

Aleksander ZWIERZCHOWSKI

Rola tektoniki przesuwczej w kształtowaniu się zjawisk hydrogeologicznych w górnej kredzie obszaru lubelskiego

Role of Strike-Slip Tectonics in Development of Hydrogeologic Phenomena in Upper Cretaceous Sediments of the Lublin Region

WSTĘP

Na decydujące znaczenie tektoniki dysjunktywnej na warunki hydrogeologiczne pierwszego poziomu wodonośnego międzyrzeczca Wisły i Bugu (ryc. 1) zwrócił uwagę *K r a j e w s k i* (1970, 1984). Jak dotąd, brak jest jednak przestrzennego rozpoznania zjawisk hydrogeologicznych zachodzących w zasięgu dyslokacji na większym obszarze i prac uściślających wpływ tektoniki na wody podziemne. Wynika to ze słabego poznania struktury utworów kredowych (*Z w i e r z c h o w s k i* 1986). Dopiero najnowsze prace odnoszące się do zagadnień tektoniki regionalnej pozwalają na nowe jakościowo postawienie problematyki procesów hydrodynamicznych w utworach kredowych. Opracowania te zwracają uwagę na rolę tektoniki przesuwczej w rozwoju struktury utworów kredowych (*J a r o s z e w s k i* 1972, *H e r b i c h* 1980, *H e n k i e l* 1983b, *H a r a s i m i u k*, *H e n k i e l* 1981, 1984, *H e n k i e l*, *N i t y c h o r u k* 1983, *Ż e l i c h o w s k i* 1984, *B r o c h w i c z - L e w i Ń s k i*, *P o ż a r y s k i* 1986). W hydrogeologii obszaru widoczne są zależności między głównymi kierunkami dyslokacji a obecnym kierunkiem przepływu wód podziemnych. Przesuwczy charakter tektoniki przyczynił się do wytworzenia swoistych form tektonicznych w osadach kredy, a to pośrednio wpłynęło na silne zróżnicowanie warunków hydrogeologicznych.

Skonstruowano model hydrauliczny z wyeksponowaniem zjawisk hydrogeologicznych w pierwszym kredowym poziomie wodonośnym, a więc głównym użytkowym poziomie rejonu, wykazując ponadto związki hydrauliczne tego poziomu z gruntowymi wodami kenozoiku i wodami wgłębny. Zagadnienie krążenia wód wgłębnych omówione jest szczegółowo w odrębnej publikacji (Z w i e r z c h o w s k i 1988a).

BUDOWA GEOLOGICZNA ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM STRUKTURY

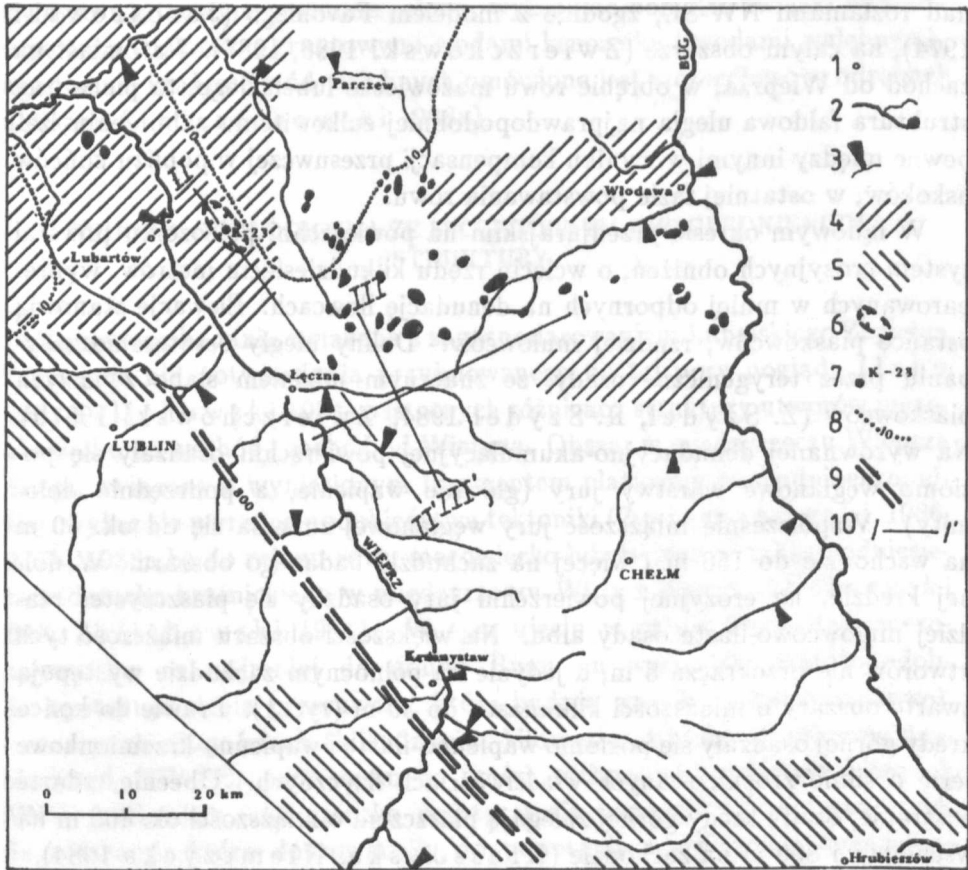
Najnowsze badania związane z zagospodarowaniem Lubelskiego Zagłębia Węglowego nie potwierdzają przyjmowanego do tej pory poglądu (J a h n 1956, Ż e l i c h o w s k i 1984) o istotnych różnicach struktury utworów mezo-paleozoiku na wschód i zachód od Wieprza. Obszar w międzyrzeczu Wieprza i Bugu, związany z wyniesionym fragmentem platformy wschodnioeuropejskiej, wykazuje wyraźne podobieństwa tektoniki (Z w i e r z c h o w s k i 1986, 1987b, 1988a,b) do rejonu rowu mazowiecko-lubelskiego, a także podniesienia radomsko-kraśnickiego w międzyrzeczu Wisły i Wieprza (P o ż a r y s k i 1948, Ż e l i c h o w s k i 1984). W tym ujęciu w całym kompleksie mezo-paleozoiku co najmniej do doliny Bugu na wschodzie prawdopodobnie występuje strefa przesuwca, którą budują wąskie (kilkukilometrowe), o znacznych długościach (kilkadziesiąt kilometrów) bloki ograniczone dyslokacjami NW-SE, przy czym w części zachodniej mają one kierunek WNW-ESE. Cała, tak szeroko pojęta strefa tworzyła się zapewne zgodnie z fazami, które doprowadziły do powstania rowu środkowopolskiego (B r o c h w i c z - L e w i ń s k i, P o ż a r y s k i 1986, P o ż a r y s k i 1986). Jej geneza nie jest ostatecznie wyjaśniona. Mogła powstać na przełomie dewonu i karbonu jako późniejszy efekt wczesnopaleozoicznego, wielkoskalowego, sinistralnego ruchu przesuwczego, na kontakcie platform wschodnio- i zachodnioeuropejskich (B r o c h w i c z - L e w i ń s k i i inni 1981, P o ż a r y s k i i inni 1982). Na podstawie map strukturalnych dla różnych ogniw stratygraficznych mezo-paleozoiku (Z w i e r z c h o w s k i 1986, 1987b) można wysnuć wniosek o sięgającej w czasie co najmniej do polifazy bretońskiej cykliczności w rozwoju geologicznym, wyrażającej się odnawianiem ruchów przesuwczych wzdłuż rozłamów NW-SE w okresach wynoszenia i zaniku tych ruchów w czasie subsydencji, co sugeruje przemienne występowanie kompresji i tensji w skali regionalnej (Z w i e r z c h o w s k i 1988b). Być może proces ten jest znacznie wcześniejszy, bo prewendyjski, na co wskazywałyby wyniki badań R' y k i (1982).

Z waryscyjskim etapem rozwoju związane jest powstanie systemu fałdów w karbońskich utworach ilowcowo-mułwcowych (Porzycki 1978, 1984) nad rozłami NW-SE, zgodnie z modelem Pavoniego (Jaroszewski 1974), na całym obszarze (Zwierchowski 1986, 1987). Natomiast na zachód od Wieprza, w obrębie rowu mazowiecko-lubelskiego, ta pierwotna struktura fałdowa uległa najprawdopodobniej całkowitemu zaburzeniu, zapewne między innymi w wyniku kompensacji przesuwczej w pobliżu końców uskoków, w ostatniej fazie powstawania rowu.

