

ADAM CHOIŃSKI

ZWIĄZEK WÓD GRUNTOWYCH MIERZEI JEZIORA JAMNO Z WODAMI MORSKIMI I JEZIORNymi

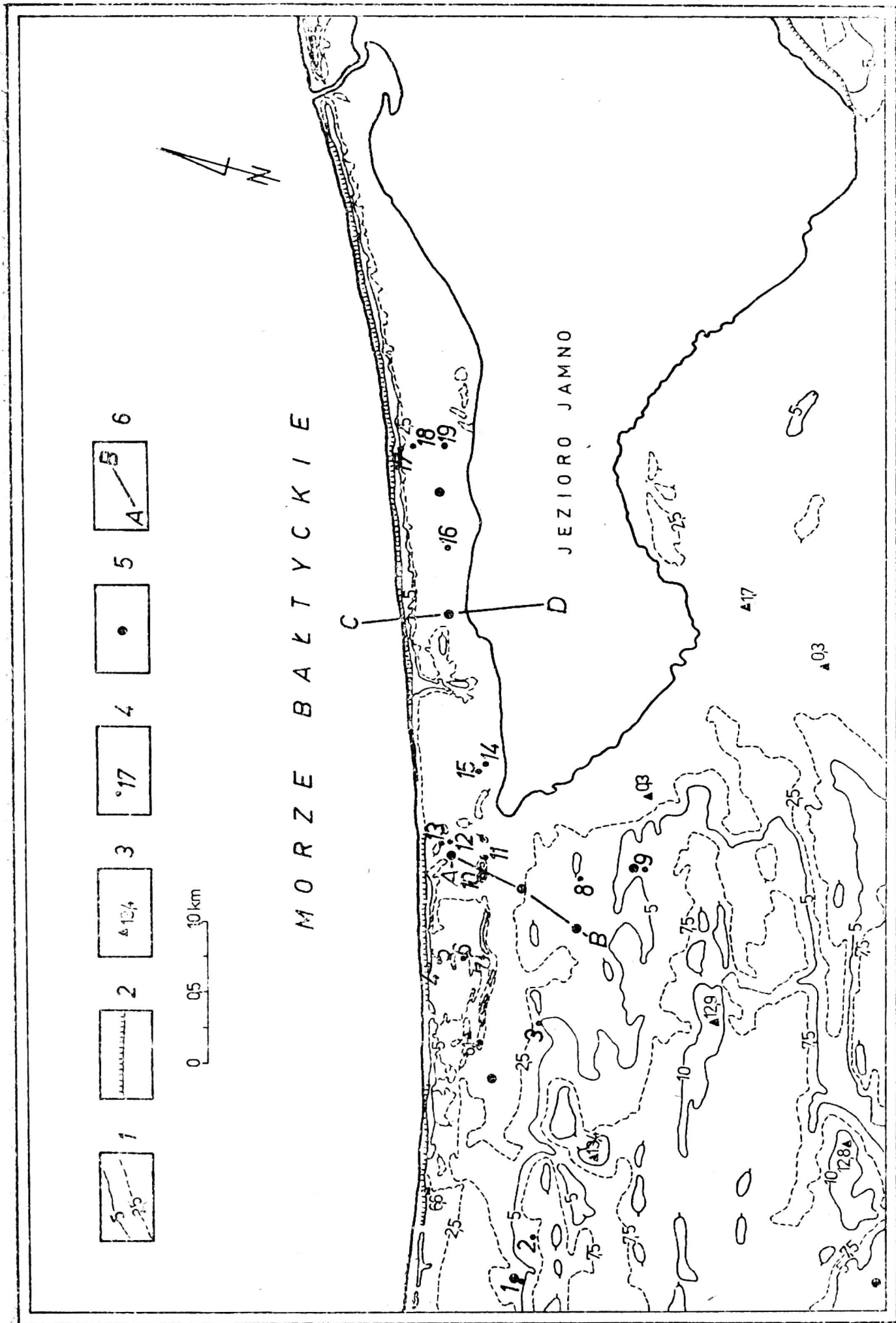
ZARYS TREŚCI

Na podstawie analizy warunków hydrogeologicznych oraz hydrologicznych Bałtyku i jeziora Jamno określono schemat krążenia wód na mierzei. Na podstawie pomiarów wahań zwierciadła pierwszego poziomu wodonośnego oraz zawartości chlorków, określono zasięg wpływu wód słonych i słonawych na wody mierzei. Wpływ ten jest niewielki, gdyż zaznacza się jedynie około 200 m w głąb mierzei. Ponadto stwierdzono, że podstawowym problemem z gospodarczego punktu widzenia jest mała zasobność osadów czwartorzędowych, które są głównym kolektorem wód słodkich. Poziomy głębsze bowiem są znacznie zasolone.

TEREN BADAŃ I WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

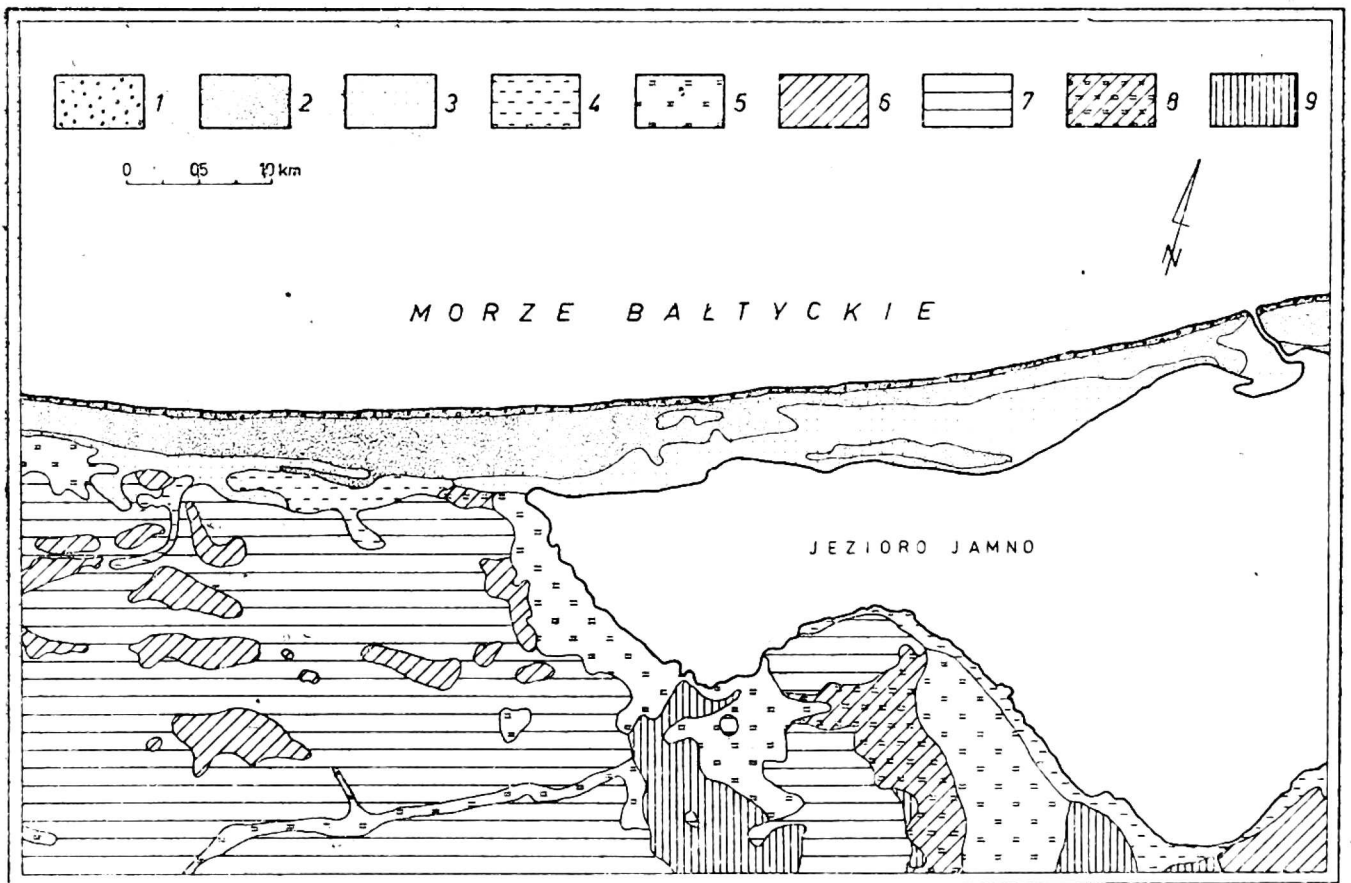
Na rysunku 1 przedstawiono obszar badań. W terenie dokonano pomiarów współczynników infiltracji na różnych gruntach oraz pomiarów stanów wód gruntowych i zawartości chlorków w 19 punktach w okresie od marca 1978 r. do marca 1979 r. Oprócz punktów zlokalizowanych na mierzei prowadzono obserwacje na jej zapleczu, co miało pokazać, w jakiej mierze warunki hydrologiczne na mierzei różnią się od warunków na innym typie wybrzeża. Pomiarów wykonywano jeden raz w miesiącu. W celu wyeliminowania wpływu działalności człowieka (na wyniki) wykonano odwierty (rys. 1 — punkty 4, 5, 6, 7, 17, 18, 19) w miejscach oddległych od ewentualnego wpływu lejów depresyjnych. W opracowaniu wykorzystano szereg danych zawartych w pracach K. Butrymowicza (1979) i G. Stachowiaka (1979).

Ze względu na duże zapotrzebowanie na wodę omawiany obszar w ostatnich latach jest szczególnie intensywnie badany pod kątem hydrogeologicznym. Najnowsze profile wiertnicze z jednej strony dostarczają szereg informacji o warunkach hydrogeologicznych, z drugiej zaś pozwalają wnioskować (opierając się na ekstrapolacji) o budowie geologicznej dna morskiego i basenu jeziornego, dla których praktycznie brak danych. Uwagi dotyczące geologii i geomorfologii badanego obszaru zawierają prace: L. Bohdziewicza i J. Piątkowskiego (1963), B. Rosy (1963, 1967), T. Bartkowskiego (1968, 1973), P. Słomianko (1968), R. Racinowskiego (1974), A. Choińskiego (1977).



