

Karboński etap rozwoju basenu lubelskiego jako główne stadium generacji węglowodorów w utworach młodszego paleozoiku Lubelszczyzny — wyniki modelowań geologicznych (PetroMod)

Paweł Henryk Karnkowski*,**

Carboniferous time in the evolution of the Lublin Basin as the main hydrocarbon formation stage in the Lublin area — results of the geological modelling (PetroMod). Prz. Geol., 51: 783–790.

S u m m a r y. One of the petroleum play elements is to determine organic matter maturity zones. In the case of hydrocarbon exploration in the Lublin area it mainly pertains to Devonian and Carboniferous deposits. Geological knowledge of local stratigraphy, lithology, subsidence and erosion rates enables to provide data for computer modelling. The knowledge of calibrating parameters (e.g.) present temperatures, values of the vitrinite reflectance and CAI) is here also satisfactory. Results of the computer modelling (PetroMod) made possible to prepare the map of heat flow values for the Middle to Upper Devonian and Carboniferous period. These values are very high (90–130 mW/m²) and can be comparable to the magnitude of the heat flow in rift zones. Correctness of the obtained results was confirmed by investigations on homogenization temperatures of cement inclusions in the Devonian and Carboniferous rocks. Evolution of the organic matter maturity in the Lublin area obtained as result of computer-aided simulations (PetroMod) shows that Carboniferous stage of the basin formation was the main phase for oil and gas generation. The reorganization of the Lublin Basin into the Lublin Synclinorium which in turn became included in the Polish Basin at the Late Jurassic time did not influence crucially the hydrocarbon generation in the Devonian and Carboniferous deposits. Present distribution of the organic matter maturity zones indicates that Devonian rocks are in the most cases overmature whereas the Carboniferous ones are in the oil and gas window. The planning of further exploration should take into account also results of the hydrocarbon generation modelling in the Lublin area.

Key words: basin analysis, petroleum play, Lublin Basin

Intensywne rozpoznawanie geologiczne Lubelszczyzny trwa już od ponad czterdziestu lat. Powodem tak znacznego zainteresowania geologów tym regionem jest występowanie złóż węgla oraz gazu ziemnego i ropy naftowej. Odkrycia złóż węglowodorów datują się w tym rejonie od 1967 r. (złoże gazowe Komarów, Karnkowski, 1993). Znaczna liczba wierceń, wykonanych w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych, umożliwiła dobre rozpoznanie litologii, stratygrafii i tektoniki utworów paleozoicznych (głównie dewońskich i karbońskich) wypełniających synklinorium lubelskie***). Liczne publikacje podsumowujące ten okres mają do dzisiaj znaczenie fundamentalne (Chiżniakow & Żelichowski, 1974; Guterch i in., 1986; Miłaczewski, 1981; Pożaryski & Dembowski, 1983; Żelichowski, 1972, 1983; Żelichowski & Kozłowski, 1983). Z punktu widzenia niniejszej pracy bardzo ważnym elementem w rozpoznaniu geofizycznym omawianego obszaru było określenie współczesnych i minionych stosunków termicznych. W drugiej połowie lat siedemdziesiątych ukazało się kilka artykułów poświęconych temu zagadnieniu (Majorowicz, 1975, 1978; Drwięga, 1979; Drwięga & Myśko, 1980). Istotną cezurę w publikowaniu opracowań z

Lubelszczyzny stanowi rok 1983 — ukazuje się wtedy praca Majorowicza, Marka i Znoski (1983) omawiająca ówczesny stan wiedzy i poglądów na zagadnienia paleogeotermii w synklinorium lubelskim. Warto tutaj zacytować konkluzję omawianego artykułu, gdzie autorzy (Majorowicz i in., 1983) stwierdzają, że ...na Lubelszczyźnie paleogradienty geotermiczne, określone na podstawie refleksyjności wityryny oraz krzywych subsydencji i erozji, są drastycznie wyższe od gradientów temperatury obserwowanych współcześnie....

Do kompleksowego opracowania zagadnień stopnia dojrzałości materii organicznej w utworach dewonu i karbonu oraz problemów generacji węglowodorów na Lubelszczyźnie powrócono dopiero w drugiej połowie lat dziewięćdziesiątych (Merta i in., 1996). Dysponowano już wtedy większą liczbą oznaczeń refleksyjności wityryny i wskaźnikiem przeobrażenia barwy konodontów (Grotek i in., 1998) oraz programami komputerowymi umożliwiającymi jednowymiarowe (na bazie pojedynczego profilu wiertniczego) modelowanie warunków generacji węglowodorów (Burzewski i in., 1998).

Przystępując do modelowań dwuwymiarowych (wzdłuż wybranych przekrojów geologicznych) autor dysponował więc bogatą bazą danych publikowanych oraz różnorodnymi konkluzjami wynikającymi z poprzednich opracowań. Celem niniejszych studiów stało się więc przedstawienie modelu ewolucji generacji węglowodorów w basenie lubelskim oraz skonstruowanie map przedstawiających zmienność dojrzałości materii organicznej na wybranych powierzchniach strukturalnych. Prezentowane studium wpisuje się więc w ciąg prac poprzedników i jest tylko skromnym dopełnieniem zagadnienia warunków generacji węglowodorów na Lubelszczyźnie.

Główne cechy geologiczne basenu lubelskiego

Basen lubelski jest zlokalizowany w zachodniej, przykrawędziowej strefie kratonu wschodnioeuropejskiego

*Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; karnkowski@uw.edu.pl

**PGNiG S.A., Oddział Górnictwo Naftowe — Biuro Geologiczne Geonafta, ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa

***Ponieważ w ostatnim czasie powstały pewne kontrowersje wokół nazewnictwa i genezy form strukturalnych na Lubelszczyźnie (por. Antonowicz i in., 2003; Dadlez, 2003; Krzywiec & Narkiewicz, 2003; Narkiewicz, 2003) w niniejszym artykule autor używa określenia synklinorium lubelskie na określenie strukturalnej (geometrycznej) formy występowania omawianych utworów paleozoicznych. Nazwa basen lubelski natomiast jest używana w znaczeniu paleogeograficznym i paleotektonicznym, w odniesieniu do rozwoju sedimentacji, subsydencji, wynoszenia i erozji utworów paleozoicznych w okresie dewonu i karbonu

