

Konsorcjum:



**Hydroconsult sp. z o. o., Biuro Studiów i
Badań Hydrogeologicznych i Geofizycznych,
60-161 Poznań, ul. Smardzewska 15 – Lider
konsorcjum**

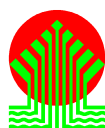


**Przedsiębiorstwo Geologiczne Polgeol S.A.,
03-908 Warszawa, ul. Berezyńska 39.**

METODYKA MODELOWANIA MATEMATYCZNEGO W BADANIACH I OBLICZENIACH HYDROGEOLOGICZNYCH - PORADNIK

Stanisław Dąbrowski
Jacek Kapuściński
Krzysztof Nowicki
Jan Przybyłek
Andrzej Szczepański

Poznań, lipiec 2010 r.



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska
Sfinansowano ze środków
**NARODOWEGO FUNDUSZU OCHRONY
ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ**

Autorzy:

dr Stanisław Dąbrowski – Hydroconsult Sp. z o.o. w Poznaniu – kierownik zespołu
mgr Jacek Kapuściński – Polgeol Sp. z o.o. w Warszawie
mgr Krzysztof Nowicki – Hydroconsult Sp. z o.o. w Poznaniu
prof. dr hab. Jan Przybyłek – Zakład Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej UAM w
Poznaniu
prof. dr hab. inż. Andrzej Szczepański – Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej
AGH Kraków – kierownik naukowy

Współpraca:

prof. dr hab. inż. Stanisław Witczak – Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej
AGH Kraków
dr inż. Jarosław Kania – Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH Kraków
dr inż. Ryszard Kulma – Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH Kraków
dr inż. Robert Zdechlik – Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH Kraków
dr inż. Tadeusz Szklarczyk – Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH
Kraków
dr inż. Janusz Fiszer – Instytut Górnictwa Politechniki Wrocławskiej
dr Dariusz Kasztelan – Zakład Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej UAM Poznań
dr inż. Jacek Szczepiński – Poltegor – Projekt sp. z o.o. Wrocław
mgr Witold Rynarzewski – Hydroconsult sp. z o.o. Poznań
mgr Maria Trzeciakowska – Hydroconsult sp. z o.o. Poznań
mgr Beata Janiszewska – Hydroconsult sp. z o.o. Poznań

grafika komputerowa:

mgr Maria Dąbrowska – Hydroconsult sp. z o.o. Poznań
mgr Andrzej Pawlak – Hydroconsult sp. z o.o. Poznań

Recenzja: dr Piotr Herbich – Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut
Badawczy, Warszawa

SPIS TREŚCI

CZĘŚĆ I – PODSTAWY PROWADZENIA PRAC MODELOWYCH	5
1. WSTĘP	5
2. ROZWÓJ ZASTOSOWAŃ BADAŃ MODELOWYCH W HYDROGEOLOGII	8
3. SYSTEMY WODONOŚNE I ZASADY ICH OKREŚLANIA	10
3.1 POJĘCIE SYSTEMU WODONOŚNEGO	10
3.2 MODELOWANIE NARZĘDZIEM ANALIZY SYSTEMU WODONOŚNEGO	13
3.3 WARUNKI BRZEGOWE SYSTEMU WODONOŚNEGO I JEGO MODELU	15
3.4 CELE ANALIZ SYSTEMU WODONOŚNEGO A SKALE MODELOWANIA	18
4. MODELE HYDROGEOLOGICZNE SYSTEMÓW WODONOŚNYCH	21
4.1 ZASADY SCHEMATYZACJI HYDROGEOLOGICZNEJ	21
4.2 ZESTAW DANYCH SKŁADAJĄCYCH SIĘ NA MODEL HYDROGEOLOGICZNY	22
4.3 POZYSKIWANIE I TWORZENIE DANYCH WEJŚCIOWYCH DO MODELU HYDROGEOLOGICZNEGO	23
4.4 SKALE MODELU	25
4.5 KONSTRUOWANIE MODELU	26
4.6 SPOSÓB PREZENTACJI MODELU HYDROGEOLOGICZNEGO	28
5. RÓWNANIA FILTRACJI WÓD PODZIEMNYCH I NUMERYCZNE METODY ICH ROZWIĄZYWANIA	30
5.1 RÓŻNICZKOWE RÓWNANIE FILTRACJI W PRZESTRZENI TRÓJWYMIAROWEJ	30
5.2 RÓWNANIE DWUWYMIAROWEJ FILTRACJI USTALONEJ	35
5.3 METODY ITERACYJNE ROZWIĄZYWANIA UKŁADÓW RÓWNAŃ LINIOWYCH	39
5.4 METODY ROZWIĄZYWANIA RÓWNAŃ NIELINIOWYCH	41
5.5 RÓWNANIE DWUWYMIAROWEJ FILTRACJI NIEUSTALONEJ	42
5.6 ELEMENTY ANALIZY NUMERYCZNEJ	45
6. MATEMATYCZNY MODEL FILTRACJI WÓD PODZIEMNYCH	49
6.1 BUDOWA MODELU	49
6.1.1 Zasady schematyzacji modelu	49
6.1.2 Obszar badań modelowych	50
6.1.3 Struktura warstwowa modelu	51
6.1.4 Krok siatki dyskretyzacyjnej	51
6.1.5 Warunki brzegowe i początkowe	53
6.1.6 Parametry hydrogeologiczne a parametry modelu matematycznego	56
6.1.7 Niewłaściwe i błędne konstrukcje modelu matematycznego	57
6.2 TAROWANIE, WERYFIKACJA I PROGNOZY MODELÓW	59
6.2.1 Kryteria doboru funkcji celu	59
6.2.2 Tarowanie modelu matematycznego	62
6.2.3 Weryfikacja funkcjonowania modelu – potwierdzenie wiarygodności modelu	64
6.2.4 Prognozy modelowe	65
6.2.5 Bilans przepływu wody na modelu	65
6.3 DOKŁADNOŚĆ A WIARYGODNOŚĆ MODELU	67
7. DOKUMENTOWANIE WYNIKÓW PRAC MODELOWYCH	68
CZĘŚĆ II – BADANIA MODELOWE WYBRANYCH ZAGADNIEŃ	70
8. BADANIA MODELOWE UJĘĆ WÓD PODZIEMNYCH – JAN PRZYBYŁEK	70
8.1 PRZESŁANKI FORMALNO-PRAWNE I MERYTORYCZNE STOSOWANIA BADAŃ MODELOWYCH UJĘĆ	70
8.2 POSTĘPOWANIE W PRZYGOTOWANIU BADAŃ MODELOWYCH UJĘĆ	74
8.3 BUDOWA MODELU MATEMATYCZNEGO	75
8.4 PRZEPROWADZENIE BADAŃ MODELOWYCH UJĘCIA I ICH DOKUMENTACJA	77
8.5 MODEL UJĘCIA WODY PODZIEMNEJ WILKOWYJA W PRADOLINIE – JAN PRZYBYŁEK	78
8.6 MODELE UJĘCIA WODY PODZIEMNEJ ŻDUNY W PLEJSTOCENSKIEJ DOLINIE KOPALNEJ NA WYSOCZYŹNIE – STANISŁAW DĄBROWSKI, WITOLD RYNARZEWSKI, BEATA JANISZEWSKA	89
8.7 MODEL WSPÓŁDZIAŁANIA UJĘĆ W ZLEWNI HYDROLOGICZNEJ ŻABNICA-BREŃ – RYSZARD KULMA, ROBERT ZDECHLIK	100
9. BADANIA MODELOWE W SKALI REGIONALNEJ – STANISŁAW DĄBROWSKI	108
9.1 SPECYFIKA BUDOWY REGIONALNYCH MODELI MATEMATYCZNYCH	108
9.2 SCHEMATYZACJA HYDROGEOLOGICZNA SYSTEMÓW WODONOŚNYCH	110
9.3 KONSTRUKCJA MODELU MATEMATYCZNEGO	110
9.4 IDENTYFIKACJA MODELI REGIONALNYCH	112
9.5 OCENA WIARYGODNOŚCI MODELI REGIONALNYCH I WYNIKÓW PROGNOZOWANIA	114

9.6	SPECYFIKA MODELI WYKONYWANYCH DLA POTRZEB OBLICZANIA ZASOBÓW DYSPOZYCYJNYCH	116
9.7	PROJEKTOWANIE I DOKUMENTOWANIE BADAŃ	116
9.8	SPECYFIKA MODELI WYKONYWANYCH DLA POTRZEB WYZNACZANIA OBSZARÓW OCHRONNYCH GZWP	117
9.9	MODEL DLA OCENY ZASOBÓW DYSPOZYCYJNYCH W WIELOWARSTWOWYM SYSTEMIE WODONOŚNYM ZLEWNI RZECZNEJ – <i>STANISŁAW DĄBROWSKI, WITOLD RYNARZEWSKI</i>	118
9.10	MODELE DLA OCENY ZASOBÓW DYSPOZYCYJNYCH W ZRÓŻNICOWANEJ WIELOPOZIOMOWEJ STRUKTURZE SYSTEMU WODONOŚNEGO POZNAŃSKIEGO DORZECZA WARTY – <i>STANISŁAW DĄBROWSKI</i>	131
9.11	BADANIA MODELOWE DLA WYZNACZENIA OBSZARU OCHRONNEGO GZWP NR 138 – PRADOLINA TORUŃ – EBERSWALDE (NOTEĆ) – <i>STANISŁAW DĄBROWSKI, WITOLD RYNARZEWSKI, RENATA STRABURZYŃSKA – JANISZEWSKA, ANDRZEJ PAWLAK</i>	149
10.	BADANIA MODELOWE MASYWÓW SKAŁ SZCZELINOWYCH I KRASOWYCH – ANDRZEJ SZCZEPAŃSKI	164
10.1	PRZEPŁYWY WÓD W MASYWACH SKALNYCH I ZASADY ICH SCHEMATYZACJI	164
10.2	BUDOWA MODELI I OCENA ICH WIARYGODNOŚCI.	165
10.3	IDENTYFIKACJA I WERYFIKACJA MODELI MASYWÓW SKALNYCH	167
10.4	MODEL DLA OCENY ZASOBÓW EKSPLOATACYJNYCH UJĘCIA WÓD PODZIEMNYCH – UJĘCIE BIAŁOGON - <i>TADEUSZ SZKLARCZYK</i>	168
11.	BADANIA MODELOWE DLA POTRZEB PROJEKTOWANIA I PROWADZENIA ODWODNIEŃ BUDOWLANYCH I KOPALNIANYCH – ANDRZEJ SZCZEPAŃSKI	179
11.1	SPECYFIKA ODWODNIEŃ W PROGNOZOWANIU HYDROGEOLOGICZNYM.	179
11.2	ZASADY BUDOWY MODELI KONCEPCYJNYCH I MATEMATYCZNYCH SYSTEMÓW ODWODNIENIOWYCH.....	180
11.3	OCENA WIARYGODNOŚCI MODELOWANIA.	182
11.4	PROJEKTOWANIE I DOKUMENTOWANIE BADAŃ	184
11.5	MODELE ODWODNIENIA OBIEKTÓW I LINII METRA W WARSZAWIE – <i>STANISŁAW DĄBROWSKI, MARIA TRZECIAKOWSKA</i>	185
11.6	MODEL ODWADNIANIA KOPALNI ODKRYWKOWEJ WĘGLA BRUNATNEGO „BEŁCHATÓW” – <i>JACEK SZCZEPIŃSKI</i>	199
11.7.	MODEL HYDROGEOLOGICZNY I MATEMATYCZNY KOPALŃ GŁĘBINOWYCH RUD MIEDZI KGHM POLSKA MIEDŹ SA - <i>JANUSZ FISZER</i>	215
12.	SZCZEGÓŁOWE BADANIA MODELOWE OBIEKTÓW SPECJALNYCH.....	230
12.1	BADANIA MODELOWE UJĘCIA BRZEGOWEGO I STUDNI PROMIENISTEJ W KRAJKOWIE – <i>JAN PRZYBYŁEK</i>	230
12.2	MODELOWANIE ZBIORNIKÓW RETENCYJNYCH NA PRZYKŁADZIE ZBIORNIKA JEZIORSKO – <i>DARIUSZ KASZTELAN, JAN PRZYBYŁEK</i>	246
13.	MODELE MIGRACJI ZANIECZYSZCZEŃ - <i>JAROSŁAW KANIA, STANISŁAW WITCZAK</i>	259
13.1	UWAGI WSTĘPNE O MODELOWANIU MIGRACJI ZANIECZYSZCZEŃ	259
13.2	RÓWNANIE TRANSPORTU MASY.....	259
13.3	ZROZUMIENIE MODELI MIGRACJI ZANIECZYSZCZEŃ	260
13.4	METODY SYMULACJI I ALGORYTMY ROZWIĄZAŃ	263
13.5	OCENA MOŻLIWOŚCI BUDOWY MODELI MIGRACJI	264
13.6	OCENA WIARYGODNOŚCI WYNIKÓW MODELOWANIA	266
13.7	PRZYKŁAD – WYKORZYSTANIE ZNACZNIKÓW ŚRODOWISKOWYCH DO MODELOWANIA REGIONALNEJ MIGRACJI ZANIECZYSZCZEŃ	268
14.	MODELE TRANSPORTU CIEPŁA - <i>JACEK KAPUŚCIŃSKI</i>.....	277
14.1	ZASTOSOWANIE MODELI TRANSPORTU CIEPŁA	277
14.2	MATEMATYCZNY OPIS TRANSPORTU CIEPŁA	277
14.3	NIEZBĘDNE ROZPOZNANIE HYDROGEOLOGICZNE	278
14.4	STOSOWANY ZAKRES SCHEMATYZACJI, WARUNKI BRZEGOWE	280
14.5	IDENTYFIKACJA MODELU.....	281
14.6	SYMULACJE PROGNOSTYCZNE	282
14.7	OCENA WIARYGODNOŚCI WYNIKÓW OBLICZEŃ	283
14.8	MODEL TRANSPORTU CIEPŁA DLA UJĘCIA WÓD TERMALNYCH – <i>JACEK KAPUŚCIŃSKI</i>	283
15.	ZAMIAST PODSUMOWANIA.....	291
	LITERATURA.....	294
	INDEKS HASEŁ	305

CZĘŚĆ I – PODSTAWY PROWADZENIA PRAC MODELOWYCH

1. Wstęp

Modelowanie matematyczne stało się powszechnym narzędziem w realizacji zadań badawczych oraz przy wykonywaniu różnego typu dokumentacji hydrogeologicznych. Od lat siedemdziesiątych ubiegłego stulecia na sympozjach i konferencjach naukowych prezentowana i dyskutowana była metodyka tworzenia modeli oraz analizowane były rezultaty obliczeń prowadzonych z wykorzystaniem modelowania, najpierw analogowego, a nieco później numerycznego.

Cele badań modelowych wynikają głównie z potrzeb zadań związanych z gospodarczym wykorzystaniem wód podziemnych, oceną ich zmian pod wpływem realizacji inwestycji wpływających na środowisko, a także odwodnień niezbędnych dla wykorzystania złóż kopalin. Sformułowanie zadań badawczych decyduje o zasadności budowy modelu lub modeli matematycznych, o ich zakresie terytorialnym i stopniu szczegółowości, czasie i kosztach badań

Najczęściej badania modelowe wykonywane są dla potrzeb ustalenia zasobów wód podziemnych dużych ujęć, określania ich obszarów zasilania, obszarów zasobowych i wyznaczania stref ochronnych. W badaniach regionalnych są one niezbędne do określenia odnawialności systemów wodonośnych, określenia zasobów dyspozycyjnych oraz obszarów ochronnych głównych zbiorników wód podziemnych. Coraz częściej techniki modelowania matematycznego wykorzystywane są w ocenie potencjalnych zmian w środowisku wodno-gruntowym wywołanych istniejącymi lub planowanymi inwestycjami, w szczególności na obszarach lub w pobliżu obszarów NATURA 2000 lub innych prawnie chronionych. Badania modelowe wykorzystywane są również do prognozowania odwodnień budowlanych i kopalnianych w zakresie oceny dopływów wód i skutków obniżenia poziomów wodonośnych. Ze względu na swoją specyfikę prognozy odwodnień wykonywane są w wykorzystaniem modeli niestacjonarnych, wymagających dodatkowo rozpoznania parametrów odsączalności i zasobności sprężystej

Rozwój mocy obliczeniowych komputerów osobistych, wraz z rozwojem profesjonalnych programów, skutkuje dziś możliwością rozwiązywania przy użyciu modelowania matematycznego praktycznie wszystkich rodzajów zadań hydrogeologicznych. Powszechność stosowania modelowania niesie za sobą także pewne zagrożenia, związane z posługiwaniem się tym nowoczesnym narzędziem obliczeniowym przy niedostatku wiedzy hydrogeologicznej w rozwiązywanych zagadnieniach. Z tego względu zrodziła się inicjatywa opracowania poradnika metodycznego, którego zadaniem jest przybliżenie podstawowych teoretycznych aspektów modelowania, a także przedstawienie przykładów różnorodnych zastosowań modeli.

Dla właściwego (poprawnego) stosowania metod modelowania koniecznym jest stworzenie pojęciowego modelu hydrogeologicznego (konceptyjnego) na bazie rozpoznanego systemu wodonośnego zdeteterminowanego warunkami brzegowymi (zewnętrznymi i wewnętrznymi) oraz parametrami hydrogeologicznymi obiektu i rozkładem zwierciadła wód podziemnych (ciśnień).

W zależności od celu prowadzonych prac modelowych oraz dokładności rozpoznania szeroko rozumianych warunków hydrogeologicznych modelowanego obiektu zwrócono uwagę na konieczność tworzenia modeli w różnych skalach (regionalne, szczegółowe) i o różnym kroku siatki dyskretizacyjnej.

Szczegółowo zostały omówione zasady tworzenia modeli oraz ich struktury ze szczególnym zwróceniem uwagi na właściwy sposób wprowadzania warunków brzegowych i przestrzennej zmienności parametrów hydrogeologicznych.

Przywołując podstawowe równania filtracji wód podziemnych i przedstawiając numeryczne metody ich rozwiązywania podano zasady tworzenia modeli: koncepcyjnego i matematycznego, oraz kryteria wyboru funkcji w celu ich porównania. Podkreślona została rola właściwego identyfikowania (tarowania) i weryfikacji modeli poprzez podanie zasad dokonywanych w nich zmian (wymuszeń) oraz kryteriów wiarygodności i dokładności modelu.

Podkreślono rolę tych etapów modelowania matematycznego, odwołującego się do wyników badań i pomiarów terenowych, w opracowaniu wiarygodnych prognoz hydrogeologicznych (każde zadanie ma charakter prognozy). Wskazane zostały także najczęściej popełniane błędy w konstrukcji modelu matematycznego.

Rozważania te, stanowią I część prezentowanego poradnika zakończoną podaniem zasad dokumentowania prac modelowych.

W części II przedstawione zostały metodyki postępowania w badaniach modelowych najczęściej występujących opracowań wykonywanych na potrzeby:

- ustalenia zasobów eksploatacyjnych ujęcia oraz określenia obszaru zasobowego i stref ochronnych,
- badań regionalnych prowadzonych w celu ustalenia zasobów dyspozycyjnych i granic obszarów ochronnych,
- badań maszywów skał szczelinowych i krasowych,
- projektowania i prowadzenia odwodnień górniczych i budowlanych,
- badań wpływu obiektów specjalnych (ujęcia brzegowe, ujęcia poddenne - studnie promieniste, zbiorniki retencyjne),
- prognozowania procesów migracji zanieczyszczeń w wodach podziemnych,
- oceny procesu transportu i odzyskiwania ciepła geotermalnego.

Wszystkie te zagadnienia i sposoby ich modelowania zostały omówione metodycznie oraz uzupełnione przytoczonymi konkretnymi przykładami rozwiązań (symulacji).

Zgodnie z zamówieniem Ministra Środowiska - Departamentu Geologii i Koncesji Geologicznych autorzy dołożyli starań by przedłożona praca nosiła cechy poradnika metodycznego. Biorąc jednak pod uwagę, że może być ona wykorzystywana przez początkujących hydrogeologów, którzy dopiero zaczynają poznawać modelowanie, uznano za zasadne przekazanie części informacji podręcznikowych, precyzujących, opisujących, bądź wyjaśniających pojęcia, procesy i zjawiska występujące w systemach wodonośnych, które poddawane są modelowaniu. Zamieszczono w poradniku informacje o matematycznych aspektach modelowania. Omówiono także numeryczne metody rozwiązywania równań różniczkowych opisujących proces filtracji wód podziemnych.

Prezentowane przykłady i omówienia nie obejmują wszystkich zastosowań modelowania w praktyce hydrogeologicznych obliczeń i prognozowań. Szczególnie dotyczy to zadań związanych z oceną wielkości zasobów (dyspozycyjnych i eksploatacyjnych) wód mineralnych i leczniczych oraz racjonalizacją gospodarki ich zasobami z uwzględnieniem koniecznej ochrony ilościowej i jakościowej w częstej sytuacji ich strukturalnego współwystępowania z wodami zwykłymi. Modele przepływu nie nadają się do obliczeń dotyczących wód leczniczych będących szczawami, ponieważ w takich przypadkach mamy do czynienia z przepływem dwufazowym, którego rozwiązanie wymaga innych wyspecjalizowanych programów obliczeniowych.

W ostatnich latach metody te znajdują także szerokie zastosowanie do oceny wpływu działalności prowadzonej w środowisku wodnym i wodno gruntowym na obszary

prawnie chronione, oraz przebiegu rekultywacji i rewitalizacji środowiska. Z punktu widzenia metodyki badań i obliczeń modelowych te ostatnie zastosowania nie różnią się od prezentowanych w poradniku.

Warto podkreślić, że najpowszechniej obecnie stosowany program Modflow zmienił podejście do koncepcji modelowania wielowarstwowych systemów wodonośnych. Wymusza on bowiem modelowanie każdej z warstw systemu niezależnie od tego, czy jest to warstwa wodonośna, czy też słabo przepuszczalna. Program wymaga podania parametrów filtracyjnych także dla warstw słabo przepuszczalnych i w efekcie oblicza dla nich rozkład ciśnień piezometrycznych. Tymczasem biblioteka HYDRYLIB, stosowana przed udostępnieniem programu Modflow i obecnie umożliwia modelowanie warstw półprzepuszczalnych nie jako fizycznych warstw na modelu, ale w postaci oporów filtracyjnych na drodze filtracji pionowej (przesiakiwania pomiędzy warstwami wodonośnymi). Sposób modelowania oferowany przez programy biblioteki HYDRYLIB skutkuje znacznie mniejszym zestawem danych niezbędnych do przygotowania jako wejściowe do modelu i danych analizowanych w procesach tarowania i weryfikacji. Uwidacznia się to głównie przy dużych modelach regionalnych, które realizowanych są na siatce dyskretyzacyjnej składającej się z kilku tysięcy bloków na jednej warstwie, podczas gdy informacje źródłowe (parametry filtracyjne z otworów studziennych) znane są jedynie w kilkudziesięciu, co najwyżej kilkuset punktach. Z matematycznego punktu widzenia prostszym rozwiązaniem jest poszukiwanie jednego parametru filtracyjnego (przewodności warstwy wodonośnej), niż trzech parametrów (współczynnika filtracji, rzędnych stropu i spągu warstwy wodonośnej). Zagadnienie to pokazują przykłady modeli zamieszczone w dalszej części opracowania.

Autorzy wyrażają serdeczne podziękowania wszystkim tym, którzy poprzez dyskusje, zgłaszane uwagi i postulaty oraz uwagi krytyczne przyczynili się do ostatecznego kształtu poradnika. W szczególności autorzy poczuwają się do miłego obowiązku przekazania podziękowań dla kolegów opracowujących prezentowane w poradniku przykłady oraz wykonujących grafikę komputerową, które w znaczący sposób ułatwią odbiór przedstawianego poradnika.

Wzorem wydanych przez Ministerstwo Środowiska poradników związanych z „Metodyką określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych” (2004) i „Metodyką próbnych pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych” (2005) przedkładana praca przeznaczona jest dla czynnych zawodowo hydrogeologów oraz studentów specjalizujących się w hydrogeologii.

2. Rozwój zastosowań badań modelowych w hydrogeologii

Badania modelowe w zagadnieniach hydrogeologicznych są stosowane w Polsce od połowy lat 60-tych XX. wieku (Szczepański, 1974). Początkowo były to metody analogowe stosowane z powodzeniem do obliczeń ujęć i odwodnień do końca lat 80-tych XX. w. Zostały one uzupełnione w połowie lat 70-tych, a później zastąpione modelowaniem matematycznym. Modelowanie analogowe wykonywane było z wykorzystaniem:

- analogii hydraulicznych na integratorach siatkowych,
- analogii elektrycznych na modelach AEHD i integratorach siatkowych,

(Bieniewski, 1968, Brylska i in., 1972, Flisowski, Wieczysty, 1978, Bocheńska, Borysow, 1982, Makowski, 1975, Ślifirski, 1966, Śmietański, 1969).

Metoda analogii hydraulicznych opracowana w 1937 r. przez W. S. Łukianowa umożliwiała modelowanie procesów filtracji nieustalanej i była stosowana praktycznie w Polsce tylko w Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Szersze zastosowanie w zagadnieniach praktycznych i naukowych w naszym kraju znalazły metody analogii elektrycznych oparte na matematycznym podobieństwie przepływu wód podziemnych i prądu elektrycznego w ośrodku przewodzącym. Z wykorzystaniem tego podobieństwa stosowane były ośrodki ciągłe w postaci elektrolitów i papierów elektroprzewodzących – modele AEHD oraz ośrodki dyskretne – modele siatkowe. Duże uznanie i zastosowanie w latach 70-tych i 80-tych XX. Wieku zdobył sobie w Polsce integrator siatkowy typu AP-600, produkowany w Instytucie Biocybernetyki i Inżynierii Biomedycznej PAN w Warszawie.

W polskiej praktyce hydrogeologicznej modelowanie matematyczne do połowy lat 90-tych oparte było najczęściej o programy obliczeniowe biblioteki HYDRYLIB (Szymanko, 1977 r., Szymanko, 1980, Szymanko i inni, 1980, Dąbrowski, 1978 r., Augustyniak, Dąbrowski, 1986, Macioszczyk, Kazimierski, 1993 r., Nowicki, 1994 r., Felkel, Kasztelan, 2006). Jest to dotychczas jedyny pakiet programowy będący produktem polskiej myśli hydrogeologicznej, stosowany nadal niezależnie od programów zagranicznych. Biblioteka HYDRYLIB stworzona została w latach 1974 – 1992 w Centralnym Urzędzie Geologii z inicjatywy ówczesnego Ośrodka Badań Hydrogeologicznych i Modelowania Matematycznego w Poznaniu Kombinat Geologicznego „Zachód” i Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Warszawskiego. Biblioteka programowa zorganizowana jest w postaci umożliwiającej wybór programu w zależności od przyjętej schematyzacji warunków hydrogeologicznych i rodzaju rozwiązywanego problemu. Algorytmy numeryczne programów bazują na metodzie różnic skończonych. Przygotowanie danych do wszystkich programów symulujących odbywa się przy pomocy specjalnego programu o nazwie KRET. Natomiast wyprowadzanie danych wynikowych realizowane jest w postaci wydruków tabel, map z wykorzystaniem programu Surfer oraz poprzez konwersję do systemu GIS (nowe wersje programów).

Przy pomocy programów biblioteki HYDRYLIB do końca XX. Wieku stworzono w Polsce większość modeli matematycznych ujęć wód podziemnych, regionów hydrogeologicznych oraz odwodnień budowlanych i kopalnianych. Aktualnie biblioteka ta jest eksploatowana w firmie Hydroconsult Sp. z o.o. Poszczególne programy są modernizowane w dostosowywaniu do nowych systemów operacyjnych i programów GIS.

Równoległe z biblioteką HYDRYLIB stworzono w instytucjach naukowych kilka programów do modelowania filtracji wód podziemnych, które były wykorzystywane lokalnie, do określonych celów i mniej rozpowszechnione. Do tej grupy programów należy zaliczyć: program numeryczny autorstwa Teofila Piweckiego z Instytutu

Hydrotechniki Politechniki Gdańskiej na maszynę cyfrową Odra 1204 (Pazdro Z., 1977) pozwalający rozwiązywać równanie Boussinesqa w przyjętych krokach czasowych, stosowany m.in. w prognozach wpływu zbiorników retencyjnych na systemy wód podziemnych (rozdz.12.2 niniejszego Poradnika), programy systemu ANPLA, opracowane w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Warszawskiego (Michalak, 1985, Macioszczyk, Szestakow, 1983) oraz programy do odwodnień kopalnianych powstałe w Instytucie Górnictwa Politechniki Wrocławskiej do obliczeń odwodnień kopalnianych (Fiszer, Karwowska, 1986, Fiszer, Sawicki, 1989).

Z programów zagranicznych bezspornie największe powodzenie w zastosowaniu do modelowania filtracji i migracji zanieczyszczeń zdobyły także w Polsce programy z systemu Modflow opublikowane w Kanadzie dopiero w 1988 r. (McDonald, Harbaugh, 1988), a także związane z tym systemem programy z grupy MT3D99. Współpracują one z nakładkami graficznymi umożliwiającymi łatwe przygotowanie danych do obliczeń oraz analizę otrzymanych wyników. Najpopularniejsze z nich to Groundwater Vistas, Visual Modflow oraz Processing Modflow. W niektórych ośrodkach i firmach stosowane są ponadto następujące programy:

- MIKE.SHE opracowany w Danii, dla zagadnień z dziedziny hydrologii, hydrogeologii i gospodarki wodnej;
- GMS (Groundwater Modeling System) opracowany w USA, jako jeden z segmentów pakietów programów do modelowania zagadnień z hydrologii i gospodarki wodnej (podobnie jak MIKE.SHE);
- FEFLOW opracowany przez niemiecko – duńską spółkę DHI-WASY GmbH do modelowania filtracji, migracji i transportu ciepła w ośrodku wodonośnym, (Felkel, Kasztelan, 2005; Gurwin, Szczepiński, Wąsik, 1994; Marciniak, 2008);
- AQUA opracowany przez islandzką firmę Vatnaskill Consulting Engineers służący głównie do modelowania przepływu ciepła w strumieniu wód podziemnych

Algorytmy numeryczne programów Modflow, MT3D99, MIKE.SHE i GMS (w zależności od wersji) bazują na metodzie różnic skończonych, natomiast programy GMS, FEFLOW i AQUA – na metodzie elementów skończonych.

3. Systemy wodonośne i zasady ich określania

3.1 Pojęcie systemu wodonośnego

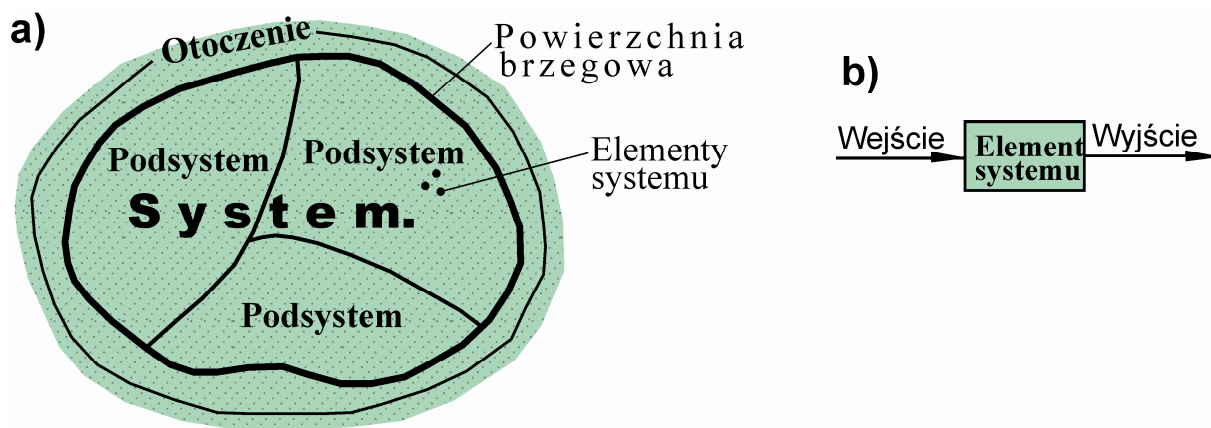
Budowa modeli hydrogeologicznych, a później matematycznych, opiera się na hydrodynamicznej koncepcji prezentacji obiektu badań, którym jest zbiornik wód podziemnych (jednostka hydrogeologiczna, struktura hydrogeologiczna).

Struktura hydrogeologiczna stanowi w tym rozumieniu obiekt badawczy zbudowany ze skał, w których formuje składzie chemicznym i własnościach fizyczno-chemicznych podlegających przemianom w czasie i przestrzeni.

Strukturę hydrogeologiczną cechują: forma przestrzenna wynikająca z budowy geologicznej, własności hydrodynamiczne zbiorowiska wód, układ dróg ich krążenia oraz skład chemiczny i własności fizyczno-chemiczne wód kształtowane pod wpływem czynników geogenicznych (naturalnych) i antropogenicznych.

Ciągłość procesu przemieszczania się (przepływu) wód podziemnych w granicach hydrostrukturalnych zbiornika wynika z uwarunkowań hydrodynamicznych występujących na brzegach zewnętrznych i wewnętrznych (zmiennych w czasie i przestrzeni).

Całość zbiorowiska wód podziemnych, ograniczona w przestrzeni i czasie uwarunkowaniami hydrodynamicznymi i hydrostrukturalnymi jest określana jako system wodonośny. Wg J. Szymanki (1980) w praktycznym ujęciu badawczym pojęcie systemu wodonośnego należy rozumieć jako ideę (konstrukcję badawczą) całościowego przedstawienia formy występowania i dynamiki zbiorowiska wód podziemnych, jego składu chemicznego i własności fizyczno-chemicznych oraz związków przyczynowo-skutkowych występujących pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w granicach obiektu przestrzennego tworzącego strukturę hydrogeologiczną, jej fragment (warstwa, poziom), lub wiele struktur w obrębie zbiornika wód podziemnych (rys. 3.1).



Rys. 3.1. Ogólny schemat systemu wodnego (Szymanko, 1980)

Forma przestrzenna oraz elementy, jakie identyfikuje się w systemie wodonośnym są uzależnione od realizowanego celu: określenie zasobów wód podziemnych (dyspozycyjnych, eksploatacyjnych), wyznaczenie granic obszarów ochronnych zbiornika wód podziemnych, prognozowanie wpływu odwadniania (ujęciowego, górniczego, budowlanego) na otoczenie (podsystemy wód podziemnych i powierzchniowych), prognozowanie przebiegu i wpływu oddziaływania ognisk zanieczyszczeń na stan chemiczny wód podziemnych i ekosystemy od nich zależne,

sporządzenie bilansów wodnych i wodnogospodarczych (regionalnych i lokalnych), ocenę wpływu oddziaływania inwestycji na środowisko wodno-gruntowe, itp.

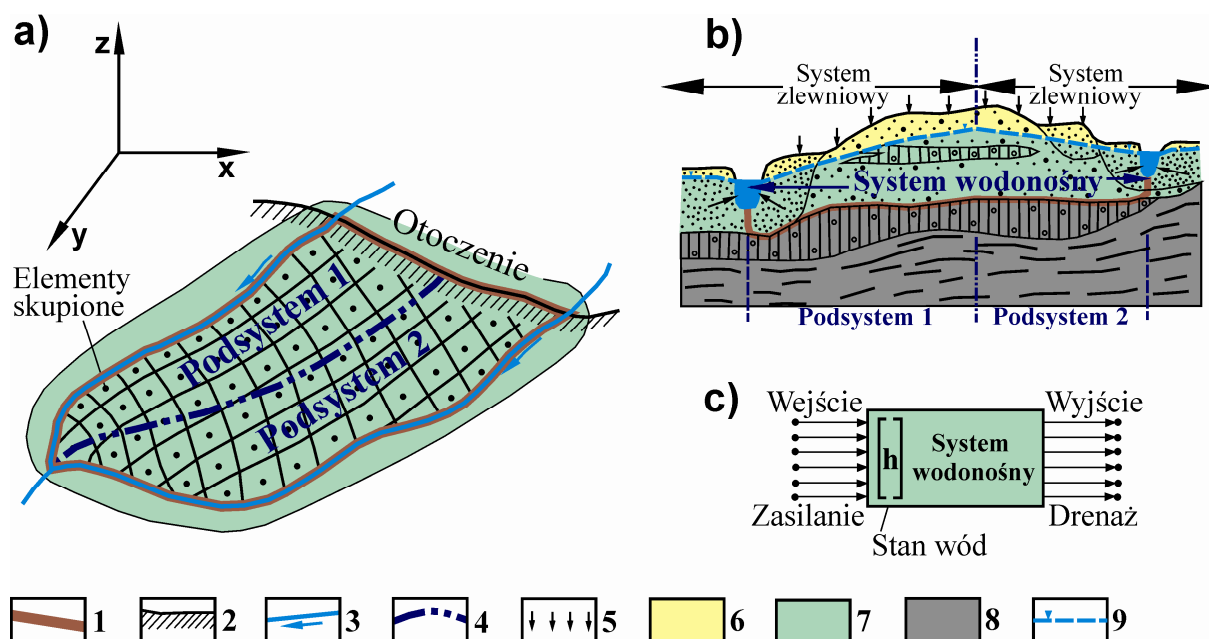
Ogólniejszą definicję systemu wodonośnego przedstawiają T. Macioszczyk i A. Kleczkowski (Dowgiało i inni – red., 2002): jako zespół poziomów wodonośnych, znajdujących się w kontakcie hydraulicznym, ograniczony ściśle zdefiniowanymi przestrzennie i dynamicznie granicami. Macioszczyk (ibidem) wyróżnia ponadto jako pojęcie nadrzędne system hydrogeologiczny, którym to pojęciem określa każdy obiekt lub układ hydrogeologiczny zdefiniowany i opisany z pewnego punktu widzenia pod względem jego wewnętrznej struktury, zasad organizacji i/lub działania. Macioszczyk (ibidem) zdefiniował też bliżej pojęcie systemu krążenia wód podziemnych (s.k.w.p.) jako przestrzennego układu strumieni wód podziemnych w obrębie jednostki lub regionu hydrogeologicznego, traktowanego jako całość, ograniczonego ściśle zdefiniowanymi przestrzennie i hydrodynamicznie granicami, opisanego siatką hydrodynamiczną, formą i parametrami hydrogeologicznymi warstw wodonośnych i rozdzielających warstw półprzepuszczalnych. Otoczeniem dla s.k.w.p. może być system hydrologiczny (system krążenia wód powierzchniowych), system krążenia wód strefy aeracji oraz sąsiadujące inne s.k.w.p. Pojęcie to jest nadrzędne do pojęcia systemu wodonośnego oraz podrzędne do dyspersyjnego systemu k.w.p., który poza strumieniem wód podziemnych obejmuje strumienie masy substancji i/lub strumienie energii. Działanie s.k.w.p. opisuje układ równań: ogólne równanie filtracji oraz równania dyspersji określonych substancji.

Identyfikując system wodonośny (w rozumieniu J. Szymanki, 1980) należy przyjąć jako podstawowe założenie, że tworzy on obiekt względnie odosobniony (wydzielony) z otoczenia, w którym następują przemiany stanu pod wpływem zmian w otoczeniu i na to otoczenie wpływające. Zmiany te są przekazywane przez powierzchnię brzegową systemu w postaci (rys. 3.2):

- zmiany stanu energetycznego wód, przedstawionej w postaci zmiany wysokości położenia zwierciadła wód – warunek brzegowy I-go rodzaju;
- zmiany wydatku przepływu wód - warunek brzegowy II-go rodzaju;
- naturalne i/lub wymuszone zmiany wydatku przepływu wód - warunek brzegowy III-go rodzaju;
- zmiany zawartości (stężeń) komponentów chemicznych wód – warunek brzegowy I-go rodzaju;
- zmiany strumienia masy komponentów chemicznych wód – warunek brzegowy II-go rodzaju.

Klasyfikacje wydzielen systemów z uwzględnieniem charakteru warunków na powierzchniach brzegowych przedstawiali m. innymi Szczepański (1977, 1979), Szymanko (1980) oraz Kulma, Zdechlik (2009).

Przyjęcie koncepcji powierzchni brzegowej systemu wodonośnego, która determinowana jest uwarunkowaniami hydrodynamicznymi i/lub hydrostrukturalnymi, pozwala na uogólnienie procesów i zjawisk zachodzących w jego otoczeniu i rozpatrywanie ich efektów finalnych w postaci zmian stanu wewnątrz systemu. Zmiany te wyrażają się w rozkładzie wysokości hydraulicznych (obszarze filtracji, polu hydrodynamicznym), zmianach wydatków przepływu wody, zmianach koncentracji i wydatku strumienia składników chemicznych (pole hydrochemiczne).



Rys. 3.2. Szczegółowy schemat systemu wodonośnego (Szymanko, 1980; zmodyfikowany)

Objaśnienia: **a)** – plan ogólny, **b)** – przekrój, **c)** – schemat działania systemu; 1 – powierzchnia brzegowa; 2 – granica nieprzepuszczalna, $Q=0$; 3 – rzeki, $H=const$; 4 – dział wód podziemnych, $Q=0$; 5 – zasilanie z infiltracji opadów atmosferycznych, $Q=f(x,y,t)$; 6 – strefa aeracji; 7 – strefa saturacji; 8 – osady bardzo słaboprzepuszczalne; 9 – zwierciadło wód podziemnych

Działanie systemu można przedstawić jak transformację zmian pojawiających się na powierzchni brzegowej (tzw. sygnały wejściowe) i osiągnięcie przez niego nowego stanu wewnętrznego. Zmiany w tym ostatnim mogą być przekazywane przez powierzchnię brzegową do otoczenia w postaci tzw. sygnałów wyjściowych. Stan wewnętrzny systemu wodonośnego określają zmienne w czasie i przestrzeni funkcje wysokości hydraulicznych $H(x, y, z, t)$, czyli funkcje określające stan energetyczny zbiornika wód podziemnych i zdolności do ich przepływu. Jako zmienną stanu określającą stan chemiczny zbiornika wód podziemnych określa się stężenia składników chemicznych $C(x, y, z, t)$. W przypadku analizy procesów geotermalnych jako zmienną stanu systemu wodonośnego określa się temperaturę wody $T(x, y, z, t)$.

Sposób, w jaki system transponuje sygnały wejściowe w wyjściowe (zmieniając swój stan wewnętrzny) zależy od charakteru procesów fizycznych i chemicznych zachodzących w nim oraz opisujących te procesy praw fizycznych i własności fizycznych skał i zbiorowiska wód podziemnych, wyrażonych w postaci parametrów hydrogeologicznych. Procesem fizycznym, którego przebieg przedstawia koncepcja systemu wodonośnego jest przepływ wód w ośrodku skalnym i towarzyszący temu proces przeobrażenia i przemieszczania się składników chemicznych oraz ciepła. Przebieg tych procesów opisują równania zachowania masy i ciągłości przepływu oraz równania filtracji i dyspersji. Parametrami w tych równaniach są przewodność skał, ich pojemność wodna oraz współczynniki dyspersji.

Przebieg procesu jest funkcją przestrzennego rozkładu parametrów zależnego od wewnętrznej budowy obiektu, w którym określa się system wodonośny, czyli od układu hydrostrukturalnego. Identyfikując zatem system należy określić:

- układ hydrostrukturalny, rozumiany jako przestrzenną formę zbiorowiska wód podziemnych, związanego z charakterem warstw skalnych (wodonośnych,

- słaboprzepuszczalnych i nieprzepuszczalnych) oraz sposobem ich zalegania, rozprzestrzenienia,
- układ krążenia wód podziemnych, czyli strukturę odpływu podziemnego oraz parametry hydrogeologiczne i charakterystyki hydrauliczne pustek skalnych (pory, szczeliny, pustki krasowe),
- skład chemiczny i własności fizyko-chemiczne wód podziemnych oraz rozkład temperatur,
- powierzchnię brzegową, wyrażaną przez powierzchnie konturujące system w przestrzeni (miąższość, rozprzestrzenienie warstw) oraz powierzchnię, na której zostały zdefiniowane zmiany występujące w jego otoczeniu a wpływające na stan wewnętrzny systemu. Wymaga to analizy zjawisk i procesów naturalnych i antropogenicznych, zewnętrznych wpływających na stan zbiorowiska wód podziemnych wewnątrz powierzchni brzegowych.

3.2 Modelowanie narzędziem analizy systemu wodonośnego

Podstawowym narzędziem analizy systemu wodonośnego są badania modelowe prowadzone z wykorzystaniem powszechnie stosowanych i ciągle rozbudowywanych pakietów programów obliczeniowych zarówno w symulacjach procesów filtracji, jak i transportu masy i ciepła w wodach podziemnych. Modelowanie tych procesów wymaga wcześniejszego stworzenia modelu hydrogeologicznego (modelu koncepcyjnego, schematu obliczeniowego) poprzez uproszczenie naturalnie skomplikowanej struktury systemu wodonośnego.

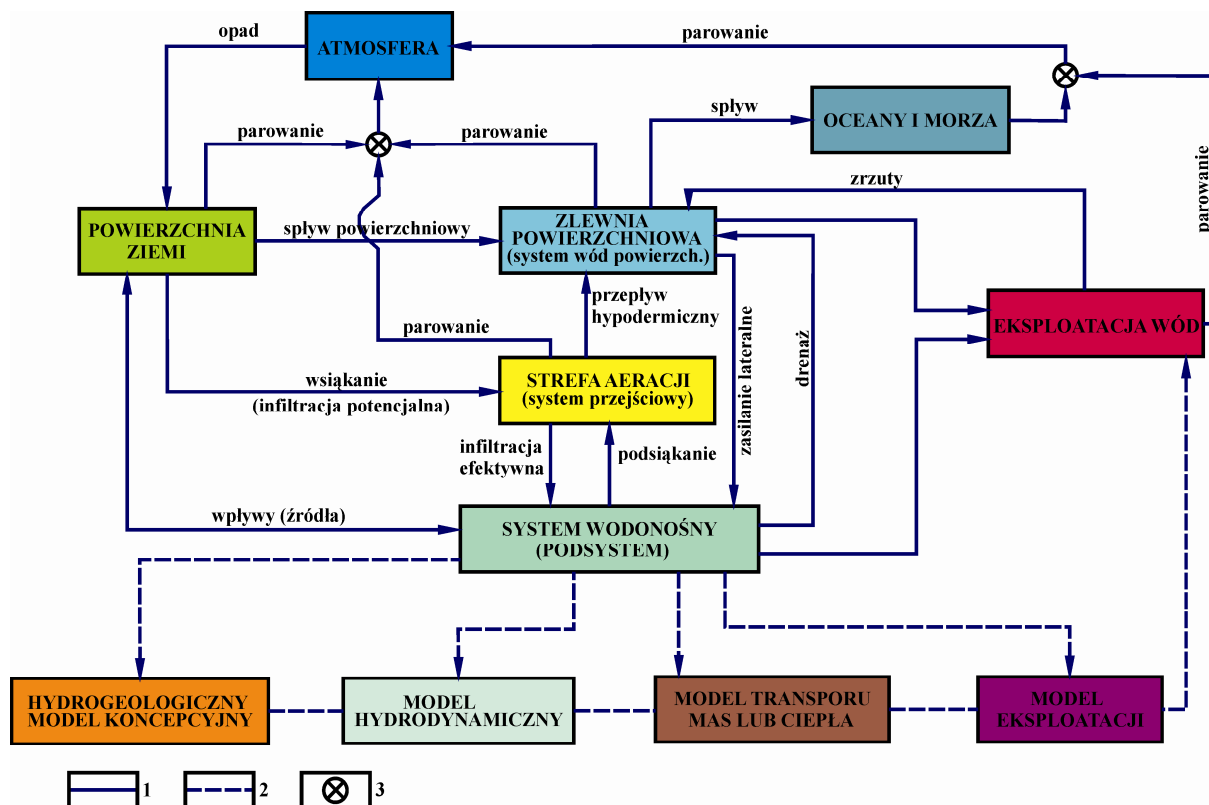
Zakres uproszczeń w tworzeniu takiego modelu wynikać powinien z:

- celów prowadzonej analizy systemu wodonośnego obejmujących, w zależności od zadania, bilans wodny zbiornika wód podziemnych lub jego części, ocenę wielkości zasobów dyspozycyjnych i eksploatacyjnych, racjonalizację gospodarowania zasobami w jednostkach bilansowych, prognozowanie przebiegu odwadniania i/lub zatapiania kopalń, wyznaczanie granic obszarów ochronnych zbiorników, stref ochronnych i obszaru zasobowego ujęć, odwadnianie budowlane, prognozowanie wpływu oddziaływania obiektów i działań (w polu hydrodynamicznym i/lub hydrogeochemicznym) na środowisko wodno-gruntowe i systemy ekologiczne zależne od wód podziemnych, prognozowanie możliwości pozyskiwania energii geotermalnej,
- skali problemu badawczego i/lub użytkowego, mającego odniesienie regionalne, lokalne, punktowe,
- stopnia złożoności układu hydrostrukturalnego i zmienności jego parametrów hydrogeologicznych.
- stanu rozpoznania struktury, wielkości warunków brzegowych zewnętrznych i wewnętrznych w analizowanym zbiorniku wodonośnym lub jego części.

Naturalny system wodny stanowią wody gromadzące się i krążące w jednostce przestrzennej wydzielonej z hydrosfery lądowej i części atmosfery obejmujące (rys. 3.3), w tym:

- wody opadowe infiltrujące (zasilające) do wnętrza analizowanej hydrostruktury;
- powierzchnię ziemi z biosferą i strefą aeracji, czyli obiekty rozłożonej retencji powierzchniowej;
- hydrosferę (podsystem wód powierzchniowych), tj. cieki i zbiorniki wód otwartych stanowiące obiekty skupionej retencji powierzchniowej;
- strefę podziemną (podsystem wód podziemnych), czyli strefę saturacji w obrębie której znajduje się układ wodonośny zbudowany ze skał wodonośnych słabo

przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych; tworzą one obiekty rozłożonej retencji podziemnej.



Rys. 3.3. Schematy połączeń systemu wodonośnego (Szymanko, 1980; zmodyfikowany)

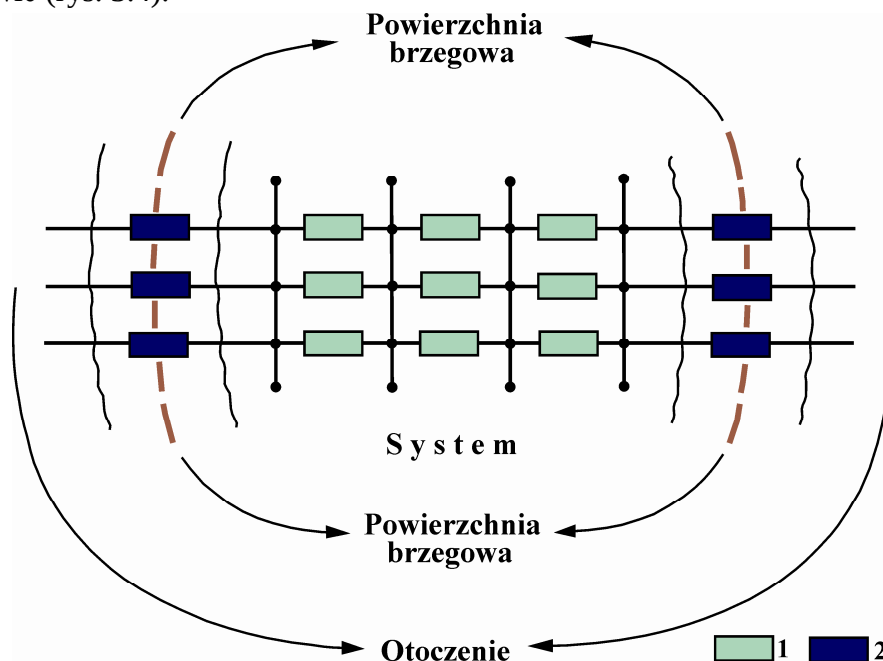
Objaśnienia: 1 – połączenia trwałe, 2 – połączenia informacyjne, 3 – węzły sumacyjne

Wyróżnione podsystemy, obejmujące spływ i odpływ powierzchniowy (system zlewni hydrograficznej) oraz odpływ podziemny (system krążenia wód podziemnych), łączą procesy infiltracji wód podziemnych oraz drenażu tych ostatnich przez wody powierzchniowe.

System wodonośny jest systemem o parametrach przestrzennie rozłożonych tak wewnątrz jak i na powierzchniach brzegowych. Jego wejścia i wyjścia są zatem przestrzennie zmienne; mogą także być sygnałami zmiennymi w czasie. Oznacza to, że przy założeniu ciągłości procesów i zapewniającej tę ciągłość dyskretyzację systemu na modelu, sposobem wyrażania tych sygnałów jest określenie zmian warunków brzegowych I (zmiana stanu wód), II (zmiana wydatków przepływu) i III (wymuszone i/lub naturalne zmiany wydatku przepływu) rodzaju w sposób ciągły na powierzchniach konturujących.

Stosowane w koncepcji systemowej pojęcie elementów wewnętrznego i brzegowego (Szymanko, 1980) jest formą dyskretyzacji ciągłej powierzchni i sprowadzeniem własności przestrzennych poszczególnych elementów systemu do postaci skupionej. Element brzegowy jest w sensie geometrycznym formą przestrzenną, w sensie zaś wejścia i wyjścia punktowym źródłem sygnałów. Sygnały te są uśrednieniem sygnałów rozłożonych w danym elemencie.

Przy określaniu powierzchni konturującej system wodonośny istotne znaczenie ma sposób w jaki działają elementy brzegowe oraz sposób w jaki można te działania przedstawić (rys. 3.4).



Rys. 3.4. Modelowe odwzorowanie systemu (Szymanko, 1980)

Objaśnienia: 1 – elementy wewnętrzne, 2 – elementy brzegowe

Wymienione i rozpoznane elementy systemu wodnego stanowią układ hydrostrukturalny charakteryzujący budowany model hydrogeologiczny (konceptyjny, schemat obliczeniowy) a stanowiący uproszczony model systemu wodonośnego analizowanego zbiornika wód podziemnych.

Granice modelu oddzielają od otoczenia (atmosfera, strefa wód stagnujących, inne systemy wodne) powierzchnie brzegowe, których przebieg i rodzaj wyznaczają działy wodne (powierzchniowe i/lub podziemne), powierzchnia terenu, granice wodoszczelne i zasilające (cieki i zbiorniki wód powierzchniowych, płaszczyzny uskoków, zasięg rozprzestrzenienia warstw skalnych, okna hydrogeologiczne) a także ujęcia wody, obiekty hydrotechniczne, systemy odwadniające (kopalnie, budownictwo, rolnictwo) i nawadniające (rolnictwo, górnictwo, obiekty hydrotechniczne), ogniska zanieczyszczeń (składowiska, osadniki, zwały, zrzuty ścieków, zatłaczanie wód i ścieków), które są elementami powierzchni brzegowych (zewnętrznych i wewnętrznych).

3.3 Warunki brzegowe systemu wodonośnego i jego modelu

Relacje między systemem wodnym i otoczeniem określane są drogą wyznaczania na powierzchniach brzegowych, tzw. warunków brzegowych I, II i III rodzaju. Właściwe ich rozpoznanie i wprowadzenie do modelu hydrogeologicznego, a później matematycznego, uwiarygodniają rezultaty przeprowadzonych analiz i opracowywanych prognoz obejmujących podstawowe trzy procesy przyrodnicze:

- gromadzenie się wód powierzchniowych i podziemnych, czyli retencję w obiektach hydrosfery lądowej;

- przepływ (krążenie) wód między tymi obiektami hydrosfery przez powierzchnie brzegowe (zasilanie, drenaż) i w granicach zbiornika wód podziemnych (systemie wodonośnym);
- zmiany jakości wód krążących w analizowanym systemie.

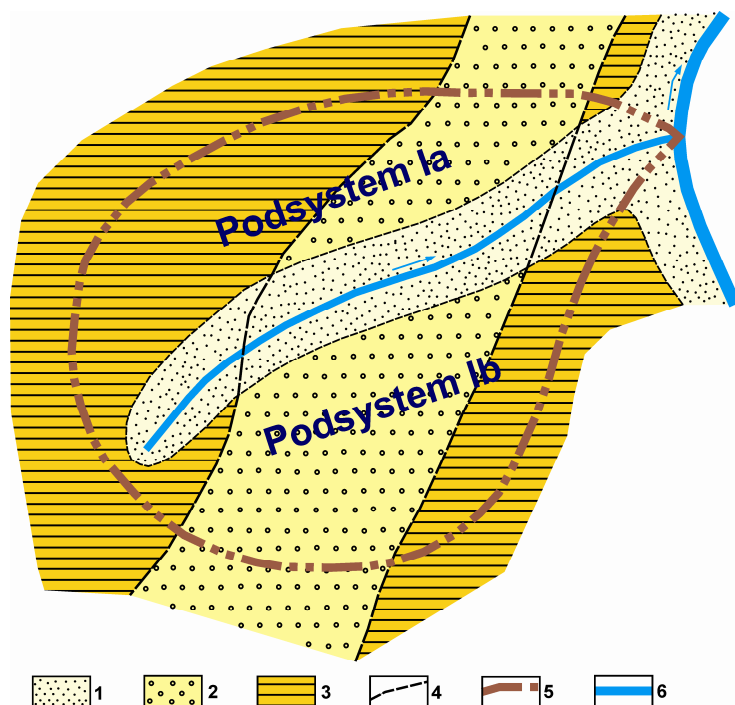
W systemie wodnym wyróżnia się:

- odpływ powierzchniowy całkowity, czyli przepływy i stany wód w ciekach oraz stany wód w zbiornikach powierzchniowych;
- spływ powierzchniowy, tj. spływ wód po powierzchni zlewni i w strefie przypowierzchniowej;
- odpływ podziemny obejmujący efektywną infiltrację opadową oraz przepływy wód w strefie saturacji.

Przepływy powierzchniowe tworzą układ hydrograficzny w granicach zlewni wód powierzchniowych (zlewnie hydrologiczne) wyznaczonych przebiegiem działów wodnych

Odpływ podziemny tworzy system krążenia wód podziemnych opisywany siatką hydrodynamiczną z wydzielonymi strefami: zasilania, przepływu (strumienia wód podziemnych) i drenażu (odpływu).

Układ (system) krążenia wód podziemnych w płytkim (lokalnym) przepływie na ogół odbywa się w granicach zlewni wyznaczonych przebiegiem działów wód podziemnych najczęściej tożsamy z granicami zlewni hydrologicznej. Układy (systemy) krążenia wód głębszych z układami hydrostrukturalnymi w obrębie zbiorników wód podziemnych są najczęściej niezgodne z układami hydrograficznymi (rys. 3.5).

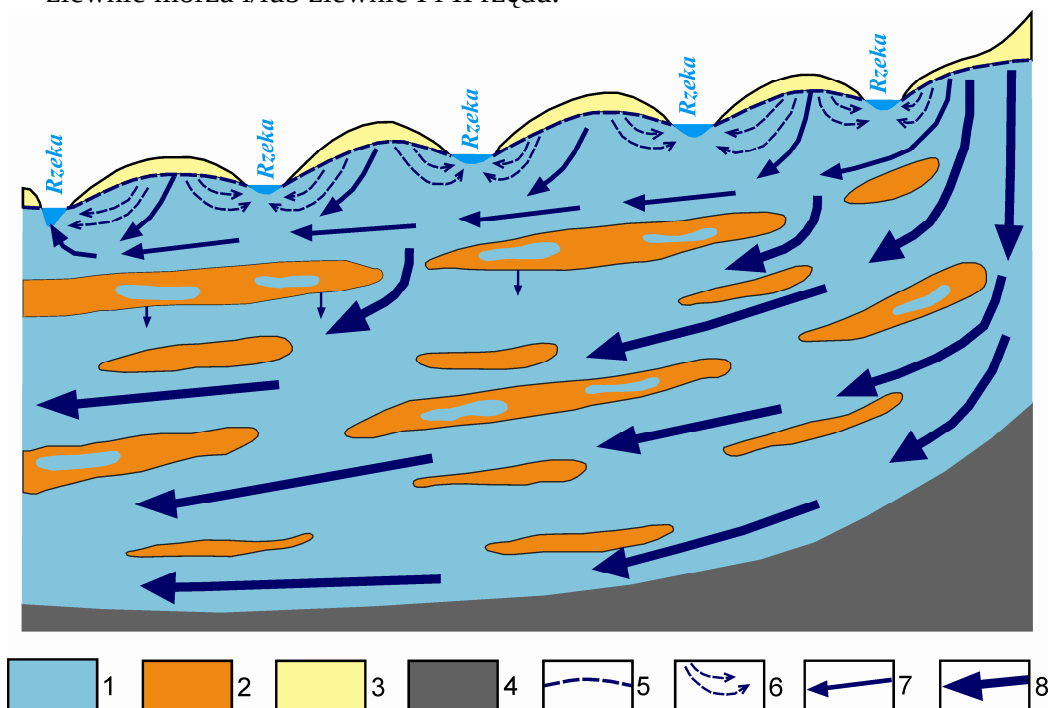


Rys. 3.5. Relacja między strukturą hydrogeologiczną a systemem wodonośnym (Szymanko, 1980; zmodyfikowany)

Objaśnienia: 1 – struktura hydrogeologiczna współczesnej doliny rzecznej, 2 – struktura hydrogeologiczna doliny kopalnej, 3 – struktury morenowe, 4 – granice hydrostrukturalne, 5 – powierzchnia brzegowa systemu wodonośnego określona na dziale wód podziemnych, 6 – powierzchnia brzegowa systemu wodonośnego określona na korycie rzeczonym

Odpływ wód przez strefę podziemną rozdziela się na (rys. 3.6):

- odpływ podziemny lokalny, tworzący lokalne układy krążenia wód ograniczony do grani zlewni wód powierzchniowych niskiego rzędu (na ogół V-go i niższych),
- odpływ podziemny przejściowy (pośredni), tworzący przejściowe (pośrednie) układy krążenia wyznaczone granicami zlewni III i IV rzędu,
- odpływ podziemny regionalny, tworzący regionalne układy krążenia obejmujące zlewnie morza i/lub zlewnie I i II rzędu.