W lądowym okresie przedjurajskim na powierzchni paleozoiku powstał system erozyjnych obniżeń, o wcięciu rzędu kilkudziesięciu metrów, wypreparowanych w mniej odpornych na denudację ilowcach. Elewacje stanowią ostańce piaskowców, rzadziej mułwców. Doliny uległy ostatecznie zasypaniu przez terygeniczne osady, ze znacznym udziałem słabo związanych piaskowców (Z. Szydeł, R. Szydeł 1984, Zwierchowski 1987b). Na wyrównanej denudacyjno-akumulacyjnej powierzchni osadzały się poziomo węglanowe warstwy jury (głównie wapienie, a podrzędnie dolomity). Współcześnie miąższość jury węglanowej zmienia się od ok. 50 m na wschodzie do 150 m i więcej na zachodzie badanego obszaru. W dolnej kredzie, na erozyjnej powierzchni jury osadziły się piaszczyste, rzadziej mułwcowo-ilaste osady albu. Na większości obszaru miąższość tych utworów nie przekracza 5 m, a jedynie na północnym zachodzie występują zwarte obszary o miąższości kilkunastu do 30 m (ryc. 1). Prawie do końca kredy górnej osadzały się poziomo wapienno-ilaste i wapienno-krzemionkowe serie o silnie zróżnicowanych właściwościach fizycznych. Obecnie, zdarte w stropie, osady kredy górnej zalegają płaszczem o miąższości ok. 400 m na wschodzie i 800 m na zachodzie (Kraśowska, Niemczyk 1984).

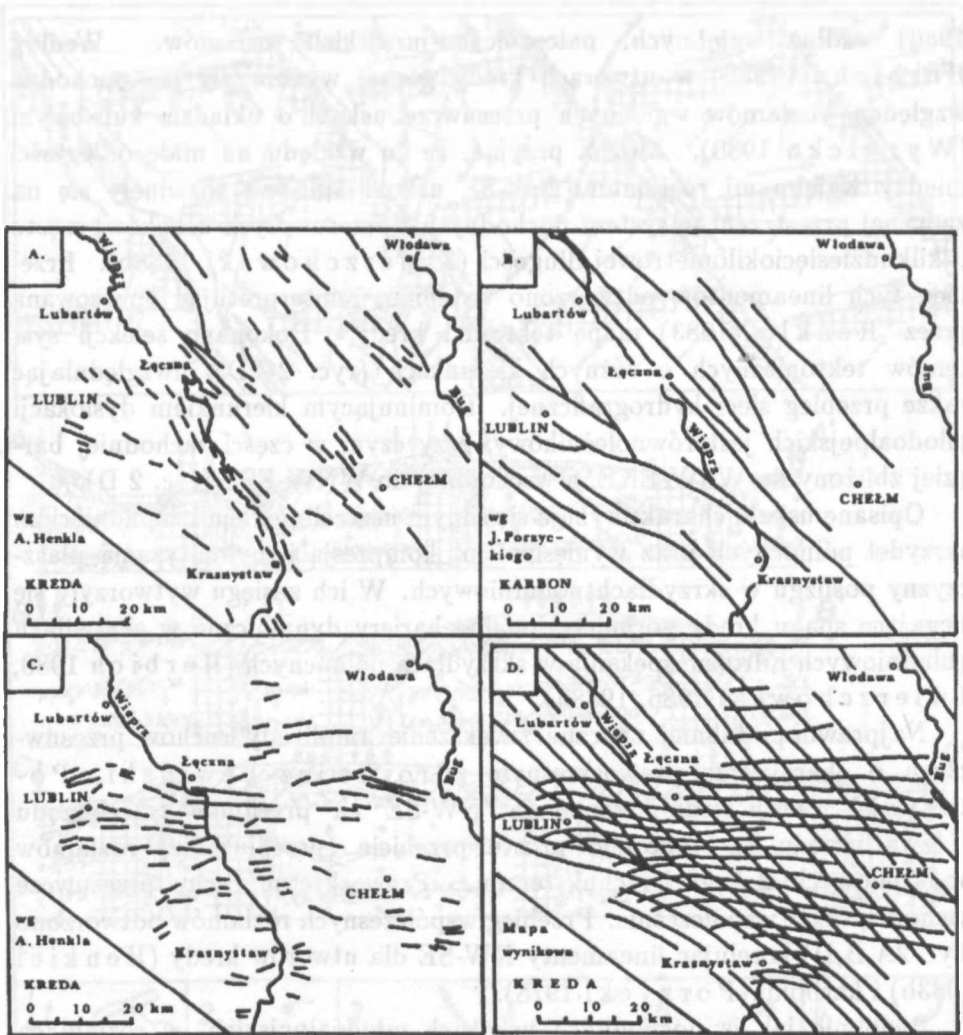
W fazie laramijskiej na całym badanym obszarze najprawdopodobniej doszło do niewielkiego ugięcia warstw paleozoiku i mezozoiku. Odnowieniu uległa asturyjska struktura paleozoiku, a zwiększenie wysokości fałdów pod denudacyjnymi elewacjami karbonu i dewonu było przyczyną powstania połączonych antyklin w warstwach mezozoiku. Uszczelinione zostały (Zwierchowski 1986, 1987a,b) sztywne skały paleozoiku (piaskowce) oraz mezozoiku (serie węglanowo-krzemionkowe). Należy sądzić, że w kierunku stropu paleocenu maleje rola tych spękań (koniec ruchów tektonicznych fazy laramijskiej).

Neotektonika i współczesne ruchy tektoniczne w obszarze międzyrzecza Wisły i Bugu, jak i na obszarze większej części Polski (Liszkowski 1982) związane są zapewne z odnowieniem horyzontalnych przesunięć wzdłuż wgłębnych rozłami NW-SE. W fazie młodoalpejskiej ponowił się prawoskrętny ruch przesuwczy (Brochwicz-Lewiński, Pożaryski



Ryc. 1. Przeglądowa mapa rejonu badań; 1 — ważniejsze miejscowości, 2 — sieć wodna, 3 — posterunki hydrologiczne na rzekach, 4 — obszary występowania zwartych pokryw glin zwałowych, 5 — obszary występowania lessów, 6 — rozpoznane okno hydrogeologiczne, 7 — otwór wiertniczy Kolechowice 23, 8 — izolinia miąższości utworów albu powyżej 10 m, 9 — granica poziomego i pionowego drenażu wzdłuż rozłamów (izolinia 800 m p.p.m. głębokości zalegania spągu węglanowych osadów mezozoiku, 10 — linie przekrojów hydrogeologicznych

General map of the studied area; 1 — localities, 2 — water pattern, 3 — hydrologic posts on rivers, 4 — till, 5 — loess, 6 — hydrogeologic window, 7 — borehole Kolechowice 23, 8 — isopachyte over 10 m of Alban sediments, 9 — border of horizontal and vertical drainage along fractures (contour line 800 m b.s.l.) or bottom depth of carbonate Mesozoic sediments, 10 — hydrogeologic sections



Ryc. 2. Mapy tektoniki dysjunktywnej; A,B — rozpoznane fragmenty przesuwczych rozłamów strukturalnych, C — rozpoznane fragmenty przesuwczych uskokuw młodolpejskich w utworach kredowych, D — mapa systemów tektonicznych na poziomie stropu kredy

Maps of disjunctive tectonics; A,B — fragments of strike-slip structural fractures, C — fragments of Late Alpine strike-slip faults within Cretaceous rocks, D — map of tectonic systems at the Cretaceous top surface