(ryc. 1). Od południowego zachodu do platformy wschodnioeuropejskiej przylega na Lubelszczyźnie masyw małopolski o kadomskim wieku konsolidacji (Pożaryski & Tomczyk, 1968). W neoproterozoiku i starszym paleozoiku istniał tutaj basen sedymentacyjny, który był częścią zespołu basenów w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (Pożaryski & Tomczyk, 1968; Pożaryski, 1977; Pożaryski & Kotański, 1979; Areń & Lenzion, 1978; Jaworowski, 1978, 1997; Poprawa i in., 1999; Poprawa & Paczeńska, 2002). Głównym typem litologicznym sedymentacji wczesnopalaeozoicznej są skały klastyczne, a tylko podrzędnie występują margle i wkładki wapieni. W sylurze dominującą litofacją są łupki graptolitowe, znane zarówno z Lubelszczyzny, jak i obszaru Łysogór. W jednostce łysogórskiej jest ciągle przejście sedymentacyjne między sylurem a dewonem (Tomczyk i in., 1977). Również ciągle przejście od syluru do dewonu jest na Lubelszczyźnie, gdzie iłowce i mułowce sylurskie z graptolitami przechodzą w zgodnie na niej leżącą formację sycyńską (morskie iłowce z soczewkami wapieni. Ponad formacją sycyńską leży szara formacja czarnolesska (piaskowce, iłowce i mułowce), która z kolei przechodzi w czerwone utwory oldredowe formacji zwoleńskiej (Miłaczewski, 1981, 2002). Formacja zwoleńska w osi basenu lubelskiego osiąga miąższość 1300–1500 m. Miąższość ta maleje zarówno w kierunku NE, jak i SW oraz w kierunku NW uskoku Grójca, który zapewne już w emsie wykazywał aktywność synsedymentacyjną. Ponieważ trudno jednoznacznie zestawić miąższości osadów na Lubelszczyźnie starszych od emsu, to stwierdzenie, że wzór rozkładu miąższości osadów oldredu był podobny do dobrze udokumentowanych depocentrow w środkowym i późnym dewonie oraz w karbonie, jest szalenie istotne dla genezy basenu lubelskiego, którego początek można już umiejscawiać we wczesnym dewonie. W latach siedemdziesiątych sprawa ta nie była jeszcze dobrze rozpoznana i w *Atlasie...* (Żelichowski & Kozłowski, 1983) zestaw map litofacjalno-miąższościowych rozpoczyna się dopiero od eiflu. Dla autora właśnie te mapy były podstawą do konstrukcji przekrojów geologicznych (ryc. 2), a także analizy subsydencji i erozji osadów dewońskich oraz karbońskich. Autorem map dla dewonu jest L. Miłaczewski, a dla karbonu A. M.

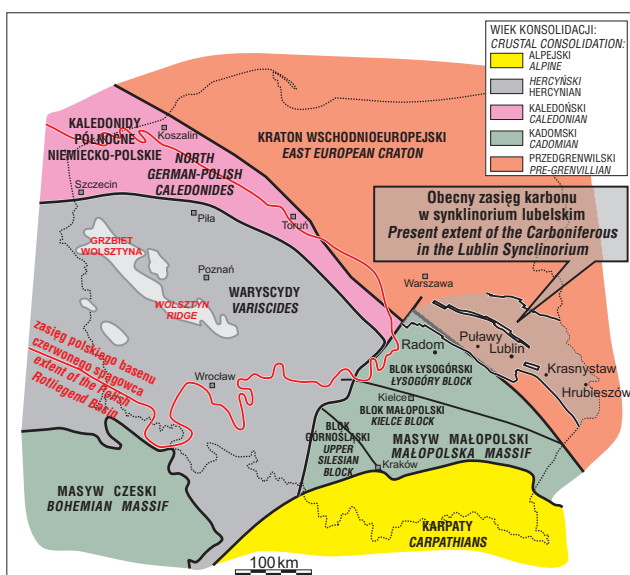
Żelichowski. Każdy z nich przyjął swój autorski podział stratygraficzny; stąd w dewonie wydzielenia chronostratygraficzne, a w karbonie — litostratygraficzne. Oczywiście do modelowań geologicznych trzeba używać jednostek chronostratygraficznych i stąd pewne dopasowanie przez autora wydzieleni używanych w *Atlasie...*(...) do wymogów procedury poprawnego przygotowania danych. Z natury rzeczy granice jednostek litostratygraficznych nie pokrywają się z granicami chronostratygraficznymi i tak samo jest w przypadku Lubelszczyzny. Stworzone i używane przez A. M. Żelichowskiego takie wydzielenia jak formacje: Huczwy, Terebina, Dęblina, Lublina, Magnuszewska, znakomicie pozwalają rozdzielić profil karbonu na podstawie cech litologicznych. Uniwersalność stosowania takich rozwiązań zapewne przyświecała kreatorowi wyżej wymienionych jednostek i pomimo pewnych niedogodności związanych z koniecznością dopasowywania ich do skali chronostratygraficznej (Harland i in., 1990) pozostaną one w powszechnym użyciu.

Analiza litofacjalno-miąższościowa

Przygotowując dane do modelowań trzeba na etapie analizy subsydencji w basenie lubelskim zwrócić przede wszystkim uwagę na dwa elementy: miąższość i rodzaj litofacji poszczególnych wydzieleni. Eifel reprezentuje tutaj środkową część formacji zwoleńskiej, która charakteryzuje się występowaniem klastycznych osadów pstrych we wschodniej części basenu oraz wapieni, dolomitów i anhydrytów w części zachodniej. Pomimo znacznego zróżnicowania litofacjalnego nie obserwuje się istotnych różnic miąższościowych, gdyż zarówno w obszarze facji piaskowcowej, jak i facji węglanowo-anhydrytowej maksymalna miąższość nie przekracza z reguły wartości 200 m.

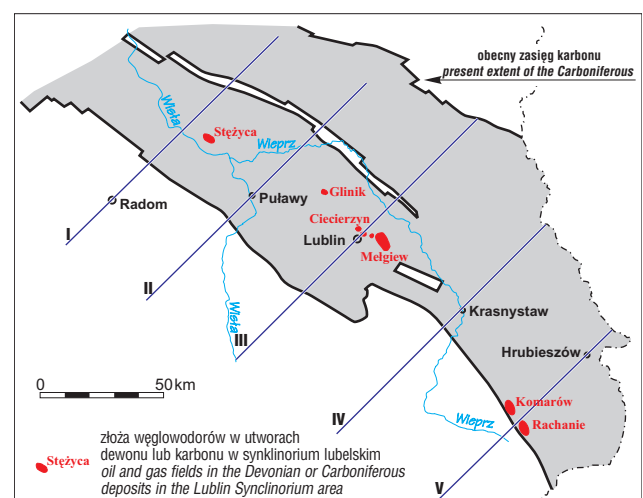
W życie panuje podobny układ litofacjalny jak w eiflu, ale miąższości są nawet dwukrotnie większe. Porównując jednak wielkość subsydencji tektonicznej żywetu i eiflu stwierdza się ich duże podobieństwo (Narkiewicz i in., 1998). Na ogół w dewonie środkowym obserwuje się wygasanie tempa subsydencji.

