

## Wpływ diagenety i tektoniki na rozwój właściwości zbiornikowych dolomitów frańskich w centralnej części rowu lubelskiego

Marek Narkiewicz\*, Marek Jarosiński\*, Piotr Krzywiec\*



M. Narkiewicz

M. Jarosiński

P. Krzywiec

**Diagenetic and tectonic processes controlling reservoir properties of the Frasnian dolostones in the central part of the Lublin Graben (Eastern Poland).** *Prz. Geol.*, 55: 61–70.

*S u m m a r y.* Petrological studies of core samples, integrated with mesostructural analysis of cores, and coupled with results of seismic data interpretation allowed to interpret evolving reservoir properties of dolostones of the Frasnian Werbkowice Mb. These crystalline and partly vuggy rocks form main reservoir horizons of the Ciecierzyn and Mełgiew A gas fields in the central Lublin Graben. The optimum reservoir properties were attained following the main phase of regional dolomitization and accompanying CaCO<sub>3</sub> dissolution. These processes occurred after renewed

subsidence in Viséan and before main phase of the Variscan inversion in late Westphalian. In Late Silesian, after the onset of hydrocarbon generation, porosity was partly filled by a dolomite cement. The most important agent of porosity destruction, however, was a precipitation of anhydrite cement preceding main phase of compressional deformations. The latter led to a localized development of open fracture systems which, however, were soon filled with various cements related to dissolution-precipitation processes. After compressional event, the stress regime evolved towards strike-slip and extensional, which created fractures allowing migration of hydrocarbons to newly formed structural traps. Several observed structures indicate negligible post-inversion deformations, thus facilitating preservation of earlier formed hydrocarbon accumulations. However, successive stages of secondary migration could have occurred during indefinite time under strike-slip and extensional regime recorded as a distinct set of mesostructures.

**Key words:** gas field, reservoir properties, diagenesis, tectonic fractures, Frasnian, Lublin Graben

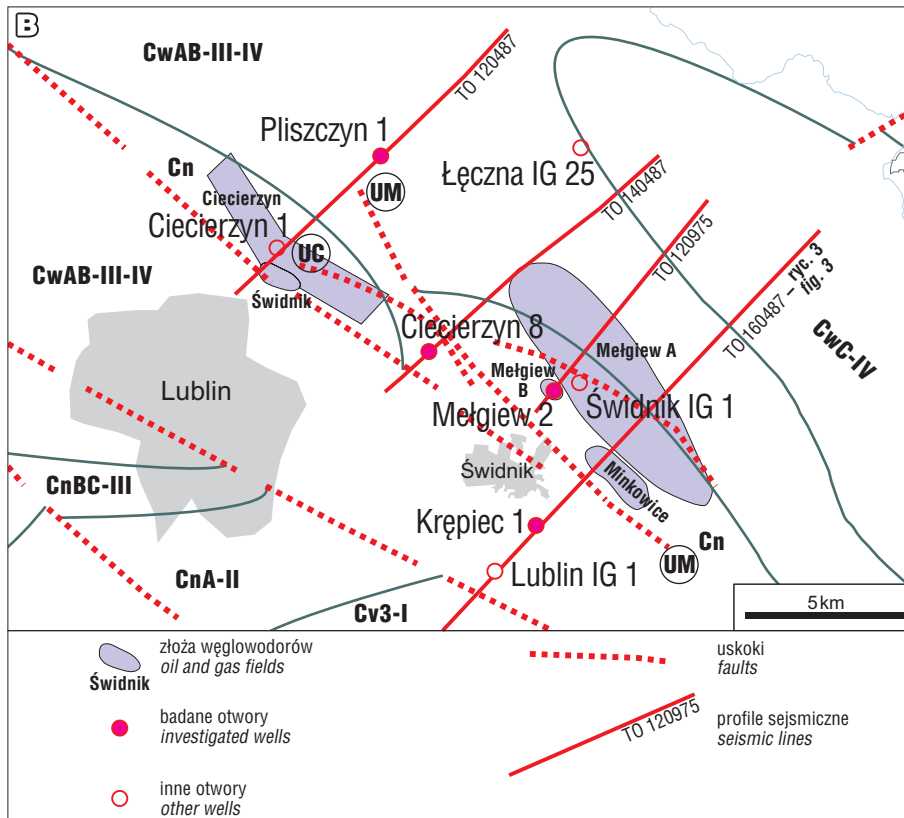
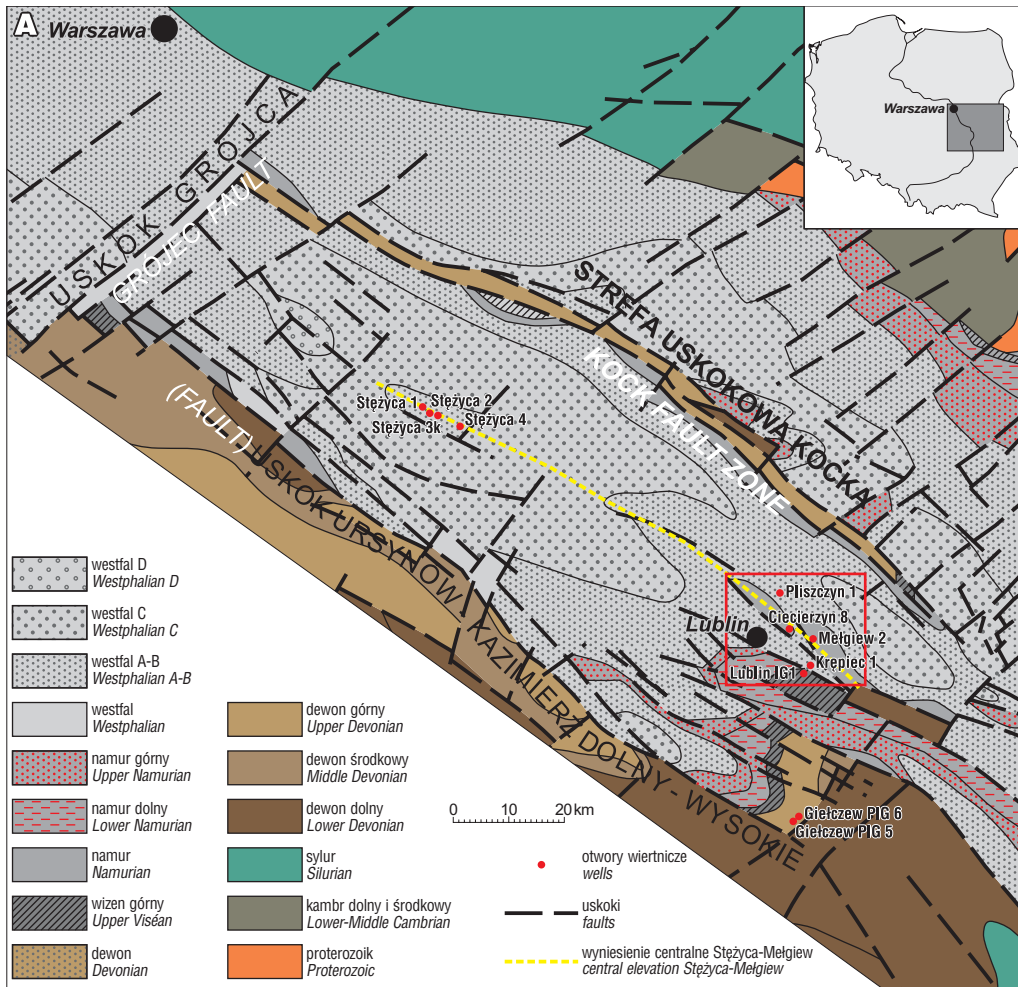
Silnie diagenetycznie zmienione i tektoniczne zdeformowane dewońskie skały węglanowe tworzą poziomy zbiornikowe w złożach gazu Ciecierzyn i Mełgiew A i B w rejonie Lublina (por. Karnowski 1993; Helcel-Weil & Dziegielewski, 2003). Kawerniste dolomity frańskie są uważane w całym rowie lubelskim za jeden z najważniejszych regionalnych poziomów zbiornikowych (Kaczyński, 1984; Narkiewicz & Miłaczewski, 1998). Pułapki należą do typu litologiczno-tektonicznego i towarzyszą synwaryscyjskim strukturom antyklinalnym, a porowatość poziomów złożowych ma charakter kawernisto-szczelinowy (np. Karnowski, 1993). Można oczekiwać, że korzystne właściwości petrofizyczne są wynikiem nakładania się, z jednej strony, różnych, głównie sedymentacyjnych i diagenetycznych procesów prowadzących do powstawania kawernistości, a z drugiej — procesów i zjawisk tektonicznych, sprzyjających tworzeniu się otwartych spękań w obrębie struktur tektonicznych wyższego rzędu. Celem badań przedstawionych w tej pracy jest więc opracowanie zintegrowanego modelu genetycznego parametrów zbiornikowych, przez powiązanie interpretacji procesów diagenetycznych z historią tektoniczną analizowanych skał. Podsumowano wyniki obszernego opracowania, wykonanego przez autorów w latach 2003–2005 w ramach prac badawczych Państwowego Instytutu Geologicznego, finansowanych z funduszy statutowych (Narkiewicz i in., 2005), z uwzględnieniem części wyników uzyskanych w ramach tematu „Geologia i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiwawcze” finansowanego przez NFOŚiGW (Narkiewicz, 2005). Podstawowy materiał do badań uzyskano z 4 otworów wiertniczych (Kępiec 1,