Rys. 1. Teren badań

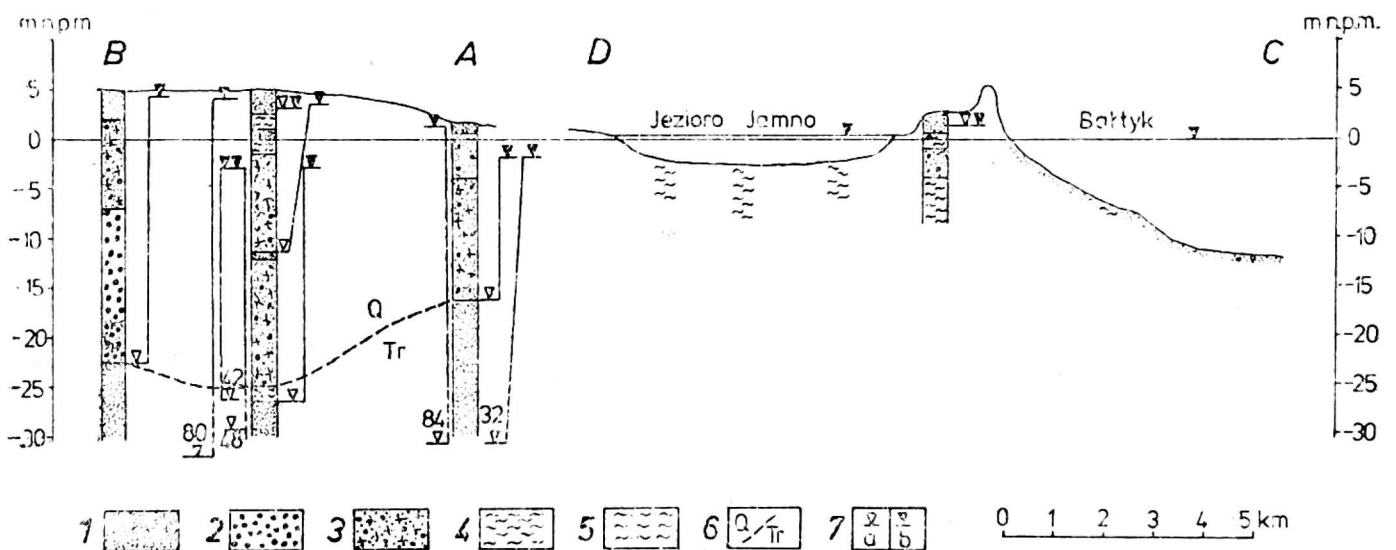
1 — poziomice, 2 — klify, krawędzie, 3 — punkty wysokościowe, 4 — punkty pomiarowe wahań zwierciadła pierwszego poziomu wodonośnego i zawartości Cl^- , 5 — wiercenia hydrogeologiczne, 6 — przekroje hydrogeologiczne



Rys. 2. Litologia (wg L. Finckha i H. Menzela)

1 — piaski plażowe, 2 — piaski wydymowe, 3 — piaski aluwialne, 4 — piaski humusowe, 5 — torfowiska nizinne, 6 — piaski gliniaste, 7 — gliny, 8 — torfowiska na nieprzepuszczalnym podłożu, 9 — łąy

Rysunek 2 obrazuje litologię utworów powierzchniowych wykonaną głównie na podstawie mapy L. Finckha i H. Menzela (1915). Widać zdecydowanie dwuzielność pod względem litologicznym, tzn. północna część obszaru (przylegająca do morza) oraz teren okalający jezioro pokrywają osady holocenię — piaski plażowe, piaski wydymowe, piaski aluwial-



Rys. 3. Przekroje hydrogeologiczne (lokalizacja na rys. 1)

1 — piaski, 2 — żwiry, 3 — gliny, 4 — torfy, 5 — mułki, 6 — Q — czwartorzęd, Tr — trzeciorzęd, 7 — a — zwierciadło nawiercone, b — zwierciadło ustabilizowane

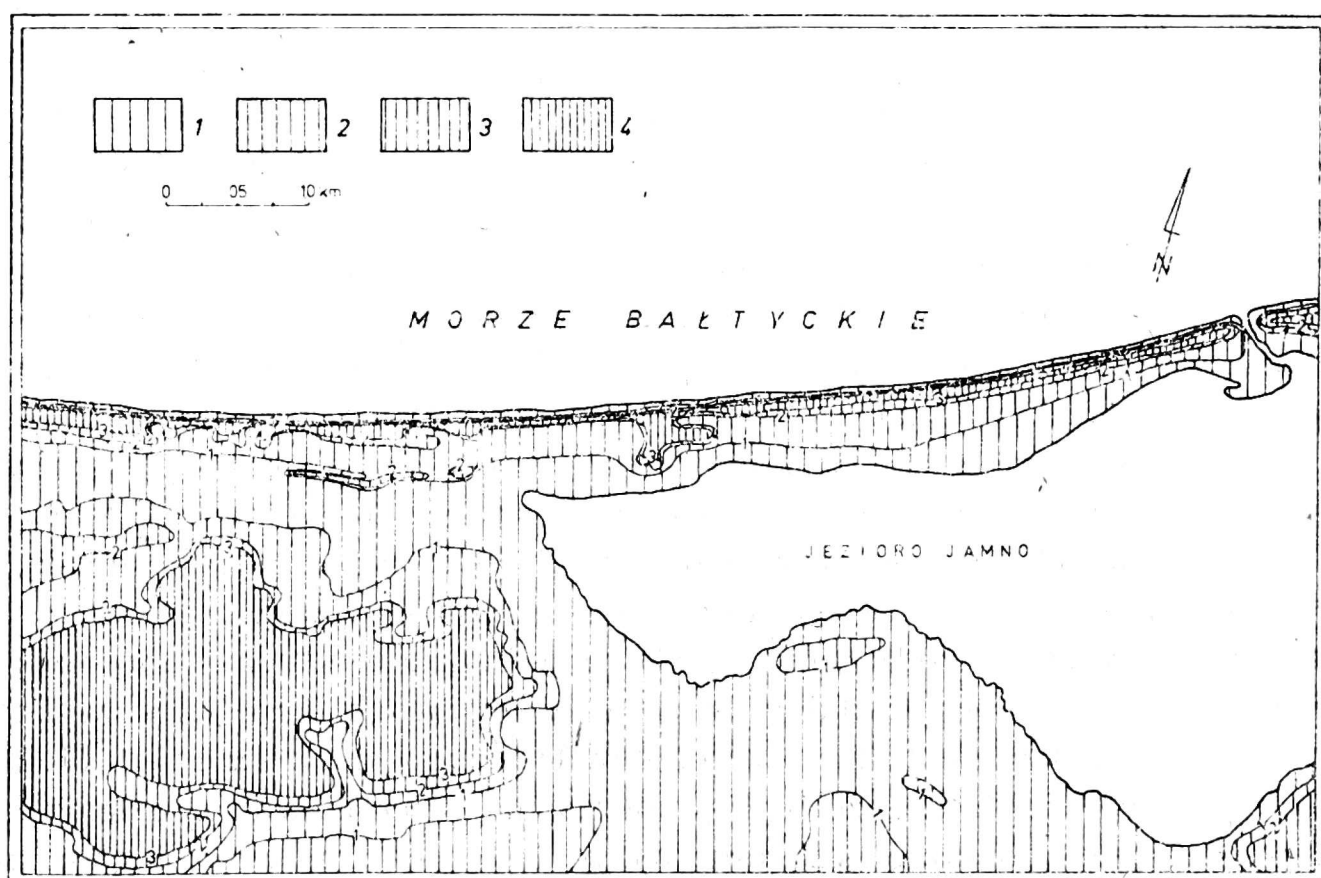
ne oraz torfowiska nizinne. Pozostałą część pokrywają osady wieku plejstocénskiego, tj. gliny i piaski gliniaste poprzecinane dolinkami wypełnionymi torfami. Rys. 3 przedstawia warunki krążenia wody w strefie mierzei i jej zaplecza. Profile wiertnicze wykonano wg danych Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego w Warszawie, miąższość osadów organicznych zalegających na dnie jeziora wg L. Finckha i H. Menzela (1915), litologię zaś osadów dna morskiego wg badań autora.

Obszar charakteryzuje się bardzo zróżnicowaną stratygrafią i litologią — głównie między częścią wschodnią i zachodnią. Mimo małych deniwelacji terenu miąższości osadów czwartorzędowych są wyraźnie zróżnicowane, co świadczy o znacznych deniwelacjach rzeźby powierzchni podczwartorzędowej. Skrajne miąższości czwartorzędu zawierają się od kilkunastu do ponad 100 m. Najczęściej jednak oscylują w granicach 20 do 50 m. Czwartorzęd reprezentowany jest przez kilkunastometrowej miąższości kompleksy namułów organicznych i torfów oraz kompleksy naprzemianległych glin zwałowych i piasków. Zdecydowaną przewagę stanowią jednak utwory gliniaste, w związku z czym formacja czwartorzędowa jest słabo zasobna w wodę. Wyraźnie jedynie wykształcony jest pierwszy — płytki poziom wodonośny, jednak jego zasobność jest niewielka ze względu na małą miąższość powierzchniowych osadów wodonośnych. Pod względem wydajności zdecydowanie atrakcyjniejsze jest piętro trzeciorzędowe — głównie miocen (w mniejszej mierze oligocen). Osiąga on miąższość od kilkudziesięciu do ponad 100 m. Budują go głównie piaski, piaski pyłaste, pyły ilaste, ily, mułki oraz węgiel brunatny. W miocenie występuje kilka poziomów wodonośnych, które posiadają często napięte zwierciadła wodonośne, znajdujące się pod ciśnieniem kilku atmosfer. Wody trzeciorzędowe pomimo znacznej wydajności z gospodarczego punktu widzenia są mało przydatne ze względu na znaczne zasolenie. Należy zaznaczyć, że wskaźnik zasolenia tych wód jest znacznie zróżnicowany przestrzennie. Wpływa na to niewątpliwie różnorodna izolacja tych osadów, poprzez osady podścielające kenozoik, tj. kredę w części wschodniej i środkowej, oraz jurę w części zachodniej. One bowiem izolują osady najmłodsze od wód najbardziej zasolonych, a więc jurajskich oraz permskich. Przykładem występowania solanki jurajskiej jest ujęcie w Chłopach (J. Dowgiałło, Z. Płochniewski, M. Szpakiewicz 1974), solanki cechsztyńskiej zaś odwiert w Strzeżeniicy — 2 km od brzegu morskiego (Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego w Warszawie). Na bardzo więc małej przestrzeni istnieje niezwykle urozmaicony układ struktur hydrogeologicznych. Sytuację komplikuje obecność basenu morskiego oraz jeziornego. Migracja wód w pionie następuje poprzez infiltrację wód morskich, jeziornych i gruntowych z jednej strony, z drugiej zaś poprzez ruchy ascenzyjne. Szczególnie intensywna wymiana wód ma zapewne miejsce w strefach nieciągłości osadów nieprzepuszczalnych, a więc w miejscach okien hydrogeologicznych.