Rys. 3.6. Regionalny system przepływu wód podziemnych, składający się z subsystemów o zróżnicowanym zasięgu przestrzennym i złożonych warunkach krążenia

Objaśnienia: 1 – ośrodek dobrze przepuszczalny, 2 – utwory słabo przepuszczalne, 3 – strefa aeracji, 4 – utwory praktycznie nieprzepuszczalne, 5 – zwierciadło wód podziemnych; kierunki przepływu wód podziemnych: 6 – lokalny system przepływu, 7 – pośredni system przepływu, 8 – regionalny system przepływu

Struktura układów krążenia przejściowego (pośredniego) i regionalnego może w istotny sposób różnić się od układu hydrograficznego dorzecza.

Podstawowym źródłem zasilania (przychodu) systemu wodnego jest opad atmosferyczny, uzupełniony dopływami wód powierzchniowych i podziemnych (z otoczenia systemu). Odpływy (straty, rozchód) stanowią parowanie terenowe i z tzw. wolnej powierzchni oraz odpływ powierzchniowy całkowity ciekami i odpływ podziemny do otoczenia systemu.

W warunkach krążenia naturalnego w systemie układu lokalnego przemieszcza się od 70 do 90% wód infiltrujących, w krążeniu pośrednim (przejściowym) od 7 do 20%, a w układzie regionalnym pozostaje od 3 do 10% tych wód. Odpowiada to wyróżnianym w hydrogeologii strefom wymiany wód oraz strefowości hydrogeochemicznej. Wymuszenia wywoływane czynnikami antropogenicznymi prowadzą do zmian zarówno ilościowych tego rozkładu, jak i jakościowych w sensie przejmowania części wód z jednego układu do drugiego w wyniku rozwoju procesów przesiąkania przez skały słabo przepuszczalne, odsączania ze skał słabo-, a nawet i

nieprzepuszczalnych oraz uruchamiania nowych dróg przepływu i kontaktów hydraulicznych (głębokie odwadnianie górnicze, rozszczelnienie płaszczyzn uskokowych, odsłanianie i przeobrażenia powierzchni terenu). Przepływy te można kwalifikować jako wewnętrzne, związane także ze zmianami retencji podziemnej.

3.4 Cele analiz systemu wodonośnego a skale modelowania

Celem analiz systemów wodonośnych (tworzenia modelu hydrogeologicznego – koncepcyjnego) dokonywanych na potrzeby modelowania jest określenie stanów wewnętrznych (hydrodynamicznego i/lub hydrogeochemicznego) oraz wykonanie bilansu wodnego poprzez porównanie przychodów i rozchodów wewnątrz systemowych oraz kształtowanych na powierzchniach brzegowych (relacje z otoczeniem).

Celem badań hydrogeologicznych i obliczeń modelowych jest w przeważającej mierze ocena wielkości zasobów wód podziemnych oraz wpływu prowadzonych prac odwodnieniowych (eksploatacja ujęć, odwodnienie górnicze lub budowlane) i hydrotechnicznych na zmiany naturalnych uwarunkowań hydrodynamicznych i hydrochemicznych w systemie wodnym. Na modelu matematycznym, podobnie jak w naturalnym systemie wyraża się to w postaci bilansu wodnego oraz pól hydrodynamicznych i/lub hydrogeochemicznych w granicach wydzielonego obiektu. Elementy te (bilans i pola) są zmienne w czasie i przestrzeni zarówno pod wpływem czynników naturalnych jak i antropogenicznych wewnątrz systemu i na jego powierzchniach brzegowych zewnętrznych i wewnętrznych. Na modelu wyraża się to poprzez wprowadzenie stałych i/lub zmiennych w czasie i przestrzeni warunków brzegowych I, II i III rodzaju (zewnętrznych i wewnętrznych).

W badaniach modelowych prowadzonych na potrzeby bilansowania zasobów wód pojęcie systemu wodnego (zbiornika) lub jego wydzielonej części (subzbiornika) jest utożsamiane z jednostkami bilansowymi (zasobowymi). W zależności od celu prowadzonych badań i symulacji modelowych wydzielenia jednostek zasobowych (cel: obliczenie wielkości zasobów) lub jednostek gospodarowania zasobami (cel: racjonalizacja gospodarowania) dokonuje się w oparciu o grupy determinantów (rys. 3.7 i 3.8). Kryteria te (determinanty) mogą mieć charakter naturalny (przyrodniczy) i/lub antropogeniczny o charakterze wymuszeń (S. Dąbrowski, J. Szymanko, 1980; A. Szczepański, 2008).

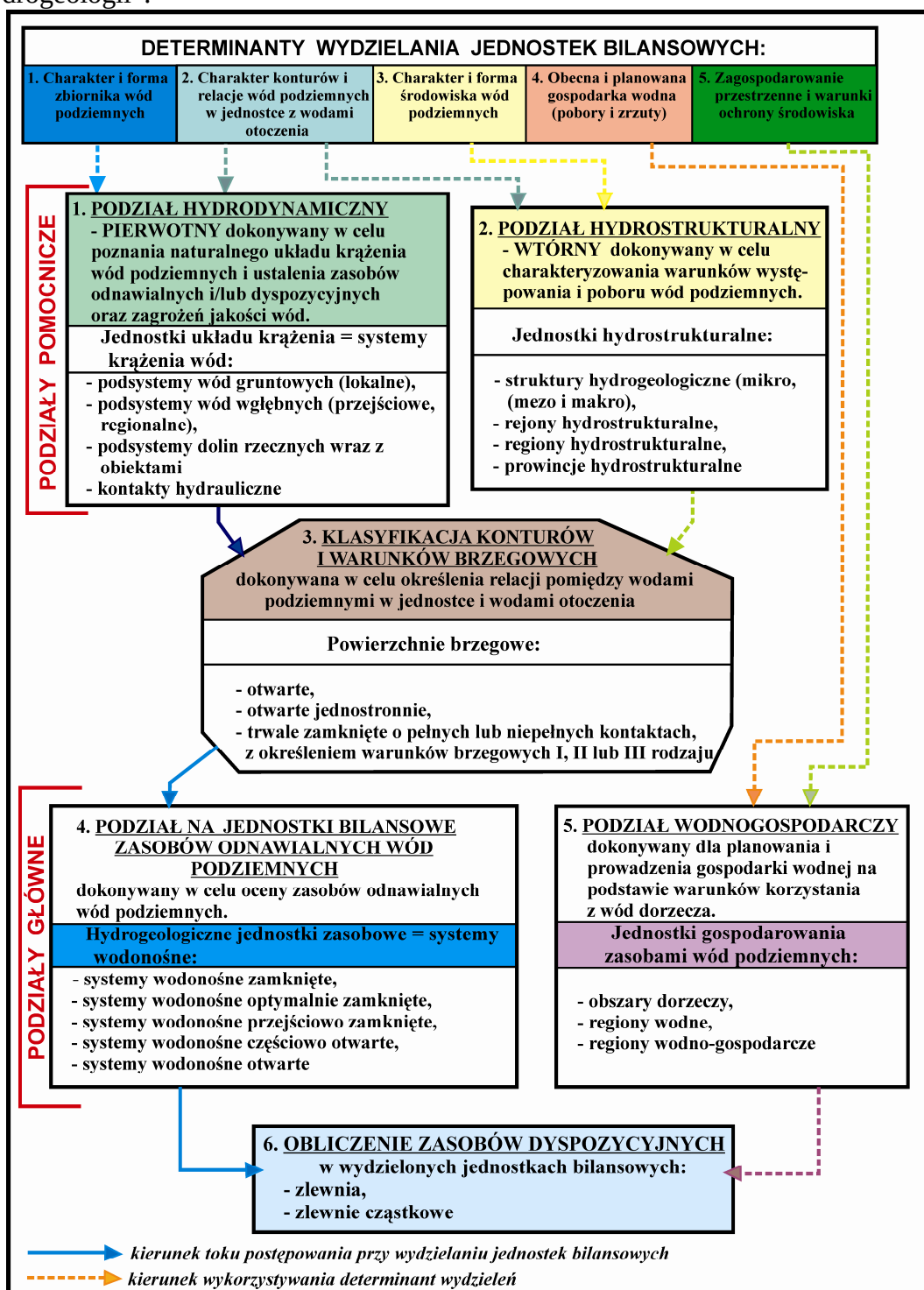
W ścisłej relacji z celem badań i analiz w systemie lub subsystemie pozostaje skala modelowania, a tym samym sposób odwzorowania modelu hydrogeologicznego obiektu w modelu matematycznym (ilość wydzielonych warstw, krok siatki dyskretyzacyjnej, wybór programu obliczeniowego i sposobu realizacji obliczeń: filtracja ustalona, nieustalona). Na wybór skali modelowania wpływ powinny także posiadać:

- stopień skomplikowania budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych;
- stan rozpoznania tych elementów hydrostrukturalnych i hydrodynamicznych;
- zróżnicowanie naturalnych uwarunkowań na powierzchniach brzegowych;
- ilość i charakter wymuszeń wewnątrz modelowanego systemu i na jego powierzchniach brzegowych (warunki graniczne).

Wiarygodność wykonywanych analiz i badań modelowych w pierwszym rzędzie determinuje zidentyfikowanie stref drenażowych i granic zbiorników wód podziemnych. Identyfikacja stref drenażowych to nie tylko odtworzenie ich przebiegu, ale także rozpoznanie charakteru związków wód podziemnych z powierzchniowymi. Ten element modelu koncepcyjnego i matematycznego jest równocześnie najtrudniejszym do weryfikacji w czasie identyfikacji tego ostatniego. Pozostałe elementy strukturalne modeli, a także samą skalę modelu matematycznego, można

weryfikować z dużą wiarygodnością metodą prób i błędów z uwzględnieniem celu prowadzonych badań i obliczeń (Szczepański, 2008).

Zagadnienia te były prezentowane i dyskutowane w czasie kolejnych konferencji „Modelowanie przepływu wód podziemnych” oraz „Współczesne problemy hydrogeologii”.

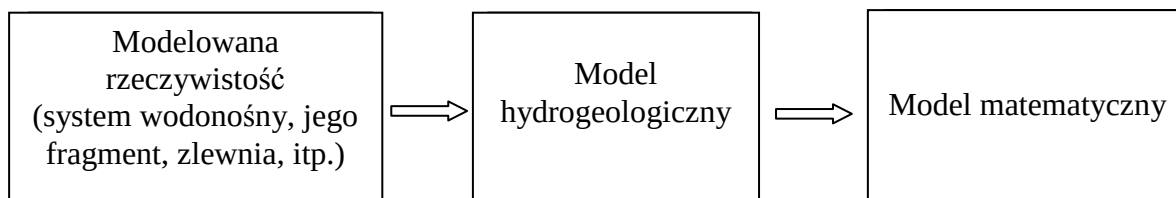


Rys. 3.7. Schemat postępowania i podziału jednostek hydrogeologicznych w bilansowaniu zasobów wód podziemnych (Dąbrowski i Szymanko, 1980; zmodyfikowany: Szczepański, 2008)

4. Modele hydrogeologiczne systemów wodonośnych

4.1 Zasady schematyzacji hydrogeologicznej

Dla stworzenia modelu matematycznego dowolnego systemu wodonośnego niezbędne jest dokonanie jego uproszczeń, aby możliwy był opis procesów zachodzących w obrębie systemu przy pomocy równań matematycznych. Zadanie to wykonywane jest zwykle w dwóch zasadniczych krokach: modelowaną rzeczywistość należy uprościć, opisać i przedstawić w formie modelu hydrogeologicznego, a następnie ten model podlega przekształceniu na właściwy model matematyczny, tak jak to pokazano na poniższym schemacie:



Przyjmuje się, że model hydrogeologiczny, nazywany także pojęciowym (ang. conceptual model), jest opisem struktur systemu wodonośnego oraz przebiegu procesów w nim zachodzących z uwzględnieniem kontaktów z otoczeniem. Model ten składa się z szeregu założeń, które redukują zagadnienia rzeczywiste do ich uproszczonych odpowiedników. Stanowi on też zbiór hipotez, co do tego, jak rzeczywisty system hydrogeologiczny reaguje na wymuszenia zadawane wewnątrz systemu oraz na wymuszenia wprowadzane do niego z zewnątrz.

Całość procesów zmierzających do uproszczenia modelowanego systemu wodonośnego określa się mianem schematyzacji. Dokonywana jest ona zarówno przy realizacji modelu hydrogeologicznego, jak i przy tworzeniu na jego podstawie modelu matematycznego. W niniejszym rozdziale omówione zostaną zagadnienia schematyzacji dokonywanej przy tworzeniu modelu hydrogeologicznego. W rozdziale 6 natomiast przedstawiono problemy schematyzacji związane z tworzeniem modelu matematycznego.

Modelowana rzeczywistość opisana jest danymi źródłowymi w postaci informacji:

- punktowych: profile wierceń, wyniki pompowań badawczych, wyniki badań filtracji, wyniki analiz fizykochemicznych, pomiary położenia zwierciadła wód podziemnych,
- o charakterze liniowym: wyniki badań geofizycznych, przekroje geologiczne, przekroje hydrogeologiczne,
- obszarowych: mapy geologiczne, hydrogeologiczne (MhP), sozologiczne, hydrograficzne i inne materiały kartograficzne, archiwalne materiały dokumentacyjne.

Należy zwrócić uwagę na bardzo istotny fakt, że dokładne (wiarygodne) informacje punktowe dotyczą konkretnego miejsca obszaru badań i wcale nie muszą być reprezentatywne dla pozostałego obszaru. Dotyczy to zwłaszcza danych pozyskiwanych z otworów studziennych, które z założenia lokalizowane są w obszarach o najkorzystniejszych warunkach hydrogeologicznych, aby zapewnić jak najlepsze warunki eksploatacji ujęcia. Określone w dokumentacjach ustalających zasoby eksploatacyjne ujęć parametry filtracyjne dotyczą więc konkretnego otworu i jego otoczenia. Pozostałe informacje o charakterze liniowym i obszarowym zawierają już w sobie interpretację danych punktowych w postaci przekrojów, map, dokumentacji i innych.

Trzeba podkreślić, że model koncepcyjny jest wszechstronną **autorską** interpretacją dostępnych materiałów geologicznych, hydrogeologicznych, sozologicznych. Stworzenie wiarygodnego modelu hydrogeologicznego ma kluczowe znaczenie w przygotowaniu modelu matematycznego. Doświadczenie prac modelowych wskazuje, że czas poświęcony na wnikliwe przygotowanie modelu hydrogeologicznego w sposób istotny zmniejsza czas poświęcony na fazę prac nad modelem matematycznym. Jego tarowanie jest wówczas względnie szybkie i niejednokrotnie po wprowadzeniu danych wejściowych model niemalże od razu odtwarza oczekiwane stany hydrodynamiczne.

Rozszerzające informacje dotyczące zasad tworzenia modeli koncepcyjnych prezentowane są w licznych pozycjach literaturowych (Dąbrowski 1978a, 1997, Dąbrowski, Szymanko, 1980, Dąbrowski, Rynarzewski, Pawlak, 2004, Fiszer, Sawicki, 1989, Gurwin, Serafin, 2008, Kazimierski, 1985, 1993, Macioszczyk, 1986, Macioszczyk, Kazimierski, 1990, Michalak, 2008, Szczepański, 2008, Szczepiński, 2004, Witczak i in., 2003).

4.2 Zestaw danych składających się na model hydrogeologiczny

Model hydrogeologiczny jest opisowym i graficznym przedstawieniem struktury i procesów zachodzących w systemie wodonośnym. Model ten charakteryzują następujące podstawowe elementy:

- warunki występowania wód w strukturze geologicznej, w tym:
 - rozprzestrzenienie utworów wodonośnych, słabo przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych oraz ich granice w postaci wydzielonych warstw, poziomów określonego wieku,
 - litologia i skład mineralny środowiska skalnego,
 - charakter porowatości i dróg krążenia wód,
 - miąższości warstw wodonośnych i rozdzielających;
- parametry hydrogeologiczne skał wodonośnych i słabo przepuszczalnych, w tym:
 - współczynnik filtracji i przewodność w układzie x, y, z,
 - współczynnik odsączalności, współczynnik zasobności sprężystej,
 - współczynnik porowatości;
- parametry strumienia wód podziemnych:
 - wysokości hydrauliczne w obrębie pola filtracji,
 - stany zwierciadła wód aktualne i z wielolecia,
 - kierunki przepływu wód,
 - położenie zwierciadła wód powierzchniowych związanych z podziemnymi,
- warunki naturalnego zasilania, przepływu wód i drenażu, w tym:
 - wielkość infiltracji opadowej oraz jej rozkład,
 - kontakty i przepływy wód pomiędzy warstwami wodonośnymi,
 - identyfikacja drenaży i zasilania naturalnych cieków i zbiorników wodnych;
- czynniki gospodarczego (antropogenicznego) kształtowania przepływów i zasilania wód podziemnych:
 - eksploatowane ujęcia wody i inne systemy drenażu,
 - zbiorniki wodne i budowle piętrzące,
 - odwodnienia budowlane i kopalniane.

Dla modeli migracji zanieczyszczeń przygotowywane są dane o występowaniu i rozkładzie związków chemicznych podlegających ocenie modelowej. Najczęściej są to związki konserwatywne, jak chlorki, siarczany lub inne wskaźniki, jak tryt, nie

podlegające sorpcji i desorpcji w środowisku wód podziemnych. Modele transportu ciepła wymagają danych o rozkładzie pola temperatury w obrębie obszaru badań.

4.3 Pozyskiwanie i tworzenie danych wejściowych do modelu hydrogeologicznego

Dane dotyczące rozpoznania hydrogeologicznego zbierane i analizowane powinny być zawsze z obszaru większego niż przewidywane badania modelowe. Pozyskiwane są one z dotychczasowego rozpoznania hydrogeologicznego, jako materiały archiwalne, jak również w wyniku przeprowadzenia prac terenowych specjalnie zaprojektowanych dla potrzeb badań modelowych.

Podstawową wykorzystywaną bazą danych jest Centralny Bank Danych Hydrogeologicznych HYDRO, sukcesywnie aktualizowany, działający w strukturze Centralnego Archiwum Geologicznego, nad którym nadzór sprawuje Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy.

Ponadto dane geologiczne i hydrogeologiczne przydatne do tworzenia modeli znajdują się w następujących materiałach:

- Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 (MhP) uwzględniająca główny poziom wodonośny oraz pierwszy od powierzchni terenu poziom wodonośny,
- Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 (SMGP) ,
- Mapa sozologiczna Polski w skali 1:50 000,
- dokumentacje hydrogeologiczne wykonywane w skali regionalnej, tj. dotyczące dużych ujęć wód podziemnych, rejonów bilansowych (zasoby dyspozycyjne), odwodnień kopalnianych i określające warunki hydrogeologiczne wydzielonych obszarów.

Elementem niezwykle przydatnym do tworzenia modelu hydrogeologicznego są wyniki badań monitoringowych, jako że prezentują one wieloletnie stany wód podziemnych. Stany wód powierzchniowych przedstawia się w oparciu o punkty pomiarowe Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW). Dla rzek nieobjętych siecią pomiarową IMGW wykorzystać można podkłady topograficzne, które, z pewnym, przybliżeniem, przedstawiają rzędne zwierciadła wód zarejestrowane na rzekach i jeziorach.

Dane meteorologiczne rejestrowane są w sieci stacji i posterunków Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej i są udostępniane za odpłatnością. Często dla oceny wielkości przepływów cieków powierzchniowych projektuje się specjalne pomiary, które jednak z reguły mają charakter jednorazowy, a więc odzwierciedlają pewien chwilowy stan hydrodynamiczny cieków. Istotne dane o zmienności stanów wód w wieloleciu wywołane czynnikami hydrometeorologicznymi i antropogenicznymi są rejestrowane w sieci monitoringu krajowego wód podziemnych (uprzednio SOH) i udostępniane przez Centralne Archiwum Geologiczne.

Wszystkie ww. materiały użyteczne do tworzenia modeli pozyskiwane są z reguły w postaci elektronicznej – jako warstwy informacyjne systemu GIS. W takiej postaci są one wykorzystywane do tworzenia map tematycznych składających się na model hydrogeologiczny.

Pozyskanie danych z systemów GIS

Dla wielu programów modelujących konieczne jest wczytanie pierwszej warstwy jaką jest rzeźba terenu. Można posłużyć się tu gotowymi zasobami GIS znajdującymi się np. w Centralnym Ośrodku Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej.

Dostępne są tam gotowe Numeryczne Modele Terenu pozyskane na podstawie zdjęć lotniczych o kroku siatki 15 – 50 m (w układzie współrzędnych płaskich prostokątnych „1992” w formacie plików: ascii, tin i ttn).

Dla potrzeb modelu o mniejszej dokładności kroku siatki, odpowiednimi danymi referencyjnymi dla opracowań średnioskalowych będą: Bazy Danych Ogólnogeograficznych (w skalach: 1:250 000 - pełne pokrycie dla Polski, dane w układzie „1992”), mapa wektorowa poziomego drugiego (VMapL2 – w skali 1:50 000 – pokrycie około 30% powierzchni kraju, dane w ukł. „WGS 84”), Baza Danych Obiektów Topograficznych (w skali 1:10 000 – około 20% pokrycia powierzchni kraju, dane w układzie „1992”).

Elementami przydatnymi do wygenerowania siatki rzeźby terenu zamieszczonymi w tych bazach będą: warstwy, koty wysokościowe oraz skarpy. Dane o różnym typie geometrycznym zamieniamy na tabelę punktów o znanych wartościach pól: X, Y i Z.

Warstwy takie jak: ciekі, zbiorniki wodne i ich głębokości, koty wodne oraz działąy wodne można pozyskać także z map tematycznych takich jak Mapa Hydrograficzna Polski 1:50 000 - 60% pokrycia kraju, dane w układzie „1992”), czy Mapy cyfrowej podziału hydrograficznego Polski MHP (IMGW) – 100% pokrycia kraju, dane w układzie „1992”).

Tworzenie warstw wejściowych do modelowania matematycznego polega na wygenerowaniu regularnej siatki wartości – tzw. grid (choć może być ona zagęszczana lokalnie). „Gridding” jest procedurą polegającą na wyznaczeniu wartości funkcji w regularnie położonych węzłach siatki X-Y. Wartość Z wyznaczana jest natomiast metodami geostatystycznymi (np. aproksymacyjnymi, czy interpolacyjnymi lub ekstrapolacyjnymi).

W programach wspomagających tworzenie równomiernej sieci danych (np. Surfer, Visual MODFLOW, Geomedia GRID) kluczowe znaczenie mają odległości położenia punktów danych od węzła siatki. Decydują one o tym w jakim stopniu wartości funkcji w punktach danych mają wpływ na wartość funkcji w węźle siatki. Można to wyrazić wzorem:

$$Z_{i,j} = w_1 * z_1 + \dots + w_n * z_n$$

gdzie:

$z_{i,j}$ - wartość funkcji w węźle na pozycji (i,j)

z_k – dla k od 1 do n (przyjmujemy liczebność punktów danych wejściowych jako n) , to wartości współrzędnych Z punktów danych wejściowych

w_k – dla k od 1 do n, to wartości współczynników wagowych, decydujących o wpływie wartości w danym punkcie danych wejściowych na wartość funkcji w węźle siatki. Wartości współczynników wagowych są dobierane za pomocą algorytmów interpolacji.

Kolejne warstwy modelu generuje się w analogiczny jak w przypadku wyżej wspomnianej rzeźby terenu sposób, zachowując ten sam układ współrzędnych danych wejściowych, krok siatki, oraz punkt początkowy modelu.

Przestrzenne analizy oraz wstępne interpolacje danych GIS takich jak głębokości stropu i spągu warstw wodonośnych z Banku HYDRO (PIG-PIB), są narzędziami bardzo przydatnymi przy przygotowywaniu warstw modelu. Często posiadając fragmentaryczne dane dotyczące głębiej położonej warstwy wodonośnej można dokonać interpolacji uzyskując przybliżone wartości na pozostałym, analizowanym obszarze.

Przy przygotowywaniu siatki danych, które mają zostać przeniesione do programu modelującego należy zwrócić szczególną uwagę na to, w którym miejscu siatki przechowywana jest wartość uzyskana w wyniku obliczeń np. w węźle siatki (Surfer), czy jest to środek bloku (Visual MODFLOW, Geomedia GRID, czy biblioteka programów Hydrylib). W drugim przypadku należy pamiętać o odpowiedniej

modyfikacji współrzędnych (dodaniu lub odjęciu od współrzędnych wartości $\Delta x/2$ i $\Delta y/2$).

Metody geostatystyczne dostępne w programach GIS

Wybierając metodę obliczeń należy brać pod uwagę jakiego typu wartości chcemy oszacować (głębokość zwierciadła wody, przewodnictwo itp.), jaka jest rzeźba analizowanego terenu (nizinna, górська itp.) oraz rodzaj ośrodka filtracji (porowy czy szczelinowy). Dokonanie analizy tych danych pozwoli na odpowiedź na następujące pytania: czy wybrać metodę geostatystyczną globalną, czy lokalną; wierną czy wygładzoną oraz zakładającą ciągłość, czy nieciągłość powierzchni interpolowanej.

Metody geostatystyczne badają relacje topologiczne między punktami w przestrzeni. Często przez pojęcie to rozumie się metody interpolacyjne, jednak jest ono o wiele szersze. Mając do dyspozycji zbiór punktów (np. dane o lokalizacji i parametrach hydrogeologicznych otworów wiertniczych, dane geofizyczne, itp.) chcemy wyznaczyć wartości parametrów (np. współczynnika filtracji, spągu stropu, rzędnych zwierciadła wody, itp.) dla wszystkich punktów siatki interpolacyjnej.

Warto przybliżyć tu pojęcie aproksymacji. Funkcja aproksymująca nie musi przechodzić przez zadane punkty jak w przypadku interpolacji. Ponieważ dane terenowe są obarczone błędami pomiarowymi wobec tego żądanie aby obliczona funkcja przechodziła dokładnie przez te punkty (interpolacja) jest często nieuzasadnione – wystarczy, żeby obliczona funkcja miała wartości zbliżone do pomiarowych (aproksymacja). Aproksymację można wykorzystywać również wtedy, gdy nie istnieje funkcja analityczna pozwalająca na interpolację (np. w ogólnym przypadku do wyznaczenia paraboli wystarczą 3 punkty, natomiast najczęściej 4 i więcej dowolnych punktów nie leży na jednej paraboli). Aproksymacja danych jest zatem przybliżeniem do modelu (rozumianym poprzez minimalizację funkcji błędu (najczęściej używana jest funkcja błędu kwadratowego RMS). Do metod aproksymacyjnych zaliczamy min. metodę Sheparda, local polynomial.

Interpolacja natomiast polega na wyznaczeniu w danym przedziale takiej funkcji (tzw. funkcji interpolacyjnej), która przyjmuje ustalone wartości w punktach zwanych węzłami. Do metod interpolacyjnych zaliczymy np. interpolację liniową, interpolację dwuliniową, kriging, interpolację wielomianową, interpolację funkcjami sklejanymi (tzw. spline) oraz triangulację z interpolacją liniową.

Szczegółowe informacje dotyczące w/w metod i innych znajdzie Czytelnik w podręcznikach dotyczących GIS oraz instrukcjach (poradnikach) programów Surfer, Visual Modflow i innych.

4.4 Skale modelu

Skale modeli hydrogeologicznych są uzależnione od celów i wielkości obiektów badań modelowych oraz stopnia szczegółowości rozpoznania związanych z nimi systemów wodonośnych o charakterze lokalnym lub regionalnym. W zależności od powyższego mamy modele szczegółowe w skalach od 1:1 000 do 1:50 000 oraz modele przeglądowe w skalach mniejszych zwykle 1:100 000 do 1:200 000.

W przypadku ujęć wód podziemnych skala modelu hydrogeologicznego powinna być dobrana z szczególną wnikliwością, bowiem musi uwzględniać typ ujęcia, rozmieszczenie studni w jego obrębie, spodziewane składowe zasobów eksploatacyjnych, wyznaczenie obszaru zasobowego ujęcia, obszaru jego wpływu i strefy ochronnej w nawiązaniu do obszaru spływu wód podziemnych (Dąbrowski i in., 2004).

W przypadku oceny zasobów dyspozycyjnych systemów wodonośnych lub dla potrzeb określenia obszarów głównych zbiorników wód podziemnych modele te tworzy się w skali 1:50 000 zgodnie z wymogami Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia

5.10.2005 r., jakimi powinny odpowiadać dokumentacje hydrogeologiczne i geologiczno – inżynierskie (Dz. U. Nr 201, poz. 1673). Modele w skalach przeglądowych tworzy się gdy obszar badań jest rozległy, a celem jest charakterystyka globalna systemu wodonośnego (np. bilans krążenia wód), a nie rozwiązywanie problemów szczegółowych. Konstrukcja takich modeli z góry zakłada rezygnację z odwzorowania pewnych szczegółowych elementów systemu wodonośnego, na rzecz jego charakterystyki globalnej. Przykładem może być tu model rejonu Pojezierza Wielkopolskiego (rys. 4.1. – 4.3.). Dla części wschodniej obszaru skala ta była wystarczająca do odwzorowania hydrostrukturalnego tego zbiornika i regionalnych struktur hydrogeologicznych piętra czwartorzędowego, ale nie pozwoliła odzwierciedlić układu hydrogeologicznego drobnych dolin rzecznych i kopalnych o szerokości poniżej 1 km.

Modele hydrogeologiczne dla potrzeb migracji zanieczyszczeń, w systemie 3D i transportu ciepła są z reguły modelami szczegółowymi w skali 1:10 000 i większej.

Skala modelu jest bardzo istotna, gdyż od niej zależy szczegółowość i dokładność odwzorowania różnych elementów systemu wodonośnego, a istotnych dla kształtowania się zasilania lub przepływów wód, stąd winny one być starannie dobierane dla odwzorowania modeli hydrogeologicznych zagadnień realizowanych dla zadań specjalnych, w tym ujęć wód podziemnych.

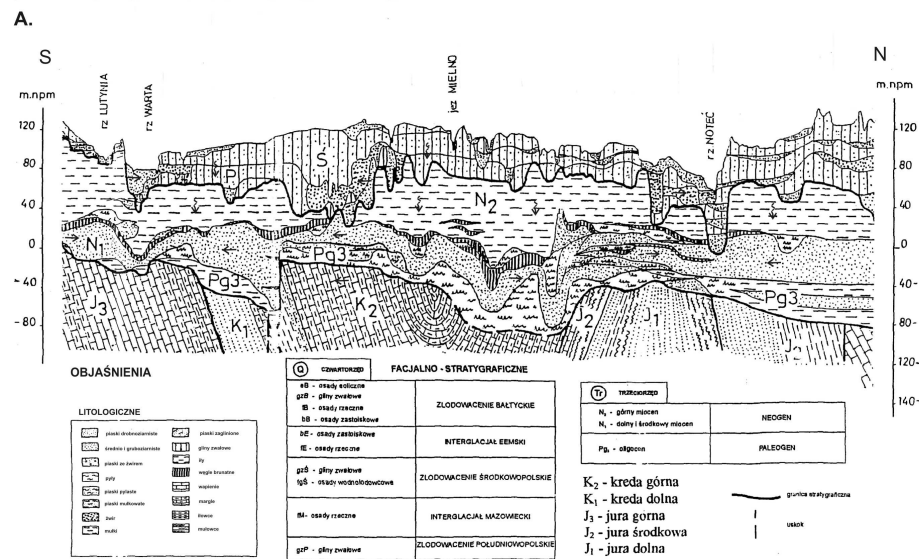
4.5 Konstruowanie modelu

Konstrukcja modelu hydrogeologicznego polega na przełożeniu wiedzy o rzeczywistych procesach zachodzących w systemie wodonośnym na upraszczający je opis, dokonany w stopniu szczegółowości adekwatnym do celu zadania. Niezbędna schematyzacja musi uwzględniać cały szereg elementów, z których najistotniejsze to:

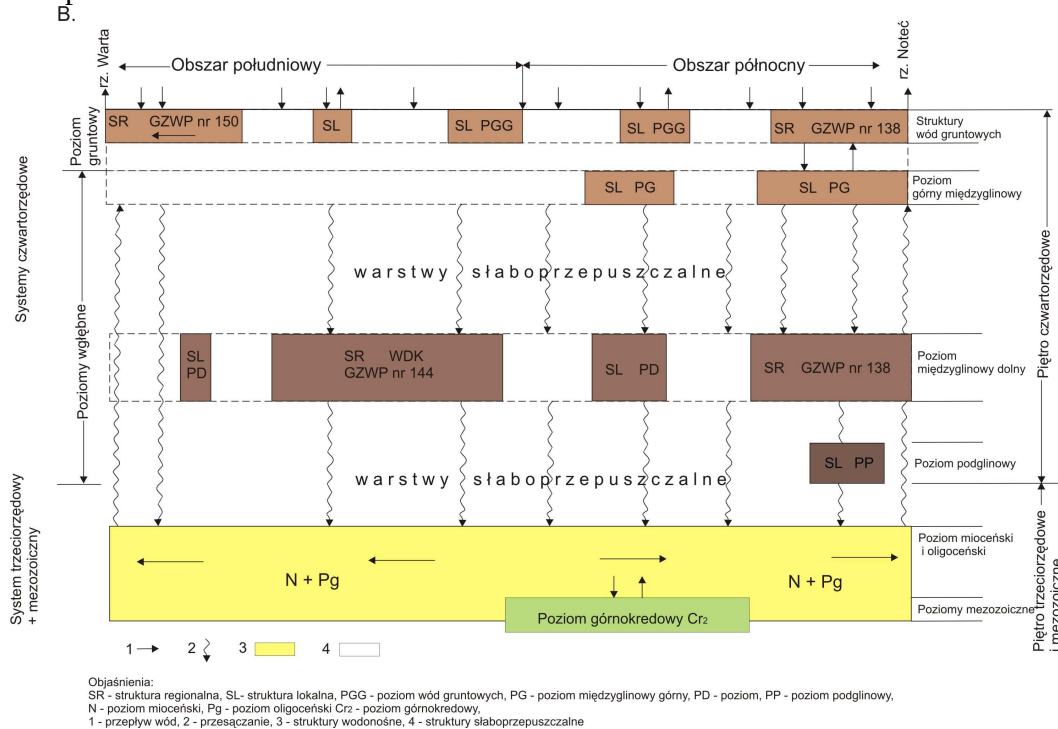
1. Określenie granic analizy hydrogeologicznej systemu, tj. granic rozpoznania oraz przewidywanych granic modelu matematycznego,
2. Określenie warstwowości modelu, tj. zastąpienie przestrzennie zorientowanego strumienia wód podziemnych odpowiadającym mu strumieniem płaskim w wielu wydzielonych warstwach. Wyjątkiem są tu modele trójwymiarowe, wykonywane jednak stosunkowo rzadko.

Generalnie zasady tworzenia modelu hydrogeologicznego definiuje zestaw materiałów, które służą do prezentacji tego modelu (patrz rozdział 4.6). W sposób szczególny trzeba zwrócić uwagę na zasadę objęcia modelem rejonów w pełni bilansowych, tj. takich, które ograniczone są wododziałami wód podziemnych, bądź też posiadają ograniczenia strukturalne — np. w postaci wychodni warstw. Dla modeli tworzonych w celu oceny zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych oraz modeli odwodnień budowlanych i kopalnianych obszar badań powinien obejmować także przewidywany obszar oddziaływania. Bardzo cenna jest możliwość wykorzystania przy identyfikacji modelu danych hydrologicznych w postaci przepływów rzecznych.

W określaniu warstwowości modelu istotne jest ustalenie stopnia więzi hydraulicznej poszczególnych warstw wodonośnych, które wyróżnione są na przekrojach hydrogeologicznych. Agregacji podlegają te warstwy, które wykazują taką więź, a miarą jest tu różnica ciśnień piezometrycznych. Po tym zabiegu model hydrogeologiczny powinien umożliwić odwzorowanie lokalnych i regionalnych układów krążenia. Przykład takiej agregacji i jednocześnie przejścia od rzeczywistości, poprzez model hydrogeologiczny, do modelu matematycznego pokazuje rysunek 4.1. – 4.3.

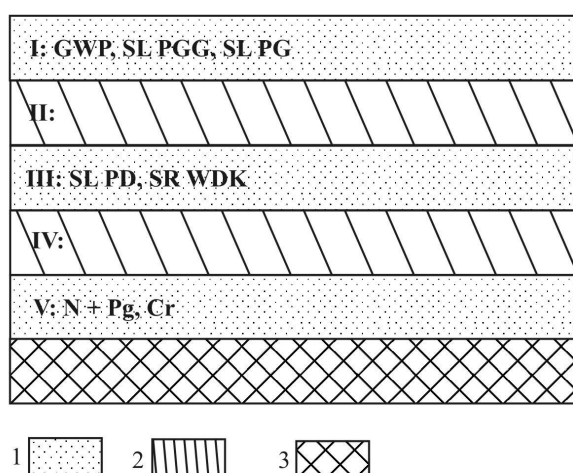


Rys. 4.1. Przekrój geologiczny regionalny Pyzdry – Nakło przez Pojezierze Wielkopolskie



Rys. 4.2. Systemy wód podziemnych Pojezierza Wielkopolskiego

C.



Rys. 4.3. Schemat warstw regionalnego modelu matematycznego Pojezierza Wielkopolskiego

Objaśnienia: 1 – warstwy wodonośne, 2 – warstwy słabo przepuszczalne, 3 – warstwa szczelna

Dla struktur w formie warstw/poziomów należy określić ich parametry hydrogeologiczne: zaleganie stropu, spągu, miąższości oraz współczynnika filtracji, przewodności, odsączalności, porowatości efektywnej i zasobności sprężystej, a dla warstw słabo przepuszczalnych pionowy współczynnik filtracji. Konieczna jest przy tym identyfikacja: eksploatacji ujęć i innych wymuszeń antropogenicznych oraz cieków, jezior i innych zbiorników wodnych związanych hydraulicznie z wodami podziemnymi, a także zasilania systemu wodonośnego z opadów.

4.6 Sposób prezentacji modelu hydrogeologicznego

Model hydrogeologiczny prezentowany jest w postaci graficznej (mapy, przekroje) oraz opisowej (tekst, tabele, wykresy). Na model ten składają się:

1. Mapa dokumentacyjna pokazująca lokalizację wszystkich istotnych elementów zagospodarowania terenu oraz studni, cieków powierzchniowych, linii przekrojów hydrogeologicznych, punktów opróbowań (np. miejsca pobór próbek do badań laboratoryjnych) i innych elementów istotnych dla prezentowanego modelu.
2. Przekroje hydrogeologiczne z zaznaczeniem sposobu agregacji warstw wodonośnych.
3. Mapy hydrostrukturalne systemu wodonośnego: miąższość wydzielonych warstw wodonośnych (strop, spąg warstw) i rozkład ich parametrów filtracyjnych (bądź przewodności warstw), miąższość i parametry filtracyjne warstw słabo przepuszczalnych (bądź rozkład oporności tych warstw).
4. Mapy układu hydrodynamicznego w postaci hydroizohips wydzielonych warstw wodonośnych (lub głównej użytkowej warstwy wodonośnej w przypadku braku danych do różnicowania naporów w poszczególnych warstwach) wraz z wykazaniem stref drenażu/zasilania naturalnego i sztucznego cieków, zbiorników wodnych, budowli hydrotechnicznych i ujęć wód podziemnych.
5. Mapa rozkładu zasilania infiltracyjnego pierwszej od powierzchni terenu warstwy wodonośnej.

W części tekstowej przedstawia się charakterystykę krążenia wód podziemnych w obrębie obszaru badań, ze szczególnym uzasadnieniem przyjętych na modelu hydrogeologicznym uproszczeń w zakresie agregacji warstw wodonośnych i warstw słabo przepuszczalnych. Należy przedstawić dane ilościowe dotyczące:

- parametrów zasilania infiltracyjnego w postaci modułów zasilania, albo danych z obserwacji hydrologicznych,
- wyników obserwacji monitoringowych w postaci wykresów wahań zwierciadła wód podziemnych,
- wykorzystania wód podziemnych w postaci tabelarycznego zestawienia poborów wód i pozwoleń wodnoprawnych.

Podsumowaniem opisu modelu hydrogeologicznego jest ocena stopnia uproszczeń dokonanych w tym modelu i w konsekwencji stopnia jego stosowalności jako podstawy do konstrukcji modelu matematycznego.

5. Równania filtracji wód podziemnych i numeryczne metody ich rozwiązywania

5.1 Różniczkowe równanie filtracji w przestrzeni trójwymiarowej

Ogólne równanie filtracji nieustalonej z zasilaniem zewnętrznym w ośrodku porowatym niejednorodnym i anizotropowym ma następującą postać:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) + Q = C \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.1)$$

gdzie:

$H(x, y, z, t)$ – wysokość położenia zwierciadła wody,

A_x, A_y, A_z – funkcje określające zdolność przemieszczania się wody przez obszar wzdłuż kierunków x, y, z

$Q(x, y, z, t)$ – funkcja zasilania ze źródeł zewnętrznych,

C – funkcja zasobów wewnętrznych obszaru

Równanie (1) może przyjmować różne postacie w zależności od charakteru opisywanego procesu filtracji i modelowanej jednostki, i tak:

jeżeli $\frac{\partial H}{\partial t} = 0$ mówimy o przepływie ustalonym,

jeżeli $\frac{\partial H}{\partial t} \neq 0$ mówimy o przepływie nieustalonym,

jeżeli $\frac{\partial H}{\partial z} = 0$ mówimy o strumieniu dwuwymiarowym identyfikowanym jako pojedynczy poziom wodonośny

układ poziomów wodonośnych – równanie (5.1) określone jest odrębnie dla każdego poziomu wodonośnego, natomiast pochodna w kierunku z jest zamieniona na funkcję przesączania przez warstwę słabo przepuszczalną oddzielającą poziomy wodonośny

warstwa wodonośna o zwierciadle napiętym – funkcje A_x, A_y określone są przez przewodnictwo wodne warstwy wodonośnej $A = T = k \cdot m$ gdzie: k – współczynnik filtracji, m – miąższość warstwy wodonośnej, natomiast funkcja C określona jest przez współczynnik zasobności sprężystej S

warstwa wodonośna o zwierciadle swobodnym - funkcje A_x, A_y są określone w postaci zależności $A = k \cdot (H - z_s)$, gdzie: k – współczynnik filtracji, z_s – wysokość położenia spągu warstwy wodonośnej; funkcja C określona jest przez współczynnik odsączalności μ

warstwa wodonośna o zwierciadle mieszanym – funkcje A_x, A_y określone są w zależności od położenia zwierciadła wody względem stropu warstwy wodonośnej ($A = T$ w przypadku zwierciadła napiętego lub $A = k \cdot (H - z_s)$ w przypadku zwierciadła swobodnego), funkcja C określona jest na podstawie następującej zależności:

$$C = \frac{\mu}{2} * \left(1 - \frac{2}{\pi} \arctg(\alpha * (H - z_t)) \right) + \frac{S}{2} (1 + \text{znak}(H - z_t))$$

gdzie:

z_t – rzędna położenia stropu warstwy wodonośnej,

α - współczynnik przejścia z warunków naporowych na warunki zwierciadła swobodnego,

znak(u) – funkcja przyjmująca wartość 1 gdy u jest dodatnie, wartość -1 gdy u jest ujemne i wartość 0 w pozostałych przypadkach.

W przypadku strumienia dwuwymiarowego, kiedy funkcje $A_x=T(x,y)$, $A_y=T(x,y)$ nie zależą od położenia zwierciadła wody, wówczas równanie (1) przybiera następującą postać:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + Q = C \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.2)$$

Przedstawione powyżej równanie różniczkowe cząstkowe drugiego rzędu stanowi ogólne rozwiązanie zagadnienia filtracji wód podziemnych. Istnieje nieskończenie wiele rozwiązań tego równania, tak więc uzyskanie rozwiązania szczegółowego w konkretnym analizowanym obszarze wymaga nałożenia dodatkowych ograniczeń nazywanych warunkami brzegowymi i początkowymi (w przypadku przepływu nieustalonego). Można powiedzieć, że wprowadzenie warunków brzegowych polega na wymuszeniu, aby poszukiwana funkcja zwierciadła wody H lub jej pochodna przyjmowała zadane wartości w wybranych punktach obszaru. Warunki brzegowe muszą być określone we wszystkich punktach stanowiących brzeg obszaru (warunki brzegowe zewnętrzne) oraz mogą być określone w wybranych punktach wewnątrz obszaru (warunki brzegowe wewnętrzne).

Wyróżnia się trzy rodzaje warunków brzegowych:

warunek brzegowy pierwszego rodzaju (warunek Dirichleta) definiuje wartości funkcji $H(x, y, z, t)$ w wybranych punktach (np. na brzegu obszaru), tzn.

$$H(x_0, y_0, z_0, t_0) = H_0$$

warunek brzegowy drugiego rodzaju (warunek Neumanna) definiuje wartość pochodnej funkcji $H(x, y, z, t)$ wzdłuż normalnej zewnętrznej do brzegu obszaru (znany przepływ przez brzeg obszaru), tzn.

$$\frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{x_0, y_0, z_0, t_0} = f(x_0, y_0, z_0, t_0)$$

gdzie $f(x_0, y_0, z_0, t_0)$ przyjmuje znane wartości w punkcie (x_0, y_0, z_0, t_0)

warunek brzegowy trzeciego rodzaju będący liniową kombinacją warunków pierwszego i drugiego rodzaju

$$\frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{x_0, y_0, z_0, t_0} = f_1(x_0, y_0, z_0, t_0) * H(x_0, y_0, z_0, t_0) + f_2(x_0, y_0, z_0, t_0)$$

gdzie $f_1(x_0, y_0, z_0, t_0)$ i $f_2(x_0, y_0, z_0, t_0)$ przyjmują znane wartości w punkcie (x_0, y_0, z_0, t_0)

W przypadku przepływu nieustalonego do przedstawionych powyżej warunków brzegowych należy dodać warunek początkowy:

$$H(x, y, z, t) \Big|_{t=0} = f_3(x, y, z, 0)$$

określający położenie zwierciadła wody w chwili początkowej t_0 .

Wymienione warunki brzegowe mają swoją interpretację hydrogeologiczną.

Warunek brzegowy pierwszego rodzaju jest zadawany w tych punktach obszaru, w których znane jest położenie zwierciadła wody i dodatkowo będzie ono niezmiennie w czasie lub będzie się zmieniało w sposób z góry określony. Takimi punktami w obszarze mogą być np. rzędne większych rzek, jezior, rzadziej wartości hydroizohips (jedynie w sytuacji, kiedy mamy pewność, że w trakcie całego modelowanego procesu hydroizohipsa ta nie ulegnie zmianie). Błędem jest zadawanie warunku pierwszego

rodzaju na hydroizohipsie, w sąsiedztwie której znajdują się czynne ujęcia wody lub inne oddziaływania, które wpływają na kształt i wartości zwierciadła wody.

Warunek brzegowy drugiego rodzaju jest interpretowany jako znana wartość zasilania w kierunku prostopadłym do brzegu obszaru. Pod pojęciem brzegu obszaru rozumiemy zarówno brzeg w układzie płaskim dwuwymiarowym, jak również ograniczenie tego obszaru od góry i dołu. W przypadku, kiedy brzeg obszaru stanowi jednocześnie granice utworów nieprzepuszczalnych, wówczas ta znana wartość zasilania będzie równa zero. Teoretycznie można przyjąć, że linia wododziału wód jest również taką granicą, przez którą prostopadle do wododziału nie ma przepływu wody. Jednak przebieg linii wododziału jest w bardzo istotny sposób zależny od zasilania i poboru wód, a tym samym może ulegać zmianom zależnie od zadawanego wymuszenia (zasilania, poboru, itp.). Z tego powodu, najczęściej, nie jest właściwe zadawanie warunku drugiego rodzaju równego zero na brzegu obszaru przebiegającego wzdłuż linii wododziału – a tym samym można powiedzieć, że nie jest właściwe zadawanie brzegu obszaru na linii wododziału. Ponieważ brzegiem obszaru jest również jego ograniczenie od góry więc w postaci warunku drugiego rodzaju zadawane jest zasilanie z góry obszaru (infiltracja efektywna do warstwy wodonośnej). Analogicznie można zadawać jako stałe znane wartości ascenzji wód z warstw leżących poniżej brzegu obszaru (lub przesączania się wód do warstw leżących poniżej tego brzegu). W postaci warunku drugiego rodzaju zadawane są również stałe wydatki pracujących ujęć wód podziemnych.

Warunek brzegowy trzeciego rodzaju może być interpretowany jako zmienne zasilanie (lub drenaż) warstwy wodonośnej drogą filtracji przez utwory słabo przepuszczalne. Cechą charakterystyczną tego warunku jest uzależnienie zasilania (drenażu) przez brzeg obszaru od wartości położenia zwierciadła wody w obszarze. Najbardziej klasycznym przykładem warunku trzeciego rodzaju jest zadawanie go jako drenażu (lub zasilania) warstwy wodonośnej przez płynący ciek. W takim przypadku warunek brzegowy może przyjąć postać:

$$q = k' * \frac{h_r - h}{m'}$$

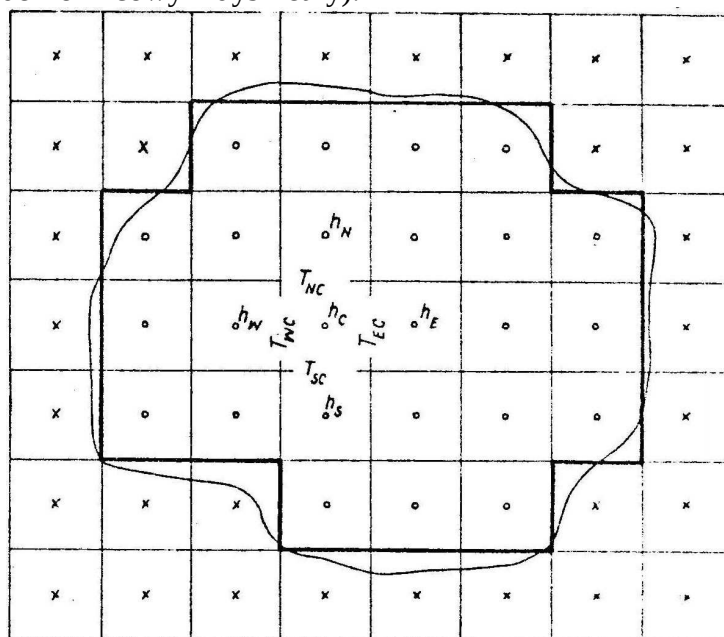
gdzie:

- k' – współczynnik filtracji warstwy słabo przepuszczalnej,
- m' – miąższość warstwy słabo przepuszczalnej,
- h_r – rzędna zwierciadła wody w rzece,
- h – rzędna położenia zwierciadła wody w warstwie wodonośnej.

Analityczne rozwiązanie równania (5.1) jest znane jedynie dla pewnych przypadków szczególnych (takich jak jednorodność parametrów, kształt brzegu obszaru, itp.). W przypadku ogólnym (dowolny kształt brzegu obszaru, parametry w postaci dowolnych funkcji ciągłych, itp.) do rozwiązywania tego równania stosowane są metody przybliżone, którymi zajmuje się analiza numeryczna. Numeryczne metody rozwiązywania równania (5.1) opierają się na dyskretyzacji obszaru filtracji. Dyskretyzacja ta polega na zamianie funkcji ciągłych występujących w równaniu (5.1) na funkcje określone jedynie w konkretnych punktach obszaru filtracji. Punkty te, zwane węzłami, powstają jako wynik nałożenia na obszar filtracji regularnej siatki (prostokątnej lub złożonej z trójkątów). W przypadku siatki prostokątnej węzły leżą w środku prostokąta, natomiast w przypadku trójkątów stanowią jego wierzchołki.

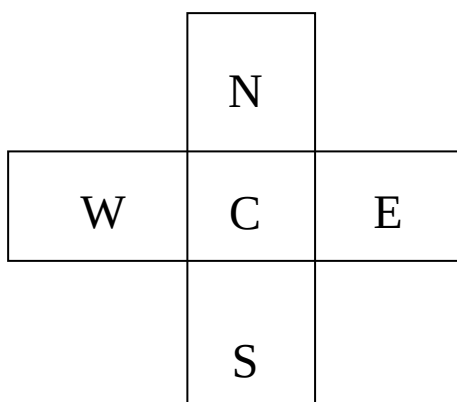
Metody przybliżonego rozwiązywania równań oparte na dyskretyzacji obszaru poprzez siatkę prostokątną noszą nazwę metod różnic skończonych, natomiast oparte na dyskretyzacji obszaru trójkątami – metodą elementów skończonych.

Najczęściej w modelowaniu hydrogeologicznym stosowana jest metoda różnic skończonych (z uwagi na prostotę przygotowania danych). W metodzie tej na obszar filtracji nakłada się regularną siatkę prostokątną zastępując go uporządkowanym zbiorem bloków obliczeniowych. Bloki obliczeniowe tworzą siatkę złożoną z kwadratów lub prostokątów; każdy z bloków można jednoznacznie zidentyfikować poprzez podanie numeru wiersza i numeru kolumny (analogicznie jak ma to miejsce w arkuszach programu Excel). Przyjmuje się że środek bloku reprezentuje dany blok, a odległości między kolejnymi blokami obliczeniowymi wynoszą Δx i Δy . Wartości poszczególnych parametrów hydrogeologicznych są określone dla środka bloku i są stałe dla całego bloku. Na takiej siatce dokonuje się aproksymacji równania różniczkowego przez równania różnicowe (przejście z modelu różniczkowego – ciągłego na model różnicowy – dyskretny).

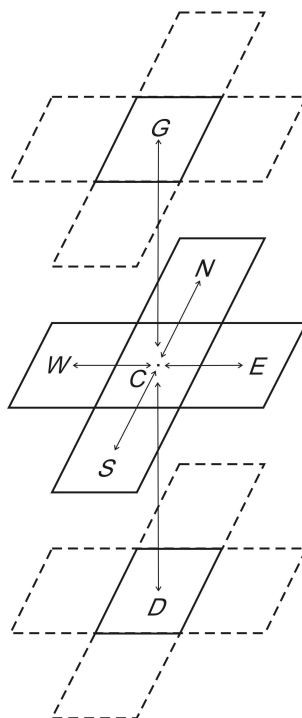


Rys. 5.1. Dyskretyzacja obszaru siatką kwadratową

Poniżej przedstawiono schemat modelu różnicowego i sposób aproksymacji równania różniczkowego (rys. 5.2). Jest to schemat pięciopunktowy: blok centralny i cztery bloki stykające się z nim ścianami (Emsellem, 1975). W przypadku schematów wielopoziomowych występują jeszcze dodatkowo dwa bloki położone nad blokiem centralnym – rys. 5.3 (w poziomie wodonośnym nadległym) i pod blokiem centralnym (w poziomie wodonośnym podległym).



Rys. 5.2 Oznaczenia bloków stosowane we wzorach różnicowych – układ jednowarstwowy



Rys. 5.3. Oznaczenia bloków stosowane we wzorach różnicowych – układ wielowarstwowy

Blok oznaczony symbolem C jest blokiem centralnym, w stosunku do którego będą prezentowane wzory obliczeniowe. W siatce dyskretyzacyjnej bloki oznaczone literami W, C, E, są położone w tym samym wierszu, natomiast bloki N, C, S mają ten sam numer kolumny. W schematach wielopoziomowych bloki oznaczone literami G i D położone są odpowiednio nad i pod blokiem oznaczonym symbolem C. Wszystkie wartości funkcji A_x , A_y , $Q(x, y)$ i C oraz położenie zwierciadła wody $H(x, y, z)$ są odnoszone do środka poszczególnych bloków (używa się czasami pojęcia modelu o stałych skupionych mając na myśli fakt posługiwania się wartościami w wybranych punktach – środkach bloków siatki dyskretyzacyjnej).

Metoda aproksymacji równania różniczkowego równaniem różnicowym polega na zastąpieniu pochodnych cząstkowych ilorazami różnicowymi. Pochodną cząstkową drugiego rzędu zastępuje się centralnym ilorazem różnicowym drugiego rzędu w postaci:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \approx \frac{H_W - 2 * H_C + H_E}{(\Delta x)^2} \quad (5.3)$$

oraz

$$\frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \approx \frac{H_N - 2 * H_C + H_S}{(\Delta y)^2} \quad (5.4)$$

Pochodna pierwszego rzędu występująca po prawej stronie równania (5.1) jest zastępowana ilorazem różnicowym pierwszego rzędu:

$$\frac{\partial H}{\partial t} \approx \frac{H_C^* - H_C}{\Delta t} \quad (5.5)$$

gdzie: H_C^* - rzędna położenia zwierciadła wody w czasie t^* ,

H_C – rzędna położenia zwierciadła wody w czasie t
 $\Delta t = t^* - t$ (krok czasowy)

Funkcje A_x , A_y w równaniu (5.1) określają zdolność przemieszczania się wody przez obszar wzdłuż kierunków x , y definiowaną przez przewodność T . W przypadku modelu różnicowego powinny one opisywać przewodność na drodze pomiędzy środkami poszczególnych bloków. Najczęściej jako przewodność pomiędzy blokami przyjmowana jest średnia arytmetyczna przewodności obu bloków. Zgodnie z oznaczeniami na rys.5.2, w przypadku kiedy $\Delta x = \Delta y$ (siatka dyskretyzacyjna kwadratowa), jako przykład można podać:

$$T_{WC} = \frac{T_W + T_C}{2}$$

Przyjęcie przewodności między sąsiednimi blokami w postaci średniej arytmetycznej jest uzasadnione w przypadku, kiedy zmiany przewodności nie mają charakteru skokowego lecz następują w miarę łagodnie (np. w utworach porowych). W sytuacji, kiedy zmiany przewodności między sąsiednimi blokami są duże zaleca się stosowanie, jako przewodności między sąsiednimi blokami, średniej harmonicznego wartości przewodności w sąsiednich blokach. Wówczas, w przypadku kiedy $\Delta x = \Delta y$ (siatka dyskretyzacyjna kwadratowa), wzór na przewodnictwo między sąsiednimi blokami będzie miał postać:

$$T_{WC} = \frac{2 * T_W * T_C}{T_W + T_C}$$

W przypadku, kiedy siatka dyskretyzacyjna jest prostokątna ($\Delta x \neq \Delta y$) wówczas przewodnictwo między sąsiednimi blokami musi uwzględniać również zmienność siatki dyskretyzacyjnej.

5.2 Równanie dwuwymiarowej filtracji ustalonej

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + Q = 0 \quad (5.6)$$

W celu szczegółowego rozpisania równań bilansowych weźmy pod uwagę przypadek kwadratowej siatki dyskretyzacyjnej o boku Δx i przewodnictwo między sąsiednimi blokami w postaci średniej arytmetycznej przewodnictw w tych blokach.

Przyjmując oznaczenia jak na rys. 5.2 druga pochodna $\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial H}{\partial x} \right)$ może być zastąpiona następującym ilorazem różnicowym

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) \approx \frac{\frac{(T_W + T_C)}{2} * \frac{(H_W - H_C)}{\Delta x} - \frac{(T_E + T_C)}{2} * \frac{(H_C - H_E)}{\Delta x}}{\Delta x}$$

Analogicznie drugą pochodną $\frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial H}{\partial y} \right)$ można zastąpić ilorazem różnicowym:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) \approx \frac{\frac{(T_N + T_C)}{2} * \frac{(H_N - H_C)}{\Delta x} - \frac{(T_S + T_C)}{2} * \frac{(H_C - H_S)}{\Delta x}}{\Delta x}$$

W wyniku przedstawionej powyżej dyskretyzacji równania (5.6) otrzymujemy następujące równanie bilansu wód dopływających do bloku centralnego z bloków sąsiednich i odpływających do bloków sąsiednich z bloku centralnego oraz zasilania z zewnątrz (lub drenażu) bloku centralnego:

$$\frac{T_N + T_C}{2} * (H_N - H_C) + \frac{T_W + T_C}{2} * (H_W - H_C) + \frac{T_E + T_C}{2} * (H_E - H_C) + \frac{T_S + T_C}{2} * (H_S - H_C) = Q_C * \Delta x^2$$

gdzie Q_C oznacza zasilanie z zewnątrz (lub drenaż na zewnątrz) bloku C.

