GEOLOGIA • 2009 • Tom 35 • Zeszyt 4/1 • 191–222

DWUWYMIAROWE MODELE TERMICZNEGO PRZEOBRAŻENIA MATERII ORGANICZNEJ I EKSPULSJI WĘGLOWODORÓW W TRANSGRANICZNEJ STREFIE KARPAT POLSKO-UKRAIŃSKICH

Two-dimensional models of the organic-matter thermal transformation and hydrocarbon expulsion in the transfrontier zone of the Polish and Ukrainian Carpathians

Tomasz MAĆKOWSKI[1], Jan KUŚMIEREK[1], Beata REICHER[1], Urszula BARAN[2], Paweł KOSAKOWSKI[3], Artur Piotr ŁAPINKIEWICZ[1], Grzegorz MACHOWSKI[1], Bartosz PAPIERNIK[1], Monika SZCZYGIEŁ[1], Aurelia ZAJĄC[1] & Izabela ZYCH[4]

[1]Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Surowców Energetycznych; al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: mackowsk@agh.edu.pl, kusm@geolog.geol.agh.edu.pl, reicher@agh.edu.pl, lapinkie@agh.edu.pl, machog@geol.agh.edu.pl, papiern@geol.agh.edu.pl

[2]Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo SA, Departament Poszukiwania Złóż; ul. Kasprzaka 25, 01-224 Warszawa; e-mail: urszula.baran@neostrada.pl

[3]Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Analiz Środowiskowych, Kartografii i Geologii Gospodarczej; al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: kosak@agh.edu.pl

[4]Geofizyka Kraków Sp z o.o.; ul. Łukasiewicza 3, 31-429 Kraków; e-mail: izazych@geol.agh.edu.pl

Treść: Zrekonstruowano modele parametrów skalujących systemy naftowe sfałdowanych i nasuniętych pokryw tektonicznych Karpat Zewnętrznych: historie subsydencji, parametry paleotermiczne i pierwotny potencjał macierzystości serii fliszowych w 367 profilach syntetycznych zlokalizowanych w pięciu regionalnych trawersach odwzorowujących wgłębną budowę geologiczną w transgranicznej strefie Karpat polsko-ukraińskich. W profilach syntetycznych wymodelowano stopień przeobrażenia termicznego materii organicznej oraz współczynnik efektywności ekspulsji faz ropnej i gazowej. Dwuwymiarowe modele ekspulsji uzyskane na drodze geometrycznej interpolacji współczynnika efektywności ekspulsji dokumentują perspektywiczne strefy poszukiwań węglowodorów w jednostkach strukturalno-facjalnych budujących obszar badań.

Słowa kluczowe: Karpaty Zewnętrzne, modele paleotermiczne, ekspulsja węglowodorów, ropo- i gazonośność serii fliszowych

Abstract: The authors reconstructed models of parameters that calibrate petroleum systems of folded and thrust tectonic covers in the Outer Carpathians: subsidence histories, paleothermal parameters and initial hydrocarbon source potential of flysch series in 367 synthetic sections located along five regional traverses which image the subsurface geologic structure in the transfrontier zone of the Polish and Ukrainian Carpathians. In the synthetic sections, the degree of organic-matter thermal transformation and the expulsion efficiency factor were modeled. Two-dimensional expulsion models, obtained through geometrical interpolation of the expulsion efficiency factor, document prospective zones for hydrocarbon exploration in structural-facial units that form the study area.

Key words: Outer Carpathians, paleothermal models, hydrocarbon expulsion, oil- and gas-productivity of flysch series

WSTĘP

Koncepcja dwuwymiarowych modelowań termicznego przeobrażenia materii organicznej w fazy węglowodorowe – w przekrojach odwzorowujących wgłębną budowę geologiczną transgranicznej strefy Karpat polsko-ukraińskich – wyłoniła się w trakcie planowania programu badań wchodzących w zakres międzynarodowego projektu specjalnego (nr PBS/PUPW/6/2005), którego celem była ocena perspektyw odkrycia nowych złóż w międzyrzeczu Sanu i Stryja (Capik *et al*. 2006). Realizacja programu projektu oparta była na integracji dotychczasowego rozpoznania geologiczno-naftowego z wynikami nowych badań w aspekcie uszczegółowienia wyselekcjonowanych zbiorów danych, m.in.: strukturalnych, paleotermicznych i geochemicznych, wymiarujących ewolucję systemów naftowych jednostek strukturalno-facjalnych Karpat Zewnętrznych. Zbiory te przetwarzano na modele rozkładu poszczególnych parametrów, wykorzystując nowoczesne programy numeryczne dostępne w Katedrze Surowców Energetycznych, umożliwiające także szybkie testowanie alternatywnych opcji interpretacyjnych.

Procedura dwuwymiarowych modelowań termicznego przeobrażania materii organicznej i ekspulsji węglowodorów obejmowała kolejno:

- konstruowanie przekrojowych modeli wgłębnej budowy geologicznej na podstawie kompleksowej interpretacji powierzchniowych map geologicznych, przekroi sejsmicznych, profili głębokich wierceń i sondowań magnetotellurycznych;
- rekonstrukcję modeli subsydencji fliszowych litofacji macierzystych skalowanych diachronicznymi interwałami stadiów sedymentacji, kompresji i inwersji tektonicznej jednostek litostratygraficznych, których paleomiąższości zrekonstruowano przez superpozycje współczesnych miąższości stratygraficznych, map rozmiarów erozji synorogenicznej i postinwersyjnej oraz dekompakcję osadów ilastych w profilach syntetycznych;
- skalowanie paleotermicznych parametrów podsystemów naftowych, paleoprzewodności cieplnej litotypów piaszczystych i ilastych oraz paleostrumienia cieplnego na podstawie współczesnych przewodności cieplnych i zależności korelacyjnych pomiędzy współczynnikami przewodności cieplnej a redukcją porowatości wskutek kompakcji osadów, a także na podstawie archiwalnych map gradientów paleotermicznych;
- kalibrację paleostrumienia cieplnego na podstawie modelowań stopnia przeobrażenia termicznego materii organicznej wyrażonego wskaźnikiem refleksyjności witrynitu w wybranych profilach otworów;
- analizę zmienności potencjałów macierzystości osadów ilastych, bazującą na wynikach pirolizy próbek z wierceń i odsłonięć oraz kwantyfikacji profilowań metodą Carbolog;
- obliczenia współczynników transformacji termicznej kerogenu (*TR*) i efektywności ekspulsji dla faz ropnej i gazowej w profilach syntetycznych.

Obiektem modelowań było pięć regionalnych przekrojów wgłębnych – spośród siedmiu skonstruowanych w ramach ww. projektu – w założeniu „trawersów geologiczno-naftowych" (I–V), których rozmieszczenie wraz z lokalizacją otworów wiertniczych (rzutowanych na ich ślady) pól naftowych i wycieków ropnych zestawiono na figurze 1. Ze względu na niedostępność szczegółowych danych termicznych dwa wschodnie trawersy (VI–VII) zlokalizowane w całości w obrębie Karpat ukraińskich w obecnej fazie badań nie były obiektem modelowań.

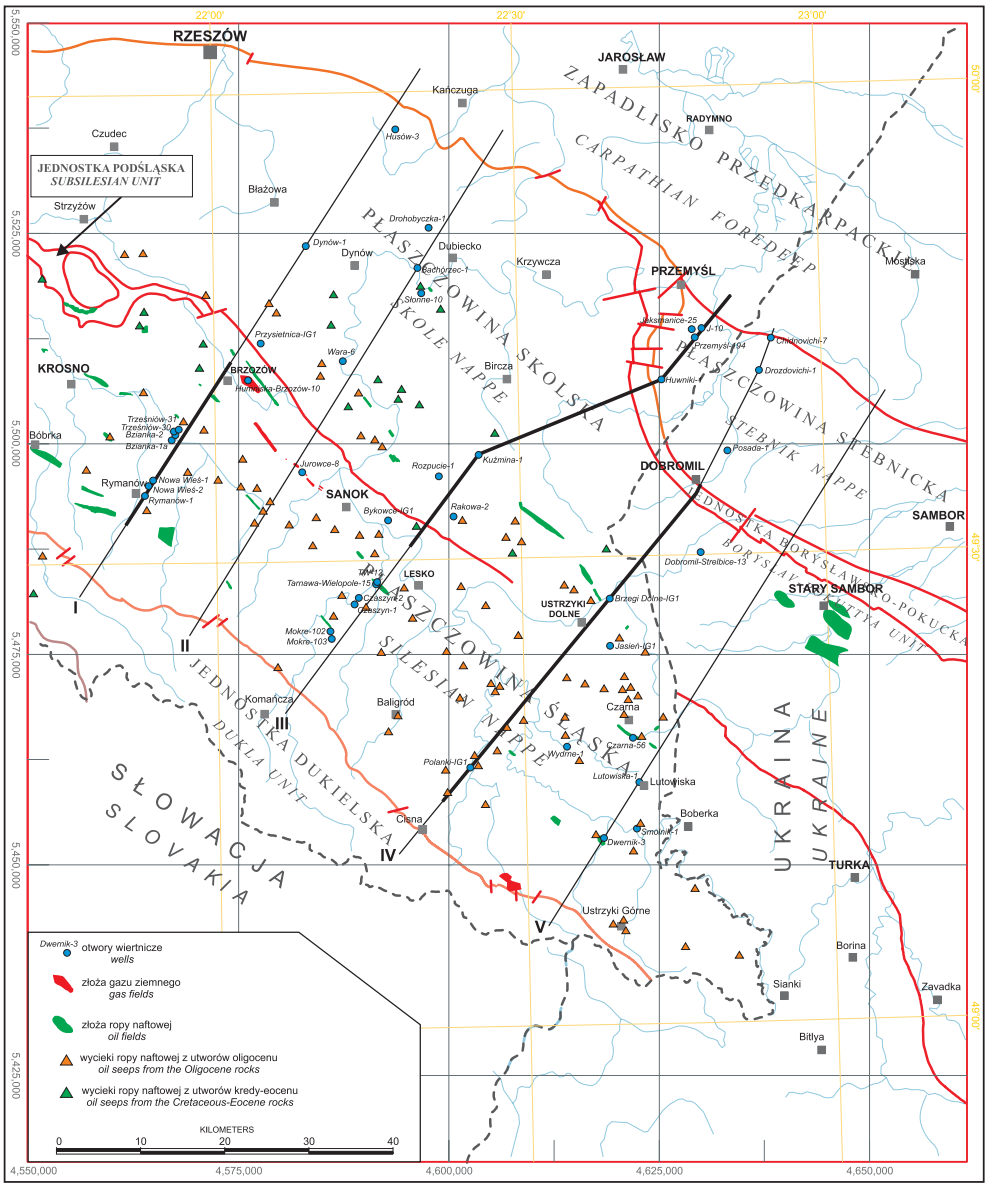

Fig. 1. Lokalizacja trawersów geologiczno-naftowych na tle szkicu strukturalnego transgranicznej strefy Karpat polsko-ukraińskich

Fig. 1. Location of geological and petroleum-exploration traverses against the background of the structural sketch of the transfrontier zone in the Polish and Ukrainian Carpathians

PRZEKROJOWE MODELE WGŁĘBNEJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Stan rozpoznania wgłębnej budowy geologicznej obszaru badań jest bardzo zróżnicowany. Najlepiej udokumentowana wierceniami i profilami sejsmicznymi jest brzeżna część Karpat, co było wynikiem poszukiwań produktywnych horyzontów gazowych w autochtonicznych molasach mioceńskich, a także zachodniego przedłużenia fałdów wgłębnych jednostki borysławsko-pokuckiej. Natomiast najsłabiej – część południowo-wschodnia, gdzie tylko nieliczne wiercenia przebiły grubą pokrywę osadów oligoceńskich, a rozpoznanie sejsmiczne profilami z zapisem cyfrowym ograniczone jest do rejonu Ustrzyk Dolnych.

Powierzchniową budowę geologiczną odwzorowywano (wzdłuż śladów trawersów) na podstawie najnowszej edycji odkrytej mapy geologicznej w skali 1:200 000 (Jankowski *et al*. 2004), korygując obraz intersekcyjny stref o skomplikowanej tektonice dostępnymi mapami szczegółowymi w skali 1:50 000 lub większej (publikowanymi i archiwalnymi). Usytuowanie konstruowanych przekroi podporządkowano lokalizacji głębokich wierceń i profili sejsmicznych z zapisem cyfrowym, w tym kilkudziesięciu wykonanych przez Geofizykę Kraków i kilku przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych; powtórnie przetworzonych zmodyfikowaną metodyką w systemie ProMax, która w znacznym stopniu poprawiła jakość sekcji sejsmicznych pod względem ich dynamiki i rozdzielczości (Marecik *et al*. 2008). Niemniej, znaczna część skonstruowanych przekroi oparta jest na autorskich koncepcjach interpretacji zintegrowanych danych powierzchniowych i wgłębnych; w tym na reinterpretacji profili sejsmicznych z zapisem analogowym (Fig. 2 na wklejce, profil 15-1-71K). Profile wierceń nieleżące na śladach trawersów rzutowano wzdłuż rozciągłości wychodni kompleksów litostratygraficznych.

Podstawowym kryterium konstruowania przekrojów wgłębnych było respektowanie danych faktograficznych w taki sposób, aby wyinterpretowana geometria fałdów i dyslokacji tektonicznych była spójna z ich śladami intersekcyjnymi oraz w najwyższym stopniu zgodna z układem sejsmicznych granic odbijających, a także z rozpoznanymi trendami zmian miąższości wydzielonych kompleksów litostratygraficznych.

Pierwszoplanowym obiektem interpretacji powtórnie przetworzonych profili sejsmicznych była geometria nasunięć różnego rzędu i uskoków zrzutowo-przesuwczych. Ich prześledzenie nie sprawiało większych trudności na sekcjach sejsmicznych cechujących się dobrą czytelnością granic odbijających. W tej fazie interpretacji wykryto obecność licznych dyslokacji wgłębnych, tj. nieujawniających się w obrazie kartograficznym (*vide* Fig. 3). Więcej trudności sprawiała identyfikacja spągu nasuniętych serii fliszowych w głębokim zapleczu poszczególnych płaszczowin oraz konturowanie elementów fliszowych (płatów) zalegających niezgodnie w spągu sfałdowanych molas jednostki stebnickiej.

W uzyskany obraz tektoniki nieciągłej wkomponowywano układ strukturalny granic litostratygraficznych, opierając się na informacjach geologicznych z wychodni i profili wierceń oraz na regionalnych przesłankach stylu tektonicznego poszczególnych stref i jednostek strukturalno-facjalnych.

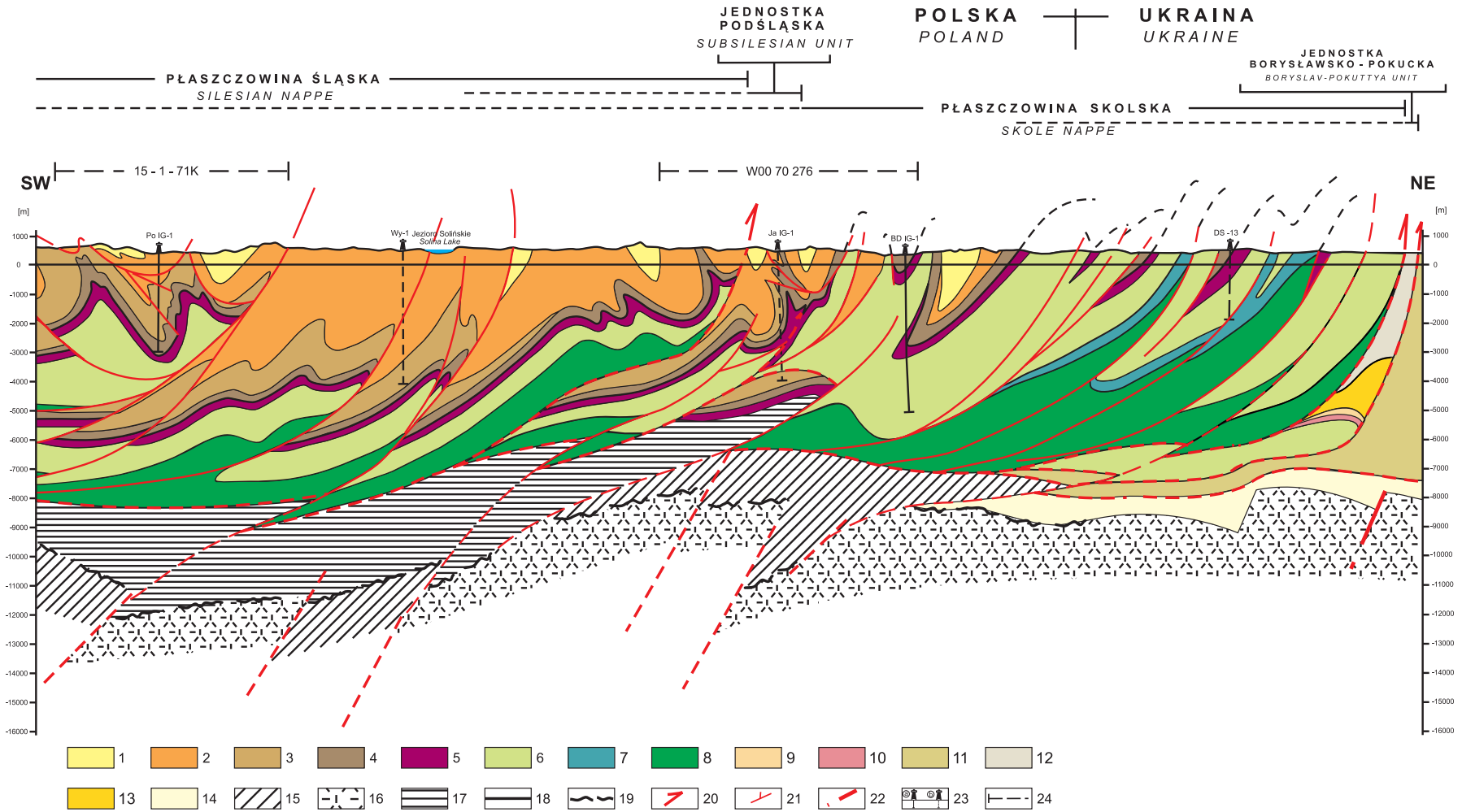

Fig. 2. Fragment trawersu geologiczno-naftowego Cisna – Chidnovichi (wg Kuśmierka *et al.* 2009b). Jednostki grupy średniej: oligocen-wczesny miocen: 1 – warstwy krośnieńskie środkowe i górne, nierozdzielone, 2 – warstwy krośnieńskie dolne, 3 – warstwy przejściowe (serii menilitowo-krośnieńskiej), 4 – warstwy menilitowe, nierozdzielone; eocen-młodszy paleocen: 5 – warstwy nierozdzielone: hieroglifowe, łupki pstre, piaskowce ciężkowickie; kreda młodsza (senon)-starszy paleocen: 6 – warstwy nierozdzielone: istebniańskie i inoceramowe (formacja z Ropianki); kreda starsza (turon-walanżyn): 7 – margle krzemionkowe w profilu serii skolskiej, 8 – warstwy nierozdzielone: cieszyńskie, grodziskie, lgockie i spaskie; jednostki grupy brzeżnej: paleogen: 9 – oligocen, nierozdzielony, 10 – eocen-paleocen, nierozdzielony; miocen starszy: 11 – warstwy stebnickie; 12– warstwy worotyszczeńskie; 13 – warstwy polanickie; podłoże jednostek allochtonicznych: miocen młodszy: 14 – baden-sarmat, nierozdzielony, seria autochtoniczna, 15 – mezozoik i paleozoik, nierozdzielny, 16 – prekambr; 17 – paraautochton fliszowy; nierozdzielony: paleogen-kreda (młodsza jura); symbole graficzne: 18 – margle globigerynowe – granica stratygraficzna eocen-oligocen, 19 – hipotetyczne nieciągłości stratygraficzne w podłożu wg interpretacji danych geofizycznych, 20 – nasunięcia płaszczowinowe jednostek strukturalno-facjalnych wyższego rzędu, 21 – nasunięcia i uskoki niższego rzędu (złuskowania), 22 – uskoki w podłożu („rozłamy wgłębne") wg interpretacji sondowań magnetotellurycznych i profili refrakcyjnych, 23 – głębokie odwierty: a – w płaszczyźnie trawersu, b – rzutowane, 24 – ślady profili sejsmicznych

