

ROLA TEKTONIKI W KSZTAŁTOWANIU SIĘ WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH W OBSZARZE LUBELSKIM*

UKD 556.3:551.24(438.142)

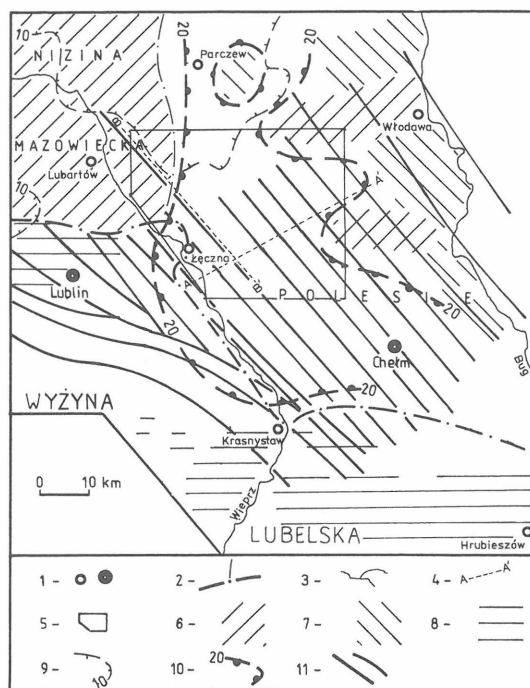
Zagadnienia wpływu tektoniki na warunki hydrogeologiczne pierwszego górnokredowego poziomu wodonośnego w obszarze lubelskim są powszechnie uwzględniane w literaturze (17, 18, 20, 22, 23). Rozważanie natomiast zagadnień wód głębszych na szerszą skalę jest stosunkowo nowej daty i wiąże się z rozpoznawaniem geologii Lubelskiego Zagłębia Węglowego, a w tym warunków występowania i krążenia wód złożowych w utworach karbonu i nadłożowych – w osadach mezozoiku. Ze względu na stopień rozpoznania, uwypukla się głównie związki tych wód z wykształceniem litologicznym, pozostawiając na marginesie zagadnienia wpływu tektoniki na wody głębsze. Ponadto zakłada się powszechnie izolującą rolę warstw górnokredowych (32, 34). Dopiero w najnowszych opracowaniach (31, 41, 44, 45) zwraca się uwagę na możliwości krążenia wód w zasięgu dyslokacji i ich rolę w zasilaniu wód głębszych wodami infiltrującymi, jednakże jedynie w procesie przesączania w fazie półprzepuszczalnej (31). W tym ujęciu głównym obszarem zasilania wód głębszych jest strefa redukcji pokryw górnokredowej na wschodzie (głównie z ZSRR), a krążenie wód w zasięgu uskoków ma znaczenie drugorzędne. Należy przypomnieć, że jednak już wcześniej część badaczy sugerowała istotniejszą rolę tektoniki dysjunktywnej dla związków hydraulicznych między pierwszym poziomem wodonośnym a głębokimi poziomami mezopaleozoiku (10, 14, 16).

Badania autora (44–46, 51) wskazują na decydujące znaczenie tektoniki w kształtowaniu się warunków hydrogeologicznych, które wynika z powszechnych więzi hydraulicznych między poszczególnymi poziomami w zasięgu dyslokacji. Takie wykształcenie wodonośnością potwierdza rozkład przestrzenny parametrów hydrogeologicznych (45, 49). Także struktura utworów mezopaleozoiku jest istotnym dowodem na możliwości powstania głębokiego systemu krążenia wód, a jej rozpoznanie na etapie tektogenezy znacznie ułatwia zrozumienie nie tylko procesów paleohydrogeologicznych, ale i współczesnych stosunków wodnych.

UWAGI O TEKTONICE I PALEOTEKTONICE

Obszar lubelski dzieli się wg A.M. Żelichowskiego (57) na dwie – powstałe w epoce warwscyjskiej – jednostki, związane z zachodnią częścią platformy wschodnioeuropejskiej. Są to: 1) od zachodu rów mazowiecko-lubel-

ski – sięgający mniej więcej do doliny środkowego Wieprza na odcinku Krasnystaw – Lubartów i 2) podniesiona część platformy na wschodzie (ryc. 1). Zdecydowana większość geologów strukturalnych powszechnie przyjmuje istnienie dwóch odmiennych stylów tektonicznych, stopnia zaangażowania – wynikających z różnic genyzy rozwoju obu tych megastruktur (29, 30, 56).



Ryc. 1. Przeglądowa mapa elementów hydrologicznych

1 – ważniejsze miejscowości, 2 – granice głównych jednostek geograficznych, 3 – główne rzeki, 4 – linie przekrojów hydrogeologicznych, 5 – zasięg obszaru szczegółowych badań hydrogeologicznych w NE części LZW, 6 – strefy izolacji I poziomu wodonośnego w obszarach glin zwałowych, 7 – strefy izolacji I poziomu wodonośnego w obszarach glin zwiertzelinowych, 8 – pokrywy lessowe, 9 – północny zasięg utworów albu o miąższości ponad 10 m, 10 – zasięg obszaru z deficytem odpływu rzeczennego ponad 20 mm/rok, 11 – lineamenty NW–SE (WNW–ESE) (wg 51, 53)

Fig. 1. A general map of the geohydrological elements

1 – major cities, 2 – boundaries of geographical units, 3 – main rivers, 4 – geohydrological cross-sections, 5 – area of detail geohydrological investigations in the NE part of LZW, 6 – insulation zones of I water-bearing horizon in the glacial tills, 7 – insulation zones of I water-bearing horizon in the westered clays, 8 – loess covers, 9 – northern limit of the Albian deposits with thickness over 10 m, 10 – area with the river reflux deficit over 20 mm/year, 11 – lineaments with NW–SE (WNW–ESE) direction according author (51, 53)

* Referat wygłoszony na posiedzeniu naukowym w Oddziale Górnośląskim PIG w Sosnowcu, 1088.10.27.

Z rowem mazowiecko-lubelskim powszechnie wiąże się istnienie, równoległej do SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, potomnej strefy przesuwczej, którą tworzy wiele, różnie pionowo wyeksponowanych bloków ograniczonych uskokami o kierunku NW–SE lub WNW–ESE. Jakkolwiek nie uzyskano zgodności co do tektogenezy i wieku strefy przesuwczej, przyjmuje się jako udowodniony asturyjski wiek rowu mazowiecko-lubelskiego, zakładając także jego wcześniejsze przesuwcze założenia oraz stopniowe zmniejszanie się skali procesów tektonicznych w mezozoiku i kenozoiku (4, 42, 56, 57). Natomiast J. Liszkowski (21) udowodnił współczesną, poziomą aktywność rowu.

Poniżej zaprezentowano wyniki podjętej przez autora próby rozwinięcia tezy (45, 51) o jednorodności rozwoju struktury utworów mezopaleozoiku całego obszaru LZW, przy założeniu zbliżonej, a jednocześnie znacznej aktywności tektonicznej. Rozwój struktury litosfery w LZW jest związany z przemianami w czasie występowaniem horizontalnej kompresji w okresach subsydencji i tensji, wraz z ruchami przesuwczymi wzdłuż kilkunastu rozłamów strukturalnych NW–SE – w okresach wynoszenia. Wyniki konstruowania tego modelu tektonicznego są prezentowane w kilku pracach dotyczących LZW (45–48, 52, 53), a także na przestrzennie szerszym tle (52–54).

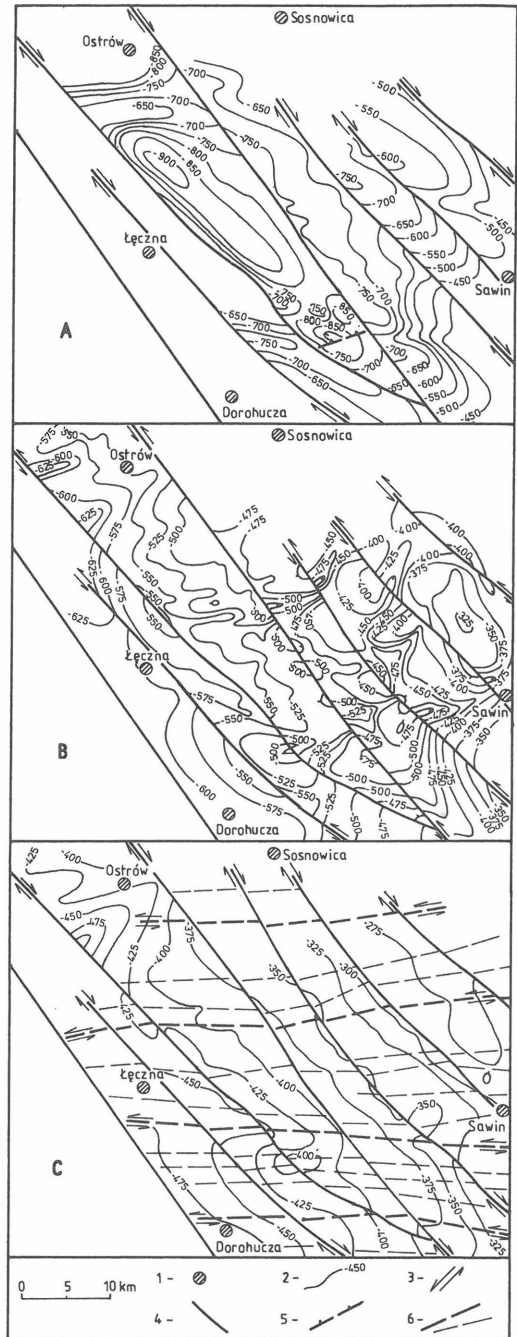
Rozwój struktur w utworach: karbonu, mezozoiku i kenozoiku