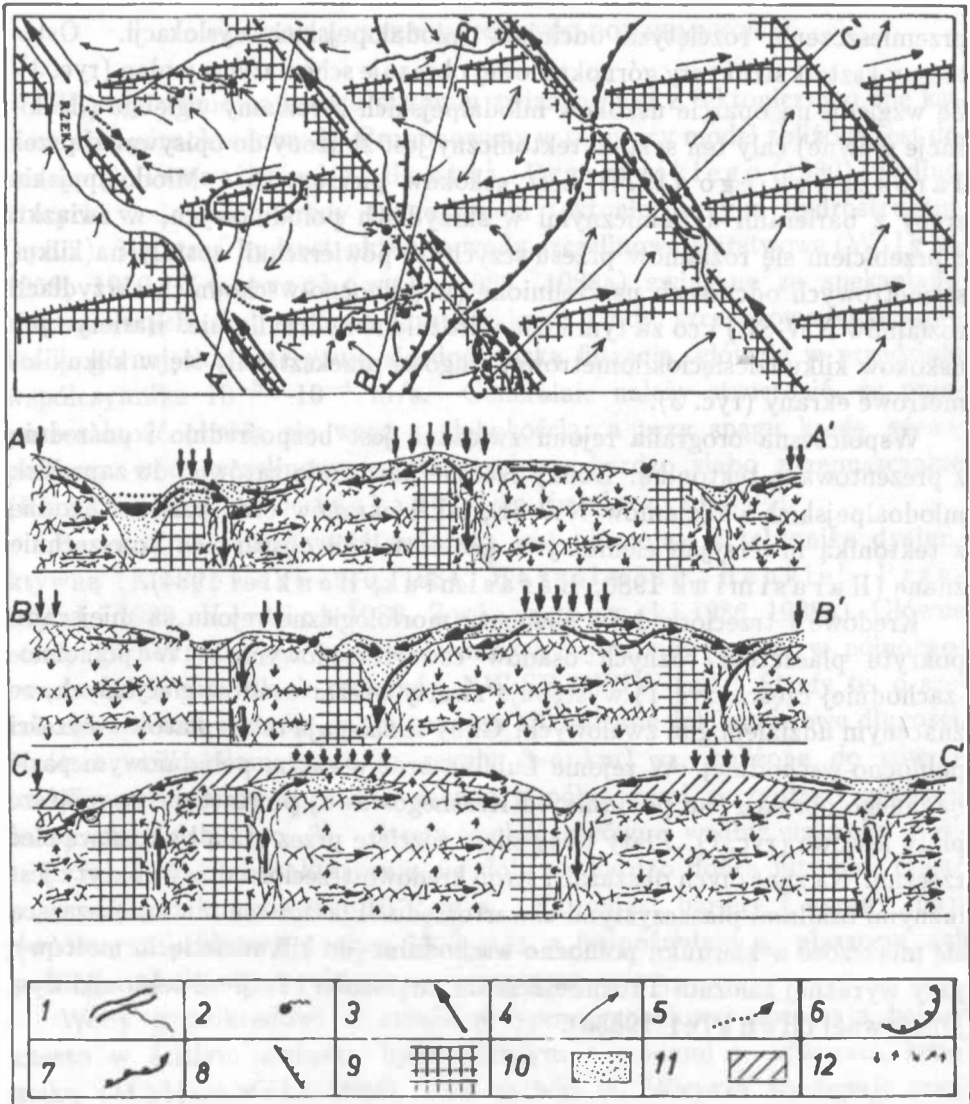
1986) wzdłuż wglębnych, paleozoiczno-jurajskich rozłamów. Według Herbicha (1980) w utworach kredy górnej wytworzyły się pochodne względem rozłamów wglębnych przesuwcze uskoki o układzie kulisowym (Wyrwicka 1980). Można przyjąć, że ze względu na małe odległości między wglębnymi rozłamami NW-SE uskoki kulisowe rozwinęły się na znacznej przestrzeni w system pochodnych i przesuwczych uskoków, często o kilkudziesięciokilometrowej długości (Zwierzchowski 1988b). Przebieg tych lineamentów odtworzono wstępnie, reinterpreterując opracowaną przez Henkla (1983) mapę tektoniki kredy. Dokonano selekcji systemów tektonicznych o różnych kierunkach (ryc. 2C,D), uwzględniając także przebieg sieci hydrograficznej. Dominującym kierunkiem dyslokacji młodoalpejskich jest równoleżnikowy, przy czym w części zachodniej bardziej zbliżony do WSW-ENE, a wschodniej do WNW-ESE (ryc. 2 D).

Opisane uskoki charakteryzują się silnym uszczelnieniem i zapadnięciem skrzydeł północnych oraz wyniesieniem, kompresją i mylonityzacją płaszczyny poślizgu w skrzydłach południowych. W ich zasięgu wytworzyły się sięgające spągu kredy górnej regionalne bariery dynamiczne w skrzydłach południowych i drobne spękania w skrzydłach północnych (Herbich 1980, Zwierzchowski 1986, 1988a).

Najprawdopodobniej znaczne zwiększenie amplitudy ruchów przesuwczych o charakterze prawoskrętnym (Brochwicz-Lewiński, Późaryski 1986) wzdłuż rozłamów NW-SE na przelomie trzeciorzędu i czwartorzędu spowodowało proste przebicie (przedłużenie) rozłamów podkredowych do powierzchni terenu. Prawoskrętne ruchy przesuwcze zachodzą także współcześnie. Przebieg współczesnych rozłamów odtworzono (ryc. 2A,B,D) korelując lineamenty NW-SE dla utworów kredy (Henkiel 1983b) i karbonu (Porzycycki 1978).

Podobnie jak w pochodnych uskokach młodoalpejskich, w rozłamacz NW-SE do głębokości spągu kredy górnej wytworzyły się wypiętrzane obecnie strefy barier dynamicznych (procesy typu mylonityzacji), obejmujące skrzydła południowo-zachodnie oraz otwarte spękania w rowach tektonicznych w skrzydłach północno-wschodnich. Powszechne istnienie zarówno kompresji, jak i tensji w osadach górnokredowych rejonu potwierdzają badania Liszkowskiego (1975).

Współczesne ruchy tektoniczne są przyczyną istotnego, z punktu widzenia hydrogeologii, zakłócenia pierwotnego planu tektoniki młodoalpejskiej. Przebicie się rozłamów wglębnych do powierzchni nadkładu oraz dalszy prawoskrętny ruch przesuwczy wzdłuż dyslokacji NW-SE spowodowały poprzeczne przerwanie ciągłości wcześniej powstałych przesuwczych, pochodnych uskoków młodoalpejskich w utworach kredy. Nastąpiło horyzontalne



Ryc. 3. Ideowy schemat hydrogeologiczny pierwszego poziomu wodonośnego; 1 — rzeki, 2 — źródła, 3 — główne kierunki przepływu wód podziemnych, 4 — drugorzędne kierunki przepływu wód podziemnych, 5 — okresowe kierunki przepływu wód, 6 — zasięg występowania dobrze przepuszczalnych osadów kenozoicznych, 7 — zasięg występowania nieprzepuszczalnych i półprzepuszczalnych osadów kenozoiku, 8 — zapadnięte skrzydła uskoków w utworach kredy górnej, 9 — wyniesione skrzydła uskoków w strefach barier i ekranów, 10 — piaski, 11 — gliny zwalowe, 12 — kierunki sączenia wód

Model hydrogeologic scheme of the first water-bearing horizon; 1 — streams, 2 — springs, 3 — main drainage directions of underground waters, 4 — secondary drainage directions of underground waters, 5 — periodical directions of water drainage, 6 — extent of permeable Cainozoic sediments, 7 — extent of impermeable and semipermeable Cainozoic sediments, 8 — downthrown sides of faults within sediments of the Upper Cretaceous, 9 — upthrown sides of faults at barriers and screens, 10 — sands, 11 — tills, 12 — directions of water leakage

przemieszczenie rozciętych odcinków młodolpejskich dyslokacji. Ostateczny kształt struktury górnokredowej obrazuje schematyczny plan (ryc. 3). Ze względu na oparcie uskoków młodolpejskich o rozłamy wgłębne (dyslokacje główne) cały ten system tektoniczny jest zbliżony do opisywanej przez Jaroszewskiego (1974) sieci uskoków pierzastych. Młodoalpejskie zręby z barierami dynamicznymi w skrzydłach południowych, w związku z przebiegiem się rozłamów przesuwczych do powierzchni, zostały na kilkusetmetrowych odcinkach uszczelinione (w północno-wschodnich skrzydłach rozłamów NW-SE) i co za tym idzie udrożnione hydraulicznie. Bariery tych uskoków kilkudziesięciokilometrowej długości przekształciły się w kilkukilometrowe ekrany (ryc. 3).

Współczesna orografia rejonu związana jest bezpośrednio i pośrednio z prezentowaną tektoniką. Doliny rzeczne nawiązują zarówno do zapadlisk młodolpejskich i rozłamów NW-SE, jak i ekranów oraz barier. Zgodne z tektoniką inwersyjne elementy w geomorfologii obszaru są powszechnie znane (Harasimiuk 1980, Harasimiuk, Henkiel 1984).

Kredowe i trzeciorzędowe elementy morfologiczne rejonu są miejscami pokryte płaszczem różnych osadów czwartorzędowych. W północno-zachodniej części (ryc. 1) występuje zwarty obszar osadów glacialnych, ze znacznym udziałem glin zwałowych. Gliny te zalegają także płatowo w części północno-wschodniej. W rejonie Lublina oraz w całym południowym pasie badanego obszaru (na południe od Krasnegostawu) powszechne są mięjsze płyty lessowe (ryc. 1). Płyty te są silnie rozcięte przez stałą i okresową sieć rzeczną. Na znacznych obszarach strop kredowo-trzeciorzędowy pokryty jest luźnymi osadami piaszczystymi czwartorzędu. Płaszcz ten ma zwiększającą się mięjszość w kierunku północno-wschodnim (do kilkudziesięciu metrów), przy wyraźnej zależności rozmieszczenia mięjszości i facji od tektoniki dysjunktywnej (Henkiel 1983a).

CHARAKTERYSTYKA HYDROGEOLOGICZNA

Korelując dotychczasowe wyniki badań hydrogeologicznych w obszarze lubelskim (Wilgat 1959, 1970, Krajewski 1970, 1984, Liszkowski 1975, Malinowski 1977, 1984, Rózkowski, Rudzińska 1977a,b, 1983, Harasimiuk, Henkiel, Przemyski 1980, Herbich 1980, Zwierzchowski 1986, 1987a, 1988a,b) z omówionymi tezami odnoszącymi się do struktury dokonano systematyzacji zjawisk hydrogeologicznych.