Fig. 2. Fragment of the geological and petroleum-exploration traverse Cisna – Chidnovichi (after Kuśmierek *et al.* 2009b). Units of the Middle Group: Oligocene-Early Miocene: 1 – Middle and Upper Krosno Beds, undivided, 2 – Lower Krosno Beds, 3 – Transition Beds (of the Menilite-Krosno Series), 4 – Menilite Beds, undivided; Eocene-Late Paleocene: 5 – Hieroglyphic Beds, Variegated Shales and Ciężkowice Sandstones, undivided; Late Cretaceous (Senonian)-Early Paleocene: 6 – Istebna Beds and Inoceramian Beds (Ropianka Formation), undivided; Early Cretaceous (Turonian-Valanginian): 7 – Siliceous Marls in the section of the Skole Series, 8 – Cieszyn Beds, Grodziszcze Beds, Lgota Beds and Spas Beds, undivided; units of the Marginal Group: Paleogene: 9 – Oligocene, undivided, 10 – Eocene-Paleocene, undivided; Early Miocene: 11 – Stebnik Beds, 12 – Worotyšča Beds, 13 – Poljanica Beds; basement of the allochthonous units: Late Miocene: 14 – Badenian-Sarmatian, autochthonous series, undivided, 15 – Mesozoic and Paleozoic, undivided, 16 – Precambrian; 17 – flysch paraautochthon, undivided: Paleogene-Cretaceous (Late Jurassic); graphical symbols: 18 – Globigerina Marls – the Eocene-Oligocene stratigraphic boundary, 19 – hypothetical stratigraphic discontinuities in the basement, according to interpretation of geophysical data, 20 – nappe-like overthrusts of higher-order structural-facial units, 21 – lower-order overthrusts and faults (thrust faults), 22 – faults in the basement ("deep-seated fractures"), according to interpretation of magnetotelluric sounding and refraction sections, 23 – deep wells: a – on the traverse plane, b – projected, 24 – lines of seismic profiles

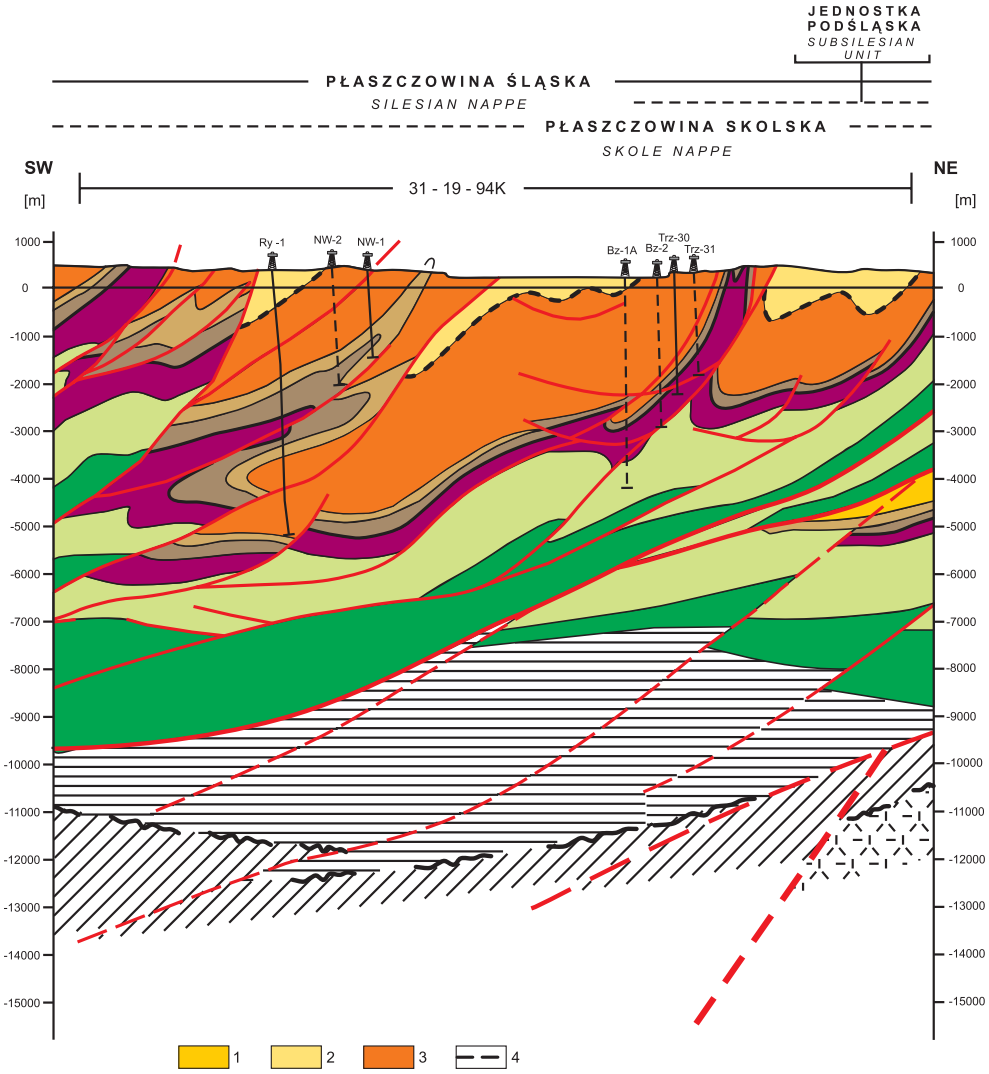

Fig. 3. Fragment trawersu geologiczno-naftowego Jaśliska – Husów (wg Kuśmierka *et al*. 2009b). Jednostki grupy średniej, oligocen-wczesny miocen: 1 – warstwy krośnieńskie nierozdzielone (jednostka skolska), 2 – warstwy krośnieńskie młodsze od poziomu stratygraficznego wapieni jasielskich, 3 – warstwy krośnieńskie starsze od poziomu stratygraficznego wapieni jasielskich, 4 – wapienie (łupki) jasielskie. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 2

Fig. 3. Fragment of the geological and petroleum-exploration traverse Jaśliska – Husów (after Kuśmierek *et al*. 2009b). Units of the Middle Group, Oligocene-Early Miocene: 1 – Krosno Beds, undivided (Skole Unit), 2 – Krosno Beds younger than the Jasło Limestones stratigraphic horizon, 3 – Krosno Beds older than the Jasło Limestones stratigraphic horizon, 4 – Jasło Limestones (Shales). Remaining explanations – as for figure 2

W profilach sejsmicznych najlepiej „czytelny" jest układ strukturalny płasko zalegających skrzydeł fałdów, podczas gdy strefy ich przegubów cechuje interferencyjny zapis pola falowego; uwarunkowany ogólnie znanymi ograniczeniami odwzorowania stromych struktur fałdowych metodami sejsmicznymi.

Połogo zalegające, szerokopromienne sfałdowania serii fliszowych w podłożu regionalnych nasunięć – zlokalizowane przeważnie w zapleczu płaszczowin – zinterpretowano jako elementy paraautochtoniczne, m.in. w nawiązaniu do profilu wiercenia Jasień IG-1, który pod intensywnie sfałdowanymi osadami kredy nawiercił kompleks oligoceński z upadami 5–7° (Żytko 2004, Kuśmierek 2009). Paraautochtoniczne elementy fliszowe i ich podłoże nie były obiektem modelowań systemów naftowych ze względu na problem litostratygraficznej identyfikacji budujących je serii osadowych.

Interpretację geologiczną morfologii i struktury głębokiego podłoża tektogenu oparto na wynikach sondowań magnetotellurycznych wykonanych przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie (Stefaniuk 2001, 2003). Strefy drastycznie niskich oporności rozdzielające wypiętrzone bloki wysokooporności owego podłoża – wykazujące tektoniczne „dziedzictwo" z pokrywami płaszczowinowymi – zinterpretowano jako kompresyjne szwy tektoniczne o geometrii przebudowanej (wystromionej) w neogeńskim stadium subsydencji litosfery (Konečny *et al*. 2002).

Fragmenty płaszczowin fliszowych zalegające nad szwami kompresyjnymi cechuje bardziej zaangażowany styl tektoniczny (Fig. 2, 3) w stosunku do pokryw nasuniętych na fleksuralny skłon platformy, z wyjątkiem sigmoidy przemyskiej zdominowanej przez system wystromionych łusek i nasunięć typu imbrykacyjnego o konsekwentnej wergencji NE (Fig. 4 na wklejce).

Analiza licznych powtórnie przetworzonych profili sejsmicznych w strefie sigmoidy przemyskiej nie daje podstaw do podtrzymania hipotezy o przedłużaniu się fałdów wgłębnych jednostki borysławsko-pokuckiej w obszarze Karpat polskich pod nasunięciem płaszczowiny skolskiej.

Obecność subplatformowych ogniw serii skolskiej w postaci płatów fliszowych – niezgodnie zalegających w spągu sfałdowanych molas jednostki stebnickiej – okonturowanych w kilkunastu profilach sejsmicznych (Kuśmierek & Baran 2008) sugeruje, że zasięg sedymentacji subbasenu skolskiego przekraczał intersekcję nasunięcia skolskiego, co implikuje celowość rewizji dotychczas publikowanych, stereotypowych modeli paleogeograficznych.

REKONSTRUKCJA SUBSYDENCJI SKAŁ MACIERZYSTYCH W PROFILACH SYNTETYCZNYCH

Badania w tym zakresie rozpoczęto od pracochłonnego zestawiania, analizy i geometryzacji danych odwzorowujących: zasięgi sedymentacji poszczególnych jednostek strukturalno-facjalnych w projekcji palinspastycznej, trendy miąższości wydzielonych kompleksów litostratygraficznych, w tym litofacji ilastej i piaszczystej budujących ich profile oraz rozmiaru erozji pokryw fliszowych w stadium synorogenicznym i postinwersyjnym, posługując się modelami konceptualnymi opisanymi w monografii Kuśmierka *et al*. (1995).

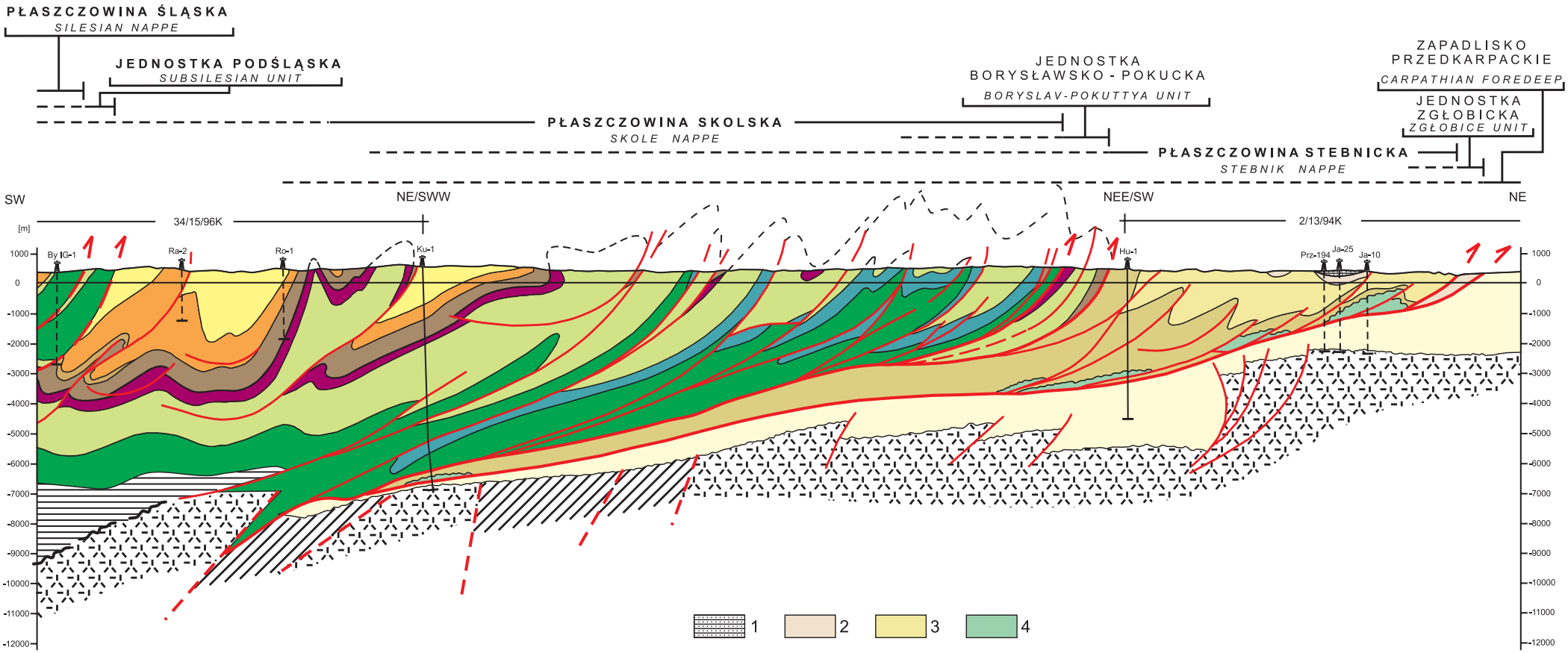

Fig. 4. Fragment trawersu geologiczno-naftowego Komańcza – Jaksmanice (wg Kuśmierka *et al.* 2009b). Jednostki grupy brzeżnej: miocen młodszy (baden): 1 – zlepieńce radyckie, 2 – warstwy skawińskie (przemyskie); miocen starszy: 3 – warstwy balickie; paleogen: 4 – eocen-oligocen (miocen?) – „płaty" fliszowe w jednostce stebnickiej. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 2

Fig. 4. Fragment of the geological and petroleum-exploration traverse Komańcza – Jaksmanice (after Kuśmierek *et al.* 2009b). Units of the Marginal Group: Late Miocene (Badenian): 1 – Radyč Conglomerate, 2 – Skawina (Przemyśl) Beds; Early Miocene: 3 – Balyč Beds; Paleogene: 4 – Eocene-Oligocene (Miocene?) – flysch "patches" in the Stebnik Unit. Remaining explanations – as for figure 2

Przetwarzane zbiory danych pochodziły z archiwalnych dokumentacji badawczych (m.in. Kuśmierek *et al*. 1991–1994, 1994–1996) i prac publikowanych (m.in. Jucha 1969, Żytko 1969) oraz nowych badań wykonanych w ramach ww. projektu, obejmujących wyniki profilowań 145 odsłonięć i reinterpretacji 69 profili głębokich wierceń, zlokalizowanych w badanym obszarze.

Skalowanie subsydencji wymagało zrekonstruowania paleomiąższości serii osadowych i chronostratygraficznej interpolacji interwałów czasu geologicznego procesu sedymentacji, kompresji i inwersji tektonicznej; diachronicznych w odniesieniu do poszczególnych jednostek strukturalno-facjalnych i oligoceńskich sekwencji depozycyjnych.

Paleomiąższości wydzielonych kompleksów litostratygraficznych: kredy starszej, kredy młodszej-paleocenu, eocenu, oligocenu starszego (warstwy menilitowe i przejściowe) i oligocenu młodszego-wczesnego miocenu (warstwy krośnieńskie), rekonstruowano na podstawie modeli graficznych (map oraz przekrojów w projekcji palinspastycznej), odwzorowujących:

– współczesne miąższości geologiczne wymienionych powyżej kompleksów litostratygraficznych;
– zerodowane miąższości pokrywy fliszowej w stadium synorogenicznym (Fig. 5) i postinwersyjnym (Fig. 6).

Paleomiąższości kompleksów litostratygraficznych, przypisane profilom syntetycznym, przetworzono następnie na zdekompaktowane pierwotne miąższości osadów, tj. odniesione do czasu ich depozycji, czyli powiększone o wymiar redukcji ich porowatości pierwotnych.

Obiektem rekonstrukcji subsydencji były litofacje macierzyste: starszego oligocenu (łupki menilitowe w profilach warstw menilitowych i przejściowych), starszego paleocenu-kredy młodszej (pakiety ilaste warstw istebniańskich serii śląskiej i warstw inoceramowych serii skolskiej – wydzielanych w Karpatach ukraińskich jako warstwy stryjskie) oraz kredy starszej (osady ilaste warstw cieszyńskich, wierzowskich i lgockich serii śląskiej i warstw spaskich serii skolskiej).

Modele subsydencji zrekonstruowano dla 367 profili syntetycznych, wyznaczonych w płaszczyznach pięciu regionalnych trawersów geologiczno-naftowych (Fig. 1, 2–4), odrębnie dla poszczególnych litofacji macierzystych, w tym profili: 134 starszego oligocenu, 120 starszego paleocenu-kredy młodszej i 113 kredy starszej. Modele te dokumentuje zbiór 13 962 parametrów strukturalno-chronostratygraficznych, zestawionych w 15 tabelach (Kuśmierek *et al*. 2009a), niezamieszczonych w niniejszej publikacji. Powyższy zbiór zawiera: identyfikację topograficzną i litostratygraficzną poszczególnych profili syntetycznych, dane chronostratygraficzne (skorygowane z tabelą International Commission on Stratigraphy 2004) i hipsometryczne, oparte na kompleksowej analizie zmian miąższości litofacji macierzystych oraz ich nadkładów warstw w stadium sedymentacyjnym i kompresyjno-inwersyjnym w powiązaniu ze współczesnym modelem strukturalnym wgłębnej budowy geologicznej. Możliwie dokładne wyskalowanie powyższych parametrów wymagało zrekonstruowania przestrzenno-czasowych modeli procesów sedymentacji, deformacji i erozji analizowanych sekwencji depozycyjnych w oparciu o kryteria wypracowane w Katedrze Surowców Energetycznych (m.in. Kuśmierek 1990, Papiernik 1995, Kuśmierek *et al*. 2001).