PIERWSZY POZIOM WÓD PODZIEMNYCH

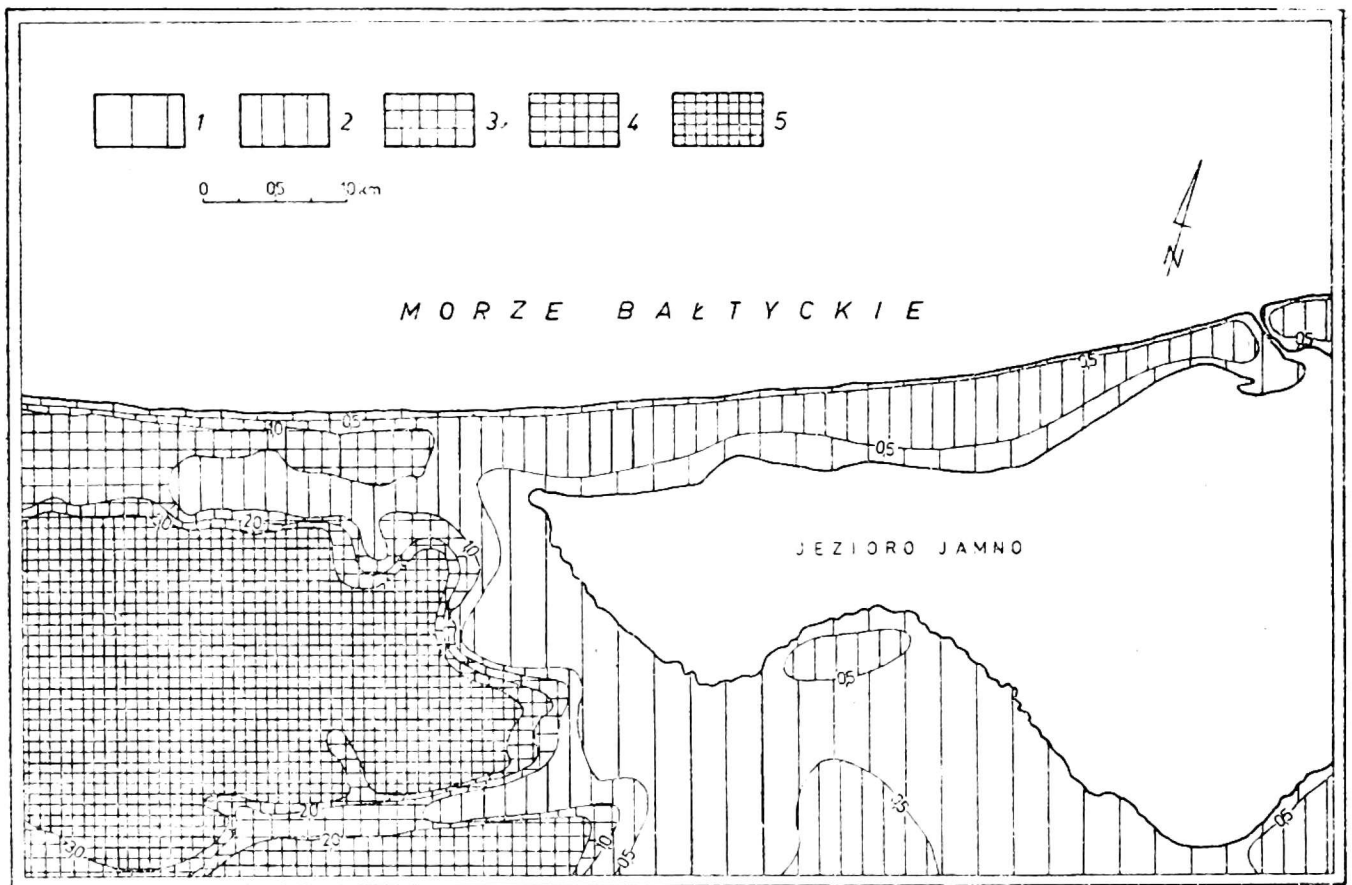
Wody poziomu najpłytszego stanowią w okolicy Mielnia główne źródło zaopatrzenia ludności w wodę. W okresie półrocza zimowego nie obserwuje się niedoboru wody pitnej (ludność gminy liczy ponad 3 tysiące mieszkańców). W okresie letnim sytuacja diametralnie się zmienia. Dzięki niekorzystnemu stosunkowi opadów do parowania oraz zwiększonemu poborowi wody przez roślinność i ludzi (liczba mieszkańców w sezonie letnim zwiększa się kilkunastokrotnie) następuje znaczny jej niedobór, co wyraża się obniżeniem pierwszego poziomu wodonośnego oraz zwiększonym udziałem chlorków. Rys. 4 i 5 obrazują przebieg hydroizobat oraz hydroizohips. Powyższe mapy opracowano dla wartości średnich miesięcznych za okres od III. 1978 do III. 1979 r. Pierwszy poziom zalega na ogół płytko w obrębie mierzei i jej bezpośredniego zaplecza, tj. do 2 m p.p.t. W obrębie wysoczyzny i wydm — poniżej 2 m. Charakterystyczny jest rozkład wahań zwierzniadła pierwszego poziomu wodonośnego w skali rocznej. Obrazuje go zestawienie danych w tab. 1.

Jak widać, niemal prawidłowością jest występowanie stanów najniższych w czerwcu bądź w lipcu, natomiast stanów najwyższych w październiku. Punkty zlokalizowane na mierzei posiadają najmniejsze amplitudy wahań — do 1 m, przy czym zdecydowane minima obserwuje się za wałem wydmowym (punkt 4 — 0,3 m oraz punkt 17 — 0,6 m). Przyczyną tego jest niewątpliwie bliskość morza. Zdecydowanie głębiej zale-



Rys. 4. Hydroizobaty w m (wartość średnia za okres III. 1978 - III. 1979)

1 — 0-1, 2 — 1-2, 3 — 2-3, 4 — poniżej 3



Rys. 5. Hydroizohipsy w m n.p.m. (wartości średnie za okres III. 1978 - III. 1979)
 1 — 0 - 0,5, 2 — 0,5 - 1,0, 3 — 1,0 - 2,0, 4 — 2,0 - 3,0, 5 — powyżej 3,0

ga zwierciadło wód podziemnych w osadach plejstocenijskich (numery — 1, 2, 3, 8, 9). Wśród nich obserwowane są największe amplitudy, do 4,4 m.

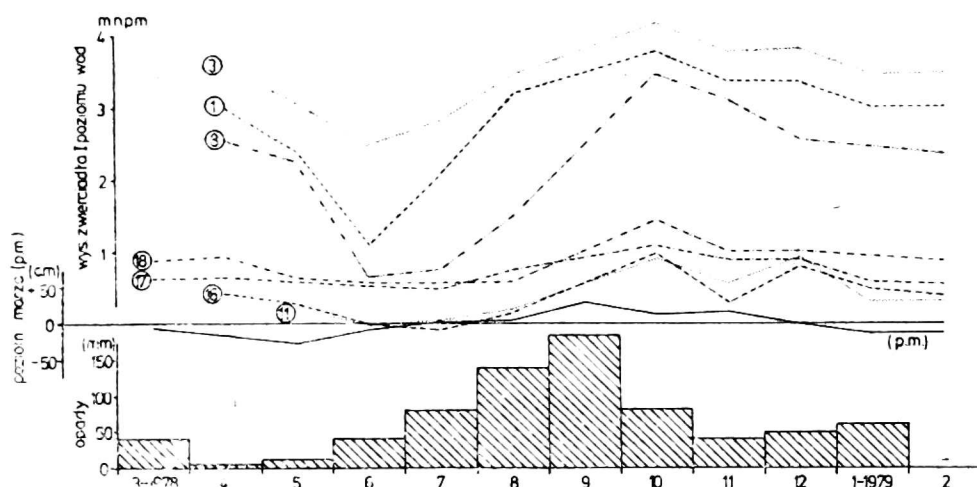
Niezwykle interesującą kwestią jest wpływ zmian poziomów morza na wahania pierwszego poziomu wodonośnego. Na rys. 6 przedstawiono średnie miesięczne poziomy morza, średnie miesięczne opady dla Mielna oraz wysokości zwierciadła pierwszego poziomu wodonośnego nad poziom morza dla wybranych punktów obserwacyjnych. Zestawienia poziomów morza dokonano dla stacji Kołobrzeg. Pomimo znacznego oddalenia tej stacji od badanego obszaru (około 30 km od Mielna) przyjęcie tych danych można uznać za dostateczne, gdyż zróżnicowanie poziomów morza na takiej odległości jest niewielkie. Schemat na rys. 6 jest daleko idącym uproszczeniem stanu faktycznego ze względu na małą liczbę danych dotyczących stanów wód gruntowych (krzywe średnich miesięcznych poziomów morza oraz średnich miesięcznych opadów wykonano na podstawie pomiarów codziennych). Skoro jednak amplituda stanów rocznych w większości przypadków oscyluje w granicach 1 m, większa liczba danych nieznacznie tylko uszczegółowiłaby powyższy schemat. Można zaryzykować twierdzenie, że wpływ morza na wahania wód podziemnych na omawianym obszarze jest minimalny i dotyczy głównie łagodzenia stanów skrajnych — szczególnie w bezpośrednim sąsiedztwie morza (za wałem wydymowym). To samo dotyczy jeziora, które jest w większości

