E-15* / 4,92 E-15			1,19
Borynia	502/1	Chodnik C-32a	3,5	strop	-46995	-19243	-553,5	9,02	7,06 E-15* / 2,61 E-15	10,20	2,10	1,20

Borynia	502/1	Chodnik C-32a	3,5	50/50	-46995	-19243	-553,5	9,11	6,42 E-15* / 3,13 E-15			1,20
Borynia	502/1	Chodnik C-32a	3,5	spąg	-46995	-19243	-553,5	9,34	4,18 E-15* / 2,22 E-15			1,21
Borynia	404/1łg+łg	Chodnik E-20a	2,3	strop	-46298	-17543	-491,5	8,19	4,53 E-15* / 1,16 E-15	9,60	0,98	1,09
Borynia	404/1łg+łg	Chodnik E-20a	2,3	50/50	-46298	-17543	-491,5	8,28	2,62 E-15* / 3,19 E-15			1,10
Borynia	404/1łg+łg	Chodnik E-20a	2,3	spąg	-46298	-17543	-491,5	8,30	1,09 E-15* / 4,27 E-15			1,10
Borynia	404/1łg+łg	Chodnik E-20b	2,9	strop	-46107	-17225	-575	8,34	4,12 E-15* / 1,77 E-15	10,20	0,72	1,08
Borynia	404/1łg+łg	Chodnik E-20b	2,9	50/50	-46107	-17225	-575	8,33	2,62 E-15* / 3,18 E-15			1,10 %
Borynia	404/1łg+łg	Chodnik E-20b	2,9	spąg	-46107	-17225	-575	8,35	1,16 E-15* / 4,64 E-15			1,10 %
Borynia	415/4	Ściana C-22	2	strop	-46850	-18935	-501,5	5,98	3,82 E-15* / 4,12 E-15	12,11	1,05	1,23
Borynia	415/4	Ściana C-22	2	50/50	-46850	-18935	-501,5	5,90	3,47 E-15* / 4,77 E-15			1,25
Borynia	415/4	Ściana C-22	2	spąg	-46850	-18935	-501,5	6,07	2,62 E-15* / 3,16 E-15			1,28
Borynia	407/1-2	Chodnik B-31a	2,5	strop	-45635	-19988	-650	6,02	6,66 E-15* / 2,99 E-15	9,30	0,57	1,16
Borynia	407/1-2	Chodnik B-31a	2,5	50/50	-45635	-19988	-650	6,12	5,02 E-15* / 1,13 E-15			1,17
Borynia	407/1-2	Chodnik B-31a	2,5	spąg	-45635	-19988	-650	6,39	3,12 E-15* / 5,16 E-15			1,18

*przepuszczalność równoległa do uwarstwienia

przepuszczalność prostopadła do uwarstwienia

Wtr - zawartość wilgoci w stanie roboczym

Wa - zawartość wilgoci w stanie analitycznym

Rr - refleksyjność witrynitu

Opracowanie szczegółowych statycznych modeli ośrodka geologicznego składowiska (w pokładach węgla GZW) (GIG oraz PIG-PIB)

(Jarosław Chećko, Magdalena Głogowska, Tomasz Urych, Robert Warzecha)

(Janusz Jureczka, Jan Kwarciński)

W poprzednim etapie prac prowadzonych w ramach realizacji II Segmentu dla rejonu GZW/otoczenie została przeprowadzona analiza całego obszaru GZW pod względem możliwości składowania CO_2 w pokładach węgla (**1.1.14**). Ze względu na jego budowę geologiczną, odległość od czynnych kopalń węgla kamiennego oraz brak zwartej zabudowy do dalszych prac został wybrany obszar centralny i południowy GZW. W dalszej kolejności w obrębie regionu centralnego i południowego wyznaczono trzy rejony i poddano je szczegółowiej analizie pod względem geologii, węglozasobności, podstawowych parametrów chemiczno-technologicznych węgla i metanonośności. Spośród tych trzech rejonów najlepiej głębokimi wierceniami został rozpoznany rejon Pawłowice-Mizerów.

Na obecnym etapie prac, przewidzianym na I półrocze 2011 roku, opracowano statyczny model parametryczny dla wytypowanych pokładów węgla kamiennego w rejonie Pawłowice-Mizerów. Obszar ten został wybrany jako potencjalny rejon perspektywiczny do składowania CO_2 w pokładach węgla.

Prezentowany model wykonano w Głównym Instytucie Górnictwa przy wykorzystaniu oprogramowania *Petrel* firmy *Schlumberger*.

W opracowanym modelu przedstawiono zaleganie wytypowanych pokładów węgla wraz z uwzględnieniem występowania uskoków. Ponadto oszacowano rozkład podstawowych parametrów jakościowych węgla, a także rozkład metanonośności. Na podstawie danych otworowych wykonano model litologiczny całej struktury zbiornikowej.

Model ten stanowi podstawę do konstrukcji modelu dynamicznego obejmującego symulacje procesu zatłaczania dwutlenku węgla do pokładów węgla.

Lokalizacja modelowanego obszaru

Poniżej przedstawiono kontur modelowanego obszaru wraz z rozmieszczeniem otworów wiertniczych, z których dane zostały wykorzystane do budowy modelu statycznego. Wykorzystano łącznie dokumentacje otworowe z 39 otworów wiertniczych (**Fig. 1.1.15_255**).

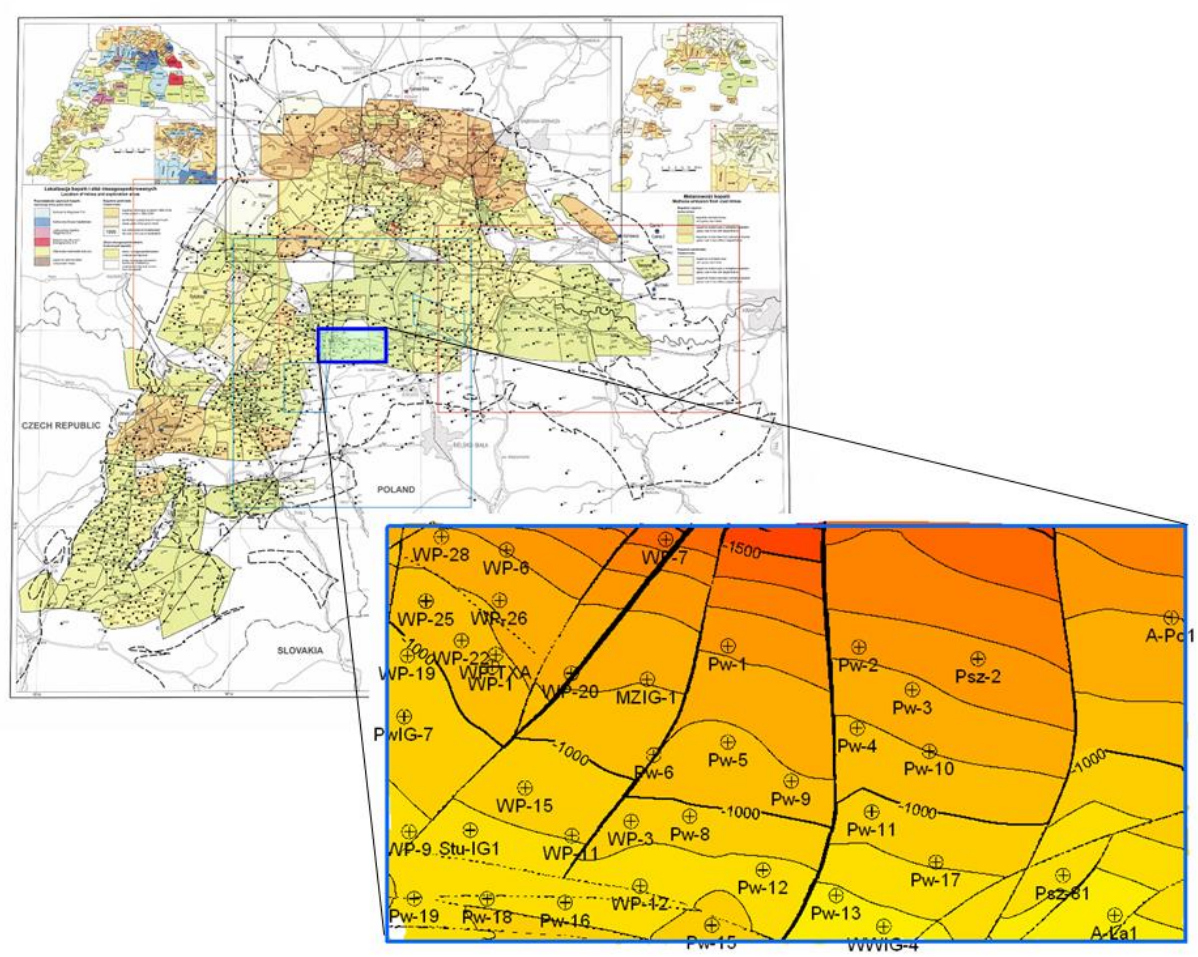


Fig. 1.1.15_255 Lokalizacja modelowanego obszaru na tle mapy zagospodarowania górniczego (Jureczka i in., 2005) oraz lokalizacja wierceń w wytypowanym rejonie

Wytypowany obszar zlokalizowany jest w rejonie następujących udokumentowanych złóż nie zagospodarowanych:

- Pawłowice 1 (projektowany obszar górniczy-KWK Pniówek Złoże Pawłowice),
- Pawłowice-rej.
- Kobiór-Pszczyna
- Warszowice-Pawłowice Północ
- Studzionki-Mizerów.

Najbliżej położone obszary górnicze to KWK „Pniówek” na zachodzie, KWK „Krupiński” na północy oraz KWK „Silesia” na południowym wschodzie (**Fig. 1.1.15_256**).

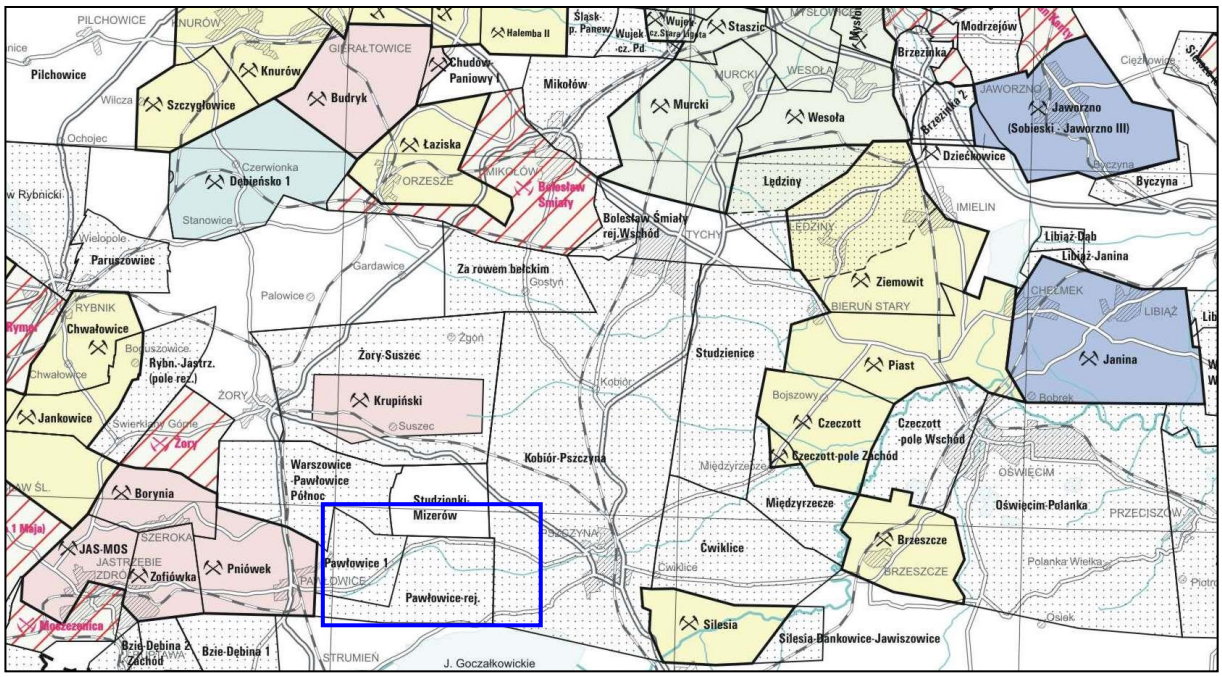


Fig. 1.1.15_256 Lokalizacja modelowanego obszaru na fragmencie mapy rozmieszczenia złóż węgla kamiennego GZW (wg PIG 2009, uzupełnione)

Struktura modelu numerycznego

Model strukturalny w rejonie Pawłowice-Mizerów opracowano w oparciu o mapy spągów pokładów 405 i 510 wykonane przez PIG-PIB OG oraz przy wykorzystaniu map innych powierzchni strukturalnych opracowanych w GIG w ramach realizacji II Segmentu dla rejonu GZW/otoczenie.

Powierzchnia modelowanego obszaru wynosi 68,7 km^2. Jest to prostokątny obszar o wymiarach 11,56 x 6,1 km obejmujący swym zasięgiem przedział głębokościowy wynoszący 1,36 km. Ze względu na stosunkowo niewielką powierzchnię modelowanego obszaru zastosowano horyzontalną rozdzielczość siatki interpolacyjnej o wartości 50 x 50 m. W efekcie powstał model składający się z 250 560 komórek, 9 warstw i 17 bloków (**Fig. 1.1.15_257**).

Przedział głębokościowy modelu jest następujący:

- od rzędnej -660 m n.p.m. (głęb. ok. 930 m);
- do rzędnej -2021 m n.p.m. (głęb. ok. 2290 m).

Ponadto do modelu wprowadzono dodatkowe powierzchnie strukturalne jak np. strop karbonu produktywnego czy powierzchnia terenu.