Po uporządkowaniu równanie to przybiera postać:

$$\frac{T_N + T_C}{2} * H_N + \frac{T_W + T_C}{2} * H_W + \frac{T_E + T_C}{2} * H_E + \frac{T_S + T_C}{2} * H_S - \frac{T_N + T_W + T_E + T_S + 4 * T_C}{2} * H_C = Q_C^* \quad (5.7)$$

gdzie $Q_C^* = Q_C * \Delta x^2$

Równanie powyższe jest równaniem liniowym z 5 niewiadomymi: H_S , H_N , H_W , H_E i H_C .

Podobne równania bilansowe można napisać dla wszystkich bloków siatki dyskretyzacyjnej. Powstanie wówczas układ równań liniowych o liczbie równań i niewiadomych równej liczbie wszystkich obliczeniowych bloków siatki dyskretyzacyjnej (na bloki obliczeniowe składają się bloki położone wewnątrz obszaru nie będące jednocześnie warunkiem brzegowym I rodzaju).

W zapisie macierzowym układ ten może być przedstawiony następująco:

$$\overline{TT} \bullet \overline{H} = \overline{Q} \quad (5.8)$$

gdzie:

$\overline{TT}$ - macierz średnich przewodnictw między blokami obliczeniowymi – kwadratowa macierz współczynników układu równań o wymiarach $n * n$

$\overline{H}$ - wektor położenia zwierciadła wody w punktach obliczeniowych (o n wartościach)

$\overline{Q}$ - wektor wydatków wody (o n wartościach)

n – liczba bloków obliczeniowych

Z uwagi na sposób tworzenia układu równań (w każdym wewnętrznym punkcie obliczeniowym równanie ma tylko 5 niewiadomych niezależnie od tego ile jest bloków obliczeniowych w obszarze) macierz $\overline{TT}$ ma bardzo specyficzną postać – jest to macierz mająca jedynie 5 niezerowych przekątnych (diagonal). Fakt ten ma kolosalne znaczenie.

Po pierwsze liczba niezerowych elementów tej macierzy jest mniejsza niż $5*n$, przy liczbie wszystkich elementów macierzy równej $n*n$ (np. gdy liczba bloków obliczeniowych $n=1000$, wówczas macierz $\overline{TT}$ ma 10^6 elementów, natomiast liczba niezerowych elementów nie przekracza 5000, czyli niecałe 0,5% wszystkich elementów macierzy).

Po wtóre do rozwiązywania takiego układu równań można zastosować takie metody iteracyjne, które w bardzo istotny sposób wykorzystują specyfikę macierzy $\overline{TT}$. Metody te są metodami przybliżonymi, tzn. do końcowego rozwiązania dochodzi się w trakcie procesu iteracyjnego, w trakcie którego sprawdzane jest na ile rozwiązanie w kolejnym kroku iteracyjnym różni się od poprzedniego (zadana dokładność rozwiązania).

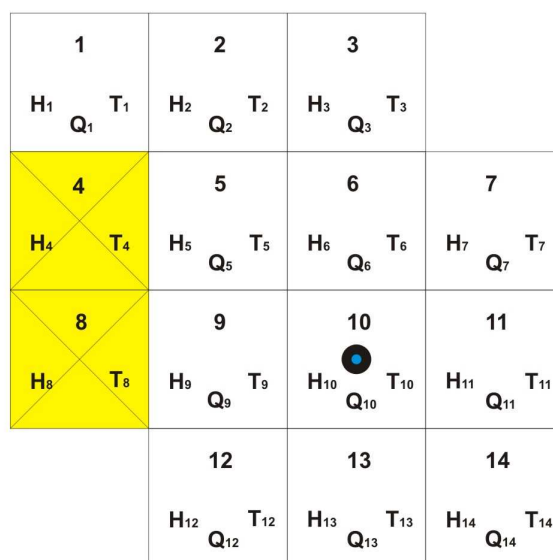
Równanie w postaci macierzowej (5.8) ma jednoznaczne rozwiązanie jedynie w przypadku, kiedy wyznacznik główny macierzy $\overline{TT}$ jest różny od zera ($\det(\overline{TT}) \neq 0$). Wówczas

$$H = \overline{TT}^{-1} \bullet Q \quad (5.9)$$

gdzie $\overline{TT}^{-1}$ jest macierzą odwrotną do $\overline{TT}$.

Przykład 1

Modelowany obszar został zdyskretyzowany siatką kwadratową o boku 50 m, jak przedstawiono to na poniższym schemacie:



Objaśnienia:

H₁ T₁
Q₁ oznaczenia tablic parametrów

1 numer bloku

 blok z warunkiem brzegowym I rodzaju

 studnia

Bloki oznaczone podwójnym przekreśleniem stanowią warunki brzegowe I rodzaju. Rzędna zwierciadła wody w blokach z warunkiem I rodzaju wynosi 50 m. Numeracja bloków obliczeniowych jest taka, jak pokazano na rys.5.2. Wartości przewodnictwa wodnego, zasilania i położenia zwierciadła wody dla poszczególnych bloków zestawiono w tabeli poniżej.

nr bloku	T	Q	H
1	20	1	
2	22	1	
3	21	1	
4	20		100
5	23	1	
6	30	1	
7	25	1	
8	20		100
9	26	1	
10	35	-20	
11	36	1	
12	31	1	
13	33	1	
14	37	1	

Przykładowo - równanie bilansowe dla bloku obliczeniowego nr 5 jest następujące:

$$\frac{T_2+T_5}{2}*(H_2-H_5)+\frac{T_4+T_5}{2}*(H_4-H_5)+\frac{T_6+T_5}{2}*(H_6-H_5)+\frac{T_9+T_5}{2}*(H_9-H_5)=Q_5$$

Ponieważ wartość H_4 jest stała (blok nr 4 jest blokiem z warunkiem I rodzaju)

wobec powyższego można całe wyrażenie $\frac{T_4+T_5}{2}*H_4$ przenieść na prawą stronę

równania. Po rozpisaniu nawiasów i pomnożeniu obu stron przez 2 otrzymujemy:

$$(T_2+T_5)*H_2-(T_2+T_4+T_6+T_9+4*T_5)*H_5+(T_6+T_5)*H_6+(T_9+T_5)*H_9=2*Q_5-(T_4+T_5)*H_4$$

Rozpisując analogicznie równania bilansowe dla wszystkich bloków obliczeniowych i podstawiając wartości liczbowe przewodnictwa wodnego w poszczególnych blokach i wartości położenia zwierciadła wody w blokach z warunkiem I rodzaju otrzymujemy układ 12 równań z 12 niewiadomymi:

$$-82*H_1+42*H_2=-3998$$

$$42*H_1-130*H_2+43*H_3+45*H_5=2$$

$$43*H_2-94*H_3+51*H_6=2$$

$$45*H_2-190*H_5+53*H_6+49*H_9=-4298$$

$$51*H_3+53*H_5-224*H_6+55*H_7+65*H_{10}=2$$

$$55*H_6-116*H_7+61*H_{11}=2$$

$$49*H_5-213*H_9+61*H_{10}+57*H_{12}=-4598$$

$$65*H_6+61*H_9-265*H_{10}+71*H_{11}+68*H_{13}=-40$$

$$61*H_7+71*H_{10}-205*H_{11}+73*H_{14}=2$$

$$57*H_9-121*H_{12}+64*H_{13}=2$$

$$68*H_{10}+64*H_{12}-202*H_{13}+70*H_{14}=2$$

$$73*H_{11}+70*H_{13}-143*H_{14}=2$$

W zapisie macierzowym układ ten będzie przedstawiał się następująco:

$$\begin{bmatrix} -81 & 42 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 42 & -130 & 43 & 45 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 43 & -94 & 0 & 51 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 45 & 0 & -190 & 53 & 0 & 49 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 51 & 53 & -224 & 55 & 0 & 65 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 55 & -116 & 0 & 0 & 61 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 49 & 0 & 0 & -213 & 61 & 0 & 57 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 65 & 0 & 61 & -265 & 71 & 0 & 68 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 61 & 0 & 71 & -205 & 0 & 0 & 73 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 57 & 0 & 0 & -121 & 64 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 68 & 0 & 64 & -202 & 70 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 73 & 0 & 70 & -143 \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} H_1 \\ H_2 \\ H_3 \\ H_5 \\ H_6 \\ H_7 \\ H_9 \\ H_{10} \\ H_{11} \\ H_{12} \\ H_{13} \\ H_{14} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -3998 \\ 2 \\ 2 \\ -4298 \\ 2 \\ 2 \\ -4598 \\ -40 \\ 2 \\ 2 \\ 2 \\ 2 \end{bmatrix}$$

Jak można zauważyć macierz tego równania jest symetryczną macierzą pięciodiagonalną o dominującej przekątnej (macierz ma dominującą przekątną jeżeli wartości bezwzględne współczynników leżących na przekątnej głównej są równe lub większe od sumy wartości bezwzględnych wszystkich pozostałych współczynników tego samego wiersza).

Każdy wiersz tej macierzy zawiera wartości średniej przewodności pomiędzy blokiem o numerze odpowiadającym numerowi danego wiersza macierzy i czterema

blokami sąsiednimi (rys. 5.2) oraz sumę tych wartości ze znakiem ujemnym na diagonalu głównej.

Jeżeli w modelowanym obszarze nie byłoby choć jednego bloku, dla którego znana jest wartość H (blok z warunkiem I rodzaju) wówczas macierz $\overline{TT}$ miałaby tę własność, że suma wartości w każdym wierszu równałaby się 0, a to oznacza, że macierz ta byłaby macierzą osobliwą (tzn. jej wyznacznik równałby się 0). W takiej sytuacji nie istnieje jednoznaczne rozwiązanie tego układu równań.

Wracając do równania:

$$\overline{TT} \bullet \overline{H} = \overline{Q} \text{ i jego rozwiązania w postaci macierzowej}$$

$$H = \overline{TT}^{-1} \bullet Q$$

widać, że macierz $\overline{TT}^{-1}$ występująca w tym równaniu nie jest już macierzą pięciodiagonalną lecz, na ogół, będzie macierzą pełną; obliczenie jej wartości jest dosyć skomplikowane i pracochłonne. Ilustracją tych trudności może być konstatacja faktu, że jeżeli wektor poszukiwanych wartości położenia zwierciadła wody ma 10 00 elementów, wówczas macierz $\overline{TT}^{-1}$ ma 10^8 wartości. W takiej sytuacji obliczenie $\overline{TT}^{-1} \bullet Q$ jest po prostu ekonomicznie nieopłacalne. W praktyce równanie (5.8) rozwiązuje się w sposób przybliżony nazywany metodami iteracyjnymi (rozwiązanie odbywa się w kolejnych krokach iteracyjnych coraz bardziej przybliżając się do rozwiązania; proces jest kończony gdy kolejne przybliżenia niewiele się od siebie różnią).

5.3 Metody iteracyjne rozwiązywania układów równań liniowych

Układ równań, jak już wcześniej pokazano, może być zapisany w postaci macierzowej

$$\overline{TT} \bullet \overline{H} = \overline{Q} \quad (5.10)$$

gdzie macierz $\overline{TT}$ może być macierzą pięciodiagonalną (w przypadku schematów jednowarstwowych) lub macierzą siedmiodiagonalną (w przypadku schematów wielowarstwowych).

Macierz $\overline{TT}$ może być przedstawiona jako suma dwóch macierzy:

$$\overline{TT} = \overline{D} + \overline{R}$$

gdzie:

$\overline{D}$ - macierz zawierająca jedynie diagonalę główną macierzy $\overline{TT}$ (wszystkie pozostałe wartości są równe 0)

$\overline{R} = \overline{TT} - \overline{D}$ - macierz $\overline{R}$ zawiera, poza diagonalą główną, takie same wartości jak macierz $\overline{TT}$, natomiast na diagonalu głównej ma wartości równe 0.

Podstawiając tak rozłożoną macierz $\overline{TT}$ do równania (5.10) otrzymujemy:

$$(\overline{D} + \overline{R}) \bullet \overline{H} = \overline{Q} \text{ i dalej}$$

$$\overline{D} \bullet \overline{H} = -\overline{R} \bullet \overline{H} + \overline{Q}$$

mnożąc obustronnie przez macierz odwrotną $\overline{D}^{-1}$

$\overline{D}^{-1} \bullet \overline{D} \bullet \overline{H} = -(\overline{D}^{-1} \bullet \overline{R}) \bullet \overline{H} + \overline{D}^{-1} \bullet \overline{Q}$ i wprowadzając oznaczenie $\overline{Q}^* = \overline{D}^{-1} \bullet \overline{Q}$ otrzymujemy

$$\overline{H} = -(\overline{D}^{-1} \bullet \overline{R}) \bullet \overline{H} + \overline{Q}^* \quad (5.11)$$

macierz odwrotna $\overline{D}^{-1}$ do macierzy diagonalnej $\overline{D}$ jest również diagonalna, stąd obliczenie $\overline{D}^{-1} \bullet \overline{R}$ nie nastrocza żadnego kłopotu – w wyniku powstaje macierz o

takiej samej liczbie niezerowych diagonali jak macierz $\bar{R}$. Podobnie iloczyn $\bar{D}^{-1} \bullet \bar{Q}$ sprowadza się do przemnożenia każdej wartości wektora $\bar{Q}$ przez odpowiednią wartość z diagonali głównej macierzy $\bar{D}^{-1}$.

Na bazie równania (5.11) naturalne jest przyjęcie następującego procesu iteracyjnego (metoda Jacobiego):

$$\begin{aligned}\bar{H}^1 &= \bar{H}^0 \\ \bar{H}^{n+1} &= -(\bar{D}^{-1} \bullet \bar{R}) \bullet \bar{H}^n + \bar{Q}^*\end{aligned}$$

gdzie $\bar{H}^n$ i $\bar{H}^{n+1}$ są kolejnymi przybliżeniami iteracyjnymi rozwiązania równania (5.10).

Na podstawie analizy własności macierzy $\bar{TT}$ i odpowiednich twierdzeń z rachunku macierzowego wynika, że tak skonstruowany proces iteracyjny jest zbieżny do rozwiązania równania (5.10).

Metoda Gaussa-Seidela (metoda iteracji prostej) jest modyfikacją metody Jacobiego polegającą na tym, że natychmiast po obliczeniu nowej wartości H w konkretnym bloku jest ona wykorzystywana do obliczeń wartości w kolejnych blokach w tym samym kroku iteracyjnym. W metodzie Jacobiego mamy dwa wektory H^{n+1} i H^n związane z dwoma kolejnymi krokami iteracyjnymi; w obliczeniach H^{n+1} wykorzystywane są tylko wartości z poprzedniego kroku iteracyjnego H^n , natomiast w metodzie Gaussa-Seidela mamy tylko jeden wektor H^n , a obliczone nowe wartości H w konkretnym bloku są zapisywane w miejsce poprzednich – zapis w miejscu. Metoda ta jest szybciej zbieżna niż metoda Jacobiego, a tym samym wymaga mniejszej liczby iteracji dla otrzymania rozwiązania z taką samą dokładnością.

Metoda nadrelaksacji (inne nazwy tej metody to: SOR – The Successive Over-Relaxation Method, metoda Frankel-Younga) polega na ekstrapolacji wartości H^{n+1} obliczanych metodą Gaussa-Seidela. Wzór ekstrapolacyjny ma postać:

$$H^{n+1} = H^n + \omega * (H^{(n+1)*} - H^n)$$

i po przekształceniu

$$H^{n+1} = \omega * H^{(n+1)*} + (1 - \omega) * H^n$$

gdzie:

ω - współczynnik nadrelaksacji,

$H^{(n+1)*}$ - oblicza się analogicznym wzorem jak w metodzie Gaussa-Seidela.

Z teorii metod numerycznych wiadomo, że współczynnik nadrelaksacji przyjmuje wartości z przedziału [1,2). Najogólniej można powiedzieć, że czym rozwiązywany układ równań ma więcej niewiadomych tym większa jest wartość współczynnika nadrelaksacji. W pracach źródłowych na temat metody SOR można znaleźć metody obliczania wartości ω . Optymalna wartość tego współczynnika jest liczona również w konkretnych wersjach programów symulacyjnych stosowanych w hydrogeologii.

Zastosowanie metody nadrelaksacji bardzo istotnie zmniejsza liczbę iteracji, którą trzeba wykonać, aby osiągnąć zadaną dokładność rozwiązania równania (5.10).

Przedstawione powyżej metody w bardzo istotny sposób wykorzystują specyfikę macierzy $\bar{TT}$ - a mianowicie fakt, że jest ona diagonalna i wiadomo, gdzie występują niezerowe diagonale, a tym samym nie ma potrzeby pamiętania całej macierzy $\bar{TT}$; wykonywane jest mnożenie jedynie niezerowych wyrazów macierzy, a wynik zapisywany jest w wektorze o liczbie elementów równej liczbie poszukiwanych wartości H. Jest to bardzo istotna cecha tych metod i dlatego do rozwiązywania układów równań liniowych nie są wykorzystywane standardowe procedury

rozwiązywania układów równań liniowych np. z ogólnodostępnej biblioteki MATHLIB.

5.4 Metody rozwiązywania równań nieliniowych

Powyżej omówione zostały metody rozwiązywania liniowego układu równań odpowiadającego (odwzorowującego) warunki panujące w warstwie wodonośnej o zwierciadle naporowym, wówczas

$$T = k \cdot m$$

gdzie:

k – współczynnik filtracji

m – miąższość warstwy wodonośnej

Sytuacja komplikuje się, kiedy mamy do czynienia z warstwą, w której przynajmniej na fragmencie obszaru, panują warunki zwierciadła swobodnego. Wówczas przewodnictwo wodne T jest funkcją rzędnych położenia zwierciadła wody H zgodnie ze wzorem:

$$T(H) = k \cdot (H - Z_s)$$

gdzie Z_s oznacza rzędną spągu warstwy wodonośnej.

W takim przypadku równanie (5.8) przyjmuje postać:

$$\overline{TT}(H) \bullet \overline{H} = \overline{Q}$$

i po podstawieniu zależności $T(H)$ mamy:

$$\overline{k \cdot (H - Z_s)} \bullet \overline{H} = \overline{Q}$$

gdzie:

$\overline{k \cdot (H - Z_s)}$ jest macierzą o budowie podobnej do macierzy $\overline{TT}$ zawierającą średnie wartości przewodnictwa wodnego między blokami C, N, W, S, E (rys. 5.2).

Równanie to jest nieliniowe ze względu na H . Istnieje cała gama metod rozwiązywania nieliniowych układów równań, jednak w programach symulacyjnych stosowanych w hydrogeologii najczęściej stosowana jest, przedstawiona poniżej, metoda linearyzacji.

Metoda Picarda:

Założmy, że znamy pewne przybliżenie wartości H – oznaczmy je $\overline{H}^0$. Dla tej wartości możemy obliczyć przewodnictwo wodne T zgodnie z zależnością $T = k \cdot (H^0 - Z_s)$ i w konsekwencji macierz $\overline{TT}^0$. Macierz ta nie jest już operatorem zależnym od H , co prowadzi nas do układu równań liniowych:

$$\overline{TT}^0 \bullet \overline{H} = \overline{Q}$$

Układ ten rozwiązywany jest jedną z wyżej opisanych metod iteracyjnych. Wynik oznaczmy jako $\overline{H}^1$. Na bazie tej wartości obliczana jest nowa wartość przewodnictwa wodnego i cały proces jest powtarzany aż do osiągnięcia zadanej dokładności rozwiązania.

Można powiedzieć, że układ równań nieliniowych rozwiązywany jest w podwójnej pętli iteracyjnej: pętla zewnętrzna, w której następuje przeliczenie wartości przewodnictwa wodnego i pętla wewnętrzna rozwiązywania układu równań liniowych.

Metoda ta jest bardzo szybka i skuteczna, ale nie zawsze prowadzi do rozwiązania akceptowalnego z hydrogeologicznego punktu widzenia. Tym samym wymaga kontroli w trakcie jej realizacji. Poniżej wskazano dwa przykłady, kiedy rozwiązanie wymaga interwencji hydrogeologa.

Może się zdarzyć, że rozwiązaniem układu równań liniowych jest takie położenie zwierciadła wody, iż dla jednego lub więcej bloków, obliczone rzędne zwierciadła znajdują się poniżej spągu warstwy wodonośnej, co nie jest zgodne z założeniami

hydrogeologicznymi modelowanego procesu. Obliczenie dla takiego położenia zwierciadła wody „nowego” przewodnictwa wodnego nie ma sensu – powstają wówczas ujemne wartości przewodnictwa. Sytuacja ta wymaga interwencji hydrogeologa i weryfikacji zadawanych w procesie symulacyjnym parametrów hydrogeologicznych i/lub warunków brzegowych.

Inna sytuacja, która może i czasami się zdarza to przypadek, kiedy obliczone w pojedynczym kroku iteracyjnym zwierciadło wody, dla jednego lub kilku bloków, ma rzędne tylko nieco powyżej rzędnych spągu warstwy wodonośnej. W takiej sytuacji obliczone w tym bloku przewodnictwo wodne będzie bardzo małe (bardzo mała możliwość przepływu wody) co w kolejnym kroku iteracyjnym (np. przy zasilaniu infiltracyjnym zadany w tym bloku) może prowadzić do tego, że obliczone zwierciadło wody będzie tym razem znacznie powyżej spągu warstwy wodonośnej. W kolejnym kroku iteracyjnym duże wartości przewodnictwa będą w tym bloku powodowały odpływ wody i ponownie obliczone rzędne zwierciadła wody będą zbliżały się do rzędnych spągu. Proces ten będzie się powtarzał i wówczas metoda linearyzacji nie doprowadzi nas do rozwiązania równania. Generalnie można powiedzieć, że nie jest to błąd metody rozwiązywania układu nieliniowego, lecz niewłaściwe zadanie parametrów modelu (wsp. filtracji, zasilania, rzędnych spągu, itp.) lub też niewłaściwe dobranego programu symulacyjnego do rozwiązywanego zagadnienia (np. odwodnienie obiektu poprzez osuszenie poziomego wodonośnego natomiast w programie symulacyjnym modelowana jest jedna warstwa wodonośna).

5.5 Równanie dwuwymiarowej filtracji nieustalanej

$$\frac{\partial}{\partial x}(T_x \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(T_y \frac{\partial H}{\partial y}) + Q = C * \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.12)$$

gdzie C – wartość zasobności sprężystej i odsączalności.

Wartości rzędnych zwierciadła wody H są funkcją zarówno położenia (x,y), ale również czasu t: $H=H(x, y, t)$.

Metody aproksymacji pochodnej cząstkowej drugiego rzędu zostały omówione w rozdz. 5.1.

Pierwsza pochodna funkcji rzędnych zwierciadła wody po czasie $\frac{\partial H}{\partial t}$ zgodnie z przedstawionym w rozdz. 5.1 wzorem 5.5 jest aproksymowana następującym ilorazem różnicowym:

$$\frac{\partial H}{\partial t} \approx \frac{H_C^* - H_C}{\Delta t}$$

gdzie: H_C^* - rzędna położenia zwierciadła wody w czasie t^* ,

H_C - rzędna położenia zwierciadła wody w czasie t

$\Delta t=t^*-t$ (krok czasowy)

Podstawowy wzór aproksymacyjny równania filtracji nieustalanej w zapisie macierzowym ma wobec tego postać:

$$\overline{TT} * \overline{H} + \overline{Q} = \Delta x^2 * C * \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.13)$$

Równanie to możemy zapisać w postaci:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{\Delta x^2} * C^{-1} * \overline{TT} * \overline{H} + \frac{1}{\Delta x^2} * C^{-1} * \overline{Q} \quad (5.14)$$

W równaniu (5.14) poszukiwane wartości H występują zarówno po lewej stronie równania (pochodna po czasie) jak i po prawej stronie równania. Wartości $H(x, y, t)$

będziemy poszukiwali dla konkretnych czasów t . Proces obliczeniowy będzie polegał na obliczeniu rzędnych H w kolejnych krokach iteracyjnych odpowiadających kolejnym wartościom zmiennej czasowej t .

W zależności od sposobu aproksymacji prawej strony równania (5.14) wyróżniamy trzy metody.

Metoda explicite

Pochodna $\frac{\partial H}{\partial t}$ jest aproksymowana wzorem:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{H^{n+1} - H^n}{\Delta t} \quad (5.15)$$

gdzie:

H^n – rzędne zwierciadła wody w n -tym kroku czasowym

H^{n+1} – rzędne zwierciadła wody w $n+1$ kroku czasowym

natomiast po prawej stronie równania (5.14) jako $\bar{H}$ podstawiamy $\bar{H}^n$ tzn. wartość obliczoną w poprzednim kroku czasowym (w pierwszym kroku podstawiamy wartości początkowe – patrz rozdz. 5.1).

Otrzymujemy wówczas równanie:

$$\bar{H}^{n+1} = (\bar{E} + \frac{\Delta t}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{T}\bar{T}) * \bar{H}^n + \frac{\Delta t}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{Q} \quad (5.16)$$

gdzie:

$\bar{E}$ - macierz jednostkowa (mająca wartości równe 1 na głównej przekątnej, natomiast pozostałe wartości są równe 0)

Krok czasowy Δt musi być tak dobrany, żeby zapewniał zbieżność metody (promień spektralny macierzy $(\bar{E} + \frac{\Delta t}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{T}\bar{T})$ musi być mniejszy od 1). Największa wartość t spełniająca ten warunek nosi nazwę kroku krytycznego.

Dla wszystkich kroków czasowych mniejszych lub równych od kroku krytycznego proces ten jest zbieżny i stabilny. Niestety bardzo istotnym mankamentem tej metody jest fakt, że krok krytyczny przyjmuje bardzo małe wartości (najczęściej rzędu 10^{-3} – 10^{-2} godziny), co prowadzi do konieczności wykonywania tysięcy kroków iteracyjnych, a tym samym oprócz czasu trwania takich obliczeń na komputerze narastają również błędy wynikające z zaokrągleń wyników wykonywanych działań.

Metoda implicite

Pochodna $\frac{\partial H}{\partial t}$, podobnie jak w metodzie explicite, jest aproksymowana wzorem:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{H^{n+1} - H^n}{\Delta t}$$

gdzie:

H^n – rzędne zwierciadła wody w n -tym kroku czasowym

H^{n+1} – rzędne zwierciadła wody w $n+1$ kroku czasowym

natomiast po prawej stronie równania (5.14) jako $\bar{H}$ podstawiamy $\bar{H}^{n+1}$ tzn. aktualnie obliczoną wartość.

Równanie (5.14) przyjmuje wówczas postać:

$$\frac{\bar{H}^{n+1} - \bar{H}^n}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{T}\bar{T} * \bar{H}^{n+1} + \frac{1}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{Q}$$

i po przekształceniu

$$(\bar{E} - \frac{\Delta t}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{T}\bar{T}) * \bar{H}^{n+1} = \bar{H}^n + \frac{\Delta t}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{Q} \quad (5.17)$$

Metoda mieszana (Crank-Nicholson)

Pochodna $\frac{\partial H}{\partial t}$, podobnie jak w metodzie explicite i implicite, jest aproksymowana wzorem:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{H^{n+1} - H^n}{\Delta t}$$

gdzie:

H^n – rzędne zwierciadła wody w n-tym kroku czasowym

H^{n+1} – rzędne zwierciadła wody w n+1 kroku czasowym

natomiast po prawej stronie równania (5.14) jako $\bar{H}$ podstawiamy $\frac{1}{2}(\bar{H}^{n+1} + \bar{H}^n)$ tzn. przyjmujemy że dobrym przybliżeniem będzie interpolacja liniowa pomiędzy wartościami $\bar{H}^{n+1}$ i $\bar{H}^n$.

Wówczas

$$\frac{\bar{H}^{n+1} - \bar{H}^n}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{T}\bar{T} * \frac{1}{2} * (\bar{H}^{n+1} + \bar{H}^n) + \frac{1}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{Q}$$

$$\bar{H}^{n+1} - \bar{H}^n = \frac{\Delta t}{2 * \Delta x^2} * C^{-1} * \bar{T}\bar{T} * \bar{H}^{n+1} + \frac{\Delta t}{2 * \Delta x^2} * C^{-1} * \bar{T}\bar{T} * \bar{H}^n + \frac{\Delta t}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{Q}$$

i po przekształceniu

$$(\bar{E} - \frac{\Delta t}{2 * \Delta x^2} * C^{-1} * \bar{T}\bar{T}) * \bar{H}^{n+1} = (\bar{E} + \frac{\Delta t}{2 * \Delta x^2} * C^{-1} * \bar{T}\bar{T}) * \bar{H}^n + \frac{\Delta t}{\Delta x^2} * C^{-1} * \bar{Q} \quad (5.18)$$

Dla każdego kroku czasowego trzeba zatem rozwiązać równanie (5.18). Najczęściej jest ono rozwiązywane metodą SOR.

Analizując równanie (5.17) będące podstawą metody implicite jak i równanie (5.18) w metodzie Crank-Nicholsona można udowodnić, że nie ma teoretycznego ograniczenia kroku czasowego dla jakiego metoda jest zbieżna – krok może być dowolny. Jednak praktyka wskazuje, że w pewnych sytuacjach (istotna zmiana warunków brzegowych występująca w trakcie tego kroku czasowego – np. zmiana wielkości poboru wody na ujściu, zmiana rzędnych warunków I rodzaju) może dojść do „rozchwiania modelowanego procesu” przejawiającego się coraz większymi różnicami pomiędzy obliczonymi rzędnymi zwierciadła wody w kolejnych krokach iteracyjnych. Sytuacja ta jest wynikiem niedokładności aproksymacji równania różniczkowego odpowiednim schematem różnicowym (przy dużym kroku czasowym aproksymacja liniowa niezbyt dobrze odwzorowuje dynamikę procesu).

Generalnie można powiedzieć, że schemat postępowania z doбором wielkości kroku czasowego powinien być następujący:

1. Proces symulacyjny powinno się rozpoczynać z bardzo małym krokiem czasowym (najlepiej zacząć proces metodą explicite z krokiem krytycznym wyliczanym automatycznie przez odpowiednie programy symulacyjne)
2. Po kilkunastu lub kilkudziesięciu iteracjach (krokach czasowych) stale kontrolując, obliczoną dla każdej iteracji, wielkość maksymalnej zmiany wartości H (tzn. obserwując ustabilizowanie się wielkości maksymalnej zmiany rzędnych H w kolejnych krokach czasowych na dopuszczalnym, zwykle określonym dla danego procesu symulacyjnego, poziomie np. 0,05 -0,1 m)

można przejść do obliczeń korzystając z metody implicite lub Crank-Nicholsona.

3. Ponieważ w metodzie implicite i Crank-Nicholsona nie ma kroku krytycznego, można bardzo powoli „rozpędzać” krok czasowy Δt , tzn. bardzo powoli zwiększać wartość Δt w kolejnych krokach czasowych. Dobrą, praktyczną metodę stopniowego zwiększania kroku czasowego Δt określa formuła $\Delta t_{i+1} = a \cdot \Delta t_i$, gdzie $a = 1,02$ do $1,1$. Bezwzględnie należy kontrolować wielkość maksymalnej zmiany rzędnych H w kolejnych krokach iteracyjnych i w sytuacji, gdy przekroczy ona dopuszczalny poziom (zwykle jest on przyjmowany w przedziale $0,1$ do $0,8$ m zależnie od warunków hydrogeologicznych i wielkości kroku siatki dyskretyzacyjnej) należy zaprzestać zwiększania kroku czasowego, a czasami wręcz należy go radykalnie zmniejszyć (np. przez przyjęcie nowego kroku czasowego jako $\frac{1}{2}$ aktualnego kroku). W każdej iteracji czasowej obliczona maksymalna zmiana rzędnej H nie może przekraczać dopuszczalnego poziomu zmian H .
4. W sytuacji zbliżania się do czasu, w trakcie którego będą następowały istotne zmiany warunków brzegowych (rzędnych H na warunkach I rodzaju, zmiany wielkości poboru wody lub zasilania infiltracyjnego, itp.) należy radykalnie zmniejszyć krok czasowy, tak by uniknąć sytuacji, kiedy obliczone wartości maksymalnej zmiany rzędnych H przekraczają dopuszczalny poziom.

Jak z tego widać kontrola zmian rzędnych H w poszczególnych iteracjach – krokach czasowych jest bardzo istotna. Brak takiej kontroli może prowadzić do „rozchwiania procesu”, a tym samym do generowania wyników nie odpowiadających rozwiązaniu równania różniczkowego. W przypadku, kiedy wyniki te już na pierwszy rzut oka są niewłaściwe łatwo je odrzucić, natomiast bardzo często mają one wartości, które są prawdopodobne i bardzo trudno na podstawie samych wyników ocenić, czy proces symulacyjny był realizowany prawidłowo.

Zmiany warunków (parametrów hydrogeologicznych, zasilania, poboru) w rzeczywistym modelowanym procesie zachodzą w sposób ciągły, natomiast w warunkach modelu przy dyskretyzacji czasu odpowiadają im wartości skwantowane, zmieniające się skokowo z iteracji na iterację. Obie metody (implicite i Crank-Nicholson) poprzez zastosowaną aproksymację równania różniczkowego domyślnie zakładają, że zwierciadło wody w kolejnym kroku czasowym będzie zmieniało się proporcjonalnie do zmian w kroku poprzednim. W sytuacji kiedy wymuszenie (zmiana warunków brzegowych) jest stosunkowo duże założenie to nie jest prawdziwe – stąd konieczność takiego doboru kroku czasowego (tak małego kroku czasowego), żeby uzyskać tę proporcjonalność, co przekłada się na prowadzenie obliczeń tak, aby nie przekraczać dopuszczalnego poziomu zmian rzędnych H .

5.6 Elementy analizy numerycznej

Sposób reprezentacji liczb rzeczywistych w komputerze ma bardzo istotne znaczenie na przeprowadzanie z jego wykorzystaniem obliczenia. Jak wiadomo w komputerze wszelkie liczby, polecenia, programy, ogólnie mówiąc informacje, przechowywane są w układzie binarnym (dwójkowym), to znaczy w postaci ciągów złożonych jedynie z cyfr 0 i 1. Pojedyncza wartość (0 lub 1) przechowywana jest w jednostce pamięci nazywanej bitem. Grupa 8 bitów nazywana jest bajtem. Liczby rzeczywiste, zależnie od rodzaju komputera i używanego do obliczeń oprogramowania, przechowywane są w 4, 8 lub w 10 bajtach. Każda liczba rzeczywista w komputerze zapisywana jest w postaci:

$$x = zn * m * 2^c$$

gdzie:

zn – znak liczby,

m – mantysa – liczba z przedziału $1 \leq m < 2$

c – cecha

Czym więcej bitów przeznaczonych jest na mantysę tym większa jest dokładność reprezentacji tej liczby, natomiast czym więcej bitów przeznaczonych jest na cechę tym zakres reprezentowanych liczb jest większy. W tabeli poniżej przedstawiono podział całkowitej liczby bitów reprezentacji liczb rzeczywistych w ogólnie przyjętych standardach:

standard	Liczba bitów na znak liczby	Liczba bitów cechy	Liczba bitów mantysy	Sumaryczna liczba bitów
IEEE - single	1	8	23	32
IEEE - double	1	11	52	64
x87	1	15	64	80

Konsekwencje takiego sposobu reprezentacji liczb rzeczywistych są bardzo znaczące:

- po pierwsze – ograniczenie liczby cyfr znaczących; w standardzie IEEE-double liczba rzeczywista może mieć co najwyżej 16 cyfr znaczących (w standardzie x87 odpowiednio 19 cyfr znaczących),
- po drugie – istnienie największej (z dokładnością do znaku) liczby jaka może być reprezentowana w komputerze; wszystkie liczby, co do modułu, większe od niej traktowane są jako nieskończoność (przekroczenie zakresu),
- po trzecie – istnienie najmniejszej (co do modułu) liczby jaka może być reprezentowana w komputerze; wszystkie liczby, co do modułu, od niej mniejsze traktowane są jako 0.

W celu ilustracji skutków posłużymy się kilkoma przykładami.

Przykład 1

Dla uproszczenia przyjmijmy, że liczba rzeczywista może mieć co najwyżej 4 cyfry znaczące. Niech $x=0,0001$, $y=1,000$. Jeżeli wykonamy działanie $y+x=1,000+0,0001$ wówczas wynik będzie równy 1,000, ponieważ rzeczywisty wynik 1,0001 ma 5 cyfr znaczących i zostanie zaokrąglony do 4 cyfr znaczących.

Wynik

działania:

$x+x+x+x+x+x+x+x+x+x+y=0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+1,000=0,001+1,000=1,001$, natomiast wynik działania:

$y+x+x+x+x+x+x+x+x+x+x=1,000+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001+0,0001=1,000$

Jak widać z tego przykładu w działaniach na komputerze nie ma przemienności dodawania, a wynik może zależeć od kolejności wykonywania działań.

Przykład 2

Dla uproszczenia przyjmijmy, że największą liczbą reprezentowaną w komputerze jest 10^{50} . Chcemy wykonać działanie: $\frac{10^{35} * 10^{29}}{10^{42} * 10^{15}}$. Wynik, jak

łatwo policzyć będzie równy 10^7 . Jednak w trakcie wykonywania obliczeń na komputerze działanie $10^{35} * 10^{29}$ nie zostanie wykonane – wynikiem będzie przekroczenie zakresu. Jeżeli jednak ułamek ten zostanie zapisany w postaci

$\frac{10^{35}}{10^{42}} * \frac{10^{29}}{10^{15}}$ wówczas komputer prawidłowo wykona działanie i wynikiem będzie 10000000.

Jak widać z tego przykładu sposób organizacji obliczeń ma istotny wpływ na wynik, w skrajnym przypadku może prowadzić do sytuacji, kiedy działania nie

są wykonywalne na komputerze, choć rzeczywisty wynik jest liczbą dobrze reprezentowaną w komputerze.

W układzie dziesiętnym, podobnie jak w układzie dwójkowym) pewne ułamki mają nieskończone rozwinięcia (np. $\frac{1}{3}$ w zapisie dziesiętnym = 0,3333(3)). W arytmetyce jaką posługujemy się na co dzień wynik działania $\frac{1}{3} \cdot 3$ uzyskujemy poprzez stosowanie reguł matematycznych, a nie poprzez rzeczywiste mnożenie $0,3333(3) \cdot 3$. W działaniach wykonywanych na komputerze nie wykorzystuje się reguł matematycznych, lecz wszystkie działania są rzeczywiście wykonywane i to w takiej kolejności w jakiej zostały zapisane

W teorii obliczeń wykonywanych na komputerach (analizie numerycznej) wyróżnia się dwa rodzaje błędów:

- błędy wynikające z samej reprezentacji liczby w komputerze (np. liczba 0,1 nie ma skończonej reprezentacji w systemie dwójkowym podobnie jak liczba $\frac{1}{3}$ w rozwinięciu dziesiętnym),
- błędy wynikające z zaokrąglenia wyników działań wykonywanych na komputerze.

Obu rodzajów błędów nie można uniknąć, są one nieodłączną cechą działań wykonywanych na komputerach, jednak zdając sobie sprawę z ich istnienia można tak zaprojektować przebieg obliczeń, żeby zminimalizować ich wpływ. Każda operacja na liczbach rzeczywistych jest wykonywana ze ściśle określoną dokładnością związana ze sposobem reprezentacji liczby rzeczywistej i liczbą bitów przeznaczoną na jej przechowywanie. Wynik obliczeń jest zawsze zaokrąglany. Z pozoru nie powinno to mieć istotnego znaczenia, jednak nabiera go gdy mówimy o dziesiątkach milionów działań.

Przykład 3

Niech $x=0,1$, Jak już mówiono liczba ta ma w systemie dwójkowym nieskończone rozwinięcie. Jeżeli będziemy dodawali do siebie kolejno $\text{suma} = x + x + x + \dots$ i działań tych będzie kilkanaście tysięcy (np. 15 000) wówczas obliczona suma nie musi być dokładnie równa 1500 (warunek: $\text{suma} = 1500$ nie musi być prawdziwy). Rozwiązanie tego problemu polega na sprawdzaniu warunku: $|\text{suma} - 1500| < 0,05$.

Przykład 4

Niech $x=7,34$ $y=2,47$. Załóżmy, że wartości x i y są wynikami pomiarów i ze swojej natury obarczone są błędami pomiarowymi oraz że błędy pomiarowe są na poziomie 0,005. Wobec powyższego x może przyjmować wartości z przedziału od 7,335 do 7,345, natomiast y z przedziału od 2,465 do 2,475. Wynik działania $x \cdot y = 18,1298$. Jeżeli jednak uwzględnimy przedziały dokładności x i y to okaże się, że wynik działania $x \cdot y$ należy do przedziału od 18,080775 do 18,178875. Jak widać już pierwsza cyfra po przecinku nie może być uznana za pewną. W tym przykładzie obliczenia były prowadzone z pełną dokładnością bez jakichkolwiek zaokrągleń. Mechanizm powstawania błędów w trakcie wykonywania działań na komputerze jest bardzo podobny (błędy pomiarowe można traktować jako błędy reprezentacji i zaokrągleń).

Przykład 5

Układ równań liniowych

$$x_1 + 10x_2 = 11$$

$$x_1 + 10,1x_2 = 11,1$$

ma rozwiązanie $x_1 = x_2 = 1$.

Jeżeli jednak tylko nieznacznie zmienimy współczynnik przy x_1 w pierwszym równaniu to układ równań:

$$\left(1 - \frac{1}{111}\right)x_1 + 10x_2 = 11$$

$$x_1 + 10,1x_2 = 11,1$$

ma już rozwiązanie $x_1 = 11,1$ natomiast $x_2 = 0$.

Jak łatwo zauważyć zmiana w pierwszym równaniu współczynnika przy x_1 o mniej niż 1% spowodowała niewspółmierną zmianę wyniku obliczeń.

Przykład ten został specjalnie dobrany, ale ilustruje on znaczenie błędów zaokrągleń w procesie obliczeniowym.

Czym więcej działań jest wykonywanych tym większe jest znaczenie błędów zaokrągleń. W trakcie iteracyjnego rozwiązywania układu równań mamy do czynienia z dwoma przeciwstawnymi procesami: osiągnięcie wysokiej teoretycznej dokładności rozwiązania wiąże się z wykonywaniem dużej liczby iteracji, a tym samym z wykonywaniem tysięcy czy milionów działań, a to z kolei powoduje narastanie błędów wynikających z zaokrągleń. Dlatego też bardzo ważnym problemem jest dysponowanie i wykorzystywanie w miarę optymalnych (tzn. takich, które wymagają jak najmniejszej liczby operacji zmiennoprzecinkowych, w tym jak najmniejszej liczby iteracji) algorytmów rozwiązywaniu zadań numerycznych (takich np. jak rozwiązywanie wielkich układów równań liniowych) oraz zadawanie takiego poziomu dokładności rozwiązania, który jest odpowiedni dla posiadanych danych i modelowanego procesu hydrogeologicznego. Komercyjne wersje oprogramowania do modelowania mają najczęściej z góry ustalony poziom dokładności właściwy dla większości modelowanych procesów.

6. Matematyczny model filtracji wód podziemnych

Ogólnie można przyjąć, że cel badań determinuje zakres i dokładność rozpoznania. Modele szczegółowe wymagają każdorazowo dokładnego i aktualnego rozpoznania hydrogeologicznego oraz sozologicznego. Natomiast część modeli, głównie o charakterze regionalnym, w skalach małych może być realizowana na podstawie zebrania i analizy materiałów archiwalnych z wykorzystaniem aktualnych informacji o stanie wykorzystania wód podziemnych. Należy zaznaczyć, że na potrzeby budowy modeli matematycznych konieczne jest uzyskanie danych spoza dziedziny hydrogeologii, w tym zwłaszcza danych hydrologiczno – meteorologicznych (opady, przepływy na ciekach, stany wód powierzchniowych).

6.1 Budowa modelu

Pod pojęciem *modelu matematycznego* rozumiemy matematyczne odwzorowanie modelu hydrogeologicznego opisane poprzez strukturę złożoną z warstw wodonośnych i słabo przepuszczalnych biorących udział w systemie krążenia oraz przestrzenny rozkład parametrów hydrogeologicznych, warunków brzegowych i parametrów zasilania. Na tym etapie modelowania dokonuje się transformacji parametrów hydrogeologicznych z postaci map i tabel na dyskretne parametry modelu (wartości dyskretne w blokach i węzłach siatki).

Matematyczne odwzorowanie modelu hydrogeologicznego przyjmuje postać równania filtracji (rozdz. 5), które podlega rozwiązaniu numerycznemu. Niezależnie od sposobu dyskretyzacji obszaru (siatka kwadratowa – metoda różnic skończonych lub siatka prostokątna – metoda elementów skończonych) w modelu matematycznym rozwiązywany jest układ równań odwzorowujący bilans krążenia wód. Otrzymane rozwiązanie przedstawia rozkład ciśnień w poszczególnych modelowanych warstwach dla określonego rozkładu parametrów przy zbilansowaniu przepływów w całym modelu co oznacza, że ilość wody wpływająca do modelowanego obszaru jest równa ilości wody z niego wypływającej). Konstatacja tego faktu ma bardzo istotne znaczenie w samym procesie modelowania, ponieważ oznacza, że bilans krążenia wód na modelu ma podstawowe znaczenie w ocenie jego dokładności i wiarygodności (patrz rozdz. 6.3).

Na podstawie wieloletnich doświadczeń z praktycznej realizacji modeli matematycznych dla zróżnicowanych warunków hydrogeologicznych i celów badawczych wypracowano pewne podstawowe zasady ich budowy. Zostały one przedstawione poniżej w poszczególnych podrozdziałach.

6.1.1 Zasady schematyzacji modelu

Model hydrogeologiczny systemu wodonośnego (rozdz. 4.1) podlega transpozycji na model matematyczny. To przejście związane jest kolejnymi uproszczeniami wynikającymi z ograniczeń programów do symulacji procesów filtracji. Jest to niezmiernie ważny etap prac, gdyż z jednej strony stworzony został model hydrogeologiczny o określonym układzie hydrostrukturalnym i hydrodynamicznym, z drugiej zaś strony istnieje dostępne oprogramowanie oparte na konkretnych procedurach rozwiązywania równania filtracji. Oprogramowanie do modelowania matematycznego ma swoje założenia i ograniczenia, które muszą zostać uwzględnione w procesie przejścia z modelu hydrogeologicznego na model matematyczny. W procesie tworzenia modelu matematycznego następuje więc dalsza schematyzacja połączona niekiedy z potrzebą agregacji warstw modelu hydrogeologicznego i w konsekwencji parametrów filtracyjnych.

Istotnym błędem przy opracowywaniu modelu matematycznego jest dostosowywanie koniecznych uproszczeń modelu hydrogeologicznego do posiadanego oprogramowania, a nie poszukiwanie takiego oprogramowania, które w najlepszy sposób jest w stanie odwzorować przyjęty model hydrogeologiczny.

Oprogramowanie powinno umożliwiać pożądaną szczegółowość odwzorowania w zakresie:

- warstwowości modelu hydrogeologicznego jako układu warstw wodonośnych, słabo przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych,
- stopnia skomplikowania układów krążenia wód zależnych od rodzaju stref drenażowych (naturalne, sztuczne, punktowe, liniowe, obszarowe) oraz obszarów zasilania,
- możliwości wykonania badań modelowych w określonym czasie (co wiąże się m.in. ze współpracą z programami graficznymi służącymi do przygotowania modelu hydrogeologicznego).

6.1.2 Obszar badań modelowych

Generalnie rozległość obszaru badań modelowych wynika z celu badań, skali modelu oraz oczekiwanej dokładności i wiarygodności wyników.

Ustalając granice modelu trzeba mieć ponadto na uwadze rozległość obszaru wpływu symulowanej na modelu eksploatacji. Niezależnie od tego, czy jest to model w skali szczegółowej, czy przeglądowej, jego granice powinny objąć cały spodziewany zasięg wpływu i to zarówno pojedynczych wymuszeń wprowadzanych na model (np. ujęcia, odwodnienia), jak i efekt współdziałania wielu tych obiektów.

Te ogólne zasady nie w każdym przypadku mogą być jednak spełnione. Rzadko się tak zdarza, że granice modelu o charakterze lokalnym (dla ujęcia, lokalnego odwodnienia, itp.) mogą być oparte w pełni na naturalnych granicach hydrodynamicznych. W takim przypadku nie ma innego sposobu jak ustalenie granic umownych (z reguły są to warunki brzegowe I. rodzaju) na strumieniu wód podziemnych), jednak nadal z zachowaniem odpowiedniej odległości od wprowadzanych na modelu wymuszeń (np. ujęcie wód podziemnych). Wymagana jest wtedy szczególnie precyzyjna analiza bilansu krążenia wód na modelu, ponieważ może ona pomóc w zdiagnozowaniu zbyt bliskiej odległości warunków brzegowych I. rodzaju. Bilans wykaże wówczas, że znacząca ilość wody dopływającej do ujęcia pochodzi z dopływu z tychże warunków, co stanowi informację o nieprawidłowym ich zadaniu (jak wiadomo w rozwiązaniu numerycznym przez źle zadany warunek brzegowy I rodzaju do obszaru można „dostarczyć” nieograniczoną ilość wody).

Jeśli granica modelu w skali lokalnej przebiegać ma wzdłuż naturalnej granicy hydrodynamicznej w postaci rzeki, wówczas właściwe jest dołączenie do modelowanego obszaru fragmentu strumienia wód podziemnych z drugiej strony cieką z postawieniem warunku I rodzaju ($H = \text{const}$) na zewnętrznej granicy dołączonego fragmentu pola hydrodynamicznego. Sam ciek modelowany jest wówczas warunkami III rodzaju. Taki sposób umożliwia właściwe odwzorowanie dopływu do rzeki, który obejmuje strumień wód podziemnych z obu jej stron.

W przypadku modelu matematycznego w mniejszej skali, wykonywanego w np. dla oceny zasobów dyspozycyjnych w jednostce bilansowej (zlewni), z reguły mamy do czynienia z wzajemnym oddziaływaniem modelowanej zlewni z systemem wodonośnym zlewni sąsiedniej. Dla uwzględnienia tego oddziaływania, jak i właściwego odwzorowania działów wodnych warstw/poziomów przenikających systemów, konieczne jest znaczne powiększenie modelowanego obszaru w stosunku do obszaru zlewni. Należy przy tym pamiętać, że położenie działu wód podziemnych w

strukturach wielowarstwowych nie musi pokrywać się z działem wód powierzchniowych zlewni. Związane jest to ze zróżnicowaną bazą drenażu poszczególnych poziomów wodonośnych – od systemu lokalnego drenażu przez cieki niskiego rzędu, aż po system drenażu regionalnego, który wcale nie musi być związany z głównym ciekiem modelowanej zlewni (rysunki od 9.5 do 9.7 w Części II).

Przy prowadzeniu regionalnych badań modelowych wglębnych systemów wodonośnych typu zbiornika mioceńskiego Wielkopolski i zbiornika oligoceńskiego niecki warszawskiej, należy zwrócić szczególną uwagę na to, aby model objął przynajmniej część regionalnej strefy drenażu zbiornika, gdyż w przeciwnym przypadku nie będzie możliwa wiarygodna ocena bilansu jego zasilania.

6.1.3 Struktura warstwowa modelu

Struktura modelu matematycznego, czyli przestrzenny rozkład warstw wodonośnych biorących udział w krążeniu wód i kształtowaniu się zasobów, została określona w modelu hydrogeologicznym, w ramach procesu schematyzacji. System krążenia opisany jest przestrzennym rozkładem parametrów hydrogeologicznych oraz kierunkami przepływu wody (kierunek poziomy w warstwach wodonośnych, pionowy w słabo przepuszczalnych i w strefie aeracji). Model hydrogeologiczny opisuje ciągłe pole filtracji. Natomiast model matematyczny, a dokładniej mówiąc aproksymacja równania filtracji na siatce dyskretyzacyjnej, przekształca model o ciągłych parametrach na model o parametrach dyskretnych, tzn. określonych jedynie w konkretnych punktach (środkach bloków w przypadku metody różnic skończonych lub węzłach siatki w przypadku metody elementów skończonych). Analogicznie otrzymane rozwiązanie (powierzchnia piezometryczna) określone jest jedynie w tych punktach.

Struktura modelu matematycznego powinna odzwierciedlać wielowarstwowość systemu hydrogeologicznego. Nie można zastępować rzeczywistego systemu wielowarstwowego przez model jednowarstwowy, sprowadzając go do odwzorowania wypadkowego układu krążenia o uśrednionych parametrach. Na modelu takim nie można byłoby właściwie określić całego szeregu parametrów, dla ustalenia których model jest tworzony, jak np.: granice obszaru zasilania i obszaru wpływu ujęć wód podziemnych, czas wymiany wód w warstwie wodonośnej i czas przepływu do niej zanieczyszczeń z powierzchni terenu, niezbędnych do ustalenia strefy ochronnej ujęcia wody i obszaru ochronnego GZWP. Z analiz przyczyn niskiej wiarygodności niektórych prognoz modelowych wynika, że najczęstszym błędem było nieuwzględnienie wielowarstwowości ujmowanego systemu wodonośnego i tym samym zróżnicowanych warunków zasilania warstw i krążenia wód. Można stwierdzić za Emsellemem (1975), że *„Jeśli uprości się zbytnio strukturę modelu i zdeformuje rzeczywistość, to prognozy staną się nierealne. Jeżeli natomiast uwzględni się złożoność rzeczywistości i szuka się sposobów jej przedstawienia otrzymuje się lepsze wyniki”*.

Podstawę do określenia struktury modelu stanowią przekroje hydrogeologiczne i jego mapa dokumentacyjna, która zawiera: granice modelu w obrębie poszczególnych warstw, podział dyskredytacyjny modelu, rozkład warunków brzegowych (zewnętrznych i wewnętrznych) z zadawanymi wymuszeniami (studnie, ujęcia, bariery odwadniające, cieki i zbiorniki wód) oraz mapy parametrów warstw wodonośnych i słabo przepuszczalnych.

6.1.4 Krok siatki dyskretyzacyjnej

Za pomocą siatki dyskretyzacyjnej dokonywany jest podział modelowanego obszaru na bloki obliczeniowe, niezbędny dla iteracyjnego rozwiązywania układu równań i

wygenerowania wyników (patrz rozdz. 5). W zależności od metody obliczeń stosuje się dwa rodzaje siatki dyskretyzacyjnej:

1. Siatka prostokątna (metoda różnic skończonych);
2. Siatka trójkątna (metoda elementów skończonych).

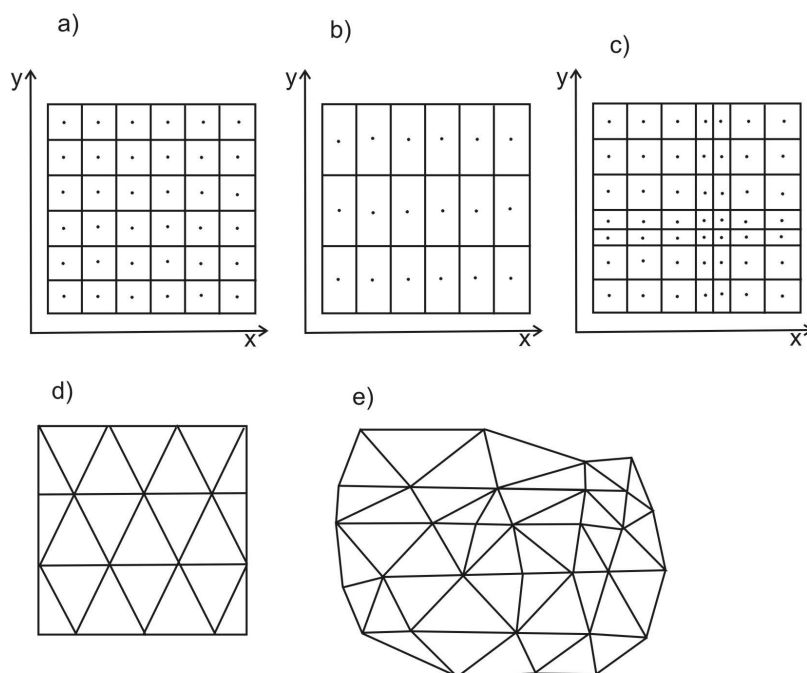
W obu przypadkach krok siatki dyskretyzacyjnej (tj. jej wymiar, w przypadku siatki prostokątnej podawany jako Δx , Δy) związany jest ze skalą modelu i koniecznością uwzględnienia wielkości obszaru badań oraz z wymogami dotyczącymi dokładności odwzorowania przedstawianych na modelu elementów: parametrów hydrogeologicznych, elementów zasilania i drenażu. Siatki dyskretyzacyjne mogą być regularne (tj. ze stałym kokiem) i nieregularne (ze zmiennym krokiem) – rys. 6.1. Zmienny krok siatki daje lepsze możliwości odwzorowania elementów strukturalnych modelowanego systemu wodonośnego, takich jak: doliny rzeczne i kopalne, granice występowania warstw, nieciągłości tektoniczne. Pozwala także lepiej uwzględnić lokalizację ujęć wód podziemnych. Nieregularne siatki dyskretyzacyjne są właściwsze do stosowania w przypadkach, gdy stopień rozpoznawania obszaru badań jest nierównomierny lub gdy występuje duża zmienność parametrów filtracyjnych w poszczególnych modelowanych warstwach.

W metodzie różnic skończonych każdy blok obliczeniowy reprezentowany jest przez punkt leżący w jego geometrycznym środku (węzeł bloku obliczeniowego), któremu przypisuje się parametry filtracyjne i wysokości położenia zwierciadła wody otrzymane w wyniku obliczeń. Parametry te w metodzie elementów skończonych przypisywane są węzłom bloków elementarnych. W modelach wielowarstwowych podział w pionie na bloki i elementy skończone jest jednakowy dla wszystkich warstw modelowanych jako wodonośne i słaboprzepuszczalne.

Należy przy tym zauważyć, że przy podziale obszaru na bloki obliczeniowe obowiązują zawsze pewne ograniczenia związane z metodą numeryczną rozwiązywania równania filtracji. Dotyczą one określonego stosunku wielkości Δx do Δy oraz zmienności wymiaru bloków sąsiednich, zarówno wzdłuż osi x jak i y . Ograniczenia te są podawane w instrukcjach metodycznych programów lub systemów oraz bibliotek programowych.

Oprócz ograniczeń programowych istotną rolę odgrywają umiejętności prowadzącego badania i jego możliwości percepcji związane z liczbą wprowadzanych elementów koniecznych do tarowania, a także analizy wyników. Jest to czynnik bardzo istotny, gdyż aktualne możliwości systemów komputerowych i oprogramowania nie stanowią istotnej przeszkody w konstruowaniu modeli o gigantycznej liczbie bloków obliczeniowych. Głównym ograniczeniem, zwłaszcza w badaniach regionalnych szczegółowych, jest zdolność badacza do szczegółowej analizy zachowania się takiego modelu jako całości, ale również jego fragmentów, na wprowadzane wymuszenia. W takim przypadku trzeba mieć pełną świadomość, które parametry w jakich fragmentach modelu są parametrami z rozpoznania hydrogeologicznego, a które i gdzie wynikają z interpolacji. Dodatkowym kryterium wskazanej liczby bloków modelu jest czas obliczeń – czym bloków jest więcej tym czas obliczeń jest dłuższy, a tym samym istotnie wydłuża się czas badań modelowych. Nie zawsze też zwiększenie liczby bloków obliczeniowych w istotny sposób poprawia jakość rozwiązania – przy niepełnym rozpoznaniu obszaru badań duża liczba bloków obliczeniowych pogarsza wiarygodności takiego modelu (większość danych wejściowych powstała w procesie interpolacji i nie ma dużych możliwości weryfikacji tych danych, a wyniki prezentowane są w blokach o niewielkich, w stosunku do skali rozpoznania, wymiarach sugerując zróżnicowanie położenia zwierciadła wody, którego w rzeczywistości nie ma lub ma ono inny charakter). Czym innym jest prezentowanie wyniku na siatce o kroku

50 m, a czym innym na siatce o kroku 500 m. W tym pierwszym przypadku możemy domniemywać, że rozpoznanie było bardziej szczegółowe niż w przypadku modelu z siatką o kroku 500 m.



Rys. 6.1. Siatki dyskretyzacyjne najczęściej stosowane w programach do modelowania: a, b, c – w metodzie różnic skończonych, d, e – w metodzie elementów skończonych (a, b, d – regularne, c, e – nieregularne)

6.1.5 Warunki brzegowe i początkowe

Wykonywanie obliczeń na modelu matematycznym wymaga przyjęcia warunków brzegowych i w przypadku modeli niestacjonarnych – warunków początkowych.

Warunki początkowe określają wielkość funkcji H położenia zwierciadła wody lub wysokości hydraulicznej w całym obszarze filtracji w momencie uznanym za stan początkowy rozwiązania, tj. w czasie t_0 - $H = f(x, y, z, t_0)$.

Warunki brzegowe charakteryzują przyjmowane w obliczeniach zasady zmiany ciśnienia i wydatku strumienia wód podziemnych na granicach zewnętrznych oraz wewnątrz obszar filtracji. Wyróżniamy warunki brzegowe I, II i III rodzaju.