Mełgiew 2, Ciecierzyn 8, Pliszczyn 1 — por. lokalizacja na ryc. 1B) wytypowanych m.in. na podstawie wcześniejszej interpretacji danych sejsmicznych (Krzywiec, 2005). Dysponowano jedynie ograniczonym materiałem rdzeniowym i to niemal wyłącznie z dewonu środkowego i franu. Do korelacji litostratygraficznej wykorzystano cyfrowe dane karotażowe, z wyjątkiem otworu Pliszczyn 1, dla którego dysponowano jedynie materiałem z dokumentacji otworowej. Główne rysy tektoniki badanego obszaru ustalono na podstawie interpretacji danych sejsmicznych. Na podstawie analizy strukturalnej rdzeni odtworzono następstwo i charakter faz deformacji tektonicznych. Równocześnie wykonano petrologiczne badania skał węglanowych, rekonstrukcję następstwa etapów diagenety i interpretację warunków procesów diagenetycznych. Wyniki wymienionych badań zostały zestawione w celu uzyskania spójnego modelu rozwoju badanych skał zbiornikowych.

### Tło regionalne i szkielet stratygraficzny

Budowę geologiczną rowu lubelskiego, włącznie z ramami tektonicznymi i podsumowaniem historii depozycji przedstawiono w ogólnych zarysach w opracowaniach Żelichowskiego (1972), Żelichowskiego i Kozłowskiego (1983), Narkiewicza i in. (1998a) i Narkiewicza (2003). Znane są również regionalne ramy stratygrafii dewonu (m.in. Miłaczewski, 1981a; Narkiewicz i in., 1998b). Badany obszar obejmuje struktury antyklinalne Ciecierzyna i Mełgwi. Reprezentują one SE zakończenie jednostki tektonicznej wyższego rzędu — wyniesienia centralnego Stężycy–Mełgiew, o osi w przybliżeniu zgodnej z osią rowu lubelskiego (ryc. 1A). W obrębie tej jednostki odkryto większość złóż węglowodorów na obszarze lubelskim. Jej powstanie wiąże się z głównym etapem waryscyjskiej

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; marek.narkiewicz@pgi.gov.pl; marek.jarosinski@pgi.gov.pl; piotr.krzywiec@pgi.gov.pl



inwersji całego rowu w późnym westfalu (Narkiewicz i in., 1998a; Narkiewicz, 2003).

Stratygrafię badanych utworów zilustrowano na przykładzie najlepiej rdzeniowanego otworu Mełgiew 2 (ryc. 2). W przedziale stratygraficznym od dewonu środkowego do dewonu górnego wyróżniono pięć formacji tworzących zgodną sukcesję osadową.

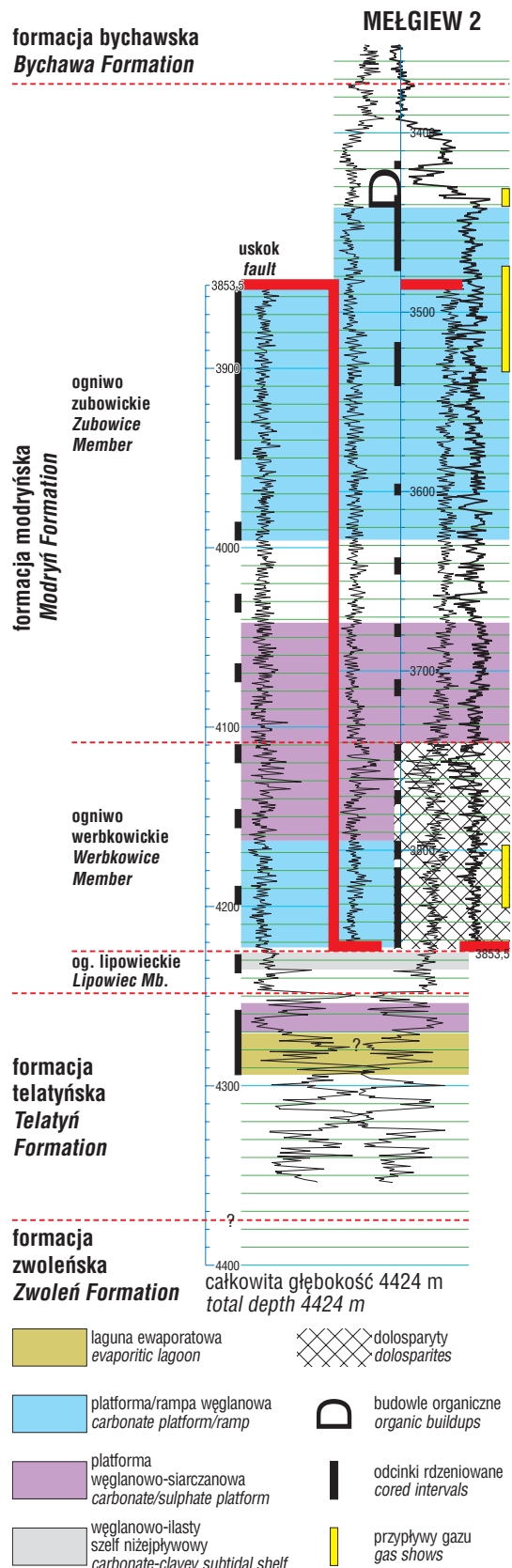
Formacja telatyńska, o miąższości 100–120 m, odpowiada w przybliżeniu dewonowi środkowemu i zgodnie leży na formacji zwoleńskiej — osadach lądowych zaliczanych do dewonu dolnego. Formacja telatyńska jest reprezentowana przez urozmaicone, cykliczne następstwo litofacji piaskowcowych, węglanowych, ilastych i ewaporatowych.

Formacja modryńska, o miąższości 420–500 m, jest zaliczana do franu. Można w niej wyróżnić trzy ogniwa (Miłaczewski, 1981a) odpowiadające w przybliżeniu trzem naftowym poziomom korelacyjnym E1, E2 i E3 (Kaczyński, 1984). Dolne ogniwo lipowieckie jest wykształcone szczytkowo (10–20 m miąższości), jako wapienie czyste lub nieco margliste, w różnym stopniu zdolomityzowane, z fauną morską i przejawami bioturbacji. W wyżej leżącym ogniwie werbkowickim, obok charakterystycznych dla tej jednostki dolomitów krystalicznych z relikami stromatoporoidów i koralów (platforma węglanowa) znaczny udział mają anhydryty systemu platformy węglanowo-siarczanowej. Miąższość jest zmienna (90–150 m), zależnie od pionowego zasięgu wtórnej dolomityzacji (por. też Miłaczewski, 1981b). Kawerniste dolomity ogniwa werbkowickiego stanowią główne poziomy zbiornikowe w złożach Ciecierzyn i Mełgiew A. Górne ogniwo zubowickie odznacza się największą miąższością (260–360 m). Składa się z czystych wapieni z koralowcami i stromatoporoidami oraz nieco marglistych wapieni o strukturze falisto-gruzłowej, ze zmiennym udziałem szkieletów koralowców i stromatoporoidów. W niższej części