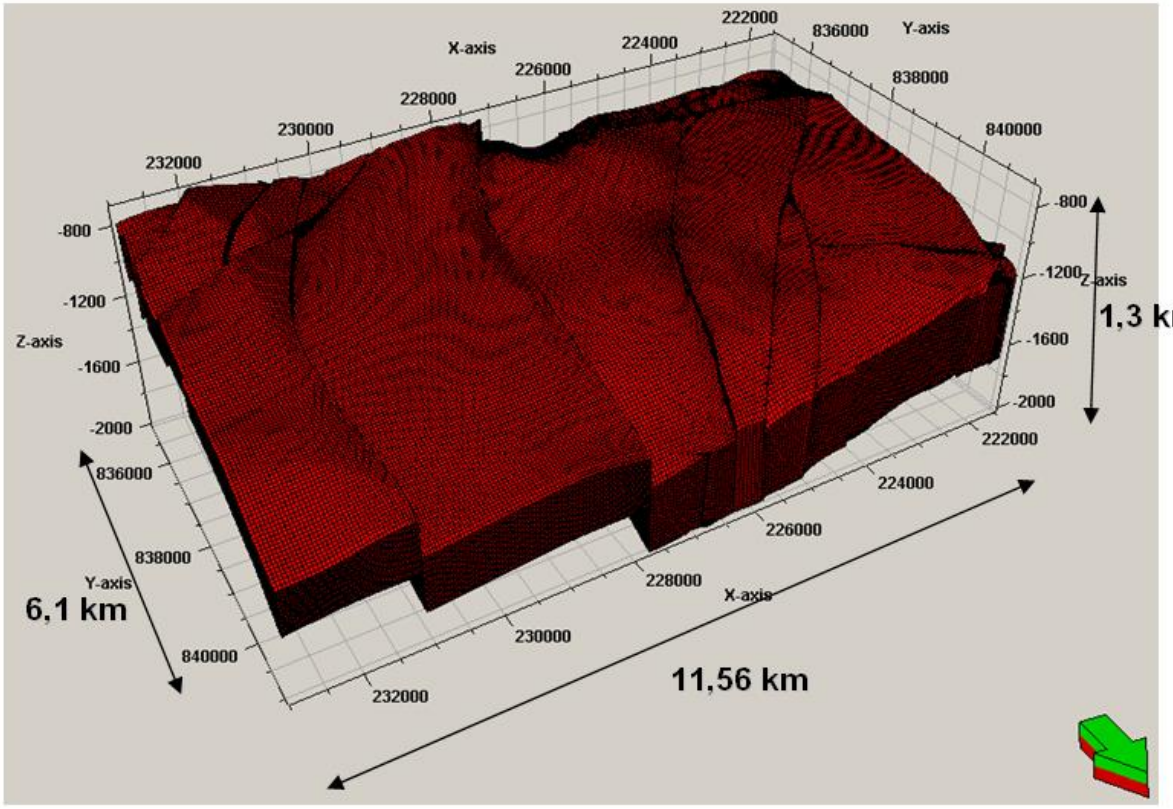


Fig. 1.1.15_257 Struktura modelu numerycznego

Model uskokowy w rejonie Pawłowice - Mizerów

W opracowanym modelu 3D utwory węglonośne karbonu produktywnego wykazują dość znaczne zaangażowanie tektoniczne. Omawiany obszar charakteryzuje się występowaniem dyslokacji nieciągłych o charakterze uskoków tektonicznych. W modelu występuje 18 uskoków zrzutowych normalnych o zróżnicowanych wielkościach zrzutu do około 300 m. Ogólne kierunki przebiegów tych uskoków także wykazują dużą zmienność, ale dominuje kierunek NE-SW. Płaszczyzny uskoków są przeważnie pionowe lub zapadają w kierunku N-W. Zdecydowaną większość uskoków (ok. 96%).stanowią uskoki listryczne, czyli uskoki o zmiennym kącie upadu. Nieciągłości te dzielą model na 17 bloków (**Fig. 1.1.15_258**).

Uskoki w tym rejonie obejmują jedynie utwory węglonośne (bez kompleksu osadów trzeciorzędu i czwartorzędu) – **Fig. 1.1.15_259**.

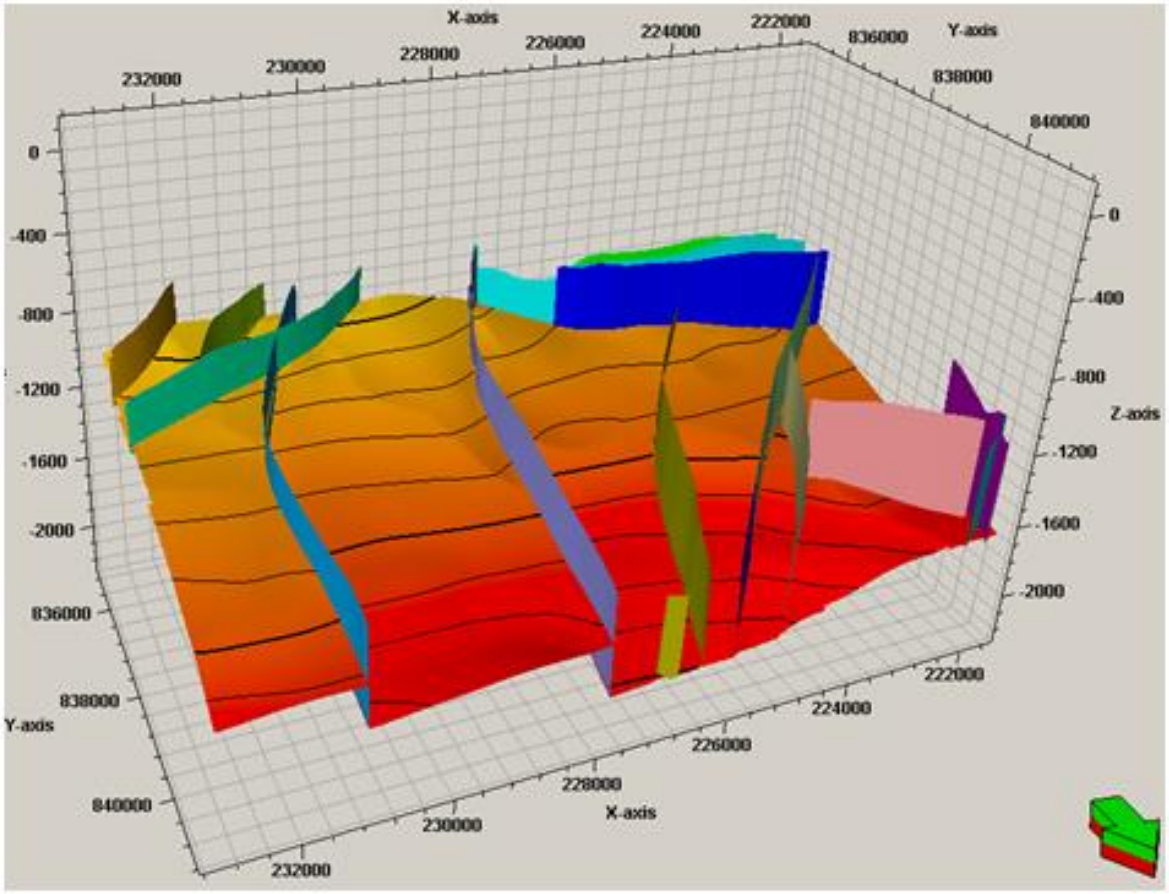


Fig. 1.1.15_258 Model uskokowy na tle mapy strukturalnej spągu pokładu 510

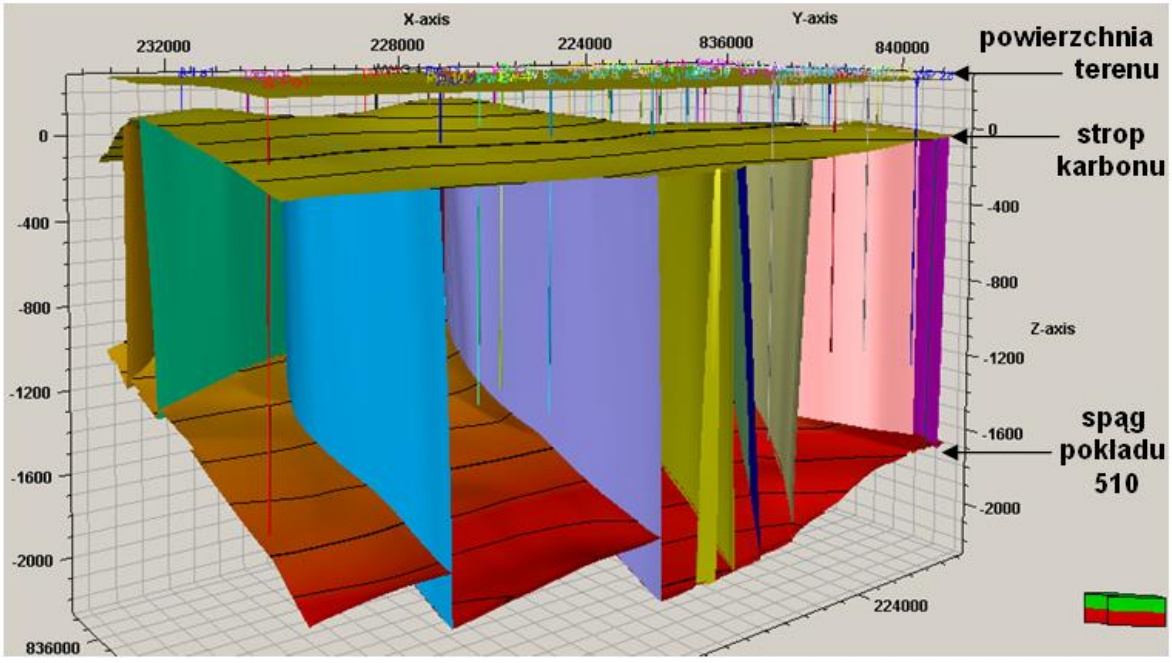


Fig. 1.1.15_259 Model uskokowy w całej strukturze zbiornikowej wraz z nadkładem

Zaleganie wytypowanych pokładów węgla

Pokład 405 należy do warstw załęskich serii mułowcowej, natomiast pokład 510 zaliczamy do warstw siodłowych górnośląskiej serii piaskowcowej.

Pokłady 405 i 510 usytuowane są w modelowanym obszarze na głębokości poniżej 967 m. Największa głębokość, jaką osiąga spąg pokładu 510 w tym rejonie to ok. 2276 m. Miąższość pokładu 405 zawiera się w przedziale od 1,3 m do 5,6 m. Natomiast miąższość pokładu 510 charakteryzuje się w tym rejonie zmiennością w przedziale od 2,5 m do10,5 m. Powyższe parametry zebrano w tabeli **1.1.15_52**.

Tab. 1.1.15_52 Parametry zalegania pokładów 405 i 510

Pokład	Miąższość [m]	Głębokość zalegania [m]
405	1,30 – 5,60	967 – 1882
510	2,50 – 10,50	1191 – 2276

Rozciągłość pokładów węgla w tym rejonie zbliżona jest do kierunku E-W, a pokłady zapadają w kierunku północnym (**Fig. 1.1.15_260**). Występujące tu uskoki dzielą model na 17 bloków, z których największy ma powierzchnię około 19 km^2 (blok ograniczony uskokami o zrzutach do 300 m).

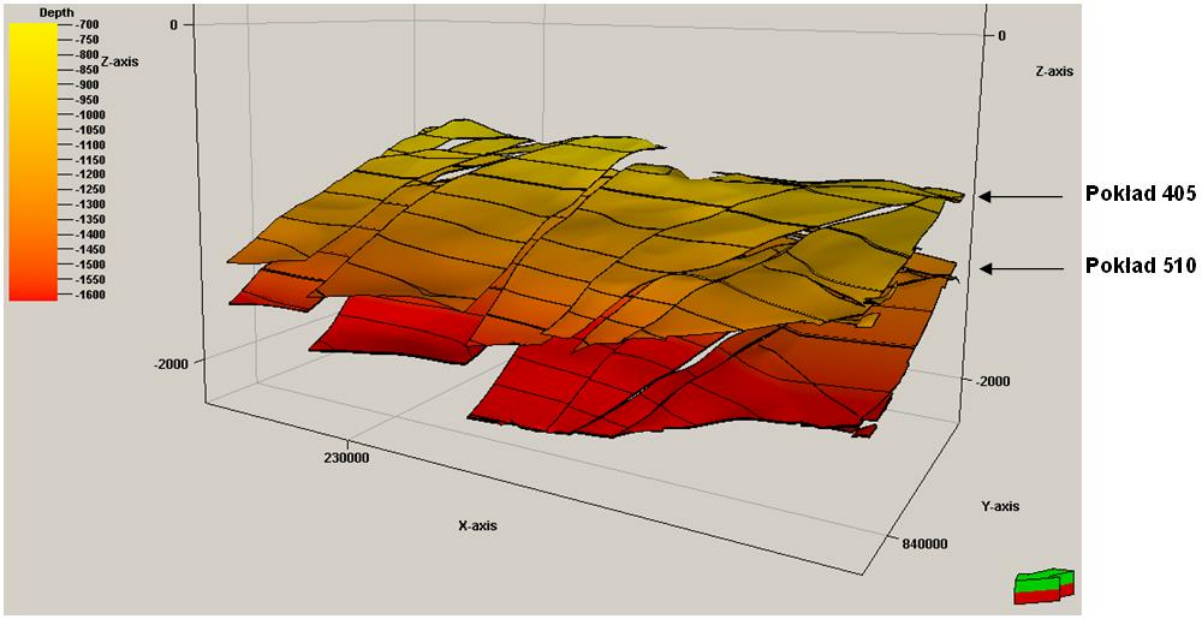


Fig. 1.1.15_260 Model zalegania pokładów 405 i 510

Pokład 405 został nawiercony w tym rejonie w 34 otworach, natomiast dane dotyczące pokładu 510 uzyskano z dokumentacji 15-tu otworów wiertniczych. Z pięciu otworów, które nie dowiercają do pokładu 405 wykorzystano jedynie informacje dotyczące litologii nadkładu. Zestawienie wykorzystanych dokumentacji otworowych przedstawiono w tabeli **1.1.15_53**.

