

WYNIKI BADAŃ TEKTONICZNYCH

Marek JAROSIŃSKI

STRUKTURY TEKTONICZNE W RDZENIU WIERTNICZYM

WSTĘP

Otwór Szwejki IG 3 znajduje się w obrębie szerokiej strefy tektonicznej TTZ o biegu NW–SE, a dokładniej w sąsiedztwie strefy uskoku Nowego Miasta, ok. 50 km na NW od Radomia. Na profilu sejsmicznym w obrębie mezozoicznego kompleksu strukturalnego strefa ta tworzy negatywną strukturę kwiatową – najprawdopodobniej transtensyjną. Po SW stronie tej strefy występują utwory triasu dolnego i środkowego, podczas gdy w jej obrębie stwierdzono już tylko skały triasu górnego. Przyczyną tego może być redukcja profilu na jednym z uskoku normalnych znajdujących się w obrębie strefy Nowego Miasta. Przebieg tej strefy na profilu sejsmicznym pokrywa się z antykliną uformowaną w kredzie górnej, podczas kompresyjnej inwersji basenu polskiego. Jednak jakość obrazowania sejsmicznego nie pozwala na stwierdzenie, czy struktura ta, powstała prawdopodobnie w późnym triasie, była jeszcze reaktywowana w kredzie, przed lub po powstaniu antykliny. Zmiany miąższości warstw mezozoiku w poprzek strefy uskoku Nowego Miasta wskazują, że kontrolowała ona NE krawędź centrum depozycji – bruzdy śródpolskiej, co świadczy o znacznym zasięgu wgłębnym i długowieczności tej strefy tektonicznej.

Otwór Szwejki IG 3 znajduje się na SW skrzydle wspomnianej antykliny, w odległości do 4 km od najbliższego

uskoku struktury kwiatowej interpretowanej na profilu sejsmicznym. Trajektoria otworu przecina natomiast uskoku normalny w interwale permskim. Otwór ten znajduje się również w obrębie szeroko pojętej strefy uskoku Grójca o przebiegu NE–SW. Jednak strefa ta, poprzecznie tnąca strefę TTZ, nie została dobrze scharakteryzowana pod względem strukturalnym, jak również jej obecność nie jest widoczna na załączonej sekcji sejsmicznej (zob. fig. 30 w: Kijewska, ten tom), która jest równoległa do uskoku Grójca. Fakt ten mógł wpłynąć na obniżenie jakości obrazowania sejsmicznego, ale nie uniemożliwił korelacji refleksów.

Profil drobnych struktur tektonicznych oparto na dokumentacji otworowej w wykonaniu A.M. Żelichowskiego (w: Żelichowski i in., 1990). W profilu otworu autor zamieszczał systematycznie uwagi o obecności struktur tektonicznych, jednak ich treść nie pozwalała na wyciąganie wniosków dotyczących kinematyki deformacji oraz statystyki intensywności spękania kompleksu. Nie było również podstaw dla orientacji przestrzennej obserwowanych struktur. Z tego powodu większość wniosków dotyczących genezy struktur tektonicznych ma charakter hipotetyczny.

PROFIL DROBNYCH STRUKTUR TEKTONICZNYCH

W dokumentacji otworu znajdują się opisy rdzeni wiertniczych z kilkumetrowych interwałów głębokościowych, z zakresu głęb. 534–5501 m. W opisie zamieszczonym w ta-

beli 12 pominięte zostaną interwały, w których nie stwierdzono struktur tektonicznych i te, w których upady warstw są stabilne i niższe od 10°.

INTERPRETACJA STRUKTURALNA RDZENIA WIERTNICZEGO PROFILU OTWORU

W obrębie klastyków i wapieni mezozoicznych występują dolomity, które są często spękane. Świadczyć to może o wtórnej dolomityzacji węglanów związanej z redukcją

objętości w tym procesie. Obecność dolomitów wtórnych może być świadectwem drożnych uskoku i spękań tnących ten kompleks.