Warunki brzegowe I rodzaju określają wielkość ciśnienia na brzegu lub wewnątrz obszaru filtracji w postaci funkcji $H = f(x, y, z, t)$ i mogą być wielkością stałą - $H = \text{const.}$, lub zmienną w czasie - $H = f(t)$. Ich przyjęcie jest konieczne ze względu na jednoznaczność rozwiązania równania filtracji. Powinny być zadawane na granicy strumieni dopływających i odpływających z obszaru badań. Wprowadzenie warunków brzegowych na określonej granicy musi opierać się na wiarygodnym rozpoznaniu przewodności i położenia zwierciadła wody. W przypadku braku rozpoznania tych parametrów niekorzystny wpływ ich małej wiarygodności może być niwelowany oddaleniem warunków brzegowych od granic obszaru bilansowania. Warunkiem I rodzaju można modelować także wypływy wody na powierzchnię – źródła, drenaże w postaci barier studni, rzeki i inne zbiorniki o pełnej penetracji warstwy wodonośnej.

Warunki brzegowe II rodzaju określają wielkość zasilania lub drenażu na brzegu obszaru lub na całym obszarze badań. Wydatki te na modelu realizuje się dla warunków

ustalonych w postaci stałego $Q = \text{const}$ lub zmiennego w czasie w postaci $Q = f(t)$ dla filtracji nieustalanej. Warunkami brzegowymi II rodzaju odwzorowywane są:

- zasilanie z infiltracji opadów oraz ewapotranspiracja jako drenaż,
- wydatki studni i innych barier eksploatacyjnych (zasilanie lub drenaż),
- zasilanie lub odpływ przez zewnętrzną granicę modelu.

Odwzorowanie studni na modelu stosowane jest najczęściej warunkami brzegowymi II rodzaju, sporadycznie I i III rodzaju. Ogólną zasadą jest odwzorowanie ujęcia w taki sposób by znalazło się ono w jednym bloku obliczeniowym (to ujęcia skupione) lub przy barierach studziennych i modelach szczegółowych odwzorowanie ich poprzez studnie, tak by każda ze studni znalazła się w oddzielnym bloku obliczeniowym. Nawet w przypadku odwzorowania studni w oddzielnych blokach obliczeniowych symulowany wydatek studni powoduje powstanie depresji charakteryzujące wielkości bloku, a nie rozmiar studni. Stąd część systemów programowych posiada specjalnie wbudowane moduły obliczeniowe depresji rzeczywistej w studni zupełnej lub niezupełnej bazujących na poniżej podanych zasadach. Określenie rzeczywistej depresji w studni zupełnej oblicza się z równania (Macioszczyk, Szestakow, 1983; Pleczyński, 1981; Kulma, Zdechlik, 2009):

$$s_s = s_{rb} + \Delta s$$

gdzie: s_s – depresja rzeczywista w studni zupełnej,
 s_{rb} – depresja rejonowa w bloku obliczeniowym,
 Δs – depresja wywołana eksploatacją studni:

$$\Delta s = \frac{Q}{6,28T} \cdot \ln \frac{0,637 \cdot \Delta x}{r}, \text{ dla warstwy naporowej}$$

Δx – długość bloku kwadratowej siatki dyskretyzacyjnej
 (w przypadku siatki prostokątnej jako długość bloku przyjmuje się wartość $\sqrt{\Delta x \cdot \Delta y}$),

r – promień studni,

$T = k \cdot m$ – przewodność warstwy w bloku modelującym studnię i odpowiednio:
 k – współczynnik filtracji, m – miąższość warstwy.

lub **dla warstwy swobodnej** $T = k \cdot h_{sr}$, $h_{sr} = h - 0,5s$

Wówczas wzór przyjmuje postać:

$$\Delta s = \frac{Q}{3,14 \cdot k \cdot h_{sr}} \cdot \ln \frac{0,637 \cdot \Delta x}{r}.$$

W przypadku studni niezupełnej do równania na określenie depresji wprowadza się poprawkę Forheimera oznaczającą bezwymiarowy dodatkowy opór hydrauliczny ρ ,

$$\rho = f\left(\frac{l}{m}, \frac{m}{r}\right),$$

gdzie: l – długość części roboczej filtra,

m – miąższość warstwy wodonośnej naporowej,

$m = h_{sr} = h - 0,5s$ dla warstwy swobodnej,

r – promień studni.

Sposób uwzględnienia tej poprawki dla uzyskania depresji skorygowanej ze względu na niezupełność studni, jak również zasady obliczeń filtracji nieustalonej opisana są w licznych podręcznikach i poradnikach (Dąbrowski i inni, 2004; Kulma, 1995; Pazdro, 1975; Pleczyński, 1981).

Warunki brzegowe III rodzaju stanowią kombinację warunków I i II rodzaju z uwzględnieniem oporów filtracyjnych w przepływie strumienia wód. Zadaje się je w blokach włączonych w pole filtracji, które są blokami obliczeniowymi uwzględniającymi stały lub zmienny dopływ z zewnątrz bloku o zadanym stanie zwierciadła wody $H_g = f(t)$ poprzez element oporu, oznaczany umownie TRP. Wydatek wody dopływającej do bloku Q określany jest jako funkcja zadanego stanu wody H_g i obliczonego w tym bloku stanu H_c oraz parametru oporu przepływu TRP (Szymanko i in., 1982):

$$Q = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \text{TRP} \cdot (H_g - H_c)$$

gdzie: $\Delta x \cdot \Delta y$ – powierzchnia bloku [L^2],

TRP – opór filtracyjny [T^{-1}]

Blok modelu, przez który przepływa ciek jest traktowany jako zwykły blok obliczeniowy, w którego bilans przepływu jest wprowadzony dodatkowy wydatek, obliczony wg powyższej formuły. Przyczyny powstawania oporów filtracyjnych na linii warstwa wodonośna – ciek powierzchniowy można scharakteryzować następująco:

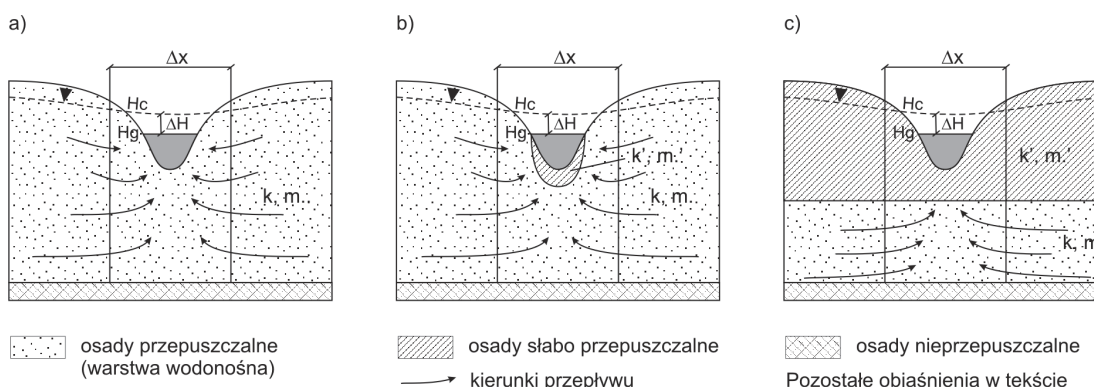
- W przypadku swobodnego zwierciadła wody decydujące znaczenie ma charakter strumienia wód podziemnych, który w strefie drenażu rzeczno przybiera charakter sferyczny lub półsferyczny (rys. 6.2a). Następuje wydłużenie drogi filtracji, co generuje powstanie oporów analogicznych do strat hydraulicznych studni (tzw. „zeskok hydrauliczny”).
- Elementem zwiększającym opór hydrauliczny przy swobodnym zwierciadle wody może być także obecność w dnie cieku osadów zakolmatowanych, o pogorszonych parametrach filtracyjnych (rys. 6.2.b). Wówczas parametr TRP może być szacowany z zależności:

$$\text{TRP} = \frac{F}{(\Delta x \cdot \Delta y)} \cdot \frac{k'}{m'}$$

gdzie: F – powierzchnia czynna cieku,

k' , m' – odpowiednio: współczynnik filtracji i miąższość warstwy słabo przepuszczalnej między ciekami i warstwą.

- W przypadku napiętego zwierciadła wody o oporach hydraulicznych decyduje obecność izolacyjnej warstwy osadów słabo przepuszczalnych o współczynniku filtracji k' i miąższości m' (rys. 6.2.c).



Rys. 6.2. Modelowanie cieków przy pomocy warunków brzegowych III rodzaju a, b – w swobodnej warstwie wodonośnej, c – w naporowej warstwie wodonośnej.

Innym sposobem wprowadzania warunków brzegowych III rodzaju jest odsunięcie bloku brzegowego na pewną odległość, wynikającą z uwzględnienia warunków hydrogeologicznych stwierdzonych poza tym brzegiem i nie objętych modelem. Warunek brzegowy III rodzaju stosowany na konturze zewnętrznym obszaru, polega na odsunięciu bloku brzegowego na pewną odległość będącą krotnością podstawowego wymiaru bloku Δx (rys. 6.3).

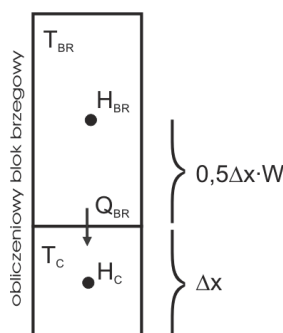
$$Q_{BR} = \left[\frac{T_{BR} + T_C}{1 + W} \right] \cdot [H_C - H_{BR}]$$

gdzie: H_{BR} – zadawana wielkość wysokości naporu w bloku brzegowym (stała),

W – współczynnik odsunięcia; $W = 1 + \frac{2\Delta L}{\Delta x}$,

ΔL – odległość na którą przesuwa się kontur brzegu,

Δx – wymiar bloku obliczeniowego.



Rys. 6.3. Sposób określania warunków brzegowych III rodzaju przez odsunięcie bloku brzegowego

Warunki III rodzaju stosowane są do modelowania rzek, niedogłębianych rowów, drenów, przepływów przez strefy zakolmatowane, a także do modelowania studni niezupełnych. Szczegółowe sposoby uwzględniania tych warunków są podawane w instrukcjach programów komputerowych.

6.1.6 Parametry hydrogeologiczne a parametry modelu matematycznego

Przestrzenny rozkład parametrów hydrogeologicznych modelu powstaje najczęściej w procesie interpolacji i ekstrapolacji danych z pojedynczych punktów dokumentacyjnych (przeważnie studni). Może być ona wykonywana automatycznie z wykorzystaniem określonych procedur interpolacyjnych lub zostać wykonana przez hydrogeologa. Najlepsze rezultaty otrzymuje się z połączenia tych dwóch procesów; interpolacja automatyczna jest wówczas uzupełniana doświadczeniem hydrogeologa i jego wyobrażeniem o modelowanym obszarze.

Mapy parametrów hydrogeologicznych w procesie transpozycji z modelu hydrogeologicznego na model matematyczny ulegają dyskretyzacji, przyjmując postać konkretnych wartości w węzłach siatki obliczeniowej. Wartości te, przyporządkowane formalnie do węzłów siatki, charakteryzują dany parametr w całym bloku siatki. Ten proces doprowadza więc do przyjęcia takich parametrów, które tracą swoją pierwotną wymowę hydrogeologiczną i stają się parametrami modelu.

W trakcie tarowania modelu i jego weryfikacji zmianom podlegają wybrane parametry (współczynnik filtracji, wartość zasilania, położenie spągu warstwy, miąższość, itp.). Ponieważ proces tarowania polega na takim doborze parametrów, żeby model zachowywał się podobnie jak to jest obserwowane w rzeczywistości wobec

powyższego tarowane parametry mają jeszcze bardziej rozszerzony, w stosunku do swoich pierwotnych znaczeń, sens. Oprócz informacji o uśrednionej wartości danego parametru w bloku zawierają również część (wartość), która odpowiada za wszelkie uproszczenia powstałe na etapie konstrukcji modelu hydrogeologicznego i matematycznego. Ocena, na ile otrzymana w procesie tarowania wartość parametru filtracyjnego jest uśrednioną wartością dla bloku, a na ile jest zaburzona przez uproszczenia modelu jest bardzo trudna i często niemożliwa do przeprowadzenia. Z tego też powodu zasadniczym zadaniem modelowania matematycznego filtracji jest określenie położenia zwierciadła wód w poszczególnych poziomach i bilansu krążenia wód, natomiast nie jest określenie rzeczywistych parametrów filtracyjnych. Dlatego nie można parametrów z danego modelu o określonym kroku siatki dyskretyzacyjnej (np. rozkład współczynnika filtracji) traktować jako rzeczywistego rozkładu parametrów hydrogeologicznych.

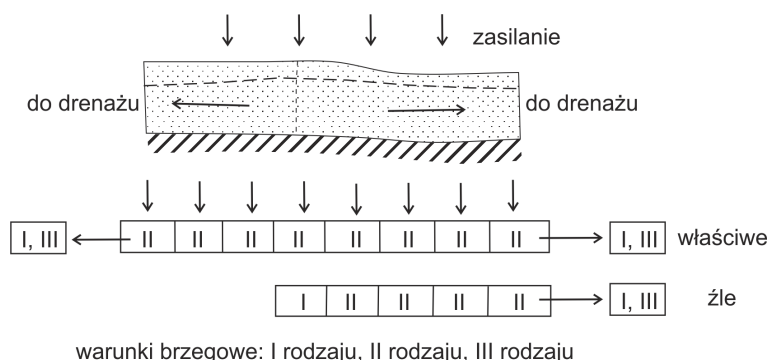
Zrozumienie tej prawidłowości jest kluczowe dla właściwej interpretacji wiarygodności i dokładności otrzymanych wyników.

6.1.7 Niewłaściwe i błędne konstrukcje modelu matematycznego

Z doświadczeń badań modelowych wykonywanych od lat 70-tych XX w. przedstawiono poniżej najczęściej spotykane niewłaściwe lub błędne odwzorowania modeli hydrogeologicznych na modelach matematycznych różnych systemów wodonośnych. Nie wyczerpują one wszystkich przypadków, gdyż dotyczą głównie modeli filtracji.

- 1) Przyjęcie warunków brzegowych II rodzaju ($Q=0$) na dziale wodnym warstwy wodonośnej (rys. 6.3).

Dział jest linią rozdzielającą zasilanie strumieni filtracji co najmniej do dwóch stref drenażowych wód podziemnych. Dział wód podziemnych w wyniku wymuszeń może ulec zmianom przestrzennym, co nie znajdzie swojego odzwierciedlenia w sytuacji, gdy odwzorowany jest blokiem z warunkiem II rodzaju $Q=0$. Analogicznie niewłaściwą konstrukcją jest zadawanie na dziale wodnym warunku I rodzaju. Prawidłowy sposób odwzorowania działu wodnego ograniczającego system zlewniowy polega na takim rozszerzeniu modelowanego obszaru, aby możliwe było wymodelowanie działu wodnego.

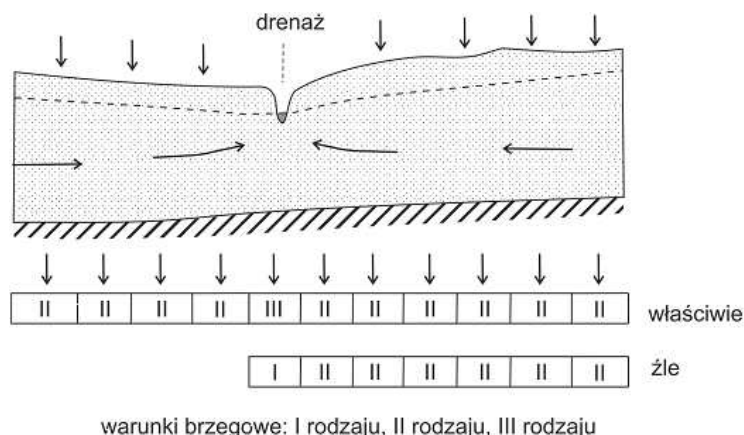


Rys. 6.4. Zadanie warunków brzegowych na dziale wodnym

- 2) Przyjęcie warunków brzegowych I rodzaju na cieku dwustronnie drenującym o niepełnej penetracji (rys. 6.5).

Warunki brzegowe I rodzaju na ciekach zasilających – drenujących można zadawać tylko w przypadku pełnej penetracji strumienia wód podziemnych przez ciek lub

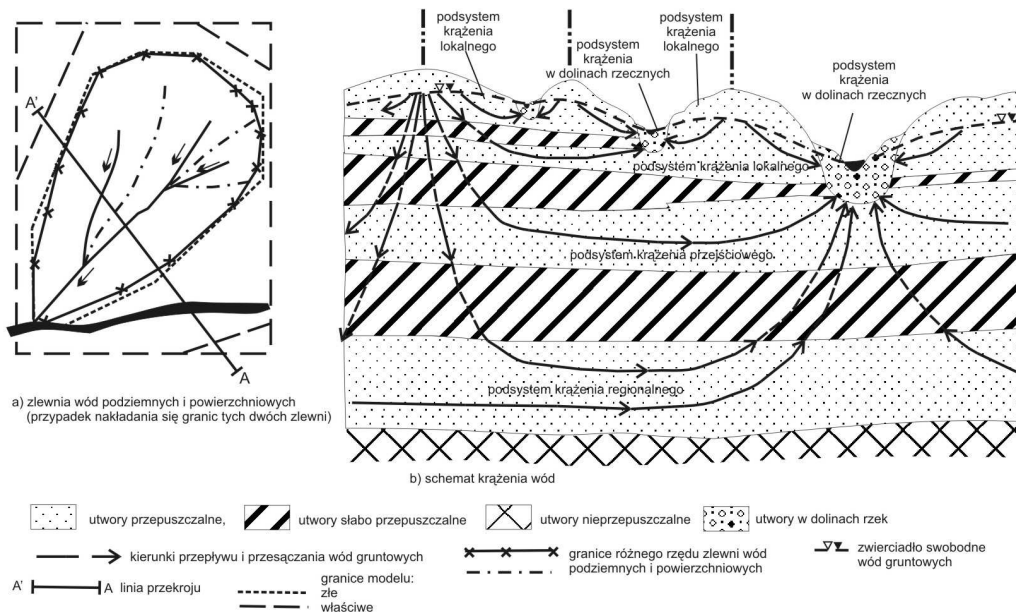
gdy zachodzi zależność $T_{\perp} \geq T_w$ tj. przewodność prostopadła $T_{\perp} = \frac{k'}{m'} \cdot B$ (B – szerokość cieku) jest równa lub większa od przewodności warstwy $T_w = k \cdot H$ $T_{\perp} = k_z \cdot (\Delta x \cdot \Delta y)$.



warunki brzegowe: I rodzaju, II rodzaju, III rodzaju

Rys. 6.5. Warunki brzegowe na cieku drenującym dwustronnie warstwę wodonośną

- 3) Nie uwzględnianie w obszarze badań modelowych istotnych drenaży naturalnych i sztucznych. Jest to przypadek spotykany w regionalnych badaniach hydrogeologicznych wynikający najczęściej z niepełnego rozpoznania w kartowaniu hydrogeologicznych wszystkich liczących się w bilansie naturalnych wypływów wód (źródła, wysięki), eksploatacji ujęć lub innych drenaży wód.
- 4) Model matematyczny nie obejmuje całego obszaru wpływu istniejących i projektowanych wymuszeń w systemie lub wpływu sąsiednich systemów. W badaniach szczegółowych dotyczy to najczęściej przypadku, kiedy obszar oddziaływania modelowanego ujęcia jest większy niż obszar modelowany, zaś w regionalnych systemach zlewni, gdy granice modelu matematycznego przyjmowane są na granicach wododziałowych systemu (rys. 6.6).



Rys. 6.6. Niewłaściwe przyjęcie granic modelu zlewni w złożonym systemie wodnym

- 5) Stworzenie modelu dla oceny zasobów wód podziemnych ujęcia na dla określonego stanu hydrodynamicznego bez weryfikacji poprawności procesu tarowania (co najmniej porównania wyników symulacji dla innych poziomów eksploatacji z wynikami obserwacji terenowych) lub sprawdzenia jego funkcjonowania w warunkach filtracji nieustalonej (odtworzenie próbnych pompowań) lub w innych stanach wymuszeń eksploatacji.

6.2 Tarowanie, weryfikacja i prognozy modelowe

6.2.1 Kryteria doboru funkcji celu

Proces przejścia między modelem hydrogeologicznym a modelem matematycznym wymaga sprawdzenia, czy model matematyczny w prawidłowy sposób odwzorowuje układ hydrodynamiczny i jego reakcje na zadawane wymuszenia (np. zmiany poboru). Cykl sprawdzania i dopasowywania parametrów tak, aby model matematyczny poprawnie symulował rzeczywisty system wodonośny nosi nazwę tarowania (kalibracji, identyfikacji) modelu. Powstaje pytanie co oznacza stwierdzenie: poprawna kalibracja i jakie są kryteria oceny tej poprawności.

Tak jak różny jest cel, dla jakiego przygotowywany jest model matematyczny (modele filtracji dla oceny zasobów eksploatacyjnych, ocena zasobów dyspozycyjnych, symulacje odwodnień lub migracji zanieczyszczeń) tak i różne są kryteria oceny poprawności modelu. Na ocenę poprawności modeli przepływów wód może składać się wiele elementów, które najczęściej dotyczą dokładności odwzorowania stanów wód, wydatków zasilania i drenażu oraz ich zmian w czasie. Najistotniejsze z kryteriów tarowania to:

- 1) Minimalizacja różnic stanów zwierciadła wód podziemnych (obliczonych na modelu i pomierzonych w terenie) w kontrolowanych piezometrach czy studniach,
- 2) Minimalizacja różnic między powierzchnią piezometryczną odwzorowaną na modelu hydrogeologicznym (hydroizohipsy), a powierzchnią otrzymaną na modelu matematycznym (różnica wartości stanów zwierciadła wód podziemnych dla wszystkich bloków modelu),
- 3) Minimalizacja różnic między obliczonymi na modelu drenażami przez ciek, a średnim przepływem podziemnym z określonego wielolecia w tym cieku,
- 4) Minimalizacja różnic między elementami bilansowymi otrzymanymi na modelu i określonymi innymi metodami,
- 5) Minimalizacja różnic położenia zwierciadeł wód podziemnych obserwowanych w czasie próbnych pompowań lub długotrwałej eksploatacji z wynikami ich obliczeń na modelu.

Powyższa lista nie wyczerpuje wszystkich możliwych elementów składowych oceny poprawności modelu – wskazuje jedynie te najistotniejsze. Dobór odpowiedniej funkcji celu (kryterium poprawności modelu) jest zawsze autorskim zadaniem hydrogeologa i zależy od celu modelowania, skali modelu, stopnia rozpoznania warunków hydrogeologicznych, ale również od doświadczenia hydrogeologa.. W przypadku migracji zanieczyszczeń w polu filtracji kryteria funkcji celu będą dotyczyły wielkości badanych substancji, a w przypadku ciepła rozkładu temperatury.

Każdy z wymienionych powyżej elementów funkcji celu dla modeli filtracji charakteryzuje się innymi cechami, które przedstawia się poniżej:

- 1) ***Minimalizacja różnic stanów zwierciadła wód podziemnych w kontrolowanych punktach modelowanego obszaru*** (potocznie nazywana tarowaniem na punkty) – obliczona na modelu wartość położenia zwierciadła wody w konkretnym bloku jest odnoszona do centrum tego bloku i interpretowana jest jako średnia wartość położenia zwierciadła wody w tym bloku. Jeżeli kontrolowanym punktem jest

pracująca studnia lub piezometr znajdujący się w bliskim sąsiedztwie pracującej studni wówczas rzeczywista (pomierzona) wartość położenia zwierciadła wody w tym punkcie w większości przypadków będzie niższa niż średnia wartość położenia zwierciadła wody w tym bloku. Czym wymiar bloku będzie mniejszy tym wartość średnia będzie lepiej reprezentowana przez pomierzoną wartość położenia zwierciadła wody w punkcie. W modelach regionalnych, gdzie wymiar bloku wynosi kilkaset metrów, pomierzona wartość położenia zwierciadła wody w punkcie najczęściej nie jest reprezentatywna jako wartość średnia w bloku. Punkty kontrolowane najczęściej nie są rozłożone równomiernie na całym modelowanym obszarze, ale często są skupione w kilku fragmentach obszaru. Dodatkowym utrudnieniem jest ocena wiarygodności rzędnej otworu studziennego i rzędnej zwierciadła wody. Archiwalne wartości niwelacji czy odczytane z mapy topograficznej rzędne otworów charakteryzują się zmienną dokładnością na poziomie 0,5-1 m i więcej. W kartach otworów podane rzędne terenu odczytywane są najczęściej z mapy, a nie poprzez dokładną niwelację, przy czym nieznana jest dokładność tego odczytu. W przypadku obliczeń prowadzonych na modelach stacjonarnych otrzymane rozwiązanie odpowiada stanowi ustalonemu tzn. po ustabilizowaniu się położenia zwierciadła wody, przy niezmiennych wartościach zasilania infiltracyjnego, poboru, rzędnych położenia zwierciadła wody w blokach z warunkami I rzędu, natomiast obserwacje terenowe dotyczą stanów chwilowych. Jak widać użycie tego kryterium jako głównego elementu funkcji celu ma zastosowanie do modeli lokalnych w dużych skalach (odwodnień budowlanych i podobnych). Dla modeli regionalnych akceptowalne różnice zależne od kroku siatki jak i od posiadanych danych o stanach wód z wielolecia mogą, w skrajnych przypadkach, sięgać nawet kilku metrów — kryterium to ma wówczas mniejsze znaczenie i jest tylko jednym z elementów funkcji celu.

- 2) ***Minimalizacja różnic między powierzchnią piezometryczną odwzorowaną na modelu hydrogeologicznym (hydroizohipsy), a powierzchnią otrzymaną na modelu matematycznym*** (potocznie nazywana tarowaniem na kształt zwierciadła) – jednym z elementów modelu hydrogeologicznego jest położenie zwierciadeł wód podziemnych odzwierciedlających systemy krążenia wód dla poszczególnych wydzielonych warstw wodonośnych. Są one wynikiem autorskiej interpretacji i analizy danych hydrogeologicznych. Obliczone na modelu, dla danego układu warunków brzegowych i wartości parametrów, rzędne położenia zwierciadła wód stanowią weryfikację założeń przyjętych w modelu hydrogeologicznym. W przypadku istotnych różnic w układzie krążenia wód między zwierciadłem początkowym i obliczonym na modelu należy bezwzględnie znaleźć ich przyczynę. Ten element funkcji celu jest ściśle związany z minimalizacją różnic stanów zwierciadła wód podziemnych w kontrolowanych punktach modelowanego obszaru, szczególnie w sytuacji, kiedy kontrolowanych punktów jest stosunkowo niewiele, a ich przestrzenny rozkład jest nierównomierny. Taki rozkład punktów może odzwierciedlać wiele powierzchni zwierciadeł wód, nie koniecznie wiarygodnych. Z tego względu ten element funkcji celu musi być traktowany jako wiarygodny tylko w sytuacjach, gdy dysponujemy w miarę równomiernym rozpoznaniem ciśnień piezometrycznych
- 3) ***Minimalizacja różnic między obliczonymi na modelu drenażami przez ciek, a średnim przepływem podziemnym z określonego wielolecia w tym cieku*** – jest to element funkcji celu opisujący jeden ze składników bilansu – istotny, ponieważ można go z pewnym przybliżeniem scharakteryzować liczbowo. Jest to szczególnie ważne w przypadku modeli regionalnych. W przypadku modeli lokalnych może się

zdarzyć, że ten element funkcji celu nie będzie występował. Trzeba przy tym pamiętać, że obliczona na modelu wielkość drenażu wody do cieku charakteryzuje odpływ podziemny do doliny cieku dla określonego stanu hydrodynamicznego wód. Na rzeczywisty odpływ podziemny składa się zarówno dopływ do koryta rzeki, jak i ewapotranspiracja, która ma miejsce w obrębie tarasu rzeczno. Tak więc odpływ podziemny nie jest wartością pomiarową – najczęściej opisywany jest wartością średniego niskiego przepływu (SNQ) z wielolecia w danym przekroju pomiarowym. Liczba przekrojów pomiarowych, dla których znane są wartości SNQ z wielolecia dla miesięcy i lat w zasięgu modelu najczęściej nie jest duża i dotyczy większych cieków. Dla pozostałych modelowanych cieków konieczne jest oszacowanie tych wartości, najczęściej jedynie w przekrojach ujściowych. Z doświadczeń wynika, że błąd analitycznego (statystycznego) oszacowania rzeczywistej wielkości odpływu podziemnego z zastosowanej metody SNQ wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu procent. Z tego faktu wynika, że ten element funkcji celu powinien być traktowany z dużym wyczuciem warunków hydrologicznych i hydrogeologicznych i na pewno nie może być stosowany mechanicznie, jako matematyczna formuła minimalizacji funkcji. To hydrogeolog ocenia, czy otrzymane na modelu wartości przepływu prawidłowo odwzorowują warunki hydrologiczne. Należy przy tym pamiętać, że ten element funkcji celu musi zawierać w sobie również kontrolę ciągłości przepływu wody w cieku na modelu.

- 4) ***Minimalizacja różnic między elementami bilansowymi otrzymanymi na modelu i określonymi innymi metodami*** – jest to bardzo istotny element funkcji celu. Jednym ze składników modelu hydrogeologicznego jest wstępna ocena bilansu zasilania i odpływu wód dla badanego obszaru wykonana metodami analitycznymi, bądź bilansowymi. Model matematyczny filtracji wód jest modelem bilansowym i bez oceny i porównania zasadniczych składowych tego bilansu (obliczonych na modelu matematycznym i przedstawionych w modelu hydrogeologicznym) nie można ocenić wiarygodności modelu. Składowe bilansu dotyczą wielkości zasilania efektywnego, przepływów międzywarstwowych, odpływów i dopływów poziomych przez brzegi modelu. W przypadku istotnych różnic składowych bilansowych modelu matematycznego i hydrogeologicznego trzeba jeszcze raz wrócić do modelu hydrogeologicznego i obliczeń analitycznych i zweryfikować je poprzez wyjaśnienie zaistniałych różnic. Pomijanie analizy różnic składowych bilansowych może prowadzić do bardzo poważnych błędów w ocenie wytarowania modelu – w skrajnym przypadku można uzyskać zgodność rzędnych położenia zwierciadeł wód obliczonych na modelu i pomierzonych w terenie, czy zgodność kształtu hydroizohips, jednak dla nierealnych wartości bilansu i przy nieprawidłowym odwzorowaniu odpływów, drenaży i zasilania warunkami I, II i III rodzaju.
- 5) ***Minimalizacja różnic położenia zwierciadeł wód podziemnych obserwowanych w czasie próbnym pompowań lub długotrwałej eksploatacji z wynikami obliczeń na modelu*** – dotyczy to obliczeń wykonywanych za pomocą programów do symulacji filtracji nieustalanej przy określaniu wartości zasobów eksploatacyjnych lub stanów zwierciadła wód przy odwodnieniach. Dla nowych ujęć można posłużyć się wynikami próbnym pompowań hydrowęzłowych i odtworzyć ich przebieg na modelu. Na istniejących ujęciach stan hydrodynamiczny wywołany znaną eksploatacją powinien być szczegółowo odtworzony na modelu zarówno w zakresie wydatków studni, zespołu studni i całego ujęcia. Przy tym należy wziąć pod uwagę, że na kształtowanie się stanu hydrodynamicznego ujęcia ma wpływ

zmiennosc wydatków w ciągu doby, miesięcy i lat oraz zasilanie związane z warunkami hydrometeorologicznymi lub stanami wód powierzchniowych. Stąd analiza porównawcza wyników modelu nie powinna dotyczyć pojedynczego pomiaru stanu eksploatacji na ujęciu, lecz być oparta o okresy kontrolowanej eksploatacji.

Rzadko, w praktyce modelowania zdarza się sytuacja, kiedy możemy podać formułę matematyczną funkcji celu (w tym celu należy wskazać również wagi poszczególnych w/w elementów). W zależności od celu, dla którego wykonywana jest model znaczenie (waga) poszczególnych elementów jest różna. Istotne jest jednak, aby nie zaniedbywać analizy poszczególnych elementów składających się na funkcję celu szczególnie w sytuacji, kiedy ma ona postać bardziej opisową niż zmatematyzowaną.

6.2.2 Tarowanie modelu matematycznego

Pierwszym krokiem tarowania jest zdefiniowanie funkcji celu opisujących, jakie są kryteria poprawności modelu. W ramach tarowania określa się dla wybranej struktury modelu ilościowe wartości parametrów i warunków brzegowych. W pierwszym etapie tego procesu winna nastąpić weryfikacja przyjętej struktury warstwowej modelu oraz przyjęcia warunków brzegowych (głównie I i III rodzaju), zaś dalej wielkości parametrów hydrogeologicznych. Z matematycznego punktu widzenia proces tarowania polega na rozwiązywaniu zadania odwrotnego – znając położenia zwierciadeł wód w poszczególnych warstwach wodonośnych chcemy znaleźć odpowiadające im wartości parametrów hydrogeologicznych i warunków brzegowych. Niestety w ogólnym przypadku układ ten ma więcej niewiadomych niż równań. Dlatego też proces tarowania w praktyce realizowany jest metodą kolejnych przybliżeń poprzez symulacje dla różnych wartości parametrów i warunków brzegowych.

W procesie tarowania wymagana jest wiedza o zróżnicowanej wiarygodności poszczególnych parametrów modelu. Z reguły mniejszą lub małą wiarygodność posiadają parametry warstw słabo przepuszczalnych, a także zasilanie efektywne i jego rozkład. Te właśnie parametry powinny być modyfikowane w pierwszej kolejności. Większą wiarygodność posiadają parametry warstw wodonośnych i one powinny – w miarę możliwości - pozostać na poziomie niezmiennym lub też podlegać zmianom z zachowaniem względnych relacji w rozkładzie przestrzennym.

Proces tarowania winien obejmować następujące zasadnicze etapy:

- 1) Analiza właściwego odwzorowania pola filtracji warunkami brzegowymi, głównie I i III rodzaju. Istotne jest zidentyfikowanie poprawności działania wszystkich obszarów naturalnego drenażu (tj. rzek, które pełnią taką rolę w odniesieniu do modelowanych warstw wodonośnych).
- 2) Analiza czułości modelu na zmiany poszczególnych parametrów. Zwłaszcza parametry filtracyjne warstw słabo przepuszczalnych oraz opory koryt rzecznych wymagają takiej analizy, szczególnie, że w procesie tarowania będą podlegały najbardziej znaczącym zmianom. Zidentyfikowana wrażliwość parametrów słabo rozpoznanych pozwala właściwie określić ich przedziały zmienności. Elementem analizy czułości powinna być także wielkość zasilania infiltracyjnego.
- 3) Tarowanie właściwe, polegające na testowaniu kolejnych wielkości parametrów hydrogeologicznych wyróżnionych warstw modelu, aż do uzyskania pożądanej dokładności spełnienia przyjętych funkcji celu.

Doświadczenia prac modelowych wskazują, że dla poszczególnych typów modeli przytoczyć można najważniejsze ogólne wskazówki dotyczące ich poprawnego tarowania.

Modele regionalne

Rzeczywisty układ hydrodynamiczny podlega ciągłym zmianom wynikającym ze zmiennego zasilania oraz gospodarczego wykorzystania wód. Przy identyfikacji modelu trzeba mieć na uwadze zakres tych zmian i ich trendy oceniane na podstawie obserwacji stacjonarnych, a także ustalić ewentualne wpływy sąsiednich systemów wodonośnych na system badany, np. wpływ wieloprzestrzennych i długoczasowych odwodnień kopalnianych. Dlatego też pojedyncze pomiary stanów nie mają dużej wiarygodności, gdyż w najlepszym przypadku mieszczą się w granicach amplitudy wahań zwierciadeł wód.

Z przedstawionych wyżej powodów wynika, że wykorzystywanie do oceny dokładności wytarowania modelu, jako podstawowego narzędzia, metod statystycznych ma bardzo ograniczone zastosowanie. Podstawowym wskaźnikiem oceny czy model jest prawidłowo wytarowany pozostanie autorska ocena stopnia spełnienia funkcji celu opisanych powyżej. Dla modeli regionalnych, o dużym kroku siatki dyskretyzacyjnej, z reguły funkcja ta określona jest przez minimalizację różnic stanów wód podziemnych (tarowanie na punkty lub na kształt zwierciadła wody) i przez minimalizację różnic przepływów zmierzonych w rzekach i obliczonych na modelu. Pamiętać przy tym trzeba o uwzględnieniu po stronie strat bilansowych drenażu ewapotranspiracyjnego zachodzącego w obrębie doliny modelowanej rzeki.

Modele lokalne

W przypadku modeli o skali lokalnej, wykonywanych np. dla oceny zasobów eksploatacyjnych dużych ujęć wód podziemnych, zastosowanie funkcji celu w postaci minimalizacji różnic przepływów rzecznych zwykle nie wchodzi w rachubę. Podstawowa funkcja dotyczy minimalizacji różnic stanów wód. Dla polepszenia wiarygodności modelu można odtworzyć na modelu nie tylko chwilowy stan traktowany jako quasi-ustalony, ale także przebieg próbnego pompowania lub długotrwałej eksploatacji ujęcia. Przy analizie porównawczej stanów wód należy pamiętać o niepełnej porównywalności wyników ze względu na krok siatki dyskretyzacyjnej. Stosowane wzory, niezbędne w takiej sytuacji do zastosowania, wskazano w rozdziale 6.1.5.

Model filtracji nieustalonej

Z reguły są to modele o niewielkiej powierzchni, tworzone dla rozwiązywania zagadnień szczegółowych w skali lokalnej, np. optymalizacji pracy poszczególnych studni ujęć infiltracyjnych (brzegowych). Podstawowym zagadnieniem obliczeń programami do symulacji filtracji nieustalonej jest przyjęcie odpowiedniego kroku czasowego. Jest to bardzo istotny problem mający wpływ z jednej strony na czas trwania obliczeń, a z drugiej na zbieżność całego procesu iteracyjnego (szerzej omówiono to w rozdziale 5.5). Generalnie można wskazać pewne generalne zasady dobierania kroku czasowego (jeżeli używane oprogramowanie do symulacji filtracji umożliwia takie sterowanie krokiem czasowym):

- proces symulacji należy rozpoczynać z bardzo małym krokiem czasowym (najczęściej oprogramowanie podaje domyślną wartość takiego kroku),
- w trakcie procesu obliczeniowego należy obserwować (jeżeli oprogramowanie to umożliwia) zmiany położenia zwierciadła wody pomiędzy kolejnymi krokami czasowymi (np. poprzez wartość średnią tych zmian),
- jeżeli obserwowana jest stabilizacja położenia zwierciadła wody między kolejnymi krokami czasowymi można podejmować próby stopniowego

zwiększania kroku czasowego (rozpędzanie kroku czasowego), śledząc jednocześnie dalej zmiany położenia zwierciadła – jeżeli one istotnie rosną należy zaprzestać zwiększania kroku czasowego, a nawet czasami zmniejszyć jego wartość,

- w sytuacji zmiany warunków brzegowych lub wielkości eksploatacji dla konkretnego momentu czasowego, a co za tym idzie spodziewanych istotnych zmian położenia zwierciadła wód pomiędzy kolejnymi krokami czasowymi należy, w otoczeniu tego momentu czasowego, tak zmniejszyć aktualny krok czasowy, by zmiany położenia zwierciadła wody w kolejnych krokach nie były zbyt duże.

Utrzymywanie się lub powiększanie, w kolejnych krokach iteracyjnych, średniej wartości zmian położenia zwierciadła wody może świadczyć o „rozbieganiu się” procesu iteracyjnego rozwiązywania nieustalonego równania filtracji. W takiej sytuacji należy przerwać proces symulacji i przeanalizować przyczyny (np. zbyt duży krok czasowy, błędy w określeniu parametrów filtracyjnych lub warunków brzegowych, itp.).

6.2.3 Weryfikacja funkcjonowania modelu – potwierdzenie wiarygodności modelu

Po wytarowaniu modelu należy sprawdzić jego wiarygodność zwykle przez porównanie reakcji przy zadanych wymuszeniach z reakcjami systemu rzeczywistego. To działanie nazywane jest również walidacją i jest ukierunkowane na uzyskanie potwierdzenia, czy model matematyczny jest poprawną reprezentacją modelu hydrogeologicznego.

W weryfikacji wykorzystuje się inny zestaw wymuszeń działania modelu niż w procesie tarowania. W modelach hydrodynamicznych o skalach lokalnych są to zwykle symulacje eksploatacji ujęć o znanych skutkach, próbne eksploatacje lub odtworzenia śledzonych etapów eksploatacji, a także pompowania hydrowęzłowe.

Modele regionalne często są weryfikowane poprzez analizę znanych stanów wcześniejszych. W wielu regionach Polski tego typu weryfikacja jest możliwa dzięki temu, że istnieją dane o historycznych stanach wód podziemnych, np. w rejonach dzisiejszych dużych ujęć komunalnych (z czasów budowy pierwszych studni ujęcia). Istotnym elementem weryfikacji modeli regionalnych jest też odniesienie i porównanie wyników bilansu do odpowiednich składowych bilansu sąsiednich systemów wodonośnych lub podobnych systemów wodonośnych.

Weryfikacja modelu polega też na analizie czułości (wrażliwości) wytarowanego zestawu parametrów, w tym zasilania infiltracyjnego, to znaczy ocena na ile niewielkie zmiany parametrów wpływają na otrzymywany z modelu wynik. Jeżeli niewielka (kilkuprocentowa) zmiana tych parametrów w sposób istotny wpływa na wynik modelowania (położenie zwierciadła wody) wówczas model matematyczny należy uznać za niepoprawnie zdefiniowany (najczęściej przyczyną są błędy w zdefiniowaniu warunków brzegowych).

Jeśli model nie przejdzie pomyślnie testów weryfikacji wówczas należy powtórzyć procedurę tarowania i ponownej weryfikacji, aż do osiągnięcia zadowalających wyników. Zakończenie tej procedury określa końcowy stopień zgodności modelu z systemem rzeczywistym i jest to jednocześnie miara wiarygodności modelu.

Weryfikacja modelu jest zwykle utrudniona przy modelach sporządzonych dla symulacji procesów transportu masy i ciepła. Zwykle mamy tu do czynienia z modelem filtracji sporządzonym dla warunków ustalonych i modelem transportu w warunkach nieustalonych. O ile model filtracji podlega tym samym prawidłom tarowania i

weryfikacji, które wskazano powyżej, o tyle dla modelu transportu nie dysponujemy zwykle danymi umożliwiającymi przeprowadzenie procesu weryfikacji. Otrzymane wyniki, przeważnie w postaci krzywych przejścia znaczników (elementów konserwatywnych, typu chlorki lub zmian temperatury) traktowane są jako prognoza, której pełna weryfikacja nastąpić może poprzez obserwację rzeczywistych zmian chemicznych i temperatury w badanym ośrodku wodonośnym. Wyjątkiem są tu modele odwzorowujące doświadczenia laboratoryjne, tj. w mikro skali, gdzie weryfikacja parametrów może być pełna.

6.2.4 Prognozy modelowe

Wykonywanie prognoz hydrogeologicznych jest zasadniczym celem badań modelowych. Ich rodzaj i zakres wynika z celów, dla których model został sporządzony. Najszerzej prognozy modelowe wykorzystywane są w następujących zagadnieniach:

- ustalenia zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych, określenia zasad ich ochrony oraz optymalizacji eksploatacji,
- ustalenia zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych rejonów bilansowych,
- sporządzania bilansów wodnogospodarczych,
- wyznaczania obszarów ochronnych głównych zbiorników wód podziemnych,
- oceny skutków odwodnień kopalnianych i budowlanych,
- oceny skutków piętrzenia i obniżenia poziomów wód ze wskazaniem wariantów optymalnych,
- oceny wpływu na środowisko różnego typu projektowanych i istniejących inwestycji z możliwością rozpatrywania różnych wariantów rozwiązań i symulacji sytuacji ekstremalnych,
- migracji zanieczyszczeń i oceny skutków dla środowiska wodnego,
- wykorzystania wód termalnych (określenia ich zasobów eksploatacyjnych, transportu ciepła pomiędzy otworami eksploatacyjnymi i chłonnymi).

Oceniając wiarygodność prognoz modelowych należy mieć na uwadze fakt, że pod wpływem dodatkowych wymuszeń (zmiany poborów, wielkości zasilania infiltracyjnego, warunków brzegowych) stan hydrodynamiczny może zmieniać się dość istotnie. Jeżeli w procesie tworzenia i tarowania modelu wykorzystywano różnorodne zbiory danych uwzględniające zmiany warunków hydrodynamicznych modelowanego systemu wówczas wiarygodność takich prognoz symulacyjnych będzie porównywalna z wiarygodnością modelu wytarowanego. Jeżeli jednak proces tarowania modelu był prowadzony jedynie dla pewnego stanu warunków hydrodynamicznych (zasilanie, pobór, warunki brzegowe), a warunki hydrodynamiczne w prognozach modelowych w bardzo istotny sposób odbiegają od tego stanu, wówczas wiarygodność takich prognoz spada (jest to analogia do oceny dokładności przybliżenia z wykorzystaniem metod interpolacji i ekstrapolacji).

Pamiętać należy, że nieodzownym elementem prognoz modelowych jest ich pełna dokumentacja, tak by możliwa była weryfikacja założeń symulacyjnych i otrzymanych wyników. Dokumentacja prognoz symulacyjnych jest częścią opisu całego modelu matematycznego i dopiero analiza wszystkich etapów prac modelowych pozwala na jednoznaczną ocenę ich wiarygodności.

6.2.5 Bilans przepływu wody na modelu

Podstawową częścią wyników badań modelowych są bilanse przepływów wód wykonane dla wybranych wersji modelu. Zwykle bilanse takie zestawia się dla wersji wytarowanego modelu oraz kolejnych symulacji prognostycznych. Bilanse mogą być obliczane dla całego modelowanego obszaru oraz dla jego części, np. rejonów

bilansowych wyróżnianych w obrębie modelowanego systemu wodonośnego. każdy bilans odzwierciedla określony stan hydrodynamiczny (warunków brzegowych, zasilania i eksploatacji).

Ponieważ wszystkie programy obliczeniowe wykorzystywane do modelowania są oparte na równaniach bilansowych więc dla warunków filtracji ustalonej całkowity bilans w obrębie modelu – suma wpływów i wypływów wody musi być bliski zera, a dokładnie rzecz biorąc musi być poniżej zadawanej granicy dokładności iteracyjnego rozwiązywania równania bilansowego. Jeżeli całkowity bilans dla modelu jest istotnie różny od zera oznacza to, że bilansowe równanie filtracji nie zostało prawidłowo rozwiązane. Z takim przypadkiem możemy mieć do czynienia na przykład w sytuacji modelowania w układzie jednowarstwowym, przy podaniu bardzo zawyżonej wartości poboru i w konsekwencji obliczonego zwierciadła wody poniżej spągu warstwy wodonośnej. W takich przypadkach należy szczegółowo przeanalizować wprowadzone wartości i otrzymane wyniki i skorygować konstrukcję modelu.

W przypadku filtracji nieustalonej w poszczególnych krokach iteracyjnych, szczególnie przy istotnych zmianach warunków brzegowych, sumaryczny bilans dopływu i odpływu może mieć wartość znacznie różną od zera, jednak po kilku krokach iteracyjnych, przy tych samych warunkach brzegowych, sumaryczny bilans powinien dążyć do zera. Utrzymywanie się wartości sumarycznego bilansu na poziomie istotnie różnym od zera może świadczyć o „rozbieganiu się” procesu iteracyjnego (ciąg iteracji nie prowadzi do prawidłowego rozwiązania równania).

Oprogramowanie do prezentacji wyników symulacji filtracji najczęściej posiada możliwość realizacji bilansu zarówno dla całego modelu, jak i dla jego części, poprzez wydzielone z modelu podobszary, aż do bilansu pojedynczego bloku. Wyniki obliczeń bilansowych podawane są w zestawieniach zawierających wymianę wód z otoczeniem systemu poprzez warstwy wodonośne i między tymi warstwami oraz wodami powierzchniowymi w postaci dopływów i odpływów w obszarze bilansowym.

Bilans dopływu obejmuje zwykle:

- infiltrację efektywną opadów,
- dopływy spoza obszaru,
- dopływy z warstwy nadległej i warstwy podległej,
- zasilanie z wód powierzchniowych,
- zasilanie z iniekcji np. studniami.

Bilans odpływu (drenaży) obejmuje:

- eksploatację wód poprzez ujęcia (studnie),
- odpływy do obszarów sąsiednich,
- drenaże przez cieki, jeziora, rowy i dreny,
- odpływy do warstwy nadległej i podległej.

W przypadku modelowania układów jednowarstwowch bilans w obrębie całego modelu jest przejrzysty i nie sprawia większych kłopotów interpretacyjnych. Inaczej wygląda sytuacja w przypadku modelowania układów wielowarstwowch, w których warunki brzegowe I rodzaju nie pokrywają się w pionie na poszczególnych warstwach. Trzeba tutaj przypomnieć, że blok z warunkiem brzegowym I rodzaju (stała wartość naporu) nie jest blokiem obliczeniowym, natomiast oczywiście jest blokiem przez który następuje dopływ lub odpływ wody z otoczenia. Pomiedzy sąsiednimi blokami (w pionie lub poziomie) z warunkami brzegowymi I rodzaju nie ma przepływów wody, niezależnie od tego jaka jest różnica zadanych rzędnych zwierciadła wody w tych blokach.

Analiza szczegółowego bilansu modelu jest warunkiem niezbędnym w procesie tarowania. Pomijanie jej może prowadzić do otrzymania rozwiązania spełniającego

formalne warunki zgodności w wybranych punktach kontrolnych, ale całkowicie niewłaściwego z bilansowego punktu widzenia. Analogicznie w przypadku poszczególnych prognoz modelowych analiza bilansu w skali modelu i interesujących podobszarów (np. rejonów bilansowych) może dać odpowiedź, czy taki wariant jest realny czy też należy go odrzucić.

Sposoby prezentacji bilansów z rozwiązań modelowych mogą być zróżnicowane w dostosowaniu do potrzeb badawczych, a także przyjętych przez autora zasad wizualizacji, co uwidaczniają ich zapisy podane w części II poradnika, dla załączonych przykładów badań.

6.3 Dokładność a wiarygodność modelu

Pojęcia: dokładność i wiarygodność charakteryzują różne cechy modelu. Przez dokładność rozumiemy matematycznie opisane różnice pomiędzy modelem hydrogeologicznym i numerycznym. Dokładność jest wyrażona poprzez określenie spełnienia założonej funkcji celu (np. tabelaryczne zestawienie różnic pomiędzy zwierciadłami wody pomierzonymi w studniach i obliczonymi w węzłach siatki dyskretyzacyjnej modelu). Dokładność modelu odnosi się, w zasadzie, do procesu tarowania modelu. Można mówić o dokładności wytarowania modelu dlatego, że można ją zweryfikować na bazie danych pomiarowych, natomiast trudno jest mówić o dokładności rozwiązań prognostycznych. Natomiast wiarygodność jest pojęciem znacznie szerszym, charakteryzującym zachowanie się modelu matematycznego przy różnych obliczeniach. Model matematyczny jest wiarygodny, jeśli obliczenia wykonywane dla różnych wymuszeń (takich jak: zmiana poziomu czy rozkładu poboru, zmiany zasilania infiltracyjnego, itp.) dają wyniki zgodne z oczekiwaniami (opartymi na przykład na wynikach długotrwałej eksploatacji), doświadczeniem i wiedzą hydrogeologiczną. Model, który charakteryzuje się obiema cechami, tzn. jest wiarygodny i dokładny może być rekomendowany do wykonywania prognoz. Wyniki takich prognoz, mogą stanowić dobrą podstawę dla działań planistycznych.

W tym rozumieniu nawet model bardzo dokładny może być całkowicie niewiarygodny, jak również za model względnie wiarygodny możemy uznać model, którego dokładność nie jest wysoka. Ten drugi przypadek dotyczy sytuacji, gdy pozytywnie oceniamy odwzorowany na modelu układ krążenia, natomiast nie dysponujemy taką liczbą punktów pomiarowych, która umożliwiłaby charakterystykę liczbową różnic pomiędzy modelem hydrogeologicznym i modelem matematycznym.

Trzeba bardzo wyraźnie podkreślić, że nie da się stworzyć prawidłowego modelu matematycznego bez wiarygodnego i możliwie najlepszego rozpoznania parametrów hydrogeologicznych i układu krążenia wód. Jeżeli braki rozpoznania nie pozwalają na przygotowanie poprawnego i w miarę wiarygodnego modelu hydrogeologicznego, to tym bardziej nie pozwalają na opracowanie modelu matematycznego. Ale nawet wówczas, kiedy dysponujemy dużą liczbą danych może się zdarzyć, że rozpoznanie nie jest wystarczające. Dzieje się tak, kiedy dane nie są rozłożone równomiernie na całym badanym obszarze. Należy przy tym pamiętać, że większość danych punktowych pochodzi z otworów studziennych, które z założenia lokalizowane są w rejonach o korzystnych warunkach hydrogeologicznych, przez co nie zawsze mogą być traktowane jako reprezentatywne dla większego obszaru. Procedury interpolacyjne lub aproksymacyjne stosowane do generowania rozkładu parametrów modelu nie posiadają „wiedzy” hydrogeologa, dlatego też należy bardzo ostrożnie i krytycznie podchodzić do generowanych przez nie wyników.

O wysokiej wiarygodności modelu możemy mówić wówczas gdy jego działanie zostało sprawdzone w warunkach filtracji nieustalanej poprzez symulację próbnych pompowań hydrowęzłowych i kontrolowanych eksploatacji ujęć i odwodnień.

7. Dokumentowanie wyników prac modelowych

Nawet najlepiej wykonany model matematyczny nie będzie mógł być właściwie oceniony, jeśli wyniki prac nie zostaną przedstawione w przejrzystej formie. Dlatego też udokumentowanie prac modelowych należy postrzegać jako element równie ważny, jak sama konstrukcja i tarowanie modelu. Trudno oczywiście wskazać uniwersalne zasady prezentacji wyników prac modelowych, które byłyby przydatne przy każdym z rodzajów zastosowań. Tym niemniej jako niezbędne elementy opisu i prezentacji każdego wykonanego modelu należy traktować omówienie następujących zagadnień:

1. Cel badań, skala modelu, obszar objęty rozpoznaniem hydrogeologicznym oraz obszar modelu;
2. Model hydrogeologiczny – syntetyczne przedstawienie podstawowych ustaleń;
3. Przyjęte zasady schematyzacji (schemat jedno/wielowarstwowy, liczba warstw, charakter zwierciadła wody itp.);
4. Zastosowany program komputerowy do obliczeń symulacyjnych i jego wymagania;
5. Sposób przygotowania map parametrycznych do modelu (interpolacja danych punktowych, przyjęcie jako warstwa informacyjna GIS z innego opracowania, interpretacja własna);
6. Konstrukcja modelu (krok dyskretyzacji, warunki brzegowe, zróżnicowanie parametrów filtracyjnych i zasilania modelu, stan hydrodynamiczny przyjęty jako warunki początkowe itp.);
7. Scenariusz (koncepcji) badań modelowych z przedstawieniem założeń i opisu zamierzonych prognostycznych wariantów obliczeniowych;
8. Zasady wykonanych symulacji prognostycznych (wprowadzone wymuszenia, otrzymane wyniki – stan hydrodynamiczny i bilans);
9. Metodyka identyfikacji i weryfikacji modelu ze wskazaniem przyjętych kryteriów tarowania, np. zgodność ciśnień piezometrycznych zmierzonych i obliczonych na modelu (hydroizohipsy lub punkty reperowe), zgodność parametrów bilansowych otrzymanych na modelu z obliczonymi przy użyciu innych metod);
10. Udokumentowanie zakresu identyfikacji i weryfikacji modelu poprzez wskazanie stopnia spełnienia kryteriów tarowania.
11. Kryterium zgodności ciśnień piezometrycznych - najlepszą formą udokumentowania wyników prac jest zamieszczenie tabeli porównawczej, zawierającej ciśnienia piezometryczne zmierzone i obliczone, bądź przedstawienie na jednej planszy przebiegu hydroizohips wykreślonych w oparciu o pomiary terenowe oraz hydroizohips otrzymanych w wyniku obliczeń modelowych.
12. Kryterium bilansu wodnego - najlepszą formą jest przedstawienie procentowych różnic poszczególnych składników bilansu. Podsumowaniem identyfikacji modelu powinna być tabela bilansowa uwzględniająca wszystkie źródła przychodów i rozchodów wód na modelu z podziałem na wydzielone rejony bilansowe i modelowane warstwy wodonośne.
13. Charakterystyka uzyskanych wyników badań modelowych w zakresie stopnia spełnienia przyjętych dla nich celów.
14. Wiarygodność i dokładność modelu i wyników symulacji w kontekście skali modelu.

Część graficzna dokumentacji badań modelowych powinna zawierać co najmniej następujące załączniki (mapy na uproszczonym podkładzie topograficznym):

1. Mapa dokumentacyjna badań modelowych przedstawiająca granice modelu w obrębie poszczególnych warstw, siatkę dyskretyzacyjną, rozkład warunków brzegowych ze wskazaniem lokalizacji bloków z zadawanymi wymuszeniami (ujęcia, cieki i inne) dla poszczególnych modelowanych warstw wodonośnych;
2. Mapy hydroizohips warunków początkowych modelowanych warstw wodonośnych z podaniem daty mierzonego stanu;
3. Wynikowe mapy hydroizohips odtwarzające na modelu warunki (stany) początkowe oraz stany prognozowane;
4. Mapy parametrów filtracyjnych modelowanych warstw wodonośnych;
5. Mapa warunków zasilania infiltracyjnego modelu;
6. Mapy lub zestawienia tabelaryczne poborów (wydatków) wody w poszczególnych modelowanych warstwach.

W zależności od rodzaju prezentowanego modelu i celu badań modelowych powyższy zakres powinien być rozszerzany o kolejne elementy: np. dla modelu filtracji nieustalonej – o przebieg zmian w czasie położenia zwierciadła wody, dla modelu transportu ciepła – o izolinie zmian temperatury, itp.

CZĘŚĆ II – BADANIA MODELOWE WYBRANYCH ZAGADNIENÍ

8. Badania modelowe ujęć wód podziemnych – Jan Przybyłek

8.1 Przesłanki formalno-prawne i merytoryczne stosowania badań modelowych ujęć

W Rozporządzeniu Ministra Środowiska z dnia 3 października 2005 roku w sprawie szczegółowych wymagań jakim powinny odpowiadać dokumentacje hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie (Dz. Ustaw Nr 201, poz.1673) postanowiono, że dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego powinna zawierać (§5.1,pkt11) „opis przyjętego sposobu ustalania zasobów odnawialnych i zasobów dyspozycyjnych uwzględniający konieczność przeprowadzenia obliczeń co najmniej dwoma niezależnymi metodami, w tym przy użyciu modelowania matematycznego”. W odniesieniu do dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby eksploatacyjne ujęcia wód podziemnych (§6.1) pomimo, że nie zapisano formalnie obowiązku wykonania badań modelowych potrzeba przeprowadzenia tych badań wynika ze sformułowań innych wymogów w zakresie treści tej dokumentacji jak:

- przedstawienia bilansu zasilania ujęcia,
- wyznaczenia depresji rejonowej i kierunków dopływu wody do ujęcia,
- wyznaczenia granic obszaru zasilania i obszaru zasobowego.

Bez przeprowadzenia badań modelowych w odpowiednich granicach hydrogeologicznych nie jest możliwe zwymiarowanie podanych elementów z należytą dokładnością. Dotyczy to szczególnie większych ujęć wód podziemnych (kilku lub wielootworowych) oraz ujęć zlokalizowanych w złożonych systemach wodonośnych. Potrzeba wykonania badań modelowych ujęcia wód podziemnych może się pojawić również w związku z obowiązkiem sporządzania raportu o oddziaływaniu przedsięwzięcia na środowisko, co wynika z Ustawy z dnia 3.10.2008 r. o udostępnianiu informacji o środowisku i jego ochronie, udziale społeczeństwa w ochronie środowiska oraz ocenach oddziaływania na środowisko (Dz. U. nr 199 poz. 1227 z późn. zm.), która stanowi, że takimi przedsięwzięciami są urządzenia lub zespoły urządzeń umożliwiające pobór wód podziemnych w ilości nie mniejszej niż 1 100 m³/h”. Ujęcia tego rzędu zaliczono do przedsięwzięć zawsze znacząco oddziałujących na środowisko, natomiast gdy przewidziany pobór wód jest większy od 10 m³/h określono, że może on potencjalnie znacząco oddziaływać na środowisko (Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 9 listopada 2010 r. – Dz. U. Nr 213, poz. 1397). Również należy rozważyć potrzebę badań modelowych w przypadku ujęcia wód podziemnych funkcjonującego na obszarze Natura 2000 lub w jego sąsiedztwie.

Przystępując do budowy modelu numerycznego ujęcia wód podziemnych trzeba uwzględnić w dyskretyzacji obszaru filtracji możliwość odwzorowania urządzeń drenażowych związanych z danym ujęciem. Według polskiej normy (PN-85/B-01705) ujęcie wody to zespół obiektów inżynierskich przeznaczonych do poboru wody naturalnej. W zakresie terminologii ujęć wód podziemnych w normie podano pojęcia odnoszące się do sposobu rozmieszczenia urządzeń drenażowych:

- ujęcie pionowe – w rozumieniu jego wykonania w postaci pionowych studni wierconych,
- ujęcie poziome –w rozumieniu zabudowy w warstwie wodonośnej pojedynczych drenów,
- ujęcie promieniste – składające się ze studni zbiorczej i podłączonych do niej promieniście kilku lub kilkunastu drenów.