Górny dewon to drastyczna odmiana facjalna i miąższościowa. We franie występują wyłącznie litofacje



Ryc. 1. Obecny zasięg występowania utworów karbońskich w synklinorium lubelskim na tle mapy konsolidacji podłoża

Fig. 1. Present extent of the Carboniferous in the Lublin Synclinorium against the crustal consolidation background



Ryc. 2. Lokalizacja przekrojów geologicznych wykorzystywanych do modelowania ewolucji dojrzałości materii organicznej w utworach dewonu i karbonu na obszarze synklinorium lubelskiego

Fig. 2. Location of the geological cross-sections used by the author for 2D modelling of organic matter evolution in the Devonian and Carboniferous deposits in the Lublin Synclinorium area

węglanowe (wapienie i dolomity) o miąższościach niezrędko przekraczających 500 m. Famen niższy to też głównie wapienie, ale o miąższościach przekraczających nawet 1800 m. Z powodów znacznej erozji podewońskiej famen wyższy jest znany tylko w centralnej części basenu, gdzie jego miąższość dochodzi do 200 m. Znamienny jest fakt, że w południowo-wschodniej części zachowanych osadów górnofameńskich występują znów facje klastyczne, co świadczy o znacznym spadku wielkości subsydencji w końcu dewonu. Etap późnodewoński rozwoju basenu lubelskiego charakteryzuje się więc znacznym przyspieszeniem tempa subsydencji w stosunku do okresu poprzedniego, ale już z końcem dewonu tempo to wyraźnie słabnie, a w niektórych miejscach może dochodzić do wynoszenia i erozji wcześniej zdeponowanych osadów. W szczególności może to dotyczyć północno-zachodnich rubieży basenu lubelskiego.

W turneju i znacznej części wizenu na Lubelszczyźnie doszło do przerwy w sedimentacji i wyniesienie obszaru. W wyniku erozji znaczna część osadów górnodewońskich została usunięta, a w brzeżnych częściach basenu doszło niekiedy do ich całkowitego zaniku (Żelichowski, 1972; 1987). Dodatkowym argumentem za dużą aktywnością tektoniczną tego okresu są, gdzie niegdzie zachowane, resztki pokryw lawowych oraz tufów i tufitów. Dopiero z końcem wizenu (formacja Huczwy) do basenu lubelskiego wkracza transgresja morska pozostawiając wapienie i margle z przewarstwieniami iłowców i mułowców (Skompski, 1996; Waksmundzka, 1998) o miąższości nie przekraczającej 300 m.

Najwyższy wizen górny i namur A (formacja terebińska) to paraliczno-limniczny zespół iłowców i mułowców z wkładkami węgla, wapieni i piaskowców. Miąższość tej formacji w centrum basenu przekracza 500 m, a wartość subsydencji tektonicznej jest porównywalna do tej z późnego dewonu (por. Narkiewicz i in., 1998).

Formacja dęblińska (najwyższy namur A do najniższego westfalu A) to głównie piaskowce z przewarstwieniami iłowców i mułowców z wkładkami węgla i wapieni; maksymalne miąższości osiągają wartość 500 m. Wyżej leżąca formacja lubelska — węglonośna ma podobną skalę miąższościową. Podstawowym typem litologicznym są tutaj iłowce i mułowce z pokładami węgla kamiennego oraz wkładkami (tylko w dolnej części) piaskowców i wapieni (Skompski, 1996). Tempo subsydencji tektonicznej było zbliżone do poprzedniego okresu (por. Narkiewicz i in., 1998).

Najmłodsza (westfal C–D — stefan?) formacja karbońska w basenie lubelskim (formacja magnuszewska) charakteryzuje się podobnym wykształceniem jak formacja lubelska, z tą różnicą, że w iłowcowo-mułowcowym profilu prawie brak jest wkładek węgla, a poziomy piaskowców są częstsze i miąższe. Sporadycznie występują wkładki tufitów. Górna część osadów została zerodowana, ale maksymalne zachowane miąższości nie przekraczają 800 m. Biorąc pod uwagę znaczny czas depozycji formacji magnuszewskiej można powiedzieć, że z końcem karbonu tempo subsydencji wyraźnie spadło w stosunku do westfalu, czy późnego dewonu (por. Narkiewicz i in., 1998).

Podsumowując rozważania o subsydencji w basenie lubelskim w okresie dewonu i karbonu można stwierdzić, że w obu okresach wartości subsydencji całkowitej były podobne i osiągnęły maksymalnie ok. 2000 m. Również i lokalizacja depocentrow dewońskiego i karbońskiego pokrywa się niemal idealnie, czyli jest zlokalizowana ok. 30 km na NW od Lublina. Oczywiście w szczegółach

każdy punkt basenu lubelskiego ma swoją indywidualną historię, która w zakresie litologii i miąższości została przeniesiona na przekrój geologiczny, a stąd dalej do cyfrowych danych wejściowych do komputerowych modeli geologicznych (PetroMod).

Obszar basenu lubelskiego z końcem karbonu został przekształcony w wyniku ruchów warwicyjskich w synklinorium lubelskie. Obszar ten przez cały perm, trias i znaczną część jury podlegał erozji i/lub braku depozycji (Pożaryski, 1997). Z końcem jury Lubelszczyzna uległa silnej transgresji morskiej. Pożnojurajsko-kredowy epizod sedimentacyjny jest zapisany w postaci tysięczmetrowej sukcesji osadów, głównie węglanowych. Dane dotyczące osadów mezozoicznych na Lubelszczyźnie niezbędne do przygotowania modeli zostały zaczerpnięte z *Atlasu paleogeograficznego epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (Dadlez i in., 1998).

Analiza pola cieplnego

Na Lubelszczyźnie, przy stosunkowo dużej liczbie wierceń, ustalenie współczesnego rozkładu temperatur wglębnych nie nastęrczało zbytnich trudności. Analizując różne zestawienia (Majorowicz i in., 1983; Jaworski, 1986; Plewa i in., 1992) autor nie dostrzegł pomiędzy nimi istotnych różnic i do dalszych swoich prac wykorzystywał mapy Jaworskiego (1976).