Tabela 1 — Table 1

Stany wód gruntowych

Stages of the ground waters

Data wykonania pomiaru	Głębokość zalegania zwierciadła wody podziemnej (w metrach) w poszczególnych punktach pomiarowych (numeracja wg rys. 1)																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
02. 03. 1978	—	—	—	1,5	2,3	1,2	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	1,1	0,6
20. 04. 1978	1,1	0,8	0,8	1,4	2,3	1,2	1,1	0,9	5,8	8,5	—	1,2	0,9	0,8	0,9	1,0	2,1	1,0	0,6
19. 05. 1978	1,7	1,9	1,3	1,5	2,2	1,3	1,3	1,2	4,4	6,6	1,0	1,4	1,2	0,9	0,9	1,2	2,2	1,3	0,9
26. 06. 1978	3,0	2,7	2,0	1,6	2,5	1,4	1,4	2,8	4,5	6,8	1,2	1,8	1,3	1,1	1,2	1,4	2,3	1,4	1,0
14. 07. 1978	2,0	1,3	1,7	1,6	2,4	1,7	1,5	2,7	4,6	6,9	1,2	1,7	1,4	1,2	1,2	1,5	2,2	1,4	1,1
29. 08. 1978	0,8	2,6	1,0	1,6	2,3	1,7	1,5	2,0	4,2	6,8	1,0	1,4	1,1	0,9	1,0	1,3	2,0	1,3	0,9
06. 10. 1978	0,3	0,0	0,3	1,4	1,8	1,0	1,2	0,0	1,7	6,0	0,3	0,5	0,4	0,1	0,2	0,4	1,7	0,5	0,0
16. 11. 1978	0,7	0,3	0,7	1,4	1,9	1,0	1,2	0,3	2,5	6,3	0,6	0,7	0,6	0,4	0,5	1,1	1,9	0,9	0,0
15. 12. 1978	0,7	0,1	0,6	1,3	1,9	1,0	1,0	0,9	4,4	6,1	0,3	0,7	0,5	0,2	0,4	1,6	1,9	0,9	0,0
10. 02. 1979	1,0	0,4	1,0	1,4	2,1	1,1	1,2	1,0	6,2	6,5	0,9	1,0	1,0	0,8	0,6	0,9	2,2	1,0	0,6
02. 03. 1979	1,0	0,7	1,0	1,4	2,2	1,2	1,1	1,1	6,2	6,5	0,9	1,1	1,0	0,8	0,7	1,0	2,2	1,0	0,6
Wartość średnia	1,2	1,1	1,0	1,5	2,2	1,3	1,2	1,3	4,4	6,7	0,8	1,2	0,9	0,7	0,8	1,0	2,1	1,1	0,6
Amplituda wahań	2,7	2,7	1,7	0,3	0,7	0,7	0,5	2,8	4,5	2,5	0,9	1,3	1,0	1,1	1,0	1,1	0,6	0,9	1,1



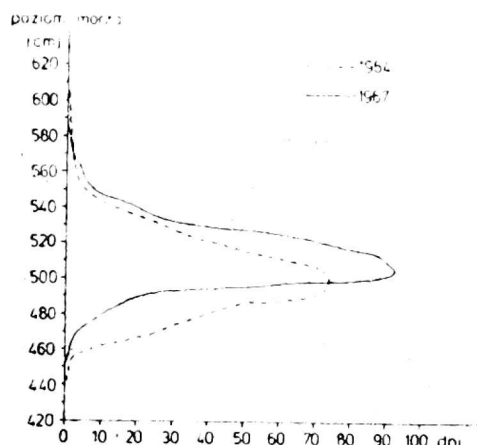
Rys. 6. Związek wahań wód gruntowych z wodami morskimi (numeracja punktów wg rys. 1)

okresu związane hydraulicznie z morzem poprzez kanał. Tak więc punkty pomiarowe, w których obserwuje się amplitudę powyżej 2 m nie podlegają bezpośredniemu wpływowi morza, proces filtracji wód morskich bowiem jest zbyt mało intensywny, aby mógł powodować wyrównywanie stanów wód gruntowych. Poza tym niekorzystne warunki litologiczne stanowią barierę zbyt trudną do pokonania dla intrydujących wód morskich. Stosowanie jedynie analizy porównawczej poziomów morza i stanów wód podziemnych po okresie bezopadowym nie jest jednoznacznym rozwiązaniem problemu. Wody podziemne bowiem w tym okresie mogą podlegać ruchom związanym ze zwiększonymi spadkami hydraulicznymi (szczególnie po obfitych opadach), mogą wystąpić zakłócenia równowagi spowodowane poborem wody lub też zmianami ciśnienia atmosferycznego. Relacje pomiędzy różnymi układami spadków hydraulicznych wód lądowych i wód morskich wskazują na to, że wpływ morza na wahania wód gruntowych jest niewielki. Oscylacje poziomu morza są względnie szybkie, co powoduje, że podparcia wód gruntowych wodami morskimi są częste, co nie stwarza możliwości wystąpienia znacznych trwałych spadków hydraulicznych wód podziemnych w stosunku do poziomu morza.

Rysunek 7 przedstawia krzywe częstotliwości poziomów morza dla okresu stabilnego (1967 r.) oraz okresu o chwiejnej stabilności poziomu morza (1964 r.). W przypadku pierwszej krzywej w 60-centymetrowym zakresie zmian poziomu morza (a więc ± 30 cm w stosunku do stanu średniego) stany występują ponad 330 dni, w przypadku drugim zaś ponad 310 dni. Dopiero w długim ciągu obserwacyjnym dostrzec można zdecydowanie większe amplitudy poziomów. Dla stacji Kołobrzeg w okresie 1951 - 65 różnica pomiędzy poziomami ekstremalnymi wyniosła aż 237 cm (Roczniki Hydrograficzne Morza Bałtyckiego 1951 - 65). Okres trwania poziomów skrajnych jest jednak bardzo krótkotrwały (K. Łomniewski 1962, M. Czekańska, Z. Dziadziuszko 1964). Jest on zbyt krótki, aby przy istniejących wartościach współczynników filtracji wody morskie mogły

wywoływać trwałe skutki na lądzie, a w szczególności w dużej odległości od brzegu.

Na rysunku 6 punkty pomiarowe 1, 3 i 8 reprezentują studnie znajdujące się na obszarze wysoczyzny. W każdej z nich nawet w okresie sta-