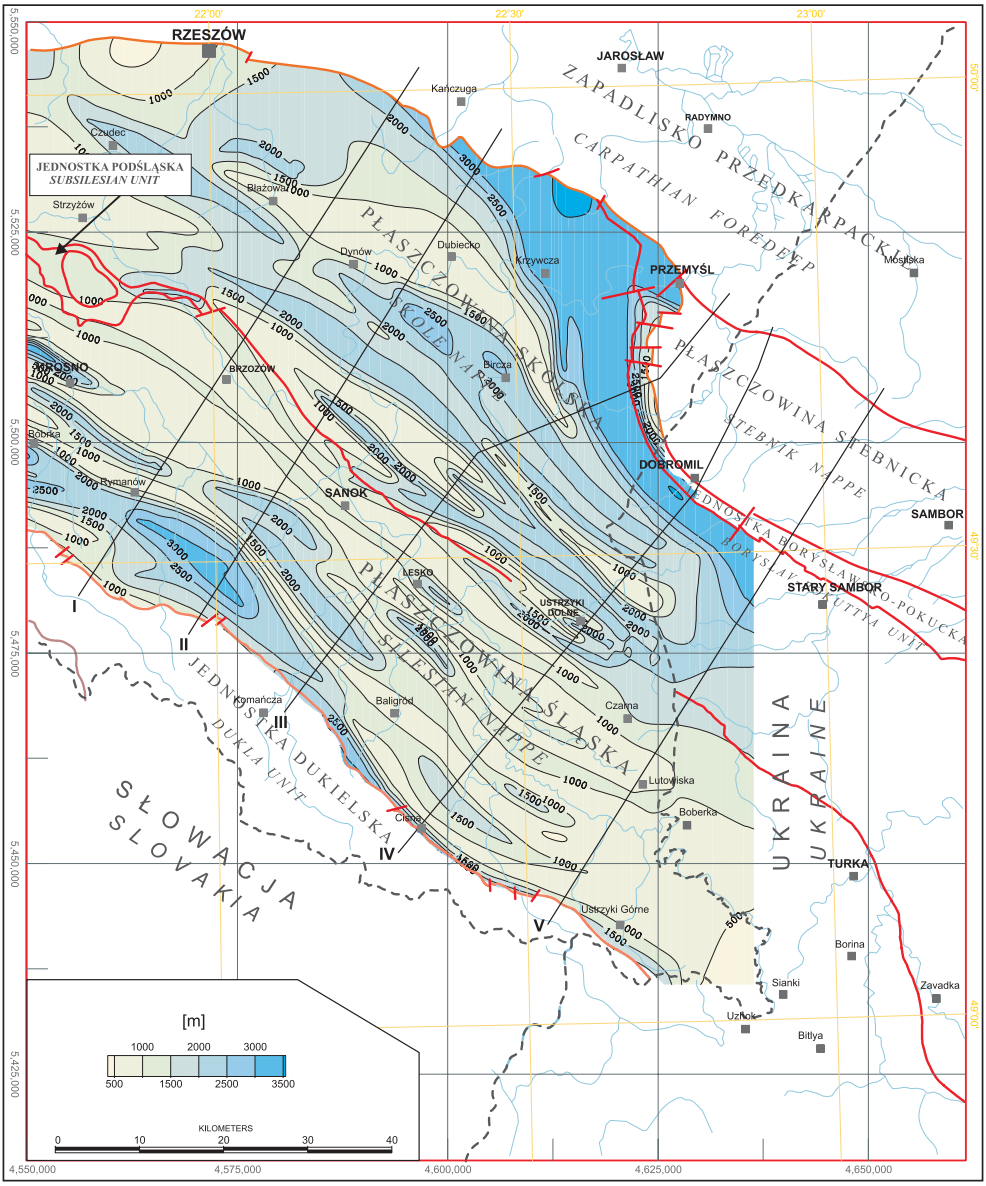

Fig. 5. Mapa zerodowanych miąższości pokrywy fliszowej w stadium synorogenicznym (wg Kuśmierka, niepublikowana)

Fig. 5. Map of eroded thickness of the flysch cover in the synorogenic stage (after Kuśmierek, unpublished material)

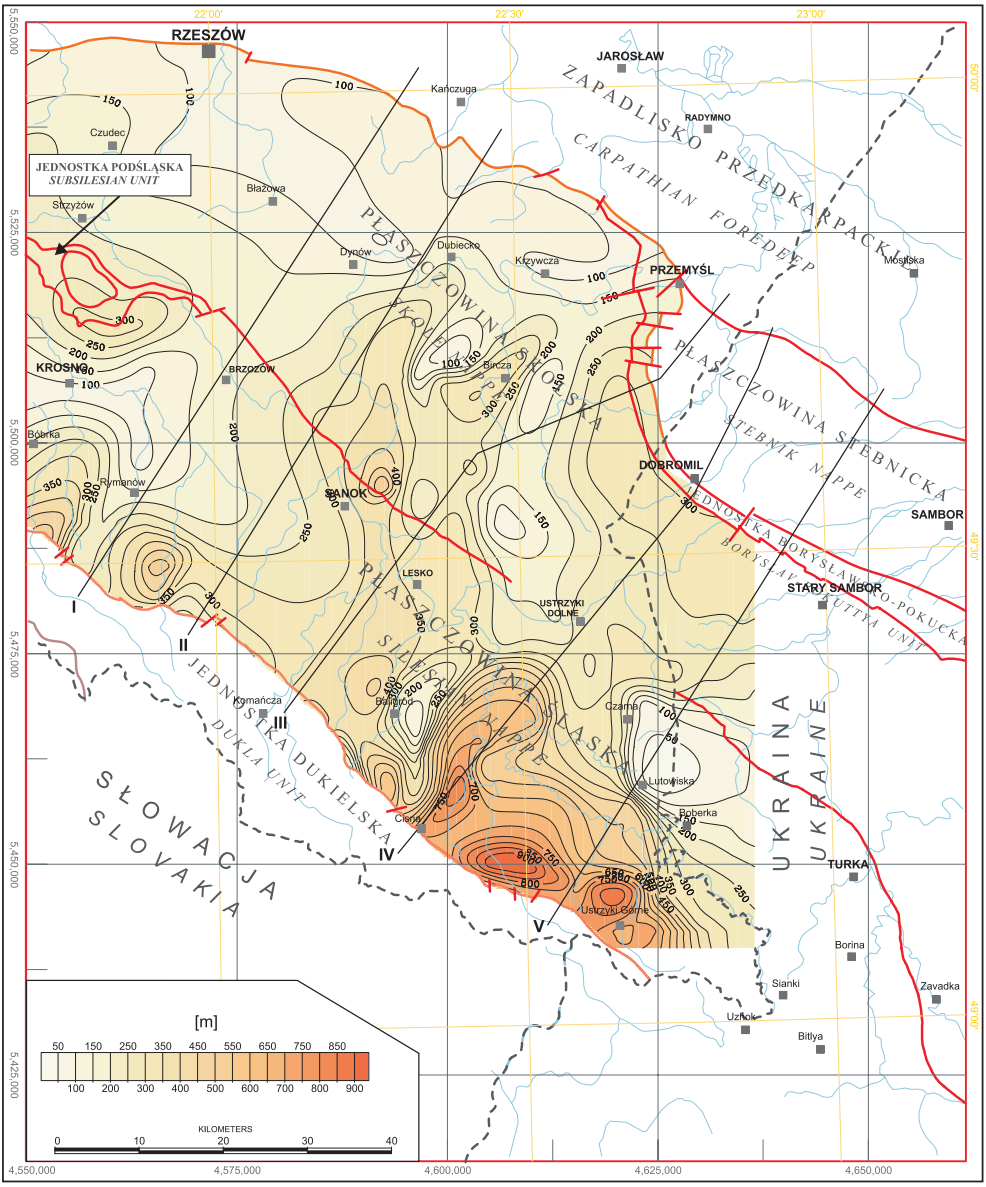

Fig. 6. Mapa zerodowanych miąższości pokrywy fliszowej w stadium postinwersyjnym (wg Kuśmierka *et al*. 1995)

Fig. 6. Map of eroded thickness of the flysch cover in the postinversional stage (after Kuśmierek *et al*. 1995)

SKALOWANIE PALEOTERMICZNYCH PARAMETRÓW PRZEOBRAŻANIA MATERII ORGANICZNEJ

Przewodność cieplna i współczesny strumień cieplny

Współczynnik przewodności cieplnej (λ) charakteryzuje termiczne własności skał i określa ich zdolność do przewodzenia ciepła. Największy wpływ na λ skał osadowych ma skład mineralny, porowatość oraz rodzaj medium nasycającego skałę (Plewa 1977, Plewa & Plewa 1992). Wartość współczynnika przewodności cieplnej uwarunkowana jest także wielkością uziarnienia, temperaturą, stopniem jej przeobrażenia (diagenezy i metamorfizmu) oraz stanem naprężeń ośrodka skalnego. Istotną rolę przy określaniu przewodności cieplnej skał odgrywa również anizotropia ośrodka – wartości pomiarów wykonanych równolegle do uwarstwienia skały są zwykle większe od mierzonych prostopadle (Demongodin *et al*. 1991, Plewa & Plewa 1992).

Współczesny rozkład średniego współczynnika przewodności cieplnej został opracowany na podstawie pomiarów laboratoryjnych wykonanych na próbkach skał fliszu karpackiego, pobranych z 41 odsłonięć powierzchniowych oraz ośmiu profili otworów wiertniczych. Badania laboratoryjne przeprowadzono w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie w ramach realizacji projektu badawczego (Zalewska *et al*. 2007). Wykorzystano również dane publikowane (Ciechanowska *et al*. 2001) oraz materiały archiwalne Towarzystwa Geosynoptyków GEOS (Zalewska *et al*. 2000).

Ze względu na zróżnicowane własności termiczne skał piaszczystych i ilastych analiza pomiarów laboratoryjnych objęła obliczenie średnich wartości współczynnika przewodności cieplnej osobno dla każdego litotypu, serii osadów (śląskiej i skolskiej) i wydzielonych kompleksów litostratygraficznych: kredy dolnej (podsenońskiego), kredy górnej-paleocenu, eocenu, oligocenu dolnego oraz oligocenu górnego-miocenu dolnego. Średnie wartości przewodności zmieniają się w zakresie od 2.75 do 3.78 W/mK dla utworów piaszczystych oraz od 1.83 do 2.50 W/mK dla ilastych, i są zbliżone do wartości cytowanych w literaturze (Plewa 1976, 1988, Sroka 1991, Ciechanowska *et al*. 2001).

Na podstawie uzyskanych wyników dla każdego z powyższych wydzieleń obliczono średnią harmoniczną ważoną miąższością osadów piaszczystych i ilastych. Jej zastosowanie jest adekwatnym sposobem wyznaczania średniej przewodności w kierunku prostopadłym do uławicenia warstw (Karwasiecka 2001). Model współczesnego rozkładu współczynnika przewodności cieplnej, dla całej pokrywy fliszowej, został opracowany na podstawie średniej harmonicznej ważonej miąższością poszczególnych wydzieleń litostratygraficznych. Współczynnik przewodności cieplnej w obszarze płaszczowiny śląskiej, cechuje większy przedział wartości średniej: od 2.40 do 2.80 W/mK, w stosunku do skolskiej: od 2.40 do 2.60 W/mK. Zrekonstruowany model rozkładu λ nie wykazuje w przypadku większości profili znacznych różnic w stosunku do publikowanych danych (Plewa *et al*. 1986, 1990, Sroka 1991, Przybyła 1994).

Na podstawie zmodyfikowanego rozkładu współczesnego gradientu geotermicznego (Kuśmierek *et al*. 1991–1994) oraz modelu λ wykonano mapę współczesnego strumienia cieplnego. W stosunku do publikowanych modeli (Majorowicz & Plewa 1979, Kuśmierek & Maćkowski 1995) wykazuje on nieco wyższe wartości – od 5 do 10 mW/m^2 – na całym

obszarze objętym badaniami. Najwyższy strumień cieplny (od 70 do ponad 75 mW/m^2) występuje w obrębie płaszczowiny śląskiej, wzdłuż granicy z jednostką dukielską. W kierunku północno-wschodnim zaznacza się natomiast stopniowy spadek jego wartości – do 50–55 mW/m^2 w obrębie płaszczowiny skolskiej.

Paleoprzewodności i paleostrumień cieplny (Fig. 7)

Rekonstrukcję rozkładu paleoprzewodności cieplnej oparto na zależności pomiędzy objętościowym współczynnikiem przewodności cieplnej (λ) a porowatością (ϕ) skały. Niezbędne jest tu oznaczenie współczynnika przewodności cieplnej szkieletu skalnego (λ_{sz}) oraz odtworzenie zmian porowatości w czasie geologicznym (Okui *et al*. 1998, Hantschel & Kauerauf 2009). Do wyznaczenia λ_{sz} wykorzystano równania regresyjne pomiędzy λ a ϕ.

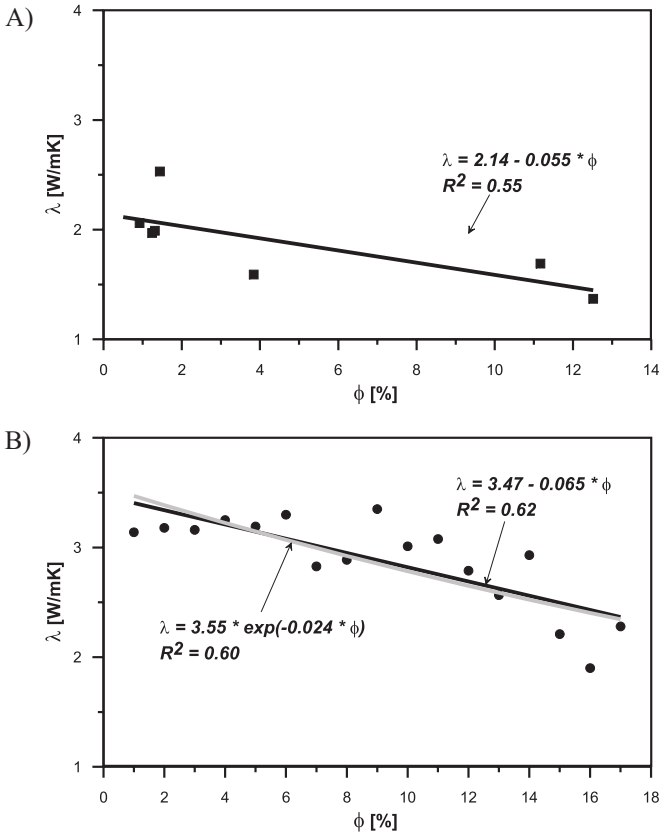

Fig. 7. Wykresy zależności współczynnika przewodności cieplnej λ iłowców (A) i piaskowców (B) od porowatości ϕ: A) oznaczenia z profilu otworu wiertniczego Lutowiska-2; B) wartości λ, dla całej populacji danych, uśrednione w klasach ϕ

Fig. 7. Plot of the thermal conductivity coefficient λ in claystones (A) and sandstones (B) versus porosity ϕ: A) determinations from the Lutowiska-2 well section; B) λ values for the whole data population, averaged in classes of ϕ

Oszacowanie przewodności cieplnej szkieletu skalnego nastręczało pewnych trudności ze względu na słabą korelację i małą ilość dostępnych danych, szczególnie w przypadku skał ilastych. Dobrą zależność zaobserwowano jedynie w przypadku oznaczeń z otworu Lutowiska-2 (Fig. 7A).

Znacznie większą ilością pomiarów dysponowano w odniesieniu do utworów piaszczystych, jednakże korelacja w całym zbiorze danych była bardzo słaba. Wyznaczenie zależności umożliwiło dopiero uśrednienie wartości λ w klasach ϕ co 1% (Fig. 7B).

Otrzymane równania regresji pozwoliły na określenie przewodności cieplnej szkieletów skalnych, które aproksymowano, przyjmując wartości λ_{sz} dla $\phi = 0$. Współczynnik przewodności cieplnej szkieletu skalnego dla litotypu ilastego i piaszczystego wynosi odpowiednio: $\lambda_{sził} = 2.14$ ($R^2 = 0.55$) oraz $\lambda_{szpc} = 3.47$ ($R^2 = 0.62$). Uzyskane wielkości mieszczą się w zakresie danych literaturowych wyznaczonych dla skał z różnych basenów sedymentacyjnych (Hermanrud 1993).

Na podstawie trendów kompakcji, aproksymowanych zależnościami eksponencjalnymi (Bromowicz *et al*. 2001, Kuśmierek *et al*. 2001), została określona zmiana porowatości w czasie geologicznym, oszacowana odrębnie dla utworów piaszczystych i ilastych. Wraz z uzyskanymi wartościami współczynnika przewodności cieplnej szkieletów skalnych pozwoliło to na opracowanie rozkładu średniego współczynnika paleoprzewodności cieplnej wzdłuż śladów trawersów będących obiektem modelowań termicznego przeobrażania materii organicznej.

Na podstawie zrekonstruowanej wielkości paleoprzewodności cieplnej oraz archiwalnej mapy maksymalnego gradientu paleotermicznego (Kuśmierek *et al*. 1991–1994) został wykonany model paleostrumienia cieplnego. W stosunku do rozkładu współczesnego strumienia cieplnego zaznacza się wzrost jego wartości o 20–30 mW/m^2 w obrębie płaszczowiny śląskiej, zwłaszcza w jej południowo-zachodniej części. W północno-wschodniej części płaszczowiny skolskiej następuje natomiast spadek wielkości paleostrumienia cieplnego (poniżej 40 mW/m^2) aż do wartości niższych od współczesnych.

Kalibracja paleostrumienia cieplnego w profilach wierceń

Jednowymiarowe modelowania komputerowe historii termicznej, kalibrowano pomiarami temperatury T_{max} (z analizy Rock-Eval) oraz refleksyjnością witrynitu R_r próbek pobranych w profilach wierceń. Do modelowań użyto danych skalujących historię pogrążania, parametry petrofizyczne skał, współczesny reżim cieplny oraz współczesną dojrzałość termiczną kerogenu. Historię pogrążania podzielono umownie na okres sedymentacji, orogeniczny (nasunięciowo-fałdowy) i współczesny.

W modelu pogrążania uwzględniono poprawkę na dekompakcję z zastosowaniem algorytmu zaproponowanego przez Baldwina & Butlera (1985). Porównawczo prowadzono analizy z zastosowaniem alternatywnego algorytmu wg Sclatera & Christiego (1980) oraz Falveya & Middletona (1981), wykazując, że wpływ tej poprawki na wynik modelowań jest znikomy.