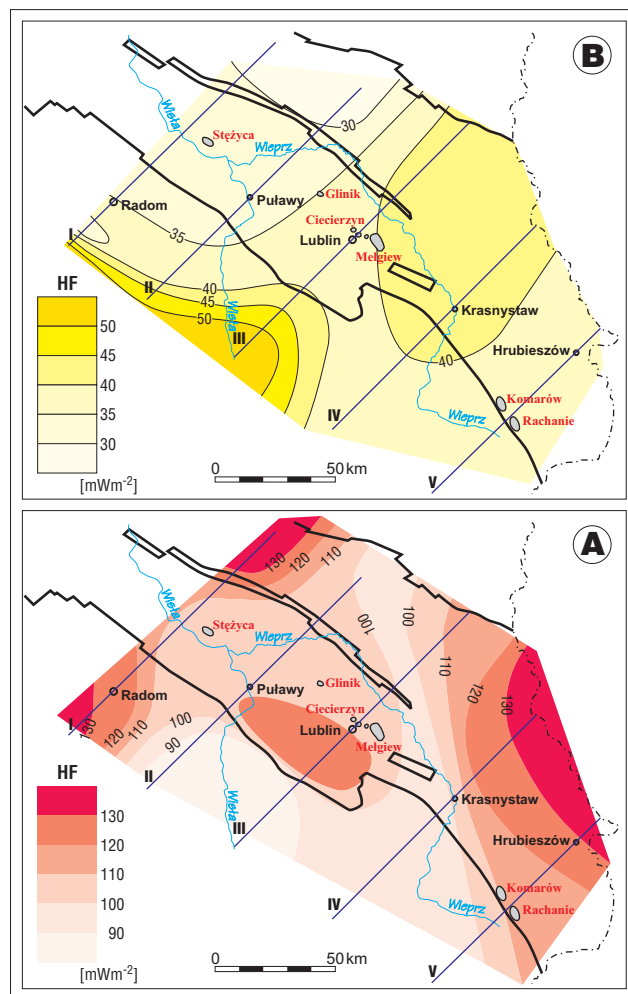
Do kalibracji wyników symulacji komputerowej w zakresie prawidłowości doboru wartości strumienia cieplnego w przeszłości geologicznej posługujemy się zazwyczaj wynikami oznaczeń refleksyjności wityrynytu, a dodatkowo wskaźnikiem CAI. Autor zestawił więc dostępne dane archiwalne w Biurze Geologicznym „Geonafra” oraz dane z literatury. Tutaj sprawa była o tyle korzystna, że w 1998 r. opublikowano dwie prace podsumowujące zagadnienie dojrzałości termicznej materii organicznej w utworach górnodewońskich i karbońskich Lubelszczyzny (Narkiewicz i in., 1998; Grotek i in., 1998). Rozkład wartości refleksyjności wityrynytu dla dewonu górnego mieści się w przedziale $R_o = 0,7-0,9\%$. Tylko w rejonie Tomaszowa Lubelskiego refleksyjność ta wzrasta do wartości $R_o = 1\%$. Izolinie układają się równoległe do rozciągłości basenu, czyli z SE na NW. Badania refleksyjności wityrynytu uzupełniono badaniami CAI, które potwierdzają regionalny wzór rozkładu dojrzałości materii organicznej na Lubelszczyźnie (por. Narkiewicz i in., 1998 — Fig. 2 i Fig. 3).

Dla utworów karbonu było jeszcze więcej materiału podstawowego i dlatego można było skonstruować kilka map dla różnych poziomów strukturalnych: refleksyjność wityrynytu dla wizenu i westfalu i wskaźnik CAI dla karbonu (Grotek i in., 1998). Porównując mapki karbońskich wskaźników (R_o , CAI) z dewońskimi łatwo dostrzec podobny rozkład izolinii, choć w karbonie wskaźniki są tylko nieco niższe niż w górnym dewonie.

Dysponując pełnym zestawem danych wejściowych i parametrów kalibrujących, przystąpiono do symulacji komputerowej, której pierwszym zadaniem było wymodelowanie rozkładu współczesnego strumienia cieplnego i wartości strumienia z epizodów minionych (jeżeli wstępne wyniki wykażą taką konieczność). Autor znając publikacje poprzednich badaczy (Majorowicz i in., 1983; Narkiewicz i in., 1998), gdzie wyraźnie sugerowano istnienie w przeszłości geologicznej wyższych wartości paleogeotermicznych, miał świadomość zbudowania co najmniej dwuetapowego geologicznego modelu termicznego Lubelszczyzny.

Wyniki modelowań

Już pierwsze symulacje pokazały, że pomiędzy współczesnym strumieniem ciepłym, weryfikowanym przez rozkład temperatur węglębnych pomierzonych w otworach wiertniczych, a wartościami wskaźników dojrzałości materii organicznej w utworach dewonu i karbonu nie ma żadnego związku. Dla basenu lubelskiego kresem jego samodzielnej egzystencji był schyłek karbonu, to też tam ustanowiono cezurę pomiędzy dwoma okresami, dla których musiała być przyjęta wartość uśrednionego strumienia ciepłego. Ponieważ do modelowań za początek historii basenu przyjęto eifel, to pierwszy okres obejmował środkowy i późny dewon oraz karbon. Drugi okres zawarty jest w przedziale od permu do dziś. Tak przygotowany model został poddany symulacji, aż osiągnięto zgodność pomiędzy parametrami kalibrującymi, a założoną wartością strumienia ciepłego. Modelowanie przeprowadzono na pięciu przekrojach, z których dane zestawiono na dwóch mapach uśrednionego rozkładu wartości strumienia ciepłego w dewonie środkowym i późnym oraz w karbonie (ryc. 3A) oraz w okresie od permu do dziś (ryc. 3B). O ile uzyskane wartości HF (wartość strumienia ciepłego) dla młodszego okresu wpisują się w obliczone przez Majorowicza i in. (1983) średnie wartości dla synklinorium lubelskiego na poziomie ok. 50 mW/m^2 , to wartości dla okresu starszego (dewon–karbon) wydają się zaskakująco wysokie. Pomimo wielokrotnych symulacji i sprawdzania danych wejściowych nic nie wskazywało, żeby uzyskany obraz można było zakwestionować. A przecież uzyskane wartości ($90\text{--}130 \text{ mW/m}^2$) według danych podręcznikowych odpowiadają strefom ryftowym (Allen & Allen, 1990). Autor stanął przed dylematem: czy można dalej prowadzić rozważania geologiczne o generacji węglowodorów, czy o tektogenezie basenu lubelskiego bez sprawdzenia poprawności uzyskanego wyniku. W końcu algorytmy programów komputerowych też mają swoje słabe strony. Podręcznik w zakresie teorii związanej z programem PetroMod również nie dawał alternatywnych wyjaśnień. Autor spróbował rozwiązać problem poprzez analizę rozkładu temperatur w basenie lubelskim, przy założeniu poprawności przyjętego modelu. Pomierzone temperatury w otworach wiertniczych są pochodną strumienia ciepłego. PetroMod liczy przy założonym strumieniu ciepłym, co umożliwia na każdym etapie rozwoju basenu (pograżenia) śledzenie węglębego rozkładu temperatur. Przeanalizowano więc różne schematy paleotemperatur i zestawiono kilka map, z których rozkład temperatur w stropie dewonu/spągu karbonu w czasie schyłku karbonu wydaje się najbardziej reprezentatywny do dalszych dociekań (ryc. 4). Był to czas największego pograżenia osadów paleozoicznych w basenie lubelskim, czyli paleotemperatury na poszczególnych powierzchniach strukturalnych osiągnęły (przynajmniej teoretycznie) maksimum swoich wartości. Teraz należało znaleźć tylko potwierdzenie lub zaprzeczenie uzyskanych wyników. Wykonane przez Burzewskiego i in. (1998) modelowanie generowania procesów węglowodorów dla otworu Lublin IG–1 pokazuje z końcem karbonu dla powierzchni dewon/karbon wartość temperatury w granicach 150°C (por. tamże Fig. 2). Również inne wyniki modelowań paleotemperatur dla tego wiercenia (142°C), jak i dla całego basenu lubelskiego,