Tab. 1.1.15_53 Zestawienie otworów wiertniczych wykorzystanych do budowy modelu

Lp.	Nazwa otworu	nawierca pokład 405	nawierca pokład 510
1	MzIG-1		
2	Psz-2		
3	Pw-1		
4	Pw-15		
5	Pw-16		
6	Pw-2		
7	Pw-3		
8	Pw-4		
9	Pw-5		
10	Pw-6		
11	Pw-8		
12	Pw-9		
13	PwIG-7		
14	WP-1		
15	WP-11		
16	WP-12		
17	WP-15		
18	WP-19		
19	WP-20		
20	WP-22		

21	WP-25		
22	WP-26		
23	WP-28		
24	WP-3		
25	WP-6		
26	WP-7		
27	WP-TXA		
28	Pw-11		
29	Pw-17		
30	StuIG-1		
31	Pw-19		
32	A-La1		
33	A-Po1		
34	Pw-12		
35	Pw-10		
36	Pw-13		
37	Pw-18		
38	Psz-81		
39	WWIG-4		
Razem:	**39**	**34**	**15**

Model litologiczny w rejonie Pawłowice - Mizerów

Do budowy modelu litologicznego wykorzystano informacje zawarte w kartach otworowych dotyczące typu litologicznego przewierconych skał od głębokości ok. 1000 m do głębokości poniżej spągu pokładu 510.

Podstawowy materiał wejściowy wykorzystany do budowy modelu litologicznego warstw dębowieckich obejmował w sumie dane litologiczne z 39 otworów wiertniczych. Poszczególnym typom litologii, przed wprowadzeniem do modelu, zostały przyporządkowane odpowiednie kody liczbowe (**Tab. 1.1.15_54**).

Tab. 1.1.15_54 Zestawienie wydzieleń litologicznych kodowanych do postaci liczbowej

Code	Name	Color
0	Węgiel kamienny	
1	Iłowiec	
2	Piaskowiec	
3	Łupek węglowy	
4	Łupek piaszczysty	
5	Mułowiec	
6	Zlepieniec	
7	Łupek ilasty	

Otrzymane w ten sposób wyniki interpretacji otworowych w postaci dyskretnej poddano procesowi uśredniania (*Scale up well logs*). Dla danych litologicznych zastosowano statystyczny algorytm *Most of*, który przypisuje danemu interwałowi najliczniej reprezentowany typ litologiczny w tym interwale uśredniania.

Podczas konstrukcji modelu litologicznego w rejonie Pawłowice - Mizerów zastosowano sekwencyjny algorytm wskaźnikowy o nazwie *Sequential Indicator Simulation* należący do grupy algorytmów stochastycznych. Zastosowanie tej metodyki wynikało głównie z ilości dostępnych danych.

W efekcie powstał model litologiczny, w którym udział węgla kamiennego wynosi 30,64 %.Ogólne wyniki modelowania litologii w rejonie Pawłowice - Mizerów przedstawiono w tabeli **1.1.15_55** oraz na **Fig. 1.1.15_261**.

Tab. 1.1.15_55 Zestawienie wyników modelowania litologicznego

Typ litologii	Udział procentowy [%]
Węgiel kamienny	30.64
Iłowiec	43.53
Piaskowiec	13.30
Mułowiec	12.51
Zlepieniec	0.04

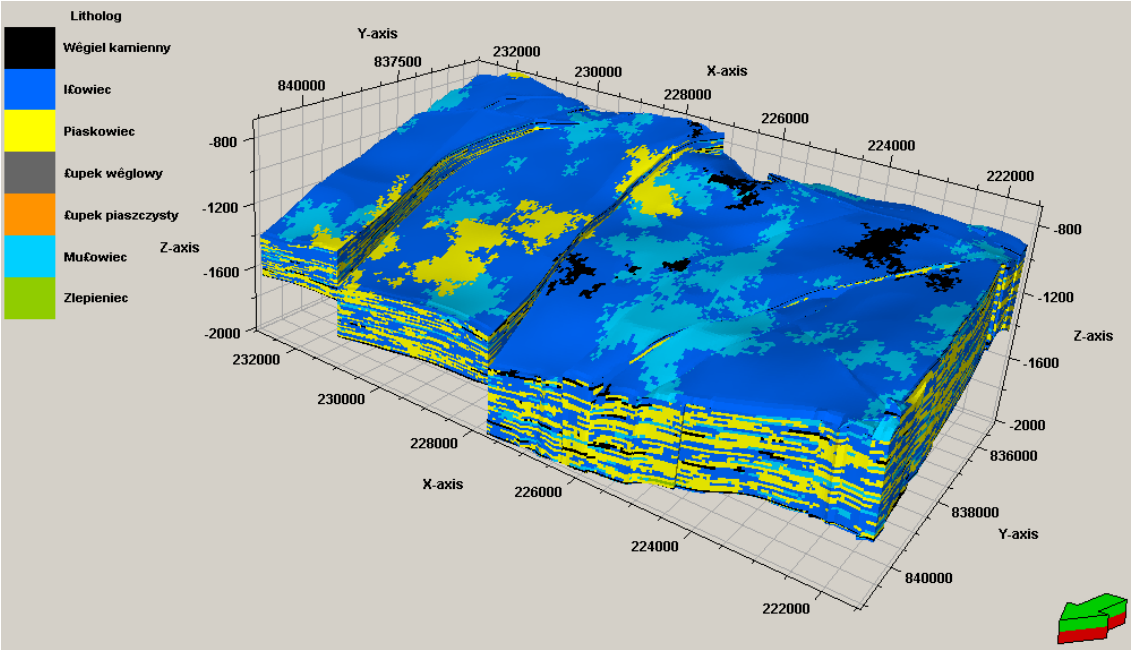


Fig. 1.1.15_261 Przestrzenny model litologiczny

Strukturę zbiornikową w technologii ECBM tworzą pokłady węgla wraz ze skałami uszczelniającymi. Dwutlenek węgla jest zatłaczany do pokładu węgla pod wysokim ciśnieniem. Zarówno w pokładach węgla jak i w utworach nadkładu występują naturalne spękania. Skład litologiczny nadkładu jak również występowanie spękań mają wpływ na szczelność struktury zbiornikowej.

W konstruowanym modelu poddano szczegółowej analizie pokłady 405 i 510 wraz z uszczelnieniem. Zilustrowano to na Rysunku 8. Na tym przekroju zaznacza się wyraźnie dominujący udział utworów iłowcowych i mułowcowych w warstwach uszczelnienia pokładu 405. Natomiast w utworach zalegających bezpośrednio w stropie i spągu pokładu 510 obserwuje się już większy udział piaskowca – nawet do ok. 30%. Dokładniejsze dane dotyczące składu litologicznego struktury zbiornikowej przedstawiono na schematycznych **Fig. 1.1.15_262**, **1.1.15_263** oraz na **Fig. 1.1.15_264**.

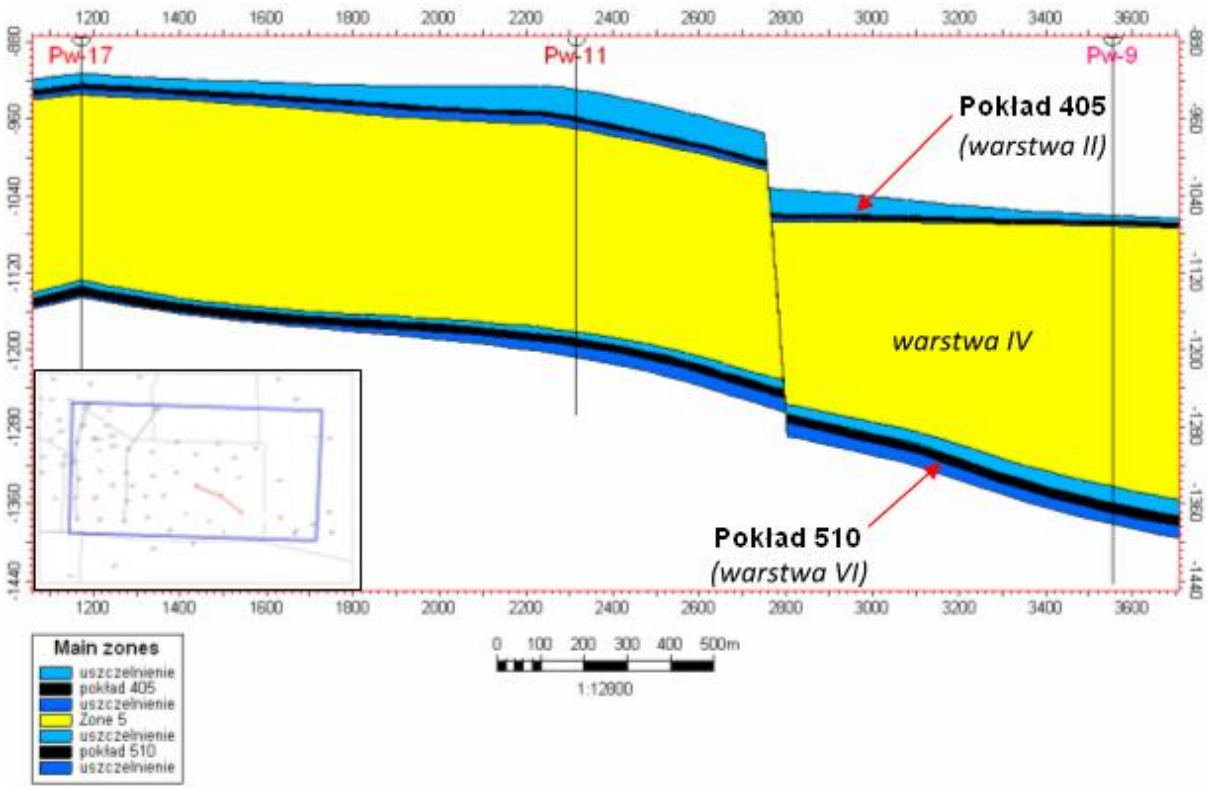


Fig. 1.1.15_262 Poszczególne warstwy struktury zbiornikowej

***warstwa I* - uszczelnienie (iłowiec-70%, mułowiec-20%)**
***warstwa II* – pokład 405 – miąższość: 1,30 – 5,60 m**
***warstwa III* - uszczelnienie (iłowiec-79%, mułowiec-13%)**
warstwa IV
(iłowiec-45%, piaskowiec-42%, mułowiec-9%)
***warstwa V* - uszczelnienie (iłowiec-31%, piaskowiec-30%, mułowiec-20%)**
***warstwa VI* –pokład 510 – miąższość: 2,50 – 10,50 m**
***warstwa VII* – uszczelnienie (iłowiec-51%, mułowiec-29%, piaskowiec-16%)**

Fig. 1.1.15_263 Schematyczne przedstawienie składu litologicznego struktury zbiornikowej

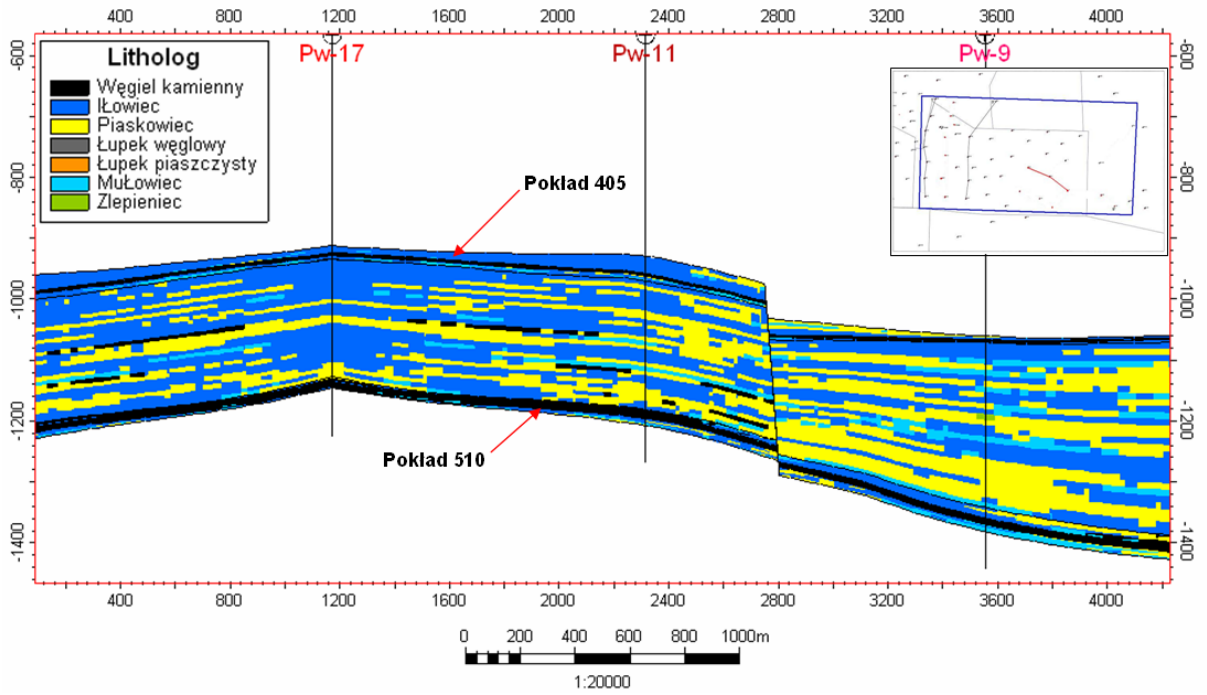


Fig. 1.1.15_264 Przekrój przez model litologiczny

Modelowanie parametrów jakościowych pokładów węgla

Na etapie modelowania parametrów jakościowych pokładów węgla analizowano zawartość i rozkład następujących parametrów węgla w pokładach 405 i 510:

- zawartość wilgoci,

- zawartość popiołu,

- zawartość części lotnych,

- zdolność spiekania,

- wskaźnik wolnego wydymania,

- gęstość właściwa,

Podstawowy materiał wejściowy wykorzystany do budowy tych modeli obejmował laboratoryjne badania próbek z rdzeni otworów wiertniczych. Wykorzystano 37 danych punktowych z pokładu 405 oraz 14 danych punktowych z pokładu 510.

W procesie modelowania zmienności parametrów jakościowych węgla zastosowano stochastyczny algorytm sekwencyjny *Sequential Gaussian Simulation*. Modelowanie przeprowadzono oddzielnie dla poszczególnych sekwencji tzn. osobno w pokładzie 405 i 510.