Łowcowo-mułowcowo-piaskowcowe utwory karbonu osadzały się na zuskokowanym i zrównanym denudacyjnie w polifazie bretońskiej podłożu, w warunkach zmiany osi subsydencji z nasileniem w namurze, w związku z fazą ruchów kruszczogórskich (29). Prawoskrętny ruch przesuwczy wzdłuż rozłamów NW–SE w podłożu (głównie utwory dewonu) spowodował potomne, położe przeładowanie utworów karbonu – zgodnie z modelem Pavoniego w fazie asturyjskiej (ryc. 2A, 3). Szerokopromienne fałdy przecinają się z rozłamami pod kątem kilkunastu stopni (maksymalnie, np. na obszarze północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego, nawet do 45°) (48, 53). W obszarach ze znaczną składową pionową ruchów tektonicznych, a więc głównie w rowie mazowiecko-lubelskim powstawały: synkliny, antykliny i fleksury nadrozłamowe (29, 30, 56, 57). Mapa (ryc. 2A) wskazuje na przenikanie się obu tych systemów fałdów w niektórych fragmentach zagłębia, co sugeruje dwufazowość ich powstania. Struktury asturyjskie uległy ostatecznie rozcięciu wzdłuż rozłamów i przesunięciu na odległość co najmniej kilkunastu (kilkudziesięciu?) kilometrów (48, 53).

Przed wkroczeniem morza jurajskiego na obszar LZW, powierzchnia stropowa utworów karbonu była niszczona zgodnie z odpornością fałdów asturyjskich (ryc. 2B) (44, 47). W miękkich iltowcach wytworzyły się systemy dolin, zasypane następnie przez lądowe osady mułowcowo-piaskowcowe jury, które pochodziły głównie z redepozycji z miejscowych wyniesień, i zatokowe osady dolomityczno-piaskowcowe. Utwory te wypełniły prawie całkowicie paleostruktury na powierzchni paleozoiku (19, 38). Powyżej osadzały się węglanowe warstwy jury górnej, z nasileniem zmian osi subsydencji w kimerydzie (4, 19), sugerujące wzrost nacisków horizontalnych (4, 53).

W polifazie asturyjskiej, przed wkroczeniem transgresji kredowej wystąpił lewoskrętny ruch przesuwczy wzdłuż przedjurajskich rozłamów, który doprowadził do

przemieszczenia się poszczególnych bloków na odległość ok. 3–4 km. Na mapie strukturalnej stropu utworów paleozoiku obserwuje się horizontalne przesunięcia wzdłuż rozłamów o amplitudzie rzędu 2–3 km (późniejsze prawoskrętne przesunięcia ok. 1 km) elementów rzeźby kopalnej, powstałej przed wkroczeniem morza jurajskiego (ryc. 2B).



Ryc. 2. Mapy strukturalne utworów mezopaleozoiku: A – poziom Dunbarella w spągu utworów westfału; B – powierzchnia stropowa utworów paleozoiku; C – powierzchnia spągowa utworów kredy

1 – ważniejsze miejscowości, 2 – poziomicę (m npm), 3 – kierunki horizontalnych przemieszczeń, 4 – rozłamy strukturalne, 5 – inny uskoki asturyjski, 6 – uskoki młodoalpejskie

Fig. 2. Structural maps of the Paleozoic: A – Dunbarella horizon at the base of the Westfalian, B – top surface of the Paleozoic, C – base surface of the Cretaceous

1 – major cities, 2 – isohypes (m.o.s.l.), 3 – directions of horizontal movements, 4 – deep fault structures, 5 – other Asturian faults, 6 – Late Alpine faults

W czasie fazy laramijskiej na całym obszarze uległy wtórnemu ugięciu asturyjskie fałdy w utworach karbońskich, co spowodowało potomne, położe sfałdowanie pokrywy osadowej mezozoiku. W przybliżeniu strukturę tę przedstawia mapa ukształtowania spągu kredy (ryc. 2C) (47, 52). Spękanii, zwłaszcza w antyklinach, uległy warstwy sztywniejsze; jak: piaskowce karbonu, wapień i dolomity jury, serie węglanowo-krzemionkowe i „twarde” margle kredy górnej.

Autor niniejszej pracy uważa, że w wyniku transesyjnych ruchów przesuwczych w podłożu utworów górnej kredy, uskoki o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego rozwinęły się w systemy przesuwczo-zrutowych dyslokacji, często o kilkudziesięciokilometrowym długościach (47, 53). Dyslokacje te, o lewoskrętnym charakterze (11), cechują się występowaniem nieprzepuszczalnych lub słaboprzepuszczalnych barier dynamicznych w wiszących skrzydłach południowych (półrzęby) i spękań w zapadniętych skrzydłach północnych (półrowy). W głównych dyslokacjach zarówno bariery (ekrany), jak i spękania sięgają spągu pokrywy kredy górnej (14, 45, 49). Równoległe do nich występują uskoki, które nie przeniknęły tak głęboko, a często jedynie o charakterze stref ukierunkowanych rozluźnień stropu pokrywy węglanowej do głębokości kilkudziesięciu metrów (47, 53).

Obok systemów dysjunktywnych, w obszarach występowania ruchów pionowych, wywołanych przede wszystkim kompensacją przesuwczą i w znacznie mniejszym stopniu procesami powrotu do równowagi izostatycznej (głównie rów mazowiecko-lubelski), tworzyły się w utworach górnej kredy i paleocenu, co prawda znacznie bardziej położe niż w fazie asturyjskiej, nadrozłamowe fałdy i fleksury (7, 53). M. Harasimiuk (7) analizując przestrzenny rozkład zjawisk krasowych w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej, zwrócił uwagę na znaczny stopień szczelinowatości, zwłaszcza wzdłuż osi antyklin NW – SE (WNW – ESE). Natomiast synkliny są zdecydowanie mniej spękanne.

Kontynuowanie się, rozpoczętych w fazie młodoalpejskiej, prawoskrętnych ruchów przesuwczych bloków tektonicznych wzdłuż rozłamów przedkredowych NW – SE (WNW – ESE) doprowadziło na przełomie trzeciorzędu i czwartorzędu do powstania dyslokacji w utworach kredy górnej i paleocenu. Ruchy te trwają współcześnie, co jest przyczyną rozciągania i przemieszczenia wzdłuż rozłamów, wcześniej powstałych w seriach węglanowo-ilasto-krzemionkowych struktur (ryc. 2C). Głównie na podstawie wyników badań geomorfologicznych (7, 9), amplitudę prawoskrętnych przemieszczeń określano na ok. 1 km. Morfologia rozłamów w pokrywie górnokredowo-paleoceńskiej jest niemal identyczna jak uskokiów młodoalpejskich i związana zapewne z różnicami w tempie i charakterze przemieszczania się skrzydeł, na co zwrócił uwagę P. Herbich (14). Wiszące skrzydła południowo-zachodnie (półrzęby) – to regionalne bariery dynamiczne, a zapadnięte skrzydła północno-wschodnie (półrowy) – to systemy drożnych hydraulicznie, pionowych spękań (45, 46). W rowie mazowiecko-lubelskim, w obszarach ruchów kompensacyjnych i izostacyjnych mogło dojść do znaczniejszego, pionowego przemieszczenia się skrzydeł rozłamów względem siebie.

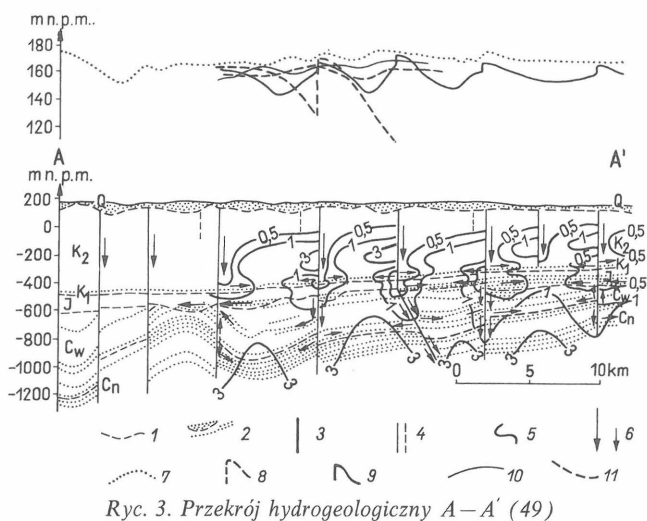
Współczesne ruchy pionowe poszczególnych bloków tektonicznych są przyczyną zmian szczelinowatości w utworach górnokredowo-paleoceńskich, obserwowanych w skali historycznej (20, 21, 23). Autor wiązałyby te procesy ze strefami kompensacji przesuwczej w wyniku

zbiegania się rozłamów strukturalnych i lokalnej, horyzontalnej kompresji. Dlatego rozprężanie i wzrost współczynnika szczelinowatości następowałyby w stropowych partiach bloków wynoszonych, a zmniejszanie uszczelnienia – w blokach ulegających subsydencji. Lokalnie kompresja w zasięgu rozłamów może być związana także z krzywizną powierzchni uskokuwej, co w wyniku przesunięć horyzontalnych powoduje kolizję stref wypukłych w obu skrzydłach.