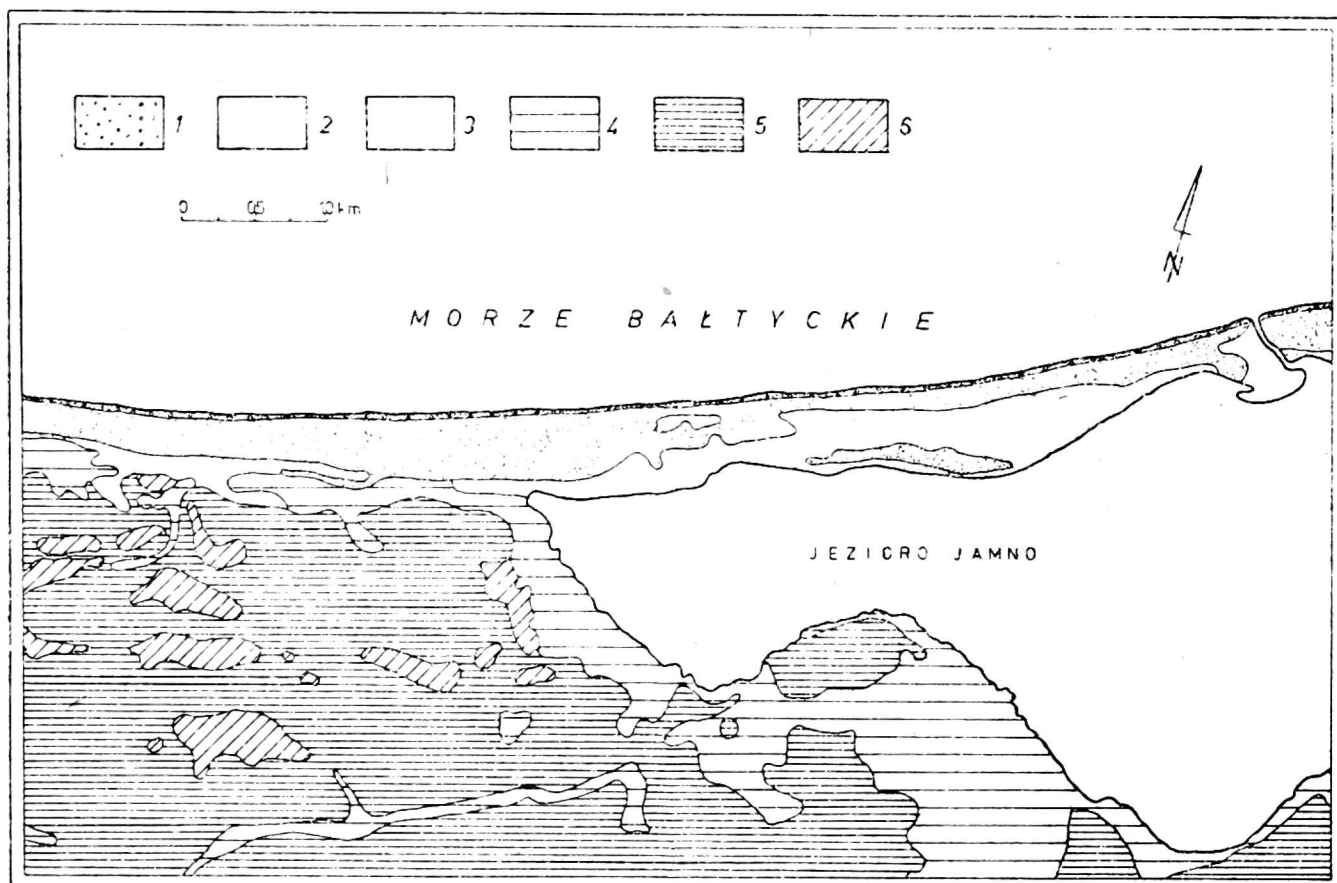


Rys. 7. Częstotliwość występowania poziomów morza

nów najniższych poziom wód podziemnych nie osiąga rzędnej poziomu morza. Tak więc kierunki płynięcia wód podziemnych mają zwrot skierowany ku morzu lub w kierunku osi drenażowych, którymi są obniżenia — co uwidacznia mapa hydroizohips. Pozostałe punkty na wykresie reprezentują wody gruntowe mierzei i jej bezpośredniego zaplecza. Podobnie, jak ma to miejsce w przypadku poziomu wysoczyznowego, wody te osiągają stany minimalne w okresie czerwca i lipca. Dochodzą one jednak do niższych rzędnych, w skrajnych przypadkach osiągając poziom morza (punkt 11) lub schodząc nieznacznie poniżej niego (punkt 16). Zjawisko to jest spotykane również w innych miejscach na wybrzeżu, lecz nie jest ono powszechne. Nieopodal omawianego obszaru zaobserwowano je w Łazach (11 km na wschód od Mielna) oraz w Sarbinowie (7 km na zachód od Mielna — Rocznik Hydrologiczny Wód Podziemnych 1971 - 72). Pomimo niskich poziomów morza w tym okresie zjawisko to jest od tych zmian niezależne. Wskazuje na to fakt, że ma ono miejsce w znacznej odległości od morza, a więc ma charakter lokalny. Przyczyną tego mogą być z jednej strony intensywne punktowe pobory wody, które powodują powstawanie lokalnych lejów depresyjnych, z drugiej zaś małe opady atmosferyczne, które wspólnie z niekorzystnymi warunkami zasilania przyczyniają się do stabilności powyższych warunków na okres do około dwóch miesięcy.

ZASILANIE WÓD PODZIEMNYCH

Wody podziemne mierzei i obszaru przyległego do niej zależne są w dużej mierze od warunków hydrologicznych wód morskich i jeziornych. Jeśli dojdzie jeszcze zasilanie wód gruntowych opadami atmosferycznymi, to zależność ta staje się jeszcze bardziej wyraźna.



Rys. 8. Typy infiltracyjne

1 — bardzo korzystny, 2 — mniej korzystny, 3 — średnio korzystny, 4 — niekorzystny wskutek znacznej wilgotności gruntu, 5 — niekorzystny z uwagi na litologię, 6 — kompleksowy

rycznymi, widać złożoność krążenia wody w tej strefie. Należy zaznaczyć, że zbiorniki morski i jeziorny, w zależności od układu poziomów ich wód oraz od okresowych zamknięć odpływu i napływu, mogą spełniać dwójaką rolę, tzn. drenować lub też zasilać wody podziemne.

Rysunek 8 przedstawia udział poszczególnych typów infiltracyjnych sporządzonych na podstawie mapy litologicznej. Osady powierzchniowe mierzei oraz ich kontynuacja w kierunku zachodnim stanowią względnie korzystny obszar infiltracyjny, natomiast osady leżące na południe od nich wchodzą w skład niekorzystnego typu infiltracyjnego. Wchodzące w skład niego utwory holocenijskie są niekorzystne pod względem infiltracyjnym ze względu na znaczną wilgotność, natomiast osady plejstoceńskie ze względu na warunki litologiczne. Sytuacja ta ma istotny wpływ na zmniejszenie zasilania wód strefy mierzejowej poprzez wody podziemne z terenów wyższych, tj. z wysoczyzny. Średnie wartości współczynników infiltracji uzyskane z pomiarów terenowych przedstawiają się następująco:

- piaski plażowe — 3,50 m/godz.,
- piaski wydmowe — 1,00 m/godz.,
- aluwialna gleba piaszczysta — 0,60 m/godz.,
- gleba gliniasta — 0,02 m/godz.

Szczególną rolę w procesie zasilania wód podziemnych odgrywa niekorzystny typ infiltracyjny o dużej wilgotności gruntu. Obszar ten w

przeciwieństwie do typu niekorzystnego ze względu na litologię zalega w obniżeniach. Tam też od późnej jesieni poprzez okres zimowy aż do wiosny gromadzą się duże ilości wody tworząc zalewiska. W fazie pierwszej zasilane są one obfitymi opadami jesiennymi, w fazie drugiej zaś — wodami pochodzącymi z tajania nagromadzonego w czasie zimy śniegu. Należy zaznaczyć, że teren jest zmeliorowany, lecz dzięki małym spadkom terenu woda nie ma dogodnych warunków do odpływu w kierunku jeziora. W okresie wiosennym powierzchnia zalewisk i wilgotność gruntu szybko maleją, co spowodowane jest szybkim rozwojem roślinności łąkowej oraz zwiększonym parowaniem.

Przy rozpatrywaniu zagadnienia związanego z zasilaniem wód gruntowych najważniejsze są wielkości opadów. W tab. 2 zestawiono sumy opadów miesięcznych i rocznych dla stacji Mielno za okres 1956 - 1970 (Roczniki opadowe 1956 - 70).

Sumy opadów rocznych w porównaniu do analogicznej wielkości dla kraju są większe o blisko 20%. Inną charakterystyczną cechą rozkładu opadów jest ich stosunkowo duży udział w półroczu zimowym (XI - IV). Rozkład taki jest niekorzystny, gdyż zapotrzebowanie na wodę w tym okresie jest mniejsze niż przychody. Sytuacja odwrotna występuje natomiast w lecie, a widocznym efektem ujemnego bilansu wodnego w tym okresie są niskie stany wód podziemnych uwidaczniające się brakiem wody w studniach. Pomimo dużych opadów w okresie letnim zaznacza się wzrost zawartości chlorków (K. Szmidt 1967). Oznacza to, że na miejsce lejów depresyjnych prędzej podpływają wody zasolone niż infiltracyjne wody opadowe.

Tabela 2 — Table 2

Miesięczne i roczne sumy opadów (stacja Mielno)
Monthly and annual precipitations at the Mielno station

Rok	Sumy opadów w mm												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I-XII
1956	64	60	12	79	13	83	39	136	56	107	35	36	720
1957	28	36	25	26	35	22	147	124	85	25	37	52	642
1958	37	76	33	38	112	42	116	85	57	93	39	57	785
1959	59	15	7	57	24	25	52	146	26	51	19	68	549
1960	85	27	12	29	48	116	159	172	76	110	56	55	945
1961	23	55	39	9	65	73	174	123	83	29	42	49	764
1962	53	47	38	30	105	32	96	95	48	26	47	31	648
1963	23	12	28	26	15	55	55	137	110	40	89	32	622
1964	22	23	8	42	24	58	49	79	75	68	65	59	572
1965	36	33	28	30	53	33	121	65	82	16	42	82	621
1966	34	28	35	50	62	55	97	117	32	25	30	40	605
1967	58	68	54	27	94	55	79	103	111	81	42	164	936
1968	73	32	48	21	64	67	82	37	114	59	67	11	675
1969	28	24	17	71	61	24	8	111	49	58	126	14	591
1970	17	35	65	135	58	14	88	12	85	123	137	58	827
Średnia	43	38	30	45	56	50	91	103	73	61	58	54	700

Zależność reżimu wód podziemnych i ich reakcja na opad jest oczywista. W powyższym przypadku nie jest ona jednak jednoznaczna. Trudno jest ją bowiem dokładnie zdefiniować ze względu na to, że jest ona paralelna do zasilania wód gruntowych poprzez wody morskie i jeziorne. Różnorakie opóźnienia czasowe zmian poziomu wód gruntowych na powyższe czynniki uwarunkowane są ponadto lokalnymi warunkami hydrogeologicznymi.

PROBLEM ZASOLENIA WÓD

Generalny kierunek płynięcia wód podziemnych ma zwrot skierowany ku morzu, istnieje jednak zagadnienie zasolenia wód podziemnych. Należy wydzielić dwa źródła soloności. Pierwszym z nich są zasolone wody morskie, drugim zaś wody mineralne głębszych struktur — górnopaleozoicznych, mezozoicznych oraz kenozoicznych. Wśród wód mineralnych wymienić można wody infiltracyjne, wody pochodzące z ługowania formacji cechsztyńskiej oraz wody reliktowe. W przypadku bardzo dobrej izolacji podmorskiej warstwy wodonośnej od słonych wód morskich można liczyć się z tym, że ujmowane wody podziemne nieopodal brzegu nie będą wykazywały zmian zasolenia z racji sąsiedztwa wód słonych, pomimo że lej depresyjny obejmuje podmorską część wodonośca (J. Dowgiało, B. Kozerski 1975). Na badanym obszarze można liczyć się z podobną sytuacją w odniesieniu do wód formacji trzeciorzędowej. W przypadku okolic Mielna zasolenie wód podziemnych jest zapewne poligenezytyczne, tzn. pochodzi od wód morskich, wgłębnych oraz w pewnych strefach może mieć charakter mieszany.

W tabeli 3 zestawiono wyniki analiz prób wody na zawartość chlorków. Zaznaczyć należy, że wyniki te dotyczą wód poziomu freatycznego. Ekstremalne wielkości zasolenia wynoszą od 11 mg Cl^-/l do 319 mg Cl^-/l , średnie zaś około 70 mg Cl^-/l . Niemal więc wszystkie uzyskane wielkości są mniejsze niż wartość graniczna normy (w Polsce) ustalonej do zasilania wodociągów, tj. 250 mg Cl^-/l (J. Kepiński, N. Chłudek 1972).