Tabela 12

Profil strukturalny rdzenia z otworu wiertniczego

Structural borehole section of the core

Stratygrafia Stratigraphy	Litologia Lithology	Głębokość Depth [m]	Struktury tektoniczne Tectonic structures	Komentarz Jarosiński Comment by Jarosiński
Jura, kelowej	wapień	1375–1379 (II sk.)	w. 8°, kilka s. 70–90° z pirytem	
Jura, baton	dolomit	1504–1508 (III sk.)	w. 0–4°, siatka s.	prawdopodobnie efekt kontrakcji postaciowej podczas dolomityzacji wtórnej
Trias górny	iłowce i piaskowce	2641–2645 (IV sk.)	złustrowane powierzchnie warstw	złustrowania mogą wynikać z kompaktacji na styku odmiennych litologii
Trias górny	iłowce	2856–2862 (V sk.)	drobne poślizgi kompakcyjne	jw.
Trias górny	piaskowiec	3010–3013 (II sk.)	jedno s. pionowe z przemieszczeniem < 1m	brak strefy uskokowej przemawia za przemieszczeniem wzdłuż powierzchni ciosu (niestabilność gęstościowa?)
Trias górny	iłowce	3148–3151 (I sk.)	złustrowane powierzchnie warstw	kompaktacja lub łagodna deformacja tektoniczna (poniżej)
Trias górny	iłowce i dolomit	3282–3284 (I sk.)	w okrucach rdzenia stwierdzono w. 45°	to może być skruszenie z dolomityzacji strefy kataklazy, co tłumaczyłoby tektoniczne wychylenie warstw. brak złustrowań przemawia za wychyleniem przed dolomityzacją
Trias górny	margiel	3320–3322 (II sk.)	pionowe lustra tektoniczne z hematytem	mineralizacja żelazista może pochodzić z czerwonych osadów T3
Trias górny	dolomit marglisty	3377–3380 (III sk.)	nieregularne powierzchnie złustrowane z hematytem	dolomityzacja mogła być uwarunkowana obecnością strefy uskokowej. mineralizacja jw.
Trias środkowy	iłowce i piaskowce	3426–3430 (IV sk.)	w. 15–45° z powierzchniami złustrowanymi	ugięcie fleksuralne genezy tektonicznej (?)
Trias środkowy	iłowce i piaskowce	3480–3483 (III sk.)	siatka różnokierunkowych s.	spękania kruszą rdzeń
Trias dolny	mułowce	3866–3868 (II sk.)	różnokierunkowe „ślizgi” (lustra/rysy ślizgowe?)	nieokreślonej genezy kompakcyjne/tektoniczne?
Trias dolny	iłowce	3914–3916 (II sk.)	nieregularne „ślizgi”	jw.
Trias dolny	mułowce i piaskowce	3945–3947 (II sk.)	w. 30°, nieregularne „ślizgi”	jw. ze wskazaniem na tektoniczne wychylenie warstw
Perm, cechsztyn	dolomit	4012–4017 (V sk.)	w. 0°, skała pokruszona w kostki	prawdopodobnie efekt dolomityzacji wtórnej
Perm, cechsztyn	dolomit	4017–4034 (XVII sk.)	w. 20–30°. ż. i s. pionowe wypełnione anhydrytem (*10)	dolomit silnie spękany na kontakcie z anhydrytem – efekt szczelinowania hydraulicznego z odwodnienia gipsu
Perm, cechsztyn	anhydryty przechodzące w dolomit	4085–4108 (XXV sk.)	w. 20–30° i spadek ku dołowi do 10°; siatka nieregularnych ż. z anhydrytem i halitem (?) oraz rozwarte s. strome	spękania w dolomicie ze szczelinowania hydraulicznego i ewentualnie dolomityzacji spękania otwarte – podwyższone ciśnienia porowe (?)
Perm, cechsztyn	anhydryt	4108–4126 (XVIII sk.)	w. 20–45°. bez spękań	spływy grawitacyjne (?)
Perm, cechsztyn	dolomity	4136–4170 (XV sk.)	w. 0–10°. liczne strome ż. anhydrytowe do 1 cm grubości – w trzech zespołach kierunkowych	efekt szczelinowania hydraulicznego(?) w kilku etapach przy nieco odmiennych kierunkach naprężeń poziomych
Perm, cechsztyn	anhydryty i mułowce	4196–4215 (XIX sk.)	w. 20–25° – struktury spływowe	spływy grawitacyjne, np. po stokach elewacji gipsowych
Dewon (strop)	dolomit	4226–4240 (IX sk.)	w. 5°. pionowe s. oraz ż. z białym dolomitem	
Dewon, fran	wapień i dolomit	4267–4277 (X sk.)	nieliczne s. strome i ż. z dolomitem i anhydrytem	mineralizacja descensyjna sugeruje możliwość szczelinowania hydraulicznego stropu dewonu
Dewon, fran i żywet	iłowce i wapienie	4277–4686	długa sekwencja wielu interwałów bez struktur tektonicznych	bardzo niski stopień spękania węglanów i klastyków
Dewon, żywet	wapień	4688–4697 (II sk.)	3 ż. kalcytowe o upadzie 70°	spękania grawitacyjne z mineralizacji autogeniczną
Dewon, żywet	iłowce, margle i wapienie	4795–4801 (VI sk.)	kilka pionowych ż. białoróżowego kalcytu przemieszczonych wzdłuż luster o up. 45°, poniżej, ż. up. 70° oraz prostopadłe do nich	ślady ekstensji w dwóch prostopadłych kierunkach
Dewon, żywet	piaskowce i mułowce	4804–4813 (VIII sk.)	w. 10°; kilka stromych ż. kalcytowych	struktury ekstensyjne jw.