Strop utworów węglanowych kredy górnej i paleocenu tworzy zróżnicowana przestrzennie pokrywa zwietrzelinowa, zależna od typu skały macierzystej. Na miękkich utworach węglanowo-ilastych wytworzyły się gliny zwietrzelinowe (ryc.1), natomiast na twardych marglach i utworach węglanowo-krzemionkowych – zwietrzelina gruzłowa (18, 24).

Utwory węglanowe paleocenu (głównie na zachód od Wieprza) i kredy górnej są często pokryte piaskami, glinami zwałowymi, torfami, lessami czwartorzędu i pławotowo (w znacznie mniejszym stopniu) – piaszczystymi lub ilastymi utworami trzeciorzędu (8, 9).

Rzeźba terenu jest w istotnym stopniu związana z prezentowanymi elementami strukturalnymi (7, 9, 13). Złwłaszcza sieć rzeczna nawiązuje do obu systemów dysjunktywnych (układ pierzasty), przy czym jest wiązana zarówno z półrowami tektonicznymi, jak i inwersyjnie erodowanymi półrzębami. W rozwoju morfostrukturalnym rejonu na pierwszy plan wysuwa się – zdaniem autora (55) – wielokrotne przemodelowanie powierzchni terenu w wyniku odnawiania się prawoskrętnych ruchów



Ryc. 3. Przekrój hydrogeologiczny A – A' (49)

1 – granice kompleksów stratygraficznych, 2 – piaski i piaskowce, 3 – rozłamy strukturalne, 4 – inne uskoki w utworach górnej kredy, 5 – izolnie mineralizacji ogólnej wód (g/dm³), 6 – kierunki przepływów głębokich wód podziemnych, 7 – ciśnienie hydrostatyczne I poziomu, 8 – ciśnienie hydrostatyczne wód poziomu spągu kredy górnej, 9 – ciśnienie hydrostatyczne wód poziomu albu, 10 – ciśnienie hydrostatyczne wód poziomu jury, 11 – ciśnienie hydrostatyczne wód poziomu stropu paleozoiku

Fig. 3. Geohydrological cross-section A – A' (49)

1 – boundaries of stratigraphic units, 2 – sands and sandstones, 3 – deep fault structure, 4 – other faults in the Upper Cretaceous deposits, 5 – isolines of the general water mineralization (g/dm³), 6 – flow directions of the deep underground waters, 7 – hydrostatic pressure of I level, 8 – hydrostatic pressure of waters from the Upper Cretaceous base, 9 – hydrostatic pressure of waters from the Albian deposits, 10 – hydrostatic pressure of waters from the Jurassic, 11 – hydrostatic pressure of waters from top of the Paleozoic

przesuwczych w czwartorzędzie wzdłuż rozłamów strukturalnych NW—SE, z nasileniem tych ruchów w interglacjale mazowieckim.

PROBLEMY HYDROGEOLOGII

Wyniki analizy tektonicznej oraz hydrogeologicznej i hydrologicznej w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego wskazują, że w rejonie lubelskim występuje głęboka strefa wymiany wód związana z kilkunastoma, równoległymi do siebie rozłamami strukturalnymi o kierunku NW—SE (WNW—ESE). Dyslokacje te łączą hydraulicznie różne poziomy wodonośne w utworach: kenozoiku, mezozoiku i paleozoiku. Wskaźnik głębokiego odpływu ma istotną pozycję w bilansie wodnym zlewni rzek omawianego rejonu.

Analiza tektoniczna pozwala na postawienie tezy, że wzrost szczelinowatości w wyniku współczesnych procesów transtensyjnych przewyższa procesy zaciskania szczelin na skutek ciśnienia geostatycznego, co udrożnia pokrywę mezopaleozoiku w zasięgu rozłamów do znacznych głębokości. Tezę tę potwierdzają: przestrzenne zróżnicowanie zwierciadła wód podziemnych i mineralizacji wód. Analizę obu tych elementów przedstawiono w odrębnej publikacji (45). Mapy hydrogeologiczne (ryc. 7—9), z zaznaczonymi różnymi elementami struktury pokrywy osadowej, przedstawiają uaktualniony stan w stosunku do wcześniejszej pracy.

Descenzja występuje w rejonach, gdzie brak izolujących utworów między luźnymi osadami kenozoiku a rozłamami strukturalnymi. W zasięgu rozłamów obserwuje się stopniowe obniżenie ciśnień hydrostatycznych wraz z głębokością, przy najwyższym położeniu zwierciadła w I poziomie wodonośnym (ryc. 3, 4). Lustro wody obniża się stopniowo w poszczególnych poziomach kenozoiku i mezozoiku do głębokości górnych ogniw paleozoiku przeciętnie o kilka metrów słupa wody, a różnice ciśnień hydrostatycznych rzadko przekraczają 0,1 MPa. Jednocześnie występuje tutaj znaczne wysłodzenie wód. I tak: w utworach mezozoiku, w zasięgu rozłamów, mineralizacja jest często mniejsza od 1 g/dm³, a w osadach paleozoiku rzadko przekracza 1,5 g/dm³. Są to wody typu HCO₃—Na. Zasilanie rozłamów wgłębnym następuje zwłaszcza w strefach, gdzie przecinają się one z dolinami rzecznyymi i kopalnymi, wypełnionymi piaszczystymi osadami kenozoiku (ryc. 7). Wyższe wartości hydroizohips, przy ich odśrodkowym układzie, obserwuje się jeszcze

w zasięgu rozłamów w poziomie albu, pod rynnami kenozoiku.

Ascenzje w zasięgu rozłamów stwierdzono w północno-zachodnim skrawku badanego obszaru, w rejonach izolacji wód I poziomu czwartorzędowego od horyzontów wgłębnych, na skutek występowania glin zwałowych lub górnokredowej zwierzeliiny gliniastej (ryc. 4, 7). W poziomach: albu, jury i stropu paleozoiku obserwuje się tutaj wzrost ciśnienia wraz z głębokością. Jednocześnie występuje podwyższone zasolenie wód, przekraczające 5 g/dm³ i są one chlorkowo-sodowego typu.

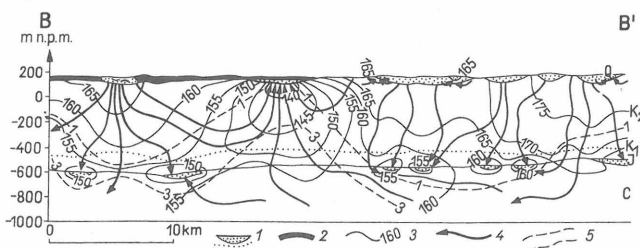
Kompleks wodonośny w utworach kredy

Kredowe poziomy wodonośne charakteryzują się pewną, swoistą odrębnością w porównaniu z horyzontami głębszymi. Swoistość ta wynika z autonomicznych zależności występowania i krążenia wód od struktury utworów kredy, a także tworzenia się równowagi hydrodynamicznej w zależności od rzędnych zwierciadła wód pierwszego poziomu górnokredowego. Jednocześnie należy jednak podkreślić dość istotne różnice w tworzeniu się poszczególnych faz ciśnienia piezometrycznego, a co za tym idzie — faz przepływu wód podziemnych.

I górnokredowy poziom wodonośny determinują procesy zachodzące w zlewniach rzek Lubelszczyzny, w strefie wymiany wód, przeciętnie do głębokości kilkudziesięciu metrów pod powierzchnią terenu. Opracowany teoretycznie model wód tego poziomu, na podstawie ekstrapolacji wyników dla górnokredowych wód wgłębnych na strefę przypowierzchniową (50, 51) (ryc. 5), jak i wyniki badań innych autorów (10, 14, 17, 18, 20, 22, 23, 26, 39), potwierdzają prowadzone obecnie w rejonie Wyżyny Lubelskiej badania w skali lokalnej (1—3).

Zlewnie rzek organicznych działami powierzchniowymi tworzy wiele hydrostruktur w utworach górnej kredy i paleocenu, ograniczonych od wschodu i zachodu rozłamami strukturalnymi NW—SE (WNW—ESE) oraz od północy i południa — uskokami młodopalpejskimi. Hydrostruktury te są w stropie odsłonięte lub pokryte płaszczem utworów kenozoiku. Uniwersalny model tego wodonośca prezentuje schemat na ryc. 5.