Niemal prawidłowością jest to, że w październiku zawartość Cl^- jest najmniejsza. Jest to bez wątpienia skutek obfitych opadów w sierpniu (138,8 mm), we wrześniu (188,6 mm) oraz w październiku (82,7 mm). Zupełnie inna sytuacja zachodzi w przypadku notowań maksymalnej zawartości Cl^- . Występują one bowiem w przeciągu całego roku w poszczególnych punktach, przy czym dominanta przypada zdecydowanie na miesiące letnie w tym głównie na sierpień (w pięciu spośród 19 punktów). Przyczyną tego jest z pewnością większy pobór wód w tych miesiącach, co wespół z korzystnymi warunkami hydrogeologicznymi powoduje podpływanie wód bardziej zasolonych. Dotyczy to w szczególności punktów

Tabela 3 — Table 3

Zasolenie wód gruntowych

Salinity of the ground waters

Data wykonania pomiaru	Zawartość chlorków (Cl ⁻ w mg/l) w poszczególnych punktach pomiarowych (numeracja wg rys. 1)																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
20. 04. 1978	—	71	—	67	67	29	81	—	—	58	—	—	105	—	—	—	69	26	21
19. 05. 1978	—	77	223	76	48	33	78	124	209	47	56	76	60	84	19	58	48	14	30
26. 06. 1978	—	57	204	51	59	41	82	85	245	32	82	114	133	71	39	154	33	12	23
14. 07. 1978	—	28	179	20	51	30	69	75	238	37	62	165	144	90	36	138	27	11	44
29. 08. 1978	60	62	181	80	78	45	85	99	222	39	48	37	154	128	39	145	30	18	30
06. 10. 1978	50	25	67	30	28	20	69	28	90	36	21	30	76	18	19	28	23	27	11
16. 11. 1978	64	30	167	57	46	23	94	61	222	43	20	28	96	36	14	64	41	34	20
15. 12. 1978	62	27	144	59	55	27	80	99	250	53	50	27	92	34	32	41	44	32	20
10. 02. 1979	64	57	174	83	60	32	83	184	319	51	66	28	105	28	32	92	30	27	44
02. 03. 1979	50	36	170	75	60	32	78	206	241	57	67	26	71	36	25	89	30	26	39
Wartość średnia	58	47	168	60	55	31	80	107	226	45	52	59	104	58	28	90	38	23	28
Amplituda zasolenia	14	52	156	63	50	25	25	178	229	26	62	139	94	110	25	126	46	23	33

13, 14 i 15, które znajdują się w strefie częstej eksploatacji wód. Interesująco przedstawia się relacja między średnią wielkością zasolenia a odaleniem poszczególnych punktów obserwacyjnych od brzegu morskiego. Otóż punkty najbardziej oddalone od morza — 3, 8, 9 — posiadają największe wskaźniki zasolenia. Leżą one w utworach plejstocenijskich i nie wydaje się, aby obserwowane zasolenie spowodowane było wodami morskimi. Zachodzi więc możliwość, że wodonośne osady powierzchniowe w obrębie mierzei są bardziej szczelnie izolowane od wodonośnych poziomów trzeciorzędowych, niż ma to miejsce w przypadku obszaru wysoczyznowego, leżącego bardziej na południe. Wody trzeciorzędowe bowiem są mocno zasolone, na co wskazują ich analizy chemiczne (Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego w Warszawie). Prawdopodobne jest, że dobrze izolującą warstwą pierwszy poziom wodonośny od poziomów trzeciorzędowych w obrębie mierzei są miększe osady organogeniczne. W obrębie wysoczyzny bowiem osadów tych nie ma. Również amplitudy zasolenia wskazują na to, że w obrębie wysoczyzny są one większe niż w bezpośrednim sąsiedztwie morza. Fakt ten wiązać można ze zmianami ciśnień piezometrycznych poziomów wysoczyznowych. Niezmiernie interesującym problemem jest kwestia ustalenia zasięgu wpływu wód morskich na wody lądowe. Z uzyskanych analiz wynika, że wpływ ten jest niewielki. Widać to wyraźnie na liniach profilowych — punkty 4, 5, 6 i 7 oraz 17, 18, 19. W przypadku pierwszym wielkość zasolenia maleje od morza do punktu 6 (300 m od brzegu morza), w przypadku drugim zaś do punktu 18 (200 m od brzegu morskiego). Dalej w kierunku południowym następuje wzrost zasolenia, co należy wiązać z wpływem zasolenia wód głębszych lub też słonawych wód Jamna, którego wody są średnio kilkakrotnie bardziej zasolone od wód gruntowych.

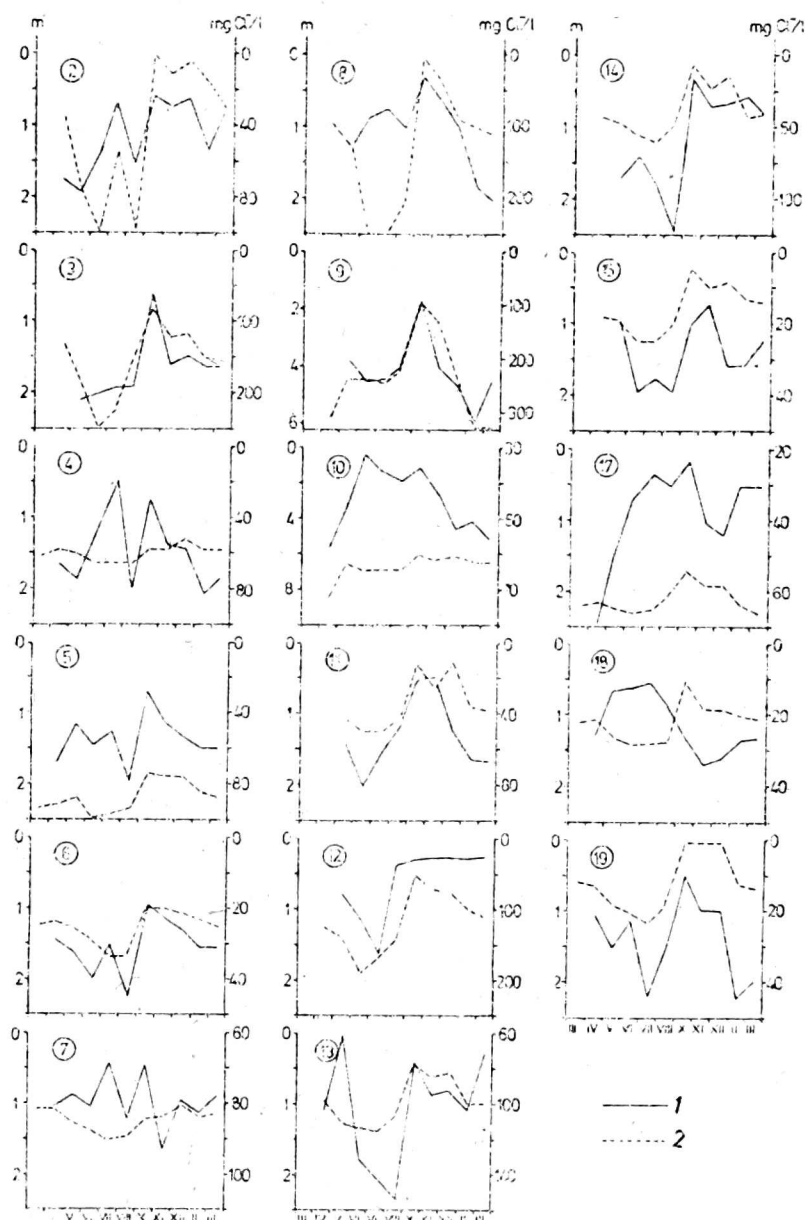
Rysunek 9 przedstawia na tle wahań pierwszego poziomu wodonośnego zmiany zasolenia. Przedstawione wykresy można podzielić na następujące grupy:

— grupa pierwsza, w której zmiany zasolenia są korelatywne do zmian wahań zwierciadła pierwszego poziomu wodonośnego — punkty 2, 3, 9, 10, 11, 12, 19,

— grupa druga, w której zmiany zasolenia są inwersyjne w stosunku do wahań zwierciadła pierwszego poziomu wodonośnego — punkty 17, 18,

— grupa trzecia, w której zmiany zasolenia nie wykazują ścisłej zależności z wahaniami poziomu wód gruntowych — punkty 4, 7, 13.

Sytuacją najczęściej spotykaną jest zależność wzrostu zasolenia przy równoczesnej tendencji do obniżania poziomu wód podziemnych i vice versa. Przyczyną tego jest intensywne reagowanie wód podziemnych na opady atmosferyczne, co powoduje zmniejszanie zawartości chlorków w przypadku stanów wyższych, ich zwiększanie zaś przy stanach niskich. Przy nich bowiem woda słodka zalegająca w części stropowej poziomu



Rys. 9. Zmiany zasolenia pierwszego poziomu wodonośnego (numeracja punktów wg rys. 1)