←

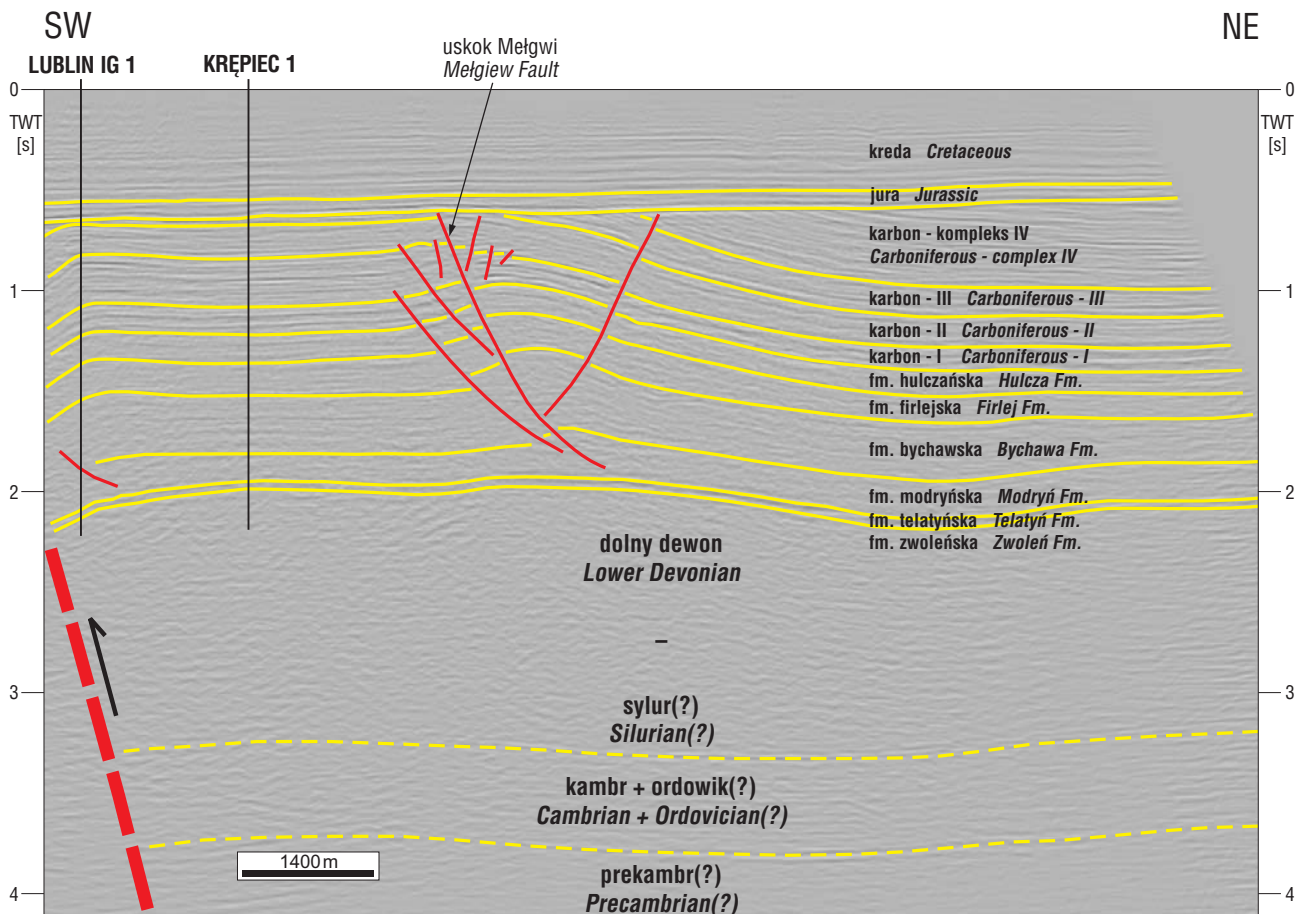
**Ryc. 1. A** — Lokalizacja obszaru badań (czerwony prostokąt) na tle odkrytej mapy geologicznej części rowu lubelskiego (wg Żelichowskiego & Porzyckiego, 1983, zmienione). **B** — Szkic geologiczny badanego obszaru przedstawiający lokalizację otworów wiertniczych i profili sejsmicznych, na tle fragmentu mapy odkrytej wg Miłaczewskiego & Papiernika ([W:] Narkiewicz, 2005). Symbole jednostek stratygraficznych: Cv3–I — wizen górny, kompl. I, Cn — namur nierozdzielony, CnA–II — namur A, kompl. II, CnBC–III — namur B–C, kompl. III, CwAB–III–IV — westfal A–B, kompl. III–IV, CwC–IV — westfal C, kompl. IV; UM — uskoki Mełgwi, UC — uskoki Ciecierzyna

**Fig. 1. A** — Location of the study area (red rectangle) against the solid geological map of a part of the Lublin Graben (after Żelichowski & Porzycki, 1983, changed). **B** — Geological sketch of the study area showing location of wells and seismic against a fragment of geological solid map after Miłaczewski & Papiernik ([In:] Narkiewicz, 2005). Abbreviations: Cv3–I — upper Visean, unit I, Cn — undivided Namurian, CnA–II — Namurian A, unit II, CnBC–III — Namurian B–C, unit III, CwAB–III–IV — Westphalian A–B, units III–IV, CwC–IV — Westphalian C, unit IV; UM — Mełgiew Fault, UC — Ciecierzyn Fault



**Ryc. 2.** Stratygrafia dewonu środkowego i franu rejonu Lublina na przykładzie profilu otworu Mełgiew 2. Krzywe karotażowe: z lewej strony PG, z prawej — PNG

**Fig. 2.** Middle Devonian — Frasnian stratigraphy in the Lublin area, exemplified by the Mełgiew 2 well section. Geophysical logs: natural gamma (left) and neutron-gamma (right)



Ryc. 3. Zinterpretowany profil sejsmiczny TO160487 przechodzący przez strukturę Mełgwi (lokalizacja — ryc. 1B)  
 Fig. 3. Interpreted seismic profile TO160487 located above the Mełgiew structure (see Fig. 1B for a location)

ogniwa wśród wapieni występują pakiety dolomikryto-wo-anhydrytowe, część najwyższą natomiast tworzą węglanowo-ilaste utwory stoku lub pokrywy pelagicznej, a lokalnie również budowie stromatoporoidowo-głonowe. Stropowe partie jednostki, w tym zwłaszcza budowie organiczne, są stwierdzonymi i potencjalnymi skałami zbiornikowymi (złoże Mełgiew B). Akumulacje złożowe mogą być związane ze szczelinami tektonicznymi rozwiniętymi w wapieniach masywnych otulonych utworami silnie marglistymi.

Formacja bychawska, o miąższości 700–800 m, jest reprezentowana przez ciemnoszare do czarnych iłowce wapniste, margle, wapienie ilaste, subtelnie równoległe laminowane, niekiedy gruzłowe, zawierające nieliczną morską faunę nektoniczną i planktoniczną. Utwory tej formacji są interpretowane jako dobre skały uszczelniające, a zarazem jako prawdopodobne skały macierzyste. Czas generowania przypadał przypuszczalnie na późny karbon (Burzewski i in., 1998).

Pozostałą część sukcesji fameńskiej tworzą formacje firlejska i hulczańska, o łącznej miąższości 800–900 m. Ta pierwsza składa się głównie z marglistych wapieni gruzłowych, druga natomiast jest reprezentowana przez piaskowce wapniste, zielone i czerwone mułowce oraz margle, dolomity, podrzędnie zlepione. Granica dewon–karbon jest regionalną powierzchnią niezgodności, wiązana z blokową tektoniką bretońską. Na dewonie leżą miejscami cienkie utwory wulkanogeniczne interpretowa-

ne jako pokrywy bazaltowe, powstałe przed odnowieniem subsydencji w późnym wizenie (Narkiewicz i in., 1998a). Są one z kolei przykryte grubą sukcesją karbońską (górnym wizen–górnym westfal; Waksmundzka, 2005a). Dla celów niniejszych badań karbon podzielono na 4 kompleksy (I–IV; Waksmundzka, 2005b — ryc. 3). Skały karbońskie uważa się za potencjalnie macierzyste, a procesy generowania węglowodorów osiągnęły maksimum w westfalu, przed tektogenezą waryscyjską (Botor i in., 2002; por. też Karnkowski, 2003).

### Złoża a skały zbiornikowe

Na badanym obszarze odkryto 4 złoża gazu (Ciecierzyn, Mełgiew A i B, Minkowice) i jedno złożo ropy (Świdnik; ryc. 1B). Złożo Świdnik występuje w piaskowcach karbońskiego kompleksu II w strukturze Ciecierzyna, Minkowice natomiast — w piaskowcach kompleksu II lub III struktury Mełgwi. Podstawowe parametry złóż Ciecierzyn, Mełgiew A i B opisano na podstawie opracowania Helcel-Weil i Dziegielewskiego (2003) oraz Kaczyńskiego ([W:] Narkiewicz, 2005, niepubl.).