Ze spękaniem skrzydłami uskoków i strefami linearnych rozluźnień węglanowej pokrywy, w pasie o szerokości do 200 m, związane są wody szczelinowe. Obszary te cechują się dobrą i bardzo dobrą filtracją, a współczynnik jest większy od 10⁻⁴ m/s, a często ponad 10⁻³ m/s. Udział wód szczelinowych w całym wodonoścu górnej kredy rośnie w kierunku zachodnim, ze względu na znaczne wpływy ruchów wynoszących na szczelinowatość. Bariery dynamiczne (ekrany) w wyniesionych skrzydłach dyslokacji, w pasie o szerokości kilkudziesięciu metrów, mają współczynniki filtracji poniżej 10⁻⁵ m/s, a bezpośrednio na płaszczyznach poślizgu uskoków często są praktycznie nieprzepuszczalne. Poziomy wewnątrz hydrostruktur są związane ze spękaniem w fazie laramijskiej sztywniejszymi warstwami (twarde margle, opoki, gezy), które rozdzielają węglanowo-ilaste (głównie miękkie margle) przewarstwienia. Nadaje to wodonoścom charakter szczelinowo-warstwowy, w układzie wielopoziomym. Badania hydrogeologiczne w zachodniej części wyżyny (3) wykazały, że poziomy te związane są niekiedy ze strukturami fałdowymi i często w synklinach — ze względu na występowanie w jądrze słabo przepuszczalnych, nie spękanych opok i gez paleocenu — mają charakter wód w łęku. Seria siwaka paleocenu osadzała



Ryc. 4. Przekrój hydrogeologiczny B—B' wzdłuż rozłamu Kocka (49)

1 — osady piaszczyste, 2 — gliny zwałowe, 3 — linie ciśnień ekwipotencjalnych (m n.p.m.), 4 — linie prądów, 5 — 120 linie mineralizacji ogólnej wód (g/dm³)

Fig. 4. Geohydrological cross-section B—B' along the Kock deep fault structure

1 — sandy deposits, 2 — tills, 3 — lines of equipotential pressure (m.o. s.l.), 4 — flows, 5 — 120 lines of the general water mineralization (g/dm³)

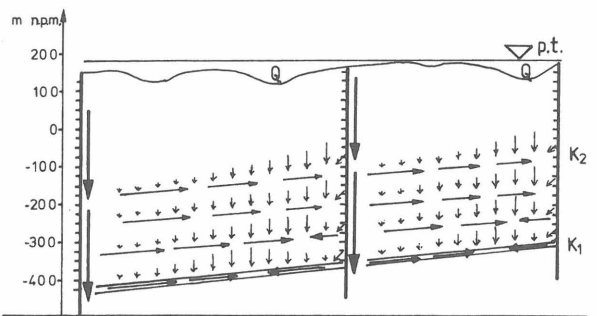
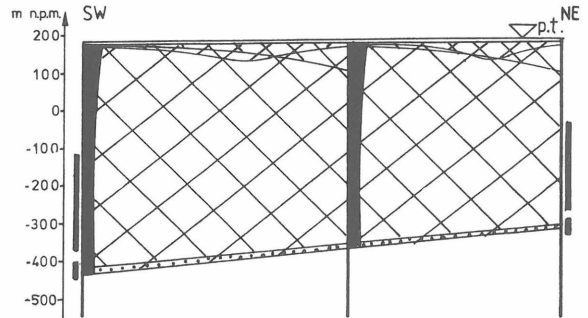
się głównie w synklinach, w trakcie wygasania i po zakończeniu kompresji laramijskiej.

Poziomy szczelinowo-warstwowe I poziomu kredy górnej charakteryzują się dość niską filtracją, np. w rejonie Lublina przeciętnie $10^{-5} - 10^{-4}$ m/s. Ważniejszym elementem przepływu wód w badanym poziomie jest ich zależność od ukształtowania powierzchni terenu, związana z zasilaniem na wyniesieniach z opadu i drenażem do cieków. Jednakże klasyczny typ infiltracyjny równowagi hydrodynamicznej w rejonie nie występuje, co jest związane z wymuszaniem krążenia wód podziemnych w swoistych, anizotropowych w pionie i poziomie, hydrostrukturach.

Wody z opadów przemieszczają się do strefy saturacji przez systemy szczelin pochodzenia wietrzelinowego, w stopniu zależnym od rodzaju zwietrzliny (głina lub gruz) albo spękań pochodzenia tektonicznego (17, 24). Pewną rolę odgrywa także przesączanie w fazie półprzepuszczalnej przez poziome przesłony (35).

Przedstawiony na ryc. 5 model nie uwzględnia drugo-

rzędnych uskoków młodoolpejskich i spękań wzdłuż osi antyklin, które to systemy mają większe znaczenie dla krążenia w części zachodniej, co niewątpliwie upraszcza przestrzenny obraz krążenia. Wody w poziomach szczelinowo-warstwowych są drenowane bocznie do horyzontów szczelinowych w drożnych hydraulicznie skrzydłach uskoków i linearnych spękań pokrywę górnokredo-

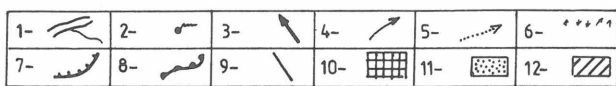
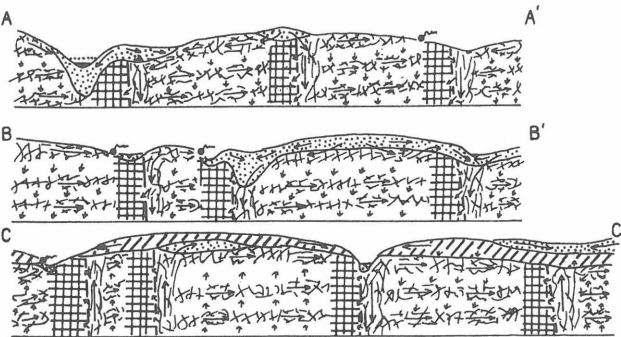
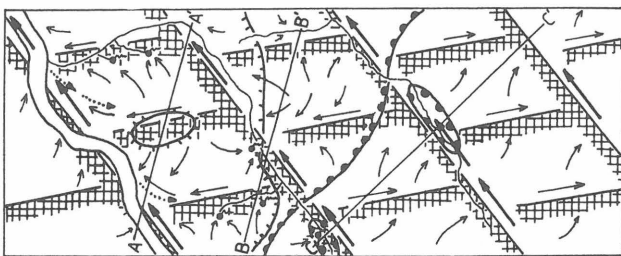


Ryc. 6. Fazy dopływu wód do otworów hydrogeologicznych w poziomach kredowych po wytworzeniu depresji w CRW LZW (fragment przekroju A-A')

1 – rozłamy strukturalne, 2 – bariery dynamiczne rozłamów, 3 – odcinki odsłonięte do badań polowych, 4 – ciśnienie hydrostatyczne w otworach w fazie szczelinowej, 5 – ciśnienie hydrostatyczne w otworach w kredzie górnej z horyzontalnej fazy szczelinowo-warstwowej, 6 – ciśnienie hydrostatyczne w otworach w albie z horyzontalnej fazy warstwowej, 7 – ciśnienie hydrostatyczne w otworach w kredzie górnej z fazy przesączania, 8 – ciśnienie hydrostatyczne w albie z fazy przesączania, 9 – wektory przepływu w horyzoncie szczelinowym, 10 – wektory przepływu w poziomach szczelinowo-warstwowych i warstwowym, 11 – wektory przesączania przez poziome przesłony, 12 – wektory przesączania przez bariery dynamiczne

Fig. 6. The water influx stages into the geohydrological drills within the Cretaceous horizon, after the water depression origin in the CRW LZW (fragment of the cross-section A-A')

1 – deep fault structure, 2 – dynamic barriers of the d.f. structures, 3 – fragments accessible to field investigations, 4 – hydrostatic pressure of the fracture phase in the drills, 5 – hydrostatic pressure of the fractured-layered phase in the drills from the Upper Cretaceous, 6 – hydrostatic pressure of the horizontal layered phase in the drills from the Albian deposits, 7 – hydrostatic pressure of the percolation phase in the drills from the Upper Cretaceous, 8 – hydrostatic pressure of the percolation phase in the Albian deposits, 9 – flow vectors in the fractured horizons, 10 – flow vectors in the fractured-layered and layered horizons, 11 – percolation vectors through the horizontal screens, 12 – percolation vectors through the dynamic barriers



Ryc. 5. Zakładany schemat hydrogeologiczny pierwszego poziomu górnokredowego

1 – rzeki, 2 – źródła, 3 – regionalny kierunek przepływu wód podziemnych, 4 – inne kierunki przepływu wód podziemnych, 5 – okresowe kierunki przepływu wód podziemnych, 6 – kierunki sączenia wód w fazie półprzepuszczalnej, 7 – zasięg występowania dobrze przepuszczalnych osadów kenozoiku, 8 – zasięg występowania nieprzepuszczalnych i półprzepuszczalnych osadów kenozoiku, 9 – zapadnięte, spękane skrzydła uskoków w utworach kredy górnej, 10 – wyniesione skrzydła uskoków w strefach barier i ekranów, 11 – piaski, 12 – gliny zwałowe