Poniżej przedstawiono wyniki modelowania najbardziej istotnych dla technologii ECBM parametrów jakościowych węgla tzn. zawartość wilgoci, popiołu i części lotnych.

Zawartość wilgoci

Istotnym czynnikiem wpływającym na efektywny przebieg procesu adsorpcji gazów na węglu jest zawartość wilgoci. Wielkość adsorpcji gazu jest odwrotnie proporcjonalna do zawartości wilgoci w węglu. Wiąże się to ściśle z częściowym wypełnieniem przestrzeni mikroporowej przez wodę lub też ze zjawiskiem pęcznienia węgla spowodowanego wilgocią. Według Mavora (Mavor i in., 1990) oraz Krossa (Kross i in., 2002) zawartość wilgoci w węglu ma tak znaczny wpływ na przebieg procesu adsorpcji, że nawet 1% wilgoci może zmniejszyć adsorpcję węgla aż do 65%. Wyniki analiz węgli holenderskich oraz polskich (kopalnie Silesia i Brzeszcze) potwierdzają, że obecność wilgoci znacznie zmniejsza adsorpcję CO_2, mając przy tym jednak mniejszy wpływ na adsorpcję metanu (Busch i in., 2006).

W opracowanym modelu dla rejonu Pawłowice - Mizerów zawartość wilgoci w węglu w pokładzie 405 zawiera się w przedziale od 0,3% do 2,0%. Natomiast pokład 510 charakteryzuje się w tym rejonie zmiennością zawartości wilgoci w przedziale od 0,25% do 1,02%. Powyższe parametry zebrano w **Tab. 1.1.15_56**. Natomiast wyniki modelowania zawartości wilgoci w pokładach węgla przedstawiono na **Fig. 1.1.15_265** i **Fig. 1.1.15_266**.

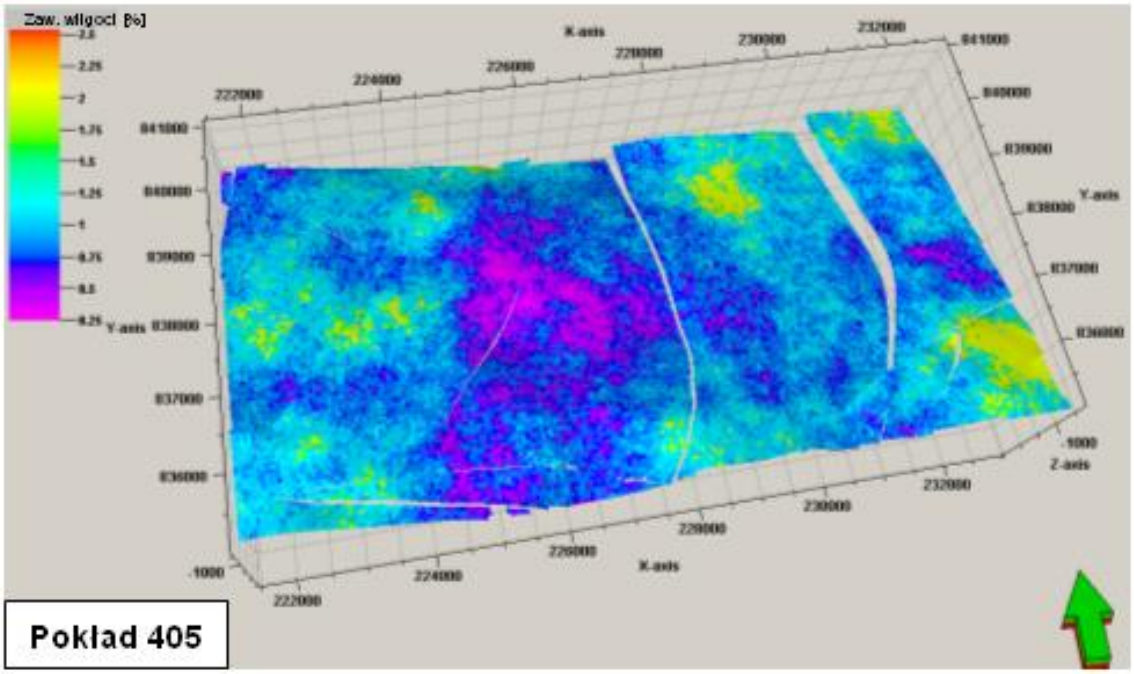


Fig. 1.1.15_265 Rozkład zawartości wilgoci w pokładzie 405

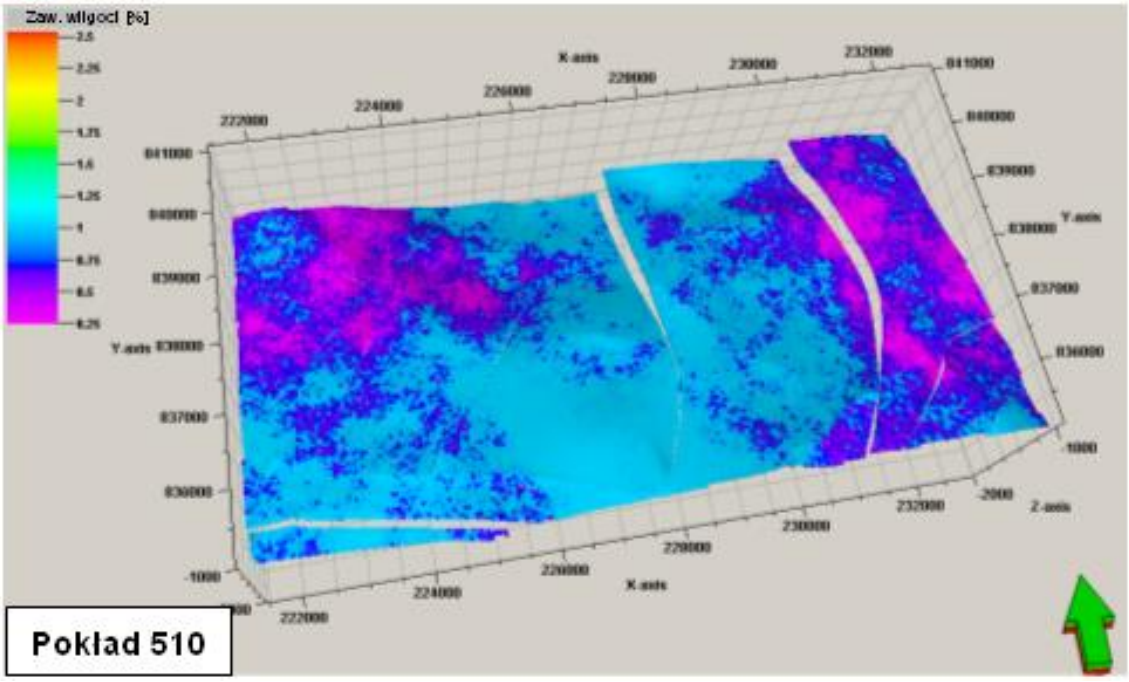


Fig. 1.1.15_266 Rozkład zawartości wilgoci w pokładzie 510

Tab. 1.1.15_56 Zawartość wilgoci w pokładach 405 i 510

Pokład	Zawartość wilgoci [%]		
	min	max	średnia
405	0,30	2,00	0,90
510	0,25	1,02	0,79

Zawartość popiołu

Zawartość popiołu, która określa ilość substancji mineralnej w węglu, odpowiada w znacznym stopniu za właściwości sorpcyjne węgla. Im wyższa zawartość substancji mineralnej, tym mniejsza sorpcyjność węgla. W związku z tym izotermy sorpcji dla węgla podawane są zazwyczaj dla stanu suchego i bezpopiołowego, a więc dla czystej substancji węglowej (Lutyński, 2008).

Zawartość popiołu w modelowanych pokładach węgla w rejonie Pawłowice – Mizerów zebrano w **Tab. 1.1.15_57**. Rozkład przestrzenny tego parametru przedstawiono na **Fig. 1.1.15_267**i **Fig. 1.1.15_268.**

Tab. 1.1.15_57 Zawartość popiołu w pokładach 405 i 510

Pokład	Zawartość popiołu [%]		
	min	max	śr.
405	2,63	33,68	10,11
510	3,49	13,76	6,15

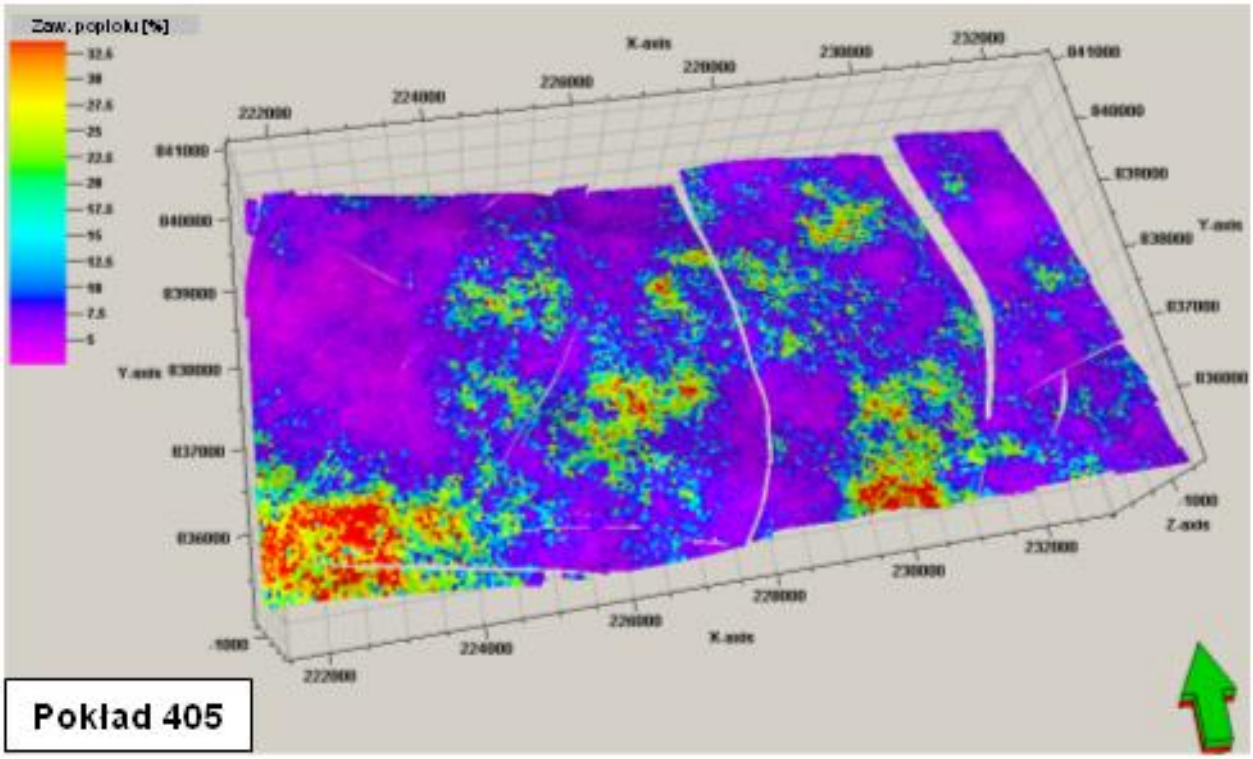


Fig. 1.1.15_267 Rozkład zawartości popiołu w pokładzie 405

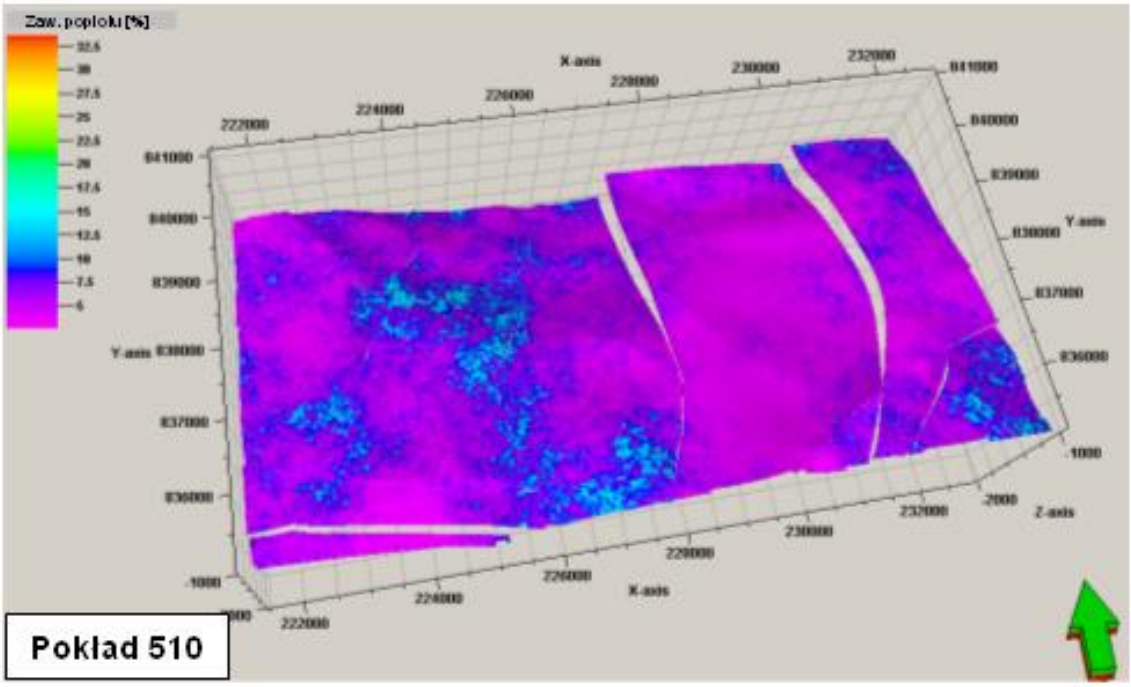


Fig. 1.1.15_268 Rozkład zawartości popiołu w pokładzie 510

Zawartość części lotnych

Zawartość części lotnych w modelowanych pokładach węgla zawiera się w przedziale wartości od 16,04 do 31,39% (**Tab. 1.1.15_58**). Rozkład przestrzenny tego parametru przedstawiono na **Fig. 1.1.15_269** i **Fig. 1.1.15_270**.