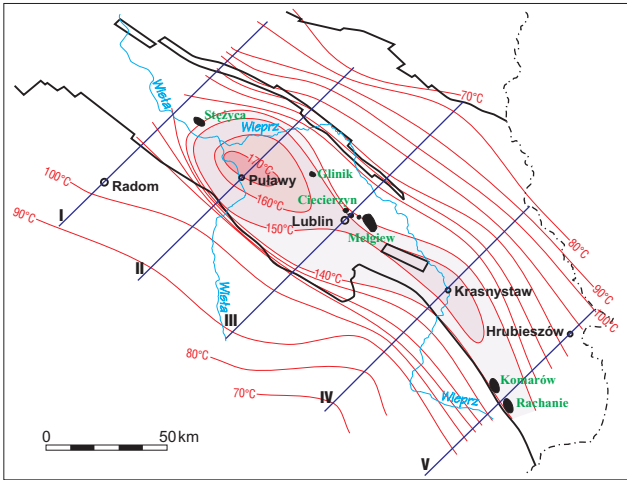


Ryc. 3. Rozkład uśrednionego strumienia ciepłego na obszarze Lubelszczyzny: A — w dewonie (od eiflu) i karbonie, B — od permu do dziś

Fig. 3. Maps of average heat flow values obtained from the computer-aided simulation (PetroMod): Devonian (Eifelian) — Carboniferous time, B — during Permian to present time

wykazują wysokie wartości (por. Botor i in., 2002 — tab. 4). Według danych autora ta wartość też wynosi ok. 150°C (por. ryc. 4). Te trzy modelowania, wykonane całkowicie niezależnie od siebie, różnymi metodami, dały nadspodziewanie podobne wyniki.

Na szczęście nie trzeba było kończyć tych rozważań na etapie modelowań. Intensywne badania petrologiczne prowadzone pod kątem diagenety piaskowców karbońskich, a w szczególności badania inkluzji fluidalnych w cementach, dostarczyły dowodów na możliwość występowania tak wysokich temperatur z końcem karbonu w utworach paleozoicznych basenu lubelskiego. Kozłowska (2002) w swojej rozprawie doktorskiej dokonała wielu pomiarów temperatur homogenizacji inkluzji w cementach osadów karbońskich i wnioskuje, że ...osady karbonu w czasie diagenety poddane były działaniu maksymalnej temperatury ok. 120°C , choć mogły być i wyższe, gdyż kilkakrotnie w analizach temperatury homogenizacji były bliskie 150°C . A przecież jej obszar badawczy znajdował się nieco na północ od centrum basenu lubelskiego, gdzie było największe pograżenie, a zatem i najwyższe paleotemperatury. Do podobnych wniosków dochodzi również Żywiecki



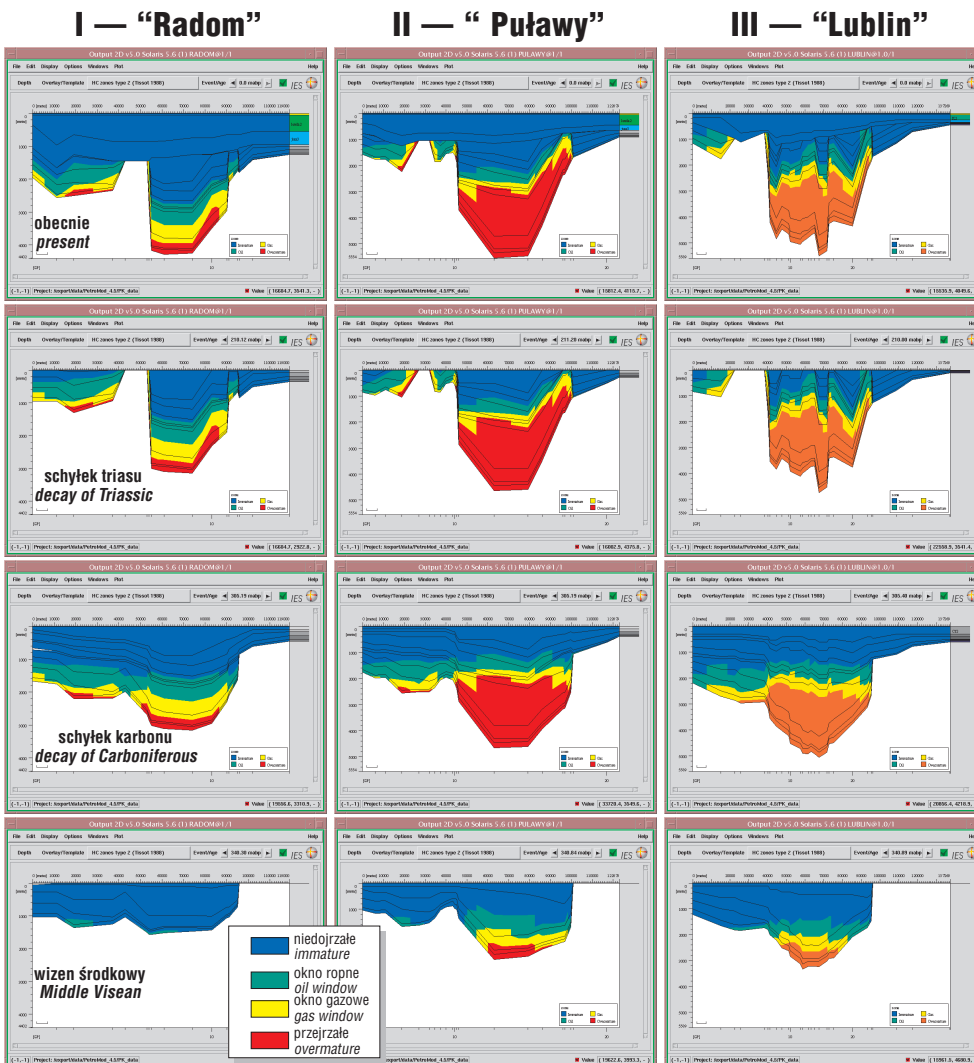
Ryc. 4. Rozkład temperatur w stropie dewonu/spągu karbonu w czasie schyłku karbonu
 Fig. 4. Temperature distribution pattern at the bottom of Carboniferous during the Westphalian/Stephanian time

(2002), który na podstawie badań temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w utworach dewońskich podaje jeszcze wyższe temperatury. Informacja ta pochodzi z abs-

traktu konferencyjnego i autor liczy w przyszłości na trochę więcej szczegółów.

Przytoczone powyżej wyniki innych, niezależnych badaczy potwierdzają możliwość istnienia relatywnie wysokich temperatur w utworach paleozoicznych basenu lubelskiego. Wydaje się więc, że wartości strumienia ciepłego dla dewonu i karbonu też są prawidłowo wymodelowane. Jeżeli tak, to wynikają z tego faktu określone konsekwencje w rozważaniach o warunkach generacji węglowodorów w basenie lubelskim oraz implikacje geotektoniczne.