Fig. 5. Supposed geohydrological scheme of I level in the Upper Cretaceous

1 – rivers, 2 – springs, 3 – regional flow direction of the underground rivers, 4 – other flow directions of the underground waters, 5 – seasonal flow directions of the underground waters, 6 – percolation directions in the hemipermeable stage, 7 – extent of the good permeable Cenozoic deposits, 8 – extent of the good permeable Cenozoic deposits, 9 – the crushed lowered fault wings in the Upper Cretaceous deposits, 10 – uplifted fault wings in the barrier and scree zones, 11 – sands, 12 – tills

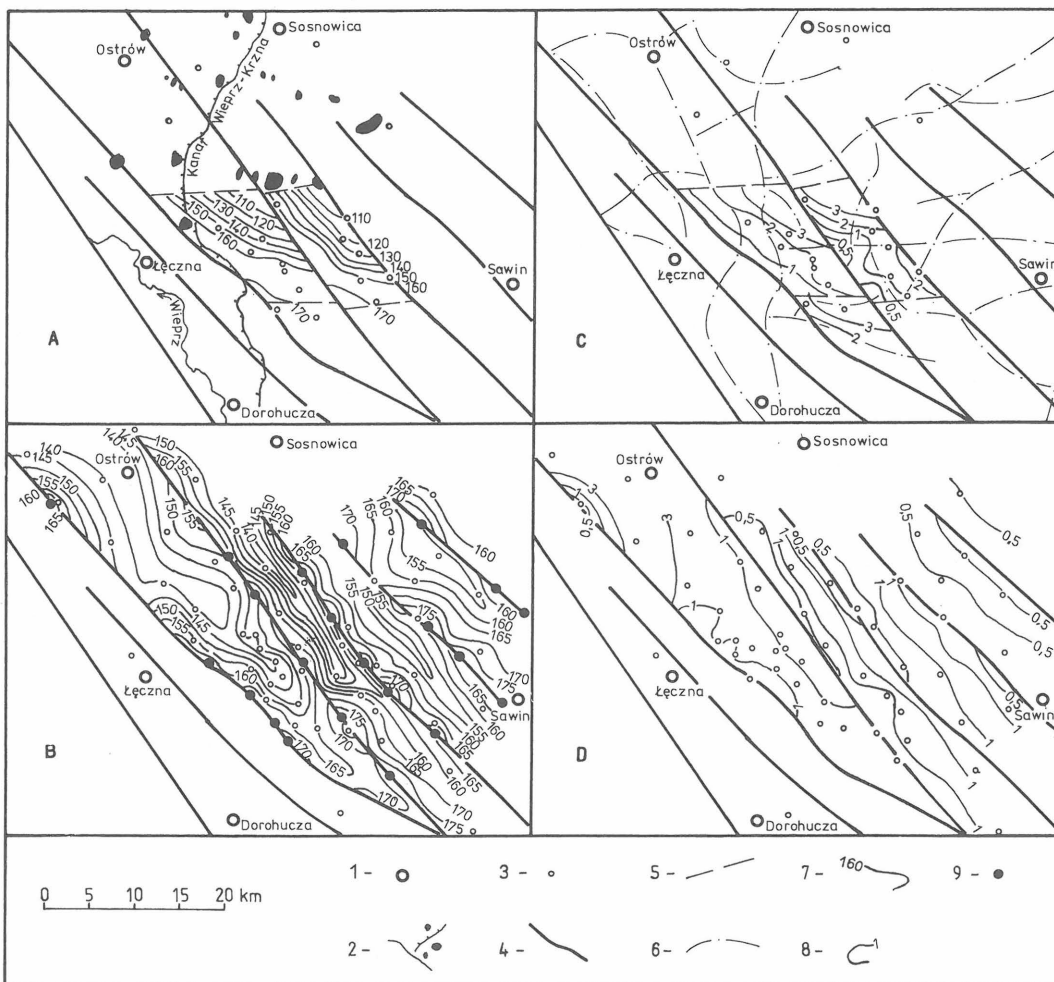
wo-paleoceńskiej. W rejonach, gdzie od północy i północnego wschodu występują bariery dynamiczne, poziomy szczelinowo-warstwowe są często drenowane przez źródła zaporowo-uskokowe na ekranach tektonicznych. Źródła te występują zwłaszcza w rozcięciach erozyjnych skrzydeł SW rozłamów i S uskoków młodoolpejskich. W obszarach płaskich skrzydła wiszące z barierami, działając zaporowo na odpływ, mogą determinować powstawanie torfowisk o transpiracyjnie drenującym charakterze. Wody z hydrostruktur, poprzez bariery przedostają się w niewielkim stopniu do skrzydeł spękanych, wskutek horyzontalnego sączenia w fazie półprzepuszczalnej (anomalnie wysokie spadki hydrauliczne na barierach). Istotne, jeśli nie najistotniejsze więzi hydrauliczne między hydrostrukturami o tektonicznym założeniu związane są z NW skrzydłami rozłamów. Te najmłodsze dyslokacje przecinają bariery wcześniej powstałych uskoków młodoolpejskich i udrożniają ich fragmenty na kilkudziesięciometrowych (do 200 m) odcinkach (ryc. 5).

W rejonach pokryw piaszczystych utworów kenozoiku więzi między górnokredowymi hydrostrukturami zachodzą także lewarowo, ponad barierami dynamicznymi.

Zjawisko to w rejonie lubelskim nadaje istotnego znaczenia aluwiom w dolinach rzek w krążeniu wód podziemnych w danej zlewni, często koncentrując główną część strumienia wód podziemnych w zlewniach rzek z wychodniami utworów kredy na powierzchni terenu na Wyżynie Lubelskiej. Zagadnienie wyjątkowego znaczenia dla tworzenia się zasobów wód podziemnych dolin rzecznych było niejednokrotnie podnoszone w literaturze, ze względu na istotne związki sieci dolinnej z tektoniką (17, 18, 23, 24, 39).

Z tektoniką dysjunktywną jest związana współzależność wód powierzchniowych i podziemnych. Siły więzi hydraulicznej następują w rejonach położenia powierzchniowej sieci wodnej w strefach spękań tektonicznych, natomiast gdy sieć rozwinęła się na barierach dynamicznych — dochodzi do znacznego osłabienia omawianych związków, a niekiedy ich całkowitego przzerwania.

Głębsze poziomy wodonośne w utworach kredy scharakteryzowano na przykładzie Centralnego Rejonu Węglowego LZW i strefy przyległej (45, 48). Poziomy górnokredowe w głębokich otworach złożowych były odsłaniające na ogół w miąższych, kilkusetmetrowych interwałach, od głębokości ok. 300–400 m ppt, do kilkunastu



Ryc. 7. Mapy hydrogeologiczne głębokiego kompleksu kredowego: A — mapa hydroizohips poziomów spągu kredy górnej, B — mapa hydroizohips poziomu albu, C — mapa mineralizacji ogólnych wód poziomu spągu kredy górnej, D — mapa mineralizacji ogólnych wód poziomu albu

Fig. 7. The geohydrological maps of the deep Cretaceous complex: A — hydrochypse map of the Upper Cretaceous horizons, B — hydrochypse map of the Albian horizon, C — the general water mineralization map of the Upper Cretaceous, D — the general water mineralization map of the Albian horizon

1 — ważniejsze miejscowości, 2 — sieć wodna, 3 — otwory hydrogeologiczne, 4 — rozłamy strukturalne, 5 — uskoki młodoolpejskie, 6 — osie rynien kenozoicznych, wg (6), 7 — hydroizohipsy (m n.p.m.), 8 — izoliny mineralizacji ogólnych wód (g/dm^3), 9 — centrum stref zasilania głębokich wód, wodami infiltracyjnymi

1 — main cities, 2 — water net, 3 — geohydrological drills, 4 — deep fault structures, 5 — the late Alpine faults, 6 — axis of the Cenozoic furrows according J. Buraczyński (6), 7 — hydrochypses (m.o.s.l.), 8 — isolines of the general water mineralization (g/dm^3), 9 — centres of the deep water supply with infiltration waters

metrów nad stropem albu, natomiast poziom albu był badany oddzielnie w kilku- kilkunastometrowym przelocie (ryc. 6).

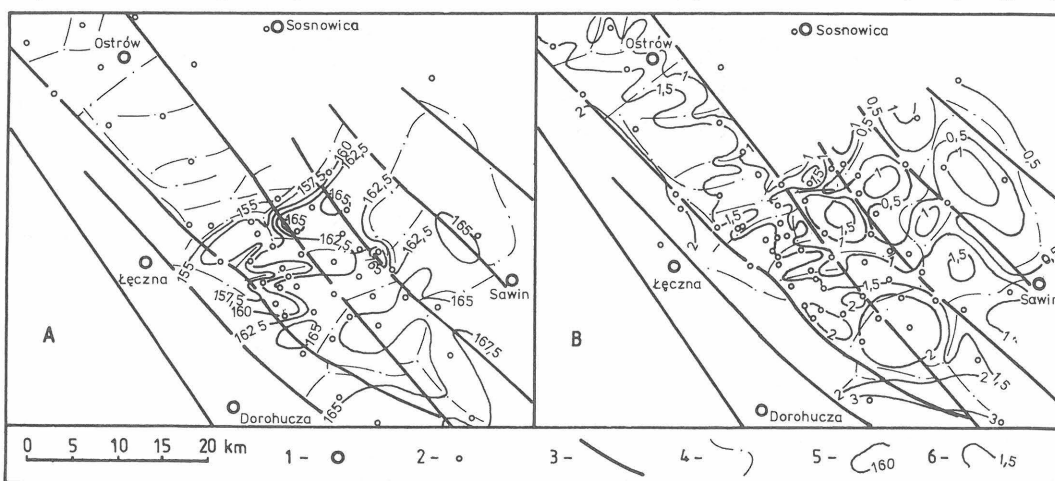
Rozkład przestrzenny i wzajemne relacje elementów: struktury, ciśnienia hydrostatycznych i mineralizacji ogólnej wód sugerują trójfazowość przepływów, którą potwierdza ponadto charakter stabilizacji lustra wody w otworach, po wytworzeniu depresji.