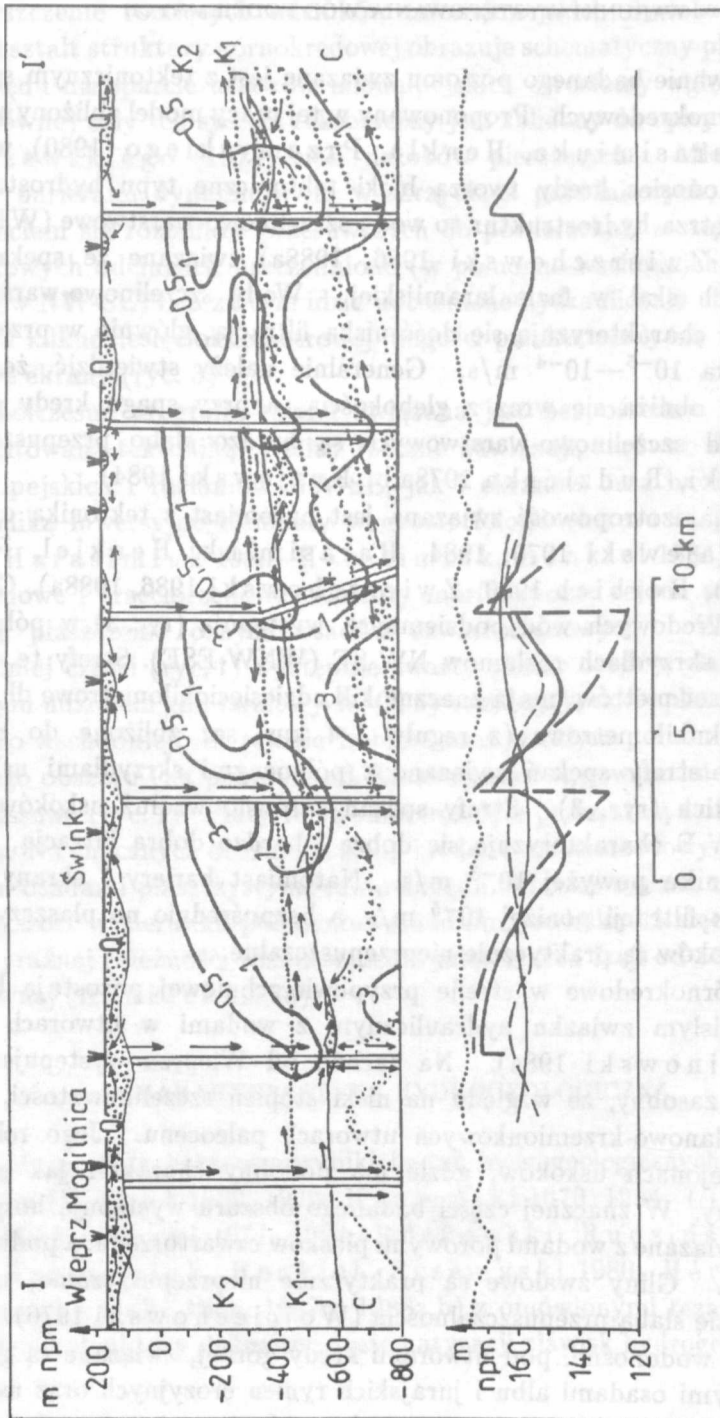
WARUNKI WYSTĘPOWANIA WÓD PODZIEMNYCH

Występowanie badanego poziomu związane jest z tektonicznym spękaniem skał górnokredowych. Proponowany w tej pracy model zbliżony jest do koncepcji Harasimiuka, Henkla, Przemyskiego (1980), według których wodonośce kredy tworzą bloki tektoniczne typu hydrostruktur (ryc. 3). Wnętrza hydrostruktur to wody szczelinowo-warstwowe (Wilgat 1959, 1970, Zwierzchowski 1986, 1988a) związane ze spękaniem sztywniejszych skał w fazie laramijskiej. Wody szczelinowo-warstwowe kredy górnej charakteryzują się dość niską filtracją, głównie w przedziale współczynnika 10^{-5} — 10^{-4} m/s. Generalnie należy stwierdzić, że przepuszczalność obniża się wraz z głębokością, a przy spągu kredy górnej poziomy wód szczelinowo-warstwowych są bardzo słabo przepuszczalne (Rózkowski, Rudzińska 1978a,b, Krajewski 1984).

Pozioma anizotropowość związana jest natomiast z tektoniką dysjunktywną (Krajewski 1970, 1984, Harasimiuk, Henkiel, Przemyski 1980, Herbich 1980, Zwierzchowski 1986, 1988a). Główne strefy górnokredowych wód podziemnych występują (ryc. 3) w północno-wschodnich skrzydłach rozłamów NW-SE (WNW-ESE). Strefy te, o szerokości kilkuset metrów, mają znaczne kilkudziesięciokilometrowe długości. Krótsze, kilkukilometrowe (z reguły 3–4 km) są, zbliżone do równoleżnikowych, strefy spękań związane z północnymi skrzydłami uskoków młodoolpejskich (ryc. 3). Strefy spękań zarówno wzdłuż uskoków NW-SE, jak i W-E charakteryzują się dobrą i bardzo dobrą filtracją, często o współczynniku powyżej 10^{-3} m/s. Natomiast bariery i ekrany mają współczynnik filtracji poniżej 10^{-5} m/s, a bezpośrednio na płaszczyznach poślizgu uskoków są praktycznie nieprzepuszczalne.

Wody górnokredowe w strefie przypowierzchniowej pozostają bardzo często w ścisłym związku hydraulicznym z wodami w utworach kenozoiku (Malinowski 1984). Na zachód od Wieprza występuje miejscami mało zasobny, ze względu na niski stopień szczelinowatości, horyzont w węglanowo-krzemionkowych utworach paleocenu. Jego rola jest istotna w rejonach uskoków, gdzie ma podobny charakter jak poziom górnokredowy. W znacznej części badanego obszaru występują horyzonty wodnośne związane z wodami porowymi piasków czwartorzędu, a podrzędnie trzeciorzędu. Gliny zwałowe są praktycznie nieprzepuszczalne, a lessy odznaczają się słabą przepuszczalnością (Wojciechowski 1976).

Poziomy wodonośne, pod utworami kredy górnej, związane są głównie z piaszczystymi osadami albu i jurajskich rynien erozyjnych oraz uszczelnionymi, sztywnymi skałami, jak np. piaskowce karbonu i dewonu (ryc. 4, 5).



Ryc. 4. Przepływ hydrogeologiczny poprzeczny do regionalnego kierunku przepływu wód (objaśnienia jak na ryc. 5)
 Hydrogeologic section transversal to regional direction of water drainage (for explanations see Fig. 5)

Wśród wgłębnych poziomów wodonośnych najwyższą filtracją i wskaźnikami przewodowości hydraulicznej charakteryzuje się horyzont występujący w luźnych, jurajskich osadach rynnowych (Z. Szydeł, R. Szydeł 1984, Szydeł, Zwierchowski 1988, Zwierchowski 1988a). Ku NW rośnie znaczenie piaszczystego poziomu albu (ryc. 1). Generalnie, w wodach wgłębnych w kierunku północnym i wschodnim znacznie wzrasta przewodność hydrauliczna (Rózkowski i inni 1984).

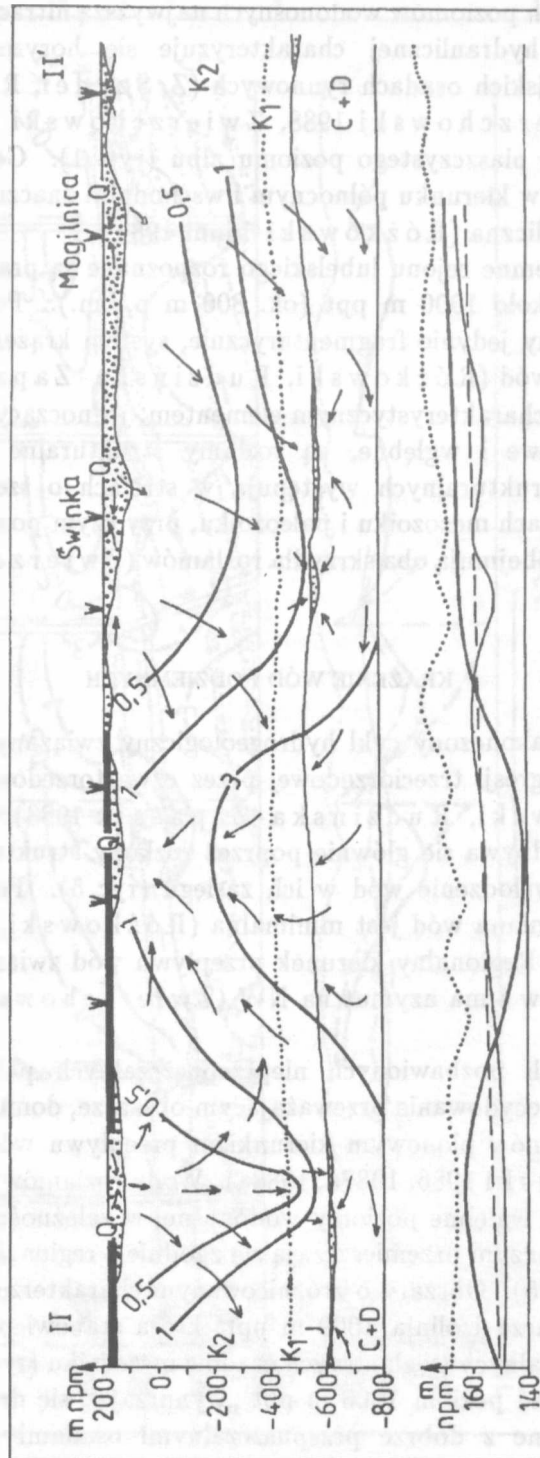
Wody podziemne rejonu lubelskiego rozpoznane są praktycznie jedynie do głębokości około 1000 m ppt (ok. 800 m p.p.m.). Poniżej występuje odrębny, poznany jedynie fragmentarycznie, system krążenia bardzo słabo wymiennalnych wód (Rózkowski, Rudzińska-Zapaśnik 1983).