W złożu Mełgiew A, odkrytym w 1991 r. otworem Mełgiew 1, gaz jest zakumulowany w dolomitach kawernistych i kawernisto-porowych przeciętych makro- i mikroszczelinami, które są w zmiennym stopniu zablężnione różnorodnymi cementami. Dolomity występują w postaci cienkich przewarstwień, zgrupowanych w

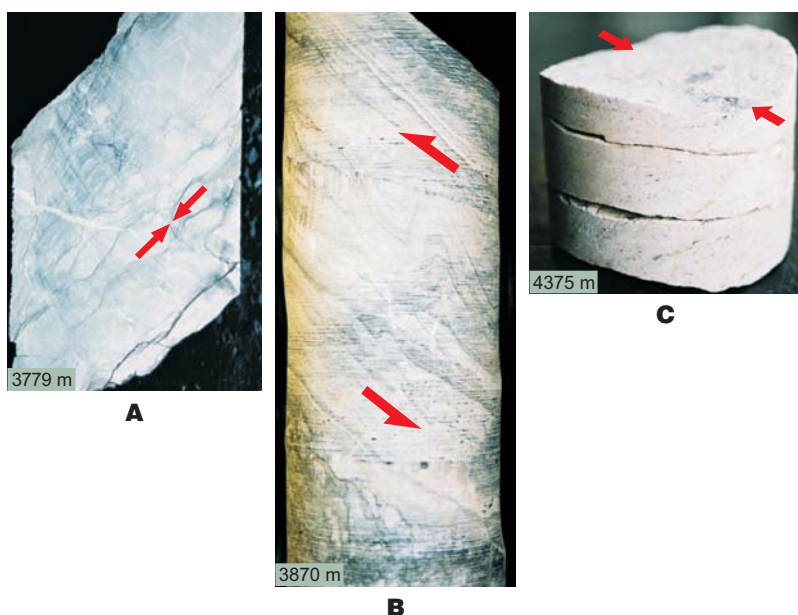
pakietach o miąższości 4–40 m, zalegających w środkowej części poziomu E2 (= og. werbkowickie). Miąższość pro-

duktywnego poziomu E2 waha się od 79 do 92 m. Średnia miąższość efektywna złoża wynosi 36 m (Helcel-Weil & Dziegielewski, 2003). Większość przewarstwień występujących w pakietach kolektorskich ma niewielką porowatość rzędu 1% (średnia dla złoża — 1,63%; według innych danych średnia porowatość efektywna — 2,5%) i słabą przepuszczalność do 1mD (śr. 0,3 mD). Tylko nieliczne z pakietów osiągają porowatość do 7% i przepuszczalność do 10 mD. Mimo to, uzyskiwano dość duże wydajności gazu w otworach produkcyjnych, co może świadczyć o dużym wpływie szczelinowatości na właściwości filtracyjne złoża. Cytowane przez Kaczyńskiego wyniki badań petrofizycznych przeprowadzonych przez IGNiG w Krakowie pod kierunkiem Sucha (por. też Such, 1997) wskazują, iż warstwy o większej porowatości są głównym zbiornikiem, system mezo- i mikroszczelin natomiast tworzy wydajne drogi transportu z warstw kolektorskich do otworu. Warstwy nieprzepuszczalne są zbudowane z wapieni z przewarstwieniami anhydrytów i margli. Mimo, iż są pozbawione pierwotnej porowatości i przepuszczalności, mogą mieć połączenie hydrauliczne z pakietami kolektorskimi poprzez systemy szczelin. Świadczą o tym wyniki zabiegów szczelinowania hydraulicznego cieczą kwasującą, które znacznie zwiększyły pierwotne wydajności otworów, prawdopodobnie wskutek udrożnienia szczelin częściowo cementowanych.

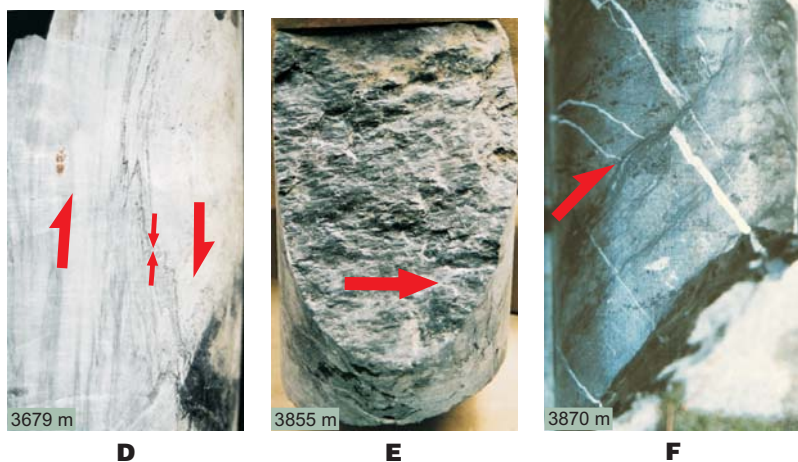
Poziom zbiornikowy w złożu Mełgiew B, odkrytym w 1993 r. otworem Mełgiew 2, odpowiada budowie organicznej w stropie ogniwa zubowickiego formacji modryńskiej. Skałą zbiornikową są czyste wapienie organogeniczne, o teksturze porowo-kawernistej z wyraźną otwartą szczelinowatością. Parametry zmierzone laboratoryjnie są bardzo niskie — maksymalna porowatość wynosi 7% (śr. ok. 1,4%), a maksymalna przepuszczalność ok. 2 mD (0,31). Podobnie więc jak w złożu Mełgiew A, szczeliny tworzące połączenia izolowanych porów i kawern nasyconych gazem są głównymi kanałami przepływu gazu w złożu.

Złoże Ciecierzyn zostało odkryte w 1984 r. otworem Ciecierzyn 1. W złożu tym miąższość produktywnego poziomu E2 waha się od 77,5 do 82 m. Warstwami gazonośnymi są cienkie partie dolomitów zalegające wśród nieprzepuszczalnych zbitych wapieni z przewarstwieniami anhydrytów i margli, zgrupowane w stropowej i środkowej części poziomu E2. Przestrzeń porowa kolektorów w złożu Ciecierzyn jest wykształcona podobnie jak w złożu Mełgiew A — zbiornikiem gazu są izolowane pory i kawerny połączone różnokierun-

## Pliszczyn 1



## Mełgiew 2



**Ryc. 4.** Przykłady struktur tektonicznych w rdzeniach: A — wapienie gruzłowe z warstwowaniem wychylonym do 45° i szwem stylolitowym katetalnym o genezie tektonicznej, przedwychyleniowej; B — asymetryczne fałdy i nasunięcia w anhydrytach, świadczące o prostym ścinaniu; C — spęknięcia typu core disking będące efektem interferencji naprężeń technologicznych i tektonicznych (Jarosiński, 1994; 1999); D — stylolity tektoniczne w anhydrycie, które uległy wychyleniu do pionu oraz prostemu ścinaniu; E — lustro lewoskrętnego uskoku przesuwczego w obrębie wapieni, o biegu podłużnym względem biegu warstw (dodatkowa orientacja z core disking); F — zespół katetalnych żył przedwychyleniowych o biegu ok. 125° (orientacja z core disking), przemieszczonych wzdłuż powierzchni ścinania z rozpuszczaniem

**Fig. 4.** Examples of tectonic structures in cores: A — nodular limestone with bedding inclined to 45° and a cathetal stylolite suture of tectonic (but pre-inclination) origin; B — asymmetric folds and thrusts in anhydrites, evidencing simple shear; C — fractures of a core disking type, caused by interfering technological and tectonic stresses (Jarosiński, 1994, 1999); D — tectonic stylolites in anhydrite, inclined to vertical and affected by simple shearing; E — slickenside of a sinistral strike-slip fault in limestones, striking parallel to a bedding strike (additional orientation from core disking); F — set of cathetal pre-inclination veins striking ca. 125° (oriented after core disking), displaced along a shear plane with dissolution

kowymi systemami szczelin. Laboratoryjnie ustalona porowatość dolomitów jest jeszcze niższa niż w złożach Mełgwi. Przyplwy gazu uzyskane w otworach produkcyjnych świadczą jednak o dużej drożności złoża, zwłaszcza po zabiegach intensyfikacji przepływu.

### Model tektoniczny — interpretacja danych sejsmicznych

Główne rysy tektoniki obszaru badań opracowano na podstawie interpretacji czterech profili sejsmicznych, poprzecznych względem przebiegu głównych struktur: Mełgwi i Ciecierzyna (ryc. 1B). Ze względu na obecność obszarów zurbanizowanych (Świdnik i Lublin) mamy do czynienia z brakiem danych sejsmicznych w SW części struktur Mełgwi, a zwłaszcza Ciecierzyna. Budowa struktury Mełgwi jest czytelna w profilu przechodzącym przez otwory Krępiec 1 i Lublin IG 1 (ryc. 3), pozostałe profile natomiast mają ograniczony zasięg na SW (ryc. 1B) i przedstawiają struktury Mełgwi i Ciecierzyna jedynie fragmentarycznie.