Pobór wody z ujęć odbywa się najczęściej za pomocą urządzeń pompowych (zatapialne pompy głębinowe), rzadziej za pomocą systemów lewarowych i pomp powierzchniowych oraz na zasadzie samowypływu (studnie artezyjskie, źródła naturalne). Sposoby poboru wody i związane z nimi kryteria techniczne muszą być również uwzględniane w badaniach modelowych ujęć.

Każdy z elementów drenażu wymaga odpowiedniego odwzorowania z zastosowaniem siatki dyskretyzacyjnej modelu, pozwalającej na oddanie jego geometrii. Szczególne wymuszenia związane z odwzorowaniem warunków techniczno-eksploatacyjnych zostały przedstawione w rozdziale 12 oraz w publikacji Kulmy i Zdechlika (2010).

O składowych zasilania zasobów eksploatacyjnych danego ujęcia wód podziemnych decydują:

- hydrogeologiczne kryteria jego lokalizacji,
- wielkość ujęcia oraz warunki jego współdziałania z innymi ujęciami.

Spośród podstawowych kryteriów hydrogeologicznych możemy wyróżnić:

- hydrostrukturalne odnoszące się do rodzaju warstwy wodonośnej, która będzie przedmiotem ujęcia (o zwierciadle swobodnym lub naporowym, środowisko porowe lub szczelinowe), jej relacji do utworów nadkładu i podłoża,
- hydrodynamiczne odnoszące się do wyboru jednego ze schematów hydrodynamicznych warstw wodonośnych opisywanych równaniami filtracji nieustalonej z identyfikacją na podstawie próbnych pompowań hydrowęzłowych (Theisa, Hantusha, Boultona i inne),
- systemowe – odnoszące się do położenia ujęcia w danym systemie wodonośnym, układzie krążenia wód i takiego doboru granic modelu numerycznego, aby zamykały one pole filtracji o zasięgu przekraczającym spodziewany obszar zasilania ujęcia,
- środowiskowe – odnoszące się do interakcji poboru wody z ujęcia ze środowiskiem naturalnym (zasięg i głębokość leja depresji) i środowiskiem antropogenicznym (zabudowa, użytkowanie terenu, i wynikające z powyższego zagrożenia dla jakości wód podziemnych).

W rozważaniach na temat zastosowania modelowania matematycznego do badania ujęć wód podziemnych trzeba wziąć pod uwagę regionalny charakter niektórych zbiorników hydrogeologicznych oraz stopień koncentracji ujęć, a więc i poboru wody (rejonu miejskie, miejsko-przemysłowe, tereny o złożonej antropopresji wielkoprzestrzennej). W określonych przypadkach nie jest możliwe wyznaczenie umownego wycinka obszaru badań bez przyjmowania granic zewnętrznych relatywnie o niskiej wiarygodności. Można wówczas przyjąć zasadę, że ujęcia wód podziemnych korzystające trwale i wyłącznie z zasobów dynamicznych ujmowanej warstwy wodonośnej, charakteryzujące się, więc prostymi warunkami zasilania, mogą być obliczane za pomocą analitycznych równań dopływu wody do studni i ich zespołu. Równania te o charakterze hydrodynamicznym są równocześnie równaniami bilansowymi (Bindeman, Jazwin, 1970) i mogą być w określonych przypadkach stosowane do analitycznego prognozowania wielkości zasobów eksploatacyjnych na podstawie parametrów filtracyjnych uzyskiwanych z próbnych pompowań hydrowęzłowych i doboru porównawczych parametrów odnawialności z arkuszy Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50000. Dotyczy to w szczególności małych ujęć o zasobach (zapotrzebowaniu) do 50m³/h. Bezpośrednie wykorzystanie próbnych pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych zostało omówione w poradniku metodycznym (Dąbrowski, Przybyłek, 2005, rozdz. 10), a ustalanie zasobów eksploatacyjnych poprzez obliczanie wydajności ujęć za pomocą metod analitycznych

przedstawiono w poradniku metodycznym pod red. naukową A. Szczepańskiego (Dąbrowski i in., 2004, rozdz. 6.).

Badania modelowe powinny być przeprowadzane w szczególności dla dużych ujęć wód podziemnych o zróżnicowanych źródłach zasilania i znaczącym wpływie na środowisko, a zwłaszcza pracujących w złożonych warunkach hydrogeologicznych i użytkowania terenu jak przykładowo:

- ujęcia w dolinach rzecznych, w tym infiltracyjne,
- ujęcia na terenach ograniczonego użytkowania (w tym obszary NATURA 2000 i inne),
- ujęcia na terenach odwodnień górniczych i innych obszarach z silną antropopresją na środowisko gruntowo-wodne,
- ujęcia na obszarach znacznego zagrożenia jakości wód.

Wiele z pośród ujęć wód podziemnych funkcjonuje w dolinach rzecznych, a więc w strukturach hydrogeologicznych cechujących się różnorodnością czynników geosrodowiskowych, od których zależy wybór lokalizacji ujęć, a później warunki i efektywność ich eksploatacji. W szczególności dotyczy to ujęć infiltracyjnych, które pracują w złożonych warunkach zasilania decydujących nie tylko o ilościach czerpanych wody, ale jej jakości i warunkach ochrony.

Ujęcie wód podziemnych korzystające trwale tylko z zasobów dynamicznych stanowi *typ ujęcia* o prostych warunkach zasilania. Ze złożonymi warunkami zasilania ujęcia wód podziemnych mamy do czynienia wówczas, gdy formujący się lej depresji zaczyna wpływać na składniki bilansowe zasilania danego ujęcia – co skutkuje pojawieniem się **wzbudzonych zasobów wód podziemnych**, zwanych też dodatkowymi.

Wzbudzenie dodatkowych zasobów w warunkach obniżenia zwierciadła wody podziemnej w rejonie ujęcia jest możliwe na skutek:

- dodatkowej retencji związanej z magazynowaniem w leju depresji wód w okresie ich wysokich stanów (przyrost zasobów statycznych zmiennych),
- przesiąkania wody przez utwory słabo przepuszczalne do ujętej warstwy wodonośnej z niżej i wyżej położonych warstw wodonośnych,
- infiltracji wód powierzchniowych głównie z koryt rzecznych, w mniejszym stopniu ze zbiorników wód stojących (naturalnych lub sztucznych) do ujętych warstw wodonośnych,
- zmniejszenia się ewapotranspiracji w obszarze leja depresji, gdzie uprzednio zwierciadło wody pozostawało blisko powierzchni terenu (tarasy zalewowe) i przyrostu infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych na tym obszarze.

Eksploatacja ujęcia wód podziemnych w dolinie rzecznej z natury rzeczy skutkuje pojawieniem się zasobów wzbudzonych jako dodatkowego składnika jego zasilania, który wynika z zamierzonej lokalizacji ujęcia w sąsiedztwie koryta rzeki (ujęcia brzegowe) lub projektowanego sztucznego zasilania (infiltracja z basenów), a także na skutek zmian warunków krążenia w otoczeniu danego ujęcia, które decydują o dodatkowej retencji. W sporządzanej dokumentacji hydrogeologicznej musi być przedstawiony bilans zasilania (wskazanie źródeł zasilania) określający % udział wskazanych źródeł zasobów wzbudzonych w zasobach eksploatacyjnych ujęcia wód. Prognozy zasobowe określane za pomocą modelowania matematycznego powinny być przedstawiane w szczególności dla ujęć, dla których eksploatacja skutkuje lub będzie skutkować pojawieniem się zasobów wzbudzonych jako dodatkowego składnika w bilansie zasilania. W tabeli 8.1 określono podstawowe rodzaje tych składników.

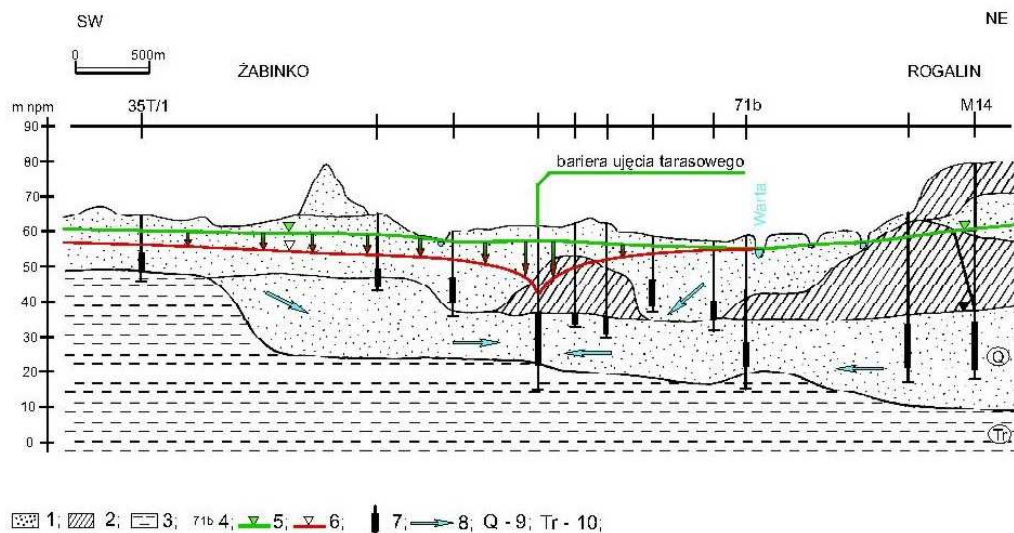
Tabela 8.1. Składniki zasilania zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych (Dąbrowski i inni, 2004)

Źródło	Symbol	Rodzaj składnika zasilania zasobów eksploatacyjnych ujęcia wody
Zasoby dynamiczne	a	Infiltracja efektywna opadów na obszar spływu wody do ujęcia w granicach obszaru zasobowego
	b	Dopływ boczny w warstwie wodonośnej spoza obszaru zasobowego
Zasoby wzbudzone	c	Dodatkowa retencja z magazynowania w leju depresji wód w okresie ich wysokich stanów
	d	Prześiąkanie z warstw sąsiednich (nad - i podległych) w stosunku do ujętej warstwy wodonośnej
	e*	Infiltracja wód powierzchniowych
	f	Przyrost infiltracji efektywnej na skutek zmniejszenia się ewapotranspiracji w obszarze leja depresji

W przypadku, gdy udział składnika „e” w bilansie zasilania ujęcia przekracza 50% to ujęcie nazywane jest infiltracyjnym.

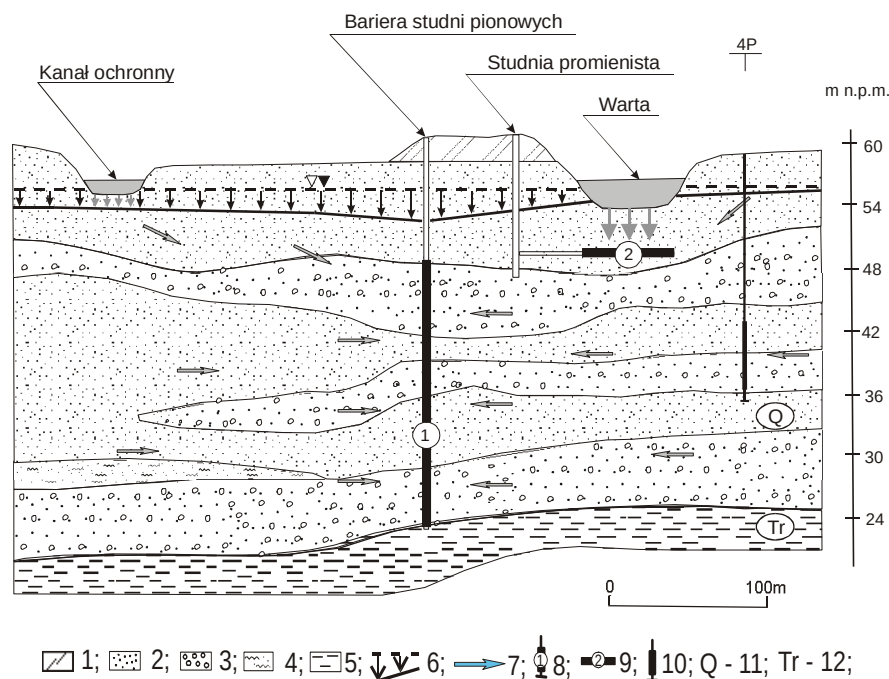
Poglądową ilustrację problematyki hydrogeologicznych badań modelowych dla ujęć wód podziemnych w zakresie regionalizacji ale także szczegółowości tych badań stanowią poniżej przedstawione przykłady (rys.8.1 oraz rys.8.2) różnych typów ujęć w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej w rejonie Mosiny na S od Poznania (ujęcie wody dla aglomeracji na skrzyżowaniu pasmowych struktur: GZWP nr 144, GZWP nr 150).

Rysunek 8.1. przedstawia przekrój hydrogeologiczny całego czwartorzędowego kompleksu wodonośnego z pozycją bariery ujęcia tarasowego dla miasta Poznania na tarasie nadzalewowym Warty w rejonie Mosiny w obrębie jednostki pradolinnej, nałożonej na dolinę kopalną z okresu interglacjału wielkiego. Model numeryczny związany z udokumentowaniem zasobów eksploatacyjnych całego ujęcia wód podziemnych Mosina-Krajkowo objął cały odcinek pradoliny. Jego opis przedstawiono w „Metodyce określania zasobów...” (Dąbrowski i in.,2004).



Rys. 8.1. Przekrój hydrogeologiczny Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej w rejonie Mosiny
Objaśnienia: 1- piaski i żwiry; 2- gliny; 3- iły; 4- numer otworu; 5- położenie zwierciadła wody – stan naturalny; 6- położenie zwierciadła wody – stan wymuszony eksploatacją- bariera studni (ujęcie tarasowe-TNZ) o długości 6,3km z wydajnością 84 tys. m³/d w latach 1990-1992; granica modelu numerycznego oparta na granicach strukturalnych – krąwędzie Pradoliny, rzeka Warta i inne cieki w granicach obszaru filtracji z warunkami III rodzaju, granica SW modelu poza obszarem przekroju; 7- strefa zafiltrowania otworów; 8- kierunki przepływu wód podziemnych; 9- osady czwartorzędowe; 10- osady neogeńskie.

Przekrój na rysunku 8.2 przedstawia fragment opisanego wyżej kompleksu wodonośnego przy korycie Warty w Krajkowie, gdzie na utworzonej wyspie „krajkowskiej” pomiędzy Wartą a ukształtowanym wzdłuż starorzeczy Kanałem ochronnym wybudowano barierę studni ujęcia brzegowego o długości blisko 2 km oraz studnię promienistą z 8 drenami założonymi pod dnem rzeki Warty. Szczegółowe modele przedstawiające wydzielone podobszary z ujęciem brzegowym oraz ze studnią promienistą wraz z obliczeniami hydrogeologicznymi opisano w dalszej części niniejszego poradnika – w rozdziale 12.



Ryc. 8.2. Przekrój hydrogeologiczny przez ujęcie brzegowe (TZ- bariera studni pionowych) i ujęcie poddenne (studnia promienista) w Krajkowie
 1-nasyp; 2- piaski drobno- i średnioziarniste; 3- piaski różnoziarniste, żwiry, rumosze; 4- mułki; 5- iły; 6- pierwotne i obniżone w wyniku eksploatacji ujęcia swobodne zwierciadło wody; 7- kierunki przepływu wód podziemnych; 8- filtr studni pionowej; 9- dren studni promienistej; 10- strefa zafiltrowania otworów obserwacyjnych; 11- osady czwartorzędowe; 12- osady neogeńskie

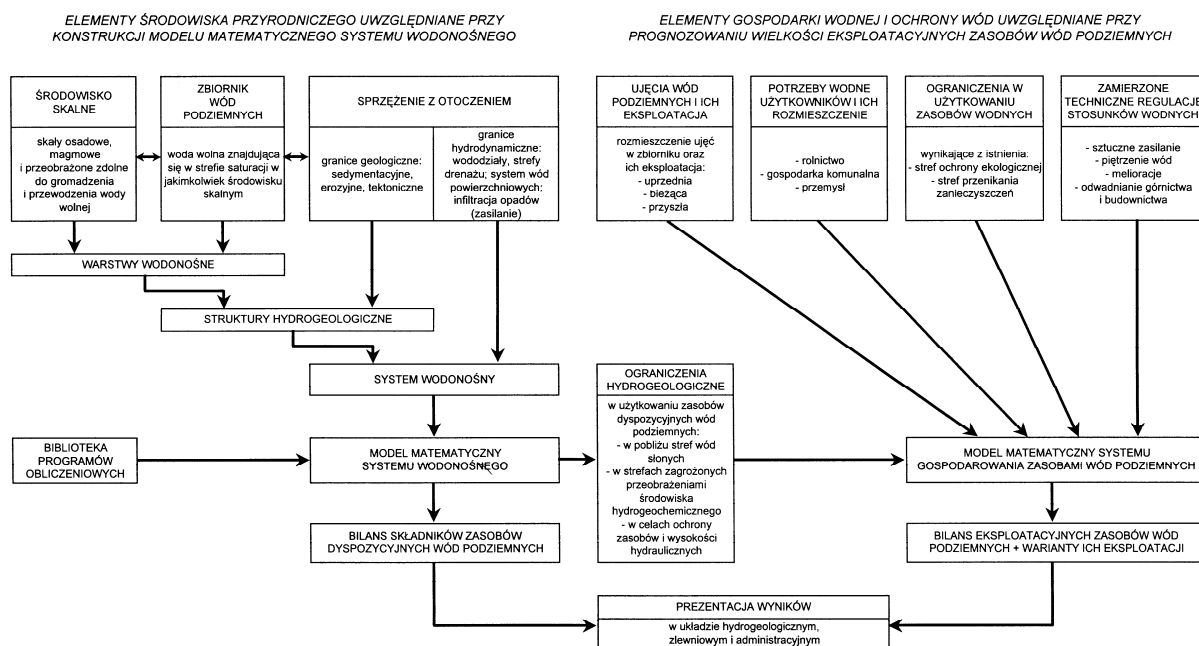
8.2 Postępowanie w przygotowaniu badań modelowych ujęć

Przystępując do badań modelowych zmierzających do ustalenia zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych trzeba spełnić kolejno kilka wymogów jak:

- określenie celu i zadań dla badań modelowych ujęcia na etapie opracowywania projektu prac geologicznych nawiązujących do wielkości ujęcia (zadanie geologiczne), jego usytuowania hydrogeologicznego wraz z udzieleniem odpowiedzi na pytanie, czy mamy do czynienia z lokalnym, czy regionalnym zbiornikiem wód podziemnych,
- przyjęcie, w oparciu o dostępne szczegółowe mapy geologiczne i hydrogeologiczne lub w odniesieniu do istniejącego modelu regionalnego, granic modelu w odniesieniu do danego zbiornika wód podziemnych lub jego części, wraz z jego otuliną niezbędną dla udokumentowania zasobów eksploatacyjnych. Rozpoznanie musi zawsze obejmować obszar większy od przewidywanego obszaru badań modelowych,
- sporządzenie schematu warunków hydrogeologicznych (model konceptualny). Efektem rozpoznania jest model hydrogeologiczny (obliczeniowy) z zakresem danych, wymaganych stosownymi programami do budowy modeli

matematycznych. W przypadku modeli ujęć wód podziemnych nie powinno się dokonywać nadmiernej agregacji fizycznie istniejących warstw wodonośnych w zgeneralizowane warstwy modelowe.

- uwzględnienie w etapie przygotowawczym do badań modelowych poszerzonej wiedzy o strukturze elementów systemu wodonośnego i gospodarki wodnej obszaru, w którym zamierza się przeprowadzić badania modelowe pod nowe ujęcie wód podziemnych, rozbudowę ujęć istniejących lub dla potrzeb weryfikacji dotychczas przyjętych zasobów eksploatacyjnych w aspekcie ilościowym i jakościowym. Ilustracją dla tego typu odniesienia jest, zaczerpnięty z „Metodyki określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych” (Dąbrowski, i in., 2004), schemat przedstawiony na rys. 8.3.



Rys. 8.3. Powiązania strukturalne konstrukcji modelu matematycznego systemu wodonośnego z elementami gospodarki wodnej i ochrony wód

8.3 Budowa modelu matematycznego

Struktura modelu matematycznego winna odzwierciedlać wielowarstwowość jednostki hydrogeologicznej. Nie można zastępować rzeczywistego systemu wielowarstwowego przez model jednowarstwowy, sprowadzając go do odwzorowania wypadkowego układu krążenia, o uśrednionych parametrach. Wielowarstwowość kryje w sobie zróżnicowanie warunków zasilania warstw, przepływu i drenażu wód podziemnych. Wprowadzane uproszczenia strukturalne modelu mogą stanowić o niemożności wyznaczenia granic obszaru zasilania, czasu wymiany wód w warstwie wodonośnej i czasu przepływu do niej zanieczyszczeń z powierzchni terenu, a więc elementów niezbędnych do ustalenia strefy ochronnej ujęcia wody. Jak to określono w „Poradniku zasobowym” (Dąbrowski i in., 2004): „podstawę do określenia struktury modelu rejonu ujęcia stanowi mapa dokumentacyjna zawierająca wyznaczenie: granic modelu w obrębie poszczególnych warstw, podział dyskretyzacyjny modelu, rozkład warunków brzegowych (zewnętrznych i wewnętrznych) ze wskazaniem lokalizacji bloków (węzłów siatki) z zadawanymi wymuszeniami poboru wody (ujęcia). Na tym etapie modelowania dokonuje się także transformacji parametrów hydrogeologicznych

w postaci map i tabel na dyskretne parametry modelu (wartości dyskretne w blokach i węzłach siatki)”.

Skala modelu dla ujęcia wód podziemnych (Dąbrowski i in., 2004): wiąże się z jednej strony z wielkością obszaru, z drugiej zaś z charakterem jednostki, jej źródeł i granic zasilania, koniecznością odwzorowania studni itp. Dla ujęć infiltracyjnych oraz ujmujących poziom wody gruntowej o zróżnicowanych warunkach zasilania i drenażu będą to modele szczegółowe w skalach od 1:5000 do 1:25 000. W przypadku obiektów specjalnych jak ujęcia sztucznej infiltracji, studnie promieniste mogą to być nawet modele w skalach 1:1000 do 1:5000, natomiast dla ujęć wód głębszych – modele w skalach 1:25 000 – 1:50 000. Możliwość właściwego odwzorowania w wybranej skali granic zasilania, stref drenażu i lokalizacji punktów poboru (studni, ujęć) decyduje o wiarygodności modelu i prognoz modelowych.

Warunki brzegowe modelu I, II i III rodzaju winny zgodnie z założeniami algorytmu obliczeniowego odwzorowywać istniejący układ hydrodynamiczny badanej jednostki lub jej części (Dąbrowski i in., 2004). Ze względu na jednoznaczność rozwiązania równania filtracji warunki brzegowe I rodzaju winny być zadawane na granicy strumieni dopływających i odpływających z obszaru badań. Stosowanie warunków brzegowych I rodzaju znacząco wpływa na bilans przepływu wody na modelu i deformacje siatki hydrodynamicznej. Dlatego ich wprowadzenie musi opierać się na wiarygodnym rozpoznaniu rzędnych zwierciadła wody poszczególnych warstw, dla których określany jest warunek brzegowy I rodzaju najlepiej na podstawie odrębnie sporządzonych map hydroizohips.

Warunki brzegowe II rodzaju reprezentują wielkości wydatków wody: w tym zasilania infiltracyjnego z opadów atmosferycznych lub z irygacji (+) i drenażu (-) w punktach poboru wody podziemnej (studnie wiercone i inne typy ujęcia) na całym obszarze badań pokrytym siatką dyskretyzacyjną.

Cieki i zbiorniki wodne winny być odwzorowane warunkami brzegowymi III rodzaju. W tym przypadku ważne jest określenie stanów cieków i różnicy ciśnień między ciekami i warstwą wodonośną, pozwalających określić parametry oporów filtracyjnych między tymi elementami. Jedynie na granicach zewnętrznych modelu oddalonych od stref poboru wody podziemnej dopuszczalne jest odwzorowanie cieków powierzchniowych warunkami I rodzaju w przypadku stwierdzonej ich pełnej więzi hydraulicznej z modelowanym systemem wodonośnym. W przypadku ujęć brzegowych lub innych położonych w niedalekiej odległości od rzek należy bezwzględnie stosować zasadę oddalenia się z warunkiem brzegowym I rodzaju co najmniej na odległość obejmującą całą dolinę lub co najmniej na odległość wykluczającą wpływ leja depresji, sięgającego pod dnem rzeki na przeciwny w stosunku do ujęcia obszar doliny (porównaj rys.8.1 oraz 8.2).

Krok siatki dyskretyzacyjnej modelu decyduje o dokładności obliczanej depresji w punktach poboru wody. Im ten krok jest mniejszy tym otrzymana w wyniku symulacji modelowej depresja zwierciadła wody podziemnej w bloku modelującym pobór (war. II rodzaju $Q > 0$) jest bardziej zbliżona do rzeczywistej depresji w warstwie wodonośnej. Warunek ten może być spełniony przy wprowadzeniu siatki o zmiennym kroku; małego w rejonach symulowanego poboru i większego w rejonach oddalonych od ujęcia. Również przy odwzorowywaniu elementów strukturalnych modelowanego systemu wodonośnego takich jak: złożona geometria naturalnych ciągów drenażowych (doliny rzeczne), granice występowania warstw wodonośnych, granice stwierdzonych nieciągłości (tektonika) czy wreszcie granice samego modelu (Dąbrowski i in., 2004).

8.4 Przeprowadzenie badań modelowych ujęcia i ich dokumentacja

Identyfikacja modelu. Jest to czynność, w ramach której stosuje się procedury mające na celu określenie dla wybranej struktury modelu ilościowych wartości parametrów i warunków brzegowych. Procedura ta posiada zawsze charakter iteracyjny z tego powodu, że nigdy nie dysponuje się pełnym rozpoznaniem warunków hydrostrukturalnych (parametry hydrogeologiczne, warunki brzegowe, zasilanie). Proces identyfikacji realizuje się najczęściej metodą kolejnych przybliżeń. Oceny poprawności przeprowadzenia tego etapu dokonuje się po spełnieniu kryterium zgodności modelu matematycznego z modelem hydrogeologicznym, czyli porównaniu obliczonych na modelu stanów wód w jego granicach z mierzonymi wysokościami stanów (mapa hydroizohips) oraz wydatków drenaży (cieki, ujęcia wód). Zwykle porównania stanów dokonywane są w wybranych punktach pomiaru zwierciadła wody, przy zachowaniu kształtu powierzchni piezometrycznej badanych warstw wodonośnych, gradientów i kierunków przepływu wód.

Weryfikacja modelu polega na porównaniu reakcji modelu na wymuszenia z reakcjami systemu rzeczywistego. Zwykle wykorzystuje się w tym celu stany dobrze rozpoznane w modelowanym obszarze zarówno w warunkach naturalnych (pierwotnych, początkowych) i eksploatacyjnych (odtworzenie przebiegu eksploatacji ujęć, przebieg próbnego pompowania, itp.). Zweryfikowany model powinien spełniać kryteria bilansowe przepływów ze spodziewaną dokładnością.

Prognozy symulacyjne polegają na przeprowadzeniu obliczeń prognostycznych na zweryfikowanym modelu, zmierzających do ustalenia wielkości zasobów eksploatacyjnych oraz optymalnych parametrów eksploatacyjnych ujęcia. W poszczególnych rozwiązaniach wariantowych zmianom ulegają warunki brzegowe wewnętrzne: ilość studni, ich rozmieszczenie oraz wielkości wydatku (lub depresji), w zależności od zadań stawianych przez hydrogeologa. Kryteriami wyboru optymalnego wariantu warunków poboru wód jest ochrona zasobów dyspozycyjnych zbiornika, z którego prowadzi się (lub planuje) eksploatację, dopuszczalna depresja ujęcia dokumentowanego oraz ujęć sąsiadujących (stopień współdziałania), a także niedopuszczenie do geogenicznego lub antropogenicznego zanieczyszczenia wód podziemnych. W każdym wariantcie obliczeniowym można uzyskać siatki hydrodynamiczne oraz wyznaczyć granice obszaru spływu wód do ujęcia, kierunki przepływu (linie prądu), granice obszaru wpływu (zasięgu) ujęcia i wreszcie granice obszaru zasobowego. Wyznaczenie tych obszarów pozwala na poprawne określenie warunków ochrony ujęcia poprzez określenie granic stref jego ochrony ilościowej i jakościowej.

Dokumentacja badań modelowych dla ujęcia wód podziemnych powinna być traktowana jako integralna część hydrogeologicznej dokumentacji zasobowej. Dokumentacja prac modelowych może stanowić samodzielne opracowanie i występować jako odrębny załącznik do dokumentacji zasobowej. Szczegółowe informacje o sposobie sporządzania dokumentacji z badań modelowych ujęte są w Rozporządzeniu Ministra Środowiska z dnia 3 października 2005 roku w sprawie szczegółowych wymagań jakim powinny odpowiadać dokumentacje hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie (Dz. Ustaw Nr 201, poz.1673).

O zasadach przygotowania badań modelowych, tworzenia modelu numerycznego, stosowanych procedurach i procesach obliczeniowych oraz przedstawianiu wyników badań modelowych ujęć wód podziemnych szerzej traktują: poradnik metodyczny Ministerstwa Środowiska pt.: „Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych” (Dąbrowski i in., 2004) oraz podręcznik akademicki pt.: „Modelowanie procesów filtracji” (Kulma R., Zdechlik R., 2009).

Podając poniżej trzy przykłady badań modelowych ujęć wód podziemnych przedstawiono w nich kolejno:

- problematykę badań modelowych ujęcia Wilkowyja dla miasta Jarocin, założonego wzdłuż biegu koryta rzeki Lutyni w Pradolinie Żerkowsko-Rydzyskiej, zasilanego z różnych źródeł. Lutynia nie stanowi w kierunku wschodnim granicy dla leja depresji, który przechodzi na przeciwległy obszar jej doliny z zabudową wsi Wilkowyja. Z kolei od zachodu na obszarze pradolinny graniczenie dla zasięgu leja depresji stanowić musi obszar degradacji wód podziemnych w rejonie pola irygacyjnego oczyszczalni ścieków dla Jarocina; w badaniach modelowych określono bilans składników zasilania ujęcia oraz przedstawiono charakterystykę pola hydrodynamicznego z ustalonym zasięgiem leja depresji dla optymalnego poboru wraz z wytycznymi do wyznaczenia terenu ochrony ujęcia;
- problematykę badań modelowych ujęcia Zduny dla miasta Krotoszyn założonego w dolinie kopalnej – pasmowej jednostce hydrogeologicznej, położonej w obrębie wysoczyzny morenowej w strefie wododziałowej; ograniczony obszar zasilania ujęcia był przyczyną, że w procesie nadmiernej eksploatacji nastąpiło przekroczenie zasobów odnawialnych wód podziemnych; na modelu z filtracją nieustaloną odtworzono przebieg 50-letniej eksploatacji ujęcia i dokonano weryfikacji jego zasobów eksploatacyjnych;
- problematykę badań modelowych dotyczącą współdziałania kilku ujęć wód podziemnych na obszarze wydzielonego dorzecza Żabnica-Breń w środkowej części Niziny Nadwiślańskiej. Głównym celem badań modelowych było wykazanie, czy eksploatacja wszystkich istniejących, w tym częściowo nieczynnych ujęć w etapie przeprowadzanej analizy przy poborze zwiększonym do ilości wody odpowiadającej zatwierdzonym zasobom eksploatacyjnym, nie zaburzy równowagi stosunków wodnych w obszarze rozpatrywanego dorzecza.

8.5 Model ujęcia wody podziemnej Wilkowyja w pradolinie – Jan Przybyłek

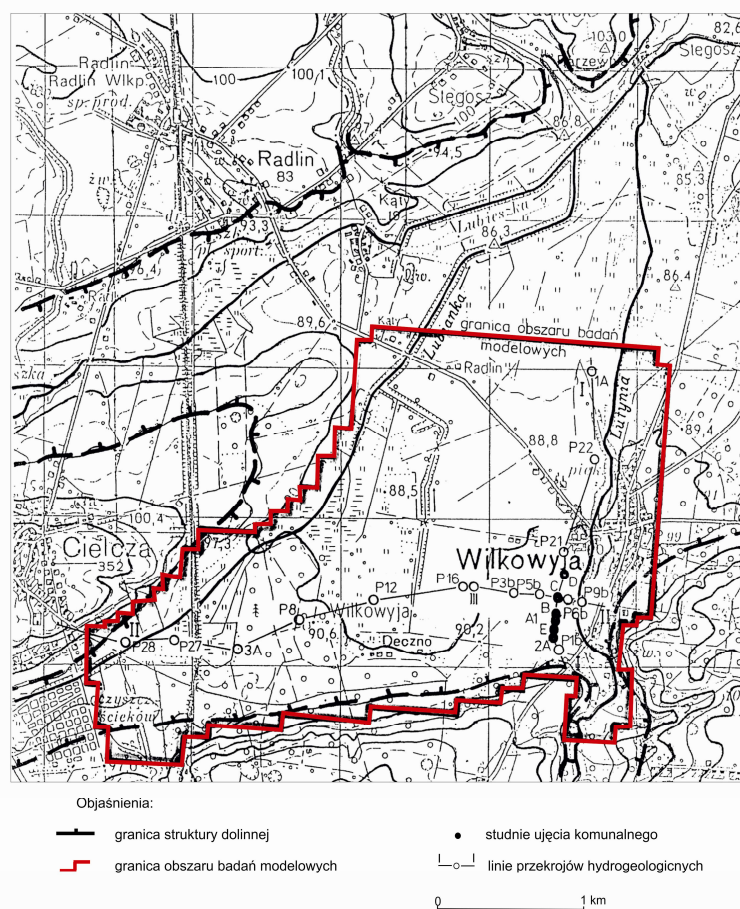
Przykład został zaczerpnięty z opracowania pt.: „Sprawozdanie z badań modelowych ujęcia komunalnego dla m. Jarocina w Wilkowyji” wykonanego przez zespół autorski w składzie: J. Przybyłek, M. Kostecki w Centrum Badawczym Ochrony i Kształtowania Środowiska UAM w Poznaniu w 1994 roku. Głównym celem badań modelowych było uściślenie granic obszaru zasobowego i warunków zasilania tego ujęcia w związku z koniecznością ustanowienia jego strefy ochronnej w obrębie pradolinnego zbiornika wód podziemnych.

Historia badań hydrogeologicznych. Pierwsze prace poszukiwawcze dla zaopatrzenia Jarocina w wodę z rejonu obejmującego wycinek struktury hydrogeologicznej nazywanej w literaturze geomorfologicznej „Pradolina Żerkowsko-Rydzyską” prowadzono w latach 1972 – 1973 na międzyrzeczu Lutyni i Lubianki (rys. 8.4). Na podstawie wykonanych 21 otworów badawczych do głębokości ok. 20 m oraz trzech hydrowęzłów (I, II, III), obliczono zasoby eksploatacyjne dla projektowanego ujęcia wód podziemnych z utworów czwartorzędowych na międzyrzeczu Lubianki i Lutyni w kat. C metodami analitycznymi w wielkości $Q_e = 204 \text{ m}^3/\text{h}$ przy depresji 6,0 m, z ujęcia liniowego o długości 1,2 km wzdłuż biegu rzeki Lutyni (J. Wojciechowski, 1973).

W kolejnej dokumentacji hydrogeologicznej (M. Karpa, St. Dąbrowski, J. Pleczyński 1975), ustalono zasoby w kategorii B, poszerzając rozpoznanie obszaru w oparciu o dalsze otwory badawcze rozmieszczone wzdłuż koryta rzeki Lutyni. Zrewidowano

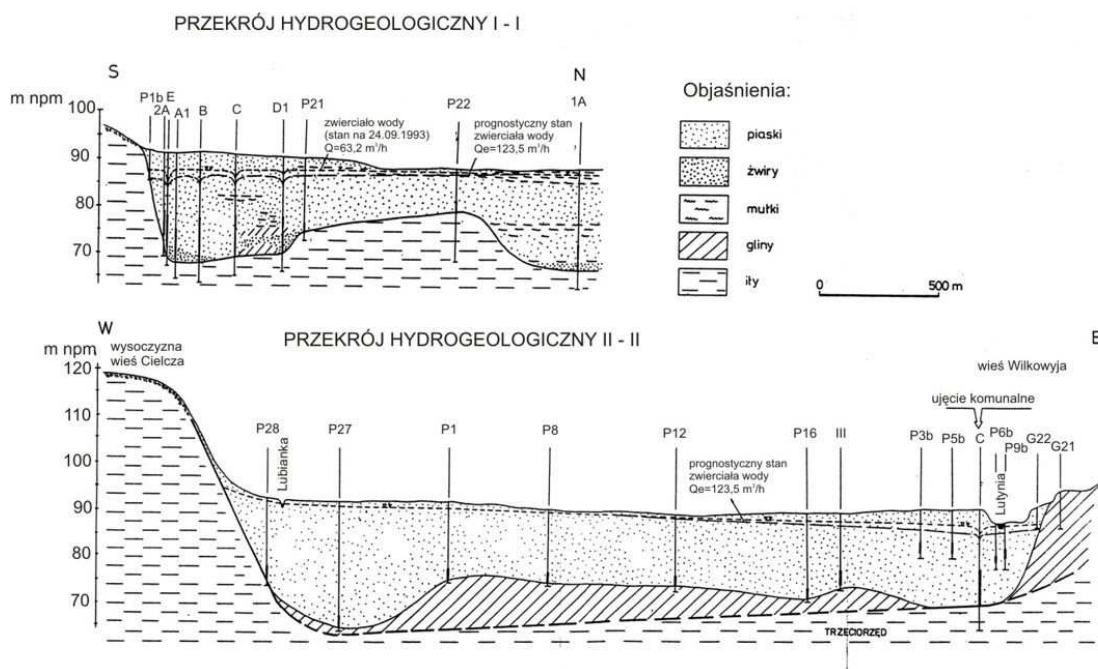
poglądy odnośnie wielkości zasobów użytkowych wód podziemnych na międzyrzeczu Lutyni i Lubianki (rys. 8.4), bowiem w szczegółowych badaniach stwierdzono, że ograniczenie zasobów eksploatacyjnych w znacznym stopniu uwarunkowane jest złym stanem sanitarnym obszaru wodonośnego w sąsiedztwie wsi Cielcza, gdzie są zlokalizowane pola filtracyjne mechanicznej oczyszczalni ścieków z Jarocina. Obliczenia zasobowe wykonano na modelu analogowym przy zastosowaniu elektrycznego analizatora pola AP600, ustalając zasoby eksploatacyjne w kat. B, które zostały przyjęte w wielkości $120 \text{ m}^3/\text{h}$ przy depresji w studniach $s = 7\text{m}$ dla bariery w pobliżu rzeki Lutyni dla obszaru zasobowego, związanego wyłącznie z wycinkiem obszaru pradoliny w granicach bezpośredniej zlewni podziemnej tej rzeki.

Opis ujęcia wody. Na wyznaczonym obszarze zasobowym- wzdłuż lewego brzegu rzeki Lutyni – wykonano w latach 1980 - 87 otwory rozpoznawcze stanowiące obecnie barierę studni ujęcia Wilkowyja (rys. 8.4). Eksploatację ujęcia podjęto od początku 1988 roku. Do kwietnia 1992 roku produkcja wody z dwóch studni odbywała się ze średnią wydajnością miesięczną w granicach od $30,1 \text{ m}^3/\text{h}$ (listopad 1990) do $69,8 \text{ m}^3/\text{h}$ (lipiec 1991); przeciętnie około $63,2 \text{ m}^3/\text{h}$ (W. Matuszak, J. Wojciechowski, 1992). W okresie od 11 kwietnia do 11 maja 1992 roku wykonano miesięczne pompowanie zespołowe z łączną wydajnością 4 studni $Q = 123,5 \text{ m}^3/\text{h}$. W latach 1993–1994 produkcja wody odbywała się przy wydajności średniej około $60 \text{ m}^3/\text{h}$ przy możliwości przemiennego poboru ze studni o symbolach: A, E, A1, B, C i D, oraz poboru maksymalnego ze wszystkich studni w ilości $120 \text{ m}^3/\text{h}$.



Rys. 8.4. Mapa sytuacyjno-wysokościowa Pradoliny Żerkowskiej z obszarem badań modelowych ujęcia Wilkowyja dla m. Jarocina. Siatka kilometrowa.

W roku 1993 (sierpień-wrzesień) odwiercono dodatkowe otwory, instalując 9 piezometrów specjalnej sieci monitoringu osłonowego ujęcia (P1b – P9b), których rozmieszczenie przedstawione jest na rys.8.4. Oprócz tych nowych piezometrów ustanowionych dla przyszłej strefy ochronnej ujęcia, okresowo prowadzono pomiary w wytypowanych 27 studniach gospodarskich we wsi Wilkowyja (oznaczone symbolami od G1 do G27 na rys.8.6) oraz w otworach obserwacyjnych z okresu lat 1972-1975, które nie uległy uszkodzeniu. Dla potrzeb badań modelowych wykorzystano w szczególności zdjęcia hydrodynamiczne wykonane w dniach: 24 września 1993 roku, 14 marca 1994 roku.



Rys.8.5. Przekroje hydrogeologiczne Pradoliny Żerkowskiej w rejonie ujęcia Wilkowyja

Morfologia i warunki hydrogeologiczne. Obszar pradolinny pomiędzy Wilkowyją i wsiami Cielcza i Radlin (rys.8.4) cechuje się monotonnym, łagodnym nachyleniem terenu, przy zróżnicowaniu wysokości od 92 m n.p.m. przy krawędzi południowej wysoczyzny (od strony Jarocina) do 85 m n.p.m. przy jej krawędzi północnej (od strony Radlina i Stęgosza); odwadniany jest przez Lutynię, Lubiankę i Lubieskę i pomniejsze rowy melioracyjne. Ciek Lubianka odprowadza ścieki z oczyszczalni, położonej w rejonie wsi Cielcza (rys.8.4).

Położenie ujęcia Wilkowyja jest bardzo charakterystyczne, ponieważ założono je w granicach stożka napływowego usypanego na wylocie przełomowego odcinka doliny rzeki Lutyni, wypływającej w tym miejscu na obszar pradolinny ze strefy wysoczyznowej. Współczesne koryto Lutyni, płynącej po tym stożku, jest wcięte na głębokość 2-3 m i ma szerokość od 6 do 9 m przy spadku hydraulicznym 0.00225%. W okresie niskich stanów głębokość Lutyni wynosi zaledwie 0,5 m, a w jej dnie odsłaniają się łachy piaszczyste, które przemieszczają się w okresie krótkotrwałych stanów wysokich wód. Dolina przełomowa Lutyni ma szerokość około 800 m.

Czwartorzędowy zbiornik wód podziemnych, z którego zasobów korzysta ujęcie komunalne dla m. Jarocina, zbudowany jest w przewodzie z osadów piaszczysto-żwirowych akumulacji wodno-lodowcowej. Litologicznie są to piaski drobno- i średnioziarniste oraz piaski różnoziarniste z przewarstwieniami żwirów. Osady te

zalegają na nieprzepuszczalnym podłożu, zbudowanym z neogeńskich ilów (seria poznańska) i starszych glin zwałowych, które zachowały się fragmentarycznie w podłożu pradoliny (rys.8.5).

Przy stosunkowo wyrównanej powierzchni terenu (rys.8.4) miąższość osadów wodonośnych na obszarze pradolinny zależna jest przede wszystkim od ukształtowania powierzchni spągowej tych osadów (rys.8.7). Na obszarze ujęcia komunalnego miąższość utworów wodonośnych zamyka się w przedziale od 18 do 21 m, a na obszarze całego międzyrzecza Lutyni i Lubianki od 7 do 27m, przy czym dominuje interwał 13-18m (rys.8.5).

Zwierciadło wody w zbiorniku pradolinny ma generalnie swobodny charakter. Lokalnie naporowe zwierciadło wody podziemnej towarzyszy strefom wkładek mułkowo-ilastych lub gliniastych w obrębie utworów przepuszczalnych. Na przekrojach hydrogeologicznych (rys. 8.5) odzwierciedlono miąższość strefy aeracji i saturacji w warunkach tarowanej na modelu ($63,2 \text{ m}^3/\text{h}$) i prognozowanej eksploatacji ($123,5 \text{ m}^3/\text{h}$) ujęcia komunalnego. Zasilanie wód podziemnych w pradolinie zachodzi na drodze infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych i spływów wody ze stref krawędziowych przyległych wysoczyzn (rys.8.4).

Przepuszczalność osadów wodonośnych została określona na podstawie pompowań hydrowęzłowych oraz próbnych pompowań otworów rozpoznawczych - studni ujęcia komunalnego. Wartości współczynnika filtracji zamykają się w przedziale od $2,8 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ do $6,6 \times 10^{-4} \text{ m/s}$.

Budowa modelu numerycznego

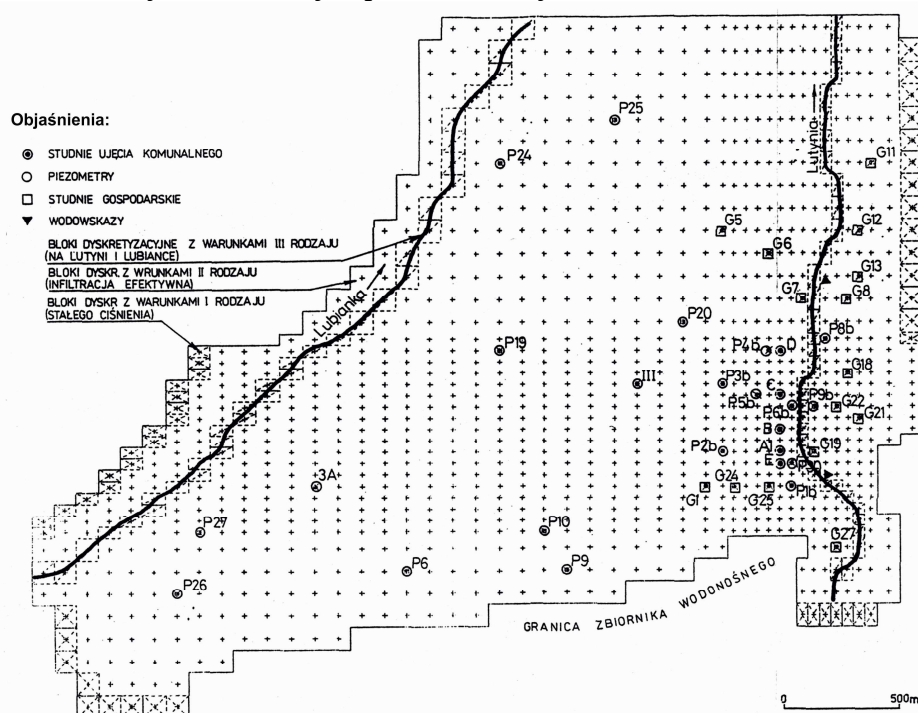
Program obliczeniowy. W obliczeniach wykorzystano program numeryczny SPPR – z biblioteki Hydrylib przeznaczony do symulacji hydrodynamicznych jednowarstwowego układu hydrostrukturalnego (Szymanko i in., 1980).

Obszar modelu i siatka dyskretyzacyjna. Granicę przyjętego obszaru badań modelowych zaznaczono na mapie topograficznej (rys.8.4). Powierzchnia obszaru filtracji objętego modelem numerycznym wynosi $7,75 \text{ km}^2$. Po analizie zewnętrznych granic modelu uznano ją za wystarczającą dla wykonania zadań obliczeniowych związanych z ustaleniem obszaru zasilania ujęcia w Wilkowie. Na mapie dokumentacyjnej badań modelowych (rys.8.6) wydrukowano zastosowaną w modelu prostokątną siatkę dyskretyzacyjną o zmiennym kroku podziału obszaru badań na elementarne pola (bloki) obliczeniowe; złożoną z 40 wierszy i 46 kolumn. Strefę ujęcia komunalnego w Wilkowie podzielono na kwadratowe pola elementarne o wymiarach $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$. Pozostały obszar jest podzielony na pola o wymiarach $50 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ i $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$. Środki geometryczne wyznaczonych pól elementarnych są prezentowane na rys. 8.6 znakiem (+), odzwierciedlając swoim rozkładem stopień zagęszczenia siatki obliczeniowej.

Spąg i przewodność warstwy wodonośnej. Zbiornik pradolinny posiada jednoznaczne granice strukturalne: od strony południowej granicę stanowi krawędź morenowej wysoczyzny jarocińskiej, od strony zachodniej – morenowy ostaniec wysoczyznowy wsi Cielcza, od strony wschodniej - krawędź doliny Lutyni, na odcinku jej wyjścia z wysoczyzny przy wsi Wilkowie. Deniwelacje spągu zbiornika wodonośnego kształtują się w przedziale rzędnych od 64 do 80 m n.p.m., izohipsy powyżej 80 m n.p.m. obejmują strefy krawędziowe. W podłożu zbiornika występują w przewodzie ility serii poznańskiej (utwory neogeńskie), a także miejscami gliny zwałowe (rys.8.5).

Przewodność hydrauliczną warstwy wodonośnej określono na podstawie analizy wyników pompowań hydrowęzłowych i próbnych pompowań studni ujęcia komunalnego oraz kształtowania się miąższości warstwy wodonośnej w związku

z położeniem jej spągu. Na rysunku 8.7 podano przedziały wielkości przewodności hydraulicznej przyjętej w modelu numerycznym dla poszczególnych sektorów na tle izoliniowej mapy podłoża. Zróżnicowanie przewodności zamyka się w przedziale od 2 – 5 m²/h - w strefach przy krawędzi wysoczyzn - do 35 m²/h - na obszarze największych miąższości warstwy wodonośnej w polu Pradoliny.

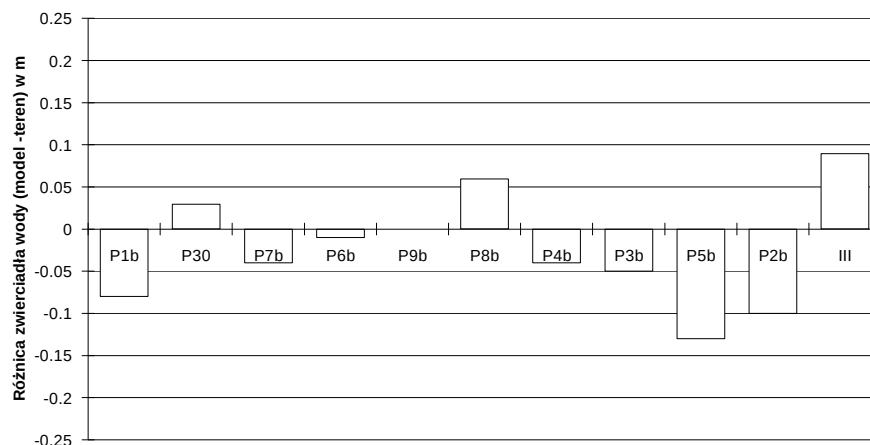


Rys.8.6. Mapa dokumentacyjna obszaru badań modelowych ujęcia wód podziemnych Wilkowyja w Pradolinie Żerkowskiej z siatką bloków dyskretyzacyjnych

Warunki brzegowe. Opis warunków brzegowych modelu przedstawiono na rys.8.6. Bloki dyskretyzacyjne z warunkami I rodzaju ($H = \text{const}$) przyjęto na następujących granicach zewnętrznych: $\Rightarrow$ na przekroju poprzecznym doliny Lutyni przy wsi Bachorzew (wg przekroju projektowanej zapory czołowej zbiornika retencyjnego na Lutyni), $\Rightarrow$ przy oczyszczalni ścieków w rejonie wsi Cielcza - w przewężeniu dolinnym drenowanym przez ciek Lubianka, $\Rightarrow$ w prawobrzeżnej części doliny Lutyni poniżej wsi Wilkowyja. Bloki dyskretyzacyjne z warunkami II rodzaju ($Q = \text{const}$) obejmują cały obszar filtracji. Zadawano w nich wielkości infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych oraz przy krawędziach - spływ z wysoczyzn.

Bloki dyskretyzacyjne z warunkami III rodzaju ($H = \text{const}$ na ciekach z pionowymi oporami przepływu do warstwy wodonośnej) przyjęto na odcinkach przebiegu koryt rzecznych Lutyni i Lubianki.

Studnie ujęcia znajdują się w blokach obliczeniowych: **E** - 26/36, **A1** - 25/36, **B** - 23/36, **C** - 20/36, **D** - 16/36.



Rys.8.8. Wyniki tarowania modelu na stan 24 września 1993 roku. Różnica w położeniu zwierciadła wody w piezometrach (w terenie) i w odpowiadających im blokach obliczeniowych na modelu.

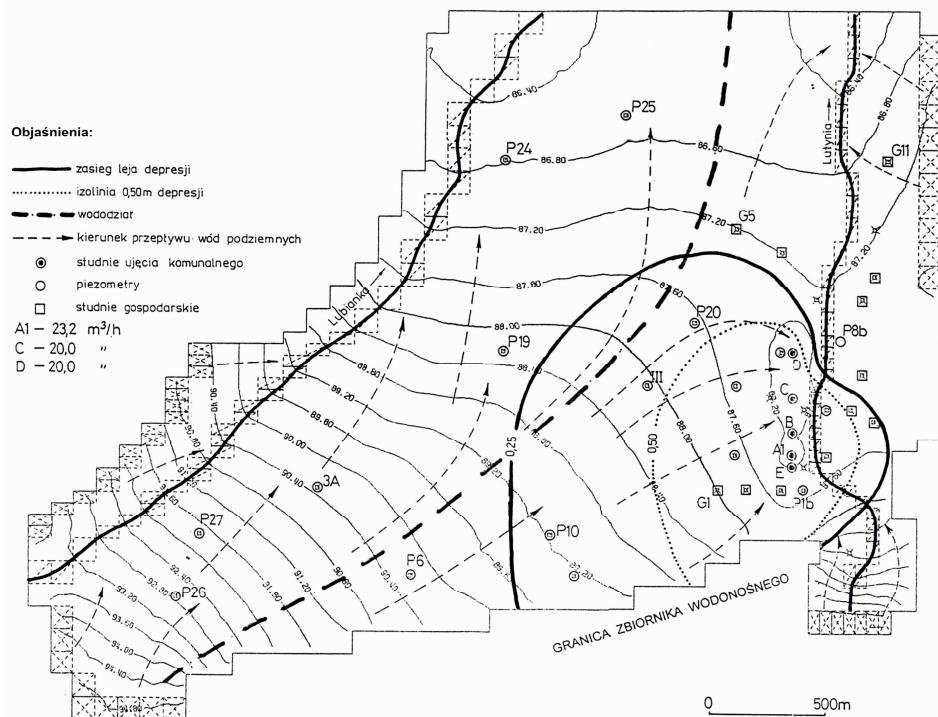
Bilans wodny uzyskany na modelu przedstawiono w tabeli 8.1.

Tabela 8.1. Składniki bilansu wodnego. Stan NW, wrzesień 1993, Lutynia:87,38 m n.p.m.

Przychody (zasilanie)	m ³ /h	Rozchody (odpływ)	m ³ /h
Infiltracja efektywna opadów	118.5	Eksploatacja ujęcia	63.2
Dopływ z granic zewnętrznych	199.2	Odpływ na zewnątrz	0
Infiltracja z Lutyni	14.8	Drenaż do Lutyni i Lubianki	270.6
Razem	333.3	Razem	333.8

Udział wód rzecznych w zasilaniu ujęcia określono na 14,8 m³/h, co stanowi 23,4 % w stosunku do wielkości poboru. Moduł infiltracji efektywnej opadów oszacowano na 15,3 m³/h w przeliczeniu na 1 km².

Na rys. 8.9 przedstawiono mapę hydroizohips wraz z wrysowanym zasięgiem wpływu dla analizowanego stanu eksploatacji ujęcia. Jako zasięg wpływu ujęcia przyjęto przebieg izolinii depresji 0,25 m. Lej depresji, już przy analizowanej wielkości eksploatacji przekroczył koryto rzeki Lutyni, obejmując swoim zasięgiem obszar prawobrzeżny na odległość 0,4 km od rzeki. Lej jest wyraźnie asymetryczny z silnie rozwiniętą częścią zachodnią. Jego zasięg w tym kierunku wyniósł 1,2 km, nieznacznie przekraczając linię wododziału pomiędzy Lutynią i Lubianką. Zaznaczony na rys. 8.9 obszar leja depresji ma powierzchnię 1,7 km².



Rys.8.9. Mapa hydroizohips- stan przy eksploatacji ujęcia Wilkowyja w dniu 24 września 1993 roku - wytarowany na modelu numerycznym wraz z zasięgiem wpływu ujęcia

Odwzorowanie eksploatacji ujęcia według stanu na dzień 14.03.1994 roku (stan średni wysoki).

Produkcja wody z ujęcia Wilkowyja według danych eksploatacyjnych wynosiła w 1994 roku średnio $Q_{sr}=58,4 \text{ m}^3/\text{h}$. W symulacji na modelu przyjęto w zaokrągleniu wydajność ujęcia w wysokości $Q = 60 \text{ m}^3/\text{h}$, przy jej rozdzieleniu w równej proporcji na eksploatowane w marcu studnie: E, C i D.

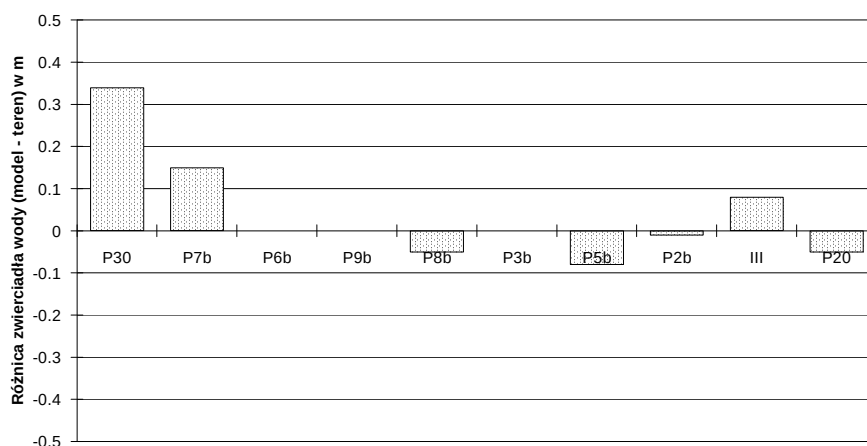
Rzędna zwierciadła wody w korycie Lutyni przy piezometrze P8 wynosiła 87,91m n.p.m. i była wyższa w stosunku do września 1993 roku o 53 cm.

Na rysunkach 8.10 i 8.11 przedstawiono różnice w położeniu zwierciadła wody podziemnej (model -teren) w postaci wykresów słupkowych.

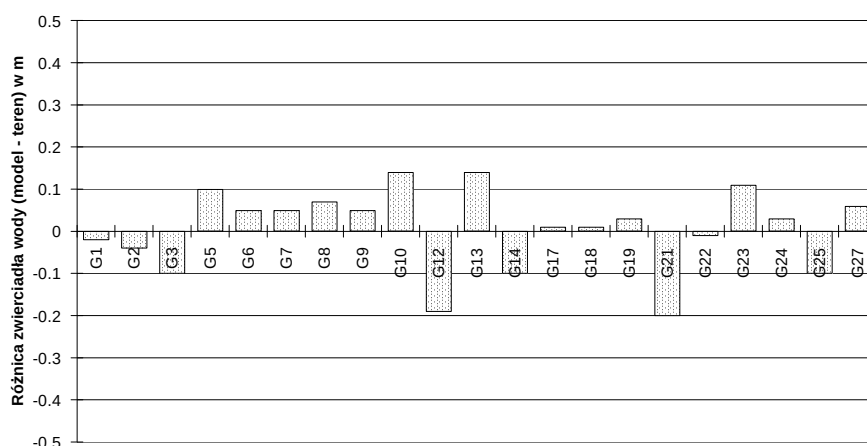
Rys. 8.10 uwidacznia, że w piezometrach rozmieszczonych wzdłuż koryta Lutyni (P6b, P8b, P9b), a także w środkowej (P2b, P3b, P5b) i północno-zachodniej części ujęcia (III, P20) różnice są niewielkie, nie przekraczające 10 cm. Wyjątek stanowi strefa południowa ujęcia (P30, P7b) gdzie w pobliżu istnieje wyraźna granica strukturalna zbiornika wodonośnego (rys.8.52 – przekrój I) w stosunku do której trudno jest odwzorować na modelu stacjonarnym złożoność warunków zasilania wód podziemnych przy wezbraniach Lutyni. Rysunek 8.11 dokumentuje wysoką dokładność odwzorowania na modelu stanu zwierciadła wody pomierzonego w studniach gospodarskich wsi Wilkowyja (21 studni). Dla większości zmierzonych studni (16) uzyskano zgodność w granicach do 10cm, a dla pozostałych 5 studni różnica nie przekracza przedziału 10 – 20 cm.