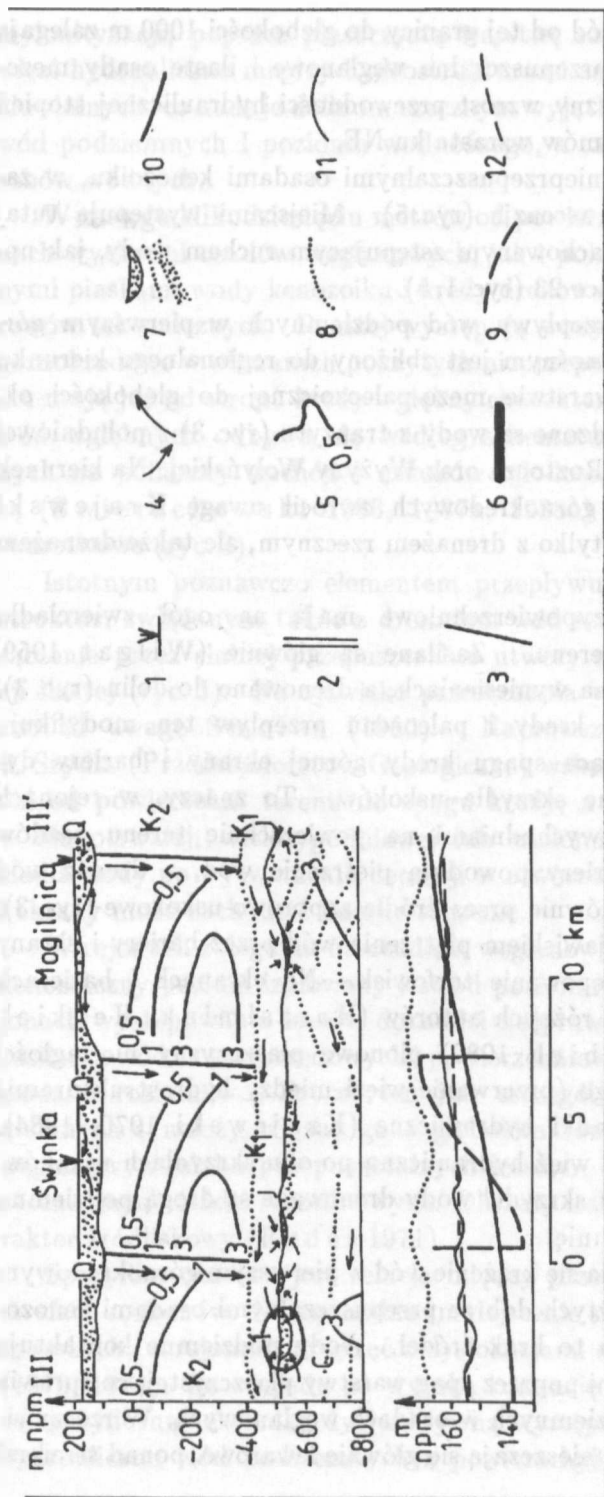
Najbardziej charakterystycznym elementem, jednoczącym hydraulicznie poziomy gruntowe i wgłębne, są rozłamy strukturalne NW-SE. Wody w rozłamach strukturalnych występują w strefach o szerokości kilkuset metrów w utworach mezozoiku i paleozoiku, przy czym poniżej spągu kredy górnej strefy te obejmują oba skrzydła rozłamów (Zwierchowski 1986, 1987a, 1988a).

KRAŻENIE WÓD PODZIEMNYCH

Obecny niezakończony cykl hydrogeologiczny związany jest z wypieraniem wód transgresji trzeciorzędowej przez czwartorzędowe wody infiltracyjne (Rózkowski, Rudzińska-Zapaśnik 1983). Według autora, wypieranie to odbywa się głównie poprzez rozłamy strukturalne, co powoduje znaczne wysłodzenie wód w ich zasięgu (ryc. 5). Poniżej głębokości 1000 m ppt wymiana wód jest minimalna (Rózkowski, Rudzińska 1978a,b, 1983). Regionalny kierunek przepływu wód związany jest z przebiegiem rozłamów i ma azymut na NW (Zwierchowski 1986, 1987a, 1988a).

Na obszarach pozbawionych nieprzepuszczalnych pokryw kenozoicznych, czyli na zdecydowanie przeważającym obszarze, dominującym (ryc. 5) w zasięgu rozłamów pionowym kierunkiem przepływu wód jest descenzja (Zwierchowski 1986, 1987a, 1988a). Wody rozłamów są bocznie zdrenowywane przez wgłębne poziomy wodonośne, w zależności od właściwości filtracyjnych, po czym przemieszczają się zgodnie z regionalnym kierunkiem przepływu (ryc. 5). Obszary o zróżnicowanym charakterze zdrenowywania rozłamów wyznacza izolinia 1000 m ppt, która stanowi poziom zalegania słabo przepuszczalnych węglanowych osadów mezozoiku (ryc. 1). Na wschód od tej linii, ponad poziom 1000 m ppt „wynurzają” się drenujące rozłamy poziomy związane z dobrze przepuszczalnymi osadami mezo-paleozoiku





Ryc. 5. Przekroje hydrogeologiczne wzdłuż regionalnego kierunku przepływu wód (II-II' wzdłuż rozłamu kockiego, III-III' wewnątrz bloku NW-SE); 1 - rzeki, 2 - rozłamy strukturalne, 3 - młodoalpejskie uskoki w utworach kredy, 4 - kierunki przepływu wód, 5 - izolinie mineralizacji ogólnej wód (g/dm^3), 6 - gliny zwalowe, 7 - terygeniczne utwory z przewagą facji piaszczystej, 8 - zwierciadło hydrostatyczne I poziomu, 9 - zwierciadło hydrostatyczne piętra spągu kredy górnej, 10 - zwierciadło hydrostatyczne poziomu albu, 11 - zwierciadło hydrostatyczne poziomu jury, 12 - zwierciadło hydrostatyczne poziomu karbonu

Hydrogeologic sections along regional direction of water drainage (II-II' along the Kock fracture, III-III' within the block NW-SE); 1 - streams, 2 - structural fractures, 3 - Late Alpine faults in the Cretaceous sediments, 4 - directions of water drainage, 5 - isolines of general mineralization of waters (g/dm^3), 6 - tills, 7 - terrigenous sediments with predominant sandy facies, 8 - hydrostatic water table of the 1st horizon, 9 - hydrostatic water table of the stage of the Upper Cretaceous bottom, 10 - hydrostatic water table of the Albian horizon, 11 - hydrostatic water table of the Jurassic horizon, 12 - hydrostatic water table of the Carboniferous horizon

(ryc. 4). Natomiast na zachód od tej granicy do głębokości 1000 m zalegają słabo przepuszczalne i nieprzepuszczalne węglanowe i ilaste osady mezozoiku. Ze względu na znaczny wzrost przewodności hydraulicznej stopień zdrenowywania wód z rozłamów wzrasta ku NE.

W rejonach pokrytych nieprzepuszczalnymi osadami kenozoiku, w zasięgu rozłamów, przeważa ascenzja (ryc. 5). Miejscami występują tutaj okna hydrogeologiczne, z zachowanym zstępującym ruchem wody, jak np. w rejonie otworu Kolechowice 23 (ryc. 1, 5).

Regionalny kierunek przepływu wód podziemnych w pierwszym górnokredowym poziomie wodnośnym jest zbliżony do regionalnego kierunku przepływu wód w całej warstwie mezo-paleozoicznej do głębokości ok. 1000 m. Rozłamami prowadzone są wody z tranzytu (ryc. 3) z południowej części Wyżyny Lubelskiej i Roztocza oraz Wyżyny Wołyńskiej. Na kierunek północny przepływu wód górnokredowych zwrócił uwagę Krajewski (1970, 1984) wiążąc go nie tylko z drenażem rzecznym, ale także drenażem poprzez uskoki.