W utworach kredy górnej faza wód szczelinowych jest związana z północno-wschodnimi skrzydłami rozłamów NW – SE i północnymi skrzydłami głównych uskoku młodopalpejskich. Całkowita stabilizacja wód w otworach następuje w czasie do 1 doby, a rzędna lustra wód z tych horyzontów jest bliska rzędnej zwierciadła I górnokredowego poziomu wodonośnego. Strefy te charakteryzują się ponadto wystudzeniem wód, najczęściej poniżej 1 g/dm^3 (ryc. 7). Podobnie parametry te kształtują się w północno-wschodnich skrzydłach rozłamów w poziomie albu (ryc. 7). Horyzontalnie od rozłamów zasilane są szczelinowo-warstwowe (w układzie wielowarstwowym) poziomy kredy górnej i piaszczysta warstwa albu. Obserwuje się wzrost mineralizacji ogólnej wód do ponad 3 g/dm^3 i przechodzenie typu $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ do $\text{Na} - \text{Cl}$ lub typów mieszanych (głównie $\text{HCO}_3 - \text{Na}$), przy obniżaniu się lustra wody na NE i N oraz wyraźnych nieciągłości tych parametrów w poziomach kredy górnej na powierzchniach uskoku. Natomiast w poziomie albu następuje obniżenie się ciśnienia i wzrost mineralizacji – od rozłamów do wnętrza bloków, przy kilku- kilkunastometrowych nieciągłościach ciśnienia na powierzchniach rozłamów. Lustro wody uzyskane po 2 – 3 dniach stabilizacji występuje najniżej w południowych skrzydłach uskoku młodopalpejskich i południowo-zachodnich skrzydłach rozłamów w poziomie górnej kredy oraz wewnątrz bloków ograniczonych rozłamami NW – SE w albie, ogólnie kilkadziesiąt metrów niżej niż w pierwszym poziomie górnokredowym. Hydroizohipsy wskazują na decydujące znaczenie pionowego ruchu wód podziemnych w drenażu górnokredowych hydrostruktur. Natomiast w poziomie albu hydrostruktury odwadniane są na NW wzdłuż osi bloków tektonicznych ograniczonych rozłamami NW – SE (ryc. 7).

Najnowsze, nie publikowane badania, prowadzone przez Przedsiębiorstwo Geologiczne pod kierunkiem R.

Szydła (36), wskazują że często po zakończeniu głównej fazy stabilizacji z poziomów szczelinowo-warstwowych kredy górnej i piaszczystego poziomu albu następuje długotrwały, kilkutygodniowy, kilkumiesięczny, a nawet dłuższy wznios zwierciadła w otworze w tempie kilku cm/tydzień. Ostatecznie zwierciadło wód podnosi się prawie na wysokość I poziomu górnokredowego (ryc. 6). Zjawisko to wskazuje, że w procesie tworzenia się równowagi hydrodynamicznej bierze udział sączenie, a w tym konkretnym przypadku – przesączenie w fazie półprzepuszczalnej z pierwszego poziomu wodonośnego przez poziome, nie spękane przesłony węglanowo-ilaste do albu. Pewne znaczenie ma także sączenie do poziomów szczelinowo-warstwowych z wód szczelinowych przez bariery dynamiczne. Należy sądzić, że w strefach ascencji wód w zasięgu rozłamów, we wnętrzu hydrostruktur następuje podsączenie do I poziomu wodonośnego. Ogólnie jednak w badanej części LZW poziomy kredowe nie odgrywają większej roli w krążeniu wód podziemnych, a w hydrostrukturach górnokredowych wody praktycznie stagnują, przy niezmiernie małej ich wymianie, zachodzącej w skali geologicznej. Istotne znaczenie dla krążenia wód ma poziom albu, głównie w północnej części LZW, ze względu na znaczne miąższości, w granicach 10 – 20 m (27) (ryc. 1) i wskaźnik przewodności hydraulicznej – znacznie ponad $10 \text{ m}^2/\text{dobę}$ (44).

Kompleks wodonośny w utworach jury. Kompleks ten tworzą szczelinowo-warstwowe poziomy w węglanowo-dolomitowo-piaszczystych utworach jury górnej (32) oraz nieciągły poziom, związany z terygenicznymi (ze znacznym udziałem piasków) osadami, wypełniającymi obniżenia powierzchni paleozoiku typu rynien erozyjnych (38). W północno-wschodniej części LZW obserwuje się decydujące znaczenie dla drenażu zarówno szczelinowo-warstwowych poziomów, jak i stropowych horyzontów paleozoiku, osadów w tych ryniach (37). Jednakże główne ich znaczenie, zdaniem autora, jest związane z drenowaniem wód ze stref rozłamów, co wyraźnie potwierdza zarówno rozkład ciśnień piezometrycznych, jak i mineralizacji wód (ryc. 8) (45, 49). Należy nadmienić, że nie wszystkie rynnie wypełnione dobrze przepuszczalnymi piaskami mają tak istotne znaczenie dla krążenia wód. W części z nich obserwuje się stagnację wód przy



Ryc. 8. Mapy hydrogeologiczne kompleksu jury: A – mapa hydroizohips, B – mapa mineralizacji ogólnej wód

1 – ważniejsze miejscowości, 2 – otwory hydrogeologiczne, 3 – rozłamy strukturalne, 4 – osie rynien w stropie paleozoiku, 5 – hydroizohipsy (m npm), 6 – izolinie mineralizacji ogólnej wód (g/dm^3)

Fig. 8. The geohydrological maps of the Jurassic complex: A – hydroschypse map, B – the general water mineralization map

1 – main cities, 2 – geohydrological drills, 3 – deep fault structures, 4 – furrow axis on top surface of the Paleozoic, 5 – hydroisohyps (m.o.s.l.), 6 – isolines of the general water mineralization (g/dcm^3)

bardzo małych spadkach hydraulicznych (poniżej 0,001%) i praktycznie niezmiennej na dużych przestrzeniach mineralizacji ogólnej wód (różnice 0,1–0,2 g/dm³), ok. 2 g/dm³. Należy sądzić, że przyczyną jest horyzontalne przerwanie ciągłości dobrze przepuszczalnych osadów wzdłuż powierzchni rozłamów, które lokalnie mogą mieć ekranizujący charakter, wskutek miejscowej kompresji. Na zachód od Wieprza przewaga słabo przepuszczalnych mułowców i iłowców nad utworami piaszczystymi, w wypełniających rynny osadach redempowanych z bliskich odległości jest zdecydowana, zapewne ze względu na wykształcenie litologiczne górnych ogniw karbonu. Stropowe utwory karbonu, do znaczniejszych głębokości, budują tutaj w znacznej mierze iłowce najwyższego Westfalii (29). Natomiast poziomy szczelinowo-warstwowe jury są zasilane lateralnie z rozłamów i drenowane głównie do rynien w procesie przesączania w fazie półprzepuszczalnej.

Kompleks wodonośny w utworach paleozoiku. Kompleks ten jest związany głównie z utworami karbonu, a podrzędnie dewonu i starszych ogniw w strefach ich wychodni na powierzchnię podmezozoiczną. W północno-wschodniej części LZW były badane głównie warstwy westfalii. Szczelinowo-warstwowe poziomy związane ze spękanymi warstwami piaskowca w drenują bocznie wody z rozłamów. Wody te przemieszczają się następnie wzdłuż osi bloków na NW (ryc. 9). Ogólnie jednak rola tych horyzontów w krążeniu wód jest niewielka, o czym m.in. świadczy znaczny wzrost mineralizacji ogólnej wód we wnętrzach hydrostruktur. Większe znaczenie mają one w części wschodniej, ze względu na znaczny udział warstw piaskowców w profilu pionowym.