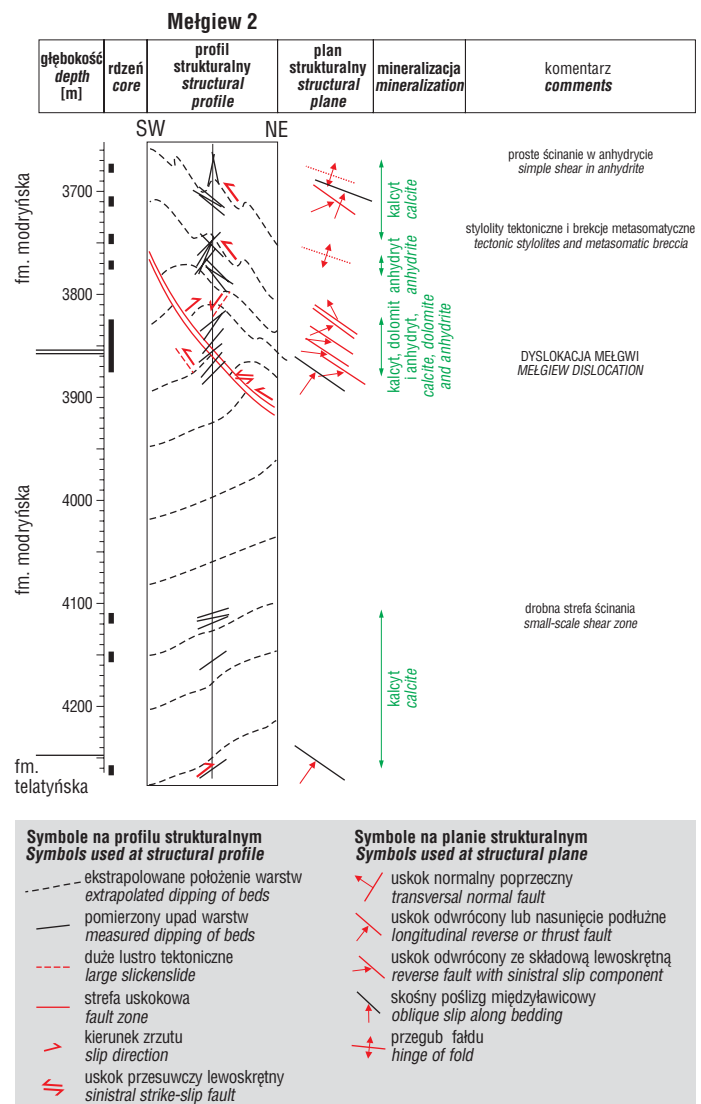
Horyzonty związane ze starszym paleozoikiem nie zostały przewiercone na obszarze badań. Ich identyfikacja była oparta na charakterze pola falowego i jego porównaniu z wykalibrowanym otworowo polem falowym w obszarze na NE od strefy Kocka. Pozostałe granice stratygraficzne były wykalibrowane zweryfikowanymi i ujednoliconymi danymi otworowymi. Korelacji głębokościowych danych otworowych i czasowych danych sejsmicznych dokonano wykorzystując dostępne dane o prędkościach średnich. Zilustrowany na ryc. 3 najdłuższy profil sejsmiczny TO160487 charakteryzuje się najlepszą jakością obrazu falowego.

Wszystkie zinterpretowane profile przedstawiają odmienną geometrię poszczególnych pięter strukturalnych. Utwory prekambry, kambry i ordowiku zalegają niemal poziomo, jedynie z niewielkimi undulacjami. Kompleks syluru i dolnego dewonu charakteryzuje się homogenicznym obrazem sejsmicznym bez wyraźniejszych horyzontów. Wyraźne i stosunkowo ciągłe poziomy sejsmiczne są związane ze stropami formacji zwoleńskiej i telatyńskiej. Uniesienie tych horyzontów obserwowane pod strukturą Mełgwi powiązane z uskokiem odwróconym zakorzenionym w głębokim podłożu (ryc. 3). Na SW od tego uskoku zaznacza się brak kontynuacji poziomów w obrębie dolnego paleozoiku.

W obrębie kompleksu górnego dewonu i karbonu występuje charakterystyczna struktura antyklinalna Mełgwi związana z uskokiemi odwróconymi. Uskoki te są zakorzenione w formacji modryńskiej, nie przecinając utworów dewonu środkowego i starszych. Główny uskoki odwrócony, nachylony ku NE i nazwany tu uskokiem Mełgwi, wyraźnie zaznacza się w SW zakończeniach kolejnych profili sejsmicznych ku NW. W profilu otworu Mełgiew 2 powoduje powtórzenie utworów franu o miąższości ok. 400 m (ryc. 3). Ku północy uskoki ten zmienia bieg na bardziej południkowy, jednocześnie zmniejsza się jego rozstęp, a zarazem amplituda całej struktury. Ta ostatnia jest jeszcze czytelna w przekroju przechodzącym przez Pliszczyn 1

(ryc. 1B); w otworze tym uskoki Mełgwi powoduje powtórzenie warstw frańskich o miąższości ok. 300 m.

W SW części profilu sejsmicznego TO140487 w kompleksie górnodewońsko-karbońskim obserwuje się fragment NE skrzydła struktury Ciecierzyna z uskokiem odwróconym, zapadającym ku SSW. Został on tu określony jako uskoki Ciecierzyna (ryc. 1B). Ciecierzyn 8 przebiega tę dyslokację w obrębie kompleksu karbońskiego. Niepublikowane dane z dokumentacji złożowych wskazują, że w SW skrzydle struktury Ciecierzyna występuje nachylony ku NE uskoki odwrócony, analogiczny do uskoku Mełgwi. Strop karbonu odpowiada we wszystkich badanych profilach regionalnej powierzchni niezgodności waryscyjskiej, nad którą leżą niemal poziomo utwory jury i kredy.



**Ryc. 5.** Zgeneralizowany profil strukturalny dla otworu Mełgiew 2. Orientacja profilu względem stron świata jest przybliżona, opiera się głównie na założeniu, że biegi warstw są podłużne względem rozciągłości rowu lubelskiego. Orientacja struktur w planie jest określana względem położenia warstw lub spękań warunkowanych współczesnym polem naprężeń

**Fig. 5.** Generalized structural log of the Mełgiew 2 well. Geographic orientation is approximate, mainly based on an assumption that bedding strike parallels regional strike of the Lublin Graben. Orientation relative to a horizontal plane is referred to bedding surfaces or fractures induced by a recent stress field

## Etapy deformacji tektonicznych — analiza strukturalna rdzeni

Tam, gdzie to było możliwe, struktury tektoniczne w rdzeniach orientowano względem kierunku zapadania warstw, który z kolei został określony na podstawie profili sejsmicznych. W nielicznych przypadkach (Jarosiński, 1994) struktury zorientowano na podstawie charakterystycznych pęknięć rdzenia, indukowanych we współczesnym polu naprężeń (ryc. 4C). Przyjmowano wówczas, że azymut największego naprężenia w tym regionie jest stały i mieści się w granicach 5–10 (Jarosiński, 2005).

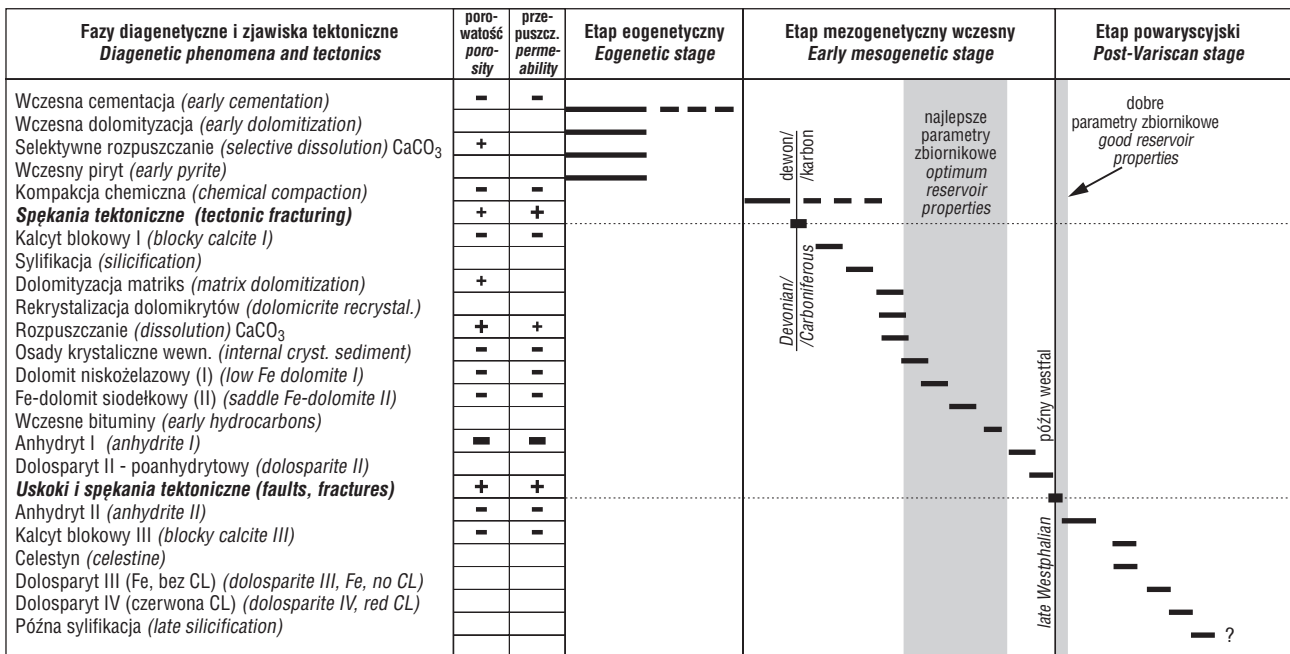
Analiza strukturalna rdzenia z fragmentów otworów wiertniczych Pliszczyn 1, Ciecierzyn 8 i Mełgiew 2 pozwoliła na wydzielenie szeregu faz deformacji oraz, niekiedy, powiązania ich z fazami mineralizacji żyłowej. Główna faza waryscyjskich deformacji kompresyjnych nazywana będzie fazą inwersji, gdyż prowadzi ona do wyniesienia i częściowej erozji wypełnienia osadowego.