Wody podziemne, przypowierzchniowe mają na ogół zwierciadło współkształtne z rzeźbą terenu. Zasilane są głównie (Wilgat 1959, Krajewski 1970, 1984) na wyniesieniach, a drenowane do dolin (ryc. 3). W utworach węglanowych kredy i paleocenu przepływ ten modyfikują istniejące, pionowe, sięgające spągu kredy górnej ekrany i bariery dynamiczne oraz uszczelinione skrzydła uskoków. To znaczy, w rejonach odkrytych, związanych z wychodniami na powierzchnię terenu osadów węglanowych, ekrany i bariery powodują piętrzenie wód, a drenaż wód podziemnych odbywa się głównie przez źródła zaporowo-uskokowe (ryc. 3). W obszarach płaskich, ze zjawiskiem piętrzenia wód przez bariery i ekrany należy wiązać częste występowanie torfowisk. Na ekranach i barierach tworzą się opisywane przez różnych autorów (Harasimiuk, Henkiel, Przemyski 1980, Herbich 1980) pionowe płaszczyzny nieciągłości zwierciadła hydrostatycznego (przerwanie więzi między hydrostrukturami) lub anomalnie wysokie spadki hydrauliczne (Krajewski 1970, 1984), wskazujące na bardzo słabą więź hydrauliczną po obu skrzydłach uskoków. W kierunku uszczelinionych skrzydeł wody drenowane są drogą podziemną bez wypływów na powierzchnię.

Nieco inaczej przedstawia się krążenie wód w pierwszym górnokredowym poziomie, w rejonach pokrytych dobrze przepuszczalnymi osadami kenozoiku. Najstotniejsza różnica to brak źródeł. Wody podziemne kontaktują się między hydrostrukturami poprzez spąg warstwy piaszczystej, co sprawia wrażenie ciągłości wód podziemnych w osadach węglanowych. W rzeczywistości wody podziemne przemieszczają się głównie lewarowo, ponad strefami

mylonityzacji, poprzez piaszczystą warstwę saturacji (ryc. 3). Tego typu więzi hydrauliczne między hydrostrukturami zachodzą głównie w utworach aluwialnych, co nadaje dolinom rzeczonym wyjątkowego znaczenia w krążeniu wód podziemnych I poziomu wodnośnego, a także w kształtowaniu się zasobów wodnych.

W zasięgu kilkudziesięciu metrów od powierzchni terenu zarówno w rejonach wychodni osadów węglanowych, jak i pokrytych dobrze przepuszczalnymi piaskami wody kenozoiku i kredy drenowane są do cieków oraz spękań rowów tektonicznych. Poniżej występują wody wglębne. Natomiast wody górnokredowe w obszarach pokrytych nieprzepuszczalnymi osadami kenozoiku mają już od stropu kredy wglębny charakter. Przepływ górnokredowych wód wglębnych odbywa się według schematu: od rozłamów strukturalnych na północny wschód i uskoków młodolpejskich na północ zasilane są (Zwierchowski 1986, 1987a, 1988a) bocznie wody szczelinowo-warstwowe (ryc. 3).

Istotnym poznawczo elementem przepływu wód we wnętrzach hydrostruktur, związanym także z drenażem wód szczelinowo-warstwowych, jest sączenie przez słabiej przepuszczalne utwory ze znacznym udziałem frakcji ilastej (ryc. 3). Na zjawisko przesączania w utworach górnokredowych zwrócił uwagę Smoleń (1980). Najnowsze, niepublikowane badania R. Szydła (Przedsiębiorstwo Geologiczne) wskazują, że przesączanie zachodzi od powierzchni terenu do spągu kredy, a ujawnia się między innymi w długotrwałej, wielotygodniowej lub wielomiesięcznej stabilizacji zwierciadła wody po wytworzeniu depresji w otworze. Natomiast poprzez bariery i ekrany może zachodzić boczne sączenie.

W rejonach zalegania na osadach węglanowych glin zwałowych pierwszy kenozoiczny poziom izolowany jest od poziomu kredowego, natomiast w rejonach występowania lessów dochodzi najprawdopodobniej do ascezyjnego zasilania wód czwartorzędowych i powierzchniowych paleoceńsko-kredowymi wodami rozłamów. Proces ten jest szczególnie nasilony w obrębie den dolinnych i należy wiązać go z głębokim rozcięciem do stropu utworów węglanowych słabo przepuszczalnych lessów. Umożliwia to występowanie ascenzyjnych źródeł szczelinowych. Obszary lessowe rejonu mają często charakter źródłiskowy (Reder 1971).

Specyfiką obszaru jest relacja między przepływem wód w ciekach a w strefach rozłamów. Na anomalne zmniejszenie się lub zwiększanie przepływu w rzekach, w rejonach przecięć z dyslokacjami zwracał uwagę Krajewski (1970, 1984). Ze względu na wysoką korelację wykształcenia sieci dolinnej ze specyficzną tektoniką dysjunktywną występują diametralnie różne więzi hydrauliczne wód podziemnych z powierzchniowymi. W przypadku rzek

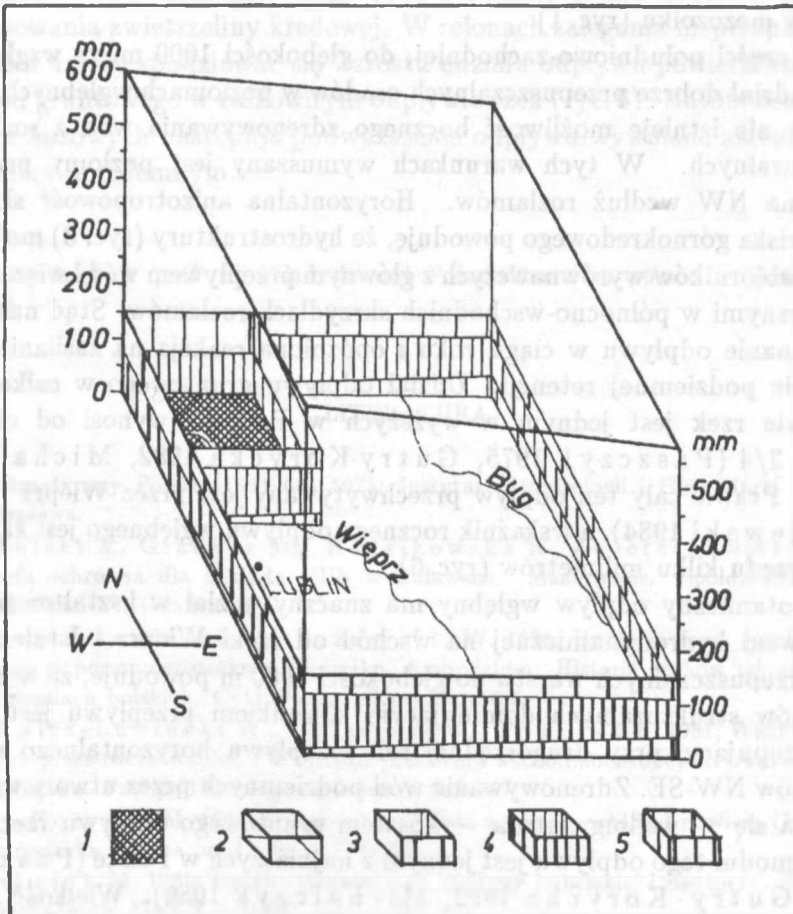
płynących w strefach mylonityzacji bezpośrednia więź jest bardzo słaba, a miejscami nie istnieje. Natomiast może dochodzić do pośredniego dopływu poprzez niewielkie ciekły ze źródeł zaporowo-uskokowych (ryc. 3). Przepływ rzek, mających koryta w rowach tektonicznych, jest w ścisłej zależności z przepływem wód podziemnych wzdłuż dyslokacji. Stałe lub okresowe zasilanie czy drenaż wód podziemnych przez rzeki, na przecięciach cieków z dyslokacjami, jest zjawiskiem powszechnym i w wielu przypadkach utrudnia badania hydrologiczne w przekrojach wodowskazowych. Okresowo, zwłaszcza w dużych rzekach o charakterze tranzytowym, jak Wisła i Bug, przy wysokich stanach wód powierzchniowych, spływających z zasilania spoza obszaru, dochodzi do bocznej infiltracji wód z rzek do wnętrza hydrostruktur poprzez spękane skrzydła uskoku, nawet na odległość kilku kilometrów (ryc. 3). Takie zjawisko zaobserwowano na Wiśle w Puławach (Borchulski i inni 1986).

BILANS WODNY

Na bilans wodny w zlewni składają się po stronie przychodów opady atmosferyczne, a po stronie rozchodów suma odpływu i strat odpływu (parowanie terenowe). W badanym rejonie, ze względu na jednokierunkowe zmiany warunków klimatycznych (rosnący kontynentalizm) i hydrogeologicznych zachodzące z SE na NE, badanie składowych bilansu wodnego jest szczególnie utrudnione.