Tabela 12 cd.

Stratygrafia Stratigraphy	Litologia Lithology	Głębokość Depth [m]	Struktury tektoniczne Tectonic structures	Komentarz Jarosiński Comment by Jarosiński
Dewon, żywet	margle, dolomity i piaskowce	5035–5046 (XI sk.)	w. 10–15°. nieregularne ż. anhydrytowe oraz ż. up. 60° kalcytowe	struktury ekstensyjne dwóch generacji; ż. anhydrytowe (autogeniczne) prawdopodobnie efekt szczelinowania hydraulicznego
Dewon, żywet	margiel	5055–5057 (II sk.)	w. 45°. lustra tektoniczne up. 45°.	ciągłe deformacje ekstensyjne
Dewon, eifel	margiel	5101–5103 (II sk.)	w. 10–15°. ż. kalcytowa up. 60–80°, grubość 3–5 cm oraz liczne mniejsze ż. białego kalcytu	deformacja ekstensyjna, mineralizacja autogeniczna
Dewon, eifel	iłowce	5106–5112 (VI sk.)	w. <10°. system s. zabliźnionych, przeciw- stawnych o upadach 30–50°, co kilka cm	niskie upady mogą wynikać z kompaktacji iłowca po jego spękaniu – prawdopodobnie reżim uskoków normalnych i być może nasunięć
Dewon, eifel	mułowce i wapień	5157–5174 (XVII sk.)	w niektórych skrzynkach zespół spękań i luster tektonicznych o up. 50–70° z rysami pionowymi, poniżej. przeciwstawne lustra pologie (up. ok. 30°) z rysami wskazujący- mi na ruch poziomy	to mogą być dwa osobne genetycznie zespoły: s. grawitacyjne oraz lustra reżimu nasuwczego
Dewon, eifel	iłowce	5214 (I sk.)	stromie s. zabliźnione i otwarte, część z rysami pionowymi	ciągłe zespół ekstensyjny
Dewon, eifel	iłowce	5223–5226 (III sk.)	w. 10°, niektóre zlustrowane z rysami i kalcytem oraz s. up. 70–90° z kalcytem	ten sam zespół ekstensyjny z kompensacją ekstensji w iłowcach
Dewon, eifel	wapień i iłowce	5279–5289 (X sk.)	w. 15–30°. system kilku s. up. 60–70° z mineralizacją pirytową w tym ż. o grubości 1–2 cm wypełnione dolomitem i up. 10–30° zabliźnione białym kalcytem z rysami zgodnymi z upadem	ze względu na różną mineralizację spękań stromych i pogenicznych, to są prawdopodobnie dwa różne zespoły genetyczne. w iłowcach komplementarne s. up. 45°
Dewon, eifel	iłowce	5289–5297 (VIII sk.)	w. 5–15°. nieliczne s. up. 70° z kalcytem, oraz ż. = w. o grubości do 2 cm	to wskazuje na litostatyczne naciśnienia porowe w reżimie nasunięć
Dewon, ems	wapień	5328–5346 (XVIII sk.)	w. 10°. pologie komplementarne lustra tektoniczne up. 30° oraz kilka ż. up. 70–90° o grubości 0,5 do 2 cm	ciągłe struktury dwóch reżimów tektonicz- nych – ekstensyjnego i silnego kompresyj- nego – nasuwczego
Dewon, ems	wapień	5379–5392 (V sk.)	w. 15°. s. i ż. kulisowe o up. 50–70° do 2 cm grubości	nie podano, jaka jest geometria szeregów kulisowych, ale upad ż. przemawia za reżimem uskoków normalnych
Dewon, ems	wapień	5425–5434 (IX sk.)	w. 0°. kulisowe ż. up. 70°, kalcytowe o grubości 0,5–2cm część = s.	jw.
Dewon, ems	mułowce	5434–5443 (IX sk.)	w. 5°. kulisowe ż. up. 70–90°, z białym dolomitem do 2 cm grubości	mineralizacja dolomitowa może być świadectwem migracji głębokich roztwo- rów, a zatem również wysokich ciśnień
Dewon, ems	margle i mułowce	5479–5501 (XXII sk.)	w. 5–10°. kulisowe s. i ż. z białym dolomitem up. 60–70°	ten sam co wyżej zespół ż. reżimu uskoków normalnych
Koniec otworu				