Modelowania dojrzałości prowadzono metodą *forward*, w której dla założonego stanu wyjściowego systemu definiowano zdarzenie geologiczno-termiczne, a następnie modelowa-

no jego skutek dla współczesnego rozkładu dojrzałości termicznej w profilu. W przypadku niezgodności między wartością dojrzałości wyliczoną a pomierzoną w profilu osadowym powtarzano procedurę z zastosowaniem innych parametrów modelu, aż do uzyskania optymalnej kalibracji modelu. W procedurze modelowań szczególną uwagę poświęcono problemowi unikalności modelu, tj. analizowano alternatywne modele o analogicznej lub zbliżonej jakości kalibracji. Przeprowadzone modelowania uwzględniały zmiany w czasie parametrów przewodności termicznej i pojemności cieplnej w funkcji zmian porowatości wraz z pogrążaniem (np. Dykstra 1987). Wartość tych parametrów miała istotny wpływ na wielkość współczesnego strumienia cieplnego oraz jego ewolucję w analizowanym interwale czasu geologicznego.

W trakcie przeprowadzonych modelowań dojrzałość termiczną wyliczano z algorytmu Sweeneya & Burnhama (1990). Alternatywnie model weryfikowano, wykorzystując równie często stosowany algorytm Waplesa (1980, 1985), oparty na relacji dojrzałość termiczna – czas – temperatura, zaproponowany przez Lopatina (1971) (por. Dykstra 1987).

W kalibracji modelu termiczno-erozyjnego wykorzystywano wyniki pomiarów T_{max} z analizy pirolitycznej Rock-Eval oraz pojedyncze wyniki pomiarów refleksyjności witrynitu R_r (patrz Kosakowski *et al*. 2009). Jednakże ich ograniczona ilość i nierównomierny rozkład w profilu decydowały o jakości kalibracji.

Szczególnie drastyczne różnice odnoszą się do wartości R_r wyliczonych z pomiarów T_{max} w stosunku do pomierzonych w profilu warstw menilitowych w odwiercie Paszowa-1. Wedle wartości przeliczonych warstwy te na głębokości rzędu 4200–5000 osiągnęły zaledwie fazę wczesnej dojrzałości (0.5–0.7% R_r), natomiast według oznaczeń empirycznych – fazę późnej dojrzałości, skalowaną przedziałem 1.0–1.3% R_r, tj. przeobrażenie termiczne dwukrotnie wyższe w wartościach bezwzględnych (Fig. 8).

Istotnym ograniczeniem przeprowadzonych modelowań termicznych jest przede wszystkim nasunięciowo-fałdowy styl tektoniczny obszaru badań.

Elementem wyjściowym rekonstrukcji pola termicznego był współczesny powierzchniowy strumień cieplny, obliczony na podstawie wartości przewodności cieplnej poszczególnych wydzieleń litostratygraficznych, wyliczonych z proporcji litologicznych.

Wykonane modelowania wykazały, że do wytłumaczenia obserwowanej dojrzałości kerogenu możliwe jest przyjęcie dwóch modeli ewolucji strumienia cieplnego (Fig. 8, 9). Oba modele zakładają sukcesywny przyrost wielkości strumienia cieplnego od etapu sedymentacyjnego do etapu orogenicznego formowania się Karpat Zewnętrznych i jego systematyczny spadek do dzisiaj. Ponadto, testowano również model III z jego stałą wielkością w całym przedziale czasowym rozwoju Karpat. Różnice w wielkości paleostrumienia cieplnego w testowanych modelach termicznych I i II są wynikiem przyjęcia różnych wartości przewodności cieplnej (Maćkowski *et al*. 2009a).

W modelu I maksymalne wielkości strumienia cieplnego są wyższe w stosunku do jego współczesnej wartości nawet o około 85%, a w modelu II – o około 35%. Warunkiem poprawności kalibracji modeli paleotermicznych jest wiarygodna estymacja miąższości pokrywy osadów fliszowych usuniętych przez erozję. Oszacowano ją w wymiarze od 500–2000 metrów w zachodniej części obszaru i do 1000–3500 metrów w części wschodniej.

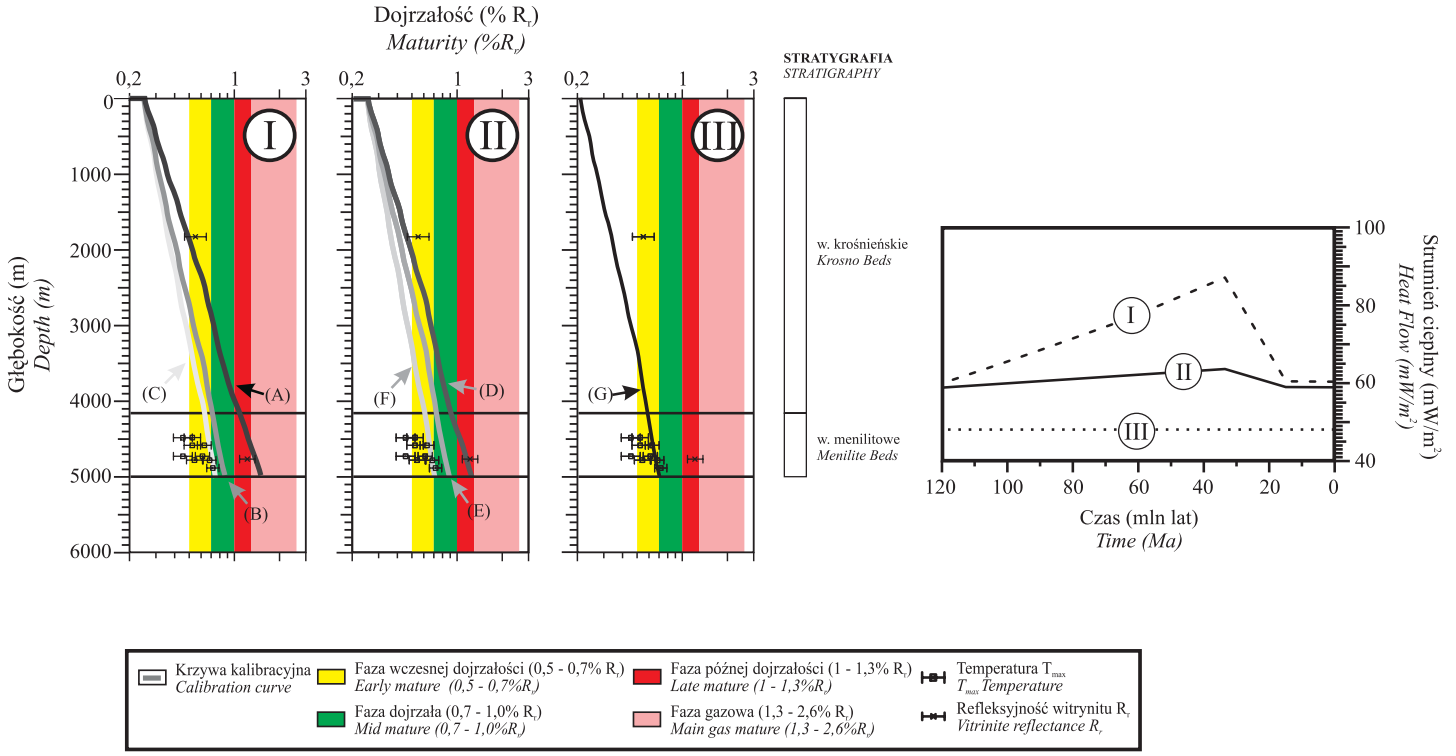

Fig. 8. Krzywe kalibracyjne modelu koncepcyjnego w profilu odwiertu Paszowa-1. Wielkość erozji w modelu ewolucji geologicznej 250 m. Strumień cieplny (współczesny/maksymalny/początek sedymentacji): (A) 60/87/60; (B) 40/87/40; (C) 35/87/35; (D) 58/62/58; (E) 48/62/48; (F) 38/62/38; (G) 48/48/48; objaśnienia modeli termicznych (I), (II) i (III) – patrz tekst

Fig. 8. Calibration curves of the conceptual model in the Paszowa-1 well section. Magnitude of erosion in the geological evolution model 250 m. Heat flow (recent/maximum/onset of sedimentation): (A) 60/87/60; (B) 40/87/40; (C) 35/87/35); (D) 58/62/58; (E) 48/62/48; (F) 38/62/38; (G) 48/48/48; see the text for explanations of the thermal models (I), (II) and (III)

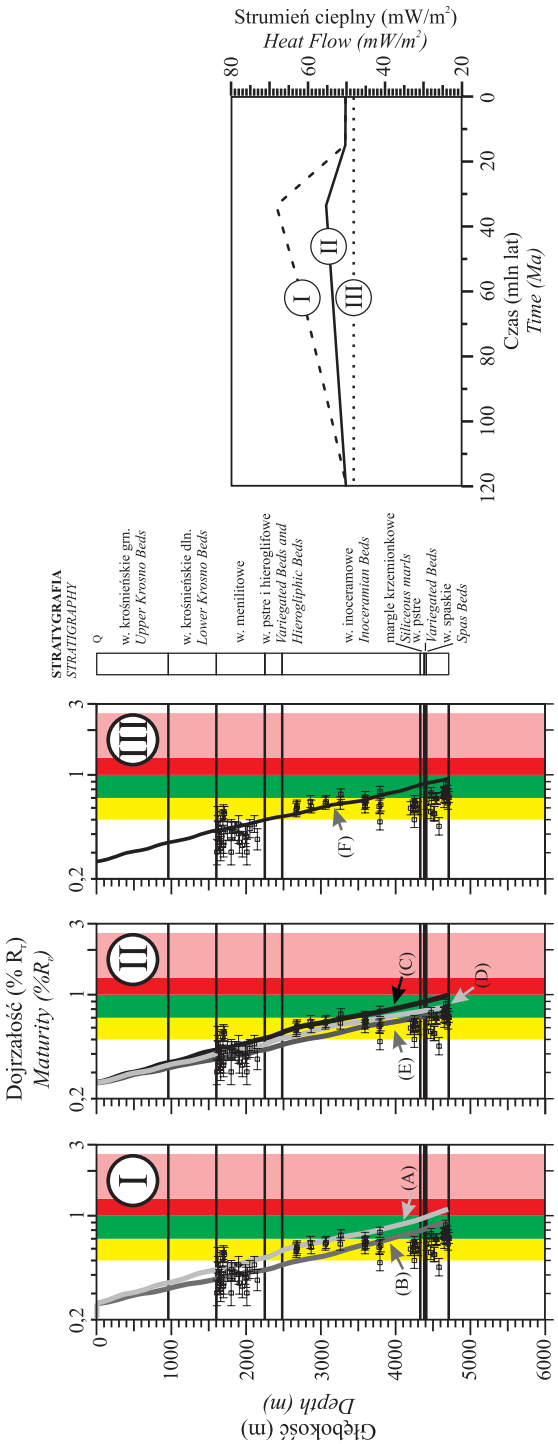

Fig. 9. Krzywe kalibracyjne modelu koncepcyjnego w profilu odwiertu Kuźmina-2. Wielkość erozji w modelu ewolucji geologicznej 300 m. Strumień cieplny (współczesny/maksymalny/początek sedymentacji): (A) 51/67/51; (B) 40/67/40; (C) 51/55/51; (D) 45/55/45; (E) 40/55/40; (F) 48/48/48; objaśnienia modeli termicznych (I), (II) i (III) – patrz tekst, pozostałe objaśnienia jak na figurze 8

Fig. 9. Calibration curves of the conceptual model in the Kuźmina-2 well section. Magnitude of erosion in the geological evolution model 300 m. Heat flow (recent/maximum/onset of sedimentation): (A) 51/67/51; (B) 40/67/40; (C) 51/55/51; (D) 45/55/45; (E) 40/55/40; (F) 48/48/48; see the text for explanations of the thermal models (I), (II) and (III), remaining explanations – as for figure 8

Wykonano analizę modeli termiczno-erozyjnych I i II pod względem ich wrażliwości na główne parametry kalibrujące, tj. wielkość erozji i wielkość strumienia cieplnego. Stwierdzono, że wpływ powyższych parametrów skalujących na model jest różny, nawet przy zbliżonych wielkościach dojrzałości termicznej kerogenu. Kalibracja modelu na zmiany wielkości strumienia cieplnego wykazała większą wrażliwość modelu aniżeli w przypadku zmian wielkości erozji.

Należy również podkreślić, że w analizowanych profilach otworów Paszowa-1 i Kuźmina-2 trudno jest uzyskać model o precyzyjnej kalibracji w obrębie kompleksu utworów fliszowych. Wiąże się to ze skomplikowaną ewolucją geosynkliny fliszowej, tj. zazębianiem się procesów sedymentacji, deformacji i erozji osadów, diachronicznych w czasie i w przestrzeni. Na redukcję wartości przypowierzchniowego strumienia cieplnego miała niewątpliwy wpływ szybka sedymentacja grubej serii warstw krośnieńskich (typowej litofacji synorogenicznej) – nawet do 25% w depocentrach sedymentacyjnych, jak wynika z obliczeń wykorzystujących nomogramy skalujące efekt tego procesu (Smirnov 1972). Jej wpływ ujawnia się m.in. subwertykalnym nachyleniem profili refleksyjności witrynitu, charakterystycznym dla osadów młodszego oligocenu-wczesnego miocenu (Semyrka 2009).

Najlepszą zgodność z rzeczywistymi wartościami R_r prezentuje model kalibracyjny IID (nie wykluczając modelu IA), który można by lepiej dopasować, korygując rozmiar erozji (*in plus*) i wprowadzając poprawkę na oligoceńskie „wyziębienie" subbasenów wskutek szybkiej sedymentacji osadów synorogenicznych (Fig. 8). W naturalny sposób w modelu większą czułość na strumień cieplny obserwuje się w dolnej części profilu w poziomie warstw kredowych. Podobnie w otworze Kuźmina-2 zaznacza się zróżnicowanie czułości na ten parametr skalujący (Fig. 9). Zmiana dojrzałości kerogenu jest na zbliżonym poziomie jak w przypadku zmiany wielkości erozji. Przyjęty model ewolucji termicznej przystaje do wcześniejszej interpretacji okna generowania fazy ropnej z litofacji menilitowej w otworze Paszowa-1, wyznaczonego w głębokości 4300–5600 dla późnego miocenu, przy zmiennej wartości strumienia cieplnego (Kuśmierek & Maćkowski 1995).

Powyższe konkluzje są istotne m.in. dla genezy pola ropnego Wańkowa produkującego z piaskowców kliwskich warstw menilitowych – najbardziej zasobnego w obrębie wewnętrznego synklinorium płaszczowiny skolskiej – gdyż otwór Paszowa-1 zlokalizowany jest w przeciwległym skrzydle głębokiej synkliny Tyrawy Wołoskiej, w której umiejscowiona jest prawdopodobnie „kuchnia generowania" (Kuśmierek *et al*. 1994–1996).

MODELE TERMICZNEGO PRZEOBRAŻENIA MATERII ORGANICZNEJ

Modele generowania i ekspulsji faz węglowodorowych zostały opracowane wzdłuż pięciu trawersów (I–V). Są one wynikiem obliczeń wykonanych w 367 profilach syntetycznych i geometrycznej interpolacji współczynnika transformacji termicznej kerogenu (*TR*) oraz współczynnika efektywności ekspulsji dla faz ropnej i gazowej. Wyniki dwuwymiaro-

wych modelowań procesu generowania i ekspulsji węglowodorów odnoszą się do litofacji macierzystych: oligocenu (Ol_1-Ol_2) – łupków menilitowych z dominującym II (ropotwórczym) typem kerogenu; górnej kredy-paleocenu (K_2-P_{1-2}), w tym dla serii śląskiej – warstw istebniańskich, a dla serii skolskiej – warstw inoceramowych; dolnej kredy (K1), w tym dla serii śląskiej – warstw lgockich, wierzowskich i cieszyńskich, a dla serii skolskiej – margli krzemionkowych, warstw spaskich z dominacją III (gazotwórczego) typu kerogenu (Maćkowski *et al*. 2009b).

W artykule zaprezentowano uzyskane wyniki modelowań na fragmentach trawersów: I – Jaśliska – Husów (Fig. 10), IV – Cisna – Chidnovichi (Fig. 11 na wklejce) i III – Komańcza – Jaksmanice (Fig. 12 na wklejce). Na figurach tych zamieszczono wykresy: średniej przewodności cieplnej, współczesnej i paleoprzewodności cieplnej, współczesnego strumienia cieplnego i paleostrumienia cieplnego.

Prezentowane wyniki dwuwymiarowych modelowań pokazują wyraźnie współczesne zróżnicowanie poziome i pionowe rozkładu współczynnika transformacji termicznej kerogenu (*TR*) w obszarze jednostek śląskiej i skolskiej, dokumentując odmienną ewolucję pogrążenia i paleostrumienia cieplnego (Fig. 11).

Wysokie wartości współczynnika *TR* sięgające 100% są charakterystyczne dla przyspągowej partii profilu kredy w centralnym synklinorium płaszczowiny śląskiej na głębokości od ok. –7000 do –8000 m, a także w warstwach menilitowych oligocenu na głębokości od ok. –5000 do –6000 m (Fig. 10, 11). Ten wysoki stopień transformacji termicznej kerogenu podkreśla znaczenie dla generowania węglowodorów z litofacji macierzystej łupków menilitowych lokalnych synklin w obrębie płaszczowiny śląskiej i jednostki podśląskiej.

Skały macierzyste litofacji menilitowej osiągnęły w pełni dojrzałość do generowania w otoczeniu otworu Rymanów-1, gdzie zalegają obecnie najgłębiej od –3500 do –5500 m. Na głębokości mniejszej, od –2000 m do powierzchni są całkowicie niedojrzałe termicznie do generowania węglowodorów (Fig. 10). W strefie między rzutowanymi na trawers otworami Bykowce IG-1 i Rozpucie-1 dojrzałość termiczna nie przekracza 40% *TR* (Fig. 12). W rejonie otworu Polanki IG-1, w przegubach synklin dojrzałość termiczna litofacji menilitowej osiąga 100%, natomiast płycej wynosi 70–80% w skali *TR*.

Skały macierzyste litofacji ilastych paleocenu-kredy młodszej oraz kredy starszej, na ogół zalegające poniżej –5500 m, charakteryzuje współczynnik transformacji termicznej *TR* przekraczający 80%. Przeobrażenie termiczne skał litofacji macierzystej paleocenu-kredy młodszej na większości obszaru jest niskie i osiąga maksymalnie 60% na SW od otworu Kuźmina-1. Wyższe wartości, od 50 do 100% w skali *TR*, osiągają litofacje macierzyste kredy starszej w strefie synklinalnej na SW od otworu Kuźmina-1 (Fig. 12).

Przeobrażenie termiczne skał macierzystych paleocenu-kredy młodszej w obrębie płaszczowiny śląskiej jest największe w strefach pogrążonych do głębokości od –7000 do –8000 m, malejąc w kierunku północno-wschodnim i osiągając na obszarze płaszczowiny skolskiej maksymalnie 50–60%, a w utworach kredy starszej – ok. 80% w skali *TR*.