Tab. 1.1.15_58 Zawartość popiołu w pokładach 405 i 510

Pokład	Zawartość części lotnych [%]		
	min	max	średnia
405	21,60	31,39	27,05
510	16,04	30,25	20,25

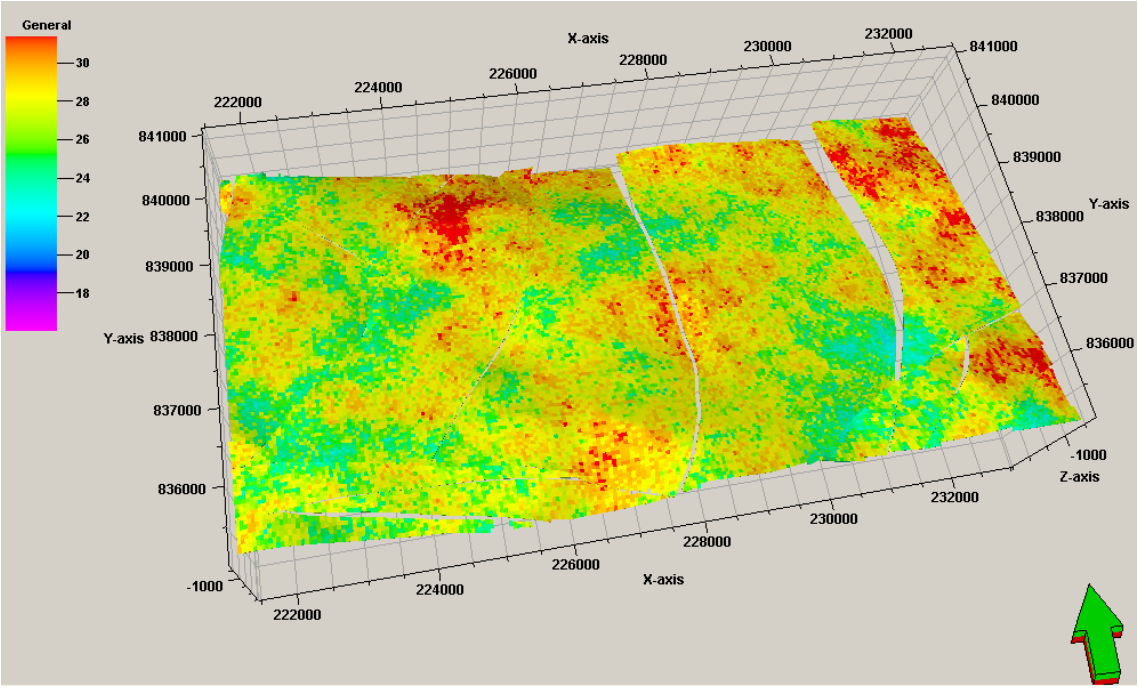


Fig. 1.1.15_269 Rozkład zawartości części lotnych w pokładzie 405

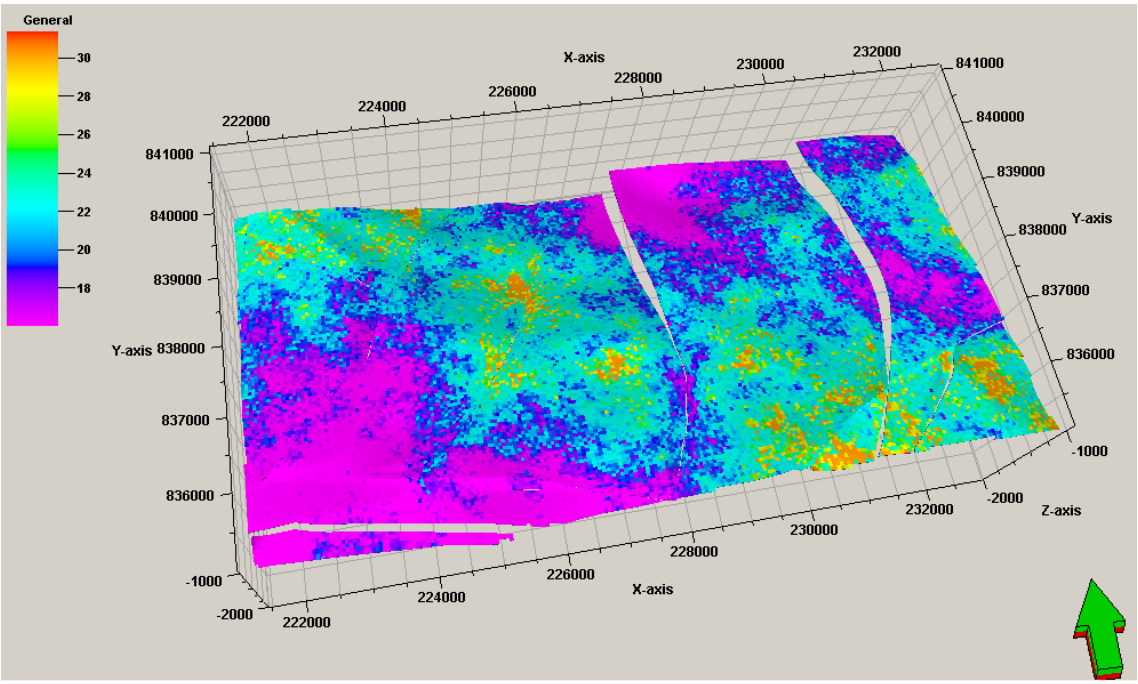


Fig. 1.1.15_270 Rozkład zawartości części lotnych w pokładzie 510

Zawartość metanu i rozkład metanonośności pokładów węgla

Metan występujący w obrębie górotworu górnokarbońskiego jest genetycznie związany z węglem. W złożach węgla kamiennego metan może występować w formie metanu sorbowanego (związanego fizyko-chemicznie z substancją węglową) lub też jako metan wolny, który wypełnia pory i szczeliny w pokładzie węgla lub w skale płonnej, szczeliny uskokowe itp.

Występowanie metanu wolnego w skałach płonnych zależy od ich porowatości, stopnia nasycenia porów gazem i ciśnienia złożowego. Ilość metanu sorbowanego w węglu uzależniona jest głównie od własności sorpcyjnych węgla, a także od temperatury i ciśnienia złożowego. Akumulacji metanu w pokładzie sprzyja wzrost stopnia uwęglenia i wzrost ciśnienia, przy równoczesnym spadku wilgotności i temperatury węgla. Metan w złożach węgla kamiennego występuje głównie jako metan sorbowany.

W opracowanym modelu dla rejonu Pawłowice - Mizerów zawartość metanu w wytypowanych pokładach węgla zawiera się w przedziale od 2,54 do 10,14 m^3 CH_4/t csw. Szczegółowe dane dotyczące metanonośności pokładów 405 i 510, a więc objętościowej ilości metanu pochodzenia naturalnego zawartej w jednostce wagowej w głębi calizny węglowej, zebrano w **Tab. 1.1.15_59**. Ponadto wyniki modelowania zawartości metanu i rozkładu metanonośności w pokładach węgla przedstawiono na **Fig. 1.1.15_271** i **Fig. 1.1.15_272**.

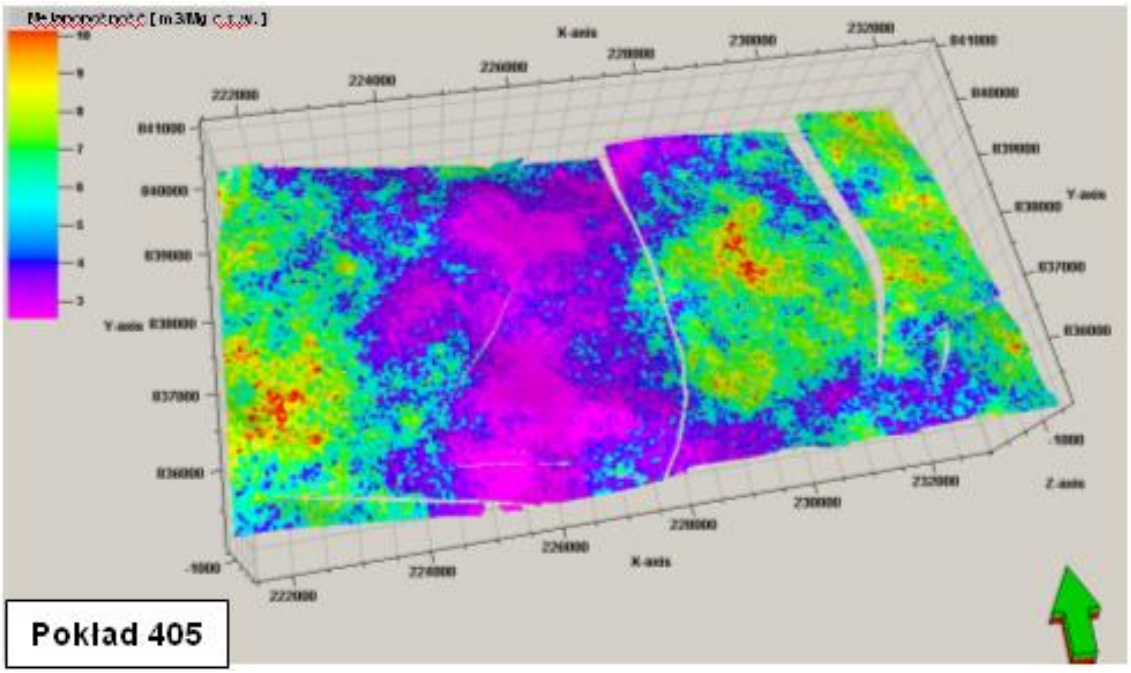


Fig. 1.1.15_271 Rozkład metanonośności pokładu 405

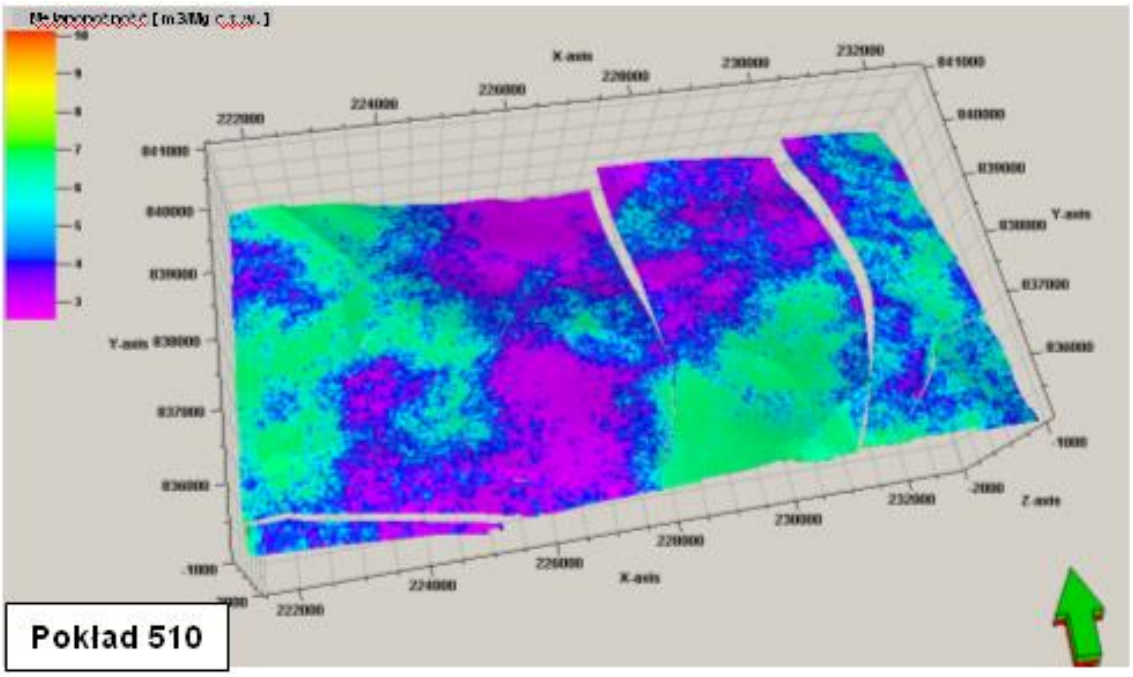


Fig. 1.1.15_272 Rozkład metanonośności pokładu 510

Tab. 1.1.15_59 Zawartość metanu w pokładach 405 i 510

Pokład	Metanonośność [m^3/t csw]		
	min	max	śr.
405	2,54	10,14	5,36
510	2,98	6,76	4,78

Podstawowy skład petrograficzny węgla

Skład petrograficzny węgla znacznie wpływa na właściwości sorpcyjne węgli. Powszechnie uważa się, że adsorpcja zarówno metanu, jak i dwutlenku węgla jest znacznie większa dla węgli posiadających przewagę macerałów z grupy witrynitu (Lamberson, Bustin, 1993; Mastalerz i in., 2004).Ponadto istnieje pogląd, według którego preferencyjna sorpcja metanu występuje w węglach o znacznej zawartości macerałów z grupy witrynitu, natomiast węgle o wysokiej zawartości inertynitu lepiej sorbują dwutlenek węgla (Ryan, Lane, 2002; Unsworth i in, 1989).Podobny trend stwierdzono po przeprowadzonych badaniach dla węgli pochodzących z kopalni Silesia, gdzie zawartość macerałów z grupy inertynitu była wysoka powodując znaczną adsorpcję dwutlenku węgla (Busch i in., 2006).

Modelowany w tym zadaniu obszar graniczy od zachodu z czynnymi kopalniami węgla kamiennego należącymi do Jastrzębskiej Spółki Węglowej (**Fig. 1.1.15_273**). Analizy próbek węgla z kopalni Pniówek oraz Zofiówka wykazały, że węgle z tego rejonu charakteryzują się znaczną przewagą macerałów z grupy witrynitu, a stwierdzona porowatość węgli nieznacznie przekracza 3 % (Zarębska, Dudzińska, 2008). Szczegółowe wyniki tych analiz zebrano w **Tab. 1.1.15_60**.