Ponieważ celem niniejszego opracowania jest poznanie warunków generacji węglowodorów na Lubelszczyźnie, to na tym będzie skupiona dalsza analiza. Proces symulacji komputerowej w trakcie kalkulacji liczy również efekt wpływu czasu i temperatury na materię organiczną, czyli w każdym zaprogramowanym kroku podaje nam, gdzie i w jakim stopniu materia ta uległa przeobrażeniu w węglowodory płynne i gazowe lub, gdzie ten proces jeszcze się nie rozpoczął. Wszystko to odbywa się w przestrzeni lubelskiego basenu sedimentacyjnego w okresie dewon–karbon, a później w synklinorium lubelskim, które początkowo jest erodowane (perm–trias), a od jury środkowej wciągnięte w intensywny cykl sedimentacyjny późnojurajsko–kredowy basenu polskiego. Wybrane etapy ewolucji dojrzałości materii organicznej na Lubelszczyźnie



Ryc. 5. Model ewolucji generacji węglowodorów wzdłuż przekrojów: I — „Radom”, II — „Puławy”, III — „Lublin”(uzyskanych w wyniku modelowań 2D, PetroMod)

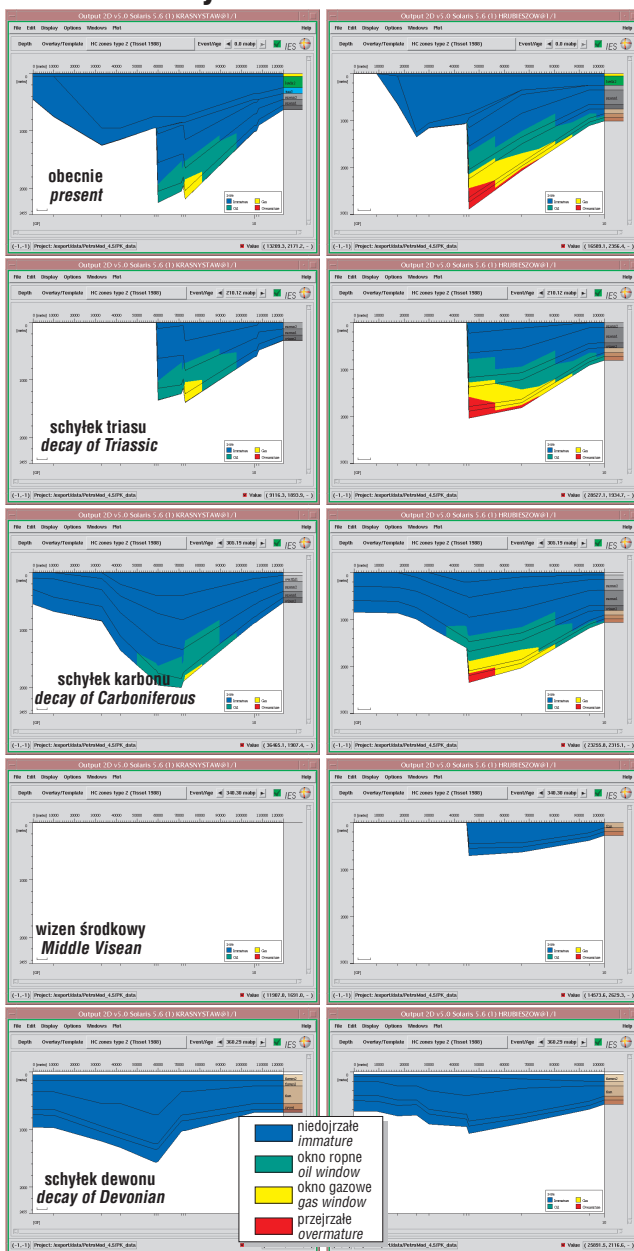
Fig. 5. Evolution of the hydrocarbon formation along lines: I — “Radom”, II — “Puławy”, III — “Lublin” (based on the computer-aided simulation, PetroMod)

przedstawiono wzdłuż pięciu profili (ryc. 5, 6). Zdecydowano się tak rozdzielić te przekroje, gdyż reprezentują one trochę inną historię geologiczną (w rejonie południowym basenu lubelskiego wczesnokarbońska erozja usunęła prawie całkowicie osady środkowego i górnego dewonu). Prezentowane ryciny pokazują:

- 1 — etap środkowowizeński, czyli ilość osadów dewońskich nagromadzona w basenie lubelskim, a nie usunięta erozyjnie przed transgresją późnowizeńską;
- 2 — etap schyłku karbonu, czyli całkowitą miąższość utworów karbońskich i ich maksymalne pograżenie;
- 3 — schyłek triasu, czyli etap przed epizodem jurajsko-kredowym;
- 4 — stan obecny.

IV — „Krasnystaw”

V — „Hrubieszów”



Ryc. 6. Model ewolucji generacji węglowodorów wzdłuż przekrojów: IV — „Krasnystaw”, V — „Hrubieszów” (uzyskanych w wyniku modelowań 2D, PetroMod)

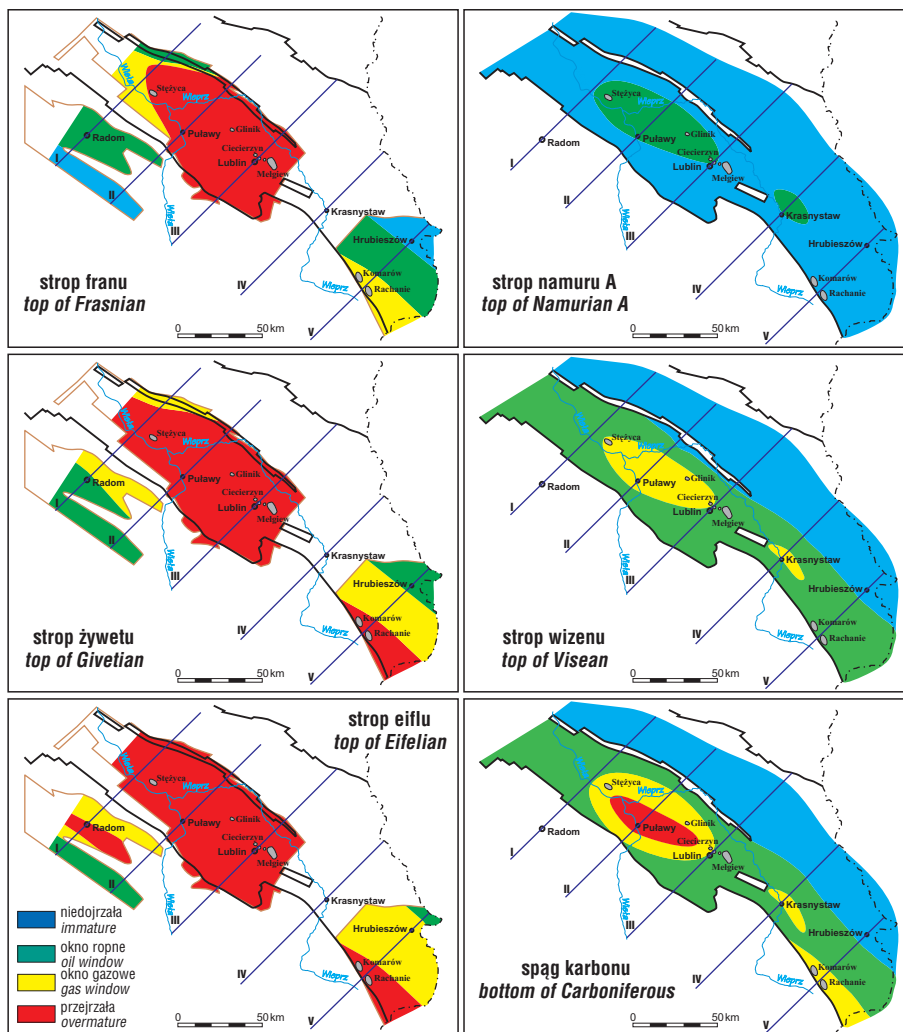
Fig. 6. Evolution of the hydrocarbon formation along lines IV — „Krasnystaw”, V — „Hrubieszów” (based on the computer-aided simulation, PetroMod)