w. – upady warstw, s. – spęknięcia otwarte; ż./s – żyły mineralne; ż/s – brak informacji czy żyła jest otwarta czy zabliźniona; efektywna liczba skrzynek w marszu, pokazująca uzysk rdzenia, została podana symbolami rzymskimi przy interwałach głębokości (np. III sk.)

W obrębie jury odnotowano tylko nieliczne regularne spęknięcia strome, które mogą mieć genezę tektoniczną. Obecne są w nich ślady mineralizacji pirytovej.

W obrębie kompleksu triasowego występują zlustrowania powierzchni warstw, które po części mogą być efektem kompaktacji iłowców. W dwóch interwałach stwierdzono wychylenie warstw do 45°, co sugeruje ugięcia fleksuralne w sąsiedztwie uskoków. Dodatkowo przemieszczenia wzdłuż spękań oraz zwiększająca się częstość występowania zlustrowań i rys ślizgowych w niższych partiach tego kompleksu, przemawiają za nasilającymi się deformacjami tektonicznymi. Nie można wykluczyć, że zlustrowane powierzchnie warstw są świadectwem słabej fazy kompresyjnej.

W obrębie cechsztynu występują bardzo liczne żyły mineralne wypełnione materiałem autogenicznym, czyli pochodzącym z ewaporatów. Silne zeszcelinowanie, tworzące żyły anhydrytowe w dolomicie i anhydrycie, może być efektem odwodnienia gipsu podczas jego metasomatozy w anhydryt. Uwolnione w ten sposób roztwory pod znacznym ciśnieniem mogły doprowadzić do naturalnego szczelinowania hydraulicznego. Apertury żył mogą być ponadto uwarunkowane kurczeniem się siarczanów podczas dehydratacji i ewentualną – towarzyszącą jej jednocześnie – dolomityzacją. Zaburzenia położenia warstw siarczanów z częstymi upadami do 30°, a maksymalnie 45°, mogą być spowodowane ich wpływem grawitacyjnym na stokach np. elewacji gipsowych, lub deniwelacjach dna spowodowanych uskokami.