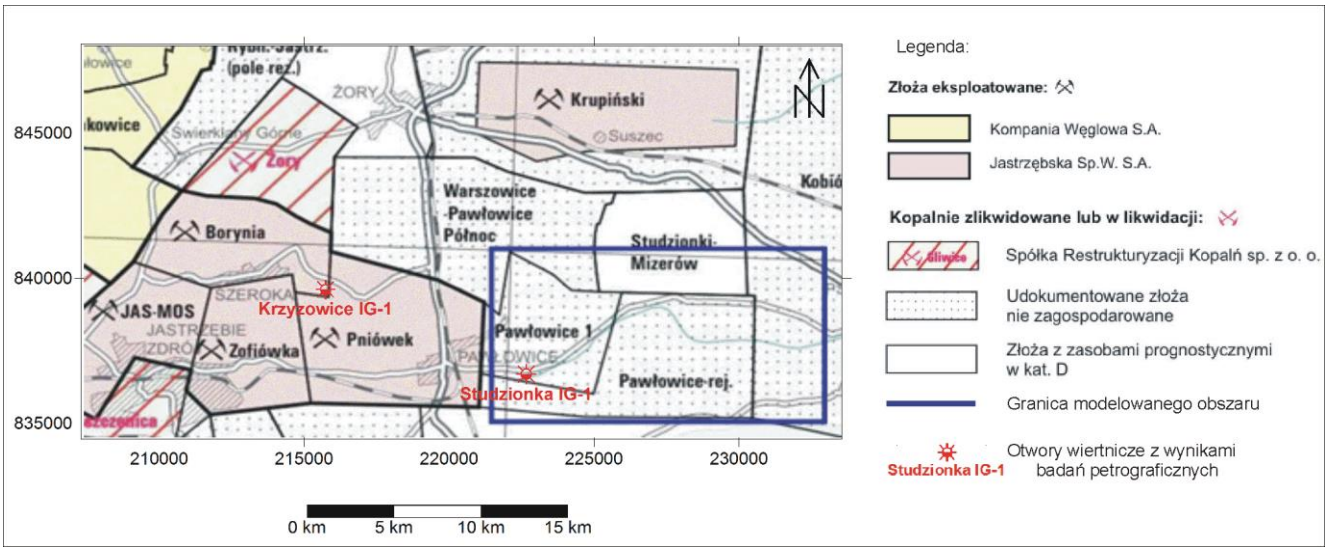


Fig. 1.1.15_273 Lokalizacja obszarów górniczych kopalń oraz otworów wiertniczych, w których analizowano skład petrograficzny węgli (wg PIG 2009, uzupełnione)

Tab. 1.1.15_60 Analiza petrograficzna próbek węgla z sąsiednich kopalń (Zarębska, Dudzińska, 2008)

Węgiel	Grupa macerałów [%]			Porowatość [%]
	witrynit	liptynit	inertynit	
Pniówek	73	7	20	3,24
Zofiówka	91	1	8	3,48

Na **Fig. 1.1.15_273** przedstawiono także lokalizację dwóch otworów wiertniczych (Krzyżowice IG-1, Studzionka IG-1), w których wykonane zostały analizy w zakresie własności petrograficznych i petrofizycznych opróbowanych pokładów węgla. Otwór wiertniczy Studzionka IG-1 zlokalizowany jest w granicach modelowanego obszaru w obrębie pola rezerwowego Pawłowice 1. Natomiast otwór Krzyżowice IG-1 położony poza obszarem modelu na granicy obszarów górniczych KWK Borynia oraz KWK Pniówek. Szczegółowe wyniki badań petrograficznych węgla w otworach wiertniczych przedstawiono w **Tab. 1.1.15_61** i **Tab. 1.1.15_62**.

Tab. 1.1.15_61 Wyniki badań petrograficznych węgla w otworze wiertniczym Studzionka IG-1

Ogniwo straty-graficzne	POKŁAD	Głębokość ustalona	Miąższość wg wiercenia [m]	Udział litotypów (odmian petrograficznych) węgla [%]							Przewarstwienia (wg opisu makroskopowego) [m]			
				Witryn	Klaryno-witryn	Witryno-klaryn	Durynoklaryn	Klaryno-duryn	Duryn	Fuzyn	Łupek węglowy	Tonstein	Iłowiec	Suma przewar-stwienia
warswy rudzkie		1230,30-1240,40	1.1		40	31.81	11.83				16.36			16.36
	407/2	1245,60-1246,80	1.2		26.67	71.67							1.66	1.66
	408/1	1259,25-1260,35	0.7		71.43	28.57								
	408/2	1260,75-1262,90	2.15		53.48	28.85					3.72		13.95	17.67
		1273,50-1274,40	0.9		66.67		28.89				4.44			4.44
	409/1	1293,00-1295,30	2.3	2.17	95.66							2.17		2.17
		1301,50-1302,00	0.5		60	40								
	409/2-3	1302,90-1303,80	0.9	11.11	42.22						33.33		13.33	46.66

		1326,60-1327,00	0.4		25	75								
	412/2	1373,10-1375,90	2.8		1.07	10.71	87.5				0.71			0.71
		1375,90-1376,70	0.8				100							
	418/1	1436,50-1438,00	1.5		33.33	20	46.67							
	418/2	1441,00-1441,70	0.7				100							
warswy siodłowe	503	1472,20-1472,60	0.4			100								
	510	**1575,70-1582,45**	**6.75**		**16.29**	**20.75**	**62.67**						**0.29**	**0.29**

Tab. 1.1.15_62 Wyniki badań petrograficznych węgla w otworze wiertniczym Krzyżowice IG-1.

Ogniwo straty-graficzne	Pokład	Głębokość ustalona	Miąższość wg wiercenia	Udział litotypów (odmian petrograficznych) węgla [%]							Przewarstwienia (wg opisu makroskopowego)			
				Witryn	Klaryno-witryn	Witryno-klaryn	Duryno-klaryn	Klaryno-duryn	Duryn	Fuzyn	Łupek węglowy	Tonstein	Iłowiec	Suma przewar-stwienia
warstwy	**405**	**1050,7-1052,3**	**1.6**		**46.9**	**22.5**	**11.9**		**11.9**		**2.5**		**1.2**	**3.7**
załęskie	406	1073,3-1074,3	1	5	94				1					
		1093,00-1093,60	0.6	3.3		50	16.7	5	8.3		8.3		8.3	16.6
	407	1107,60-1109,30	1.7		5.9	77.6	11.8		3.5			1.2		1.2
		1183,2-1185,4	2.2	2.3	20	65.9	1.8	4.5				0.9	4.5	5.4
		1200,5-1202,30	1.8			53.3	10.6	20	16.1					
		1225,0-1228,1	3.1	6.1	27.7	46.1	11.3	7.7	1					
		1273,2-1273,8	0.6	71.7		13.3	11.7				3.3			3.3
		1299,7-1300,9	1.3	18.5	70		2.3	2.3			4.6		2.3	6.9
		1302,8-1305,2	2.4	1.25	83.4	14.2			1.2					
		1345,7-1347,5	1.8		29.4	58.3	2.2	1.1	8.9					
warstwy		1385,5-1387,3	1.8	3.3	34.4	26.1	10.6	8.9		0.6	3.3		12.8	16.1

rudzkie		1393,7-1394,2	0.5		22	78								
		1428,6-1429,5	0.9		51.1	11.1	31.1	2.2			4.4			4.4
		1473,9-1474,5	0.6		26.7	70		3.3						
		1486,0-1486,9	0.9		14.4	40	21.1	14.4			10			10
		1490,5-1491,1	0.6		36.7	16.7	28.3		6.6		11.7			11.7
		1492,4-1493,1	0.7		32.9	60							7.1	7.1
warstwy siodłowe		1518,0-1519,6	1.6		24.4	30	42.5							
		1560,7-1562,0	1.3		36.2	63.3								
		1580,8-1581,7	0.9	8.9	5.6	32.2	36.6				5.6		11.1	16.7
		1584,0-1584,7	0.7			85.7								
		1608,0-1611,6	3.6	55	34.7	6.4	1.9		1.1		0.8			0.8
		1639,5-1640,6	1.1	30	65.5				0.9	1.8	1.8			1.8
		1648,7-1651,5	2.8		36.8	62.1		1.1						
		1698,4-1707,3	8.9		53.5	43.5	0.3	2.5	0.2					
		1714,3-1719,9	5.6	10.2	76.8	10.9	0.4	1.2			0.5			0.5
	510	**1724,6-1727,0**	**2.4**	**57.5**	**41.7**						**0.8**			**0.8**

Podsumowanie

- W ramach zadania opracowano model strukturalno-parametryczny w utworach węglonośnych karbonu górnego.
- W strukturze modelu przedstawiono zaleganie pokładów 405 i 510 wraz z uwzględnieniem znacznego zaangażowania tektonicznego modelowanego obszaru.
- W wytypowanych pokładach oszacowano rozkład podstawowych parametrów jakościowych węgla, a także rozkład metanonośności. Ponadto określono podstawowy skład petrograficzny węgla.
- Na podstawie danych otworowych wykonano model litologiczny całej struktury zbiornikowej, a także analizowano parametry zbiornikowe składowiska.
- Skonstruowany model statyczny będzie podstawą do badań symulacyjnych przy wykorzystaniu modeli dynamicznych. Do tych celów najprawdopodobniej zostanie wytypowany jeden z bloków modelu charakteryzujący się najlepszymi własnościami zbiornikowymi.

Model gęstości i pionowe przekroje grawimetryczne w rejonie w rejonie MPW (PBG)

(Tomasz Bąk, Zdzisław Żuk)

Celem zadania było opracowanie modeli gęstości wzdłuż trzech profili sejsmicznych przecinających strukturę Warszowice-Pawłowice. Były to profile: 9-3-73K o kierunku SW-NE oraz 11-8-78K i 12-8-78K o kierunku NW-SE o łącznej długości ok. 20 km. Lokalizację profili i otworów przedstawia **Fig. 1.1.15_274**.Dla oceny zmian gęstości wzdłuż profili wykonano pionowe przekroje grawimetryczne. Bazą dla sporządzenia pionowych przekrojów geofizycznych była mapa anomalii Bouguera z gęstością redukcji 2.12 g/cm^3.

Pionowe przekroje grawimetryczne

Pionowe przekroje grawimetryczne wykonane zostały na bazie filtrów częstotliwościowych typu BTWR. Danymi wejściowymi były wartości pola anomalii Bouguera interpolowane w siatce o boku 200 m, które poddano następującym operacjom:

- Transformacja mapy anomalii Bouguera w mapy anomalii rezydualnych filtrem BTWR dla stałych interwałów głębokościowych 200 m w przedziale 0-2.5 km.
- Wyliczenie wartości anomalii dla każdego z założonych interwałów głębokościowych wzdłuż poszczególnych profili.
- Utworzenie dla każdego profilu zbiorów, które poddano procesowi standaryzacji i interpolacji do postaci siatki regularnej.
- Wykreślenie pionowych przekrojów grawimetrycznych na podstawie otrzymanych wartości siatki regularnej.

Otrzymane przekroje (**Fig. 1.1.15_275 - 277**) przedstawiają zmiany efektów grawimetrycznych od różnych kompleksów fizycznych wraz ze zwiększeniem się ich głębokości. Uściślają one obraz map transformowanych w zakresie pionowych zmian anomalii grawimetrycznych oraz wyznaczają zasięgi poziome i pionowe poszczególnych anomalii. Przedstawienie poniżej każdego przekroju wycinka mapy grawimetrycznej anomalii resztkowych w przypuszczalnym interwale głębokości 0 – 2500 m wiąże anomalie mapy z odpowiednim interwałem przekroju grawimetrycznego. Można uważać, iż przedstawienie na omawianych załącznikach anomalii w postaci map transformowanych i pionowych przekrojów jest przestrzenną formą obrazu grawimetrycznego. Intensywność anomalii zaś odpowiada charakterystycznym wysoko i nisko gęstościowym kompleksom litologicznym. Należy jednak tutaj również podkreślić iż dobór skali głębokościowej w przekrojach grawimetrycznych może być obarczony błędem wynikającym z przyjętych założeń i uproszczeń interpretacyjnych.

Do wykonania pionowych przekrojów grawimetrycznych użyto własnych programów TRANGRID , PRZEKRÓJ i WYKRES a także aplikacji CorelDRAW i SURFER.

Modele gęstości

Konstrukcję modeli strukturalno-gęstościowych oparto na pionowych przekrojach grawimetrycznych. Do opracowania rozkładu gęstości przyjęto sejsmokarotaże w otworach: Pawłowice-12, Pawłowice-16, Warszowice-Pawłowice-25, Warszowice-Pawłowice-27, Warszowice-Pawłowice-37, Warszowice-Pawłowice-39, Krzyżowice IG-1. Z sejsmokarotaży wyliczono prędkości interwałowe, a następnie prędkości te przeliczono na gęstości za pomocą wzoru Gardnera.
Tak wyliczone krzywe zależności σ=f(H) uśredniono i na podstawie krzywych uśrednionych skonstruowano trójwymiarowy rozkład zależności gęstości od głębokości.

Na podstawie w/w rozkładu oraz przyjętej wartości kontrastu tzn. maksymalnej odchyłki gęstości od krzywej σ=f(h), anomalie z pionowego przekroju grawimetrycznego przeliczono na wartości gęstości. Dla omawianego rejonu wartość kontrastu przyjęta została na podstawie przeprowadzonych testów w wysokości ±0,05 g/cm^3. Można uważać iż przedstawiona forma rozkładów gęstości z uwagi na omówione ograniczenia stanowi najbardziej prawdopodobne przybliżenie zmian gęstości wzdłuż analizowanych profili sejsmicznych Początkowe modele gęstości stanowiły podstawę do dalszej interpretacji, w której poprzez zastosowanie modelowania grawimetrycznego starano się bardziej dokładnie rozpoznać pola zmian gęstości. Przedstawienie danych o obliczonych gęstościach w formie zbiorów w regularnej siatce pozwala na dokonywanie porównań wyników otrzymanych na podstawie różnych informacji geofizycznych np. na podstawie danych interpretacji i przetwarzania materiałów sejsmicznych.

Dla początkowych modeli gęstości obliczone zostały krzywe efektu grawitacyjnego, które zestawiono z wykresami anomalii Bouguera. Dla początkowych modeli gęstości krzywe dość dobrze odzwierciedlają trend anomalii Bouguera tzn. istnieje dobra zgodność jakościowa obu wykresów. Widoczne na niektórych odcinkach profili różnice anomalii wskazują na lokalne niedociągnięcia w rozpoznaniu gęstości, które za najbardziej prawdopodobne można przyjąć błędy lub raczej niedokładności spowodowane zmianami gęstości z głębokością oraz wpływu morfologii granic gęstościowych.