Mapę hydroizohips z rozwiązania modelowego na stan 14 marca 1994 roku przedstawiono na rysunku 8.12. W porównaniu do stanu niskiego wód z września 1993 roku (rys. 8.9) obraz hydroizohips w rejonie Lutyni uległ znacznej modyfikacji. Lutynia, przy wyższych stanach, wyprowadzając wody z rejonu wysoczyzny na

pradolinne przedpole, zmniejsza znacznie swoją aktywność w drenażu wód pradolinnych, powodując równocześnie transformację strumienia wód podziemnych w przyległym obszarze prawobrzeżnym (zabudowa wsi na prawym brzegu Lutyni), oraz spłylenie leja depresji ujęcia komunalnego. W tym okresie następuje ograniczenie odpływu gruntowego i wzrost zasobów statycznych (zmagazynowanych), które jednak nie znajdują odzwierciedlenia w bilansie na modelu stacjonarnym. Bilans wodny z omawianego rozwiązania modelowego przedstawiono w tabeli 8.2.



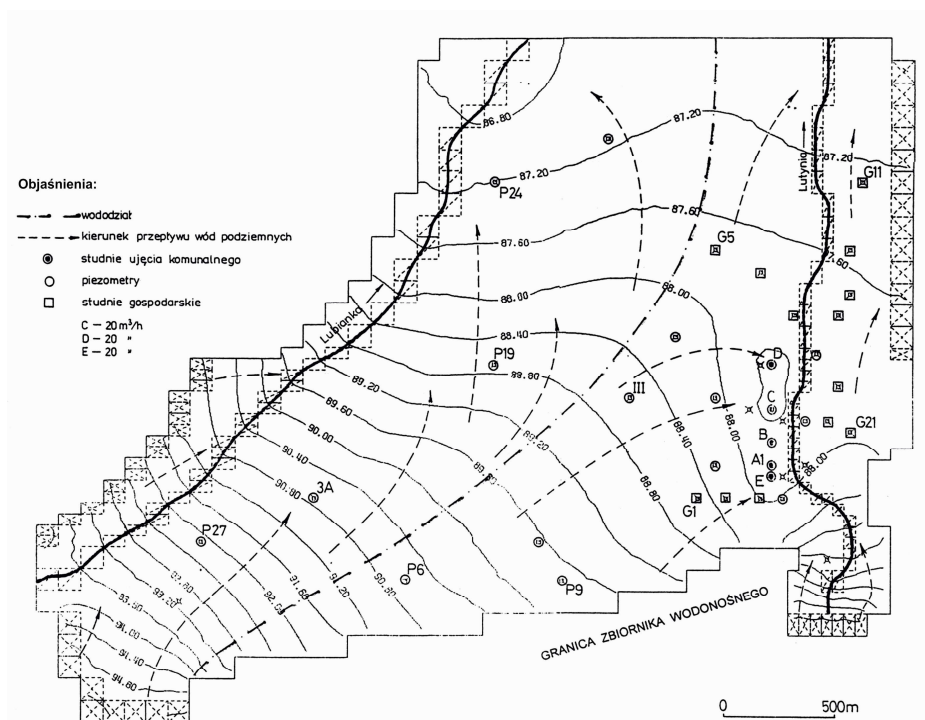
Rys.8.10. Wyniki tarowania modelu na stan 14 marca 1994 roku. Różnica zwierciadła wody w piezometrach rejonu ujęcia komunalnego (w terenie) oraz odpowiadających im blokach obliczeniowych na modelu.



Rys. 8.11. Wyniki tarowania modelu na stan 14 marca 1994 roku. Różnica zwierciadła wody w studniach gospodarskich wsi Wilkowyja (w terenie) oraz odpowiadających im blokach obliczeniowych na modelu.

Tabela 8.2. Składniki bilansu wodnego. Stan SW, marzec 1994, Lutynia: 87,91 m n.p.m.

Przychody (zasilanie)	m ³ /h	Rozchody (odpływ)	m ³ /h
Infiltracja efektywna opadów	124,8	Eksploatacja ujęcia	60,0
Dopływ z granic zewnętrznych	138,0	Odpływ na zewnątrz	10,0
Infiltracja z Lutyni	10,5	Drenaż do Lutyni i Lubianki	205,9
Razem	273,3	Razem	275,9



Rys. 8.12. Mapa hydroizohips- stan przy eksploatacji ujęcia Wilkowyja w dniu 14.03.1994 r. (stan wysoki wód)- wytarowany na modelu numerycznym

Prognoza modelowa eksploatacji ujęcia z wielkością zasobów eksploatacyjnych

Pompowanie zespołowe studni na ujęciu w Wilkowyi przeprowadzono wiosną 1992 roku (Matuszak Wł., Wojciechowski J., 1992). Miesięcznym pompowaniem zespołowym objęto barierę o długości 500 m, złożoną z 4 studni. Łączny pobór wyniósł 123,5 m³/h, w tym: studnia E - 32,7 m³/h, studnia B - 30,5 m³/h, studnia C - 29,8 m³/h, studnia D - 30,5 m³/h. Pompowanie to odtworzono na modelu numerycznym na stan warunków brzegowych (I, II i III rodzaju) przyjętych dla modelu stacjonarnego - wrzesień 1993.

Mapę hydroizohips z rozwiązania prognostycznego przedstawiono na rys.8.13. Hydroizohipsy poprowadzono w cięciu co 0,4m. W uzyskanym rozkładzie hydroizohips czytelnie uwypukliła się powierzchnia depresyjna wokół bariery ujęcia, opisana eliptycznymi izoliniami o wartościach 86.0, 86.4, 86.8 m n.p.m. Po wykreśleniu linii prądu i uzyskaniu siatki hydrodynamicznej przepływu wód podziemnych zarysowały się główne strumienie przepływu podziemnego i linia wododziałowa na pradolinny międzyrzeczu Lutyni i Lubianki. W opisanym układzie hydrodynamicznym w stronę ujęcia kierują się wody podziemne:

- z całej południowo-zachodniej strefy zbiornika wodonośnego przyległej do krawędzi wysoczyzny południowej,
- z prawobrzeżnej części doliny Lutyni do mostu przy Kościele włącznie,
- strumienia podziemnego, związanego z przełomową doliną Lutyni - na jej wyjściu z obszaru wysoczyznowego (Annopola -Bachorzewa).

Hydroizohipsy wyraźnie się rozgęszczają w rejonie na północ od ujęcia (studnie gospodarskie G5, G6 i G7 wzdłuż drogi z Wilkowyi do Radlina). Ta połoga strefa w powierzchni piezometrycznej związana jest z zasięgiem oddziaływania ujęcia komunalnego. Zasięg leja depresji określono na podstawie obliczeń modelowych. Izolinie depresji wyznaczono, przyjmując cięcie warstwiczne 0,25 m i uznając przy tym izolinie 0,25 m za praktyczną granicę zasięgu prognozowanego wpływu ujęcia. Bariera pompowanych studni objęta jest izoliną 1,75 m, która to wartość stanowi

wielkość depresji rejonowej dla ujęcia komunalnego. Depresja w barierze (pomiędzy studniami) kształtuje się w przedziale od 2,0 m do 2,8 m.

W tabeli 8.3 zestawiono obliczone składniki bilansu wodnego dla prognozy eksploatacji.

Tabela 8.3. Składniki bilansu wodnego przy prognozie eksploatacji.

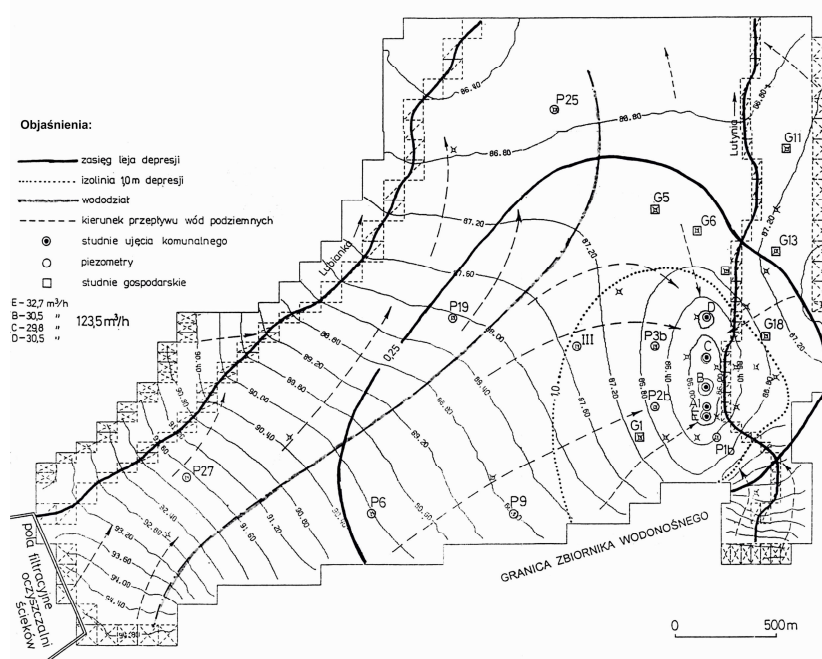
Przychody (zasilanie)	m³/h	Rozchody (odpływ)	m³/h
Infiltracja efektywna opadów	118.1	Eksploatacja ujęcia	123.5
Dopływ z granic zewnętrznych	198.2	Odpływ na zewnątrz	0
Infiltracja z Lutyni	27.0	Drenaż do Lutyni i Lubianki	221.1
Razem	343.3	Razem	344.6

Przy szczegółowej analizie zasilania ujęcia uzyskano z tablic wynikowych modelu (egzemplarz archiwalny, dyskietka) następujące składniki zasilania dla ujęcia komunalnego:

infiltracja efektywna opadów i dopływ krawędziowy	81 m ³ /h	66,0 %
infiltracja z Lutyni na odcinku w zasięgu leja depresji	27 m ³ /h	21,9 %
dopływ doliną Lutyni ze strefy wysoczyznowej	15 m ³ /h	12,1 %
razem	123 m ³ /h	100,0 %

Zasięg leja depresji nieznacznie przekracza linię wododziału oraz obejmuje cały obszar prawobrzeżny rzeki Lutyni w rejonie wsi Wilkowyja, wnikając nawet w górę w jej dolinę przełomową. Lutynia na odcinku przepływu w leju depresyjnym jest rzeką infiltrującą, a na pozostałym - rzeką drenującą wody podziemne. Powierzchnia leja depresji przy trwałej i ciągłej eksploatacji ujęcia z wydajnością 120 m³/h wyniosłaby w przybliżeniu $F = 3 \text{ km}^2$, co w stosunku do eksploatacji aktualnej w 1993 roku ($Q_e=60 \text{ m}^3/\text{h}$, $F=1,7 \text{ km}^2$) stanowi wzrost obszaru leja depresji o $1,3 \text{ km}^2$. Rozwój leja depresji nastąpiłby głównie w kierunku zachodnim.

Przy tak ukształtowanym jak w prognozie (rys.8.13) polu hydrodynamicznym i zasięgu leja depresji związanego z poborem wody z ujęcia w wielkości przyjętych zasobów eksploatacyjnych ($Q_E=120 \text{ m}^3/\text{h}$) nie zaistnieje zagrożenie jakości czerpanej wody podziemnej od strony pól irygacji ścieków komunalnych w pobliżu wsi Cielcza (rys.8.4). Podkreślić jednak należy, że nie wchodzi przy tym w rachubę dalsza rozbudowa ujęcia w kierunku zachodnim, ani też zwiększenie poboru wody z ujęcia przekraczającego zatwierdzone zasoby eksploatacyjne.



Rys.8.13. Mapa hydroizohips – prognoza modelowa eksploatacji ujęcia wody Wilkowyja z wydajnością proponowanych zasobów eksploatacyjnych wraz z lejem depresji

Literatura uzupełniająca

- Karpa M., Dąbrowski St., Pleczyński J., 1975 - Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wód podziemnych w kat. B z utworów czwartorzędowych w miejscowości Wilkowyja k.Jarocina. Kombinat Geologiczny Zachód (d. Przesiębiorstwo Hydrogeologiczne w Poznaniu).
- Matuszak W., Wojciechowski J., 1992 – Aneks do Dokumentacji hydrogeologicznej ujęcia wód podziemnych w kat. B z utworów czwartorzędowych w miejscowości Wilkowyja k.Jarocina wraz z projektem prac geologicznych na ustanowienie strefy ochronnej. Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu, Oddział w Poznaniu.
- Przybyłek J., Kostecki M., 1994 – Sprawozdanie z badań modelowych ujęcia komunalnego dla m. Jarocina w rejonie Wikowyi. Centrum Badawcze Ochrony i Kształtowania Środowiska UAM w Poznaniu.
- Wojciechowski J., 1973 – Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wód podziemnych w kat. C z utworów czwartorzędowych w rejonie Wilkowyi, powiat Jarocin. Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne w Poznaniu.

8.6 Modele ujęcia wody podziemnej Zduny w plejstocieńskiej dolinie kopalnej na wysoczyźnie – **Stanisław Dąbrowski, Witold Rynarzewski, Beata Janiszewska**

Przykład ilustruje badania przeprowadzone na modelach: stacjonarnym i niestacjonarnym dla określenia zasobów odnawialnych i eksploatacyjnych dużego ujęcia wód podziemnych Zduny k. Krotoszyna pobierającego wody z doliny kopalnej położonej w strefie wododziałowej rzeki Baryczy i jej dopływu rzeki Orli. Badania zrealizowano w 2005 r. w firmie Hydroconsult Sp. z o.o. w Poznaniu w ramach sporządzanej dokumentacji hydrogeologicznej ujęcia weryfikującej jego zasoby eksploatacyjne przy wykorzystaniu informacji o wielkości eksploatacji i stanach zwierciadła wody z lat 1950 – 2004 wg danych PGKiM w Krotoszynie, opracowanych przez prowadzącego monitoring ujęcia Andrzeja Herckę (Dąbrowski i in. 2005). Rejestracja poborów wody na ujęciu i stanów zwierciadła wody w studniach i otworach obserwacyjnych w czasie ponad 50 lat jego użytkowania w sektorach ujęcia:

centralnym (C), północnym (N) i południowym (S) umożliwiła wykonanie badań modelowych z uwzględnieniem nieustalonej filtracji. Odtworzono zmienność wieloletniej eksploatacji i zasilania ujęcia Zduny oraz określono jego optymalne zasoby eksploatacyjne przy uwzględnieniu kryteriów i wielkości możliwego zdepresjonowania zwierciadła wody i pożądanej jej jakości.

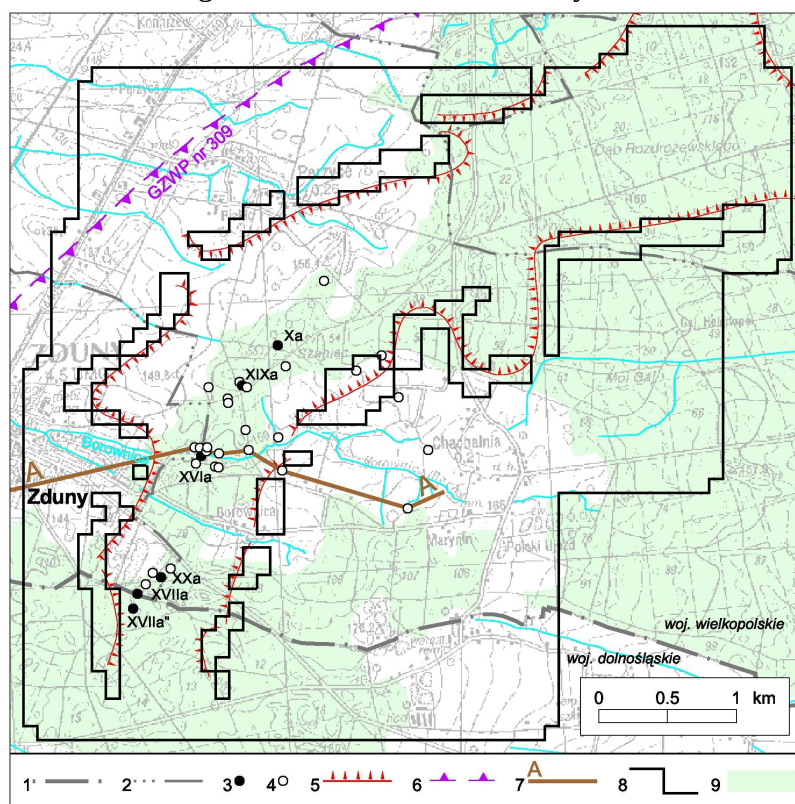
Opis ujęcia Zduny.

Ujęcie Zduny jest ujęciem komunalnym m. Krotoszyna, położonym w obrębie Niziny Wielkopolskiej w jej części południowej w mezoregionie - Wysoczyzna Kaliska, w odległości 1,6 km od Zdun i 6,2 km od Krotoszyna (rys. 8.14).

Przez teren ujęcia przepływa ciek Borownica. Źródłiska ciek znajdują się w pobliżu wsi Chachalnia w odległości 2 km na E od centralnej części ujęcia na rzędnej 165 m n.p.m.

Ciek przepływa przez ujęcie okresowo w miesiącach wiosennych i późno jesiennych przy wysokich stanach wód, gdyż w pozostałym czasie w całości infiltruje do warstw wodonośnych doliny kopanej w wyniku obniżenia zwierciadła wody przez eksploatowane ujęcie

Ujęcie „Zduny” powstało w 1899 r. kiedy wykonano pierwszą studnię wierconą o głębokości 46,0 m. Ujęcie było rozbudowywane w ubiegłym wieku w trzech rejonach: centralnym, na linii wschód – zachód (wzdłuż ciek Borownica), północnym i południowym. Ogółem wykonano dotychczas około 30 studni wierconych. Ostatnie studnie XVIIa bis i XXa wykonano w 1983 r. w rejonie południowym. Do 1962 r. eksploatowano studnie systemem lewarowym ze średnią wydajnością 60 – 90 m³/h, a następnie pompami głębinowymi ze wzrastającą sumaryczną wydajnością aż do 386 m³/h. Obecnie ujęcie składa się z sześciu sprawnych studni rozlokowanych na linii SW – NE na odcinku o długości 2150 m. Wiek studni wynosi od 23 do 31 lat.



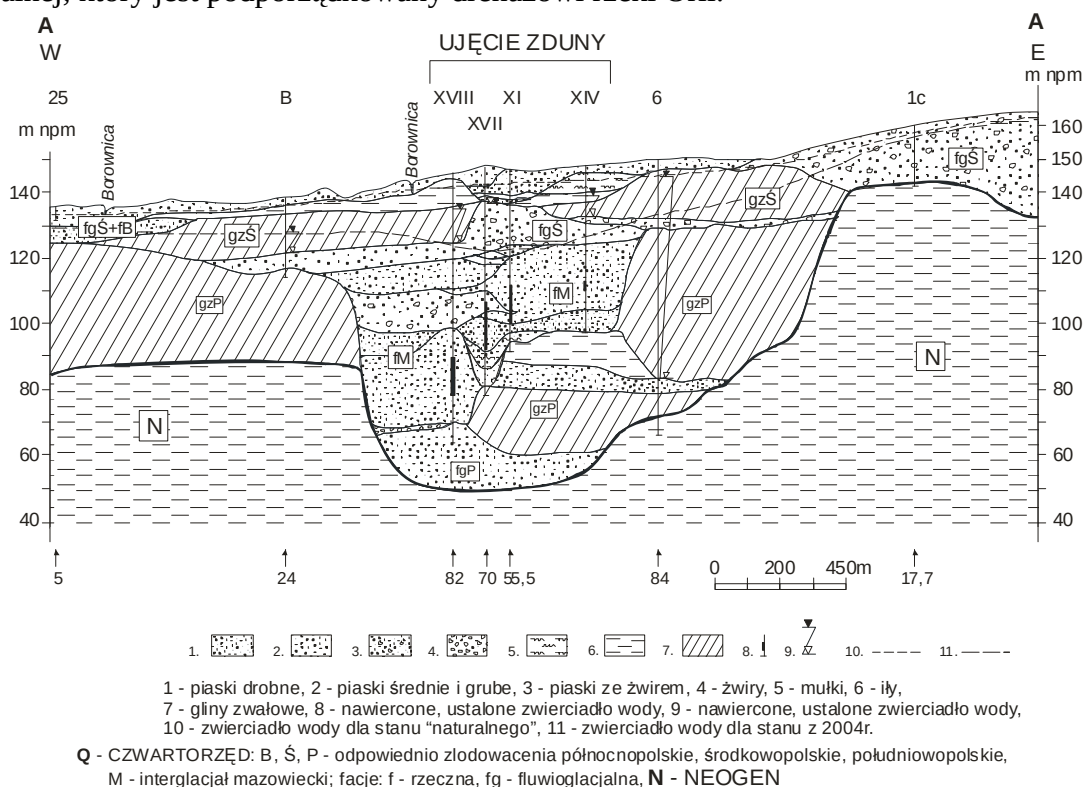
Rys.8.14. Położenie obszaru badań rejonu ujęcia Zduny

Objaśnienia: 1 - granice województw, 2 - granice gmin, 3 - czynne studnie ujęcia (Xa-obszernowane), 4 - inne studnie ujęcia (XIIb-obszernacyjne), 5 - granica struktury doliny kopanej wg badań geofizycznych, 6 - granica GZWP nr 309, 7 - linia przekroju hydrogeologicznego, 8 - granica badań modelowych, 9 - lasy

Warunki hydrogeologiczne i przebieg eksploatacji ujęcia

W rejonie ujęcia „Zduny” występuje jeden użytkowy poziom wodonośny piętra czwartorzędowego, który stanowią osady piaszczysto – żwirowe interglacjału wielkiego oraz wodnolodowcowe z zlodowacenia środkowopolskiego zalegające w ograniczonej strukturze – dolinie kopalnej i częściowo poza nią w części stropowej – rys. 8.15.

Wszystkie nawiercone warstwy wodonośne w osi doliny kopalnej i po jej zewnętrznej stronie (pod gliną) należą do wspólnego systemu hydraulicznego doliny kopalnej, który jest podporządkowany drenażowi rzeki Orli.



Rys. 8.15. Przekrój hydrogeologiczny A – A doliny kopalnej w rejonie Zdun k. Krotoszyna

Dolina kopalna została rozpoznana na rozciągłości ok. 4000 m, aż do granicy wododziałowej z sąsiadującym ujęciem „Smoszew” na wschodzie, przy szerokości około 1000 m w części stropowej i od 300 m do 400 m w części spągowej struktury. Długość odcinka doliny kopalnej zagospodarowanej studniami wynosi 2150 m. W warunkach naturalnych zwierciadło wody o charakterze swobodno-naporowym, zalegało na głębokości zróżnicowanej od ok. 1 m w dolinie Borownicy do 10 – 15 m w strefie wyniesień morfologicznych przy rzędnych zwierciadła wody ok. 141,0 – 142,0 m n.p.m. Po 55 latach eksploatacji i poborze zmniejszonym do ok. 101 m³/h (08.09.2004 r.) swobodne zwierciadło wody zalegało na rzędnych:

124,6 m n.p.m. (32,9 m p.p.t.) w rejonie południowym

125,4 m n.p.m. (24,0 m p.p.t.) w rejonie centralnym

122,6 m n.p.m. (30,9 m p.p.t.) w rejonie północnym

i miało tendencję wznoszącą (rys. 8.17).

Maksymalne obniżenia zwierciadła wody w warstwie wodonośnej miało miejsce w latach 1988 – 1989 w rejonie centralnym ujęcia i osiągnęło wówczas rzędne 105,5 m

n.p.m. (39,0 m p.p.t.) w porównaniu do stanu z 1899 r, kiedy zwierciadło wody zalegało na rzędnej 141,7 m n.p.m. (3,7 m p.p.t.).

Parametry filtracyjne warstwy wodonośnej o miąższości od 17 do 65 m wynoszą:

- współczynnik filtracji 0,22 – 1,7 m/h, przewodność 9 – 78 m²/h
- współczynnik odsączalności 0,18 – 0,20, zasobność sprężysta średnio 0,0024.

Roczna suma opadów atmosferycznych w rejonie Zdun z lat 1951 - 1980 wynosi 550 mm, a ich średnia na terenie stacji wodociągowej w Chwaliszewie 589,9 mm wg monitoringu z lat 1996 – 2004.

Schemat zasilania i krążenia wód w rejonie ujęcia przedstawia się następująco:

- woda opadowa infiltruje przez strefę utworów przepuszczalnych zalegających od powierzchni do warstwy wodonośnej (może napotkać osady słabo przepuszczalne),
- w warunkach eksploatacji – ujęcia w rejonie zasobowym następuje uruchomienie infiltracji z cieków powierzchniowych, przy czym utrzymane jest zasilanie opadowe i dopływ z obszarów bocznych – sąsiednich, najmniej rozpoznany.

Budowa modelu matematycznego; obszar badań i struktura modelu

Badaniami modelowymi objęto poziom wodonośny w utworach czwartorzędowych wycinka doliny kopalnej wraz z przyległymi terenami w rejonie Zdun, o powierzchni 23,27 km² – rys.8.14.

Podstawą sporządzenia modelu matematycznego był model hydrogeologiczny warstwy wodonośnej o charakterze swobodno - naporowym sporządzony w postaci map parametrów hydrogeologicznych, w skali 1:10 000:

- współczynnika filtracji,
- spągu i stropu warstwy wodonośnej,
- hydroizohips na stany: początkowy (quasi – ustalony) i z 2004 r.,
- zasilania infiltracyjnego i stanów wód powierzchniowych.

W pierwszym etapie model matematyczny zbudowano jako jednowarstwowy dla warstwy swobodno – naporowej, dla warunków filtracji ustalonej, dla odtworzenia stanu początkowego – naturalnego oraz symulacji pierwszych lat eksploatacji do 1964 r., a następnie model dla warunków filtracji nieustalonej, dla odtworzenia przebiegu eksploatacji w latach 1950 – 2004.

Model matematyczny dla filtracji ustalonej zbudowano przy pomocy programu Sp2H (blok programowy Sp2) z biblioteki Hydrylib (Szymanko i in., 1980), dla siatki dyskretyzacyjnej kwadratowej $\Delta x, \Delta y = 100$ m.

Program Sp2H dla warstwy swobodno – naporowej rozwiązuje następujące równanie różniczkowe, określane na obszarze ograniczonym brzegami o zdefiniowanym położeniu i charakterze:

$$\frac{\delta}{\delta x} \left(T \frac{\delta H}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(T \frac{\delta H}{\delta y} \right) + q = 0,$$

gdzie:

$$T = f(x, yH) = [H(x, y) - Zs(x, y)] \cdot K(x, y),$$

$H = H(x, y)$ – położenie zwierciadła wody,

$Zs(x, y)$ – położenie spągu warstwy wodonośnej,

$K(x, y)$ – współczynnik filtracji,

$q = q(x, y)$ – funkcje zasilania ze źródeł zewnętrznych,

Dla pola filtracji zdyskretyzowanego blokami o wymiarach $\Delta x, \Delta y$, o liczbie „n” otrzymuje się układ równań, który można zapisać w postaci układu macierzowego w postaci:

$$TH + Q = 0$$

T – macierz przewodności,

H – wektor kolumnowy położenia zwierciadła wody,

Q – wektor kolumnowy zasilania zewnętrznego.

Warunki brzegowe I rodzaju reprezentowane są przez stałe H, w blokach zaś II rodzaju przez wydatki zasilania lub drenażu. Warunek brzegowy III rodzaju, reprezentujący ciek, zbiornik wodny oparty jest o obliczenie wydatku $Q_z = f(H, H_g, TRP)$, gdzie:

H – stan wód w warstwie wodonośnej,

H_g – stan wód w cieku,

TRP – przewodność pionowa.

$$\text{Wielkość TRP} = \left(\frac{F}{\Delta x \cdot \Delta y} \right) \cdot \frac{k'}{m'} \left(\frac{1}{t} \right),$$

gdzie:

F – powierzchnia filtracji cieku w obrębie bloku obliczeniowego,

$(\Delta x, \Delta y)$ – pole bloku obliczeniowego,

k' – współczynnik filtracji warstwy słabo przepuszczalnej,

m' – miąższość warstwy słabo przepuszczalnej.

Model matematyczny dla filtracji nieustalonej zbudowano przy pomocy programu EP2H z biblioteki HYDRYLIB dla siatki dyskretyzacyjnej kwadratowej. Wymagał on w stosunku do modelu stacjonarnego uwzględnienia tablic dodatkowych parametrów jak: μ – współczynnik odsączalności, S – współczynnik zasobności sprężystej, gl – głębokość cieków oraz typów zmian dla warunków brzegowych.

Blok programowy EPD rozwiązuje następujące równanie różniczkowe, określone na obszarze ograniczonym brzegami o zdefiniowanym położeniu i charakterze:

$$\frac{\delta}{\delta x} \left(B_x \frac{\delta H}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(B_y \frac{\delta H}{\delta y} \right) + q = A \frac{\delta H}{\delta t}$$

gdzie:

A, B_x , B_y – współczynniki lub funkcje zależne od parametrów hydrogeologicznych obszaru,

$q(x, y, t)$ – funkcja zasilania ze źródeł zewnętrznych,

$H(x, y, t)$ – położenie zwierciadła wody.

Gdy występują jednocześnie warunki zwierciadła swobodnego i naporowego wówczas współczynnik B w zależności od warunków jest określony funkcją dla:

warunków zwierciadła swobodnego ($H \leq z_t$)

$$B = K(x, y) [H(x, y, t) - z_s(x, y) = T(x, y, t),$$

warunków naporowych ($H > z_t$)

$$B = K(x, y) [z_t(x, y) - z_s(x, y) = T(x, y),$$

Współczynnik A jest obliczany jako funkcja aktualnego zwierciadła wody (swobodne – naporowe):

$$A = M_i \left[1 - \frac{2}{\pi} \arctg \alpha(H - z_t) \right] / 2 + [1 + \text{SNGN}(1; H - z_t)] * S/2$$

gdzie:

T – przewodność warstwy,

M_i – współczynnik odsączalności,

S – współczynnik zasobności sprężystej,

z_t – rzędna stropu warstwy wodonośnej,

z_s – rzędna spągu warstwy wodonośnej,

k – współczynnik filtracji,

α – współczynnik przejścia z warunków naporowych na warunki zwierciadła swobodnego

Jeśli $H - z_t \gg 0$ to $A \longrightarrow S$, jeśli $H - z_t \ll 0$ to $A \longrightarrow M_i$

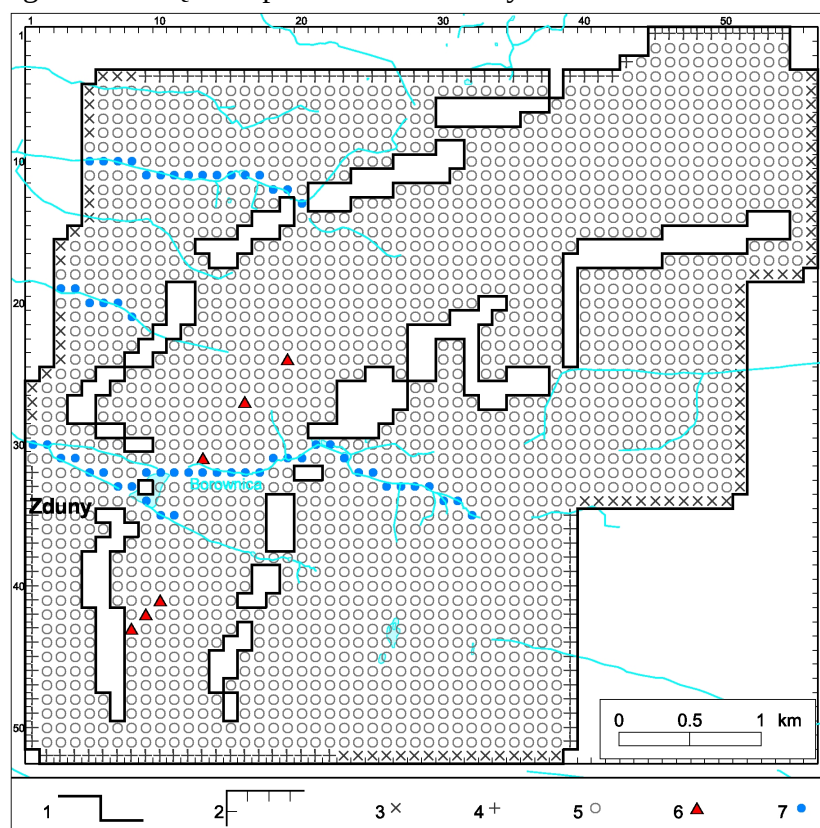
W zależności od aktualnego położenia zwierciadła wody w części obszaru, program EPD rozwiązuje równania dla warunków mieszanych, tj.:

$$\frac{\delta}{\delta x} \left[T(x, y, t) \frac{\delta H}{\delta x} \right] + \frac{\delta}{\delta y} \left[T(x, y, t) \frac{\delta H}{\delta y} \right] + q = A \frac{\delta H}{\delta t}, \text{ gdy } H \leq z_t$$

$$\text{i } \frac{\delta}{\delta x} \left[T(x, y) \frac{\delta H}{\delta x} \right] + \frac{\delta}{\delta y} \left[T(x, y) \frac{\delta H}{\delta y} \right] + q = A \frac{\delta H}{\delta t}, \text{ gdy } H > z_t$$

Ze względu na zależność parametrów T i A od czasu, powyższe równania posiadają charakter nieliniowy. Są one rozwiązywane poprzez ich linearyzację dla krótkich odcinków czasowych.

Podział na bloki obliczeniowe modelu – zarys siatki dyskretyzacyjnej i przyjęte warunki brzegowe rozwiązania przedstawiono na rys. 8.16.



Rys. 8.16. Mapa warunków brzegowych modelu matematycznego

Objaśnienia: 1 - granica badań modelowych, 2 - zarys siatki dyskretyzacyjnej modelu; warunki brzegowe: 3 - I rodzaju (1010) – symulujące dopływy lub odpływy wód z obszaru, 4 - I rodzaju (2010) - symulujące dopływy lub odpływy wód z obszaru przy zmianach zwierciadła wody w trakcie procesu obliczeniowego, 5 - II rodzaju - symulujące zasilanie infiltracyjne, 6 - II rodzaju – symulujące ujęcia wód podziemnych, 7 - III rodzaju

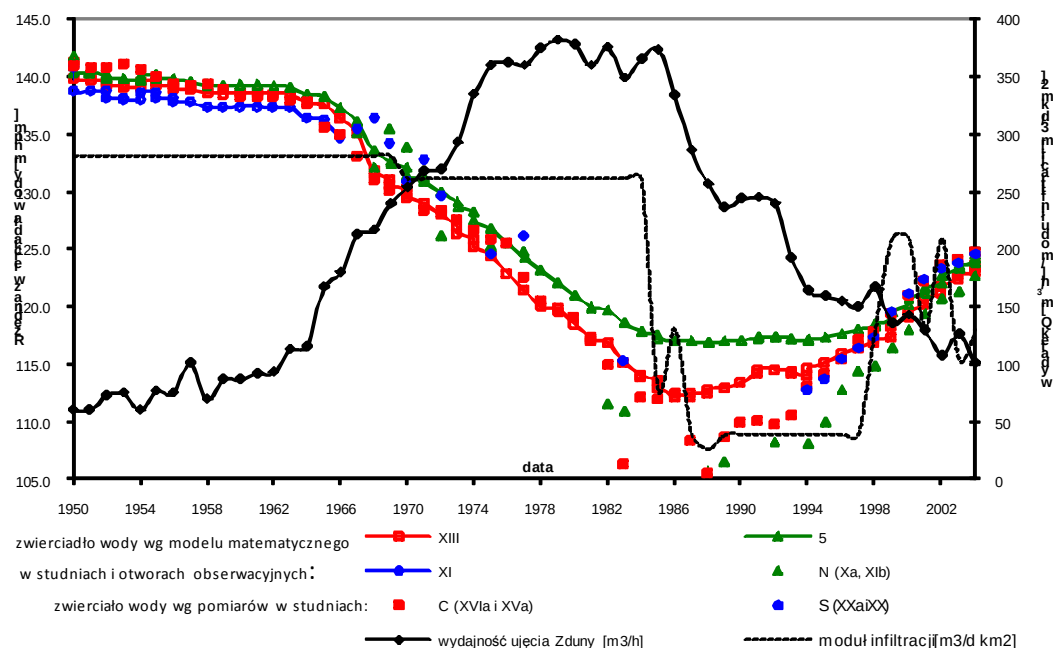
Warunki brzegowe modelu i parametry hydrogeologiczne

Warstwę wodonośną odwzorowano na modelu warunkami brzegowymi:

I rodzaju – $H = \text{const}$ (typ 1010) zadawano na strumieniach wód podziemnych dopływających – odpływających,

I rodzaju (typ 2010) – przy zmieniających się wartościach H w trakcie procesu obliczeń, zmiany odbywają się według sposobu określonego w tablicy typów zmian H (zastosowano 0 przy filtracji nieustalanej

- wartość zmiany ΔH oblicza się względem sąsiedniego bloku obliczeniowego z opóźnieniem 1 kroku czasowego),
 - II rodzaju (typ 2) – odwzorujące wielkości zasilania infiltracyjnego przy stałej wartości Q ,
 - II rodzaju (typ 22) – odwzorujące wielkości eksploatacji wód podziemnych,
 - III rodzaju – obrazujące związki cieków z warstwą wodonośną.
- Granice modelowanej warstwy są granicami umownymi na strumieniach wód podziemnych.



Rys. 8.17 Wykresy obrazujące na modelu zalegania zwierciadła wody w otworach obserwacyjnych ujęcia Zduny przy jego eksploatacji w latach 1950 – 2002 wraz z ustalonym modułem infiltracji opadów w tym okresie (wielkości uśrednione w miesiącach)

Parametry hydrogeologiczne modelu. W rozwiązaniu numerycznym parametry modelu przedstawiały się w sposób następujący:

- współczynnik filtracji - $0,06 \div 1,83$ m/h; przy wartości średniej 0,68 m/h,
- spąg warstwy wodonośnej – $55,4 \div 153,0$ m n.p.m.,
- strop warstwy wodonośnej – $84,7 \div 166,7$ m n.p.m.,
- infiltracja efektywna – $0,12 \div 18,6$ m³/h km²; przy wartości średniej 11,7 m³/h km² zadawana na bloki o pow. 10 000 m² (tablica tarowana),
- przewodność – $0,03 \div 79,7$ m²/h (tablica obliczana),
- miąższość warstwy wodonośnej – $0,06 \div 78,7$ m; przy wartości średniej 21,1 m (tablica obliczana).

Borownica i pozostałe ciek i rowy w obszarze badań zostały odwzorowane warunkami III rodzaju przy zadanych rzędnych zwierciadła wody 129,0 m n.p.m. – 162,0 m n.p.m. (dla Borownicy 132,5 – 162,0 m n.p.m.).

Wielkości przewodności pionowej między ciekami a warstwą wodonośną były tarowane. Zawierają się one w przedziale $1,0 \cdot 10^{-4} \div 4,0 \cdot 10^{-4}$ 1/h.

Wielkości innych parametrów w modelu dla warunków filtracji nieustalonej wyniosła: współczynnik odsączalności 0,18 – 0,20, współczynnik zasobności sprężystej 0,0024, głębokość cieków 0,1 – 0,4 m.

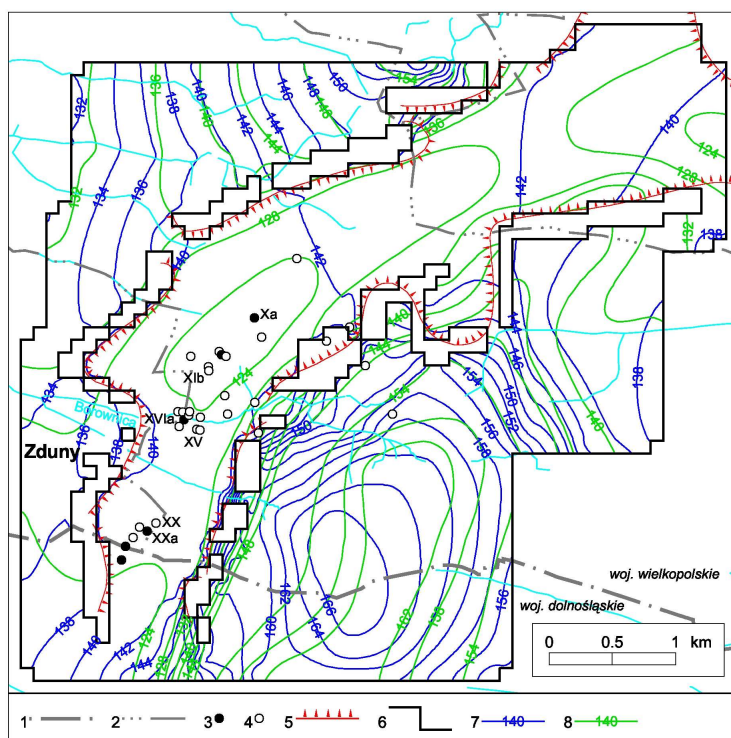
Stacjonarny model warunków krążenia wód na stan „naturalny” - początkowy

Podstawą do budowy modelu hydrodynamicznego badanego obszaru było rozpoznanie hydrogeologiczne wykonane w postaci map: hydroizohips, spągu i stropu warstwy oraz współczynnika filtracji poziomu wodonośnego. Model krążenia wód dla warunków „naturalnych” uzyskano w procesie tarowania warunków brzegowych i infiltracyjnych warstwy wodonośnej, tak aby uzyskać założoną zgodność z modelem stanu hydrodynamicznego bez eksploatacji ujęcia, wg danych hydrogeologicznych sprzed 1950 r. i późniejszych z terenów nie objętych wpływem eksploatacji. W trakcie tarowania korygowano wartości współczynnika filtracji i spągu w terenach nierozpoznanych i słabo rozpoznanych oraz ustalano wartość infiltracji efektywnej opadów dla stanu hydrodynamicznego obszaru badań sprzed rozpoczęcia eksploatacji ujęcia Zduny.

Rozkład ciśnień uzyskany na modelu w formie hydroizohips, zbliżony do mapy wyjściowej stanu początkowego, przedstawiono na rys. 8.18. Można je traktować jako stan średni zbliżony do naturalnego, Stan ten przyjęto jako warunek początkowy do symulacji eksploatacji ujęcia „Zduny” w okresie jego eksploatacji od 1950 do 2004 roku. Poniżej w zestawieniu przedstawiono bilans krążenia wód podziemnych w całym obszarze modelowanym dla przyjętego stanu „naturalnego” :

Przychody:		Rozchody:	
infiltracja	271,6 m ³ /h	eksploatacja:	—
dopływ boczny:	421,1 m ³ /h	odpływ boczny:	611,2 m ³ /h
zasilanie z cieków:	16,2 m ³ /h	drenaż cieków:	97,7 m ³ /h
Razem:	708,9 m³/h	Razem:	708,9 m³/h

Moduł infiltracji efektywnej dla stanu „naturalnego” uzyskany na modelu stacjonarnym wyniósł 11,67 m³/h km², a dla bloków z udziałem zasilania z infiltracji wody z cieków—12,37 m³/h km².



Rys. 8.18. Mapa hydrogeologiczna rejonu ujęcia "Zduny"

Objaśnienia: 1 - granice województw, 2 - granice gmin, 3 - czynne studnie ujęcia (Xa-obszernowane), 4 - inne studnie ujęcia (Xlb-obszernacyjne), 5 - granica struktury doliny kopalnej wg badań, geofizycznych, 6 - granica badań modelowych, 7 - hydroizohipsy stanu z 1950 r. (przy $Q=60\text{m}^3/\text{h}$) wg odwzorowania modelowego, 8 - hydroizohipsy stanu z 2004 r. (przy $Q=101\text{m}^3/\text{h}$) wg odwzorowania modelowego

Symulacje eksploatacji ujęcia na modelu w warunkach filtracji nieustalonej

Jak już powyżej w opisie przedstawiono warunki początkowe rozwiązania modelowego w warunkach filtracji nieustalonej stanowił model stanów „naturalnych” na rok 1950 uzyskany na modelu stacjonarnym. Symulację zmian zasilania opadowego w obszarze modelowym w latach 1950 – 2004 realizowano w cyklach rocznych w nawiązaniu do średniej wydajności rocznej i uśrednionego zalegania zwierciadła wody na ujęciu w danym roku, wykonując szereg symulacji optymalizacyjnych. Przy tym dla okresu każdego roku korygowano wielkości wydatku ujęcia w nawiązaniu do studni w sektorach ujęcia. Zoptymalizowany model warunków krążenia wód w danym roku stawał się podstawą prognozy eksploatacji ujęcia w kolejnym roku.

Efektom symulacji modelowej były uzyskiwane wysokości zwierciadła wody w poszczególnych symulacjach czasowych z bilansem zasilania i drenażu. Rozkład wytarowanej infiltracji efektywnej na obszarze modelu o powierzchni 23,27 km² był zmienny w zależności od warunków hydrometeorologicznych w poszczególnych latach (rys. 8.17) i kształtował się od 271,6 m³/h (1950 r.) i 252,8 m³/h (2004 r.) w latach mokrych do najmniejszych wartości 37,9 m³/h w latach suszy hydrologicznej 1989 – 1993. Średnio infiltracja w okresie 1950 – 2004 r. wyniosła 198,5 m³/h, tj. 8,5 m³/h km². Wykresy rzędnych zalegania rejonowego zwierciadła wody na ujęciu „Zduny” według wykonanej prognozy modelowej eksploatacji i według pomiarów w latach 1950 – 2004 – przedstawiono na rys. 8.17. Porównanie wykresów z symulacji modelowej z wykresami pomiarowymi wykazuje ich dużą zgodność, nie przekraczającą zmian sezonowych w roku. W okresie stałego wzrostu eksploatacji (do 1979 r.), a także później do lat dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku, następowało systematyczne obniżanie się rejonowego zwierciadła wody w obszarze doliny kopalnej (do rzędnych 105,0 – 108,0 m n.p.m.) co spowodowało zerwanie więzi hydraulicznej ze zwierciadłem wody na sąsiednich obszarach zasilania poza krawędziami doliny kopalnej. Znacznie ograniczyło to dopływy wód do ujęcia i spowodowało pogorszenie się warunków eksploatacji (na modelu odwzorowano to przez wprowadzenie w granice modelu bloków nieaktywnych – symulujących brak warstwy wodonośnej – rys. 8.16). Zastosowane warunki I rodzaju (2010) symulujące zmiany zwierciadła wody na brzegu modelu w trakcie procesu obliczeniowego, pozwoliły znacznie dokładniej odwzorować obniżające się zwierciadło wody wskutek rozwoju leja depresyjnego dochodzącego do granic modelu jak również od strony wschodniej odwzorowanie oddziaływania sąsiedniego ujęcia „Smoszew”, włączonego do eksploatacji od 1988 r. Otrzymany z symulacji modelowej stan na 2004 r. jest zbliżony do pomiarów na ujęciu w tym okresie – rys. 8.18.

Analiza bilansu zasilania ujęcia w latach 1950 – 2004

Według rozpoznania hydrogeologicznego rejonu ujęcia i badań modelowych - jego zasilanie w okresie 1950 – 2000 r. kształtowały następujące czynniki:

- 1) zasilanie infiltracyjne opadów w obszarze zlewni Borownicy, jej części objętej lejem depresyjnym wywołanym eksploatacją ujęcia,
- 2) szczyptywanie zasobów statycznych zmagazynowanych w warstwach wodonośnych w wyniku obniżania się zwierciadła wody pod wpływem eksploatacji ujęcia,
- 3) okresowe zasilanie wodami powierzchniowymi Borownicy i jej dopływów, głównie w okresach półrocza zimowego i latach mokrych.

Ten trzeci czynnik zasilania, z uwagi na lokalne i okresowe oddziaływanie i zarazem o najmniejszym znaczeniu, nie odzwierciedla się na sporządzonych wykresach stanów zwierciadła wody na ujęciu, mimo, że jego udział był obliczony i wynosił w poszczególnych latach od 0 do 138 m³/h.

Sczerpywanie zasobów zmagazynowanych wód odgrywało istotną rolę w zasilaniu ujęcia po 1964 r., kiedy to zwiększono w sposób istotny pobór wody (do 360 m³/h w 1975 r.), powodując szybkie obniżanie zwierciadła wody w eksploatowanej strukturze do 1975 r., i później zwłaszcza do 1987 r., przy już zrównoważonym wydatku ujęcia 360 – 387 m³/h w latach 1975 – 1986 i po jego zmniejszeniu do 1988 r. Objawiało się to dalszym obniżaniem się zwierciadła wody w okresie 2 – 3 lat mimo ustabilizowania się wydatku ujęcia i było efektem bezwładności systemu hydrogeologicznego. Ciągły zmienny udział tego elementu bilansowego w postaci sczerpywania zasobów statycznych w wydatku ujęcia był możliwy do ustalenia tylko na modelu filtracji nieustalonej.

Blizsza analiza wykresów położenia zwierciadła wody i symulacji wydajności ujęcia wykazuje, że do 1964 r. eksploatowane ujęcie wody w rejonie centralnym było zasilane ze strumieni wód podziemnych kształtujących się w obrębie leja depresyjnego, bazujących głównie na zasilaniu opadowym, i gdzie przyrost wydatku ujęcia równoważony był rozwojem obszaru leja depresyjnego poprzez proporcjonalny przyrost depresji.

Przy zwiększeniu się wydatku ujęcia w latach 1965 – 1971 ze 115,0 m³/h do 213,0 m³/h zasilanie ujęcia z zasobów statycznych zmagazynowanych w obszarze leja depresji można szacować minimum na 21%, tj. 24,5 – 44,7 m³/h. Zwiększony wydatek ujęcia w dalszych latach z ok. 270,0 m³/h do 360,0 m³/h realizował się głównie z dalszych zasobów statycznych, zmagazynowanych w obrębie struktury hydrogeologicznej, przy radykalnym zmniejszeniu zasilania infiltracyjnego do 2 m³/h km² w roku 1988, co spowodowało obniżenie się zwierciadła wody średnio o 20,0 m w obserwowanych sektorach, z ok. 130,0 – 133,0 m n.p.m. do ok. 107,0 – 112,0 m n.p.m. w latach 1983 – 1988.

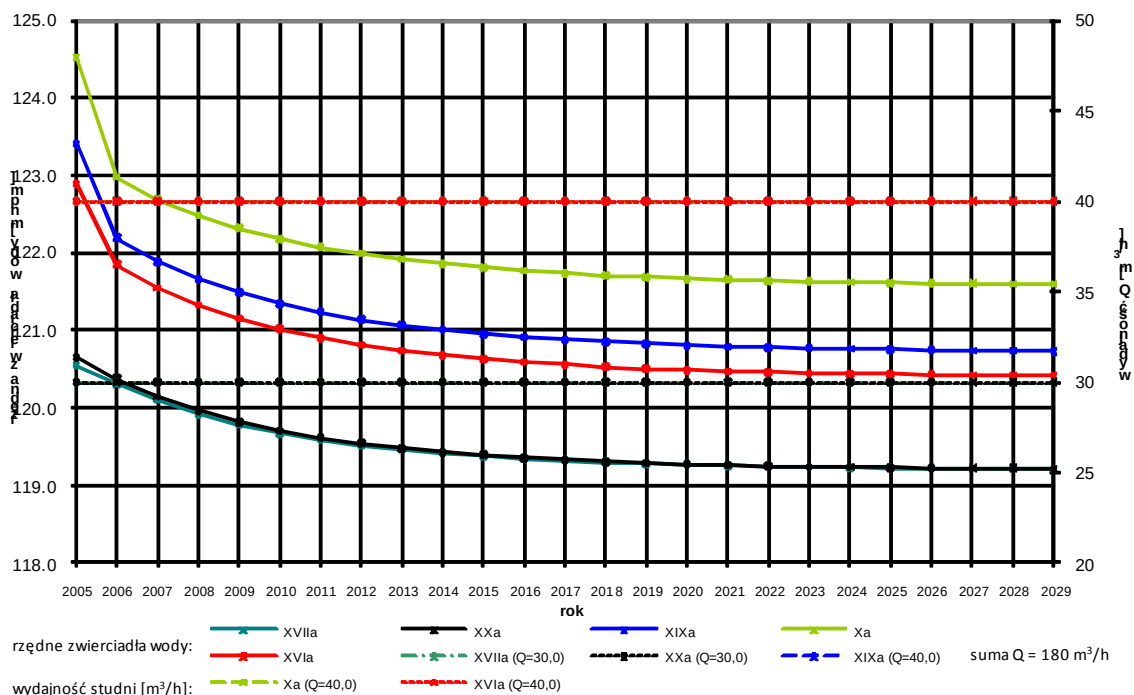
Obniżenie wydatku ujęcia w latach 1986 – 1989 do wielkości ok. 240,0 m³/h spowodowało w latach 1989 – 1992 niewielkie powstrzymanie tendencji obniżania się zwierciadła wody na ujęciu i nawet niewielkie jego podniesienie oraz stabilizację w latach 1990 – 1992 na poziomie 108,0 – 110,0 m w rejonach C i N. Należy przyjąć, że w tym okresie ujęcie było zasilane: z infiltracji opadów w bardzo niskiej wielkości 1,6 – 2 m³/h km², z dopływu dynamicznego z rozległego leja depresyjnego przekraczającego zlewnię Borownicy (prawdopodobnie ok. 20,0 km²) oraz ze sczerpywania zasobów statycznych zmagazynowanych na tym obszarze.

Radykalne zmniejszenie wydatku ujęcia do ok. 160,0 m³/h w latach 1992 – 1994 spowodowało wyraźną tendencję do powrotu zwierciadła do rzędnej ok. 114,0 m n.p.m. w rejonie N i ok. 117,0 – 118,0 m n.p.m. w rejonie C i S, mimo dalszego trwania niskiej odnawialności systemu spowodowanego cyklem lat suchych jak i głębokością zalegania zwierciadła wody. Dalsze zmniejszanie wydatku ujęcia w latach 1999 – 2004 do ok. 101,0 m³/h w 2004 r. utrzymało tendencję podnoszenia się zwierciadła wody we wszystkich rejonach ujęcia do wysokości 122,6 m n.p.m. w rejonie N i 124,6 m n.p.m. w rejonie C i S. Podnoszenie się zwierciadła wody w strukturze wodonośnej zostało wywołane zwiększeniem się zasilania opadowego do 10 m³/h km² w 2002 r., poprzez magazynowanie się wód w obrębie leja w wyniku dopływu dynamicznego przekraczającego pobór wody na ujęciu. Szczegółowe dane z monitoringu ujęcia od 1992 r. pozwoliły już dokładnie określić zmienność zasilania infiltracyjnego ujęcia.

Prognoza optymalnej wielkości eksploatacji

Wybierając optymalną wielkość eksploatacji wykonano symulacje poboru dla okresu 25 lat (2005 – 2029 r.) dla wydajności: 101,0; 125,0; 150,0; 160,0; 170,0; 180,0; 200,0 m³/h.

Po analizie uzyskanych, wyników biorących pod uwagę również jakość wody, ostatecznie wybrano jako optymalny wariant eksploatację ujęcia „Zduny” z wydajnością 180,0 m³/h (rys. 8.19. i 8.20), przy rzędnych rejonowych na ujęciu w części północnej 120,7 – 121,6 m n.p.m. i depresjach rejonowych 19,9 – 20,5 m, w części centralnej 120,4 m n.p.m. i depresji rejonowej 20,0 m oraz w części południowej 119,2 m n.p.m. i depresji rejonowej 21,5 – 21,6 m. Uzyskane rzędne obniżenia spełniają kryterium przyjętego obniżenia na ujęciu 118,0 m n.p.m. (rejon południowy) – 120,0 m n.p.m. (rejon centralny i północny). Przy tej globalnej eksploatacji studnie mogą posiadać wydatki równe 30,0 – 40,0 m³/h.



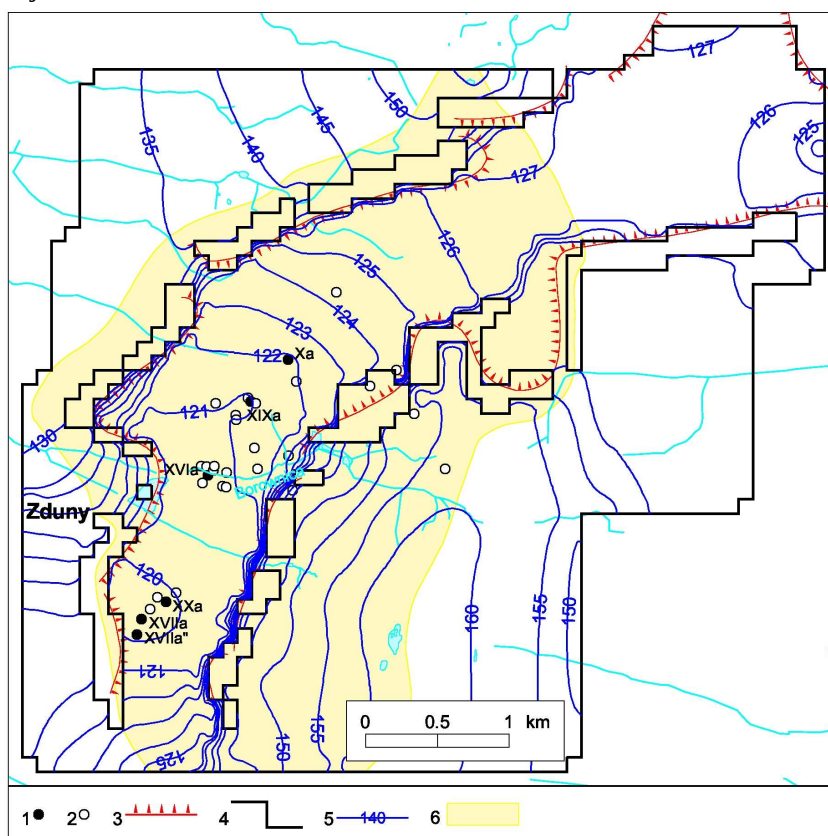
Rys. 8.19 Wykresy rzędnych zalegania zwierciadła wody na ujęciu komunalnym „Zduny” przy prognozie jego eksploatacji z wydatkiem $Q = 180 \text{ m}^3/\text{h}$

Interpretacja wyników badań modelowych

Sporządzony model matematyczny warunków krążenia wód rejonu Zdun w układzie stacjonarnym na stan „naturalny” posiadał ograniczoną wiarygodność, z uwagi na skąpą ilość danych o położeniu zwierciadła wody sprzed 1950 r. i przy wykorzystaniu danych hydrogeologicznych z okresu późniejszego. Jego wiarygodność została sprawdzona poprzez eksploatację ujęcia w 1964 r. jak i z późniejszego odwzorowania na modelu niestacjonarnym zmiennej eksploatacji ujęcia od 1950 r. do 2004 r. Wynika z niej, że model ten odwzorowywał dość wiernie układy krążenia wód w warstwach górnych zarówno w obrębie struktury doliny kopalnej jak i poza nią, gdy istniała jeszcze pełna więź hydrauliczna między wszystkimi warstwami do 1964 r. W okresie późniejszym, gdy zwiększona eksploatacja spowodowała obniżanie zwierciadła wody w obszarze przyległym i osuszenie dużej części poziomów wodonośnych w stropie struktury doliny kopalnej, jak i poza nią - model ten stracił wiarygodność. Brak było szczegółowych danych o zaleganiu spągu poziomu.

Model rejonu ujęcia Zduny dla warunków filtracji nieustalonej poprzez odwzorowanie wieloletniej eksploatacji ujęcia, uwzględniający zmienność poboru wód przy zmiennym zasilaniu oraz współdziałanie z ujęciem Smoszew, uznano za

posiadający wysoki stopień wiarygodności, co dokumentują sporządzone wykresy zmian stanów wód na ujęciu z modelu i porównanie ich z pomiarami terenowymi dla wydatku z lat 1950 – 2004 – rys. 8.17. Otrzymane wyniki badań modelowych stały się podstawą dla wykonania wiarygodnej prognozy eksploatacji ujęcia na następne 25 lat z wybraną optymalną wydajnością ujęcia $Q = 180,0 \text{ m}^3/\text{h}$. Wielkość ta jest według badań modelowych graniczną wartością możliwości eksploatacji ujęcia w strukturze doliny kopalnej w rejonie Zduny.



Rys. 8.20. Mapa prognostyczna - odwzorowanie modelowe eksploatacji ujęcia Zduny przy $Q = 180 \text{ m}^3/\text{h}$

Objaśnienia: 1 - czynne studnie ujęcia (Xa-observed), 2 - inne studnie ujęcia (XIb-observed), 3 - granica struktury doliny kopalnej wg badań geofizycznych, 4 - granica badań modelowych, 5 - hydroizohipsy (odwzorowanie modelowe optymalnej eksploatacji ujęcia Zduny przy $Q=180 \text{ m}^3/\text{h}$), 6 - obszar zasobowy ujęcia Zduny

Literatura uzupełniająca

Dąbrowski S., Hercka A., Rynarzewski W. i in., 2005 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych z utworów czwartorzędowych ujęcia „Zduny”. Hydroconsult Sp. z o.o. Poznań.