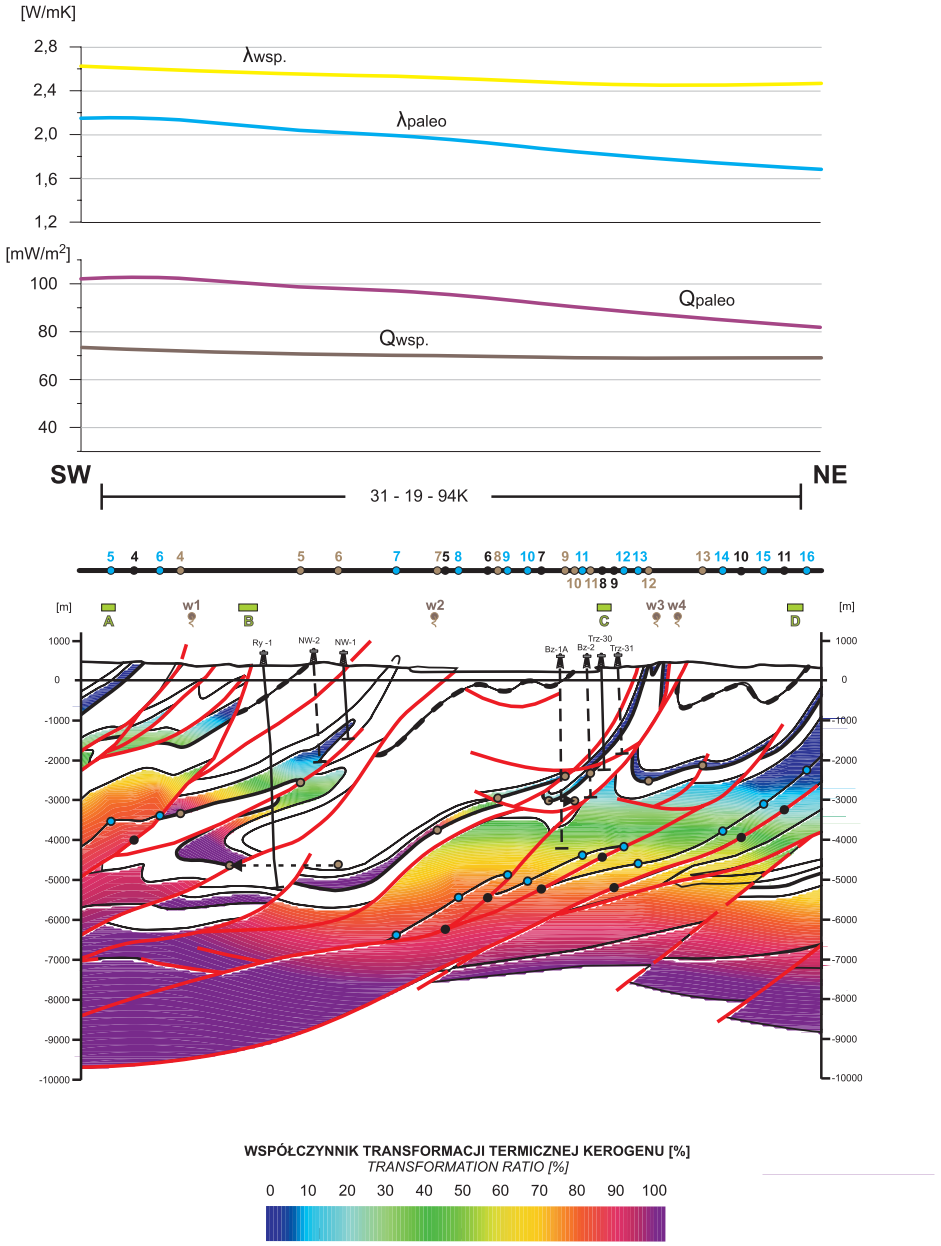

Fig. 10. Geometryczna interpolacja transformacji termicznej (*TR*) skał macierzystych w trawersie I Jaśliska – Husów (fragment) wraz z wykresami średniej przewodności cieplnej współczesnej i paleoprzewodności oraz współczesnego strumienia cieplnego i paleostrumienia. Objaśnienia jak na figurze 11

Fig. 10. Geometrical interpolation of the thermal transformation (*TR*) of source rocks in the traverse I Jaśliska – Husów (a fragment), together with plots of mean recent thermal conductivity and paleothermal conductivity, as well as recent heat flow and paleoheat flow. Explanations – as for figure 11

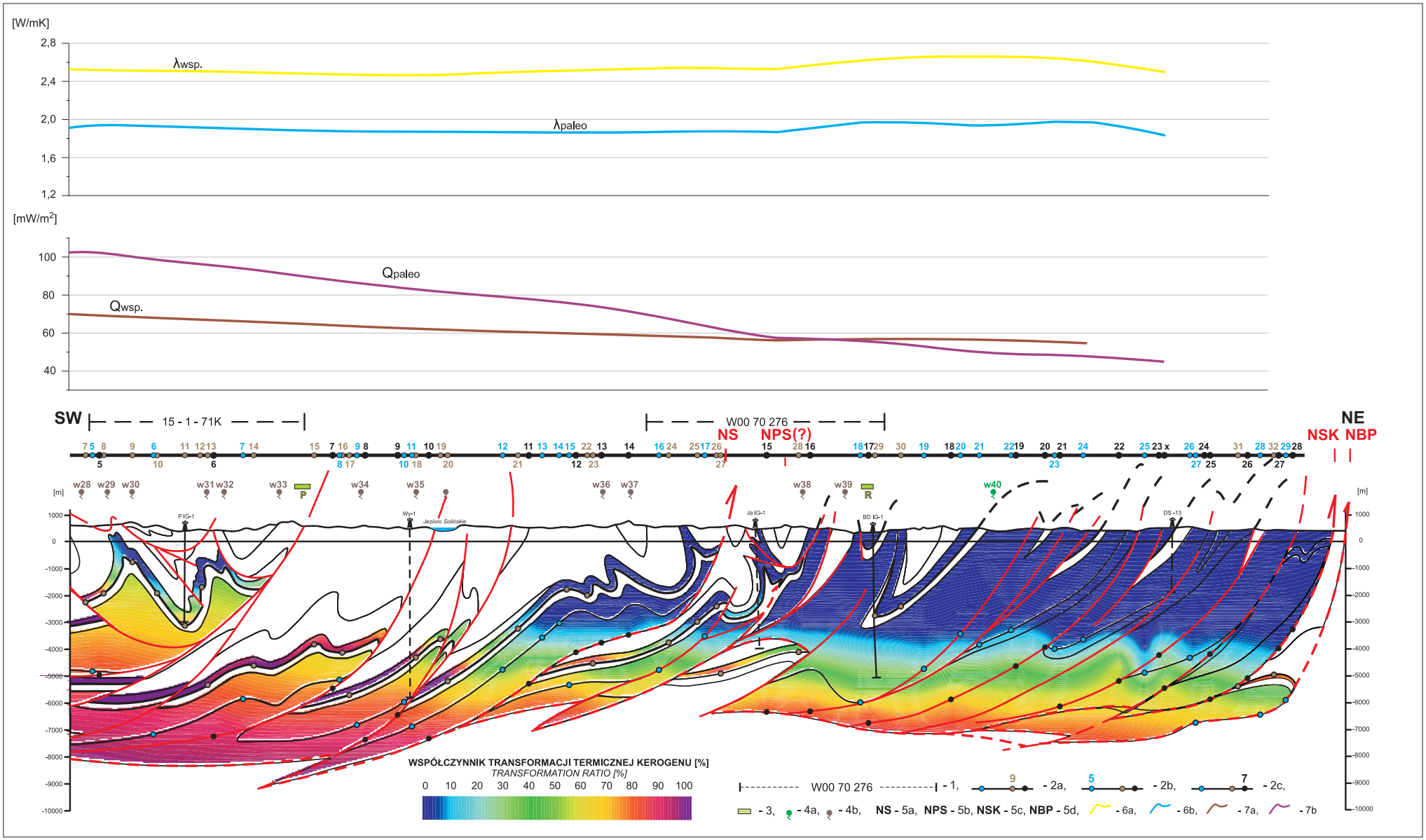

Fig. 11. Geometryczna interpolacja transformacji termicznej (*TR*) skał macierzystych w trawersie IV Cisna – Chidnovichi (fragment) wraz z wykresami średniej przewodności cieplnej współczesnej i paleoprzewodności oraz współczesnego strumienia cieplnego i paleostrumienia. 1 – profil sejsmiczny(rzutowany); 2 – numery i lokalizacja profili syntetycznych na rzucie śladu trawersu, litofacji: 2a – menilitowej, 2b – paleocenu-kredy młodszej, 2c – kredy starszej; 3 – pozycja geologiczna lub lokalizacja złóż; 4 – pozycja geologiczna (rzutowana) lub lokalizacja powierzchniowych wycieków ropy naftowej na wychodniach utworów: 4a – kredy-eocenu, 4b – oligocenu; 5 – lokalizacja i symbole nasunięć: 5a – śląskie, 5b – podśląskie, 5c – skolskie, 5d – borysławsko-pokuckie; 6 – współczynnik przewodności cieplnej λ [W/mK]: 6a – współczesny, 6b – paleo; 7 – strumień cieplny [mW/m^2]: 7a – współczesny, 7b – paleo

Fig. 11. Geometrical interpolation of the thermal transformation (*TR*) of source rocks in the traverse IV Cisna – Chidnovichi (a fragment), together with plots of mean recent thermal conductivity and paleothermal conductivity, as well as recent heat flow and paleoheat flow. 1 – seismic section (projected), 2 – numbers and locations of synthetic sections on the projection of the traverse line, of the following lithofacies: 2a – Menilite, 2b – Paleogene – Late Cretaceous, 2c – Early Cretaceous; 3 – geological positions or locations of hydrocarbon fields, 4 – geological (projected) positions or locations of surface oil seeps on outcrops of: 4a – Cretaceous-Eocene deposits, 4b – Oligocene deposits; 5 – location and symbols of the overthrusts: 5a – Silesian, 5b – Sub-Silesian, 5c – Skole, 5d – Boryslav-Pokuttya; 6 – thermal conductivity coefficient λ [W/mK]: 6a – recent, 6b – paleo; 7 – heat flow [mW/m^2]: 7a – recent, 7b – paleo

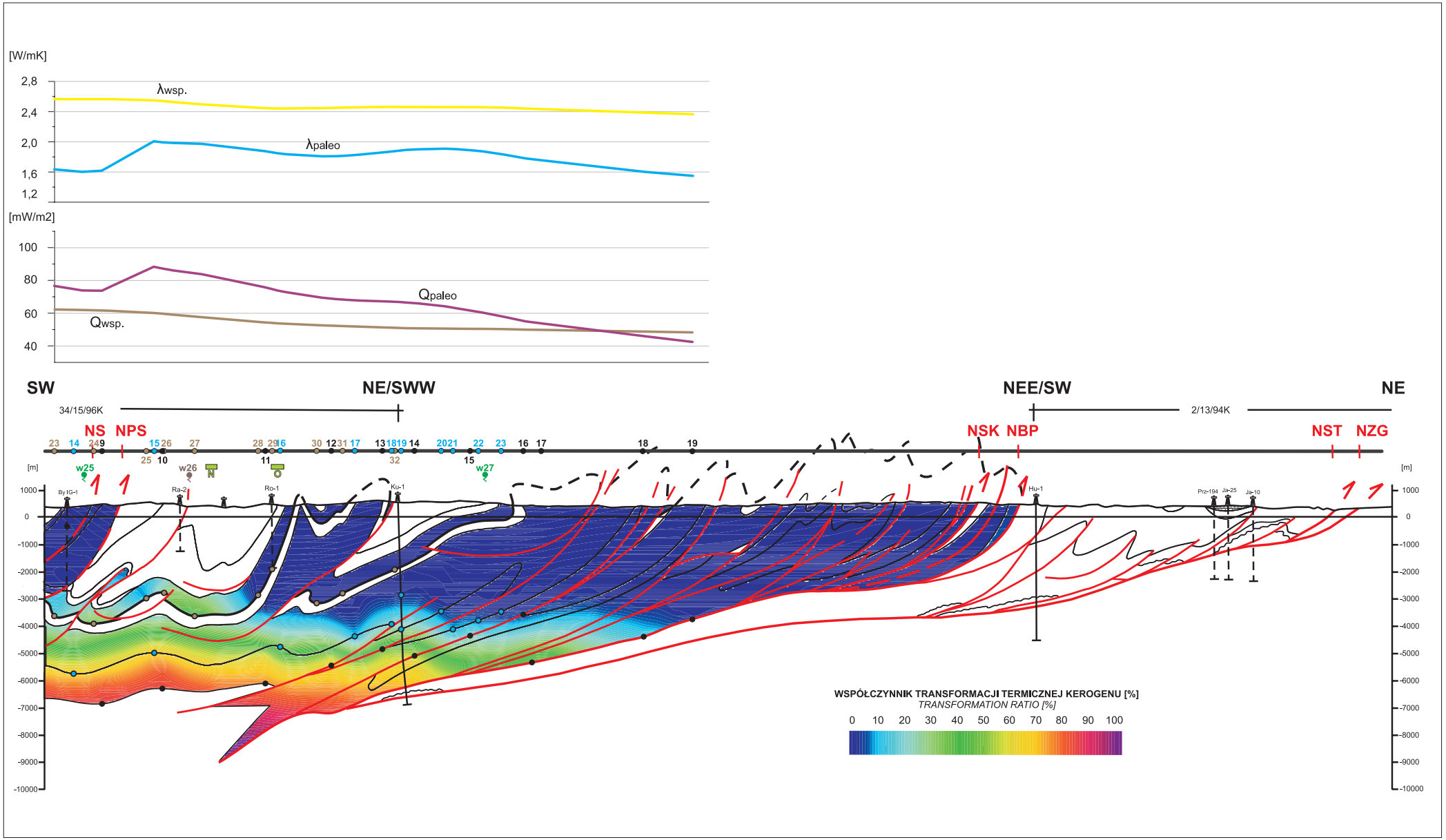

Fig. 12. Geometryczna interpolacja transformacji termicznej (*TR*) skał macierzystych w trawersie III Komańcza – Jaksmanice (fragment) wraz z wykresami średniej przewodności cieplnej współczesnej i paleoprzewodności oraz współczesnego strumienia cieplnego i paleostrumienia. Lokalizacja i symbole nasunięć: NST – stebnickie, NZG – zgłobickie, pozostałe objaśnienia jak na figurze 11

Fig. 12. Geometrical interpolation of the thermal transformation (*TR*) of source rocks in the traverse III Komańcza – Jaksmanice (a fragment), together with plots of mean recent thermal conductivity and paleothermal conductivity, as well as recent heat flow and paleoheat flow. Locations and symbols of the overthrusts: NST – Stebnik, NZG – Zgłobice. Remaining explanations – as for figure 11

CHARAKTERYSTYKA POTENCJAŁÓW MACIERZYSTOŚCI LITOFACJI ILASTYCH

Potencjał macierzystości litofacji ilastych w obszarze objętym projektem szacowany był na podstawie wyników oznaczeń pirolitycznych (analizatorem Rock-Eval) próbek z wierceń i odsłonięć oraz kwantyfikowania zawartości materii organicznej w profilach wierceń metodą Carbolog. Na podstawie powyższego materiału badawczego wyselekcjonowano podzbiór wyników badań analitycznych 891 próbek skalnych z odwiertów i odsłonięć w celu zrekonstruowania pierwotnego potencjału macierzystości litofacji ilastych, będących obiektem modelowań. We wszystkich badanych jednostkach strukturalno-facjalnych: borysławsko-pokuckiej, skolskiej, podśląskiej i śląskiej, najwyższym potencjałem macierzystości cechuje się litofacja łupków menilitowych, w której składzie dominuje ropotwórczy kerogen II typu (o zawartości $C_{org.}$ do 20% wag.), zawierający podwyższone koncentracje siarki organicznej w subplatformowych sekwencjach depozycyjnych serii skolskiej; obniżającej próg okna generowania ropnej fazy węglowodorów. Najlepszymi wskaźnikami macierzystości wyróżniają się najstarsze ogniwa litofacji menilitowej w profilach serii śląskiej i skolskiej, tj. zawartościami: $C_{org.}$ – od 6% do 20% i HI – od 300 do ponad 700 mg HC/g TOC (Więcław *et al*. 2008).

Znacznie niższymi potencjałami macierzystości charakteryzują się osady ilaste warstw istebniańskich i inoceramowych (stryjskich) zawierające przeważnie gazotwórczy kerogen III typu, najczęściej w ilościach poniżej 1% (sporadycznie wyższych). Litofacje macierzyste starszej kredy wykazują lokalne podwyższenia zawartości lądowego kerogenu gazotwórczego III typu (nawet do 5% wag.) z niewielkim udziałem morskiej materii organicznej.

W odróżnieniu od geochemicznych metod oceny zawartości kerogenu – bazujących na próbkach o wadze kilkudziesięciu miligranów – stosowana w Karpatach od lat 90. metoda Carbolog (Ciechanowska & Kuśmierek 1992) oparta na kompleksowej interpretacji konwencjonalnych profilowań otworowych (PA i PO), kalibrowanych zbiorem oznaczeń laboratoryjnych, pozwala na uzyskanie ciągłego zapisu zmian zawartości materii organicznej w całym profilu wiercenia.

W celu oceny zmian zawartości materii organicznej w osadach ilastych serii śląskiej i skolskiej skwantyfikowano krzywe Carbolog, opracowane przez Zakład Geofizyki Wiertniczej INiG, dla siedmiu głębokich otworów w badanym obszarze, wykorzystując również wyniki archiwalnych prac dyplomowych (Szponder 2003, Skupień 2004) i projektu badawczego (Kuśmierek *et al*. 1994–1996). W celu uwiarygodnienia wyników estymacji zawartości $C_{org.}$ metodą Carbolog porównano je z rezultatami 276 oznaczeń wykonanych analizatorami Rock-Eval i Leco próbek okruchowych i rdzeni wiertniczych z otworu Rozpucie-1 (Baczyński *et al*. 1997). Odwiert ten od głębokości 1300 m przewiercał stromo zapadające pakiety łupków menilitowych (przeławicane piaskowcami kliwskimi) o niskiej dojrzałości (< 0.5% R_o), tj. zawierające pierwotne koncentracje materii organicznej (Fig. 13).

Zmiany koncentracji materii organicznej określane powyższymi metodami wykazują zbieżny trend – pomimo odrębnych podstaw teoretycznych i zasięgu penetracji ośrodka skalnego, jak podkreślono to powyżej – przy czym zaletą metody Carbolog jest możliwość wydzielenia pakietów o zróżnicowanym potencjale macierzystości w pełnym profilu badanych litofacji ilastych.