W obrębie dewonu część wapieni jest również zdolomityzowanych. Nie przesądzając o genezie dolomitów, można przypuszczać, że tak jak powyżej są one efektem dolomityzacji wtórnej w sąsiedztwie drobnych lecz drożnych uskoków. W partiach przystropowych dewonu występuje mineralizacja anhydrytem i dolomitem, co świadczy o zasilaniu szczelin wodami z cechsztynu (prawdopodobnie pod dużym ciśnieniem) oraz o ekranowaniu roztworów z dolomitem. Poniżej w obrębie węglanów coraz bardziej przeważa mineralizacja kalcytem, choć żyły dolomitowe również tu występują. Powszechne występowanie żył i spękań o upadzie 60–90° i dwóch typów mineralizacji świadczy o kilku epizodach ekstensji w reżimie uskoków normalnych i szczełowania hydraulicznego kompleksu dewońskiego. Wielokrotne stwierdzenia o kulisowym ustawieniu żył i spękań nie wyjaśnia, z jakim reżimem mieliśmy do czynienia, gdyż nie podano orientacji (pion/poziom) płaszczyzny w jakiej kulisowość była obserwowana. Duży udział grubych żył (do

3 cm) świadczy o przewadze ekstensji lub transtensji. Aczkolwiek połogie rysy ślizgowe wspomniane są tylko w jednym przypadku, zatem domyślać się można dominacji czystej ekstensji.

Osobny zespół stanowią połogie żyły i spękania o upadach mniejszych niż 40°, jak również zlustrowane powierzchni warstw i spękań. Połogie żyły kalcytowe osiąga tu aperturę 2 cm, co świadczy zarówno o reżimie uskoków odwróconych (=nasunięć), jak i o wysokim ciśnieniu porowym przekraczającym naprężenia pionowe (litostatyczne). W jednym miejscu stwierdzono, że lustra połogie przemieszczają jeden z zespołów żył z białoróżowym kalcytem, co wskazuje, że przed kompresją była również faza ekstensji. Upad warstw zwykle nie przekracza tu 15°, choć lokalnie osiąga 30°, co sugeruje, że jeżeli warstwy są zafałdowane to bardzo łagodnie. Warto nadmienić, że analogiczne struktury kompresyjne nie były obserwowane powyżej dewonu.

PODSUMOWANIE

Suma obserwacji tektonicznych wskazuje, że w otworze Szwejki IG 3 odnotowano struktury kilku faz ekstensji i kompresji. Ze względu na zasięg stratygraficzny obserwowanych struktur można wciągnąć następujące wnioski o charakterze hipotetycznym.

Przed fazą kompresyjną (czyli przed późnym karbonem) miała miejsce ekstensja, w której powstały żyły wypełnione białoróżowym kalcytem.

Po niej, przed permem, nastąpiły deformacje w reżimie nasunięć, które doprowadziły do powstania połączonych luster tektonicznych i żył wypełnionych białym kalcytem. W fazie tej występowały wysokie nadciśnienia porowe i dojsć mogło do lekkiego sfałdowania kompleksu.

Deformacje w obrębie siarczanów cechsztynu wiążąc można ze splywem po stokach dna basenu – być może ewakuacji gipsowych. Gęste i nieregularne spękanie dolomitów wynikać może z metasomatozy wapienia związaną z utratą objętości. Możliwe jest, że wyjątkowo intensywne spękanie

i ekstensja w tym interwale jest związana z obecnością strefy uskokowej lub fleksury, której obecność nie została bezpośrednio stwierdzona w otworze.

W profilu triasu występują liczne zlustrowane powierzchnie ławic i nieregularnych spękań, jak również znaczne odchYLENIA warstw, które wskazują na nasilenie deformacji tektonicznych i sugerują bliskość uskoku.

W obrębie krótkich, jurajskich interwałów rdzenia stwierdzono obecność intensywnie spękanych dolomitów, co sugeruje ich wtórną genezę.

W całym profilu otworu jest rozproszona prawdopodobnie wtórna dolomityzacja, sugerując, że mogła zachodzić wielofazowo i być efektem ascensyjnej migracji roztworów pobliskimi uskokami. Jednak większość mineralizacji (kalcytowej, żelazistej i anhydrytowej) ma prawdopodobnie charakter autogeniczny, nie wskazujący na większe pionowe migracje roztworów.