Regionalny przepływ wód podziemnych

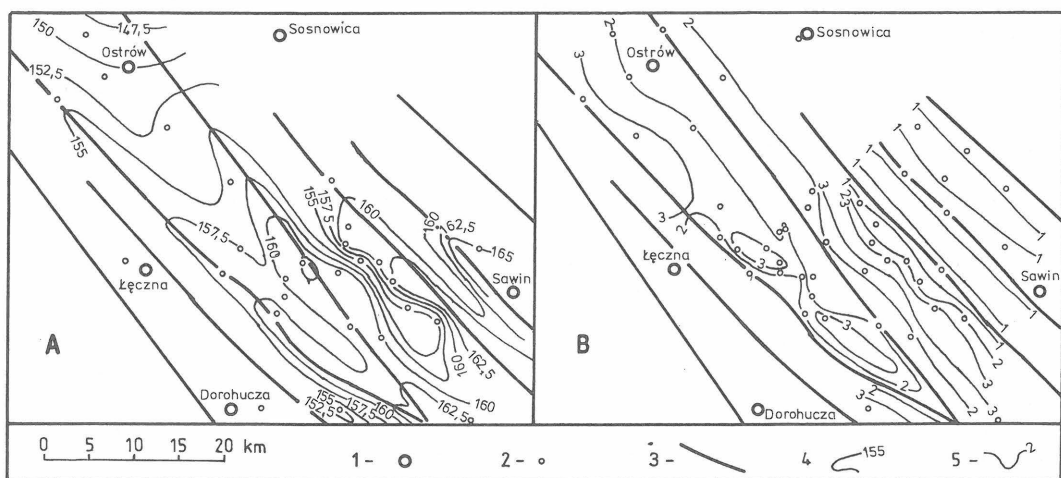
O regionalnym przepływie wód podziemnych z SE na NW (18, 34) decyduje wiele czynników geologicznych, a głównie przestrzenny przebieg drożnych hydraulicznie rozłamów strukturalnych (strefy przesuwowej) oraz ukształtowanie powierzchni terenu, determinujące wysokość stref zasilania wodami opadowymi. Natomiast takie elementy, jak wykształcenie litologiczne oraz regionalne obszary zasilania i drenażu powodują znaczne różnicowanie regionalnego odpływu w części wschodniej

i zachodniej, mniej więcej wzdłuż granicy środkowego Wieprza (w przybliżeniu wschodnia granica rowu mazowiecko-lubelskiego) (51).

W części wschodniej odpływ odbywa się głównie przez luźne, piaszczyste utwory mezozoiku, zalegające pod górnokredową pokrywą. W obszarach bez pokryw glin zwałowych i zwietrzliny ilastej istnieją korzystne warunki zasilania rozłamów wodami pierwszego poziomu (ryc. 1). Wody z rozłamów, zdrenowane głównie przez poziom jurajski w rynnach na powierzchni paleozoiku, a na północy – albu, przemieszczają się w kierunku niecki mazowieckiej. Pewną rolę w drenażu pełnią także piaskowce karbonu, a na północy utwory triasu i permu. Jak wykazano w odrębnej pracy (49), wglębny drenaż jest przyczyną występowania deficytu odpływu rzeczno-ego w zlewniach rzek Polesia i wschodniej części Wyżyny Lubelskiej, który określono na 20–50 mm rocznie. Jest to przyczyną niskiego odpływu całkowitego rzekami rejonu, 100–130 mm rocznie. W świetle tych badań autor wysnuł hipotezę, że głównym obszarem zasilania niecki mazowieckiej jest Polesie zarówno w granicach Polski, jak i ZSRR. W myśl tej tezy trzeciorzędowe utwory niecki byłyby zasilane na obszarze Polesia głównie lateralnie ascenzyjnie przez rozłamy z terygenicznych poziomów mezozoiku i paleozoiku. Część wód wglębnych zasila również wstępująco, przez rozłamy, kopalne rynny kenozoiku w starogłacialnym obszarze Niziny Mazowieckiej, w jej południowej lubelskiej części (49).

Inaczej natomiast przedstawia się sytuacja w części zachodniej, związanej genetycznie z rowem mazowiecko-lubelskim, gdzie regionalny odpływ zachodzi poziomym strumieniem hydraulicznym z części zachodniej Wyżyny Lubelskiej i Roztocza na NW, wzdłuż rozłamów głównie w pokrywie górnokredowo-paleoceńskie, a więc podobnie jak w modelach proponowanych przez S. Krajewskiego (17) i J. Malinowskiego (22, 23).

Możliwości lateralnego zdrenowania wód z rozłamów przez podgórnokredowe utwory mezopaleozoiku są tutaj niewielkie. Składa się na to wiele przyczyn, a głównie wykształcenie w facji słabo przepuszczalnej (osady ilaste i węglanowe, przy małym udziale piaszczystych). Sumaryczny wskaźnik przewodności hydraulicznej tych poziomów jest niski, bo ok. 1 m²/dobę (na wschodzie do 80 m²/dobę) (34). Znacznie większa miąższość plastycznej



Ryc. 9. Mapy hydrogeologiczne kompleksu stropu paleozoiku: A – mapa hydroizohips, B – mapa mineralizacji ogólnej wód

Fig. 9. The geohydrological maps of top of the Paleozoic: A – hydroisohypse map, B – map of the general water mineralization

1 – ważniejsze miejscowości, 2 – otwory hydrogeologiczne, 3 – rozłamy strukturalne, 4 – hydroizohipsy (m npm), 5 – izolinie mineralizacji ogólnej wód (g/dm³)

1 – main cities, 2 – geohydrological drills, 3 – deep fault structures, 4 – hydroisohypses (m.o.s.l.), 5 – isolines of the general water mineralization (g/dcm³)

pokrywy górnokredowej (o ok. 300–400 m) w części zachodniej Lubelszczyzny jest przyczyną zwiększonego ciśnienia geostatycznego, co powoduje, że rozwój szczelinowości w wyniku tensji w rozłamach na dużych głębokościach nie był tak intensywny jak na wschodzie. Regionalny przepływ wzdłuż rozłamów jest więc związany z ich północno-wschodnimi skrzydłami w stropowej części pokrywy górnokredowo-paleoceńskiej (ryc. 5). Wody w części zachodniej są drenowane przez dolinę Wisły i dolnego Wieprza (18), ale być może także częściowo przez głębokie utwory mezozoiku w zachodniej i północno-zachodnich fragmentach Wyżyny Lubelskiej. Część wód z regionalnego przepływu dostaje się prawdopodobnie do wyżynnych rzek niższego rzędu (wskaźnik odpływu ponad 150 mm/rok), zwłaszcza przez źródła dolinne, ascenzyjnie – w strefach rozcięć słabo przepuszczalnej pokrywy lessowej (ryc. 5). Natomiast bardzo dobre często warunki dla filtracji wywołane spękaniami stropu utworów węglanowych kredy górnej, obok pionowych przesłon związanych z barierami uskoków, są przyczyną znacznego wzrostu retencyjności (systemy hydrostruktur działające jak zbiorniki wyrównawcze), a co za tym idzie – bardzo dużego udziału odpływu podziemnego rzek w odpływie całkowitym. Z. Michalczyk (25) udział ten ocenia nawet na ponad 80%.

Wymaga zwrócenia uwagi płynność granicy obszarów zróżnicowania regionalnego odpływu w rejonie lubelskim. I tak regionalny, horyzontalny odpływ wzdłuż rozłamów może być okresowo (w wyjątkowo zasobnych w wodę okresach) uruchamiany także na wschód od Wieprza, objawiając się m.in. anomaliami (25) przepływami na ciekach. Wskazuje to na istnienie granicznej wartości pionowej przewodności hydraulicznej i strefowy charakter granicy obu regionalnych systemów przepływów wód podziemnych (49). Wyniki badań wskazują więc na niezwykle dynamiczny charakter krążenia wód podziemnych zarówno w czasie, jak i przestrzeni.

PALEOHYDROGEOLOGIA OBSZARU

Porównanie dotychczasowych wyników badań nad zagadnieniem genezy wód podziemnych i paleohydrologii obszaru (33) z prezentowanymi wcześniej tezami, odnoszącymi się do cykliczności rozwoju struktury, pozwala na sprecyzowanie rozwoju hydrogeologicznego obszaru lubelskiego. I tak, zdaniem autora, na cykle infiltracyjne składają się okresy wynoszenia obszaru z występowaniem tensji horyzontalnej wzdłuż rozłamów (koniec karbonu – początek permu, kreda dolna do albu, kenozoik, głównie neogen i czwartorzęd). Natomiast etapy elizyjne są związane z horyzontalną kompresją, subsydencją obszaru i unieruchomieniem rozłamów (głównie jura górna, kreda górna z paleogenem).

Współczesny, infiltracyjny etap nasilił się na przełomie trzeciorzędu i czwartorzędu, wskutek transtensyjnego przebiecia się rozłamów podkredowych do powierzchni stropowej. W tym czasie został uruchomiony wgłębny odpływ apotamiczny przez rozłamy i głębokie, terygeniczne poziomy na Polesiu, co było zapewne przyczyną znacznego zmniejszenia się potencjału erozyjnego rzek, a w ostateczności pozostawienia krajobrazu w młodocianym stadium rozwoju geomorfologicznego. Na zjawisko to, łącząc je jednakże z czynnikiem klimatycznym (małe opady), zwrócili uwagę A. Jahn (15) i T. Wilgat (40). Obszar Polesia był do połowy XIX wieku słabo odwadniany przez cieki i uważany za praktycznie bezodpływowy.

Autor dziękuje prof. dr hab. Janowi Malinowskiemu za pomoc przy przygotowaniu artykułu do druku.