Wstępnie założono, że zarówno ze względu na zmniejszanie się opadów, jak i parowania terenowego (obniżanie się temperatury powietrza) na NE (Atlas ...1973) wielkość odpływu powinna być mało zróżnicowana na przestrzeni badanego obszaru (ryc. 6). Oszacowano ją na ok. 150 mm rocznie. Dotychczasowe badania (Paszczyk 1975, Stachy 1976, Gutry-Korycka 1982, Michalczyk 1986) zgodnie wskazują na zmniejszanie się całkowitego odpływu rzecznoego z SW ku NE od ok. 150 mm do ok. 100 mm. Równocześnie w tym kierunku maleje procentowy udział podziemnego zasilania w całkowitym odpływie rzecznoym, od ok. 80% do ok. 50%, co powoduje, że roczny moduł tego odpływu waha się od 100–120 mm na SW do 50–70 mm na NE. Wskaźnik spływu jest dość mało zróżnicowany przestrzennie, najczęściej w pobliżu wartości 50 mm.

Omówione w poprzednim rozdziale tezy odnośnie do wglębnego drenażu przez osady mezo-paleozoiczne wskazują na istnienie, nie uwzględnionej w dotychczasowych badaniach hydrogeologicznych zróżnicowanej przestrzennej wielkości apotamicznego odpływu wglębnego (ryc. 6), z którego



Ryc. 6. Ideowy diagram bilansu wodnego zlewni rzek obszaru lubelskiego; 1 — schematyczny zasięg występowania zwartych obszarów glin zwałowych, 2 — wskaźnik parowania terenowego, 3 — wskaźnik rzeczno powierzchniowego odpływu, 4 — wskaźnik rzeczno gruntowego odpływu, 5 — wskaźnik odpływu wglębego

Model diagram of the water balance of the catchment of rivers of the Lublin Region; 1 — schematic extent of till areas, 2 — index of field evaporation, 3 — index of fluvial surface draining, 4 — index of fluvial ground drainage, 5 — index of deep drainage

fazy wody nie trafiają do rzek rejonu, a przemieszczają się drogą podziemną na znaczne odległości, przy czym charakter tej fazy odpływu jest zróżnicowany w części SW i NE. Strefą graniczną tych rejonów jest obszar między rzeką Wieprz a izolinią 1000 m ppt zalegania spągu węglanowych osadów mezozoiku (ryc. 1).

W części południowo-zachodniej, do głębokości 1000 m, ze względu na mały udział dobrze przepuszczalnych osadów w poziomach wglębnych, praktycznie nie istnieje możliwość bocznego zdrenowywania wód z rozłamów strukturalnych. W tych warunkach wymuszany jest poziomy przepływ z SE na NW wzdłuż rozłamów. Horyzontalna anizotropowość skalnego środowiska górnokredowego powoduje, że hydrostruktury (ryc. 3) mają charakter zbiorników wyrównawczych z głównym przepływem wód i więzami hydraulicznymi w północno-wschodnich skrzydłach rozłamów. Stąd następuje wyrównanie odpływu w ciągu roku i opóźniona reakcja na zasilanie, przy wzroście podziemnej retencji. Udział odpływu gruntowego w całkowitym odpływie rzek jest jednym w wyższych w Polsce i wynosi od ok. 2/3 do ok. 3/4 (P a s z c z y k 1975, G u t r y - K o r y c k a 1982, M i c h a ł c z y k 1986). Prawie cały ten odpływ przechwytywany jest przez Wieprz i Wisłę (K r a j e w s k i 1984), a wskaźnik rocznego odpływu wglębnego jest zapewne mały, rzędu kilku milimetrów (ryc. 6).

Apotamiczny odpływ wglębny ma znaczny udział w kształtowaniu się równowagi hydrodynamicznej na wschód od rzeki Wieprz. Istnienie dobrze przepuszczalnych warstw do głębokości 1000 m powoduje, że w zasięgu rozłamów strukturalnych dominującym kierunkiem przepływu jest kierunek zstępujący, przy drugorzędnej roli przepływu horyzontalnego wzdłuż rozłamów NW-SE. Zdrenowywanie wód podziemnych przez utwory wglębne odbywa się — według autora — kosztem gruntowego odpływu rzecznego, tak że moduł tego odpływu jest jednym z najniższych w Polsce (P a s z c z y k 1975, G u t r y - K o r y c k a 1982, M i c h a ł c z y k 1986). Wielkość apotamicznego odpływu wglębnego waha się szacunkowo od kilkunastu do 40 mm. Nasilanie się descenzyjnego przepływu wód występuje głównie w strefach przecięć rozłamów z kenozoicznymi rynnami. Do głębokości występowania wglębnych obszarów o silnie drenującym charakterze przeważa descenzja. Zdecydowaną zmianę kierunku przepływu wód z pionowego na poziomy na większości obszaru wymuszają drenujące rynny spągu jury, a na północy miąższe (ponad 10 m), zwarte obszary występowania piaszczystego albu (ryc. 1). Zdrenowywane przez te osady, a także piaskowce paleozoiku wody rozłamów przemieszczają się na północy zachód w kierunku niecki mazo-wieckiej, gdzie najprawdopodobniej zasilają ascenzyjnie poprzez rozłamy trzeciorzędowy poziom warszawskiego basenu artezyjskiego. W tym kon-

tekście zarówno Polesie Lubelskie, jak i Wołyńskie są głównymi obszarami zasilania tego basenu (Zwierchowski 1986, 1988a).

Omówiony schemat odpływu modyfikowany jest w rzeczywistości w obszarach występowania glin zwałowych i lessów, a być może w strefach występowania zwietrzliny kredowej. W rejonach zalegania nieprzepuszczalnych glin należy spodziewać się wzrostu udziału odpływu powierzchniowego kosztem gruntowego w całkowitym odpływie rzek (ryc. 6). Natomiast na obszarach lessowych następuje podwyższenie odpływu wywołane ascenzyjnym zasilaniem podziemnym.

Autor dziękuje prof. dr Władysławowi Pożaryskiemu za pomoc w redagowaniu artykułu.

LITERATURA

- Atlas klimatyczny Polski (1931–60) 1973; Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Warszawa.
- Borchulski Z., Gładysz M., Radzikowska K., Zwierchowski A. 1986; Strefa ochronna dla zakładu CPN w Puławach. Maszynopis. Spółdzielnia Pracy „Sozotechnik”. Gdańsk.
- Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W. 1986; Ewolucja rowu środkowopolskiego w permomezozoiku i kenozoiku. Sympozjum: Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl alpejski. Kraków, s. 8,9.
- Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. 1981; Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. Przegląd Geologiczny, nr 8, s. 385–397.
- Gutry-Korycka M. 1982; Bilans wodny Polski w ujęciu metody Lwowicza (1931–60). Gospodarka Wodna, nr 11–12, s. 218–223.
- Harasimiuk M. 1980; Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Rozprawa habilitacyjna. UMCS. Lublin.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1981; Pokredowa tektonika na północnym sklonie wału metakarpackiego w okolicy Lublina. Przegl. Geol. t. XXIX. z. 11. Warszawa, s. 571–573.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1984; Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przewodnik LVI Zjazdu PTGeol. Lublin. Wyd. Geol. Warszawa, s. 56–70.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Przemyski S. 1980; Neotektonika i jej wpływ na warunki wodne Centralnego Rejonu Węglowego. LXXXVIII Sesja Naukowa Instytutu Geologicznego: Metody i wyniki badań hydrogeologicznych złóż węgla kamiennych w Centralnym Rejonie Węglowym Lubelskiego Zagłębia Węglowego. 1978. Wyd. Geol. Warszawa, s. 37–40.
- Henkiel A. 1983a; Regionalne zróżnicowanie facjalne czwartorzędu. Sympozjum: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Lublin. Inst. Nauk o Ziemi UMCS. 1983, s. 92–101.