Na tle poszczególnych etapów rozwoju geotektonicznego Lubelszczyzny dają się śledzić strefy dojrzałości materii organicznej, wyrażone przedziałami okna ropnego i gazowego oraz stref przejrzalnych i niedojrzałych. Rzut oka na te dwa rysunki jednoznacznie pokazuje, że wszystkie istotne procesy termiczne dla przemian materii organicznej w węglowodory płynne i gazowe zachodziły w karbonie. Późniejsze wydarzenia tektoniczno-erozyjno-sedymentacyjne miały przede wszystkim wpływ na powstanie pułapek złożowych, migrację i akumulację. Nie znaczy to jednak, że musiało trwać to w sposób ciągły aż do końca mezozoiku. Bardziej prawdopodobne wydaje się, że w basenie lubelskim bezpośrednio po zakończeniu procesów sedymentacji z końcem karbonu, kiedy nastąpiła tektonizacja osadów paleozoicznych w formę szeregu ciągów strukturalnych (synklin i antyklin), kiedy uskoki zaczęły dzielić były basen na strefy mniej lub bardziej wynoszone i erodowane, aż w końcu osiągnął on formę synklinorium — wtedy ukształtowały się złoża węglowodorów zarówno w osadach dewońskich, jak i karbońskich. Część złóż ma charakter wielowarstwowy i zdarza się (np. złożo Stężycza), że w wyższych poziomach występuje gaz, a w niższych ropa naftowa, co można tłumaczyć migracją ze złóż dewońskich lub niżej leżących złóż karbońskich do pułapek, gdzie według modelowań proces generacji jeszcze się nie rozpoczął lub jest w fazie wstępnej okna ropnego. Ta ostatnia uwaga, o możliwości migracji gazu na większe odległości może dawać nadzieję, że każda dobrze uszczelniona struktura może być potencjalnym złożem gazu. Natomiast ropa naftowa, która migruje na zdecydowanie mniejsze odległości niż gaz ziemny, w większości przypadków przywiązana jest do stref, tzw. okna ropnego, które w wyniku modelowań starają się ustalić. Ponieważ w synklinorium lubelskim poszukiwania prowadzi się w różnych formacjach karbonu i dewonu najprzydatniejsze do takich poszukiwań z punktu widzenia znajomości rozprzestrzenienia stref dojrzałości materii organicznej są mapy ich rozkładu według wybranych powierzchni strukturalnych (ryc. 7). Analiza zasięgów tych stref pokazuje, że największe szanse na występowanie złóż ropy naftowej są w utworach karbonu, chociaż i te są ograniczone. Silne zdyslokowanie obszaru synklinorium lubelskiego nie wyklucza możliwości migracji rop naftowych wzdłuż stref uskokowych, a więc i przypadków, że w wymodelowanych strefach przejrzalnych mogą występować ropy naftowe (np. migracja z utworów karbońskich do dewońskich). Takie przypadki są jednak odstępstwami od reguły i trudno je przewidzieć. Tym niemniej planowanie dalszych prac powinno uwzględniać również wyniki modelowań warunków generacji węglowodorów na Lubelszczyźnie.

Podsumowanie i wnioski

1. Dobre rozpoznanie geologiczne Lubelszczyzny w zakresie stratygrafii, litologii, subsydencji i erozji umożliwiają przygotowanie danych do modelowań komputerowych. Również znajomość parametrów kalibrujących (rozkład współczesnych temperatur, wartości refleksyjności wityritu i CAI) jest zadawalająca.

2. Wyniki modelowań komputerowych (PetroMod) umożliwiły przedstawienie mapy rozkładu uśrednionych wartości strumienia cieplnego dla środkowego i późnego



Ryc. 7. Przestrzenna zmienność dojrzałości materii organicznej na wybranych powierzchniach strukturalnych w obrębie utworów dewonu i karbonu synklinorium lubelskiego (efekt modelowań 2D, PetroMod)

Fig. 7. Spatial variability of the organic matter maturity on the selected stratigraphic surfaces within the Devonian and Carboniferous deposits filling the Lublin Synclinorium (results of 2D modelling, PetroMod)

dewonu oraz karbonu. Wartości te są bardzo wysokie (90–130 mW/m²) i mogą być porównywalne do wielkości strumienia ciepłego w strefach ryftowych.

3. Potwierdzeniem poprawności uzyskanych wyników w zakresie karbońsko-dewońskiego strumienia ciepłego są badania pomiarów temperatur homogenizacji inkluzji w cementach osadów karbońskich i dewońskich, które wskazują na podobny zakres temperatur w osadach karbońskich uzyskanych metodami laboratoryjnymi do paleotemperatur otrzymanych w wyniku modelowań geologicznych.

4. Ewolucja generacji węglowodorów na Lubelszczyźnie uzyskana w wyniku symulacji komputerowych wskazuje, że karboński etap formowania się basenu lubelskiego był głównym stadium powstawania i migracji ropy naftowej i gazu ziemnego.

5. Przebudowa basenu lubelskiego w synklinorium lubelskie, które z kolei zostało włączone z końcem jury w struktury basenu polskiego nie wpłynęło już decydująco na zakres generacji węglowodorów w utworach dewonu i karbonu Lubelszczyzny.

6. Obecne rozmieszczenie stref dojrzałości materii organicznej wskazuje, że utwory dewońskie w większości przypadków znajdują się w strefie gazowej lub przejrzalej. Utwory karbońskie są natomiast w większości przypadków w strefie okna ropnego.

7. Planowanie dalszych prac poszukiwawczych powinno uwzględniać również wyniki modelowań warunków generacji węglowodorów na Lubelszczyźnie.