1 — zasolenie w mg Cl⁻/l, 2 — głębokość zalegania pierwszego poziomu wodonośnego

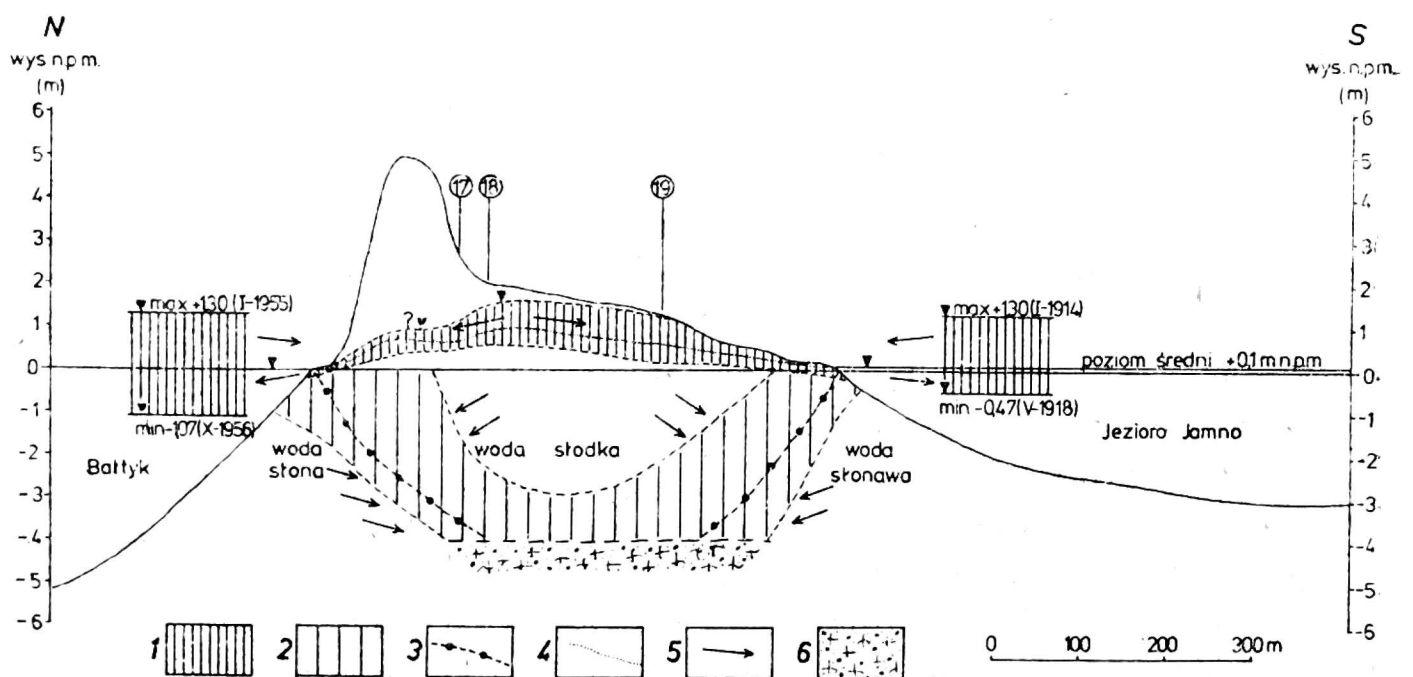
wodonośnego, dążąc do równowagi hydrodynamicznej odpływa, ustępując pod wpływem dyfuzyjnie wodzie bardziej słonej. Wpływ słonych wód morskich w rejonie osiowej części mierzei oraz obszaru położonego na jej zapleczu wydaje się znikomy, jak ma to miejsce w przypadku zmian poziomów wód podziemnych. Wody morskie są bowiem zbyt inercyjne, co wynika z układu hydrodynamicznego.

Zupełnie inna sytuacja ma miejsce w okolicy punktów położonych najbliżej brzegu morskiego. Zmiany zasolenia na tle wahań zwierciadła wód podziemnych są inwersyjne lub też entropiczne względem siebie. Pomimo małych amplitud wahań wód podziemnych reakcja ich na zasolenie jest bardzo wyraźna, co świadczy o łatwej podatności wodonośca w sąsiedztwie morza (do około 200 m od jego brzegu) na przenikanie wód słonych. Sytuację rozkładu zawartości chlorków w profilach północ—południe widać wyraźnie na liniach wyznaczonych przez punkty — 4, 5 i 6, 13, 12, 11, oraz 17, 18, 19. We wszystkich przypadkach największe zawar-

tości chlorków są w pobliżu morza, a maleją w kierunku południowym. Wyraźny jest również wpływ jeziora w punkcie 19, gdzie zawartość Cl⁻ jest większa niż w punkcie 18, a więc leżącym bardziej w głębi mierzei.

SCHEMAT KRAŻENIA WÓD NA MIERZEI

Ogólny schemat krążenia wody na mierzei odbywa się według prawa Ghybena-Herzberga, które szczegółowo rozpatrywane jest dla wysp oraz wybrzeża wyrównanego przez R. K. Linsleya, M. A. Kohlera i J. L. H. Paulhusa (1958), D. K. Todda (1959) oraz dla warunków polskich między innymi przez Cz. Pietrucienia (1969) oraz Z. Ziętkowiaka (1980). W głównej mierze warunki lokalne określają jednak równowagę między wodami słonymi i słodkimi. Na rys. 10 przedstawiono schemat obiegu wody na mierzei. Jednym z uproszczeń jest przyjęcie przepuszczalnej warstwy izotropowej do stropu warstwy nieprzepuszczalnej, którą zlokalizowano na średniej rzędnej określonej z kilku wierceń. W warstwie tej należy liczyć się z występowaniem poziomów osadów organogenicznych, które są kontynuacją dennych osadów jeziornych, mających wychodnie na dnie morza (op. cit.). Na tle zakresów amplitud wahań wód podziemnych i powierzchniowych widać, jak zróżnicowany może być układ wód słonych i słodkich. Strefę zmienności (mieszania się wód) określono mianem strefy dyfuzyjnej. Jej fluktuacja od stanu równowagi będzie więc w ścisłej zależności z warunkami hydrologicznymi wód powierzchniowych i wód



Rys. 10. Schemat krążenia wody na mierzei

1 — zakres amplitudy wahań wód powierzchniowych i podziemnych, 2 — strefa dyfuzyjna, 3 — granica między wodami słodkimi i słonymi w stanie równowagi, 4 — średnia głębokość zalegania zwierciadła wód podziemnych, 5 — kierunki ruchu wód, 6 — osady nieprzepuszczalne

podziemnych. Wpływ morza posiada zdecydowanie większy zasięg niż wpływ wód jeziornych, co wynika z większego zasolenia wód morskich oraz z większych amplitud wahań jego powierzchni. Ciekawym problemem jest wpływ wału wydmowego na migrację wód. Problem ten nie został w literaturze dogłębnie wyjaśniony. Przypuszczać można, że spełnia on rolę pewnego rodzaju dławika, który łagodzi przepływy w poziomie. Prawdopodobnie strefa wału jest miejscem, gdzie następuje zwiększony podciąg kapilarny, co zmniejsza tempo filtracji wód przez nią płynących.

Inną ważną kwestią, głównie z gospodarczego punktu widzenia, jest ustalenie tempa opadania wód podziemnych ku rzędnej poziomu morza w okresie bezopadowym (lub przy minimalnym zasilaniu opadowym). W powyższym przypadku trudno jest ustalić krzywą regresji, z której można określić rzędną zwierciadła wód podziemnych w danej chwili. Podstawowa trudność, to brak wystarczającej liczby danych dotyczących obniżenia poziomu wód gruntowych w okresach bezdeszczowych. Postawiono jednak określić w przybliżeniu, po jakim czasie bez udziału opadów wody podziemne osiągną poziom morza. Posłużono się obserwacjami w punkcie 18, gdzie nie znajduje on się pod bezpośrednim działaniem morza oraz jeziora. Wybrano trzy okresy o względnie małych opadach, tj. 20.04.1978 - 19.05.1978 (9,8 mm), 19.05.1978 - 26.06.1978 (39,8 mm) oraz 06.10.1978 - 16.11.1978 (46,8 mm). Następnie określono metodą interpolacji wielkość obniżenia zwierciadła wód podziemnych po 30 dniach — w przypadku pierwszego okresu z rzędnej 145 cm do 116 cm, w drugim okresie z rzędnej 90 cm do 65 cm oraz w trzecim z rzędnej 65 cm do 56 cm. Korzystając z wzoru Mailleta (J. Pleczyński, J. Przybyłek 1974):

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t},$$

gdzie Q_t — zasilanie podziemne rzeki w czasie t , Q_0 — maksymalny odpływ podziemny (z krzywej wzorcowej wysychania), t — czas wysychania, szczytowania zasobów zmiennych, α — współczynnik wysychania zależny od budowy geologicznej i morfologii zlewni, e — podstawa logarytmu naturalnego. Należało zastąpić Q_t i Q_0 poprzez podstawienie H_t i H_0 , tj. wartości rzędnych wód podziemnych odpowiadających Q_t i Q_0 . Bowiem między wielkościami tymi zachodzi zależność funkcyjna, wynikająca z prawa Darcy. Ponadto między prędkością przesączania a spadkiem hydraulicznym w odniesieniu do piasków zachodzi zależność prostoliniowa (A. Wieczysty 1970). Po podstawieniu do równania:

$$H_t = H_0 e^{-\alpha t}$$

(gdzie H_t — oznacza stan wód podziemnych w czasie t , czyli odpowiadające mu Q_t , zaś H_0 — maksymalny stan wód podziemnych, któremu odpowiada największa wartość Q_0) współczynników α obliczonych dla trzech

wydzielonych okresów ($\alpha_1=0,00744$, $\alpha_2=0,01085$, $\alpha_3=0,00497$) obliczono $\alpha_{\text{śred}}=0,00775$. Umożliwia to określenie czasu obniżenia zwierciadła wód podziemnych do rzędnej 0,05 m n.p.p., tj. rzędnej układu hydraulicznego morze—jezioro w stanie równowagi hydrodynamicznej przy ich poziomach średnich. Określono czas opadania dla stanu wód wysokich, tj. 145 cm n.p.m. oraz dla stanu średniego 109 cm n.p.m. Wynosi on odpowiednio 434 oraz 398 dni, przy czym należy zaznaczyć, że wartość ta może być nieznacznie zaniżona ze względu na to, że współczynnik α określono dla środkowego i górnego zakresu krzywej regresji. Jak widać, w praktyce zjawisko obniżenia wód podziemnych do poziomu morza jest niemożliwe, gdyż warunkiem tego byłoby wystąpienie przeszło rocznego okresu bezopadowego. Powyższe obliczenia mają charakter szacunkowy, a do dokładnego zdefiniowania krzywej regresji potrzebny jest długi okres obserwacyjny. Jednak na podstawie tych zależności możliwe jest określenie rzędnej stabilizacji wód gruntowych po okresie bezopadowym, umożliwia to zarazem ustalenie wielkości ewentualnej ingresji wód słonych — będzie ona wprost proporcjonalna do obniżenia poziomu wód podziemnych.