L I T E R A T U R A

1. B o r c h u l s k i Z., H a r a s i m i u k M., Z w i e r z c h o w s k i A. — Rola lokalnych warunków hydrogeologicznych w zróżnicowaniu jakości wód podziemnych w dolinie Bystrzycy w Lublinie. Biul. Inst. Gosp. Przestrz. i Komunal., (w druku).
2. B o r c h u l s k i Z., S z y d e ł R., Z w i e r z c h o w s k i A. — Wybrane problemy gospodarki wodnej w północnej części Lublina. Ibidem.
3. B o r c h u l s k i Z., Z w i e r z c h o w s k i A. — Rola warunków hydrogeologicznych w skażeniu wód podziemnych na Wyżynie Lubelskiej (na przykładzie Lublina i Puław). Ibidem.
4. B r o c h w i c z - L e w i ń s k i W., P o ż a r y s k i W. — Mat. symp.: Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Wyd. AGH, 1986 s. 8–9.
5. B r o c h w i c z - L e w i ń s k i W., P o ż a r y s k i W., T o m c z y k H. — Prz. Geol., 1983 nr 12 s. 651–658.
6. B u r a c z y ń s k i J. — Mat. symp.: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UMCS Lublin, 1983 s. 65–72.
7. H a r a s i m i u k M. — Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS Lublin, 1980.
8. H a r a s i m i u k M. — Mat. symp.: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UMCS Lublin, 1983 s. 7–18.
9. H a r a s i m i u k M., H e n k i e l A. — Przew. LVI Zjazdu PTG Lublin. Wyd. Geol., 1984 s. 56–70.
10. H a r a s i m i u k M., H e n k i e l A., P r z e m y s k i S. — Mat. 83 Sesji Nauk. Inst. Geol.: Metody i wyniki badań hydrogeologicznych złóż węgla kamiennych w Centralnym Rejonie Węglowym LZW. Lublin, 1987. Wyd. Geol., 1980 s. 37–40.
11. H e n k i e l A. — Ann. UMCS. sec. B, 1982 vol. 38 s. 73–84.
12. H e n k i e l A. — Mat. symp.: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UMCS Lublin, 1983 s. 41–64.
13. H e n k i e l A. — Ibidem, s. 92–108.
14. H e r b i c h P. — Tech. Poszuk. Geol., 1980 nr 3 s. 27–33.
15. J a h n A. — Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 1956 nr 7 s. 438–453.
16. J a r z ą b e k - G a ł ą z k o w a H. — Kwart. Geol., 1964 nr 2 s. 431–433.
17. K r a j e w s k i S. — Prz. Geol., 1970 nr 8–9 s. 367–370.
18. K r a j e w s k i S. — Ibidem, 1984 nr 6 s. 359–363.
19. K r a s s o w s k a A., N i e m c z y c k a T. — Przew. 56 Zjazdu PTG. Wyd. Geol., 1984 s. 37–52.
20. L i s z k o w s k i J. — Mat. symp.: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. Wyd. Geol., 1975 s. 279–289.
21. L i s z k o w s k i J. — Rozpr. UW. Wyd. UW., 1982 t. 174.
22. M a l i n o w s k i J. — Kwart. Geol., 1974 nr 1 s. 490–503.
23. M a l i n o w s k i J. — Ibidem, 1977 nr 1 s. 49–58.
24. M a l i n o w s k i J. — [W:] Surowce mineralne

- środkowowschodniej Polski (S. Kozłowski, red.).
Wyd. Geol., 1984 s. 197–211.
25. Michalczyk Z. — Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS Lublin, 1986.
 26. Paczyński B., Jarząbek-Gałazkowska H., Michalska M. — Wody podziemne regionu kredy lubelskiej. Arch. Inst. Geol. Warszawa, 1965.
 27. Pietruszka W., Wilgat J. — Kwart. Geol., 1981 nr 4 s. 717–730.
 28. Porzycki J. — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego 1:200 000. Inst. Geol. Warszawa, 1978.
 29. Porzycki J. — Przew. 56 Zjazdu PTG. Wyd. Geol., 1984 s. 7–21.
 30. Pożaryski W. — Prz. Geol., 1986 nr 3 s. 117–127.
 31. Rózkowski A. — Ibidem, 1987 nr 5 s. 268–274.
 32. Rózkowski A., Rudzińska T. — Ibidem, 1978 nr 5 s. 553–557.
 33. Rózkowski A., Rudzińska-Zapaśnik T. — Ibidem, 1983 nr 5 s. 370–377.
 34. Rózkowski A., Rudzińska-Zapaśnik T. in. — Przew. 56 Zjazdu PTG. Wyd. Geol., 1984 s. 70–96.
 35. Smoleń Z. — Mat. symp., Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej. Jachranka k. Warszawy, 1980 s. 71–82.
 36. Szydeł R., Małek M., Szydeł Z. — Dok. geol. złoża węgla kamiennego LZW. Obszar Śawin. Kat C₂. Część IV — hydrogeologiczna. Arch. Przed. Geol. Lublin, 1986.
 37. Szydeł R., Zwierchowski A. — [W:] Geologia stosowana w badaniach Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UMCS Lublin, 1988 s. 195–204.
 38. Szydeł Z., Szydeł R. — Prz. Geol., 1984 nr 6 s. 349–354.
 39. Wilgat T. — Ann. UMCS sec. B, 1959 vol. 12 s. 221–241.
 40. Wilgat T. — Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego. Mat. Sesji Naukowej PT Geogr.: Polesie Lubelskie. Wyd. Lubelskie, 1963.
 41. Zarębski K. — [W:] Geologia stosowana w badaniach LZW. Wyd. UMCS, 1988 s. 159–198.
 42. Znosko J. — Prz. Geol., 1987 nr 1 s. 3–8.
 43. Zwierchowski A. — Tech. Poszuk. Geol., 1981 nr 5 s. 33–37.
 44. Zwierchowski A. — [W:] Geologia stosowana w badaniach LZW. Wyd. UMCS, 1988 s. 182–194.
 45. Zwierchowski A. — Kwart. Geol., 1988 nr 2 s. 457–474.
 46. Zwierchowski A. — Mat. 11 symp.: Geologia formacji węglonośnych Polski. Formacja karbońska. Wyd. AGH, 1988 s. 99–106.
 47. Zwierchowski A. — Ibidem, s. 91–99.
 48. Zwierchowski A. — [W:] Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska. Wyd. UMCS, 1988 s. 157–170.
 49. Zwierchowski A. — Tech. Poszuk. Geol., 1988 nr 5–6. s. 43–52.
 50. Zwierchowski A. — Kwart. Geol., 1988 nr 2 s. 504–505.
 51. Zwierchowski A. — Rola tektoniki prze-
- suwczey w kształtowaniu się zjawisk hydrogeologicznych w górnej kredzie obszaru lubelskiego. Ann. UMCS, 1988 (w druku).
52. Zwierchowski A. — Kwart. Geol., 1988 nr 3–4 s. 742–743.
 53. Zwierchowski A. — Tektonika epok waryscyjskiej i alpejskiej w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Zesz. Nauk. AGH. Geologia, 1989 nr 3 (w druku).
 54. Zwierchowski A. — Mat. 12 symp.: Geologia formacji węglonośnych Polski. Formacja karbońska. Wyd. AGH, 189 s. 51–56.
 55. Zwierchowski A. — Ibidem, s. 57–65.
 56. Żelichowski A.M. — Kwart. Geol., 1979 nr 2 s. 291–308.
 57. Żelichowski A.M. — Przew. 56 Zjazdu TG. Wyd. Geol., 1984 s. 21–35.

S U M M A R Y

This article contains the results of the author's investigations on the connections between tectonics and geohydrologic conditions from the Lublin Coal area.

The depositional cover development in the Phanerozoic was linked with seasonal occurring of the horizontal compression and tension together with primary wrench faulting of the crystalline basement on several parallel deep fault structures with NW–SE (WNW–ESE) directions. At the end of any tension event, in the effect of transtension, the deep fault structures reflected on the pleorelief surface.

The hydraulic permeability of the deep fault structures was tied with the tension stages, occurring in the tectonogenic infiltration periods. Such stage exists recently from turn of the Tertiary and Quaternary. It is proved by the spatial hydrostatic pressure distribution (the water level uprising within greater parts of the deep fault structure areas) and the general water mineralization (predominance of water freshening within the deep fault structure range).

The descension prevails on the most part of the deep fault structure range and the dislocations drain the first aquifer, later they supply laterally the deeper horizons depending on their filtration properties. The ascension prevails in the deep fault structure areas with unpermeable cover at the top (glacial tills and weathered clays). The vertical component of water movement dominates on eastern part of the LZW, but horizontal one — on western part. The Polesie Lubelskie in Poland and Polesie Wołyńskie in Soviet Union are the main water source areas for the Mazowsze basin.

These described geohydrological processes ruled the spatial differentiation of the LZW geomorphology.

Р Е З Ю М Е

В статье представлены результаты проведенных автором исследований в районе Люблинского угольного бассейна, касающихся связи гидрогеологических условий с тектоникой. Развитие структуры осадочного чехла в фанерозое связано с переменным во времени проявлением горизонтального сжатия и растяжения при первичным, сдвиговым рассеением сбросами кристаллического фундамента на ряд параллельных структурных разломов СЗ-ЮВ (ЗСЗ-ВЮВ) направления. В конце каждого этапа рас-