Literatura

- ALLEN P. A. & ALLEN J. R. 1990 — Basin analysis. Principles and applications. Blackwell. Sc. Publ. Oxford.
- ANTONOWICZ L., HOOPER R. & IWANOWSKA E. 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, 51: 344–350.
- AREŃ B. & LENDZION K. 1978 — Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i dolnego kambru. [W:] Wybrane problemy stratygrafii wendu oraz dolnego kambru na platformie prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 90: 7–46.
- BOTOR D., KOTARBA M. & KOSAKOWSKI P. 2002 — Petroleum generation in the Carboniferous strata of the Lublin Trough (Poland): an integrated geochemical and numerical modelling approach. *Organic Geochemistry*, 33: 461–476.
- BURZEWSKI W., KOTARBA M., BOTOR D., KOSAKOWSKI P. & SŁUPCZYŃSKI K. 1998 — Modelowanie procesów generowania i ekspulsji węglowodorów w utworach młodszego paleozoiku obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 273–284.
- CHIŹNIAKOW A.W. & ŻELICHOWSKI A.M. 1974 — Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. *Kwart. Geol.*, 18: 707–719.
- DADLEZ R. 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich — dyskusja. *Prz. Geol.*, 51: 729–730.
- DADLEZ R., MAREK S. & POKORSKI J. (eds) 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. 1 : 2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DRWIĘGA Z. 1979 — Charakterystyka geotermiczna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Tech. Poszuk. Geol.*, 18: 1–10.
- DRWIĘGA Z. & MYŚKO A. 1980 — Wyniki badań ziemskiego strumienia ciepłego obszaru lubelskiego na tle jego tektoniki. *Publ. Inst. Geoph., PAN, A-8*: 169–180.
- GROTEK I., MATYJA H. & SKOMPSKI S. 1998 — Dojrzałość termiczna materii organicznej w osadach karbonu obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 245–254.
- GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R. & PERCHUĆ E. 1986 — Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Paleozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist–Teisseyre Zone). *Tectonophysics*, 128: 251–279.
- HARLAND W. B., ARMSTRONG R. L., COX A. V., CRAIG L. E., SMITH A. G. & SMITH D. G. 1990 — A geological time scale 1989. Cambridge Univ. Press, New York.
- JAWOROWSKI K. 1978 — Charakterystyka sedimentologiczna osadów morskich z pogranicza prekambriu i kambru. *Pr. Inst. Geol.*, 90: 145–151.
- JAWOROWSKI K. 1997 — Warunki depozycyjne ciał piaszczystych kambru dolnego i środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 377.

- JAWORSKI K. 1986 — Mapy temperatur i gradientów geotermicznych na głębokościach –1500 m, 2500 m, 3500 m dla obszaru Niżu Polskiego, 1:500 000. Arch. B.G. Geonafra.
- KARNKOWSKI P. 1993 — Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. Niż Polski, T. 1: 1–214.
- KARNKOWSKI P. H. 1999 — Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. Polish Geol. Institute Special Papers, 3: 1–93.
- KOZŁOWSKA A. 2002 — Diageniza piaskowców górnego karbonu w północno-zachodniej części rowu lubelskiego. Praca doktorska. Archiwum Państw. Inst. Geol.
- KRZYWIEC P. & NARKIEWICZ M. 2003 — O stylu strukturalnym kompleksu dewońsko-karbońskiego Lubelszczyzny w oparciu o wyniki interpretacji danych sejsmicznych. Prz. Geol., 51: 795–797.
- MAJOROWICZ J. 1975 — Warunki geotermiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego w rejonie Łęcznej. Prz. Geol., 23: 614–620.
- MAJOROWICZ J. 1978 — Związki pola geotermicznego z uwęglaniem w polskich basenach węglowych. Kwart. Geol., 22: 497–510.
- MAJOROWICZ J., MAREK S. & ZNOSKO J. 1983 — Paleogeotermyka centralnego i południowo-wschodniego Niżu Polskiego i jej wpływ na generowanie węglowodorów. Kwart. Geol., 27: 1–24.
- MERTA H., WILCZEK T. & KOTARBA M. 1996 — Hydrocarbon potential of Carboniferous source rocks in the NW part of the Lublin region. Oil and Gas News, 6: 109–120.
- MILACZEWSKI L. 1981 — Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Pr. Inst. Geol., 101: 1–90.
- MILACZEWSKI L. 2002 — Rozkład miąższości utworów typu old red i ich wiekowych analogów oraz paleogeografia we wczesnym dewonie w Polsce południowo-wschodniej. Prz. Geol., 50: 1214–1215.
- NARKIEWICZ M. 2003 — Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon). Prz. Geol., 51: 771–776.
- NARKIEWICZ K., GROTEK I. & MATYJA H. 1998 — Dojrzałość termiczna materii organicznej w utworach górnodewońskich obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 165: 235–244.
- NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA H. & MILACZEWSKI L. 1998 — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 165: 1–46.
- PLEWA M., PLEWA S., POPRAWA D. & TOMAŚ A. 1992 — Poland. [In:] Geothermal Atlas of Europe. Gotha.
- POPRAWA P., SLIAUPA S., STEPHENSON R. A. & LAZAUSKIENE J. 1999 — Late–Vendian–Early Paleozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional tectonic implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.
- POPRAWA P. & PACZEŚNA J. 2002 — Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego — analiza subsydencji i zapisu facjalnego. Prz. Geol., 50: 49–63.
- POŻARYSKI W. 1977 — Powstanie i ewolucja krawędzi starej platformy w Polsce w świetle tektoniki płyt. Kwart. Geol., 21: 361–363.
- POŻARYSKI W. 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. Prz. Geol., 45: 1265–1270.
- POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1968 — Assyntian orogen in south–east Poland. Biul. Inst. Geol., 237: 13–27.
- POŻARYSKI W. & KOTAŃSKI Z. 1979 — Rozwój tektoniczny bajkalski oraz kaledońsko-waryscyjski przedpola wschodnioeuropejskiej platformy w Polsce. Kwart. Geol., 23: 7–19.
- POŻARYSKI W. & DEMBOWSKI Z. (eds) 1983 — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1 : 1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- SKOMPSKI S. 1996 — Stratigraphic position and facies significance of the limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. Acta Geol. Pol., 46: 171–268.
- TOMCZYK H., PAJCHŁOWA M. & TOMCZYKOWA E. 1977 — Poland. The Silurian–Devonian boundary. [In:] The Silurian Devonian boundary. IUSG, Ser. A, 5: 65–68.
- WAKSMUNDZKA M.I. 1998 — Architektura depozycyjna basenu karbońskiego Lubelszczyzny. Pr. Państw. Inst. Geol., 165: 89–100.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263: 1–97.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1983 — Tektonika niecki brzeżnej i jej podłoża między Warszawą a Dęblinem w strefie uskoku Grójca. Biul. Inst. Geol., 344: 199–224.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1987 — Development of the Carboniferous of the SW margin of the East–European Platform in Poland. Prz. Geol., 35: 230–237.
- ŻELICHOWSKI A.M. & KOZŁOWSKI S. (eds) 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol. Warszawa.
- ŻYWIECKI M. 2002 — Hot fluid episodes in sealed carbonate reservoir compartment as a gas field creation agent, Upper Devonian from SE Poland. AAPG Annual Meeti.