8.7 Model współdziałania ujęć w zlewni hydrologicznej Żabnica-Breń – Ryszard Kulma, Robert Zdechlik

Przykład został zaczerpnięty z „Dokumentacji hydrogeologicznej zasobów wód podziemnych Zapadliska Przedkarpacciego w dorzeczu rzek Żabnica-Breń”, wykonanej w 1994 roku przez Irenę Józefko wraz z zespołem z Przedsiębiorstwa Geologicznego S.A. w Krakowie. Opracowanie modelu warunków hydrogeologicznych i wykonanie badań symulacyjnych (z wykorzystaniem programu SP z biblioteki Hydrylib) powierzono zespołowi pracowników Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie, w składzie: Andrzej Szczepański, Andrzej Haładus i Ryszard Kulma. Głównym celem

badani modelowych było wykazanie, czy eksploatacja wszystkich istniejących, częściowo nieczynnych ujęć wód podziemnych oraz planowane zwiększenie poboru wody do ilości odpowiadającej zatwierdzonym zasobom eksploatacyjnym, nie zaburzy równowagi stosunków wodnych w obszarze rozpatrywanego dorzecza. W późniejszym czasie model został przez Roberta Zdechlika przetransponowany do programu Processing Modflow, działającego w systemie operacyjnym Windows.

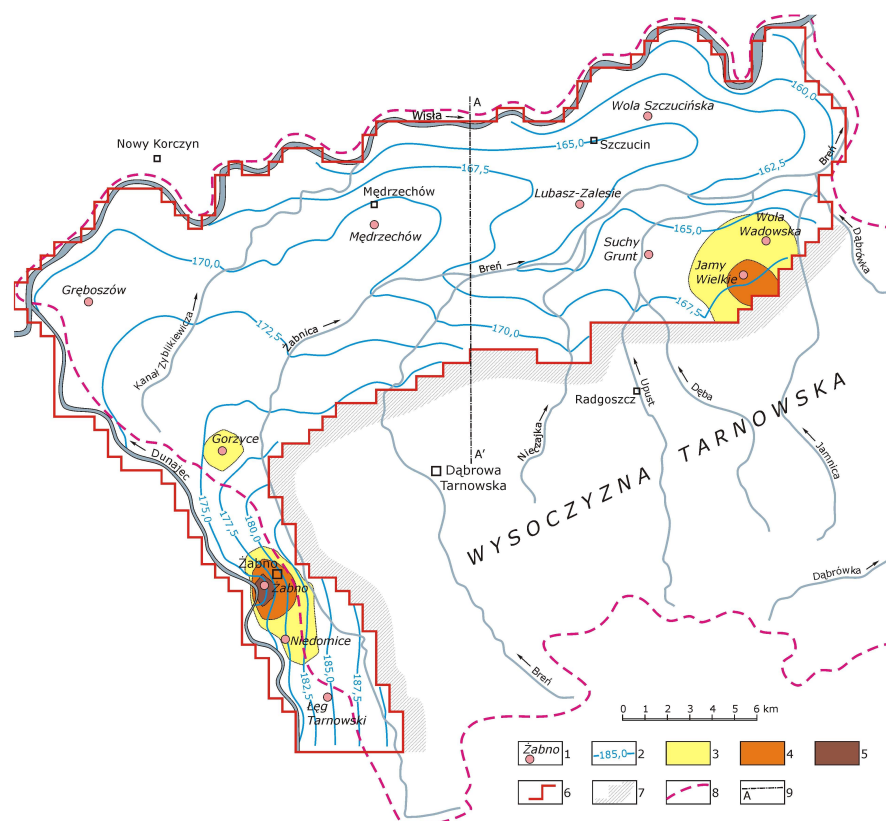
Uwarunkowania geomorfologiczno – hydrograficzne.

Obszar objęty pracami badawczymi w całości znajduje się w obrębie Zapadliska Przedkarpackiego (Podkarpacie Północne) i obejmuje środkową część Niziny Nadwiślańskiej. Od strony południowej graniczy z Płaskowyżem Tarnowskim, a oba te mezoregiony wchodzi w skład makroregionu Kotliny Sandomierskiej (Kondracki, 2000). Dolinę wypełniają czwartorzędowe osady rzeczne przyjmujące formę niskiego tarasu zalewowego oraz wyższych tarasów piaszczystych z wydrami i pokrywą lessową. Powierzchnia terenu występuje na wysokościach od 165 do 180 m n.p.m.

Istniejące formy morfologiczne ukształtowały w dużym stopniu układ hydrograficzny, którego zasadniczym elementem jest Wisła wraz z prawobrzeżnymi dopływami: Dunajcem i Brniem. Liczne są także dopływy Brnia, wszystkie mające swój początek na Płaskowyżu Tarnowskim: Rybnica, Smęgorzówka, Nieczajka, Upust z Dębą oraz Jamnica z Dąbrówką (rys. 8.21). Sieć rzeczną na obszarze doliny Wisły uzupełniają Wiślina, Kanał Zyblikiewicza oraz Żabnica (łącząca się z Brniem) wraz jej dopływami: Żymanką, Wielopolką i Oleśniczanką. W układzie hydrograficznym uwidacznia się także znacząca rola wielu mniejszych potoków nie posiadających swoich nazw własnych.

Model hydrogeologiczny.

Poziom wodonośny o znaczeniu użytkowym związany jest z osadami czwartorzędowymi. Jego zasilanie odbywa się głównie na drodze infiltracji opadów atmosferycznych, a zwierciadło wody, w zdecydowanej przewadze, ma charakter swobodny. Utwory porowe o dobrej przepuszczalności występują w obrębie dolin rzecznych Wisły i Dunajca, stanowiących północną i zachodnią część obszaru zlewni Żabnica-Breń (rys. 8.21). Pozostałe obszary, przynależne do Płaskowyżu Tarnowskiego, cechują się utworami o słabej przepuszczalności lub brakiem warstwy wodonośnej.



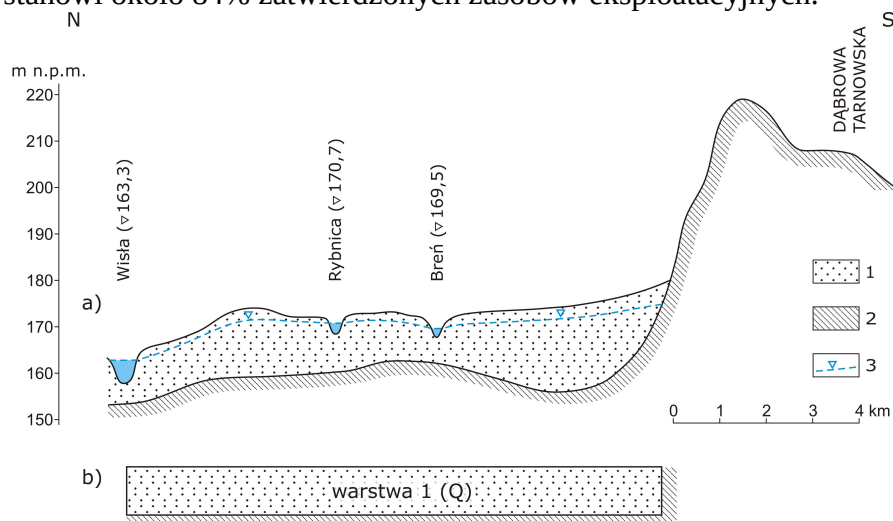
Rys. 8.21. Obszar filtracji objęty modelem hydrogeologicznym wraz z lokalizacją głównych ujęć wód podziemnych

Objaśnienia: 1 – ujęcie wód podziemnych i jego nazwa, 2 – hydroizohipsy czwartorzędowego piętra wodonośnego, w m n.p.m.(etap weryfikacji modelu hydrogeologicznego), 3, 4, 5 – obszar oddziaływania ujęć o depresji przekraczającej 0,5 m (3), 1,0 (4) i 2,5 m (5), 6 – granica obszaru filtracji objętego badaniami modelowymi, 7 – schematyczny zasięg obszaru pozbawionego warstwy wodonośnej, 8 – granica zlewni hydrologicznej Żabnica-Breń, 9 – linia przekroju hydrogeologicznego.

Fundamentalną rolę w różnicowaniu obszaru filtracji spełnia wysokość położenia i morfologia ilastych osadów miocenu występujących w podłożu (rys. 8.22). Na obszarze dolinnym nieprzepuszczalna powierzchnia podczwartorzędowa zalega zwykle na wysokości 160–165 m n.p.m. Wyraźne deniwelacje tej powierzchni pozwalają na wyodrębnienie dwóch struktur kopalnych. Pierwsza, słabiej zaznaczająca się „rynna północna”, przebiega wzdłuż współczesnego koryta Wisły. W pobliżu miejscowości Karsy, Borusowa i Strojców sięga poziomu 154 m n.p.m. Oznacza to, że jej głębokość w stosunku do powierzchni terenu dochodzi do 16 m. Druga struktura kopalna, leżąca bardziej na południe, zwana „rynna Brnia”, jest nieco głębsza (jej dno występuje na rzędnej około 149 m n.p.m.) i wypełniona utworami piaszczysto-żwirowymi o miąższości do 24 m. Występuje w obrębie miejscowości Gorzyce, Podborze, Lubasz-Zalesie, Jamy Wielkie i dalej poza granicami badanego obszaru w okolicach Wampierzowa i Kawęczyna. Na odcinku doliny Wisły pomiędzy ujściami Dunajca i Wisłoki obie struktury kopalne dzieli Garb Szczuciński. Z morfologiczną wyniosłością stropu iłów miocennskich związany jest również cały obszar Płaskowyżu Tarnobrzegskiego.

Liczne ciekі powierzchniowe występujące w obrębie zlewni Żabnica-Breń mają na ogół charakter drenujący, zwłaszcza w ich dolnych odcinkach. Kontakt wód powierzchniowych z podziemnymi jest na ogół bezpośredni — w przypadku większych cieków, lub nieco utrudniony — w pozostałych rzekach i rowach. Rolę drenażu wód podziemnych spełniają również istniejące ujęcia studzienne. Większe z nich (tabela 8.4), o zasobach eksploatacyjnych powyżej 1000 m³/d, zlokalizowane są w

miejsowościach: Gręboszów, Mędrzechów, Szczucin, Wola Szczucińska, Lubasz–Zalesie, Suchy Grunt, Wola Wadowska, Jamy Wielkie, Gorzyce, Żabno, Niedomice i Łęg Tarnowski. Sumaryczny pobór wody z tych ujęć dochodzi do 41000 m³/d, co stanowi około 84% zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych.



Rys. 8.22. Przekrój hydrogeologiczny przez dolinę Wisły w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (a) i jego odwzorowanie na jednowarstwowym modelu (b)

Objaśnienia: 1 – utwory wodonośne, 2 – utwory izolujące, 3 – zwierciadło wód podziemnych piętra czwartorzędowego

Tabela 8.4. Wydajności głównych ujęć wód podziemnych realizowane w badaniach na modelu hydrogeologicznym zlewni Żabnica–Breń

Lokalizacja	Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne [m ³ /d]	Liczba studni ujęcia	Wydajność studni [m ³ /d]	
			na etapie weryfikacji modelu	na etapie obliczeń prognostycznych
Gręboszów	1920	6	—	1920
Mędrzechów	5892	6	—	3400
Wola Szczucińska	2290	6	—	1884
Lubasz–Zalesie	5400	5	—	5400
Suchy Grunt	4214	5	—	3718
Wola Wadowska	2131	2	—	2131
Jamy Wielkie	3792	3	1241	2900
Gorzyce	2419	3	960	2419
Żabno	696	4	4500	4600
Łęg Tarnowski	6040	6	260	4920
Pozostałe ujęcia	7669	23	560	7799
Σ=	48727	69	7521	41091

Wyniki próbnych pompowań studni tworzących ujęcia wód podziemnych wskazują, że największe wartości współczynnika filtracji przekraczają 30 m/d, natomiast maksymalne wydajności z pojedynczego otworu studziennego dochodzą do 1200 m³/d.

Obszar objęty modelem hydrogeologicznym ma w przewadze charakter rolniczy, co decyduje o niewielkim wykorzystaniu zasobów wód podziemnych. Są one eksploatowane głównie na potrzeby miast i gmin Żabno (ok. 19 tys. mieszkańców) i Szczucin (ok. 14 tys. mieszkańców).

Model matematyczny.

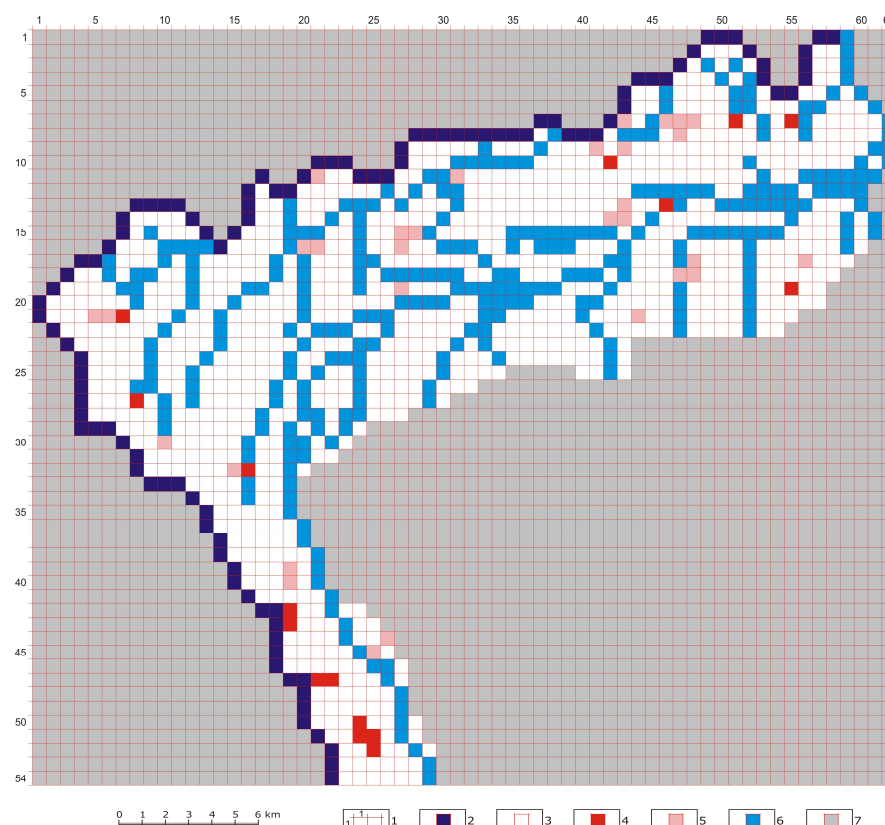
Obliczenia symulacyjne wykonane zostały na modelu jednowarstwowym dla ustalonych warunków filtracji. Badaniami objęto obszar około 460 km², podzielony na 1281 bloków obliczeniowych zawierających się w 54 wierszach i 62 kolumnach (rys. 8.23). Siatkę podziału tworzą bloki kwadratowe o boku $\Delta x = 600$ m. Zewnętrzne granice modelu odzwierciedlają naturalny przebieg głównych rzek, tj. Wisły (od strony północnej), Dunajca (od strony zachodniej), Brnia i potoku Zgórskiego (od strony wschodniej), a także krawędzi Płaskowyżu Tarnowskiego (od strony południowej i południowo-wschodniej). Liczne rzeki, potoki i rowy melioracyjne występujące w obrębie modelowanego obszaru stanowiły najczęściej wewnętrzne warunki brzegowe. Taką samą rolę spełniały w rozwiązaniu modelowym ujęcia wód podziemnych.

Symulacja warunków brzegowych (rys. 8.23) wymagała przeznaczenia na ten cel odpowiedniej ilości bloków obliczeniowych. W większości bloki te wykorzystano do wymuszeń warunków III rodzaju (zakolmatowane odcinki rzek i rowów) oraz II rodzaju (zasilanie z infiltracji opadów, wydajności ujęć), co nie wykluczyło ich z obliczeń prognozowanego położenia zwierciadła wody. W odmiennej sytuacji była część bloków głównych rzek (Wisły i Dunajca), w których realizowano utrzymywanie stałego poziomu wody (warunki brzegowe I rodzaju). Przy modelowaniu ujęć wodnych zwracano uwagę, aby w miarę możliwości lokalizacja pojedynczej studni pokrywała się z położeniem środka ciężkości bloku obliczeniowego. Nie było to możliwe w przypadku ujęć dwu- lub trzyotworowych.

Tworząc model hydrogeologiczny poprzestano na wprowadzeniu do obliczeń tylko tych warunków brzegowych, które w znaczący sposób wpływają na stosunki wodne. Uwzględnienie w obliczeniach wszystkich, bardzo licznych potoków czy systemów melioracyjnych było niecelowe, z uwagi na okresowy charakter ich działania, występujący bezpośrednio po większych opadach.

Weryfikacja modelu zlewni Żabnica–Breń przeprowadzona została dla stanu hydrodynamicznego stwierdzonego badaniami terenowymi. Zarówno krótki przedział czasu, z jakiego pochodziły pomiary zwierciadła wody, jak i duża ilość punktów pomiarowych, pozwoliły uznać wiarygodność rozkładu ciśnień piezometrycznych na całym obszarze.

Na etapie weryfikacji modelu uzyskano zadowalającą zgodność położenia zwierciadła wody, wyrażoną średnią różnicą około 0,2 m w stosunku do wysokości stwierdzonej pomiarami terenowymi. Wymuszony, niewielki pobór wody z czynnych ujęć (tabela 8.4 i 8.5) spowodował, że na przeważającej części obszaru model odpowiadał warunkom naturalnym, tylko w nieznacznym stopniu zaburzonym działaniem ujęć wody. Jedynie w przypadku trzech ujęć, w miejscowościach Jamy Wielkie, Gorzyce i Żabno, eksploatacja osiągała poziom zbliżony lub przekraczający 1000 m³/d. Sumaryczna wydajność studni w fazie kalibracji modelu ($\Sigma Q = 7521,3$ m³/d) stanowiła około 15,4% zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych.



Rys. 8.23. Warunki brzegowe obliczeń symulacyjnych na modelu numerycznym zlewni Żabnica-Breń

Objaśnienia: 1 – podział obszaru badań na bloki obliczeniowe z numeracją wierszy i kolumn, 2 – bloki obliczeniowe z zadaniem warunkiem brzegowym I-go rodzaju, 3, 4, 5 – bloki obliczeniowe z zadaniem warunkiem II rodzaju jako zasilanie infiltracyjne (3), studnie eksploatacyjne uwzględnione na etapie weryfikacji modelu (4) oraz studnie uwzględnione dodatkowo na etapie obliczeń prognostycznych (5), 6 – bloki obliczeniowe z zadaniem warunkiem brzegowym III rodzaju użytym przy modelowaniu rzek i cieków powierzchniowych, 7 – bloki nieaktywne

Tabela 8.5. Bilans przepływów wód podziemnych zlewni Żabnica-Breń, według badań modelowych

Składniki bilansu strumienia filtracyjnego	Natężenie przepływu strumienia filtracyjnego, [m ³ /d]			
	na etapie weryfikacji modelu		na etapie obliczeń prognostycznych	
Efektywna infiltracja opadów atmosferycznych	+123969	0	+123969	0
Dopływ/odpływ przez zewnętrzne granice obszaru,	+633	-29991	+1993	-21804
w tym: – z Wisły	+75	-9936	+712	-7611
– z Dunajca	+558	-16831	+746	-10972
– pozostałe granice	0	-3224	+535	-3221
Zasilanie/drenaż wewnątrz obszaru filtracji,	+118	-94722	+2155	-106321
w tym: – dopływy Wisły (bez Brenia)	0	-25093	0	-18803
– Żabnica	+72	-13715	+121	-12204
– dopływy Żabnicy	+46	-10038	+46	-8134
– Breń	0	-11849	0	-9382
– dopływy Brenia	0	-26506	+1988	-16702
– pobór z ujęć wód podziemnych	0	-7521	0	-41091
Suma składników bilansu wodnego	+124750	-124713	+128117	-128125

Zakres korekt wprowadzonych w trakcie weryfikacji modelu był zróżnicowany. Największe poprawki, w stosunku do wartości przyjmowanych przy tworzeniu zbiorów

wejściowych, dotyczyły zasilania przez infiltrujące opady atmosferyczne (redukcja wielkości średniej ze 134,4 na 105,5 m³/d/blok) oraz zmienności współczynnika filtracji (wzrost wielkości średniej z 23,6 do 32,4 m/d).

Wykorzystanie modelu.

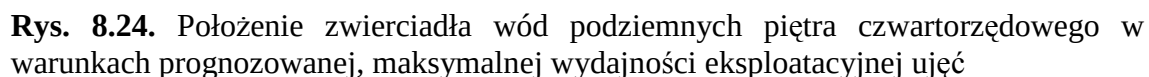
Główny wariant obliczeń na numerycznym modelu warunków hydrogeologicznych zamierzano zrealizować przy założeniu, że wydajność wszystkich studni (ujęć) odpowiada wielkości zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych. Założenie takie okazało się jednak niemożliwe do spełnienia w przypadku ujęć w Mędrzechowie, Woli Szczucińskiej, Suchym Gruncie, Jamach Wielkich, Żabnie i Łęgu Tarnowskim. Wymuszenie na modelu poboru wody odpowiadającego zatwierdzonym zasobom prowadziło bowiem do obniżenia zwierciadła wody w studniach poniżej górnej krawędzi filtru lub nawet do spągu warstwy wodonośnej. Stanowiło zatem przykład nieracjonalnego gospodarowania zasobami wód podziemnych. Dla wymienionych ujęć, w ramach zrealizowanego wariantu, dokonano optymalizacji poboru wody, które było w późniejszym czasie podstawą weryfikacji wydanych pozwoleń wodno-prawnych.

W ramach pomocniczych obliczeń na modelu numerycznym zostały odtworzone „naturalne” warunki przepływu wód podziemnych poprzez wykonanie rozwiązania przy zaniechaniu poboru wody ze wszystkich studni eksploatacyjnych. Umożliwiło to obliczenia wielkości depresji i wyznaczenie zasięgu strefy oddziaływania ujęć dla pozostałych wariantów rozwiązań modelowych, w tym również dla etapu obejmującego proces weryfikacji modelu hydrogeologicznego. Uznano, że przebieg izolinii depresji $s = 0,5$ m wyznacza z dostateczną dokładnością strefę obniżonego ciśnienia piezometrycznego powstałą jako skutek poboru wody z ujęcia. Obniżenia mniejsze od przyjętej wielkości mieszczą się całkowicie w amplitudzie sezonowych wahań poziomu wód gruntowych i z tego powodu potraktowano je jako nie mające istotnego znaczenia dla oceny zmian warunków hydrodynamicznych. Z kolei, obniżenia zwierciadła wody obserwowane w blokach obliczeniowych modelujących pojedyncze studnie eksploatacyjne (tabela 8.6) były podstawą dla przeliczenia tych wielkości na rzeczywiste depresje w pracujących studniach (wg zasad opisanych w rozdziale 6.2.).

Tabela 8.6. Warunki eksploatacji wybranych studni głębinowych na obszarze zlewni Żabnica-Breń

Lokalizacja	Położenie studni na modelu, [w/k]	Początkowa wysokość zwierciadła wody H_0 [m n.p.m.]	Rzędna spągu warstwy wodonośnej Z_{sp} [m n.p.m.]	Współczynnik filtracji k [m/d]	Wydajność studni Q [m ³ /d]	Średnica studni d [m]	Depresja w bloku obliczeniowym, s_B [m]	Depresja w studni s [m]	Minimalna długość filtra l [m]
Gręboszów	21/7	171,3	161,4	49,3	456,0	0,406	1,44	2,53	1,5
Dalastowice	11/31	167,7	161,5	57,8	456,0	0,406	1,15	2,83	1,4
Mędrzechów	15/28	171,0	160,7	57,8	900,0	0,406	3,41	5,51	2,8
Lubasz-Zalesie	14/43	165,6	149,5	29,2	1440,0	0,507	5,20	9,45	4,5
Suchy Grunt	18/48	166,4	153,6	45,9	859,2	0,507	6,79	9,00	2,3
Suchy Grunt	18/47	166,1	154,7	15,0	208,8	0,406	4,46	6,16	1,0
Gorzyce	32/15	175,8	161,8	60,0	892,8	0,406	2,07	3,30	2,8
Żabno	43/19	177,7	165,0	80,0	2000,0	0,507	4,81	7,56	4,5
Łęg Tarnowski	52/25	186,0	176,5	60,0	560,0	0,406	3,19	4,50	1,7

Wyniki obliczeń symulacyjnych przedstawione zostały w postaci bilansu przepływów wód podziemnych (tabela 8.5) oraz w postaci map piezometrycznego zwierciadła wody (rys. 8.24). Zasoby ujęć wód podziemnych obszaru zlewni Żabnica–Breń formowane są głównie przez infiltrację opadów atmosferycznych. Ich uzupełnienie stanowić może zasilanie brzegowe z rzek, zwłaszcza na ich środkowych i dolnych odcinkach, kiedy prowadzą już wystarczające ilości wód powierzchniowych. Wynikowe mapy zwierciadła wody, obejmujące cały obszar badań modelowych, są nieodzowne dla oceny zasięgu oddziaływania ujęć i wyznaczenia ich stref ochronnych.



107

9. Badania modelowe w skali regionalnej – *Stanisław Dąbrowski*

9.1 Specyfika budowy regionalnych modeli matematycznych.

Badania te prowadzi się dla systemów wodonośnych wydzielonych ze względu na całokształt stosunków hydrogeologicznych lub potrzeb gospodarczych, obejmujących znaczne obszary rozpoznawane zwykle w skalach mniejszych niż 1:25 000. W zależności od szczegółowości i skali rozpoznania oraz celów którym służą tworzone modele regionalne systemów wodonośnych można je podzielić na przeglądowe, szczegółowe i regionalne.

Modele regionalne przeglądowe tworzy się dla systemów wodonośnych rozprzestrzenieniu i powierzchni zwykle ponad 5000 km². System wodonośny jest wówczas identyfikowany w skali 1 : 100 000 lub 1 : 200 000. W warunkach hydrogeologicznych Polski mogą one być tworzone dla zbiorników paleogeńsko-neogeńskich lub paleogeńskich oraz niecek i masywów szczelinowo – krasowych.

Mogą posiadać w swoim otoczeniu szereg mniejszych systemów wodonośnych o różnym, w większości lokalnym rozprzestrzenieniu, bez więzi między sobą. Modele matematyczne są modelami blokowymi o wymiarach bloków obliczeniowych równych lub powyżej 1 x 1 km. Ze względu na skalę z reguły nie uwzględnia się w nich związków w postaci ilościowej z systemami o rozciągłości lokalnej np. dolinami małych rzek oraz dolinami kopalnymi, a także małych ujęć wody, a jedynie duże ujęcia wody, wielkoprzestrzenne odwodnienia oraz związki z innymi większymi systemami w nadkładzie, jak pradoliny i obszary sandrowe. Umożliwiają one w efekcie jedynie wiarygodne odwzorowanie ich układów krążenia oraz odnawialności zbiornika. Stąd dla obliczeń zasobów dyspozycyjnych i eksploatacyjnych wód podziemnych modele przeglądowe mają zastosowanie ograniczone.

Modele regionalne szczegółowe tworzy się dla systemów wodonośnych o rozprzestrzenieniu lokalnym lub regionalnym, o powierzchniach mniejszych od 5000 km² i w skalach 1 : 25 000 lub 1 : 50 000. Bloki w dyskretyzacji modelowej mają wymiary poniżej 1 x 1 km². Dzięki tej skali modele szczegółowe umożliwiają przy rozpatrywaniu zagadnień zasobowych na uwzględnienie wszystkich ujęć wód podziemnych i podjęcie pełnej oceny zasobów odnawialnych, dyspozycyjnych i eksploatacyjnych oraz mogą stanowić narzędzie do gospodarowania zasobami wodnymi. Z ich pomocą można prowadzić oceny wpływu poboru wody na środowisko gruntowo - wodne zależne od wód podziemnych, oraz rozwiązać zadania związku badanych systemów w układzie krążenia wód z systemami sąsiednimi. Modele te są tworzone dla oceny zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych w zlewniach i obszarach bilansowych regionów wodnych; dla bilansowania i weryfikacji zasobów w rejonach o intensywnej eksploatacji wód podziemnych, dla celów wykonania bilansu wodno gospodarczego i ustalenia warunków korzystania z wód zlewni, a także określania obszarów ochronnych głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) i wpływu odwodnień kopalnianych na środowisko gruntowo – wodne.

Modele regionalne wyróżniają się poniżej przedstawioną specyfiką:

- 1) Struktury hydrogeologiczne systemów regionalnych są z reguły wielowarstwowe, zbudowane często z wodonośców porowych, porowo – szczelinowych i szczelinowo – krasowych różnej wielkości, genezy i wieku. Krążenie wód podziemnych może w nich zachodzić w układach lokalnych, przejściowych i regionalnych przy zróżnicowanych powiązaniach z wodami powierzchniowymi;
- 2) Rozpoznanie hydrogeologiczne systemów regionalnych jest zróżnicowane i związane z urbanizacją i aktualnym zagospodarowaniem obszarów ich

występowania. Zwykle w prospekcji tych obszarów mamy do czynienia z słabo rozpoznanymi: terenami leśnymi, dolinami rzecznyymi oraz głębokimi poziomami wodonośnymi objętymi regionalnymi systemami krążenia wód. Najwyższy stopień rozpoznania posiada z reguły tylko pierwszy użytkowy poziom wodonośny.

- 3) Tworzone modele hydrogeologiczne systemów regionalnych są oparte o wyniki wieloletnich badań geologiczno – hydrogeologicznych, o różnym stopniu ich wiarygodności, przy niewielkim stopniu aktualnego rozpoznania dla potrzeb badań modelowych.
- 4) Zebrane materiały archiwalne w postaci otworów hydrogeologicznych, geologiczno – strukturalnych, map hydrogeologicznych i geologicznych oraz dokumentacji hydrogeologicznych wymagają czasochłonnej analizy dla stworzenia kompleksowego modelu hydrogeologicznego w postaci przekrojów, map parametrów hydrogeologicznych i układów krążenia wyróżnionych warstw/poziomów wodonośnych, ich gospodarczego wykorzystania, a także zestawień i wykresów stanów wód i innych.
- 5) Ze względu na to, że granice większości badanych systemów wodonośnych są powiązane w układach hydrostrukturalnych i krążenia wód z sąsiednimi obszarami systemów, stąd modele te muszą obejmować te obszary, co zwiększa istotnie ich powierzchnię, czasami dwukrotnie względem obszaru przedmiotowego systemu.
- 6) Związki systemów wodonośnych z wodami powierzchniowymi determinują konieczność rozpoznania charakteru tych związków zarówno w zakresie jakościowym jak i ilościowym, w tym ocenę wielkości przepływu rzeczno z zasilania wód podziemnych.
- 7) Modele te w zdecydowanej mierze tworzone są dla warunków stacjonarnych (quasi-ustalonych) krążenia wód, gdyż system regionalny wód podziemnych wykazuje daleko idącą inercję w stosunku do wód powierzchniowych, a zmiany stanów wód posiadają reżim permanentnie nieustalony, cykliczny, wynikły z zasilania i eksploatacji wód podziemnych. Posiadane dane o stanach wód z wielolecia czy pomierzone okresowo są z konieczności najczęściej uśrednione. Dlatego też modele matematyczne tworzone na określony stan hydrodynamiczny muszą mieć rozpoznane pobory wód, co najmniej z ostatniego roku poprzedzającego badania.
- 8) Dla drobnych struktur hydrogeologicznych obejmujących lokalne układy krążenia wód w dużych systemach, należy tworzyć modele w skalach małych, gdyż praktycznie nie ma możliwości stworzenia jednego wiarygodnego modelu dla systemu.
- 9) Weryfikacja modeli jest oparta o porównanie bilansów krążenia wód w zakresie obliczanego drenażu z odpływami podziemnymi cieków, a także poprzez odtworzenie na modelu długotrwałych pompowań hydrowęzłowych lub kontrolowanej eksploatacji ujęć. Wiarygodność tych modeli jest uwarunkowana również ilością i wielkością oraz rozmieszczeniem przestrzennym odtwarzanych poborów wód dla ujęć na określony modelowany stan hydrodynamiczny.
- 10) Prognozy modelowe wymagają zinwentaryzowania dużej ilości aktualnych i prognozowanych poborów wód podziemnych w zakresie gospodarki wodnej, a także koniecznych do uwzględnienia ograniczeń o charakterze regionalnym wynikających z przesłanek hydrogeologicznych i środowiskowych. Ich wynikiem są bilanse wodno gospodarcze dla modelowanego systemu jak i wydzielonych podsystemów gospodarowania wodami podziemnymi.

11) Ze względu na charakter obiektów i cele badań wyróżnia się modele sporządzane dla:

- oceny zasobów wód podziemnych dyspozycyjnych, eksploatacyjnych oraz sporządzenia bilansów dla określonych zlewni,
- oceny zasobów eksploatacyjnych i oceny skutków poborów wód w rejonach intensywnej eksploatacji ujęć i odwodnień kopalnianych lub piętrzenia wód przy budowie zbiorników wodnych,
- dla szacunku zasobów oraz określenia stref ochronnych głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP).

Problemy budowy modeli regionalnych w literaturze polskiej podnoszone są od początku lat 80-tych XX w. i dotyczą jednostek hydrogeologicznych zlewniowych dla oceny zasobów wód podziemnych (Dąbrowski, 1985; Dąbrowski, Rynarzewski, Pawlak, 2004; Górski, Mazurek, 1985; Gurwin, 1997; Gurwin, Poprawski, 2001; Kazimierski, 1985, 1993; Macioszczyk, Kazimierski, 1990; Nowicki, 1994; Przybyłek, Ryszkowska 1989; Szczepański, 2008) oraz zagadnień kopalnianych (Przybyłek, 1986; Bielawski, Dąbrowski, 1992; Bocheńska, 1985; Szczepiński, 2004; Zdechlik, Szczepański, 2004).

9.2 Schematyzacja hydrogeologiczna systemów wodonośnych

Przy konstrukcji regionalnych modeli matematycznych wykorzystane są z reguły modele hydrogeologiczne, sporządzone na podstawie rozpoznania danego obszaru dla różnych celów, głównie dla oceny warunków eksploatacji ujęć wód podziemnych w szerokim przedziale czasowym.

Na podstawie analizy istniejącego rozpoznania winny być opracowane warunki hydrogeologiczne w postaci syntetycznego modelu hydrogeologicznego zawierającego:

- wydzielone układy hydrostrukturalne w postaci warstw/poziomów wodonośnych w układzie przestrzennym badanego systemu reprezentowanych przez mapy parametrów charakteryzujących: strop – spąg, współczynnik filtracji (przewodność), zasobność, odsączalność sprężystą;
- wydzielone warstwy słabo przepuszczalne i nieprzepuszczalne wraz z określeniem ich parametrów hydrogeologicznych,
- określenie układów krążenia wód podziemnych w poszczególnych warstwach / poziomach/ wodonośnych na przyjęty stan odwzorowania oraz charakterystykę ich powiązania z wodami powierzchniowymi,
- określenie wielkości poboru z ujęć wód podziemnych i innych drenaży.

Analiza stworzonego modelu hydrogeologicznego w konfrontacji z celami badań oraz posiadaną biblioteką programów obliczeniowych winna doprowadzić do przyjęcia modelu matematycznego systemu. W układzie regionalnym bardzo ważna jest agregacja warstw/poziomów w główne warstwy modelu dla prawidłowej konstrukcji modelu matematycznego i powiązanie stwierdzonych układów krążenia wód z wodami powierzchniowymi w rzekach i zbiornikach związanych z określonymi rzędami ich zlewni hydrograficznych i hydrogeologicznych. Powyższa operacja badawcza jest niezwykle odpowiedzialna i ważna, gdyż w istocie dotyczy sporządzenia wiarygodnego modelu matematycznego.

9.3 Konstrukcja modelu matematycznego

Obszar modelu – winien obejmować cały badany system lub jego część wraz z otoczeniem umożliwiającym ocenę wzajemnych oddziaływań w procesach symulacji zmian zasilania i poborów wody podziemnej. Ważne jest właściwe określenie i oddalenie warunków brzegowych na odpływach i dopływach (z i do) modelowanych warstw, umożliwiające minimalizację błędów na przyjętych granicach bilansowych,

błędów wynikających z ewentualnego złego przyjęcia parametrów ciśnienia hydrodynamicznego i przewodnictwa wodnego.

Uwaga dotycząca oddalenia warunków I rodzaju jest szczególnie istotna, gdyż z reguły na granicach badanych warstw nie będziemy posiadali szczegółowego rozpoznania hydrogeologicznego. Granice te wraz z warunkami brzegowymi winny być określone dla każdej modelowanej warstwy wodonośnej oddzielnie. Przy tym należy wziąć pod uwagę wiarygodność badań modelowych regionalnych systemów wodonośnych, która jest większa gdy objęto nimi obszar całego systemu regionalnego posiadającego obszar zasilania, przepływu i drenażu lub co najmniej obszar zasilania i drenażu, gdyż w innych przypadkach rozwiązanie bilansowe obliczanych przepływów pozostaje właściwie nieoznaczone.

Generalnie przyjmuje się, że struktura modelu odzwierciedla ilość i przestrzenny rozkład parametrów hydrogeologicznych warstw wodonośnych i słabo przepuszczalnych przyjęty w koncepcyjnym modelu hydrogeologicznym. Struktura ta jednocześnie winna odzwierciedlać spójny układ hydrostrukturalny i hydrodynamiczny systemu.

W przypadku modeli regionalnych utrzymanie przestrzenne układów hydrostrukturalnych w postaci warstwowej w większości przypadków jest bardzo problematyczne, z uwagi na:

- brak ciągłości struktur wodonośnych na dużych obszarach, zwłaszcza w obszarach polodowcowych,
- określanie warstw – poziomów wodonośnych w strukturach różnej genezy, o różnym charakterze wodonośców i ich wieku.

Dlatego wielkiej staranności i dużej wiedzy geologicznej wymagają czynności włączania poszczególnych struktur hydrogeologicznych związanych z układami krążenia lokalnego, przejściowego i regionalnego do określonych poziomów – warstw modelu koncepcyjnego.

W tym przypadku konieczna jest również dobra znajomość uwarunkowań geologicznych danego obszaru modelowanego jak i rozpoznania związków układów krążenia z wodami powierzchniowymi.

Powyższe uwagi dotyczą również wydzielen warstw słabo przepuszczalnych agregowanych w nawiązaniu do przyjętej koncepcji warstw – poziomów wodonośnych. Rozmiar siatki dyskretyzacyjnej.

W badaniach regionalnych stosowane są najczęściej siatki o rozmiarach oczek od 0,2 do 1,5 km najczęściej do 0,5 – 0,75 km i zależą one od wielkości obszaru badań i stopnia zróżnicowania parametrów hydrogeologicznych, układów krążenia wód i gęstości występowania cieków oraz ilości i wielkości poborów wody podziemnej z ujęć. Zagęszczenie siatki stosowane jest zwykle przy odwzorowaniu cieków warunkami III rodzaju lub dla lepszego zróżnicowania rozmieszczenia wydatków ujęć. Nadmierne zagęszczenie siatki nie pozwala zwykle do stworzenia bardziej wiarygodnego modelu, gdyż z reguły brak jest szczegółowego rozpoznania hydrogeologicznego, pozwalającego na wiarygodną ocenę parametrów i wyników badań w przyjętej sieci bloków, jak również możliwą ich analizę dla dużej liczby otrzymanych elementów układu modelowanego.

Warunki brzegowe

Z praktyki hydrogeologicznej wynika, że badane systemy wodonośne nie posiadają zwykle jednoznacznych granic naturalnych typu strukturalnego, ani też granic hydrodynamicznych o pełnej penetracji hydraulicznej. Nie mogą nimi być działy wodne, gdyż ich położenie i stan hydrodynamiczny jest wynikiem położenia, co najmniej dwóch baz drenaży cieków i zasilania określonego systemu między nimi.

Dlatego przy modelowaniu systemu otwartego modelowane granice należy przyjąć w obrębie systemów otoczenia przez zadanie w ich obrębie warunków I rodzaju. Takie postępowanie prowadzi do wiarygodnego bilansowania wód podziemnych w badanym systemie przy uwzględnienia wpływu sąsiednich systemów. Warunkami brzegowymi II rodzaju odwzorowane są obszary zasilania warstw poprzez zadawanie w blokach średniej infiltracji opadów oraz uśrednionych poborów wód podziemnych. Cieki i zbiorniki wodne odwzorowane są warunkami brzegowymi III rodzaju również na ich stany średnie. Stany wód powierzchniowych określone są zwykle wg map topograficznych 1:25 000 i 1:50 000 co warunkuje ich stopień wiarygodności, który należy także wiązać z okresem prowadzonych prac geologicznych.

9.4 Identyfikacja modeli regionalnych

Tarowanie i weryfikacja modeli

W ogólnym zarysie procesy te prowadzi się w sposób opisany w rozdziale 6. Poniżej przedstawia się te elementy procesów identyfikacji, które są charakterystyczne dla modeli regionalnych. Określenie zgodności modeli jest tu najbardziej odpowiedzialnym zagadnieniem hydrogeologicznym, gdyż wymaga ustalenia określonej struktury matematycznej modelu dla modelu rzeczywistego o dużej niepewności, z uwagi na przyjmowanie zagregowanych poziomów/warstw i ich uśrednionych parametrów filtracyjnych, ciśnień piezometrycznych oraz warunków brzegowych, które z konieczności odbiegają od modelu rzeczywistego. Z kolei w etapie dalszym tarowania istotne jest określenie kryterium zgodności modelu matematycznego z modelem hydrogeologicznym w zakresie:

- 1) zgodności obliczonych na modelu matematycznym stanów wód z wielkością pomiarów hydrogeologicznych w otworach i sporządzoną mapą hydroizohips wg dotychczasowego rozpoznania hydrogeologicznego i związków z wodami powierzchniowymi,
- 2) porównywania ustalonych na modelu wydatków drenaży z wydatkami drenaży rzeczywistych cieków, ujęć i innych,
- 3) porównanie zasilania poziomów systemu z wynikami dotychczasowych jego badań hydrogeologicznych oraz sąsiednich modelowanych systemów.

Przy tym należy przyjąć koncepcję weryfikacji przyjętych parametrów hydrogeologicznych dla obszarów warstw wodonośnych słabo rozpoznanych i nierozpoznanych.

Ad.1) Przyjęte kryterium zgodności stanów wód podziemnych w otworach dla ustalenia wiarygodności pomiaru stanów na modelu winna wynikać:

- z określonej amplitudy wahań zwierciadła wód dla danego poziomu/warstw w warunkach naturalnych w okresie rocznym i w wieloleciu;
- z informacji o wpływie na stan zwierciadła poboru w danym punkcie obserwacji poziomu i w sąsiednich obszarach, łącznie z wpływem innych poziomów związanych hydraulicznie;
- z określenia trendu zmian zwierciadła wody w wieloleciu w badanym poziomie na podstawie obserwacji monitoringowych;
- z wzięcia pod uwagę możliwości popełnienia błędu pomiarowego poprzez porównanie go z pomiarami archiwalnymi.

Nie mniej istotnym dla określenia wiarygodności punktu pomiarowego jest informacja o rzędnej odniesienia danego pomiaru, o sposobie i dokładności jej ustalenia. W tym względzie popełnianych jest najwięcej pomyłek wynikających:

- z braku niwelacji punktu lub jej odniesienia do współrzędnych geograficznych układów państwowych, a przyjęcia niekiedy układu lokalnego – częste przypadki z danych archiwalnych sprzed lat 90-tych XX w.
- określenie rzędnej terenu, jako punktu odniesienia z map topograficznych dużej skali o małej wiarygodności jedynie dostępnych w latach realizacji wierceń hydrogeologicznych w II połowie XX wieku.
- błędnego określenia rzędnych z map przez dokumentującego badania hydrogeologiczne.

Błędy wynikające z podanych powyżej przesłanek są zróżnicowane, sięgają dość często powyżej 5 – 10 m i są powielane w Banku HYDRO lub dokumentacjach hydrogeologicznych wykorzystujących jego zasoby.

Drugim kryterium bardzo ważnym dla wiarygodności odwzorowania stanów wód jest zgodność powierzchni hydrodynamicznych przedstawianych za pomocą map hydroizohips w obu modelach i ich kształt, który winien odzwierciedlać wzajemność położenia obszarów zasilania poziomów wodonośnych i ich baz drenażu naturalnego lub wywołanego sztucznie, a także związków z innymi poziomami.

Rozbieżności na mapach hydroizohips nie powinny przekraczać określonej amplitudy wahań stanów wód dla danego poziomu/warstwy i kształtem odzwierciedlać warunki hydrogeologiczne oraz położenie obszarów zasilania i drenażu w wyróżnionych podsystemach krążenia wód.

Ad. 2) Przy zdefiniowaniu i porównywaniu wielkości drenażu obliczonego na modelu matematycznym z określonymi metodami hydrologicznymi drenażem (odpływem) podziemnym cieków ważny jest stopień wiarygodności tej porównywalności ustalony na podstawie analizy hydrogeologicznej i hydrologicznej. Jest to istotne, gdyż pomiary hydrologiczne wieloletnie z reguły dotyczą większych zlewni, a często większość cieków modelowanych nie posiada okresu miarodajnego, są to często dane pojedyncze o małej wiarygodności.

Ad. 3) Wiarygodność zasilania systemu ustala się poprzez porównanie jego modułu z obliczeń na modelu matematycznym z modułami odpływu podziemnego cieków z badań hydrologicznych oraz wynikami dotychczasowych ustaleń bilansowych z innych badań modelowych i analitycznych. To ustalenie praktycznie dokonuje się pod koniec identyfikacji modelu. Natomiast na początku i w trakcie identyfikacji przyjmuje się graniczną wielkość zasilania dla określonych poziomów w obszarze systemu wynikającą z wielkości zasilania poziomów z dotychczasowych badań lub poprzez analogię do sąsiednich obszarów.

Przy identyfikacji modeli regionalnych istotnym jest ustalenie już w pierwszej fazie procesu czułości modelu oraz rzędu wielkości parametrów oporu filtracyjnego między warstwami wodonośnymi jak i między wodami powierzchniowymi cieków i zbiorników, a także wiarygodnego odwzorowania warunkami brzegowymi w ujednoliconych warstwach stref drenażu i stref zasilania, odpływów poza i dopływów do obszaru modelu. Sprawdzanie szeregu przesłanek i hipotez warunkujących rozwiązanie na dużym obszarze modelowania (często ustalających nawet nowe zasięgi przyjętych warstw wodonośnych) wymaga dłuższego czasu trwania badań niż przy modelowaniu obiektów – ujęć. Z tej przyczyny przy modelowaniu regionalnym powodzenie osiąga się przy dobrej znajomości warunków hydrogeologicznych modelowanego systemu przez prowadzącego badania.

Etap weryfikacji sporządzonego modelu w jego funkcjonowaniu. W modelowaniu regionalnym ten etap badawczy określający zgodność modelu matematycznego z modelem rzeczywistym, polega głównie na:

- analizie sporządzonego szczegółowego bilansu przepływów przy określonych stanach i porównaniu ich z bilansami uzyskanymi z obliczeń według metod hydrologicznych i analitycznych hydrogeologicznych,
- oceny reakcji systemu na wymuszanie (eksploatację ujęć) przy znanych wynikach w postaci pomiarowej okresowej eksploatacji ujęć lub z pompowań hydrowęzłowych.

Weryfikacja modelu matematycznego następuje z reguły po wieloletniej eksploatacji systemu, przy czym dotyczy ona rzadko wielkości stałej w dłuższym czasie. Ogólnie można przyjąć, że model regionalny systemu posiada tym większą wiarygodność im więcej przeprowadzono na nim wymuszeń określających jego modelowany stan hydrodynamiczny.

Prognozy modelowe realizowane są w większości dla potrzeb określenia zasobów dyspozycyjnych obszarów bilansowych oraz zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych przy spełnieniu określonych ograniczeń hydrogeologicznych, środowiskowych i technicznych dla ujęć lub skutków projektowanych zmian w zaleganiu zwierciadła wód podziemnych w wyniku odwodnień kopalnianych lub piérzeń wód powierzchniowych. Modele dla eksploatacji ujęć, jak i prognozy dla ocen zasobowych realizowane są zwykle na modelach filtracji ustalonej, natomiast związane z odwodnieniami kopalnianymi na modelach filtracji nieustalonej.

9.5 Ocena wiarygodności modeli regionalnych i wyników prognozowania

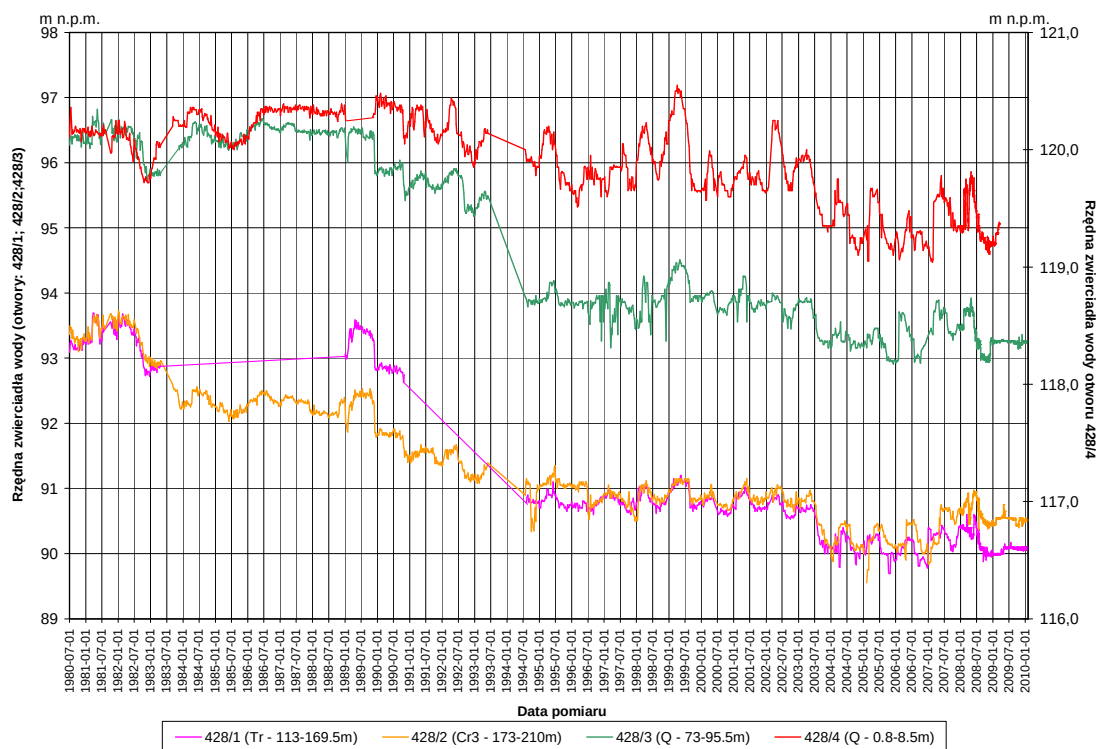
Wiarygodność sporządzonych modeli wiąże się ściśle z przyjętymi kryteriami na etapie ich identyfikacji oceny zgodności modelu matematycznego z koncepcyjnym modelem hydrogeologicznym na określony stan hydrodynamiczny badanego systemu wodonośnego, a także z wynikami z etapu jego weryfikacji i tarowania.

Ocena wiarygodności systemu i wydzielonych podsystemów wodonośnych winna być oparta o analizę przyjętych kryteriów zgodności modeli w zakresie:

- 1) obszarowej i punktowej zgodności zwierciadeł i ciśnień piezometrycznych wód podziemnych obejmujących obszary zasilania, przepływu i drenażu wód,
- 2) odpływów wód podziemnych w wydzielonych zlewniach, określonych na modelu i w badaniach hydrologicznych,
- 3) porównywalności wyników badań odnawialności poziomów wodonośnych w analizowanym systemie wodonośnym i w podsystemach z wynikami badań wcześniejszych na tych obszarach i w systemach sąsiednich lub analogicznych dalszych,
- 4) oceny reakcji systemu lub podsystemów na prognozowane znane wymuszenia jak kontrolowana okresowo eksploatacja ujęć, pompowania hydrowęzłowe lub eksploatacja badawcza.

Ad. 1) Wymagana zgodność odwzorowania ciśnień winna być analizowana w odniesieniu do istniejących układów krążenia wód formowanych w warstwach – poziomach wodonośnych danego podsystemu wodonośnego, i ich odniesieniu do jednostek hydrodynamicznych na modelu koncepcyjnym i matematycznym. Przy tym należy wziąć pod uwagę położenie rzeczywistego punktu pomiarowego względem punktu obliczeniowego w węźle siatki blokowej, zmienność czasową wynikającą z warunków hydrometeorologicznych jak i eksploatacji wód. Z tej przyczyny trudno jest określić punkty reperowe pomiarów w regionalnym systemie jak i ich odpowiednią liczbę. Takimi reperami mogą być jedynie stacje hydrogeologiczne prowadzące pomiary w sposób ciągły we wszystkich poziomach wodonośnych. Dla przykładu na rys. 9.1 przedstawia się wykres wahań wód podziemnych ze stacji PIG I rzędu Czachurki I/428 w obrębie kenozoiczo – mezozoicznego systemu wodonośnego

obszaru Wielkopolski Środkowej, zlokalizowanego w regionalnej strefie zasilania i przepływu, na międzyrzeczu Warty Środkowej i Noteci. W stacji rejestrowane są zmiany wszystkich 4 poziomów wód: gruntowego, międzyglinowego, mioceńskiego i górnokredowego, wynikające z zasilania systemu opadami atmosferycznymi (amplitudy 0,9 – 1,1 m z wielolecia) oraz wpływu wielkoobszarowej eksploatacji wód podziemnych – obniżenia zwierciadła wody rzędu do 3,3 m w poziomach wgłębnych i do 1,0 m w poziomie wód gruntowych w latach 1992 – 2010.



Rys. 9.1. Wykresy stanów wód podziemnych na stacji Czachurki PIG I/428 z lat 1980 - 2010

Nie można uznać za reperowe pomiarów pojedynczych reprezentujących chwilowe stany na eksploatowanych ujęciach, najczęściej dostępnych w obszarach badań regionalnych. W regionalnych modelach hydrogeologicznych ich wiarygodność odzwierciedlają mapy hydroizohips, wytarowane na określony stan dla układów wielowarstwowych.

Ad. 2) Wiarygodność modelu pod względem bilansowym jest uwarunkowane przez właściwe odwzorowanie warunkami brzegowymi stref drenażu reprezentowanych przez cieki i jeziora. Uzyskane na modelu drenaże cieków można porównywać z obliczeniami hydrogeologicznymi z pomiarów wieloletnich dla tego obszaru. Krótkotrwałe pomiary dają jedynie informacje o charakterze przybliżonym i orientacyjnym. Przy porównaniu wyników modelowania z danymi hydrologicznymi dla zlewni częściowych, należy brać pod uwagę charakter zlewni w odniesieniu do zasilania i drenażu wszystkich poziomów wodonośnych w jej obszarze. Z reguły w systemach wielowarstwowych górne zlewnie rzek głównych w badaniach hydrologicznych wykazują mniejsze drenaże niż wynika to z zasilania ustalonego w badaniach modelowych, a odwrotna sytuacja w tych relacjach występuje w zlewniach częściowych odcinków dolnych cieków – patrz rozdz. 9.9.

Ad.3) Istotne dla oceny wiarygodności modelu jest porównanie wyników odnawialności systemu z sąsiednimi obszarami lub wcześniejszymi badaniami na przedmiotowym

obszarze zarówno dla systemów wodonośnych jak i badanych poziomów wód podziemnych. W przypadku poziomów wgłębnych piętra neogeńsko – paleogeńskiego, posiadających drenaże w dolinach dużych rzek, są to jedyne wiarygodne dane dla ocen wiarygodności modeli.

Ad. 4) Reakcja badanych systemów na eksploatację poziomów wodonośnych może być już uwzględniona na etapie budowy modelu i jego kalibracji lub być testem dla zbudowanego modelu w przypadku kontrolowanej eksploatacji. Generalnie większą wiarygodność posiadają modele matematyczne, w których budowie uwzględniano kontrolowaną eksploatację ujęć wód podziemnych. Z kolei wyraźnie ograniczoną wiarygodność mają modele regionalne systemów o naturalnym krążeniu lub przy niewielkiej eksploatacji wód, rzędu do 5% odnawialności zasobów wód podziemnych.

9.6 Specyfika modeli wykonywanych dla potrzeb obliczania zasobów dyspozycyjnych

Według Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 3.10.2005 r. (Dz. U. Nr 201, poz. 1673) w sprawie szczegółowych wymagań jakim winny odpowiadać dokumentacje hydrogeologiczne i geologiczno – inżynierskie, badania modelowe są podstawową metodą określania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych wydzielonego obszaru bilansowego i zlewni w regionie wodnym. Głównym celem tych badań jest ocena możliwości poboru wód podziemnych do celów gospodarczych z obszaru bilansowego przy zachowaniu ograniczeń hydrogeologicznych i środowiskowych. Badania te służą do oceny stopnia zagospodarowania zasobów wód podziemnych, ich rezerw lub deficytów, wyznaczania terenów perspektywicznych do budowy ujęć oraz wykonywania bilansu wodnogospodarczego dla ustalenia warunków korzystania z wód zlewni i regionu wodnego.

W związku z powyższym modele dla oceny zasobów odnawialnych i wynikających z nich zasobów dyspozycyjnych są modelami systemów obejmujących krążenie wód zwykłych na wydzielonym obszarze badań w skalach szczegółowych 1:50 000 i większych. Ich specyfika jest określona w projekcie (programie) badań modelowych będącym częścią projektu prac geologicznych na udokumentowanie zasobów dyspozycyjnych danej jednostki hydrogeologicznej lub wodnogospodarczej i jest obligowana powyższym przepisem. Generalny zakres realizowanych badań modelowych wynika ze szczegółowych wymagań jakim powinna odpowiadać dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne z wykorzystaniem badań modelowych, sprecyzowanych w/w Rozporządzeniu Ministra Środowiska z dnia 3.10.2005 r.

Modele te zbudowane według przedstawionych ogólnych kryteriów w rozdz. 9.1 – 9.5 wyróżniają się charakterem realizowanych prognoz związanych z przyjętymi ograniczeniami dla ustalenia wielkości zasobów dyspozycyjnych i bilansów wodnych dla badanej jednostki hydrogeologicznej lub jej części. Mają one charakter optymalizacyjny, wielokryterialny. Winne one posiadać stopień wiarygodności niezbędny dla potrzeb gospodarowania wodami podziemnymi w jednostkach wodno – gospodarczych.

9.7 Projektowanie i dokumentowanie badań

Regionalne badania modelowe z uwagi na zakres prac, ich czas i koszty, winny być wcześniej projektowane lub programowane. Najczęściej są one elementem szerszego projektu prac geologicznych dla rozwiązania określonego problemu hydrogeologicznego i wówczas stanowią jego część składową. Niezbędne jest szczegółowe określenie zakresu badań związanych z koniecznością opracowania stosownych map parametrów hydrogeologicznych warstw wodonośnych i słabo

przepuszczalnych, a także terenowego rozpoznania obszaru, obiektów hydrogeologicznych, poborów wód oraz często danych dotyczących wód powierzchniowych.

Należy wskazać kartograficzną skalę uwzględniającą projektowane badania, co warunkuje szczegółowość rozpoznania parametrów hydrogeologicznych i ich przedstawienia na mapach. Niezbędne przy tym jest podanie harmonogramu ich realizacji. Projekt powinien przewidywać sposób udokumentowania prac modelowych w postaci odrębnego elaboratu lub jako części dokumentacji hydrogeologicznej. Zawartość części tekstowej i graficznej takiej dokumentacji ramowo podano w rozdziale 7.

9.8 Specyfika modeli wykonywanych dla potrzeb wyznaczania obszarów ochronnych GZWP

Głównym celem prac modelowych dla potrzeb określenia obszarów ochronnych Głównego Zbiornika Wód Podziemnych (GZWP) jest sporządzenie prognozy hydrodynamicznej, na podstawie której wykonane będą obliczenia dopływu wód podziemnych zasilających zbiornik, niezbędne do ustalenia przebiegu jego granic ochronnych – zgodnie z obowiązującą metodyką (Herbich i inni, 2008). Na modelu takim nie ustala się zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych – są one co najwyżej szacowane. Model matematyczny umożliwia także weryfikację modelu hydrogeologicznego oraz dotąd przyjmowanych założeń co do jego struktury, parametrów hydrogeologicznych i wielkości zasilania.

Z reguły zalecaną dla modeli zasobowych granicą badań modelowych jest naturalna jednostka hydrogeologiczna wydzielona w granicach hydrostrukturalnych (wychodnie, uskoki, itp.) lub w granicach hydrodynamicznych (działy wodne, strefy zasilania i drenażu). W przypadku GZWP, które przeważnie stanowią tylko część naturalnej hydrogeologicznej jednostki bilansowej, wydzieloną w oparciu o inne kryteria niż hydrostrukturalno - hydrodynamiczne (lub też obejmują kilka jednostek), zasada ta jest trudna do spełnienia i wówczas granice te przyjmowane są najczęściej umownie na strumieniu wód podziemnych. W takim przypadku trzeba przyjmować jako zasadę nadrzędną, że obszar badań modelowych musi być znacząco większy, niż obszar samego GZWP i musi objąć strefę zasilania zbiornika. Im bardziej od granic zbiornika odległe będą warunki brzegowe, tym mniejszy będzie ich wpływ na wyniki symulacji obrazującej wymuszenia wewnątrz obszaru badań. Ponieważ z reguły będą to warunki brzegowe I rodzaju to ich wprowadzenie musi opierać się na wiarygodnym rozpoznaniu rzędnych zwierciadła wody poszczególnych warstw, dla których warunek ten jest określany.