**Deformacje przedinwersyjne.** Nieliczne, drobne uskoki normalne obserwowane w kompleksie dewońskim w otworze Pliszczyn 1 sugerują, że przed etapem inwersji, prawdopodobnie w dewonie, obszar ten rozwijał się w reżimie ekstensyjnym. Świadczą o tym również spękania ciosu katetalnego, które są często zmineralizowane jeszcze przed fazą kompresyjnej inwersji (ryc. 4F). W tej fazie żyły są wypełnione kalcytem lub dolomitom, prawdopodobnie pochodzącym z rozpuszczania pod ciśnieniem gruzłów i powierzchni uławiczenia na szwach stylolitowych. Ślady takiej chemicznej kompaktacji osadu obserwuje się w kompleksie franu, który u schyłku sedymentacji dewońskiej znajdował się pod obciążeniem prawie 2 km osadu.

W skałach dewonu występuje mineralizacja żył katetalnych zarówno podłużnych, jak i poprzecznych, co świadczy o co najmniej dwóch fazach ekstensji w kierunkach wzajemnie prostopadłych. Biorąc pod uwagę, że większość uskoków o skali kartograficznej powstałych w fazie bretońskiej ma biegi poprzeczne do rozciągłości basenu (Żelichowski, 1972), można przypuszczać, że odpowiadała za nie ekstensja podłużna. Bretoński wiek spękań poprzecznych w skałach dewońskich nie jest jednak jednoznaczny, bowiem poprzeczne żyły katetalne obserwowano również w skałach karbonu.

**Deformacje inwersyjne.** Wychylenie warstw w badanych otworach jest poprzedzone wzrostem naprężeń kompresyjnych w położe leżących ławicach. Manifestuje się to powszechnym występowaniem szwów stylolitowych o lineacji równoległej do powierzchni warstw (ryc. 4A, D), bez względu na stopień ich późniejszego wychylenia. Czasami towarzyszą im poprzeczne żyły mineralne, co mogłoby wskazywać na przesuwczy reżim naprężeń inicjalnej fazy kompresji.

Zasadniczą cechą badanych profili jest obecność uskoków odwróconych Mełgwi i Ciecierzyna. Pakiety anhydritowe fm. modryńskiej, występujące w sąsiedztwie uskoku Mełgwi, były intensywnie ścinane tektonicznie i sfałdowane. W anhydrytach deformacje w postaci prostego ścinania są intensywne w skrzydle stropowym uskoku Mełgwi (ryc. 4B, D), a nie występują w w obrębie skrzydła spągowego uskoków Mełgwi i Ciecierzyna (w otworze Ciecierzyn 8). Wypływa stąd wniosek, że uskoki te są częściowo skompensowane poślizgiem na anhydrytach, który jednak szybko zanika w ich skrzydłach spągowych. Anhydryty nie stanowią więc regionalnej powierzchni odkłucia wypełnienia basenu lubelskiego od starszego podłoża, a jedynie



**Ryc. 6.** Sekwencja paragenetyczna w dolomitach krystalicznych ogniw werbkowickiego oraz etapy ewolucji właściwości zbiornikowych. „Plus” oznacza zwiększenie, a „minus” redukcję wielkości danego parametru zbiornikowego. Wielkość znaku oznacza względną skalę zmian. Szarym kolorem zaznaczono przedziały najlepszych właściwości zbiornikowych w późnym karbonie. Pozioma skala wiekowa przyjęta jest arbitralnie

**Fig. 6.** Paragenetic sequence in crystalline dolostones of the Werbkowice Mb. and stages of reservoir parameters development. „Plus” stands for a relative increase, while „minus”— for a decrease in a particular reservoir property. Size of a mark symbolizes relative magnitude of a change. Intervals of optimum reservoir properties in the Late Carboniferous shown in grey. Horizontal age scale is arbitrary

ułatwiają lokalną kompensację nasunięć i powstanie zlokalizowanych struktur antyklinalnych Mełgwi i Ciecierzyna.

Generalne wychylenie warstw w sąsiedztwie obu głównych dyslokacji, stwierdzone we wszystkich otworach (ryc. 5), jest efektem powstania fleksury nasuwczej, poprzedzającej rozdarcie warstw uskokiem odwróconym. Rozdarcie temu towarzyszy mineralizacja aureoli dylatacyjnej, rozwiniętej głównie w skrzydle spągowym (Pliszczyn 1). Mineralizacja tej aureoli jest intensyfikowana przez rozpuszczanie pod ciśnieniem w obrębie strefy uskokuwej oraz skrzydła stropowego uskoku Mełgwi. Mineralizacja w aureolach dylatacyjnych fazy nasuwczej występuje w obrębie żył połączonych lub w obrębie spękań o charakterze brekcji hydraulicznej — świadczącej o podwyższonych ciśnieniach płynów porowych w sąsiedztwie nasunięć.

Na podstawie różnic pomiędzy kierunkiem zapadania warstw a kierunkiem transportu tektonicznego na lustrach nasunięć i lineacją stylolitową można stwierdzić, że rozdarcie uskokiem odwróconym jest skośne do kierunku wychylenia warstw. Świadczy to o prawoskrętnej rotacji kierunku kompresji podczas propagacji nasunięcia w otworach Pliszczyn 1 i Mełgiew 2. Konsekwencją dalszej prawoskrętnej rotacji naprężeń jest lewoskrętna transpresja na lustrach podłużnych (ryc. 4E). Mniej wyraźna rotacja naprężeń została stwierdzona w otworze Ciecierzyn 8.

**Faza poinwersyjna.** Deformacje tej fazy można było wyróżnić tylko w miejscach, gdzie kompresyjne odchylenie warstw pozwalało na rozdzielanie deformacji przed- i powychyleniowych. Po fazie inwersji, podczas której dominował reżim nasuwczy, wyróżnić można fazę przesuwczą. Jej ślady w postaci stromych lusterek przesuwczych, z dominacją poprzecznych, wyróżnić można we wszystkich otworach. Na lustrach tych występuje synkinematycz-

na mineralizacja dolomitami i żółtym kalcytem. Powszechnie występuje również mineralizacja kalcytem ciosu poprzecznego.

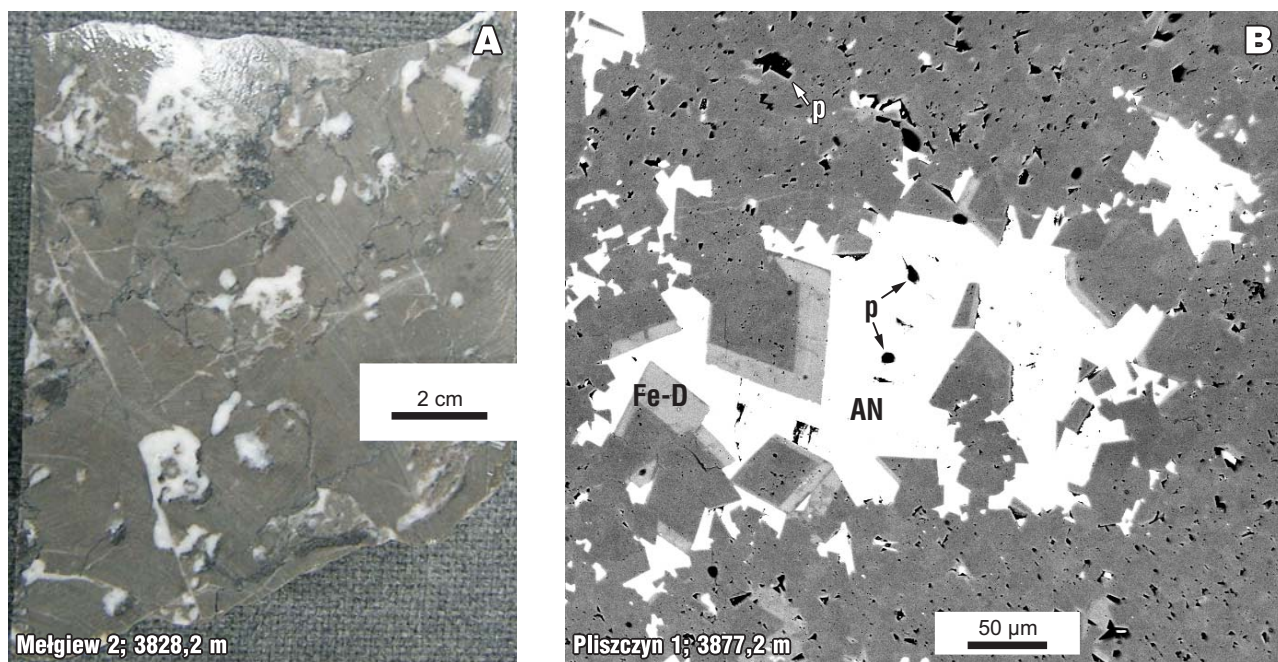
Poinwersyjne struktury reżimu ekstensyjnego są nieliczne. Drobny uskok normalny z lewoskrętną składową przesuwczą został stwierdzony w otworze Mełgiew 2 (ryc. 4F). Lokalnie, w otworze Pliszczyn 1 występuje również mineralizacja anhydrytowa w obrębie różnokierunkowych spękań grawitacyjnych oraz mineralizacja kalcyto-kwarcowa podłużnych żył stromych.