- Henkiel A. 1983b; Tektonika. Sympozjum: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Lublin. Inst. Nauk o Ziemi UMCS. 1983, s. 41-65.
- Henkiel A., Nitychoruk A. 1980/1981; Spękania ciosowe i drobne struktury tektoniczne w skalach kredowo-paleoceńskich NW części Wyżyny Lubelskiej. Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska. sec. B, vol. XXXV/VI. Lublin, s. 13-27.
- Herbich P. 1980; Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy rejonu Chelma. Tech. Poszuk. Geol. nr 3, s. 27-33.
- Jahn A. 1956; Wyżyna Lubelska — rzeźba i czwartorzęd. Prace Geograficzne IG PAN, nr 7, PWN, Warszawa.
- Jaroszewski W. 1972; Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Studia Geol. Pol. vol. XXXVIII.
- Krajewski S. 1970; Charakter dróg krążenia wód podziemnych w utworach szczelinowych górnej kredy na Wyżynie Lubelskiej. Przeg. Geol., nr 8-9, s. 367-370.
- Krajewski S. 1984; Wody szczelinowe kredy lubelskiej. Przegląd Geologiczny, nr 6, s. 359-363.
- Krassowska A., Niemczycka T. 1984; Pokrywa mezozoiczna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przewodnik LVI Zjazdu PTGeol. Lublin, s. 37-52.
- Liszkowski J. 1975; Wpływ pionowych ruchów skorupy ziemskiej na kształtowanie się warunków hydrogeologicznych wodonośców szczelinowych. Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. Warszawa, s. 279-289.
- Liszkowski J. 1983; Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego. Wyd. UW. Warszawa, s. 142-143.
- Malinowski J. 1977; Wpływ neotektoniki na zmiany stosunków hydrogeologicznych Rostocza. Kwart. Geol., t. 21, nr 1, s. 49-57.
- Malinowski J. 1984; Wody użytkowe, [w:] Surowce mineralne środkowo-wschodniej Polski. Wyd. Geol. W-wa, s. 197-210.
- Michalczyk Z. 1986; Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Rozprawa habilitacyjna. UMCS. Lublin.
- Paszczyk J. L. 1975; Rola wód podziemnych w odpływie rzeczny i w bilansie wodnym Polski. Praca doktorska. UMCS. Lublin.
- Porzycki J. 1978; Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. 1:200 000. Inst. Geol. Warszawa.
- Porzycki J. 1984; Zarys geologii Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przewodnik LVI Zjazdu PTGeol. Lublin. Wyd. Geol. Warszawa, s. 7-20.
- Pożaryski W. 1948; Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, nr 46. Warszawa, s. 74-100.
- Pożaryski W. 1986; Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej. Przeg. Geol., nr 3, s. 117-127.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H. 1982; O heterochroniczności linii Teissyre'a—Tornqvista. Przeg. Geol., nr 11, s. 569-574.
- Reder E. 1971; Występowanie źródeł na Wyżynie Lubelskiej i w obszarach przyległych. Przegląd Geograficzny, t. XLIII, z. 3.
- Różkowski A., Rudzińska T. 1978a; Model hydrogeologiczny Centralnego i Północnego Okręgu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Kwart. Geol., t. 22, nr 2, s. 395-414.
- Różkowski A., Rudzińska T. 1978b; Warunki hydrogeologiczne i przewidywane zagrożenie kopalni w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Przeg. Geol., nr 9, s. 553-557.

- Rózkówski A., Rudzińska-Zapaśnik T. 1983; Pochodzenie wód podziemnych w Górnośląskim i Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Przeg. Geol.*, nr 6, s. 370–375.
- Rózkówski A., Rudzińska-Zapaśnik T., Frajnt A., Wilk Z., Zarębski K. 1984; Warunki hydrogeologiczne i prognozy zawodnienia kopalń w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Przewodnik LVI Zjazdu PTGeol.* Lublin, Wyd. Geol., Warszawa, s. 70–95.
- Ryka W. 1982; Tektonika uskokowa cokołu krystalicznego platformy prekambryjskiej w Polsce. *Kwart. Geol.*, t. 26, z. 3/4, s. 545–558.
- Smoleń Z. 1980; Rola poziomów zawieszonych w krążeniu wód podziemnych rejonu kredy lubelskiej. *Symposium: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej.* Jachranka k. Warszawy, 1980, Wyd. Geol. s. 71–81.
- Stachy J. 1976; Mapa odpływu średniego w Polsce (1931–60). *Przeg. Geof.*, z. 1, s. 27–33.
- Szydel R., Zwierzchowski A. 1988; Przestrzenne zróżnicowanie zwierciadła piezometrycznego jury na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego w świetle analizy matematycznej. [W:] *Geologia stosowana w badaniach Lubelskiego Zagłębia Węglowego.* Wyd. UMCS Lublin. s. 195–204.
- Szydel Z., Szydel R. 1984; Tektoniczne założenia rynien dolnojurajskich i ich rozprzestrzenienia w północnej części Centralnego Rejonu Węglowego Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przeg. Geol.*, nr 6, s. 349–354.
- Wilgat T. 1959; Z badań nad wodami podziemnymi Wyżyny Lubelskiej. *Annales UMCS. Sec. B. t. XVIII*, s. 221–241.
- Wilgat T. 1970; Kontrowersja na temat sposobu występowania wód podziemnych w kredzie lubelskiej. *Przeg. Geol.*, t. XLII, z. 1.
- Wojciechowski K. 1976; Problemy zróżnicowania regionalnego cech hydrogeologicznych utworów lessowych województwa lubelskiego. *Biul. Inst. Geol.* nr 297. Z badań czwartorzędu w Polsce. t. 18, s. 275–280.
- Wyrywica K. 1980; Stratygrafia, facje i tektonika masyf zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Kwart. Geol.* t. XXIV, z. 4, Warszawa, s. 805–820.
- Zwierzchowski A. 1986; Przepływy wód złożonych w obszarze górniczego zagospodarowania Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Archiwum Inst. Geol. Oddział Górnośląski.* Sosnowiec-Lublin.
- Zwierzchowski A. 1987a; Przepływy wód złożonych w strefie bezpośredniego zainteresowania górnictwa w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Sprawozdanie z posiedzeń naukowych Inst. Geol. w pierwszym półroczu 1986 r.* *Kwart. Geol.* t. 31, nr 1, s. 212–213.
- Zwierzchowski A. 1987b; Struktura utworów karbonu produktywnego w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *X Symposium: Geologia formacji węglonośnych Polski. Formacja karbońska.* Kraków, kwiecień 1987, Wyd. AGH, s. 65–71.
- Zwierzchowski A. 1988a; Przestrzenne zróżnicowanie zwierciadła piezometrycznego piętra wodonośnego albu w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. (W:) *Geologia stosowana w badaniach Lubelskiego Zagłębia Węglowego.* Wyd. UMCS. Lublin, s. 183–194.
- Zwierzchowski A. 1988b; Strukturalne uwarunkowania dróg krążenia wgłębnych wód w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.* t. 32, nr 2, s. 457–473.
- Zwierzchowski A. 1988c; Wpływ tektoniki utworów mezopaleozoiku na bilans wodny rzek Lubelszczyzny. *Sprawozdania z posiedzeń naukowych Państw. Inst. Geol.* *Kwart. Geol.* t. 32, nr 2, s. 504–505.

Żelichowski A. M. 1984; Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przewodnik LVI Zjazdu PTGeol. Lublin, Wyd. Geol. Warszawa, s. 101–104.

SUMMARY

In the Lublin Region there is a characteristic and specific tectonic system in Mesozoic sediments. This system is locally overlain by the Cainozoic rocks. Foundations of tectonics of the studied area are created by cyclic strike-slip movements along several parallel structural fractures, running from northwest towards southeast. Such tectonics exerts decided influence on conditions of occurrence of underground and surface waters as well as water circulation in Mezo-Palaeozoic sediments, the first water-bearing horizon within rocks of the Upper Cretaceous inclusive (the first usable water-bearing horizon).

Probably at the end of the Devonian and at the beginning of the Carboniferous as far as the Bug River valley in the east, the whole area constituted a strike-slip zone cut by structural fractures that run northwest-southeast in the east and west-northwest-east-southeast in the west. Rejuvenation of strike-slip movements along these dislocations, occurring occasionally until the Holocene, resulted in development of derivative tectonic features in the overlying sequence of geofractures. During the Late Alpine phase a system of west-east strike-slip faults developed in sediments of the Upper Cretaceous and being derivative against geofractures. Such system is cutting the geofractures at the angle of 45° . These faults indicate a number of fissures in northern wings and being permeable, whereas the southern wings are aquicludes or aquitards. At the turn of the Tertiary and the Quaternary the Cretaceous sediments directly above the geofractures have been disrupted and such process lasted until the present. System of dislocations similar to the Late Alpine one has been formed but they run from northwest towards southeast (WNW–ESE). Northeastern wings of these dislocations have open fissures that reach the bottom of the Upper Cretaceous whereas the southwestern wings form dynamic barriers.

Occurrence of such feathery tectonic system results in horizontal anisotropy of filtration properties in sediments of the Upper Cretaceous. Vertical variation (of secondary significance for water circulation) is however connected with fissures of the Laramean age, formed within more rigid rocks of the Upper Cretaceous (glaucos, limestones). These fissures are separated by semiconfining carbonate rocks with much floating fraction (mainly marls). Upper Cretaceous waters occur within quadrate hydrostructures and water circulation is mainly possible along fissured dislocation wings.

The studied area is drained twofold. Most waters are drained by streams but much of them (maximum to one-fourth of the river outflow i.e. about 30–40 mm) are drained through deep beds and run northwestwards to the Warsaw artesian basin. Deep drainage occurs to a depth of about 1000 m. In the east where permeable beds occur to a depth of 1000 m and are due to sandy sediments of the Jurassic bottom but also of the Albian, and the fissured sandstones of the Carboniferous, sediments of the Upper Cretaceous are predominated by descention. On the other hand in the west (outside the fractures) no permeable sediments are generally present. No lateral drainage from fractures results in drainage forced to northwest along the structural fractures. Such drainage scheme is considerably changed in the areas where aquitards and aquiclude Cainozoic sediments are noted.