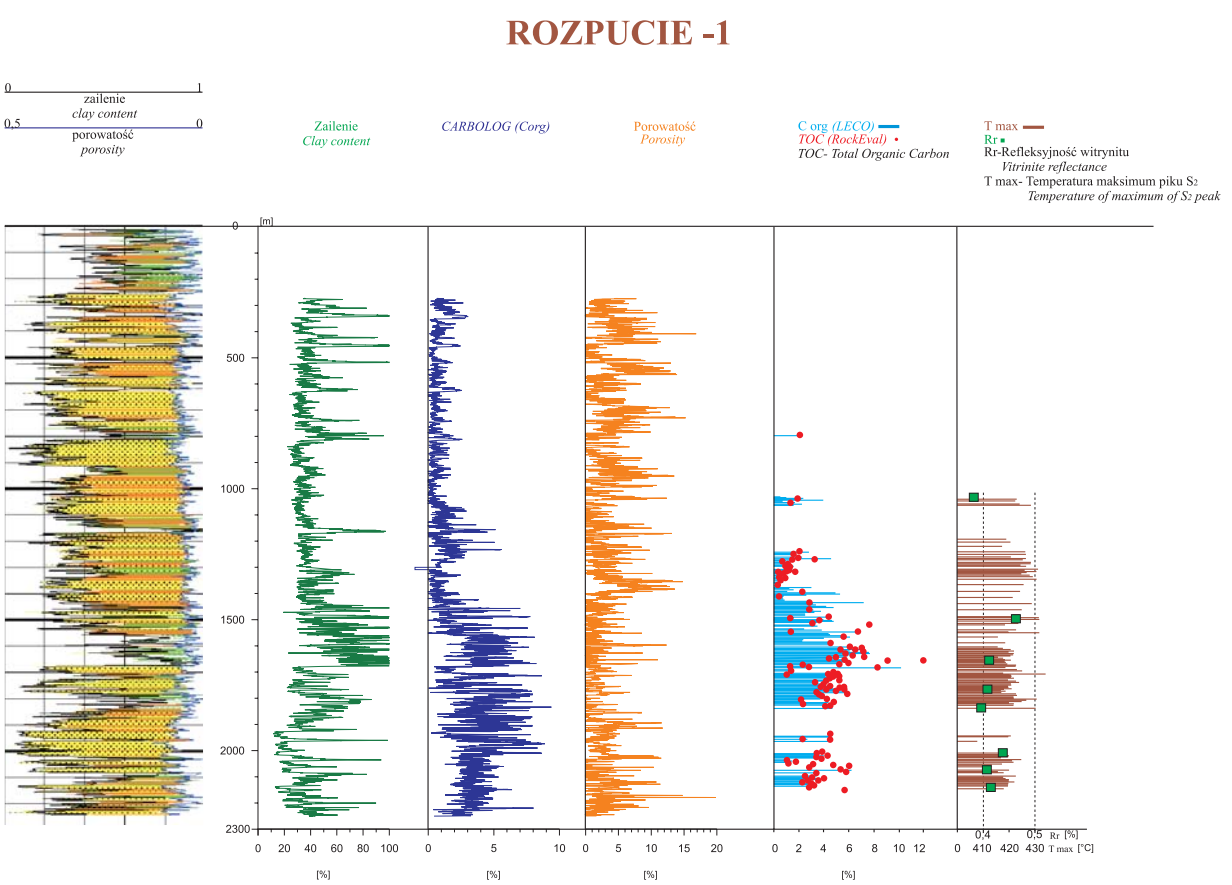

Fig. 13. Zestawienie wyników badań zawartości materii organicznej na tle kompleksowej interpretacji profili otworu Rozpucie-1

Fig. 13. Compilation of results of the organic-matter content analysis against the background of complex interpretation of geophysical logs and lithologic sections in the Rozpucie-1 well

Przyjmując zgodnie ze standardem, że osady ilaste o zawartości wagowej $C_{org.} > 0.5\%$ są potencjalnie skałami macierzystymi dla generowania węglowodorów, wyznaczono ich miąższości oraz zakresy średniej ważonej zawartości materii organicznej w badanych profilach wierceń. Wyniki kwantyfikacji zestawiono w tabelach (Kuśmierek *et al*. 2009b). Miąższości efektywne pakietów macierzystych oscylują najczęściej w przedziale 1.5–3.0 m, nieprzekraczając 10 m, a ich średni udział w profilach litofacji ilastych wynosi dla: kredy starszej – 37.5%, kredy młodszej-paleocenu – 43.9%, starszego oligocenu – 37.0%. Maksymalne zawartości wagowe $C_{org.}$ w poszczególnych profilach wierceń zawierają się w przedziale 6–9.8%.

Wyliczone dla poszczególnych litofacji średnie ważone zawartości $C_{org.}$ przedstawiają się następująco:

– seria skolska:
  • warstwy krośnieńskie 2.23%,
  • warstwy menilitowe 3.01%,
  • łupki pstre 1.85%,
  • warstwy inoceramowe 1.12%,
  • warstwy spaskie 0.86%;
– seria śląska:
  • warstwy krośnieńskie 1.05%,
  • warstwy menilitowe 3.73%,
  • warstwy ciężkowickie 1.19%,
  • warstwy istebniańskie 1.20%,
  • warstwy lgockie 2.71%.

NUMERYCZNA SYMULACJA PROCESU EKSPULSJI FAZY ROPNEJ I GAZOWEJ

Założenia metodyczne

Pojęcie ekspulsji węglowodorów nie zostało do tej pory precyzyjnie zdefiniowane w literaturze. Niektórzy badacze przez ekspulsję węglowodorów rozumieją wypadkową procesów uwalniania wygenerowanych węglowodorów z kerogenu i ich przemieszczenie ze skały macierzystej do warstw zbiornikowych (m.in. Kuśmierek *et al*. 2001, Hantschel & Kauerauf 2009). Inni badacze zajmujący się tą problematyką proces ekspulsji (*sensu stricto*) wiążą wyłącznie z desorpcją węglowodorów z kerogenu, natomiast pojęcie migracji pierwotnej rezerwują dla przepływu węglowodorów przez system por i szczelin warstw macierzystych (m.in. Pepper & Corvi 1995).

Bez względu na nomenklaturowe niejasności powszechnie przyjmuje się jednak, że masa węglowodorów, która zasila warstwy zbiornikowe, jest zależna od maksymalnej zdolności sorpcyjnej kerogenu, po której przekroczeniu węglowodory wypełniają przestrzeń porową skały macierzystej, oraz skuteczności procesu migracji pierwotnej (Pepper & Corvi 1995, Okui *et al*. 1998, Kuśmierek *et al*. 2001, Hantschel & Kauerauf 2009). Wypadkową

tych procesów najlepiej wyraża współczynnik efektywności ekspulsji (*E*), w odniesieniu do całej masy węglowodorowej lub w rozbiciu na poszczególne fazy, rozumiany jako stosunek ilości masy ropy (gazu) przekazanej do otaczających utwory macierzyste warstw zbiornikowych (nośników) do ilości wygenerowanej ropy (gazu).

W zaprezentowanym podejściu do procesu ekspulsji, szeroko implementowanym w najnowszych programach komputerowych, obliczenia ilości uwolnionych z kerogenu faz węglowodorowych przeprowadzane są z wykorzystaniem algorytmu zaproponowanego w pracy Pepper & Corvi (1995) lub jego późniejszych modyfikacji (Hantschel & Kauerauf 2009). Podstawą do zwymiarowania procesu ekspulsji *sensu stricto* jest ocena masy wygenerowanych węglowodorów oraz przyjęcie odpowiednich współczynników sorpcji ropy (a_o) i gazu (a_g). Zdolność sorbcyjna gazu przez kerogen wynosi około 20 mg/g $C_{org.}$ i jest pięć razy mniejsza niż zdolność sorpcyjna ropy, którą szacuje się na 100 mg/g $C_{org.}$ (Pepper & Corvi 1995). Wynika stąd, że nie zostanie zainicjowany proces ekspulsji fazy ropnej ze skał macierzystych o niskim pierwotnym potencjale genetycznym, co odnosi się przede wszystkim do skał macierzystych kredy-paleocenu charakteryzujących się głównie gazotwórczym III. (Z tego typu kerogenu jednostkowa masa wygenerowanej fazy ropnej w wyniku pierwotnego krakingu jest znacznie mniejsza niż jego zdolność sorpcyjna).

Modelowanie procesu migracji pierwotnej przeprowadzane jest najczęściej na podstawie prawa Darcy'ego dla przepływów trójfazowych (Mann *et al*. 1997, Hantschel & Kauerauf 2009). W ilastych skałach macierzystych, ze względu na bardzo małe promienie por, istotną rolę w procesie migracji węglowodorów odgrywają ciśnienia kapilarne. Proces migracji pierwotnej w odseparowanej fazie węglowodorowej zostanie rozpoczęty dopiero, gdy wzrost potencjału ciśnienia fazy ropnej lub gazowej, wywołany generowaniem węglowodorów, będzie wystarczający do pokonania bariery ciśnień kapilarnych. W przypadku bogatych w materię organiczną i nieprzepuszczalnych skał macierzystych wzrost ciśnień porowych, wskutek przemian fazowych w trakcie generowania węglowodorów, może być tak duży, że wystąpi naturalne szczelinowanie skały, a wytworzona sieć szczelin zostanie wykorzystana przez migrujące węglowodory (Palciauskas 1991).

W procesie migracji pierwotnej inicjacja przepływu fazy węglowodorowej (odseparowanej od wody) wymaga przekroczenia progowego nasycenia przestrzeni porowej. Dane literaturowe dotyczące względnych przepuszczalności dla ropy w drobnoziarnistych skałach ilastych wskazują, że w przeciwieństwie do zbiornikowych piaskowców będzie ona mobilna nawet w przypadku bardzo dużego, ponad 80-procentowego, nasycenia wodą przestrzeni porowej (Okui & Waples 1993, Pepper & Corvi 1995, Okui *et al*. 1998). Wielkość maksymalnej przepuszczalności względnej jest natomiast wielokrotnie mniejsza w skałach ilastych niż piaskowcach zbiornikowych, co zasadniczo limituje tempo migracji pierwotnej.

Małe wartości nasycenia progowego znajdują potwierdzenie w analizie relacji objętości wolnych węglowodorów (pik S_1 z pomiarów Rock-Eval) do porowatości menilitowych skał macierzystych, która wykazała, że nasycenie ropą przestrzeni porowej tych osadów nie przekracza 10% (Kuśmierek *et al*. 2001).

Otwartym problemem jest modelowanie współczynnika ekspulsji w sytuacji, gdy warstwy macierzyste kontaktują się bezpośrednio z piaskowcami o dobrych cechach zbiornikowych.

Taką sytuację obserwujemy w obrębie wewnętrznego synklinorium płaszczowiny skolskiej, gdzie w profilu warstw menilitowych występuje przynajmniej kilka gruboławicowych pakietów piaskowców kliwskich o udokumentowanej roponośności (m.in. w polach ropnych Wańkowa i Łodyna).

Przeprowadzone modelowania procesu ekspulsji wykazały, że w osi synkliny Tyrawy Wołoskiej (profil syntetyczny 27 – Fig. 14 na wklejce) aż około 22% wygenerowanej ropy zostało zachowane w przestrzeni porowej piaskowców przeławicających łupki menilitowe i tylko 29% (współczynnik efektywności ekspulsji E = 0.29) przemieściło się do otaczających warstw krośnieńskich, co zasadniczo odróżnia profile litofacji menilitowej w serii skolskiej od profili tej litofacji w serii śląskiej.

SYNTEZA WYNIKÓW MODELOWAŃ

Istotnym rezultatem prospekcyjnym wynikającym z przeprowadzonych modelowań jest udokumentowanie stref ekspulsji węglowodorów wskazujących ich efektywne źródła. Współczynnik ekspulsji wyraźnie podkreśla znaczenie lokalnych, synklinalnych stref, z których węglowodory migrowały w kierunku najbliższych pułapek antyklinalnych (Fig. 16–19).

Ekspulsja ropy z litofacji macierzystych łupków menilitowych

W płaszczowinie skolskiej ekspulsja ropy naftowej z macierzystych skał warstw menilitowych zachodzi jedynie lokalnie w strefie między rzutowanymi na trawers otworami Bykowce IG-1 i Rozpucie-1. Współczynnik efektywności ekspulsji nie przekracza 0.3 (Fig. 14 na wklejce). W tym rejonie intensywna ekspulsja gazu występuje jedynie ze skał macierzystych starszej kredy (Fig. 15 na wklejce).

W płaszczowinie śląskiej proces ekspulsji ropy naftowej z litofacji łupków menilitowych jest bardzo zaawansowany. Strefy zaawansowanej ekspulsji występują wokół odwiertu Polanki IG-1, w przegubach synklin przyległych do antykliny Łopienki – Suchych Rzek. W rejonie fałdu Lutowisk (Wydrne-1) współczynnik ekspulsji osiąga wysokie wartości (0.8–0.9) w lokalnych synklinach, stopniowo malejąc w kierunku przegubów antyklin ekranowanych płaszczyznami drugorzędnych nasunięć typu pozasekwencyjnego (Fig. 16 na wklejce).

W świetle przedstawionych wyników modelowań najbardziej perspektywiczny jest ciąg antyklin uformowanych w warstwach menilitowych pomiędzy fałdem Lutowisk (Wydrne-1) a fałdem Ustrzyk Dolnych (Jasień IG-1), co dokumentują powierzchniowe wycieki ropy naftowej na wychodniach utworów oligocenu (w35-w39). W tej strefie trzy nasunięcia pozasekwencyjne wyodrębniają lokalne strefy generowania i ekspulsji węglowodorów mogące zasilać przyległe pułapki antyklinalne. Trzy przynasunięciowe strefy ekspulsji ropy naftowej, występujące na głębokości ok. –5000 m, konturowane są płaszczyznami nasunięć śląskiego i podśląskiego w zapleczu płaszczowiny skolskiej. Pod nasunięciem tej płaszczowiny problemem niedowartościowanym jest lokalizacja stref ekspulsji w elementach paraautochtonicznych, w nawiązaniu do interpretacji wgłębnej budowy geologicznej w profilu odwiertu Jasień IG-1 (Fig. 16). W opinii geologów ukraińskich (Fedyshyn *et al*. 2002) paraautochtoniczne formacje osadowe mogą zawierać duże zasoby gazu ziemnego i kondensatu w głęboko zalegających strukturach o mniej skomplikowanej tektonice.

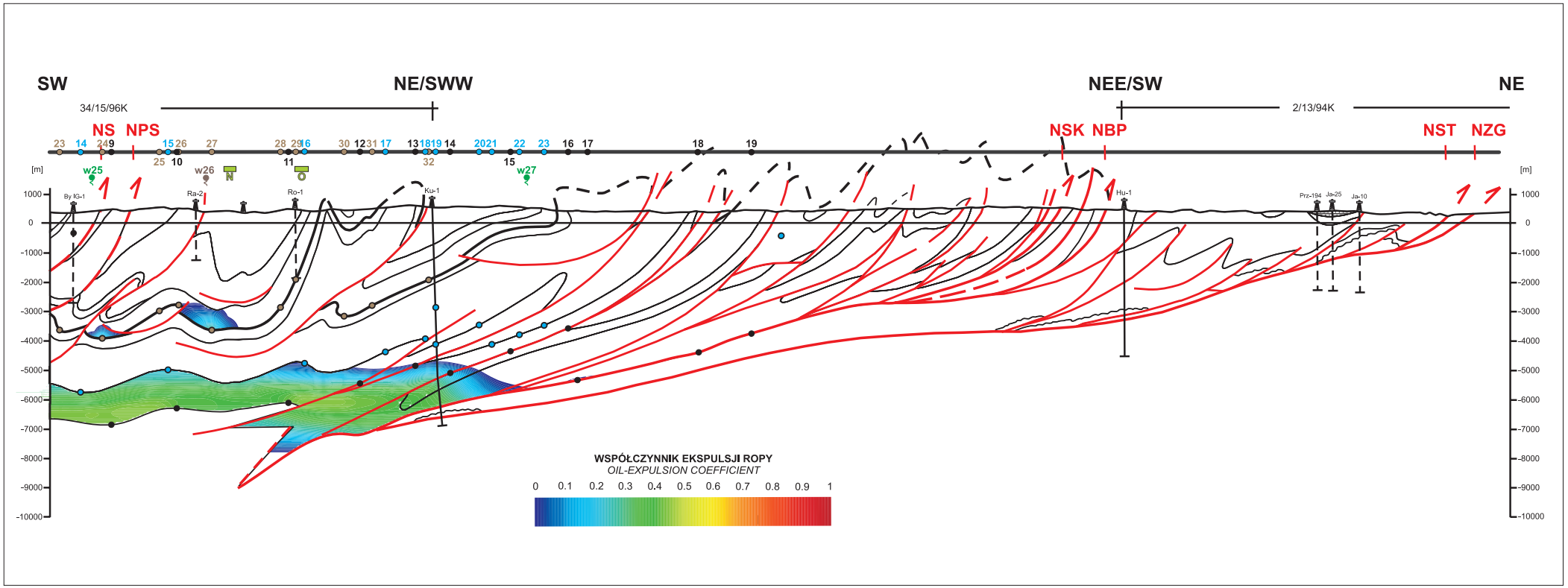

Fig. 14. Geometryczna interpolacja stref ekspulsji ropy naftowej w trawersie III Komańcza – Jaksmanice (fragment). Objaśnienia jak na figurach 11 i 12

Fig. 14. Geometrical interpolation of oil-expulsion zones in the traverse III Komańcza – Jaksmanice (a fragment). Explanations – as for figures 11 and 12

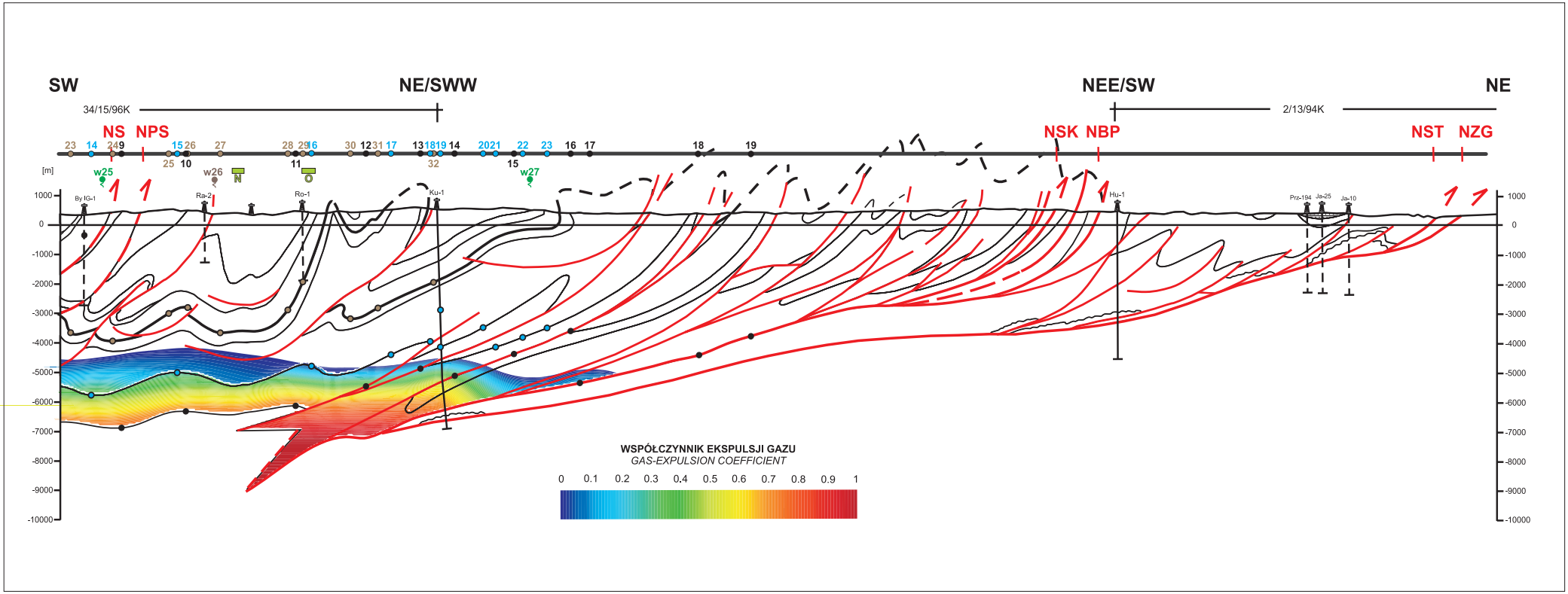

Fig. 15. Geometryczna interpolacja stref ekspulsji gazu ziemnego w trawersie III Komańcza – Jaksmanice (fragment). Objaśnienia jak na figurach 11 i 12