Dla korekty modelu gęstości w opracowaniu zastosowano modelowanie grawimetryczne, które umożliwia jednoczesny automatyczny dobór gęstości dla wszystkich lub wybranych elementów modelu 2,5 D. Wykonana operacja pozwoliła na uzyskanie bardzo dobrej zgodności krzywej obliczonej i krzywej anomalii Bouguera dla analizowanych profili. Wynikające stąd zmiany w rozkładach gęstości zostały uwzględnione na przekrojach końcowych rozkładów gęstości. Modelowanie przeprowadzono w systemie FUGRO-LCT.

Modele wstępne i końcowe przedstawione zostały na **Fig. 1.1.15_278 - 1.1.15_280**. Dodatkowo na końcowe przekroje gęstości naniesiono przebieg grawimetrycznych elementów liniowych wyznaczonych przy pomocy metody „pokryć wielokrotnych".

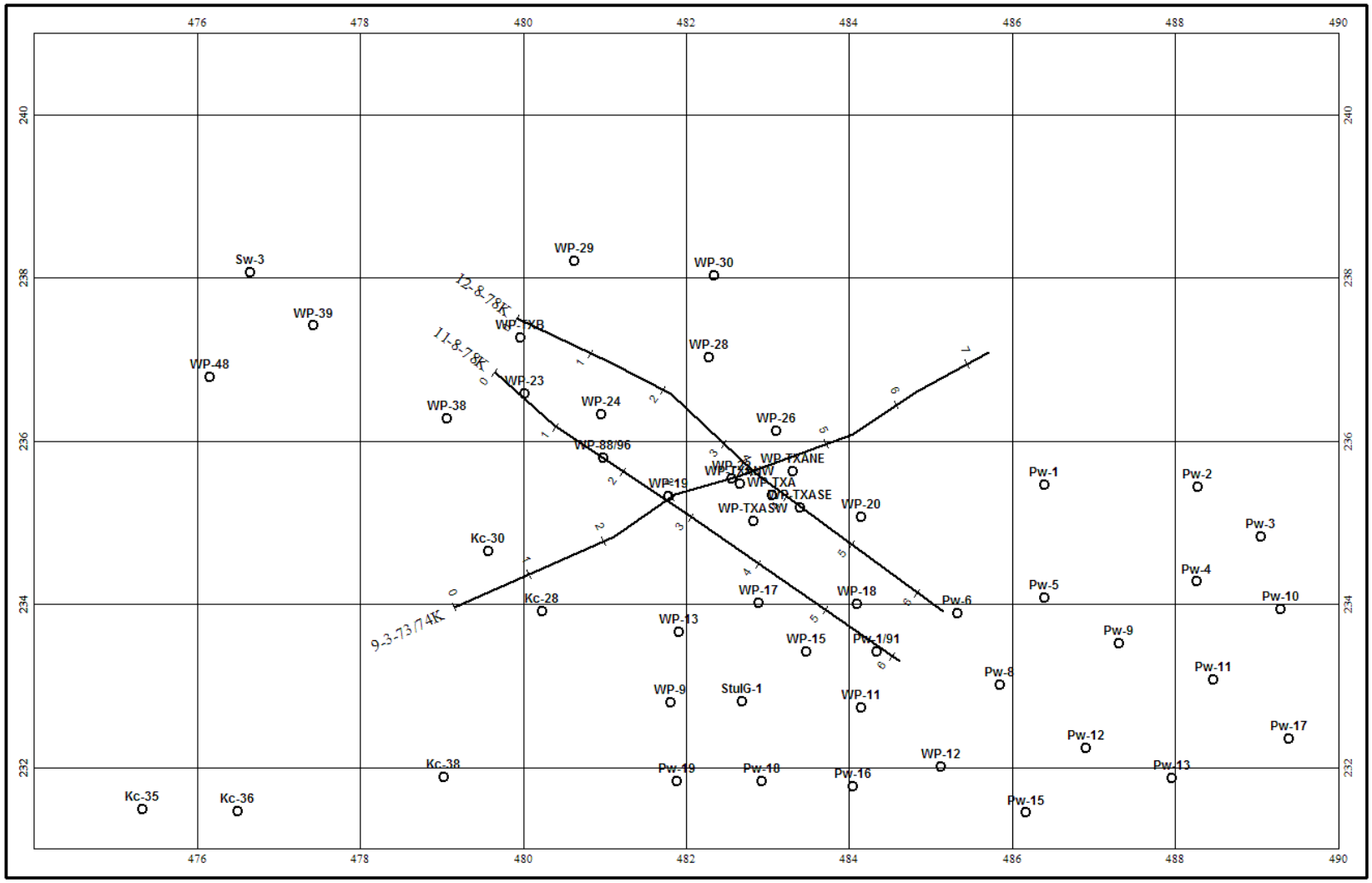


Fig. 1.1.15_274 Lokalizacja profili i otworów

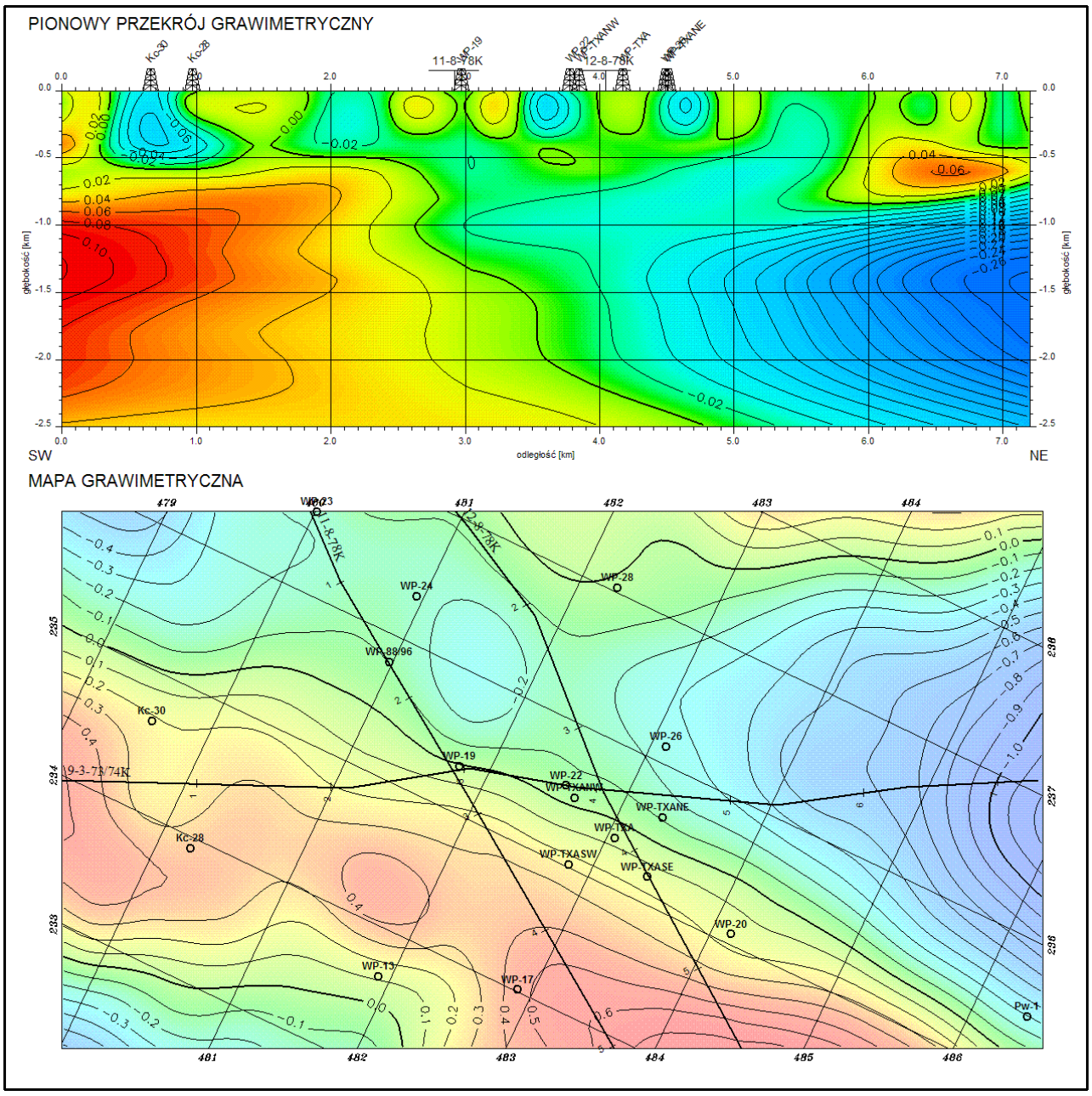


Fig. 1.1.15_275 Pionowy przekrój grawimetryczny – profil 9-3-73/74K

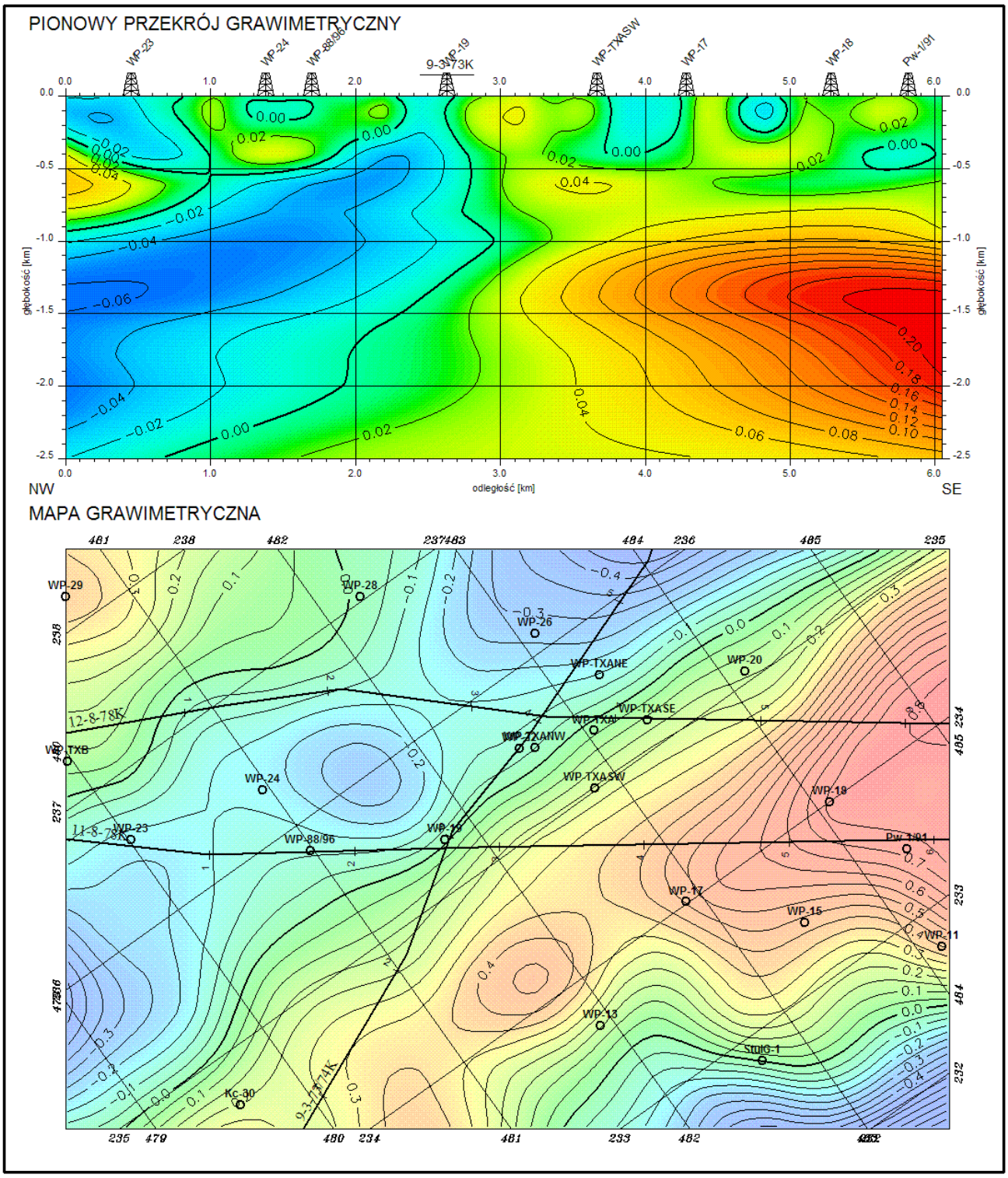


Fig. 1.1.15_276 Pionowy przekrój grawimetryczny – profil 11-8-78K

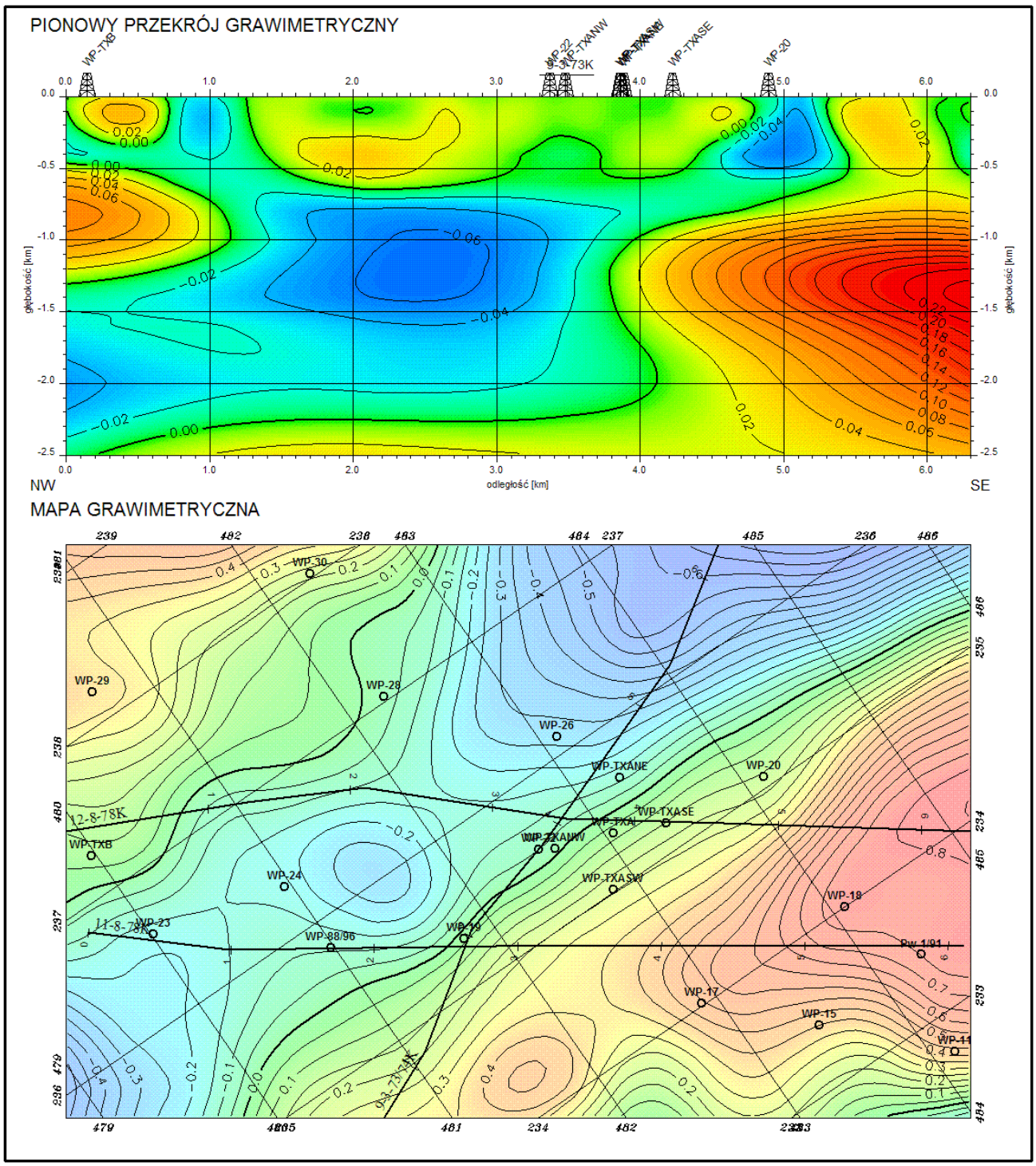


Fig. 1.1.15_277 Pionowy przekrój grawimetryczny – profil 12-8-78K

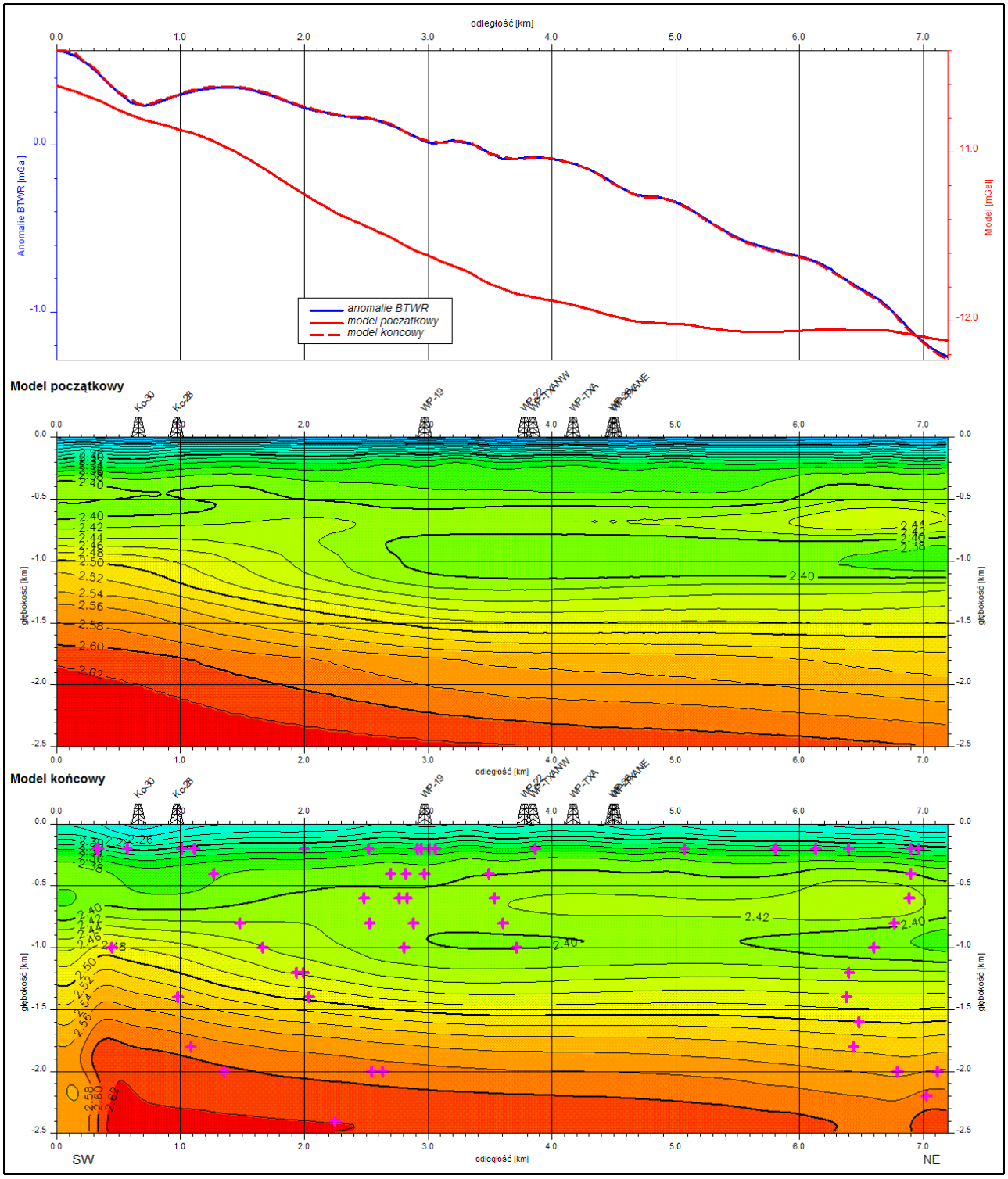


Fig. 1.1.15_278 Modelowanie grawimetryczne – profil 9-3-73/74K

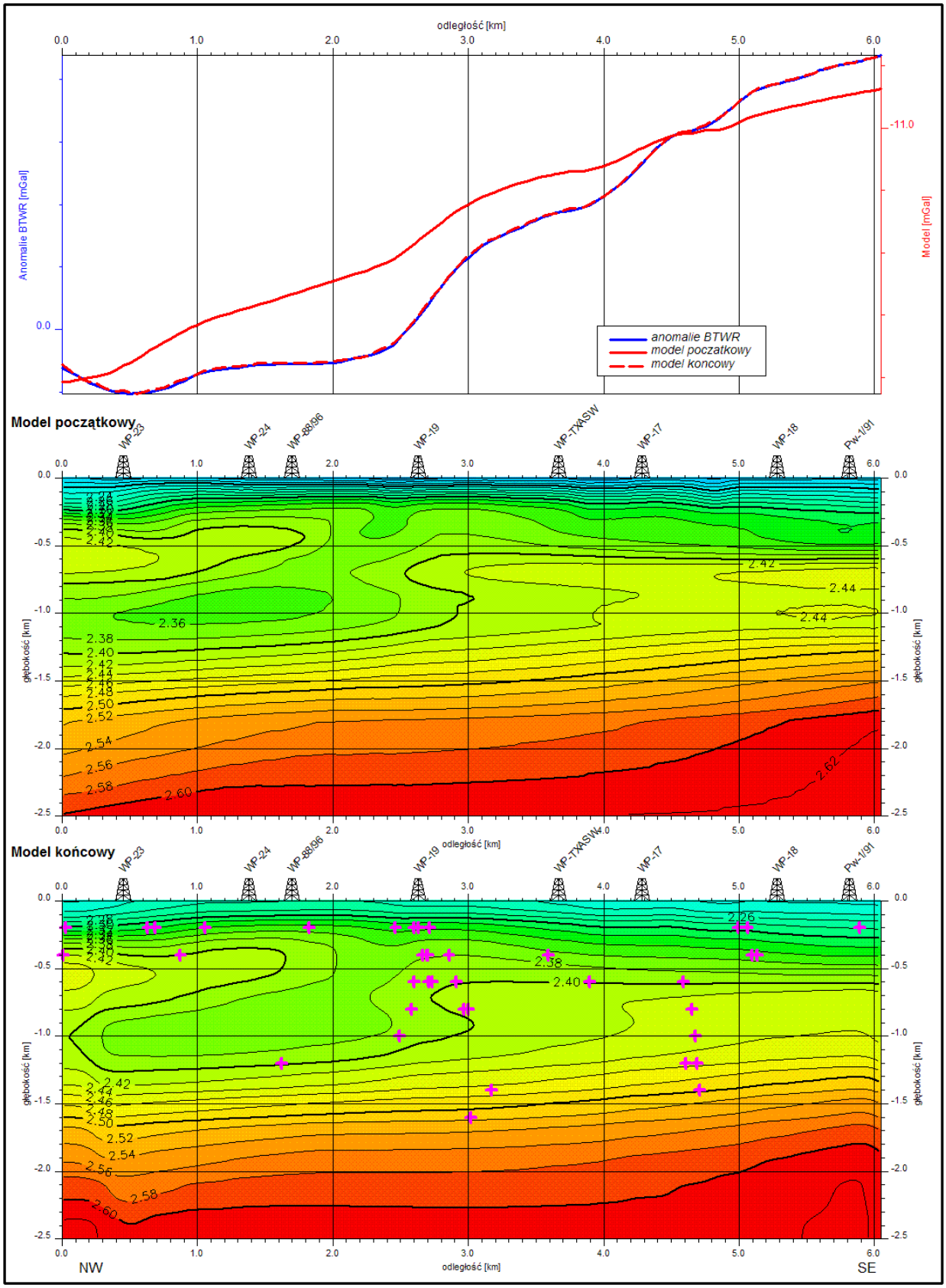


Fig. 1.1.15_279 Modelowanie grawimetryczne – profil 11-8-78K

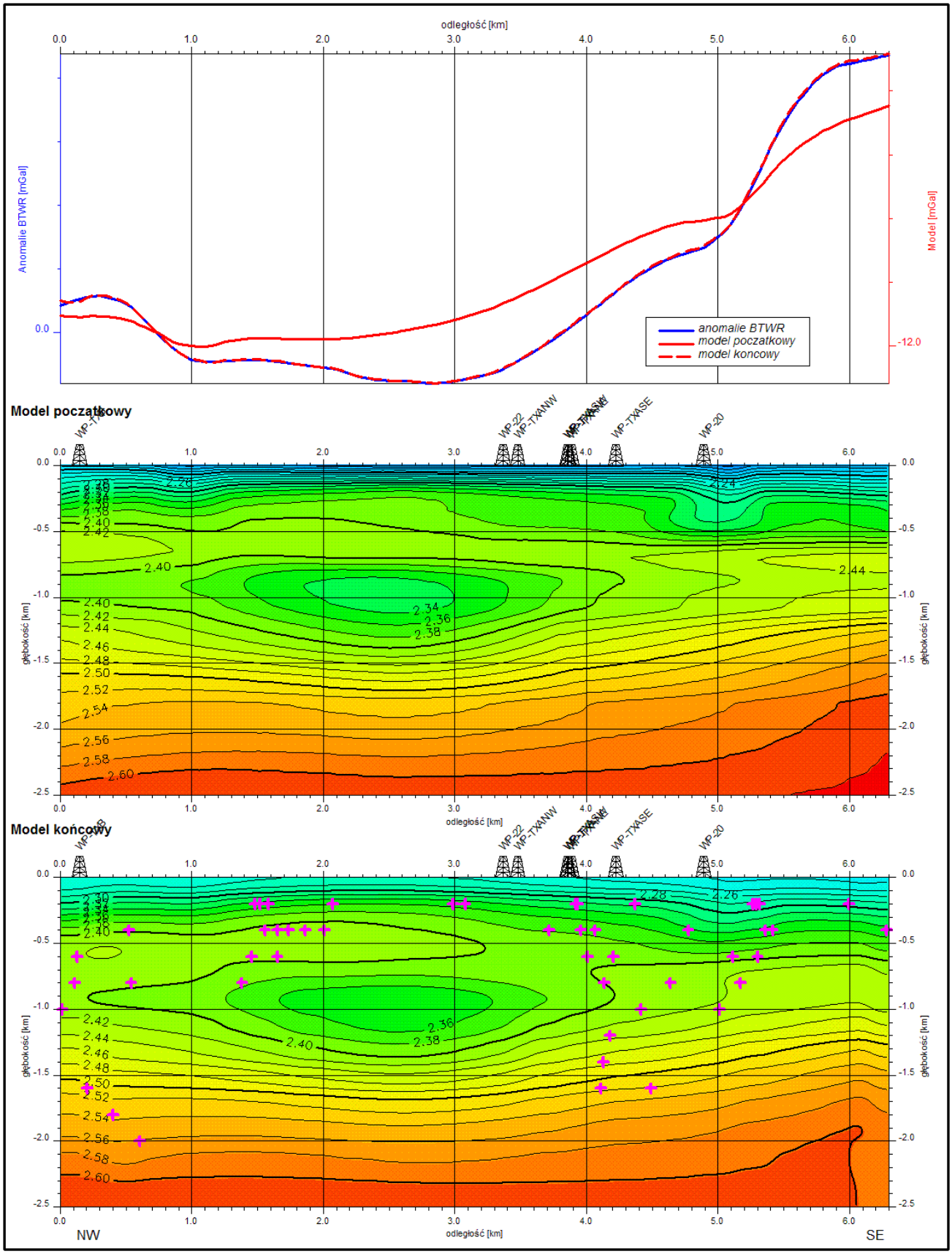


Fig. 1.1.15_280 Modelowanie grawimetryczne – profil 12-8-78K