### Etapy diagenety a ewolucja właściwości zbiornikowych

Szczegółowe badania petrologiczne oparto na analizie mikroskopowej 80 barwionych szlifów w świetle przechodzącym. Badania katodoluminescencyjne (CL) wykonano dla 61 szlifów polerowanych. Wybrane próbki poddano też obserwacjom mikroskopowym w świetle ultrafioletowym w celu potwierdzenia obecności węglowodorów. Badania za pomocą mikroskopu elektronowego i mikrosondy objęły 49 szlifów polerowanych. Dla potrzeb niniejszego opracowania wykorzystano również niepublikowane wyniki wcześniej przeprowadzonych analiz trwałych izotopów tlenu i węgla wykonane w laboratorium prof. Hałasa na UMCS w Lublinie oraz w laboratorium Uniwersytetu Erlangen.

Dane o następstwie różnych faz i etapów diagenety, czytelnych w postaci następstwa zjawisk diagenetycznych, zostały zestawione w sekwencji paragenetycznej (ryc. 6). Na podstawie powiązania tych obserwacji z analizą mezostrukturalną rdzeni podjęto próbę skorelowania epizodów diagenety z fazami aktywności tektonicznej.

Poszczególne człony sekwencji paragenetycznej przypisano trzem etapom ewolucji diagenetycznej, opierając



**Ryc. 7.** Typowe dolosparity og. werbkowickiego. A — naszlif z widocznymi porami rozpuszczeniowymi, wypełnionymi głównie geopetalnym osadem krystalicznym i cementem anhydrytowym. B — Obraz BSE — rezydualna mikroporowatość (p) w obrębie mozaiki dolosparytowej i cementu anhydrytowego (AN). Fe-D — cement Fe-dolomitowy

**Fig. 7.** Typical dolosparites of the Werbkowice Mb. A — polished section with dissolutional vugs filled mostly by a geopetal internal sediment and anhydrite cement. B — BSE image — residual microporosity (p) within dolosparite mosaic and anhydrite cement (AN). Fe-D — Fe-dolomite cement



się na podziale procesów diagenetycznych wg Choquette i Praya (1970). Przyjęto, że etap eogenetyczny umownie kończy się wraz z nasileniem procesów kompaktacji chemicznej zapisanych w badanych skałach jako szwy stylolitowe i rezydualne smugi ilaste zgodne z uławieniem. Etap mezogenetyczny podzielono umownie na przed- i podeformacyjny. Granicą jest tektogeneza waryscyjska w późnym westfalu, która radykalnie zmieniła warunki diagenety i charakterystykę kolektorską dolomitów. Etap telogenetyczny nie jest wyraźnie zaznaczony z powodu utrzymującego się głębokiego pogrzebania badanych skał.

Etap eogenetyczny przebiegał pod znakiem stabilizacji diagenetycznej pierwotnych osadów węglanowych złożonych z porowatej mieszaniny kalcytu i minerałów metastabilnych — Mg-kalcytu i (podrzędnie) aragonitu. Zjawiska cementacji (m.in. powstawanie gruzłów) i kompaktacji mechanicznej prowadziły do zaniku i tak niewielkiej porowatości pierwotnych osadów, charakteryzujących się przewagą mułu węglanowego nad składnikami ziarnowymi. Ograniczone zjawiska rozpuszczania aragonitu szkieletowego nie miały większego wpływu na wzrost porowatości, a powstałe pory były szybko zapełniane przez wczesne cementy. Ten etap diagenety można wiązać z szybką subsydencją basenu we franie i famenie.

Wydarzeniem, w trakcie którego przejściowo poprawiły się parametry zbiornikowe, była tektogeneza bretońska oraz, ewentualnie, ekstensyjna reaktywacja rowu lubelskiego w wizenie. Powstałe wówczas spękania udrożniły system skalny. Jednak, przy ogólnym braku dewońskich poziomów porowatych i uszczelnionych, które mogłyby stanowić w owym czasie efektywne kolektory, ta faza deformacji tektonicznych mogła spowodować jedynie ucieczkę wcześniej wygenerowanych węglowodorów.

Etapem maksymalnego rozwoju porowatości (szacunkowo do 15–20%) i przepuszczalności była główna faza dolomityzacji poprzedzona sylikacją szkieletów organicznych. Zastępowanie wapieni przez mozaikę dolosparytu oraz rekrytalizacja dolomikrytów zachodziła po tektonicznej fazie bretońskiej i odnowieniu subsydencji w wizenie, o czym świadczą dolomityzacja kalcytowych wypełnień wczesnych spękań tensyjnych. Procesy te nastąpiły przed tektogenezą synwaryscyjską, która spowodowała różnoskalowe deformacje dolosparytów. Skład izotopowy dolosparytów sugeruje temperatury dolomityzacji rzędu 60–100°C, ale poniżej maksymalnych (100–130°C), jakie panowały w czasie najgłębszego pogrzebania w późnym karbonie.

Dolomityzacji towarzyszyło selektywne rozpuszczanie CaCO<sub>3</sub> (w tym głównie licznych szkieletów organicznych) oraz tworzenie się systemu spękań i brekcji rozpuszczeniowo-kolapsyjnych (por. przykład świętokrzyski — Narkiewicz, 1991). W wyniku tej głównej fazy dolomityzacji powstał drożny system połączonych kawern o rozmiarach do kilkunastu cm i drobniejszych por, aż do submilimetrycznych śród- i międzykrystalicznych (ryc. 7). W warunkach dynamicznego przepływu roztworów były deponowane krystaliczne osady wewnętrzne, a następnie kolejne generacje cementów dolomitowych. Proces cementacji był zapewne długotrwały, rejestruje bowiem znaczne zmiany chemizmu i warunków Eh roztworów zapisane w postaci następstwa różnych, choć na ogół coraz silniej żelazistych, cementów (ryc. 7B). Te ostatnie, w tym zwłaszcza cementy siodełkowe, tworzyły się w warunkach temperatur sięgających 100–130°C. Można szacować, że osady wewnętrzne i cementy dolomitowe zapełniły porowatość

rozpuszczeniową mniej więcej w połowie. W tej zredukowanej porowatości stwierdzono występowanie rezydualnych ciężkich węglowodorów reprezentujących zapewne inicjalne fazy ekspulsji i migracji.

Zmiana charakteru roztworów, której towarzyszyła redystrybucja siarczanów i CaCO<sub>3</sub> lokalnego pochodzenia, spowodowały pogorszenie warunków kolektorskich. Wytrącenie cementu anhydrytowego I (ryc. 8A) doprowadziło do zapełnienia znacznej części pozostałej porowatości, przy jednoczesnym zaniku przepuszczalności. Szczątkowa, choć lokalnie znaczna porowatość została wtórnie udrożniona przez powstanie systemu szczelin tektonicznych, towarzyszące kompresyjnym i/lub transpresyjnym deformacjom synwaryscyjskim.

Obserwacje szczelin tej fazy deformacji (szczególnie dobrze rozwiniętych w rdzeniach z rejonu Lublina) wskazują, że często mają one genezę ścięciową (strefy druzgotu krystalicznego) i są na ogół zaciśnięte lub zmineralizowane. Rzadko występują szczeliny otwarte, głównie w strukturach typu *pull-apart*. Dobrze to koresponduje z interpretowanym kompresyjno-przesuwczym charakterem strefy tektonicznej rejonu Mełgwi i Ciecierzyna. Można więc sądzić, że reżim ogólnie kompresyjnej tektoniki synwaryscyjskiej nie sprzyjał tworzeniu się otwartych szczelin i masowej migracji węglowodorów, aczkolwiek lokalnie tworzyły się systemy drożne, związane ze strefami uskoku (przesuwczych i odwróconych) i utworzone zostały struktury pułapek.

W etapie podeformacyjnym nastąpiły kolejne fazy tworzenia się cementów zapełniających szczeliny tektoniczne, w tym głównie anhydrytu II, kalcytu blokowego III i Fe-dolomitu III (ryc. 6). Doprowadziły one do obecnie obserwowanego niemal całkowitego zaniku porowatości i przepuszczalności, których izolowane strefy zachowały się jedynie lokalnie (ryc. 7B).