Fig. 15. Geometrical interpolation of oil-expulsion zones in the traverse III Komańcza – Jaksmanice (a fragment). Explanations – as for figures 11 and 12

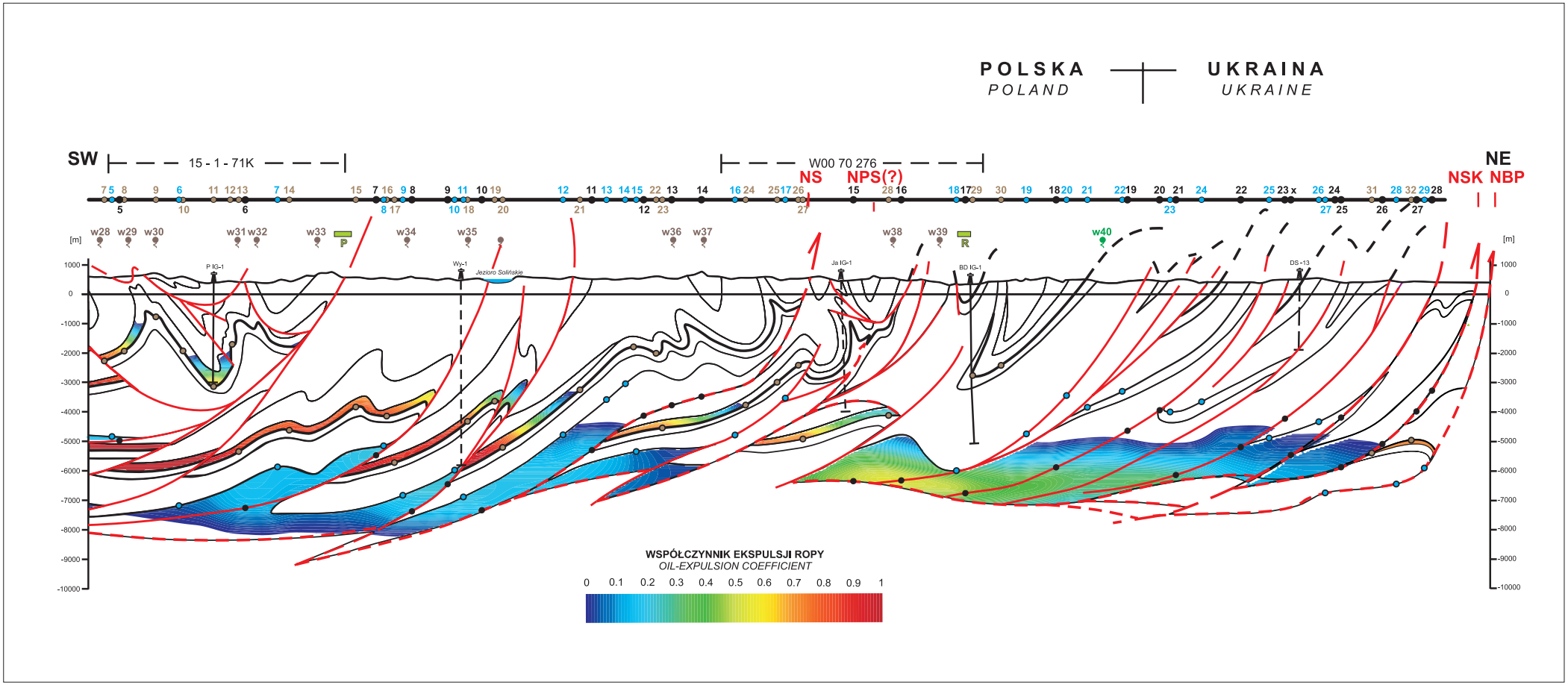

Fig. 16. Geometryczna interpolacja stref ekspulsji ropy naftowej w trawersie IV Cisna – Chidnovichi (fragment). Objaśnienia jak na figurze 11

Fig. 16. Geometrical interpolation of oil-expulsion zones in the traverse IV Cisna – Chidnovichi (a fragment). Explanations – as for figure 11

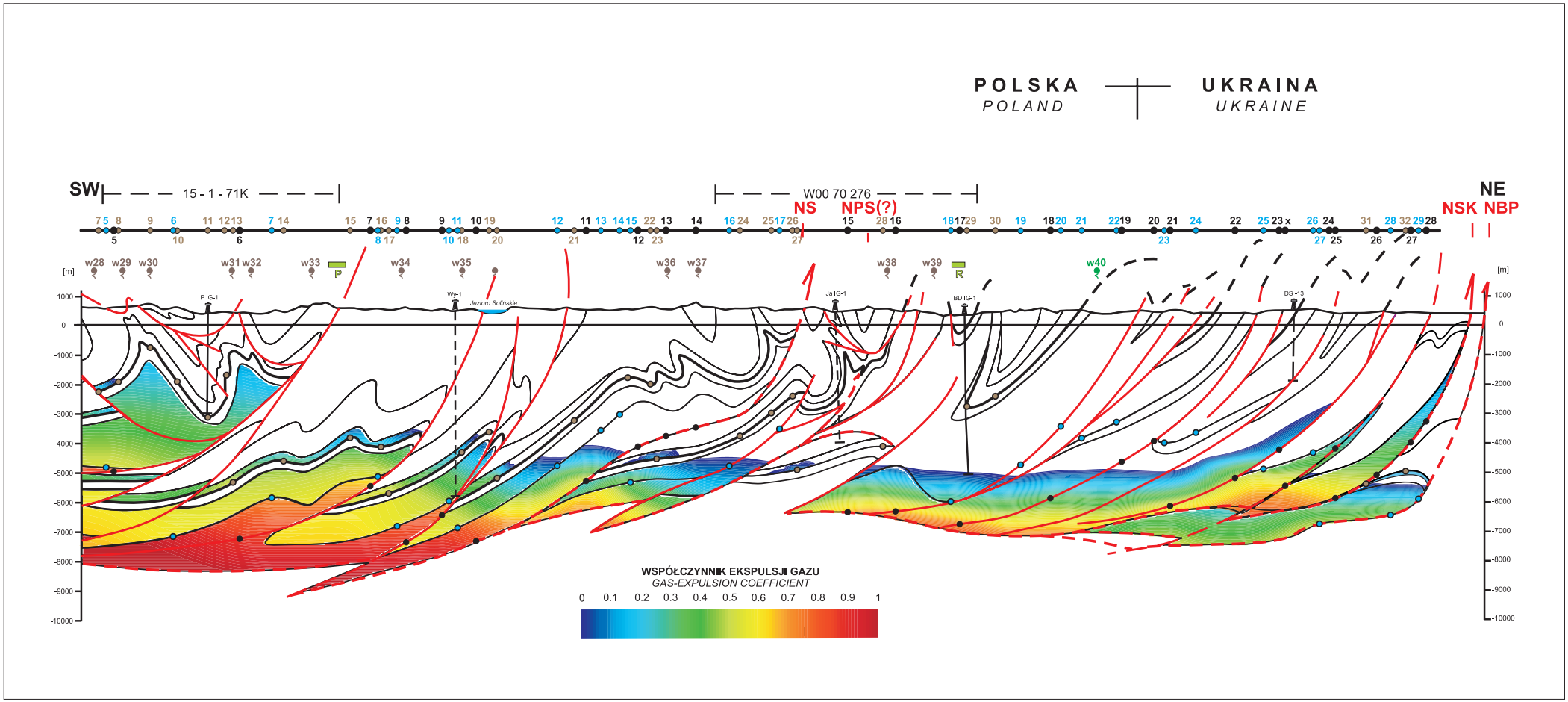

Fig. 17. Geometryczna interpolacja stref ekspulsji gazu ziemnego w trawersie IV Cisna – Chidnovichi (fragment). Objaśnienia jak na figurze 11

Fig. 17. Geometrical interpolation of gas-expulsion zones in the traverse IV Cisna – Chidnovichi (a fragment). Explanations – as for figure 11

Ekspulsja faz węglowodorowych z litofacji macierzystych paleocenu-kredy młodszej oraz kredy starszej

Ekspulsja ropy naftowej z utworów macierzystych kredy starszej ogranicza się do stref synklinalnych, gdzie osady te są pogrążone do głębokości od –4000 do –7000 m (Fig. 16).

Ze względu na intensywny wtórny kraking ropy w skałach macierzystych kredy starszej w jednostce śląskiej współczynnik ekspulsji ropy jest niewielki i zazwyczaj wynosi do około 0.2, natomiast gazu przekracza 0.8 (Fig. 16–19).

Z macierzystych utworów paleocenu-kredy młodszej intensywna ekspulsja gazu zachodzi głównie w jednostce śląskiej (Fig. 17 na wklejce, 19). W strefie pomiędzy fałdem Suchych Rzek (Polanki IG-1) i fałdem Lutowisk (Wydrne-1) współczynnik ekspulsji wynosi 0.5–0.6.

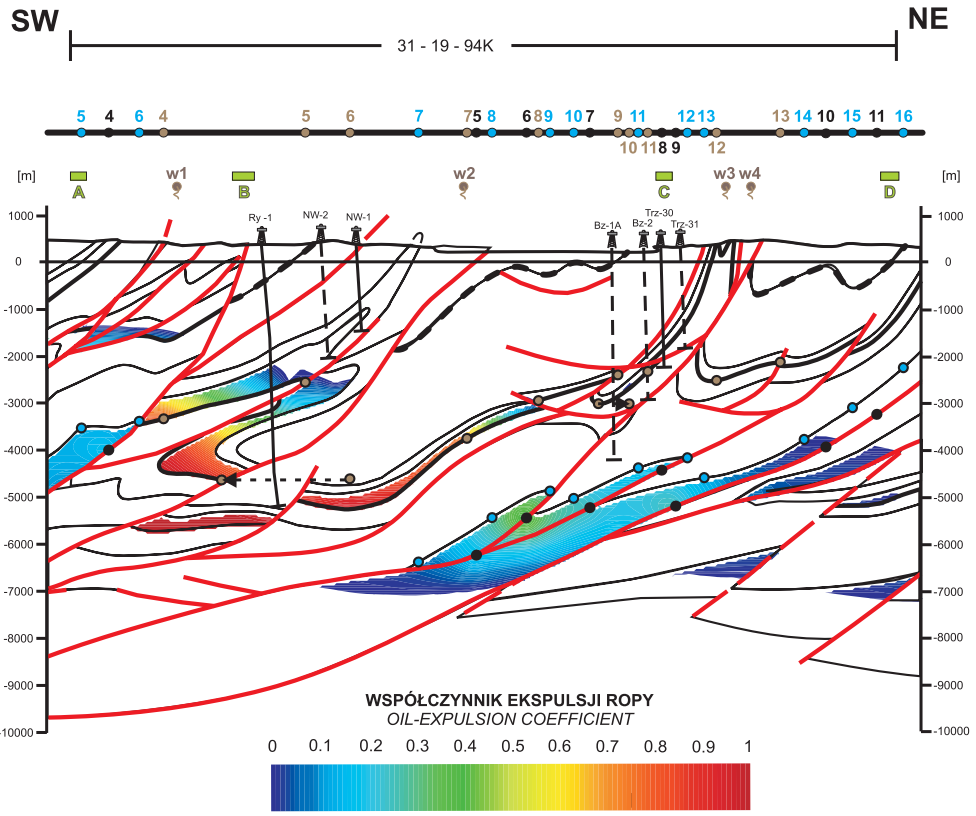

Fig. 18. Geometryczna interpolacja stref ekspulsji ropy naftowej w trawersie I Jaśliska – Husów (fragment). Objaśnienia jak na figurze 11

Fig. 18. Geometrical interpolation of oil-expulsion zones in the traverse I Jaśliska – Husów (a fragment). Explanations – as for figure 11

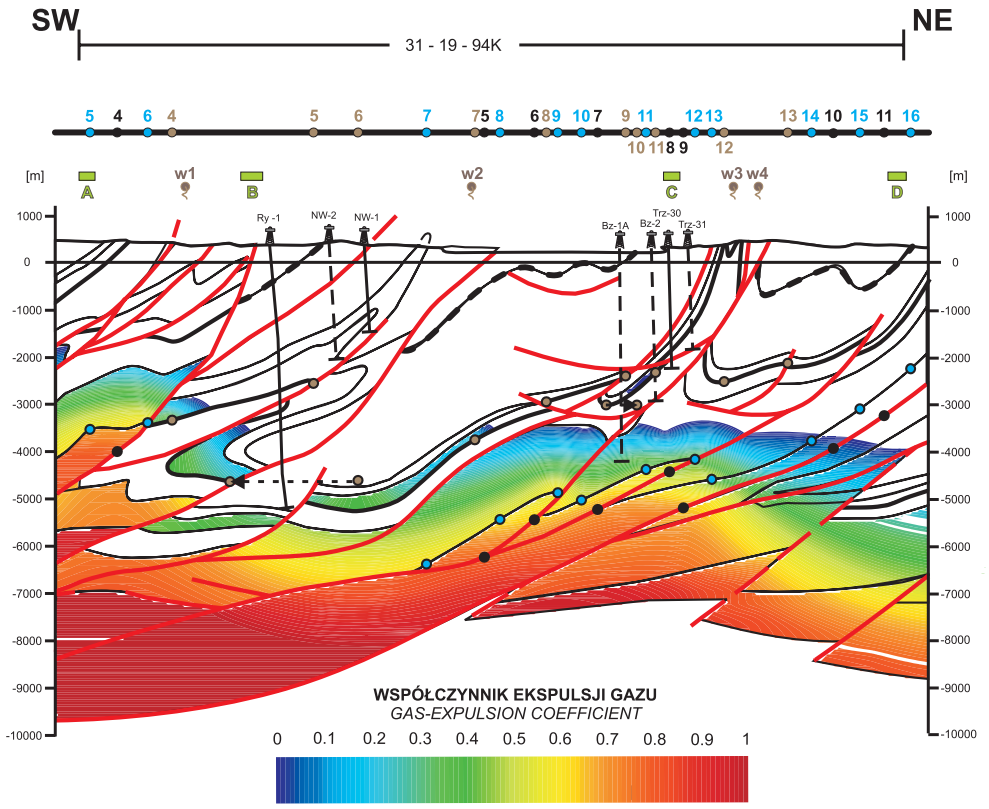

Fig. 19. Geometryczna interpolacja stref ekspulsji gazu ziemnego w trawersie I Jaśliska – Husów (fragment). Objaśnienia jak na figurze 11

Fig. 19. Geometrical interpolation of gas-expulsion zones in the traverse I Jaśliska – Husów (a fragment). Explanations – as for figure 11

W obszarze jednostki skolskiej ekspulsja ropy naftowej z litofacji kredy starszej o współczynniku powyżej 0.5 ma miejsce jedynie w rejonie otworu Brzegi Dolne IG-1 (Fig. 16). W obrębie struktur jednostki skolskiej współczynnik ekspulsji gazu osiąga maksymalne wartości w granicach 0.6–0.7 na głębokości od –6000 do –7000 m (Fig. 17).

PODSUMOWANIE

Dwuwymiarowe modelowania systemów naftowych w transgranicznej strefie Karpat polsko-ukraińskich przeprowadzono na osnowie strukturalnej pięciu regionalnych trawersów geologiczno-naftowych (Fig. 1), prezentujących zmodyfikowaną interpretację wgłębnej budowy sfałdowanych i nasuniętych pokryw tektonicznych Karpat Zewnętrznych, których fragmenty ilustrują figury 2–4. Obiektem modelowań były profile syntetyczne zlokalizowane

w płaszczyznach trawersów, których historie subsydencji wyskalowano przez zrekonstruowanie stratygraficznych paleomiąższości osadów fliszowych metodą superpozycji współczesnych miąższości geologicznych i map rozmiaru erozji pokryw płaszczowinowych w stadium synorogenicznym i postinwersyjnym (Fig. 5, 6), co wymagało m.in. rozwiązania skomplikowanego problemu interpolacji przedziałów czasu sedymentacji, deformacji i erozji serii fliszowych, diachronicznych dla poszczególnych jednostek strukturalno-facjalnych.

Paleoprzewodności cieplne osadów ilastych i piaszczystych wyznaczono na podstawie analizy trendów kompakcji i zależności korelacyjnych pomiędzy oznaczonymi laboratoryjnie objętościowymi współczynnikami przewodności cieplnej i absolutnej porowatości skał (Fig. 7). Na podstawie powyższych parametrów i archiwalnych map gradientów paleotermicznych zrekonstruowano modele współczesnego i pierwotnego strumienia cieplnego, które zweryfikowano, stosując wielowariantową analizę kalibracyjną skalowaną empirycznymi wskaźnikami dojrzałości kerogenu i rozmiaru erozji (Fig. 8, 9). Modelowania kalibracyjne dokumentują konsekwentny wzrost przewodności cieplnej skał, adekwatny do stopnia ich diagenezy, i redukcję wartości paleostrumienia cieplnego, nawet o 20–30 mW/m^2 w strefie przedpola jednostki dukielskiej o trendzie zanikającym w kierunku fleksuralnego skłonu platformowego obramowania tektogenu karpackiego.

Uśrednione wartości przestrzenno-czasowych rozkładów przewodności cieplnej i strumienia cieplnego, zespolone z modelami subsydencji, posłużyły do wyliczenia stopni termicznej transformacji skał macierzystych w 367 profilach syntetycznych, których geometryczną interpolację w przekrojach modelowanych trawersów przedstawiono na figurach 10–12.

Potencjał macierzystości osadów ilastych w profilach syntetycznych oszacowano na podstawie wyników oznaczeń pirolitycznych próbek z odsłonięć i wierceń oraz kwantyfikowania zawartości materii organicznej w profilach wierceń metodą Carbolog, wykazując jej użyteczność (Fig. 13).