WNIOSKI KOŃCOWE

Jednym z bardziej interesujących problemów hydrologicznych w obrębie strefy brzegowej jest ustalenie zasięgu wpływu wód słonych na słodkie wody lądowe. W świetle powyższych krótkich rozważań można wyciągnąć następujące wnioski:

- jednym z głównych problemów na omawianym obszarze jest mała zasobność pierwszego poziomu wodonośnego;
- poziomy głębsze są znacznie zasolone;
- obszar otrzymuje dużą ilość opadów, co wespół z korzystnymi warunkami infiltracyjnymi umożliwia szybką odnawialność wód, szczególnie w okresie jesiennym;
- minima stanów wód gruntowych obserwowane są w lecie, natomiast stany najwyższe w okresie jesieni;
- amplitudy wahań wód podziemnych w pobliżu morza są mniejsze niż w głębi lądu;
- na skutek intensywnego poboru wód, rzędna zwierciadła wód podziemnych może zejść poniżej rzędnej poziomu morza;
- w okresie obfitych opadów (jesień) zawartość Cl^- w wodach gruntowych maleje, natomiast rośnie w okresie letnim;
- wpływ morza na stany wód gruntowych i ich zasolenie jest niewielki i wynosi około 200 m;
- zasolenie wód gruntowych wysoczyzny pochodzi od struktur głębszych;

- zmienność zasięgu strefy dyfuzyjnej zależy od układu poziomów wód podziemnych, morskich i jeziornych;
- szczegółowych badań wymaga strefa wału wydmowego, w celu określenia jej wpływu na krążenie wód;
- określono, że aby wody podziemne osiągnęły poziom morza, potrzeba ponad rok okresu bezopadowego;
- wnioski powyższe odnieść można do mierzejowych odcinków wybrzeża oraz płaskich wybrzeży akumulacyjnych.

Instytut Geografii
Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu

LITERATURA

- Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- Bartkowski T., 1968: Podział Polski północno-zachodniej na regiony fizyczno-geograficzne, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Seria Geografia, nr 4, Poznań.
- Bartkowski T., 1973: Obszar kemowy między Mielnem a Sarbinowem w zapleczu koszalińskiej strefy marginalnej a zagadnienie degradacji lodu martwego na Pobrzeżu Wschodniopomorskim, *Bad. Fizj. nad Polską Zach.*, t. 26, Warszawa—Poznań.
- Bohdziewicz L., Piątkowski, J. 1963: Budowa geologiczna i zagadnienia geologiczno-inżynierskie Jeziora Jamno i okolicy. Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, z. 5.
- Butrymowicz K., 1979: Próba określenia zmienności zawartości chlorków w wodach podziemnych w przebiegu rocznym w rejonie Mielna. Praca magisterska wykonana pod kierunkiem prof. dra hab. M. Żurawskiego, Poznań.
- Choiński A., 1977: Ruch rumowiska w Zatoce Koszalińskiej. *Bad. Fizj. nad Polską Zachodnią*, t. 30, Warszawa—Poznań.
- Czekańska M., Dziadziuszko Z., 1964: Spiętrzenie wód u polskiego wybrzeża Bałtyku w okresie sztormowym w lutym 1962 roku. *Bad. Fizj. nad Polską Zachodnią*, t. 13, Warszawa—Poznań.
- Dowgiałło J., 1965: Solanki Pomorza Zachodniego, *Szczecińskie Tow. Nauk.*, Szczecin.
- Dowgiałło J., Płochniński Z., Szpakiewicz M., 1974: Mapa wód mineralnych Polski. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dowgiałło J., Kozerski B., 1975: Wody wgłębne podłoża Bałtyku. *Geologia dna morskiego (3). Studia i materiały oceanologiczne*, nr 11, Polska Akad. Nauk, Komitet Bad. Morza, Sopot.
- Finckh L., Menzel H., 1915: *Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten*, Berlin.
- Kępiński J., Chludek N., 1972: *Odsalanie mórz i oceanów*. Warszawa.
- Kolago C., 1961: Problems of Quaternary Hydrogeology in Poland. *Prace Instyt. Geolog.*, P. 34, z. 8.
- Linsley R. K., Kohler M. A., Paulhus J. L. H., 1958: *Hydrology for engineers*. Mc Graw-Hill Book Company, inc. New York—Toronto—London.
- Łomniński K., 1962: Sztormy na południowym Bałtyku. *Zeszyty Geograficzne WSP*, r. IV, Gdańsk.

- Pietrucień Cz., 1969: Dynamika wód gruntowych w strefie brzegowej morza. *Studia Soc. Scient. Torunensis*, vol. VII, nr 1, Toruń.
- Pleczyński J., Przybyłek J., 1974: Problematyka dokumentowania zasobów wód podziemnych w dolinach rzecznych. Wydawnictwa Geol., Warszawa.
- Racinański R., 1974: Dynamika środowiska sedymentacyjnego strefy brzegowej w świetle badania minerałów ciężkich i uziarnienia osadów. *Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej, Instytut Inżynierii Wodnej*, Szczecin.
- Rocznik Hydrologiczny Wód Podziemnych 1971-72. Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny, Warszawa.
- Roczniki Hydrograficzne Morza Bałtyckiego 1951-65. Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny, Warszawa.
- Roczniki Opadowe 1956-70. Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny, Warszawa.
- Rosa B., 1963: O rozwoju morfologicznym Wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Toruń.
- Rosa B., 1967: Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. Toruń.
- Słomiński P., 1968: Pewne aspekty dynamiczne brzegów Zatoki Koszalińskiej. Komitet Badań Morza Polskiej Akademii Nauk, Sekcja Geologiczno-Geograficzna, Komunikaty, Sopot.
- Stachowiak G., 1979: Wahania pierwszego poziomu wód podziemnych w okolicy Mielna na tle podstawowych elementów hydrometeorologicznych. Praca magisterska wykonana pod kierunkiem prof. dra hab. M. Żurawskiego, Poznań.
- Szmidt K., 1967: Rola Morza Bałtyckiego w kształtowaniu stosunków hydrograficznych jezior przybrzeżnych ze szczególnym uwzględnieniem Jeziora Jamno. *Zeszyty Geograficzne WSP*, nr IX, Gdańsk.
- Todd D. K., 1959: *Ground water hydrology*. New York.
- Wieczysty A., 1970: *Hydrogeologia inżynierska*. PWN, Kraków.
- Ziętkowiak Z., 1980: Zmienność stanów i chemizmu wód gruntowych Mierzei Łebskiej. Praca doktorska (maszynopis), Instytut Geografii, UAM Poznań.

THE RELATION BETWEEN GROUNDWATER OF LAKE JAMNO BAY-BAR AND SEA-AND-LAKE WATERS

Summary

Studies on hydrogeological and hydrological conditions of the Baltic Sea and Lake Jamno served to define the cycling scheme of water on the bay-bar and in the adjacent area. Monthly measurements of fluctuations in the table of the first undergroundwater level stratum and measurements of chloride proportions made it possible to determine the effect of saline and brackish water on waters of the bay-bar and the adjacent area. The effect is rather of minor significance and is only to be noted 200 m inland. Due to salinity of the deeper strata only the first aquifer water-bearing stratum is responsible for drinking water supply. Throughout a year minimum water levels are to be noted in the summer. Also then, groundwater achieves maximum salinity estimates. Contrary, in the autumn (a spell of abundant precipitation) maximum groundwater levels with concomitant minimum salinity are noted to occur. Studies on level system of underground as well as sea and lake waters permitted inference about diffusion zone extent. Desiccation coefficient has also been estimated, which allows Maillet's equation to be solved, i.e. the regression curve to be constructed. It has been stated that only man's activity is responsible for the lowering of ground-water level below

sea-level. The above conclusions can refer to bay-bar parts of the coast and to flat accumulative sectors of the central coast. The possibility of greater sea inflow towards the interior where there are no more pronounced linear dunes, and unless hydraulic gradients for underground water are high, must be taken into consideration.

Geographical Institute of
A. Mickiewicz University in Poznań

EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. The area under study

1 — contour lines, 2 — cliffs, edges, 3 — height spots, 4 — measuring points of fluctuations in the table of the first aquifer and Cl^- proportions, 5 — hydrogeological borings, 6 — hydrogeological sections

Fig. 2. Lithology (after Finckh and Menzel)

1 — beach sands, 2 — dune sands, 3 — alluvial sands, 4 — humus sands, 5 — lowland peatbogs, 6 — clayey sands, 7 — tills, 8 — peatbogs on the impermeable bedrock, 9 — clays

Fig. 3. Hydrogeological sections (locations in Fig. 1)

1 — sands, 2 — gravels, 3 — tills, 4 — peats, 5 — silts, 6 — Q — Quaternary, Tr — Tertiary, 7 — a — bored table, b — static table

Fig. 4. Hydroizobaths in m (mean value for the period of March, 1978 to March 1979)

1 — 0 - 1, 2 — 1 - 2, 3 — 2 - 3, 4 — over 3

Fig. 5. Contours of a water table in m a.s.l. (mean values for the period of March, 1978 to March, 1979)

1 — 0 - 0,5, 2 — 0,5 - 1,0, 3 — 1,0 - 2,0, 4 — 2,0 - 3,0, 5 — powyżej 3,0

Fig. 6. The relation between fluctuations of groundwater and sea water (the numerical values as in Fig. 1)

Fig. 7. Frequency occurrence of sea-levels

Fig. 8. Infiltration types

1 — very advantageous, 2 — less advantageous, 3 — moderately advantageous, 4 — disadvantageous due to considerable soil moisture, 5 — disadvantageous due to lithology, 6 — complex

Fig. 9. Variations in salinity of the first aquifer (the numerical values as in Fig. 1)

Fig. 10. Schematic water-cycle on the bay-bar

1 — the amplitude of fluctuations of ground and underground waters, 2 — diffusion zone, 3 — the boundary between fresh and saline water in the equilibrium state, 4 — the mean depth of undergroundwater table occurrence, 5 — the directions of water movement, 6 — impermeable deposits