## Wnioski

Badania tektoniczne, zarówno w skali profili sejsmicznych, jak i rdzeni, zgodnie wykazały znaczną rolę reżimu transpresji w uformowaniu struktur antyklinalnych Ciecierzyna i Mełgwi. Szczegółowe badania mezostrukturalne pozwalają na wyróżnienie szeregu etapów deformacji waryscyjskich (a także wcześniejszych i późniejszych) związanych ze zmiennym polem naprężeń. Powiązanie obserwacji tektonicznych z petrologicznymi pozwala na rekonstrukcję głównych etapów rozwoju parametrów zbiornikowych dolomitów. Jakość wniosków wynikających z analiz mezostrukturalnych zależy jednak od ilości opracowanych struktur i częstości współwystępowania struktur różnej generacji. Z tego punktu widzenia, ilość zebranych obserwacji wydaje się być niewystarczająca do wyciągnięcia wniosków o charakterze regionalnym. Należy też podkreślić, że stopień korelacji zmieniającego się pola regionalnych naprężeń tektonicznych, zapisanego w postaci struktur w rdzeniach z etapami rozwoju diagenetycznego nie jest w pełni zadowalający. Wynika to z trudności ścisłego powiązania obserwacji strukturalnych i diagenetycznych.

Najważniejsze etapy ewolucji właściwości zbiornikowych dolomitów og. werbkowickiego można podsumować następująco:

1. Najlepszymi właściwościami zbiornikowymi, porowatością rzędu 10–20% i znakomitą przepuszczalnością, odznaczały się omawiane skały tuż po głównej fazie regionalnej dolomityzacji i towarzyszących jej zjawisk rozpuszczania CaCO<sub>3</sub>. Procesy te nastąpiły przed nasuwczą fazą deformacji synwaryscyjskich, prawdopodobnie w warunkach tektonicznej relaksacji towarzyszącej głębszemu pogrzebaniu późnkarbońskiemu.

2. W miarę dalszego pogrążania basenu w późnym karbonie następowało częściowe wypełnienie porowatości przez cement dolomitowy o rosnącym udziale Fe. Wyniki modelowań procesów generowania wskazują, że w tym czasie została prawdopodobnie zapoczątkowana ekspulsja i pierwotna migracja węglowodorów.

3. Najważniejszym etapem zasklepienia porowatości rozpuszczeniowej było powstanie cementów anhydrytowych jeszcze przed główną fazą deformacji kompresyjnych. Lokalna redystrybucja siarczanu wapnia (powstanie anhydrytu I) nastąpiła zapewne w pierwszych fazach kompresji w trakcie ścinania przed wychyleniem warstw i przed silniejszymi deformacjami w mniej podatnych dolomitach krystalicznych.

4. W trakcie głównej fazy kompresji w dolomitach i skałach otaczających mogło lokalnie dochodzić do powstania systemu otwartych szczelin. Były one szybko wypełniane cementami dolomitowymi, anhydrytowymi i kalcytowymi powstałymi przez lokalną redystrybucję treści mineralnej w warunkach podwyższonych temperatur oraz silnego rozpuszczania skał otaczających pod naciskiem tektonicznym. Migracja węglowodorów była ograniczona ze względu na tektoniczne zaciskanie uskoków i przyspieszoną mineralizację.

5. Po fazie kompresji reżim naprężeń zmienił się na przesuwczy, a następnie na ekstensyjny, co sprzyjało pionowej migracji roztworów. Powstałe akumulacje (w tym zapewne złoża Mełgiew i Ciecierzyn) miały szanse przetrwania, bowiem analizowana część wyniesienia centralnego nie została poddana silniejszym deformacjom poinwersyjnym.

6. Kolejne etapy migracji wtórnej nastąpiły w bliżej nieokreślonym czasie, w reżimie przesuwczym i ekstensyjnym. Mogły wówczas powstać niewielkie akumulacje ropy i gazu w porowatych piaskowcach karbońskich, w tym być może złoża Świdnik i Minkowice. Jednocześnie następowało dalsze wypełnianie systemu szczelin przez najpóźniejsze generacje dolomitu (dolosparyt III i IV).

Materiały wiertnicze do badań zostały uzyskane dzięki uprzejmości PGNiG S.A. Dziękujemy L. Skowrońskiemu (PIG Warszawa) za pomoc w opracowaniu danych karotażowych.

## Literatura

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 Geochem.*, 33: 461–476.  
BURZEWSKI W., KOTARBA M.J., 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.  
CHOQUETTE P.W. & PRAY L.C. 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. AAPG*, 54: 207–250.

HELCEL-WEIL M. & DZIĘGIELEWSKI J. 2003 — Basen lubelski — wyniki złożowe dotychczasowych prac i ich znaczenie dla dalszych poszukiwań. *Prz. Geol.*, 51: 764–770.  
JAROSIŃSKI M. 1994 — Metody badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych. *Prz. Geol.*, 42: 564–569.  
JAROSIŃSKI M. 1999 — Badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych w Polsce metodą analizy struktur breakouts. *Instr. i Met. Badań Geol.*, 56: 1–144.  
JAROSIŃSKI M. 2005 — Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurements in Poland. *Tectonophysics*, 410: 189–216.  
KACZYŃSKI J. 1984 — Perspektywy ropogazoności Lubelszczyzny. *Prz. Geol.*, 32: 330–333.  
KACZYŃSKI J. 2005 — [W:] Narkiewicz M. (red.) — Geologia i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiwawcze. *Oprac. arch. (temat 2.31.1300.00.0)*, CAG.  
KARNKOWSKI P. 1993 — Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. T.1, Niż Polski. *Tow. Geosynoptyków „Geos” AGH*, 1–214. Kraków.  
KARNKOWSKI P.H. 2003 — Karboński etap rozwoju basenu lubelskiego jako główne stadium generacji węglowodorów w utworach młodszego paleozoiku Lubelszczyzny — wyniki modelowań geologicznych. *Prz. Geol.*, 51: 783–790.  
KRZYWIEC P. 2005 — Tektonika waryscyjska i młodsza. [W:] Narkiewicz M. (red.) — Geologia i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiwawcze. *Oprac. arch. (temat 2.31.1300.00.0)*, CAG.  
MIŁACZEWSKI L. 1981a — Devon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Pr. Inst. Geol.*, 101: 1–90.  
MIŁACZEWSKI L. 1981b — Warunki geologiczne występowania dolomitów w dewonie na obszarze radomsko-lubelskim. *Prz. Geol.*, 29: 510–513.  
NARKIEWICZ M. 1991 — Procesy dolomityzacji mezogenetycznej na przykładzie żywetu i franu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 132: 1–54.  
NARKIEWICZ M. 2003 — Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon). *Prz. Geol.*, 51: 771–776.  
NARKIEWICZ M. (red.) 2005 — Geologia i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiwawcze. *Oprac. arch. (temat 2.31.1300.00.0)*, CAG.  
NARKIEWICZ M. & MIŁACZEWSKI L. 1998 — Perspektywy występowania złóż węglowodorów na obszarze pomorskim i radomsko-lubelskim basenu dewońskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 285–288.  
NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA M. & MIŁACZEWSKI L. 1998a — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 31–46.  
NARKIEWICZ M., MIŁACZEWSKI L., KRZYWIEC P. & SZEWCZYK J. 1998b — Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 57–72.  
NARKIEWICZ M., GRABOWSKI J., JAROSIŃSKI M. & KRZYWIEC P. 2005 — Zintegrowany, tektoniczno-diagenetyczny model właściwości zbiornikowych węglanów dewońskich rowu lubelskiego. *Oprac. arch. (temat 6.13.0005.00.0)*, CAG.  
SUCH P. 1997 — Kompleksowe badania zdolności magazynowania i transportu mediów złożowych przez skały zbiornikowe na przykładzie złóż Stężycza i Mełgiew. *Konf. nauk.techn. PGNiG, Pułtusk*, 17–18.09.1997, *Mat. konf.*: 45–52.  
WAKSMUNDZKA M.I. 2005a — Ewolucja facjalna i analiza sekwencji w paralicznych utworach karbonu z północno-zachodniej i centralnej Lubelszczyzny. *Państw. Inst. Geol. Praca doktorska niepubl.*  
WAKSMUNDZKA M.I. 2005b — [W:] Narkiewicz M. (red.) — Geologia i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiwawcze. *CAG nr 2.31.1300.00.0*.  
ŻELICHOWSKI A.M. 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263: 1–97.  
ŻELICHOWSKI A.M. & KOZŁOWSKI S. (ed.) 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. *Wyd. Geol.*  
ŻELICHOWSKI A.M. & PORZYCKI J. 1983 — Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od karbonu. [W:] Żelichowski A.M. & Kozłowski S. (ed.) 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. *Wyd. Geol.*

Praca wpłynęła do redakcji 09.08.2006 r.

Akceptowano do druku 17.12.2006 r.