Powyższy zbiór parametrów i modeli przeobrażenia termicznego wykorzystano do obliczeń ilości wygenerowanych węglowodorów, a następnie współczynników efektywności ekspulsji. W modelowniach procesu ekspulsji zastosowano najnowsze algorytmy umożliwiające obliczenie współczynników efektywności tego procesu odrębnie dla ropnej fazy węglowodorów (Fig. 14, 16, 18) i fazy gazowej (Fig. 15, 17, 19).

Wyniki modelowań dokumentują bardzo zróżnicowany węglowodorowy potencjał akumulacyjny poszczególnych serii fliszowych i jednostek strukturalno-facjalnych w transgranicznej strefie Karpat polsko-ukraińskich, w tym obszary o najbardziej obiecujących perspektywach odkrycia nowych nagromadzeń węglowodorów w odziedziczonych depresjach strukturalnych, przede wszystkim płaszczowiny śląskiej i częściowo skolskiej i w ich obrzeżeniach w odróżnieniu od zachodniej części antyklinorium skolskiego jako obszaru mało perspektywicznego, co uwiarygodniają naniesione lokalizacje dotychczas odkrytych pól naftowych i wycieków ropnych (Fig. 14–19).

Prezentowane wyniki badań uzyskano w ramach realizacji polsko-ukraińskiego projektu badawczego PBS/PUPW/6/2005 pt. „Badania transgraniczne wgłębnych struktur geologicznych brzeżnej strefy Karpat w aspekcie odkryć i udostępniania nowych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego”.

LITERATURA

Baczyński A., Ciechanowska M. & Kuśmierek J., 1997. Wyniki badań zawartości materii organicznej w utworach menilitowych profilu otworu Rozpucie-1 metodą LECO i CARBOLOG (Karpaty Fliszowe). *Materiały z Konferencji ZSE „Rozwój polskiej myśli w poszukiwaniach naftowych", Kraków 25–26.09.1997*, AGH, Kraków, 303–305.

Baldwin B., & Butler C.O., 1985. Compaction Curves. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69, 622–626.

Bromowicz J., Kuśmierek J., Łapinkiewicz A.P. & Maćkowski T., 2001. Geologiczna interpretacja zmienności parametrów petrofizycznych w obszarze wschodniej części Karpat polskich. W: Kuśmierek J. (red.), Charakterystyka parametrów petrofizycznych fliszowych serii ropogazonośnych Karpat polskich, *Polish Journal of Mineral Resources*, Towarzystwo Geosynoptyków „Geos", Kraków, 4, 31–77.

Capik M., Górecki W., Kuśmierek J., Maćkowski T., Karpach O., Karpenko A., Omelchenko W. & Machula Z., 2006. Polsko-ukraińska współpraca w prospekcji naftowej transgranicznej strefy Karpat: perspektywy i zamierzenia. *Technika Poszukiwań Geologicznych, Geotermia, Zrównoważony Rozwój*, 2 (238), 103–108.

Ciechanowska M. & Kuśmierek J., 1992. Ocena potencjału macierzystości perspektywicznych formacji ropogazonośnych metodami geofizyki wiertniczej. *Nafta-Gaz*, 11–12, 269–277.

Ciechanowska M., Kuśmierek J. & Zalewska J., 2001. Parametry termiczne litotypów skał fliszowych z obszaru południowo-wschodniej części Karpat polskich. W: Kuśmierek J. (red.), Charakterystyka parametrów petrofizycznych fliszowych serii ropogazonośnych Karpat polskich, *Polish Journal of Mineral Resources*, Towarzystwo Geosynoptyków „Geos", Kraków, 4, 127–147.

Demongodin L., Vasseur G. & Brigaud F., 1993. Anisotrophy of thermal coductivity in clayey formations. W: Dore A.G. *et al*. (Eds), Basin Modelling: Advances and Applications, *Norvegian Petroleum Society, Special Publication* 3, Elsevier, Amsterdam, 209–217.

Dykstra J., 1987. Compaction correction for burial history curves: application to Lopatin's method for source rock maturation determination. *GeoByte*, 2, 16–23.

Falvey D.A. & Middleton M.F., 1981. Passive continental margins:evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. *Oceanologic Acta*, SP, 103–114.

Fedyshyn V., Vul M., Havrylko V. & Trushevych R., 2002. On the new directions of oil and gas prospecting in the western region of Ukraine. *XIII Międzynarodowa Konferencja Naukowo-Techniczna „Nowe metody i technologie w geologii naftowej, wiertnictwie, eksploatacji otworowej i gazownictwie", Kraków 20–21.06.2002*, Wydział Wiertnictwa, Nafty i Gazu AGH, Kraków.

Hantschel T. & Kauerauf A.I., 2009. *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling*. Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg, 1–434.

Hermanrud C., 1993. Basin modeling techniques – an overwiev. W: Dore A.G. *et al*. (Eds), Basin Modelling: Advances and Applications, *Norvegian Petroleum Society, Special Publication* 3, Elsevier, Amsterdam, 1–34.

Jankowski L., Kopciowski R. & Ryłko W., 2004. *Geological Map of the Outer Carpathians: Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia 1:200 000*. Polish Geological Institute, Warszawa.

Jucha S., 1969. Łupki jasielskie, ich znaczenie dla stratygrafii i sedymentologii serii menilitowo-krośnieńskiej. *Prace Geologiczne PAN*, 1–128 .

Karwasiecka M., 2001. Pole cieplne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Technika Poszukiwań Geologicznych, Geotermia, Zrównoważony Rozwój*, 5, 41–51.

Konečný V., Kováč M., Lexa J. & Šefara J. 2002. Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *EGS Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 165–195.

Kosakowski P., Więcław D. & Kotarba M., 2009. Charakterystyka macierzystości wybranych utworów fliszowych w przygranicznej strefie polskich Karpat Zewnętrznych. *Geologia* (kwartalnik AGH), 35, 4/1, 155–190.

Kuśmierek J., 1990. Zarys geodynamiki centralnokarpackiego basenu naftowego. *Prace Geologiczne PAN*, 135, 1–85.

Kuśmierek J., (Ed.), 1995. Ewolucja i ropogazonośność Karpat polskich. *Prace Geologiczne PAN*, 138, 1–92.

Kuśmierek J., 2009. Subsurface structure and tectonic style of the eastern Polish Carpathians on the basis of integrated 2D interpretation of geological and geophysical images. *Geologica Carpathica*, Bratyslava (złożona do druku).

Kuśmierek J. & Maćkowski T., 1995. Kalibracja reżimu paleotermicznego. W: Kuśmierek J. (red.), Ewolucja i ropogazonośność Karpat polskich, *Prace Geologiczne PAN*, 138, 55–63.

Kuśmierek J., Halat Z., Maćkowski T. & Papiernik B., 1991–1994. *Bilans zasobów węglowodorów basenu centralnokarpackiego*. Proj. bad. nr 904279101, KBN, Warszawa.

Kuśmierek J., *et al*. 1994–1996. *Zastosowanie zintegrowanych modeli geodynamicznych i petrofizycznych dla prognozowania potencjału naftowe*go. Proj. cel. nr 99319 93 C/1599, KBN-PGNiG, Warszawa.

Kuśmierek J., Halat Z., Kosakowski P., Krach J. & Maćkowski T., 2001. Skalowanie procesów ekspulsji węglowodorów; przykłady z obszaru Karpat. *Polish Journal of Mineral Resources*, Towarzystwo Geosynoptyków GEOS, Kraków, 3, 41–55.

Kuśmierek J. & Baran U., 2008. Wgłębna budowa Karpat w strefie sigmoidy przemyskiej: interpretacja profili sejsmicznych i ocena prognoz naftowych. *Geologia* (kwartalnik AGH), 34, 3, 365–384.

Kuśmierek J. *et al*., 1991–1994. *Zastosowanie zintegrowanych modeli geodynamicznych i petrofizycznych do prognozowania potencjału naftowego*. Proj. cel. nr 9 9319 93C/ 1599, KBN-PGNiG, Warszawa.

Kuśmierek J. *et al*., 2009a. Przestrzenno-czasowa interpretacja stadiów deformacji fałdowo-nasuwczych, inwersji i energii pokryw osadowych w przekrojowych trawersach prospekcyjnych. W: Górecki W. *et al*., *Dokumentacja merytoryczna projektu PBS/ PUPW/6/2005 pt. „Badania transgraniczne wgłębnych struktur geologicznych brzeżnej strefy Karpat w aspekcie odkryć i udostępniania nowych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego"*, Blok IV/B, Archiwum KSE AGH, Kraków.

Kuśmierek J. *et al*., 2009b. Ustalenie kryteriów warunkujących formowanie się akumulacji węglowodorów. W: Górecki W. *et al.*, *Dokumentacja merytoryczna projektu PBS/PUPW/6/2005 pt. „Badania transgraniczne wgłębnych struktur geologicznych brzeżnej strefy Karpat w aspekcie odkryć i udostępniania nowych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego"*, Blok VII/D, Archiwum KSE AGH, Kraków.

Lopatin N.V., 1971. Time and temperature as factors in coalification. *Izvestiya Akademii Nauk USSR, Seriya Geologicheskaya*, 3, 95–106 (w jęz. rosyjskim).

Maćkowski T. *et al*., 2009a. Rekonstrukcja modeli subsydencji i paleotermicznych warunków przeobrażania materii organicznej. W: Górecki W. *et al*., *Dokumentacja merytoryczna projektu PBS/PUPW/6/2005 pt. „Badania transgraniczne wgłębnych struktur geologicznych brzeżnej strefy Karpat w aspekcie odkryć i udostępniania nowych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego"*, Blok IV/C-2, Archiwum KSE AGH, Kraków.

Maćkowski T. *et al.*, 2009b. Identyfikacja potencjalnych stref generowania węglowodorów i jednorodnych obiektów prospekcyjnych. W: Górecki W. *et al*., *Dokumentacja merytoryczna projektu PBS/PUPW/6/2005 pt. „Badania transgraniczne wgłębnych struktur geologicznych brzeżnej strefy Karpat w aspekcie odkryć i udostępniania nowych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego"*, Blok VII/C, Archiwum KSE AGH, Kraków.

Majorowicz J. & Plewa S., 1979. Study of heat flow in Poland with special regard to tectonophysical problems. W: Cermak V. & Rybach L. (Eds), *Terrestial Heat Flow in Europe*, Springer-Verlag, Berlin, 240–251.

Mann U., Hantschel T., Schaefer R.G., Krooss B., Leythaeuser D., Littke R. & Sachsenhofer R.F., 1997. Petroleum Migration: Mechanisms, Pathways, Efficiencies and Numerical Simulations. W: Welte D.H., Horsfield B. & Baker D.R. (Eds), *Petroleum and Basin Evolution*, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg, 403–521.

Marecik T., Pieniądz K. & Smolarski L., 2008. Metodyka wybranych procedur przetwarzania danych sejsmicznych z obszaru sigmoidy przemyskiej. *Geologia* (kwartalnik AGH), 34, 3, 527–540.

Okui A. & Waples D.W., 1993. Relative permeabilities and hydrocarbon expulsion from source rocks. W: Dore A.G. *et al*. (Eds), Basin Modelling: Advances and Applications, *Norwegian Petroleum Society Special Publication* 3, Elsevier, Amsterdam, 293–301.

Okui A., Siebert R.M. & Hatsubayashi H., 1998. Simulation of oil expulsion by 1-D and 2-D basin modeling – saturation threshold and relative permeabilities of source rocks. W: Düppenbecker S.J. & Iliffe J.E. (Eds), Basin Modelling: Practice and Progress, *Geological Society Special Publication*, 141, 45–72.

Palciauskas V.V., 1991. Primary Migration of Petroleum. W: Merrill R.K. (Ed.), *Source and Migration Processes and Evaluation Techniques*, Tulsa, 13–22.

Papiernik B., 1995. Techniki numerycznego przetwarzania danych. W: Ewolucja a ropogazonośność Karpat Polskich, *Prace Geologiczne PAN*, 138, 29–36.

Pepper A.S. & Corvi P.J., 1995. Simple kinetic models of petroleum formation. Part III: Modelling an open system. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 4, 417–452.

Plewa S., 1976. Correlation between thermal conductivity and Rother physical parameters of rocks. W: Adam A. (Ed.), *Geoelectric and geothermal studies KAPG Geophysical monaograph*, Akad. Kiado, Budapest.

Plewa S., 1977. Wyniki badań petrofizycznych własności skał. *Prace Geologiczne Komisji Nauk Geologicznych PAN*, Kraków, 105, 1–87.

Plewa M., 1988. Analiza zmian gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego Ziemi na obszarze Polski. *Zeszyty Naukowe AGH Geofizyka Stosowana*, 1, 109–122.

Plewa M. & Plewa S., 1992. *Petrofizyka*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1–327.

Plewa S. *et al*., 1986. *Badanie termicznych własności skał Karpat dla celów określenia strumienia cieplnego Ziemi*. Temat 18 CPBP 0301.

Plewa M. *et al*., 1990. *Kompleksowe opracowanie badań geotermicznych obszaru Polski*. Temat 19 CPBP 0301.

Przybyła P., 1994. *Rekonstrukcja parametrów paleotermicznych karpackiej formacji ropogazonośnej*. Biblioteka Główna AGH, Kraków (praca dyplomowa).

Sclater J.G. & Christie P.A.F., 1980. Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous Subsidence of Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, 85, 3711–3739.

Semyrka G., 2009. Refleksyjność witrynitu i typy kerogenu w profilach wierceń wschodniej części Karpat polskich. *Geologia* (kwartalnik AGH), 35, 2/1, 49–59.

Skupień E., 2004. *Charakterystyka zawartości materii organicznej w osadach fliszu karpackiego na podstawie wyników profilowań Carbolog w odwiertach: Rudawka Rymanowska-27 i Trześniów-31*. Biblioteka Główna AGH, Kraków (praca dyplomowa).

Smirnov J.B., 1972. Zemnoj teplovoj potok i problemy geosynklinalii. W: *Energetika geologiceskich procesov*, Moskwa, 52–75.

Sroka K., 1991. Nowe oznaczenia gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego Ziemi na przykładzie Karpat polskich. *Zeszyty Naukowe AGH Geofizyka Stosowana*, 8, 153–162.

Stefaniuk M., 2001: Główne elementy strukturalne podłoża wschodniej części Karpat polskich w świetle badań magnetotellurycznych. *Geologia* (kwartalnik AGH), 27, 1, 127–159.

Stefaniuk M., 2003: Regionalne badania magnetotelluryczne w polskich Karpatach wschodnich. *Geologia* (kwartalnik AGH), 29, 3–4, 131–168.

Sweeney J.J. & Burnham A.K., 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 1559–1570.

Szponder M., 2003. *Ocena ilościowa zawartości materii organicznej w osadach kredy młodszej-paleocenu karpackiej formacji naftowej na podstawie wyników profilowań metodą Carbolog*. Biblioteka Główna AGH, Kraków (praca dyplomowa).

Waples D.W., 1980. Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64, 916–926.

Waples D.W., 1985. *Geochemistry in petroleum exploration*. Boston IHRDC, 1–225.

Więcław D., Kotarba M. J., Kuśmierek J., Kowalski A. & Machowski G., 2008. Pionowa zmienność wskaźników macierzystości warstw menilitowych w wybranych profilach wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *Prace Instytutu Nafty i Gazu*, 150, 455–460.

Zalewska J. *et al*., 2000. Przeglądowe badania parametrów termicznych typowych litofacji. W: *Dokumentacja projektu KBN nr 9T 12B 007 16*, Towarzystwo Geosynoptyków „Geos", Kraków.

Zalewska J. *et al*., 2007. Pomiary ciepła radiogenicznego i współczynnika cieplnej przewodności skał. W: Górecki W. *et al*., *Dokumentacja merytoryczna projektu PBS/PUPW/6/2005 pt. „Badania transgraniczne wgłębnych struktur geologicznych brzeżnej strefy Karpat w aspekcie odkryć i udostępniania nowych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego"*, Blok V, cz. I, Archiwum KSE AGH, Kraków.

Żytko K., 1969. *Budowa geologiczna Karpat pomiędzy dorzeczem Strwiąża a Wetliną w Bieszczadach*. Archiwum IG, Oddz. Karpacki, Kraków (niepubl.).

Żytko K. red., 2004. Jasień IG-1. *Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*. 103, 1–67.

Summary

The two-dimensional modeling of petroleum systems in the transfrontier zone of the Polish and Ukrainian Carpathians was carried out on the structural base of five regional geologic and petroleum-exploration traverses (Fig. 1) which present a modified interpretation of the subsurface structure of folded and thrust tectonic covers in the Outer Carpathians. Fragments of the traverses are illustrated by figures 2–4. The modeling was performed for synthetic sections located on planes of the traverses. Subsidence histories at these sections were calibrated through reconstruction of stratigraphic paleothicknesses of flysch deposits with application of the method of superposition of recent geologic thicknesses and maps of the erosion magnitude of nappe covers in the synorogenic and postinversional stages (Figs 5, 6). This required, among others, solving of the complicated problem of interpolation of intervals of the time of sedimentation, deformation and erosion of flysch series, which were diachronous for particular structural-facial units.

Paleothermal conductivities of argillaceous and sandy deposits were determined through the analysis of compaction trends and relationships between laboratory-determined volumetric factors of thermal conductivity and absolute porosity in rocks (Fig. 7). On the basis of these parameters and archival maps of paleothermal gradients, models of recent and primary heat flow were reconstructed. The models were verified through the multivariant calibration analysis, scaled by empirical indices of kerogen maturity and erosion magnitude (Figs 8, 9). The calibration modeling documents constant increase of the rock thermal conductivity, adequate to their diagenesis degree, and reduction of values of the paleoheat flow, even by 20–30 mW/m^2 in the zone of the Dukla Unit foreland, with the decreasing trend toward the flexural slope of the platform frame of the Carpathian orogen.

Averaged values of spatial and temporal distributions of the thermal conductivity and heat flow, combined with the subsidence models, served for calculation of degrees of source rock thermal transformation in 367 synthetic sections. Their geometrical interpolation in sections of the modeled traverses was presented in figures 10–12.

The hydrocarbon source potential of argillaceous deposits in the synthetic sections was estimated on the basis of pyrolysis results for samples from exposures and wells and

quantification of the organic-matter content in well sections with application of the Carbolog method, which evidenced its usefulness (Fig. 13).

The above set of parameters and models of thermal transformation was used for calculation of the amount of generated hydrocarbons and then expulsion efficiency factors. When modeling the expulsion process, the most recent algorithms were used, which enabled calculation of efficiency factors of this process separately for the oil phase of hydrocarbons (Figs 14, 16, 18) and the gas phase of hydrocarbons (Figs 15, 17, 19).

Results of the modeling document highly diversified hydrocarbon accumulation potential of particular flysch series and structural-facial units in the transfrontier zone of the Polish and Ukrainian Carpathians, among them areas with relatively best prospects of new discoveries of hydrocarbons accumulated within inherited structural depressions, mostly of the Silesian Nappe and partly the Skole Nappe, as well as within their margins, as opposed to the western part of the Skole Anticlinorium being the area with low prospectivity, which is proved credible by plotted locations of hitherto-discovered oil fields and oil seeps (Figs 14–19).