Zasady te są szczególnie istotne w przypadku zbiorników pradolinnych, wykształconych we współczesnych strefach drenażowych. Oddalenie granic modelu ma na celu objęcie badaniami nie tylko strefy drenażowej, ale również strefy przepływu i zasilania zbiornika. Podobnie w przypadku zbiorników ukształtowanych w strefach zasilania (np. zbiorniki sandrowe na wysoczyznach) – tu także model matematyczny powinien objąć strefę przepływu i drenażu wód.

Wytarowany model matematyczny jest podstawą wykonania symulacji prognostycznych, których wyniki posłużą do obliczeń czasu dopływu wód podziemnych do granic zbiornika. Prognoza hydrodynamiczna powinna być wykonana dla poborów wód podziemnych zgodnych z pozwoleniami wodnoprawnymi posiadanymi przez poszczególnych użytkowników (wartość średnia dobową – $Q_{\text{śrd}}$). W innych przypadkach uzasadnione jest przyjmowanie do prognozy poborów wody z ujęć zgodnych z rzeczywistym zapotrzebowaniem na wodę lub eksploatacją, jak to przyjęto dla aktualnie realizowanych modeli zbiorników, która może być znacząco różna od

zapotrzebowania podanego w pozwoleniu wodnoprawnym jako $Q_{\text{śrd}}$. Problemy związane z budową modeli dla GZWP przedstawiono w pracach (Dąbrowski i in., 2008; Gurwin, Serafin, 2008; Kania i in., 2005; Szklarczyk, Szczepański, 2008).

9.9 Model dla oceny zasobów dyspozycyjnych w wielowarstwowym systemie wodonośnym zlewni rzecznej – Stanisław Dąbrowski, Witold Rynarzewski

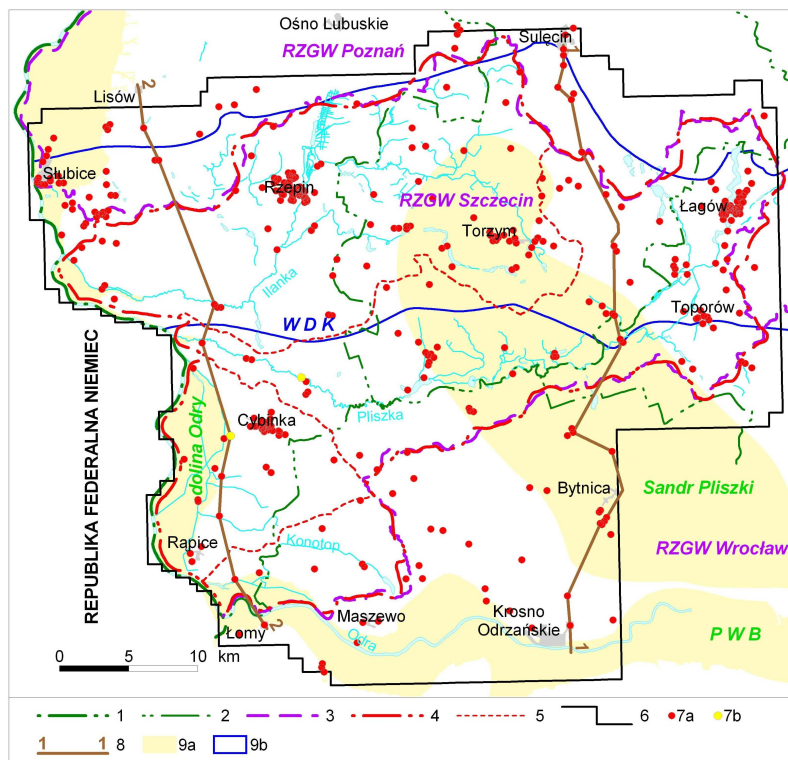
Badania modelowe zrealizowano w Przedsiębiorstwie Geologicznym „Proxima” S.A. we Wrocławiu Oddział w Poznaniu (autorzy: S. Dąbrowski, I. Nowak, W. Rynarzewski, E. Zboralska, T. Zborowska) w 1994 r. w ramach wykonywania „Dokumentacji hydrogeologicznej zasobów zwykłych wód podziemnych w kat. C i B z utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych systemu wodonośnego zlewni: Ilanki, Pliszki, Konotopu i Kanału Lubońskiego” dla potrzeb wykonania bilansu wodnogospodarczego tej jednostki dla RZGW Szczecin. Były one podstawą oceny zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych wód podziemnych (wówczas eksploatacyjnych w kat. C) w ramach określonego systemu wodonośnego zlewni o obszarze 1108,3 km². Badaniami modelowymi objęto system wodonośny i przyległe tereny innych systemów, o łącznej powierzchni 1842 km² – rys. 9.2.

Obszar ten stanowi część Pojezierza Lubuskiego, którego powierzchnia pochyla się ku południowi i zachodowi do obniżen pradoliny warszawsko – berlińskiej i przełomowego południowego odcinka doliny Odry, ukształtowanych w ostatnim zlodowaceniu. Zasilanie systemu opadami w ciągu roku wynosi średnio od ok. 560 mm na zachodzie do 660 mm na wschodzie. Obszar odwadniają cieki i kanały o zlewniach: Ilanka (448,4 km²), Pliszka (441 km²), Konotop (78,5 km²) i Kanał Luboński (140,4 km²) uchodzące do Odry. Odpływ podziemny w zlewniach waha się w przedziale 2,63 – 4,24 l/s km² i stanowi 60 – 80% w odpływie całkowitym. Utwory kenozoiku w obszarze badań mają miąższość od 170 m w dolinie Odry do 340 m w obrębie wysoczyzn i zalegają na utworach mezozoiku.

System wodonośny

Obszar występowania zwykłych wód podziemnych do głębokości ok. 200 m w przedmiotowych zlewniach, będący również obszarem bilansowym RZGW Szczecin, uznaje się za system wodonośny. Jest to system wielowarstwowy wód podziemnych w utworach kenozoicznych czwartorzędu i trzeciorzęd, ściśle powiązanych z wodami Odry i jej dopływów Ilanki, Pliszki, Konotopu i Kanału Lubońskiego. Granicami systemu są działki wodne II – rzędu oraz rzeka Odra stanowiąca granicę państwa – rys. 9.2.

Ze względu na hydrodynamiczny charakter powierzchni brzegowych systemu, należy on do systemów przejściowo – zamkniętych (Szymanko, 1980). Odra jest rzeką drenującą wszystkie poziomy wodonośne wód zwykłych. Działki wód powierzchniowych systemu są w ogólnym zarysie zgodne z działami wód podziemnych. Wododziałki podziemne są działami pojemnościowymi występującymi w obrębie poziomów wodonośnych o znacznej przewodności i rozprzestrzenieniu poza opisywany system, położonymi w obrębie wyniosłości morfologicznych. Jedynie słabiej zarysowane są działki wodne między Konotopem i zlewnią Białej położone na równinie sandrowej na południu oraz lokalnie między zlewnią Ilanki, a Postomią i Ośnianką na północy obszaru.



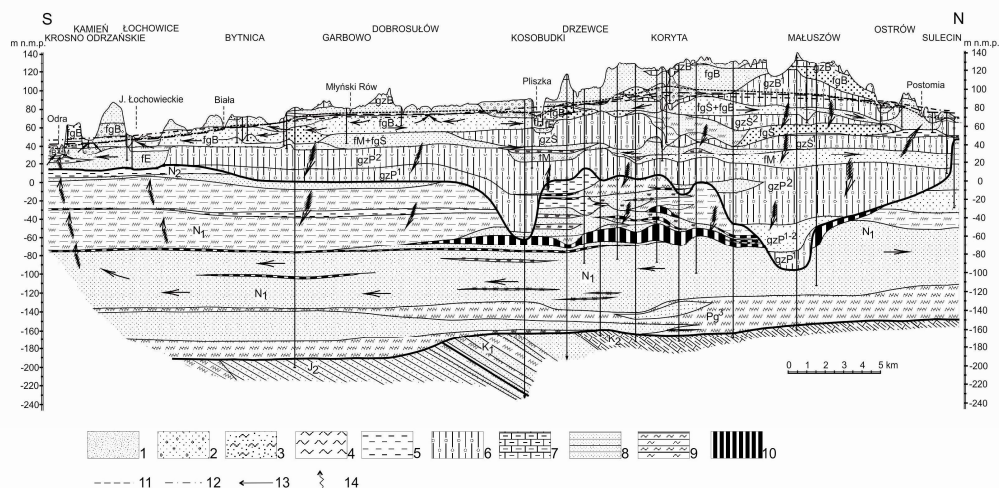
1 - granice państw; 2 - granice powiatów; 3 - granice wodnogospodarcze RZGW; 4 - granica dorzecza Ilanki, Pliszki, Kanału Lubońskiego i Konotopu; 5 - granice zlewni badanych cieków; 6 - granica obszaru badań modelowych; 7 - ujęcia wód podziemnych: 7a - czwartorzędowe; 7b - trzeciorzędowe; 8 - linie przekrojów hydrogeologicznych; 9 - regionalne struktury hydrogeologiczne: 9a - dolina Odry, Pradolina Warszawsko-Berlińska, GZWP nr 148 - Sandr Pliszki; 9b - GZWP nr 144 - Wielkopolska Dolina Kopalna

Rys.9.2. Model hydrogeologiczny systemu wodonośnego zlewni Ilanki, Pliszki

Znaczne niezgodności w przebiegu działów powierzchniowych i podziemnych występują pomiędzy czterema badanymi zlewniami, a sąsiednimi – rys. 9.5, 9.6 i 9.7. Powyższe wykazuje, że rozpatrywanie ich w jednym systemie wodonośnym ma uzasadnienie w układach krążenia wód powierzchniowych i podziemnych.

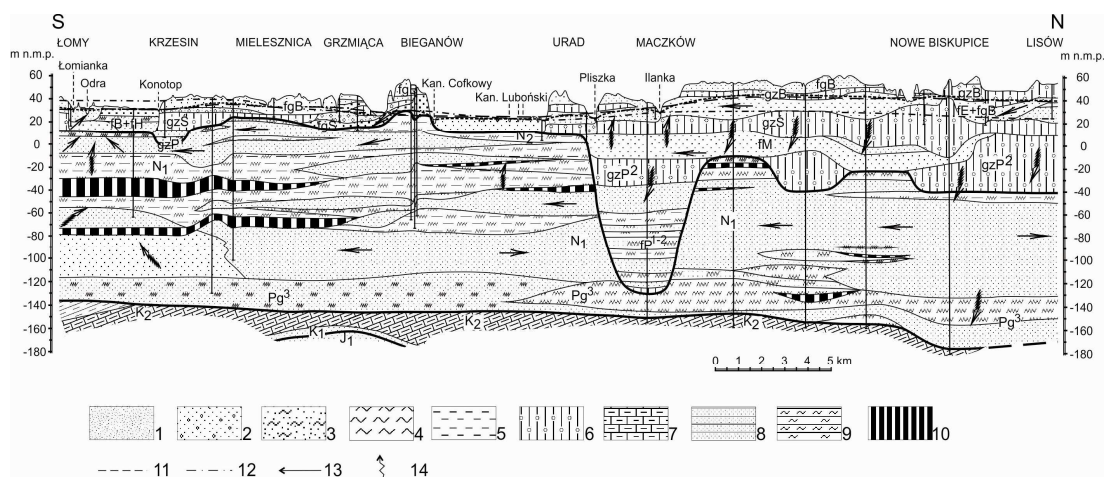
Zmiana granic przedmiotowego systemu może następować w przypadku lokalizacji dużych ujęć wód podziemnych w granicznych strefach wododziałowych. Z uwagi na istniejące zagospodarowanie przestrzenne obszaru i związane z tym rozmieszczenie potrzeb na wodę, taka sytuacja jest mało prawdopodobna. W przyszłości, zmiany granic systemu mogą zaistnieć w strefie wododziałowej w rejonie Sieniawy, w przypadku prowadzenia odwodnienia kopalni węgla brunatnego. Prowadzenie odwodnienia w sposób podany w dokumentacji badań modelowych z 1992 r., powodowało jedynie lokalną zmianę granic systemu w okresie prowadzenia prac odwodnieniowych.

W układzie pionowego krążenia wód górną granicę systemu stanowi powierzchnia terenu wraz ze strefą aeracji w poziomie gruntowym lub gliny morenowe o charakterze słabo przepuszczalnym i bardzo słabo przepuszczalnym, lokalnie przepuszczalnym. Granicę dolną systemu można uznać praktycznie za szczelną, gdyż zasilanie z tego kierunku jest i będzie znikome. Na tej głębokości kończy się praktycznie odnawialność wód przez infiltrację opadów.



Rys. 9.3. Przekrój hydrogeologiczny 1 – 1

Objaśnienia: 1 - piaski, 2 - piaski ze żwirem, 3 - piaski pylaste, 4 - muły, 5 - iły, 6 - gliny zwałowe, 7 - margle, 8 - piaskowce, 9 - mułowce, 10 - węgle brunatne, 11 - ustalone zwierciadło wody piętra czwartorzędowego, 12 - ustalone zwierciadło wody piętra miocénskiego, 13 - kierunek przepływu wody, 14 - przesączanie; Stratygrafia: Czwartorzęd: H - holocen; B, Ś, P - zlodowacenia odpowiednio: bałtyckie (B), środkowopolskie (Ś), południowopolskie (P); interglacjały: eemski (E), mazowiecki (M); facje: f - rzeczna, fg - wodnolodowcowa, gz - lodowcowa; neogen: N₂ - miocen górny, N₁ - miocen dolny; paleogen: Pg₃ - oligocen; K₂ - kreda górna, K₁ - kreda dolna; J₂ - jura środkowa, J₁ - jura dolna



Rys.9.4. Przekrój hydrogeologiczny 2 – 2

Objaśnienia: 1 - piaski, 2 - piaski ze żwirem, 3 - piaski pylaste, 4 - muły, 5 - iły, 6 - gliny zwałowe, 7 - margle, 8 - piaskowce, 9 - mułowce, 10 - węgle brunatne, 11 - ustalone zwierciadło wody piętra czwartorzędowego, 12 - ustalone zwierciadło wody piętra miocénskiego, 13 - kierunek przepływu wody, 14 - przesączanie; Stratygrafia: Czwartorzęd: H - holocen; B, Ś, P - zlodowacenia odpowiednio: bałtyckie (B), środkowopolskie (Ś), południowopolskie (P); interglacjały: eemski (E), mazowiecki (M); facje: f - rzeczna, fg - wodnolodowcowa, gz - lodowcowa; neogen: N₂ - miocen górny, N₁ - miocen dolny; paleogen: Pg₃ - oligocen; K₂ - kreda górna, K₁ - kreda dolna; J₂ - jura środkowa, J₁ - jura dolna

Układ hydrostrukturalny: W obrębie kenozoiku układ ten tworzą 4 poziomy wodonośne czwartorzędu rozdzielone kompleksami utworów słabo przepuszczalnych glin morenowych, mułków i iłów oraz poziom miocénski neogenu i paleogeński (rys. 9.3 i 9.4). Poziom oligocénski i poziomy mezozoiczne prowadzą tu wody zasolone, słabo zmineralizowane o ograniczonej odnawialności. W obrębie utworów czwartorzędu wyróżniono poziomy:

- gruntowy w obrębie doliny Odry, pradoliny warszawsko – berlińskiej i sandrów; największy z nich Sandr Pliszki stanowi GZWP nr 148;
- międzyglinowy górny związany z osadami wodnolodowcowymi i rzecznyymi interglacjału eemskiego rozdzielający gliny zlodowacenia bałtyckiego od środkowopolskich;
- poziom międzyglinowy dolny (wielkopolskiej doliny kopalnej – GZWP nr 144) związany z osadami rzecznyymi interglacjału mazowieckiego oraz fluwioglacjalnymi zlodowaceń środkowopolskich i południowopolskich;
- poziom podglinowy, który tworzą piaski i żwiry dolin kopalnych i fluwioglacjałów ze zlodowaceń południowopolskich występujące lokalnie w spagowych partiach czwartorzędu.

Poziomy mioceni i oligoceni stanowią fragment regionalnego wielkopolskiego zbiornika wód podziemnych o charakterze basenu. Poziom mioceni tworzą dwie warstwy wodonośne: górną o częściowym występowaniu w badanym obszarze i dolną o regionalnym występowaniu w obrębie serii burowęglowej miocenu.

Poziom oligoceni występuje w spagu kenozoiku badanego systemu, lecz nie posiada rozpoznania hydrogeologicznego.

Parametry hydrogeologiczne wyróżnionych poziomów podano w poniższej tabeli.

Tabela 9.1. Parametry hydrogeologiczne poziomów wodonośnych badanych obszarów zlewni

L p.	Poziom wodonośny	Rodzaj wodonośca	Miaższość warstw [m]*	Współczynnik filtracji [m/h]*	Przewodność [m ² /h]*	Moduł zasilania [m ³ /h km ²]	Odsączalność, zasobność sprężysta
1	gruntowy	piaski różnoziarniste, żwiry	do 40 [5 -20]	0,1 – 5,0 [0,3 - 3,5]	1 – 113 [5 – 20]	7,8 – 12,7	0,1 – 0,25
2	międzyglinowy górny	piaski, piaski ze żwirem, żwiry	do 35 [3 – 15]	0,1 – 4,3 [0,2 – 1,7]	0,5 – 70 [3 – 20]	5,6 – 12,5	0,0015 – 0,005
3	międzyglinowy dolny	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem, żwiry	5 – 45 [10 – 20]	0,2 – 3,5 [0,7 – 1,1]	0,5 – 122 [10 – 25]	4,0	0,0003
4	podglinowy	piaski różnoziarniste, żwiry	do 50 – 70	0,2 – 3,0 [1,0]	do 50,0	1,5	0,0008
5a	mioceni - górny	piaski drobne i pylaste	5 - 20	0,05 – 0,2	0,1 – 5,0	0,4 – 1,4	
5b	mioceni - dolny	piaski drobne i średnie	50 - 95	0,07 – 1,2	3,5 – 12,7	0,1 – 0,4	0,0001 – 0,0008
6	oligoceni	piaski drobne, lokalnie średnie	do 25 [10 – 15]	0,05 – 1,0	2 - 10	<0,1	0,0001

*[] w nawiasach podano wielkości najczęstsze

Układ krążenia wód jest ściśle związany z wysoczyznami stanowiącymi obszary zasilania, z ciekami powierzchniowymi i lokalnie rynnymi jezior, które stanowią bazy drenażu wód wyróżnionych poziomów. Z uwagi na różne głębokości występowania poziomów i ich związek z bazami drenażu wyróżnia się tu układy lokalnego krążenia uformowane w poziomach gruntowym i międzyglinowym dolnym, podglinowym i poziomie mioceni – warstwy górne związane z krążeniem przejściowym głównych cieków Odry, Ilanki, Pliszki, Konotopu i Kanału Lubońskiego oraz regionalnego krążenia wód związane z poziomem mioceni – warstwa dolna, związana z rzeką Odrą – rys. 9.5, 9.6 i 9.7. Drenaż poziomów stanowią również studnie

ujęć. Ich rola w drenażu poziomów jest niewielka, gdyż pobór wód nie przekracza 2% zasilania i nie zaznacza się w istniejących układach krążenia wód.

Model hydrogeologiczny systemu wodonośnego

Dla potrzeb stworzenia modelu matematycznego i rozwiązań zadań badawczych istniejący układ hydrostrukturalny i krążenia wód podziemnych powiązanych hydraulicznie z wodami powierzchniowymi w obszarze systemu i sąsiedztwie, został sprowadzony do układu 3 warstw wodonośnych rozdzielonych dwiema warstwami słabo przepuszczalnymi w granicach objętych badaniami hydrogeologicznymi, na obszarze ok. 2000 km² i badań modelowych na obszarze 1842 km², w tym 1108,3 km² w systemie zlewni bilansowanych. Określone parametry hydrogeologiczne i elementy eksploatacyjne warstw modelowych wodonośnych i słabo przepuszczalnych, podano w tabeli 9.2.

Tabela 9.2. Parametry hydrogeologiczne warstw modelu

a) Warstwy wodonośne

Lp.	Parametry	Warstwa I F = 1842 km ²	Warstwa II F = 1842 km ²	Warstwa III F = 1842 km ²
1	Poziomy wodonośne	gruntowy i międzyglinowy górny	międzyglinowy dolny i warstwy górne miocenu	poziom miocénski warstwy dolne
2	Rodzaj utworów wodonośnych	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem, żwiry	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem, żwiry, piaski drobne	piaski drobne lokalnie pylaste i średnie
3	Mięszczość osadów wodonośnych [m]	1 – 40	1 – 70 [5 – 20]	50 – 95
4	Współczynnik filtracji [m/h]	0,2 – 5,0	0,1 – 4,5	0,1 – 0,4
5	Przewodność [m ² /h]	0,8 – 113,0	0,3 – 122,0	0,1 – 10,0
6	Charakter zwierciadła wody	swobodno - naporowy	naporowy	naporowy
7	Zasilanie w m ³ /h km ² a) Z infiltracji opadów b) Z przesączania z warstw nadległych	5,6–17,4 [10,45]	0,5 – 5,1 [2,54]	0,06 – 0,45 [0,24]
8	Eksploatacja ujęć [m ³ /h]	162,9	376,8	0

b) Warstwy słabo przepuszczalne

Lp.	warstwa	I/II	II/III
1	Rodzaj warstwy	Gliny, muły	Gliny, muły, iły
2	Mięszczość warstw m' [m]	1 - 50	5 – 95
3	Współczynnik filtracji k' [m/h]	1,6x10 ⁻⁵ ÷ 1,0x10 ⁻¹⁰	1,6x10 ⁻⁶ ÷ 1,6x10 ⁻¹¹
4	Przewodność pionowa k'/m' [1/h]	4,32x10 ⁻⁴ ÷ 7,0x10 ⁻¹⁰	5,0x10 ⁻⁶ ÷ 1,0x10 ⁻¹⁰

Model ten w układzie przestrzennym został sporządzony w postaci map parametrów filtracyjnych, hydroizohips, elementów drenażu wód: cieki, jeziora i ujęcia wody, w skali 1:50 000, zgodnie z wymogami potrzeb badań hydrogeologicznych regionalnych związanych z dokumentowaniem zasobów dyspozycyjnych. Podstawą odwzorowania na modelu cieków i jezior oraz ujęć stanowiły mapy topograficzne w układzie 1942.

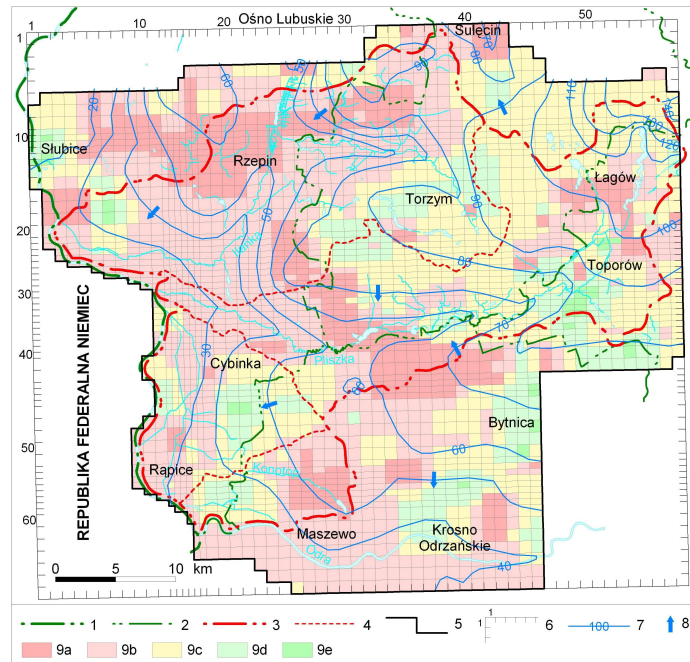
Wiarygodność danych modelu hydrogeologicznego

Dane geologiczne i hydrogeologiczne przyjęte do konstrukcji modelu pochodzą z rozpoznania geologicznego wierceniami poszukiwawczymi wykonanymi w latach 70 – tych XX wieku w obszarze środkowym i północno – wschodnim oraz w rejonie południowo – zachodnim dla udokumentowania dwóch złóż węgla brunatnego, które przewiercały całą strukturę kenozoiku. Posłużyły one do określenia granic poziomów wodonośnych, ich miąższości i litologii oraz parametrów hydrogeologicznych z badań pompowań hydrowęzłowych. Natomiast rozpoznanie hydrogeologiczne całego obszaru badań jest związane głównie z wierceniami studni dla ujęć wód podziemnych. Z uwagi na to, że tereny te nie są zurbanizowane, przy braku większych osiedli miejskich, są to w większości ujęcia małe, które rozpoznały górną część systemu hydrogeologicznego, w większości czwartorzędu do głębokości 50 – 70 m, rzadko głębiej i przy sporządzonym rozpoznaniu poziomu mioceńskiego – tylko 2 ujęcia w obszarze systemu. Stąd w miarę dobre rozpoznanie systemu dotyczy poziomu gruntowego, międzyglinowego górnego i dolnego, natomiast słabe i bardzo słabe: poziomów podglinowego czwartorzędu i mioceńskiego, przy braku rozpoznania poziomu oligoceńskiego. Parametry filtracyjne warstw poziomów rozpoznane zostały głównie w pompowaniach pojedynczych studni, a tylko sporadycznie w hydrowęzłach – tu dla potrzeb odwodnień kopalnianych.

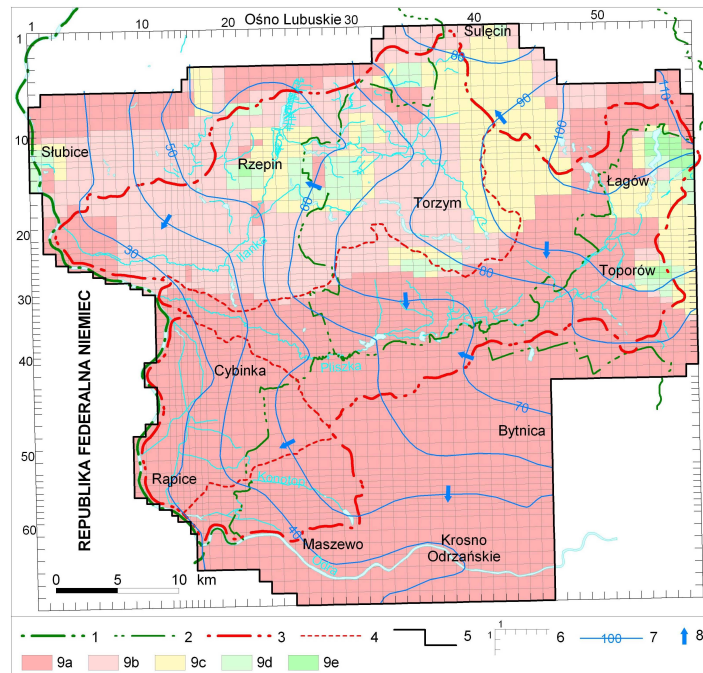
Rozpoznanie układu krążenia wód bazuje na danych uzyskanych w większości z okresu wierceń studni, a tylko w nielicznym stopniu na późniejszych obserwacjach i kartowaniu hydrogeologicznym w okresie wykonywania badań modelowych.

Metoda i program komputerowy do modelowania

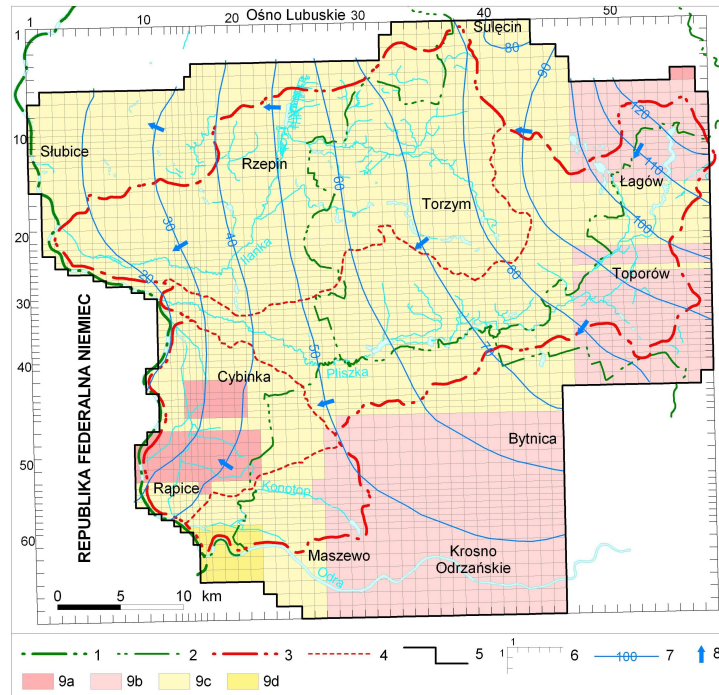
Z natury rzeczy regionalny system wód podziemnych wykazuje w układzie dynamicznym przemienny, cykliczny rytm wahań zwierciadeł wód poziomów wodonośnych wynikły z rytmu zasilania zależnego od zmienności warunków hydrometeorologicznych w ciągu roku i w wieloleciu oraz zależnego od stanu wód powierzchniowych jak i przestrzennej zmienności struktur. Stąd przyjmuje się, że do opisu modelowego tych układów hydrodynamicznych w regionie wystarczy badanie stanu średniego jako quasi-ustalonego wynikającego ze zmienności wieloletniej z odniesieniem do stanów ekstremalnych: niskiego i wysokiego. Z tej przyczyny dla rozwiązania zadania przyjęto stworzenie modelu dla ustalonego przepływu wód podziemnych powiązanego z wodami powierzchniowymi. Do budowy takiego modelu przyjęto program SWPR biblioteki programowej Hydrylib (Szymanko i in., 1982). Rozwiązania modelowe realizowano na mikrokomputerze IBM PC 386. Program ten umożliwił symulację przepływu wody w warunkach ustalonej filtracji w kilku warstwach wodonośnych przedzielonych warstwami słabo przepuszczalnymi.



Rys. 9.5. Mapa przewodności i hydroizohips warstwy I – poziom gruntowy i międzyglinowy górny czwartorzędu



Rys.9.6. Mapa przewodności i hydroizohips warstwy II – poziom międzyglinowy dolny i warstwy górne poziomu mioceńskiego



1 - granice państw; 2 - granice powiatów; 3 - granica dorzecza Ilanki, Pilzki, Kanalu Lubońskiego i Konotopu; 4 - granice zlewni badanych cieków; 5 - granica obszaru badań modelowych; 6 - zarys siatki modelu matematycznego; 7 - hydroizohipsy [m n.p.m.]; 8 - kierunki spływu wód; 9 - przewodność [m²/h]: 9a - <2; 9b - 2-5; 9c - 5-8; 9d - 5-10

Rys.9.7. Mapa przewodności i hydroizohips warstwy III – poziom mioceniński

Budowa modelu matematycznego przepływu wód podziemnych

Obszar modelu

Model zbudowano dla obszaru filtracji o powierzchni 1842 km² obejmujący system wodonośny 4 zlewni o powierzchni łącznej 1108,3 km² i obszary sąsiednich zlewni Warty i Odry Środkowej ograniczonych od zachodu doliną Odry w odcinku przełomowym i będącym granicą państwa – rys. 9.2, 9.5 – 9.7. Stąd granice systemu z wyjątkiem granicy zachodniej są granicami umownymi. Objęcie modelem obszarów sąsiednich zlewni o pow. 733,7 km² (66,2% obszaru systemu) umożliwia ocenę wpływu zmian poboru wód w badanym systemie na te systemy otaczające, jak i ich na przedmiotowy system wodonośny. Generalnie są to obszary górnych zlewni sąsiednich cieków dopływowych Odry Środkowej i Warty.

Dyskretyzacja obszaru i określenie warunków brzegowych

W wyznaczonym do badań modelowych obszarze filtracji przeprowadzono schematyzację warunków hydrogeologicznych sprowadzając istniejący układ hydrostrukturalny wód podziemnych do 3 warstw wodonośnych rozdzielonych dwiema warstwami słabo przepuszczalnymi (rys. 9.3 i 9.4) – tabela 9.2.

Obszar filtracji dyskretyzowano siatką prostokątną o zróżnicowanych wymiarach bloków: dx = 500 m i 1000 m oraz dy = 500 m i 1000 m. Przyjęta siatka składa się z 66 wierszy i 57 kolumn (rys. 4 – 6). Granice modelowych warstw (z wyjątkiem zachodniej – na Odrze – granica państwa) są granicami umownymi na strumieniach wód podziemnych. Omawiane warstwy wodonośne odwzorowano na modelu warunkami brzegowymi:

- I rodzaju – $H = \text{const.}$ zadawano na granicy umownej strumieni wód podziemnych,
- II rodzaju (typ 2) – odwzorujące wielkość infiltracji opadów,

II rodzaju (typ 22) – odwzorujące wielkości eksploatacji wód podziemnych,
III rodzaju – obrazujące związki cieków i jezior z warstwą wodonośną z wyjątkiem rzeki Odry.

Warstwy słabo przepuszczalne odwzorowano wartościami przewodności pionowej:

$T' = \frac{k'}{m'} [1/h]$, reprezentujące stałą wielkość parametru przesączania międzywarstwowego.

Szczegółowy podział na bloki obliczeniowe przedstawiają rys. 9.5, 9.6 i 9.7.

Parametry filtracyjne i infiltracyjne

W oparciu o dane z poszczególnych otworów hydrogeologicznych szczegółowo przeanalizowano przewodność warstw wodonośnych. Wyznaczono następujące przedziały jej zmienności: I warstwa – 0,8 – 113 m²/h, II warstwa – 0,3 – 122 m²/h, III warstwa – 0,1 – 10 m²/h.

Wartości te były ekstrapolowane na mapy przedziałowo – dyskretne (rys. 9.5 – 9.7). Warstwy słabo przepuszczalne charakteryzują przyjęte i tarowane wartości przewodności pionowej:

I warstwa od $4,32 \times 10^{-4}$ do $7,0 \times 10^{-10}$ 1/h,

II warstwa od $5,0 \times 10^{-6}$ do $1,0 \times 10^{-10}$ 1/h.

Wielkość oporów filtracyjnych między ciekami, a pierwszą warstwą wodonośną były tarowane i ich wartości zawarte są w przedziale $1 - 500 \times 10^{-5}$ 1/h.

Wielkość zasilania infiltracyjnego warstwy I była tarowana. Średnia wartość infiltracji efektywnej uzyskana na modelu wynosi 10,45 m³/h km² dla całego obszaru modelu, w tym 12,44 m³/h km² dla zlewni Ilanki, 12,70 m³/h km² dla zlewni Pliszki, 7,63 m³/h km² dla zlewni Kanału Lubońskiego i 10,91 m³/h km² dla zlewni Konotopu. W obszarze doliny kopalnej wartość ta wynosi 11,97 m³/h km², poza nią 9,31 m³/h km².

Dla warunków brzegowych III rodzaju, rzędne zwierciadła wód powierzchniowych przyjęto z map topograficznych w skalach 1:10 000 i 1:50 000. Wynoszą one dla głównych cieków:

- Ilanka – 21,5 – 86,0 m n.p.m.,
- Pliszka – 24,6 – 101,3 m n.p.m.,
- Konotop – 30,1 – 38,0 m n.p.m. odcinek dolny; 50,6 – 52,3 m n.p.m. odcinek górny,
- Kanał Luboński – 29,2 – 24,8 m n.p.m.

Odrę (granica państwa) – granicę zachodnią modelowanego obszaru – odwzorowano warunkami brzegowymi I rodzaju o rzędnych 18,8 – 30,7 m n.p.m.

Stan piezometryczny wód i eksploatacji ujęć

Podstawą do budowy modelu matematycznego badanego systemu wodonośnego były opracowane mapy hydroizohips na stan średni wód w wydzielonych warstwach wodonośnych sporządzone na stan do 1993 r. Mapy te odzwierciedlały średnie stany hydrodynamiczne wód (sporządzone z pomiarów zwierciadła wody I i II warstwy oraz w oparciu o dane archiwalne) powiązane z eksploatacją na lata 1991 – 1993. Wyjątkiem jest mapa dolnej warstwy miocenijskiej – brak eksploatacji w tej warstwie oraz brak danych o ciśnieniu wód dla większości obszaru – mapa w dużej części była hipotetyczna.

Model ten odzwierciedla więc średni stan wód podziemnych, uzyskany w procesie tarowania warunków brzegowych, parametrów filtracyjnych warstw, przy założonej zgodności z modelem hydrogeologicznym tj. przy spełnieniu przyjętych kryteriów wiarygodności modelu. W tym celu wykonano około 100 symulacji tarujących model. Rozkład ciśnień uzyskany na modelu (zbliżony do map hydroizohips wyjściowych)

przedstawiono na mapach – rys. 9.5., 9.6. i 9.7. Bilans krążenia wód dla całego obszaru modelowego oraz dla zlewni Ilanki, Pliszki, Kanału Lubońskiego i Konotopu przedstawiono na rys. 9.9.

Wody podziemne w całym obszarze eksploatowane były w następujący sposób: 162,9 m³/h w I warstwie, 376,8 m³/h w II warstwie, w III warstwie – brak eksploatacji. W zlewniach bilansowych przedstawia się to następująco: Ilanka – 70,4 m³/h w I warstwie, 80,9 m³/h w II warstwie; Pliszka – 32,2 m³/h w I warstwie, 64,3 m³/h w II warstwie; Kanał Luboński – 7,4 m³/h w I warstwie, 36 m³/h w II warstwie; Konotop – 0,5 m³/h w I warstwie. Ogółem w zlewniach bilansowych eksploatuje się 110,5 m³/h z I warstwy oraz 181,2 m³/h z II warstwy (w tym 37,5 m³/h z poziomu mioceńskiego).

Eksploatacja wód na modelu była zadawana wg danych uzyskanych z inwentaryzacji ujęć wód podziemnych w systemie i sąsiednich obszarach. Ten stan hydrodynamiczny uznano jako model warunków początkowych dla wykonanych prognoz eksploatacji. Ze względu na stosunkowo niewielką eksploatację wód na tych obszarach, w tym z poziomów czwartorzędu – 540 m³/h (2,8% wielkości infiltracji) można było uznać te stany za naturalne.

Tarowanie modelu

Określony z badań hydrogeologicznych stan hydrodynamiczny wód z 1993 r., uznany jako średni stał się podstawą do stworzenia modelu matematycznego. Jako podstawową metodykę tarowania przyjęto metodę prób i błędów. W tym celu wykonano ok. 100 symulacji tarujących wielkość infiltracji efektywnej, parametrów przewodności prostopadłej warstw słabo przepuszczalnych, między warstwami wodonośnymi i między ciekami i jeziorami, a drenowaną – zasilaną warstwą wodonośną. Ustalono wiarygodność przyjętej przewodności warstw w obszarze oraz terenach słabo rozpoznanych i nierozpoznanych, a także wiarygodność przyjmowanych warunków brzegowych.

Istotną sprawą była analiza badań wpływu zmienności wielkości tarowanych parametrów na wielkość zmian zwierciadeł wody w trzech badanych warstwach wodonośnych (analiza czułości modelu), zarówno w obszarze całego modelu jak i w wybranych rejonach. Czułość tę ustalono w pierwszym rzędzie dla przyjętych wielkości przewodności pionowej, charakteryzujących kontakty międzywarstwowe, jak również dla wielkości i rozkładu infiltracji efektywnej.

Kryteriami wiarygodności dla modelu i przyjmowanych parametrów w tarowaniu był model hydrogeologiczny oraz jego parametry w zakresie zgodności:

- stanów wód w wybranych punktach pomiarowych z dokładnością $\pm 1,2$ m, tj. wielkość amplitudy wahań naturalnych z wielolecia,
- uzyskania zgodności kształtu powierzchni piezometrycznych z poszczególnych warstw,
- zasilania infiltracyjnego zlewni w systemie z pomiarami i obliczeniami hydrologicznymi spływu powierzchniowego realizowanymi w latach 1992 – 1993, przy zgodności rozchodów – przychodów w sporządzonym bilansie zasilania dla obszaru modelowanego, a także uzyskania wielkości zasilania infiltracyjnego porównywalnego z innymi badaniami modelowymi.

Odwzorowane powierzchnie piezometryczne modelowanych warstw (poziomów wodonośnych) na stan 1993 r. przedstawiają rys. 9.5, 9.6, 9.7, natomiast bilans dla obszaru modelowanego rys. 9.9., a dla systemu dane w tabeli 9.3.

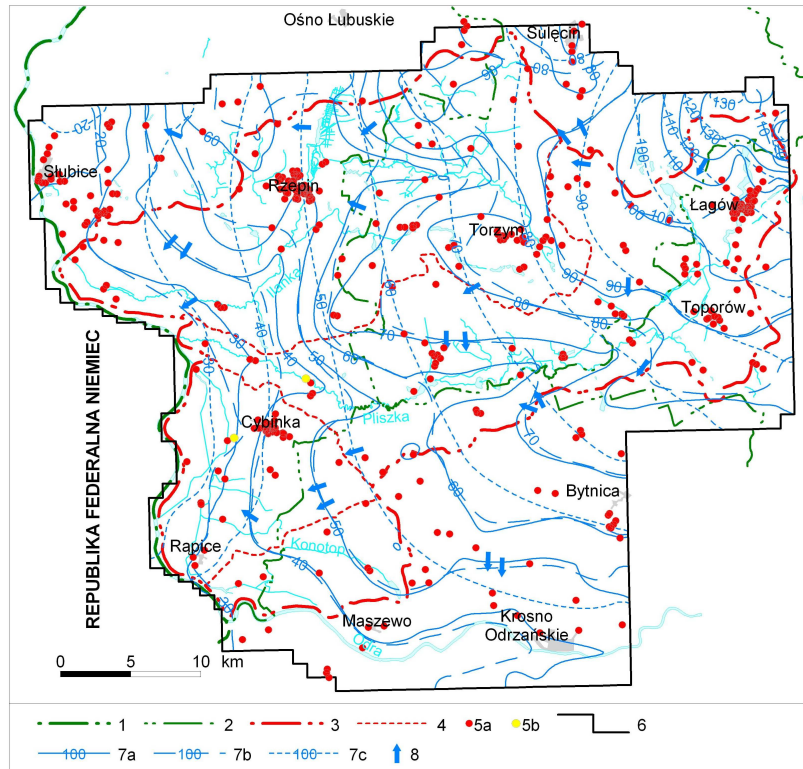
W modelowaniu regionalnych systemów wodonośnych wielkoprzestrzennych wiarygodność modelu może być właściwie zweryfikowana z jednej strony poprzez uzyskanie zgodności powierzchni piezometrycznych trzech modelowanych warstw przy

określonej już eksploatacji wód oraz ze zgodnością w punktach monitoringu stanów wód podziemnych, zaś z drugiej poprzez porównanie bilansu przepływów na wybranych ciekach – zlewniach uzyskanych na modelu z określonymi przepływami podziemnymi z badań hydrologicznych. W tym względzie na modelu stanów wód podziemnych wydzielonego systemu wodonośnego zlewni Ilanki, Pliszki, Konotopu i Kanału Lubońskiego z powiązaniem z sąsiednimi systemami uzyskano założoną zgodność powierzchni piezometrycznych 3 wydzielonych warstw – poziomów z dokładnością $\pm 1,0$ m, tj. wynikającą z amplitudy naturalnych wahań stanów wód rzędu 0,9 – 1,3 m.

Weryfikacja modelu

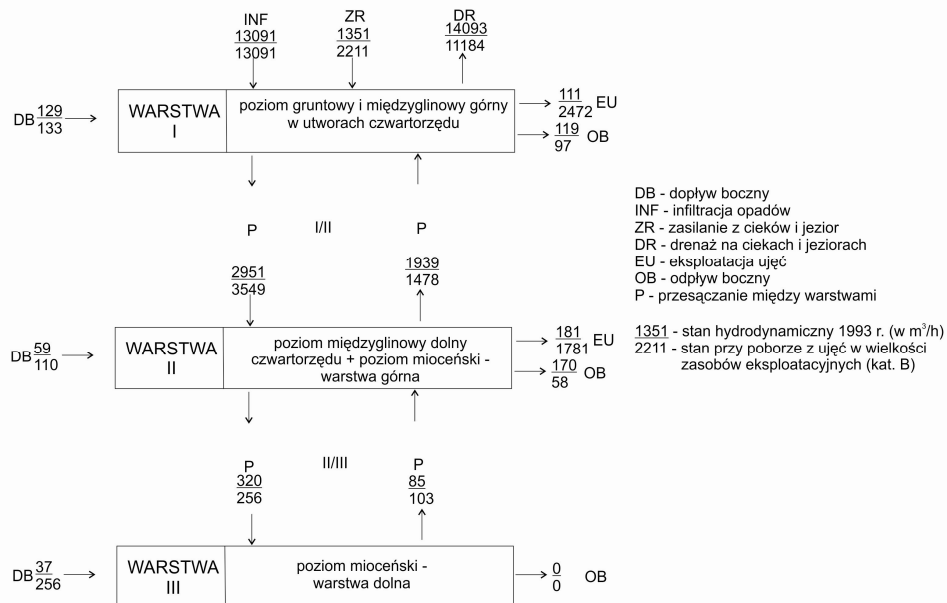
Z porównania określonego zasilania poszczególnych zlewni z wynikami oceny ich odpływu podziemnego z równoczesnych szczegółowych badań hydrologicznych wynika duża zgodność, co wyraża się w rozbieżności dla badanego systemu wodonośnego wielkością $\pm 2\%$ (tabela 9.3). przy czym występują tu większe rozbieżności między odpływami podziemnymi poszczególnych zlewni określonymi metodą hydrologiczną i metodą modelową w granicach 3,7 – 11,8 %. Powyższe wynika z niezgodności zlewni powierzchniowych i podziemnych cieków, co wyraża się w zlewni Ilanki i Pliszki odpowiednio zwiększonymi – zmniejszonymi wielkościami przepływów z hydrologii w stosunku do obliczeń modelowych (tabela 9.3).

Na podstawie analizy odwzorowanych powierzchni piezometrycznych poziomów wodonośnych powiązanych w układzie krążenia z wodami powierzchniowymi, uzyskanej wielkości odnawialności zgodnej z wynikami badań hydrologicznych i podobnych do badań innych porównywalnych systemów, uznano, że stworzony model posiada dobrą wiarygodność i może służyć do rozwiązywania zadań gospodarowania wodami podziemnymi. Niską wiarygodność może posiadać tu tylko model warstwy III – poziomu mioceńskiego – warstwy dolne, z uwagi na słabe rozpoznanie hydrogeologiczne w obrębie badanego systemu. Jednakże jego wpływ na bilans krążenia wód w systemie jest minimalny, gdyż jego odnawialność jest 5 – 10-krotnie mniejsza niż poziomów czwartorzędu i zależna od zasilania z nadległych poziomów wodonośnych.



1 - granice państw; 2 - granice powiatów; 3 - granica dorzecza Iłanki, Pliszki, Kanału Lubońskiego i Konotopu; 4 - granice zlewni badanych cieków; 5 - ujęcia wód podziemnych: 5a - czwartorzędowe; 5b - trzeciorzędowe; 6 - granica obszaru badań modelowych; 7 - hydroizohipsy [m npm]: 7a - warstwy I; 7b - warstwy II; 7c - warstwy III; 8 - kierunki spływu wód

Rys.9.8. Mapa hydroizohips warstw modelowych przy poborze w wielkości zasobów eksploatacyjnych (kat. B)



Rys. 9.9. Bilans wodny modelowanego systemu - stan hydrodynamiczny 1993 r. i przy poborze z ujęć w wielkości zasobów eksploatacyjnych (kat. B).

Tabela 9.3. Bilans systemu wodonośnego wg stanu hydrodynamicznego z 1993 r. i odwzorowaniu eksploatacji ujęć w wielkości zasobów kat. B

Składniki bilansu [m ³ /h] F [km ²]	System wodonośny		Zlewnia Ilanki		Zlewnia Pliszki		Zlewnia Konotopu		Zlewnia Kanału Lubońskiego	
	1108,3		448,4		441,0		74,4		144,5	
	1993 r.	Kat. B	1993 r.	Kat. B	1993 r.	Kat. B	1993 r.	Kat. B	1993 r.	Kat. B
Przychody:										
1. Infiltracja opadów	13091,1	13091,1	5578,0	5578,0	5598,9	5598,9	811,6	811,6	1102,6	1102,6
2. Dopływy spoza systemu	224,6	282,4	3,6	4,6	221,0	277,8	0	0	0	0
3. Zasilanie z cieków	1351,3	2210,5	533,5	1074,8	533,5	933,7	176,1	202,0	0	108,2
Odnawialność [Q _o] – Razem	14667	15584	6115,1	6657,4	6353,4	6810,4	887,7	1013,6	1102,6	1210,8
Rozchody:										
1. Drenaż cieków i jezior	14093,2	11184,0	5665,3	4171,1	6348,6	5536,4	867,4	813,7	896,3	662,8
2. Odpływ poza system	310,7	155,2	68,9	55,3	239,7	98,5	0	0	2,1	1,4
3. Eksploatacja ujęć	291,7	4252,9	151,3	2142,1	96,5	1516,3	0,5	30,5	43,4	564,0
Razem	14695,6	15592,1	5885,6	6368,5	6684,8	7151,2	867,9	844,2	941,8	1228,2
Moduł infiltracji [m ³ /h km ²]	11,81	11,81	12,43	12,43	12,70	12,7	10,91	10,91	7,63	7,63
Moduł całkowitego zasilania [m ³ /h km ²]	13,14	14,06	13,63	14,85	14,41	15,44	13,27	13,62	7,63	7,63
Zasoby odnawialne – Q _o [m ³ /s]	4,07	4,33	1,70	1,85	1,76	1,89	0,27	0,28	0,34	0,34
Odpływ podziemny – Q _p [m ³ /s] wg badań hydrologicznych	4,14	-	1,90	-	1,58	-	0,28	-	0,38	-

Prognozy modelowe

Dla potrzeb określenia wielkości zasobów dyspozycyjnych i eksploatacyjnych oraz gospodarowania wodami podziemnymi, w tym ustalenia warunków korzystania z wód dla tego systemu wodonośnego uznanego za jednostkę wodnogospodarczą Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Szczecinie wykonano następujące prognozy eksploatacji wód przy przyjęciu określonych ograniczeń i ich skutków:

- odwzorowanie eksploatacji istniejących ujęć wód w wielkości zatwierdzonych (ustalonych) zasobów eksploatacyjnych (kat. B);
- odwzorowanie eksploatacji według zgłoszonych potrzeb na wodę;
- odwzorowanie eksploatacji w systemie dla potrzeb określenia zasobów dyspozycyjnych.

Poniżej przedstawia się tylko sposób i wyniki odwzorowania na modelu eksploatacji ujęć według ustalonych zasobów eksploatacyjnych ujęć w systemie i sąsiednich.

Celem tej symulacji było stwierdzenie możliwości eksploatacji wód podziemnych w wielkości zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych dla ujęć będącej jedną z ważniejszych prognoz optymalizujących wielkość zasobów dyspozycyjnych w systemie. Wyniki badań modelowych były podstawą do wykonania jednolitego bilansu wód podziemnych badanych zlewni dla RZGW Szczecin w ramach sporządzonego „Projektu warunków korzystania z wód dorzecza Ilanki, Pliszki, Kanału Lubońskiego i Konotopu” w 1999 r. przez Hydroconsult Sp. z o.o.

Kryterium oceny możliwości tej eksploatacji ujęć w systemie była wielkość odnawialności wód podziemnych modelowanych warstw wodonośnych, określona wg stanu z 1993 r. oraz obniżenie rejonowe zwierciadła wód nie przekraczające 1/3 naporu lub 1/3 słupa wody w warstwie swobodnej. Symulacje te wykonano zadając na zbudowanym modelu matematycznym wielkości wydatków ujęć równe zatwierdzonym

zasobom eksploatacyjnym. Bilans krążenia wód tej prognozy dla systemu wodonośnego oraz w zlewniach bilansowych przedstawiono w tabeli 9.3 oraz na rys. 9.9.

Eksploatacja wg wielkości zatwierdzonych zasobów kat. B w całym obszarze wynosi 6554,7 m³/h; 3862,3 m³/h w I warstwie, 2692,4 m³/h w II warstwie. W zlewniach bilansowych przedstawia się to następująco: Ilanka – 1198,1 m³/h w I warstwie, 944 m³/h w II warstwie; Pliszka – 769,8 m³/h w I warstwie, 746,5 m³/h w II warstwie (w tym 24 m³/h z utworów mioceńskich), Kanał Luboński – 474 m³/h w I warstwie, 90 m³/h w II warstwie (z utworów mioceńskich); Konotop – 30,5 m³/h w I warstwie. Ogółem w zlewniach bilansowych włączono 4252,9 m³/h (2472,4 m³/h w I warstwie, 1780,5 m³/h w II warstwie – w tym 114,0 m³/h z utworów mioceńskich) tj. 14,6 razy więcej niż wynosiła eksploatacja ujęć w 1993 r., a co stanowi 38% ustalonych zasobów dyspozycyjnych systemu. Obniżenie zwierciadła wody względem stanu z 1993 r. wyniosła 0,1 – 14,1 m w całym obszarze, w zlewniach: Ilanki 0,6 – 14,1 m, Pliszki 0,1 – 6,1 m, Kanału Lubońskiego 0,2 – 7,0 m, Konotopu 0,2 – 2,0 m. Największe depresje rejonowe występują w rejonie Rzepina 3,2 – 14,1 m w I warstwie, do 10 m w II warstwie (duża ilość ujęć w bliskim sąsiedztwie – współdziałanie ujęć), w rejonie Bieganowa do 9,4 m w II warstwie (utwory trzeciorzędowe), w rejonie Słubic – do 6 m w drugiej warstwie (ujęcie miejskie), w rejonie Łagowa – do 4 m w I i II warstwie (ujęcie miejskie i ujęcia zakładowe).

Powierzchnię zwierciadła wód dla tej eksploatacji w warstwach wodonośnych przedstawiono na rys. 9.8. W warstwie III (brak eksploatacji) - zdepresjonowanie powierzchni dochodzi tu lokalnie do 1,4 m.

Przeprowadzona symulacja wykazała możliwość eksploatacji wód podziemnych w wielkości zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych. Przy takiej wielkości eksploatacji obniżenie rejonowe zwierciadła wód przekracza lokalnie 1/3 naporu wody, w tym najwięcej o 1,5 – 3,0 m – rejon Rzepina.

Przy prognozach dla określenia zasobów dyspozycyjnych poza kryteriami jak dla oceny prognozy zasobów eksploatacyjnych wzięto pod uwagę dodatkowe kryteria jak:

- zachowanie przepływów nienaruszalnych głównych cieków Q_n w wielkościach: Ilanka – 0,40 m³/s, Pliszka – 0,25 m³/s, Konotop – 0,04 m³/s, Kanał Luboński – 0,05 m³/s,
- obniżenie zwierciadła wody w dolinie Odry – nie może wynieść poniżej 1,0 m.

Przy uwzględnieniu tak określonych ograniczeń ustalono optymalny pobór wód z systemu czwartorzędowo – mioceńskiego zlewni w wielkości 11220 m³/h (3,12 m³/s), co stanowi 76% zasobów odnawialnych.

9.10 Modele dla oceny zasobów dyspozycyjnych w zróżnicowanej wielopoziomowej strukturze systemu wodonośnego Poznańskiego Dorzecza Warty – Stanisław Dąbrowski

Istotnym problemem badań modelowych realizowanych dla potrzeb hydrogeologicznych badań regionalnych zlewni i wydzielonych regionów na Niżu Polskim przy ocenie zasobów wód podziemnych jest metodyka tworzenia wiarygodnych modeli matematycznych. Z reguły badane są złożone wielopoziomowe systemy wodonośne, tworzące różnej genezy i wielkości struktury hydrogeologiczne czwartorzędu, niecki i baseny trzeciorzędowe, masywy porowo – szczelinowe lub szczelinowo – krasowe mezozoiku, o różnej rozciągłości przestrzennej i związkach hydraulicznych między sobą oraz z wodami powierzchniowymi.

W tej sytuacji pozostaje zawsze pytanie o sposób realizacji modelowania, tak by jak najbardziej wiarygodnie odwzorować te systemy i związki między nimi, a które w tych przypadkach reprezentują z reguły systemy krążenia lokalne, przejściowe i regionalne

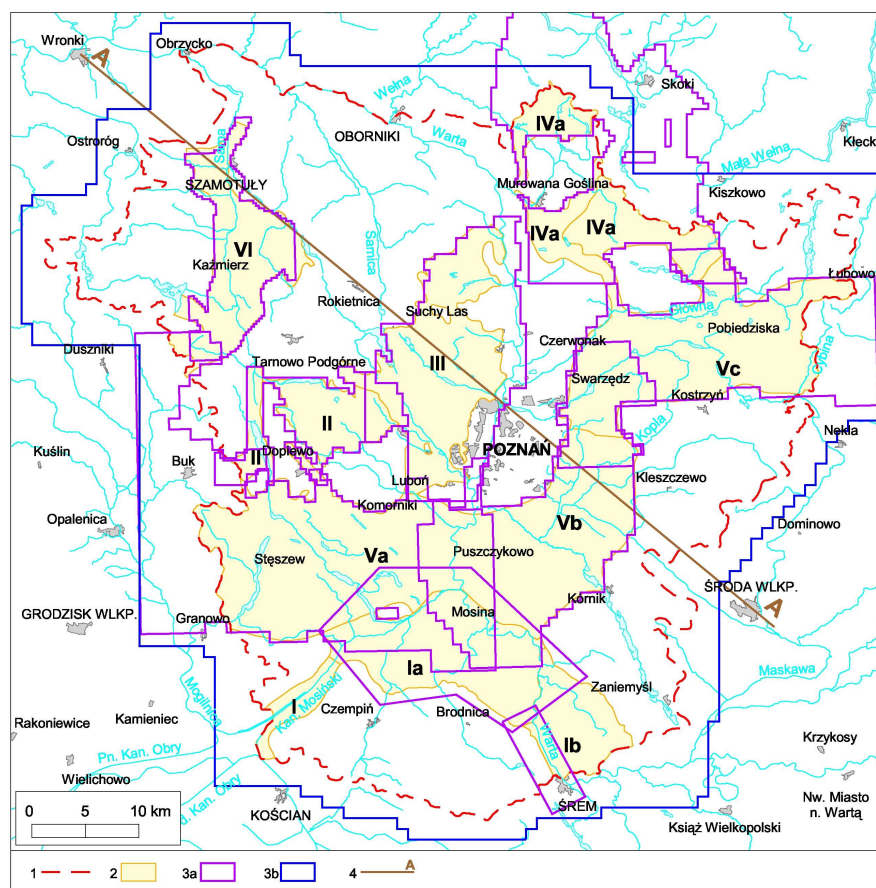
o różnym stopniu wykorzystania wód podziemnych (Dąbrowski 1978a i 1999; Macioszczyk, Kazimierski 1990; Gurwin, Poprawski, 2001). Praktycznie nie ma możliwości stworzenia dla takich obszarowych systemów jednego modelu odwzorującego wiarygodnie wszystkie systemy wodonośne tak pod względem merytorycznym i poprawności matematycznej rozwiązań układów równań filtracji jak i percepcji zagrożenia przez prowadzących modelowanie.

Przykład rozwiązania tego problemu przedstawia się na podstawie realizacji badań modelowych dla Regionu Poznańskiego Dorzecza Warty (PDW) o pow. 3100 km² w Wielkopolsce środkowej, wykonywanych dla potrzeb oceny warunków zasilania i drenażu, zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych wód podziemnych w utworach kenozoiku, (Dąbrowski i in. 1999 i 2000). Zakres badań modelowych uwarunkowany został systemowym podejściem do rozwiązania zadania, który polegał na traktowaniu Regionu PDW jako makrosystemu wodonośnego, złożonego z systemu zbiornika trzeciorzędowego i systemów czwartorzędowych określonego stopnia, powiązanych przestrzennie w układzie krążenia wód. Badania te realizowano poprzez sporządzenie 1 modelu matematycznego dla części regionalnego zbiornika wód trzeciorzędowych oraz 9 modeli dla zbiorników czwartorzędowych różnej genezy znajdujących się nad nim, w określonych zróżnicowanych powiązaniach hydraulicznych (w sumie 10 modeli). Przy realizacji modelu zbiornika trzeciorzędowego PDW systemy czwartorzędowe traktowane były generalnie jako otoczenie systemu, zaś przy realizacji modeli systemów czwartorzędowych otoczeniem był system zbiornika trzeciorzędowego (rys. 9.10., 9.11).

Sposób realizacji badań modelowych został zdefiniowany w opracowanym projekcie prac geologicznych na udokumentowanie zasobów wód podziemnych Regionu PDW, a który zakładał:

- wykonanie modelu zbiornika trzeciorzędowego w układzie 4 warstw wodonośnych,
- aktualizację 3 modeli z lat 1984 – 1986 wykonanych dla systemu dolin kopalnych: doliny kopalnej Samy i dwóch wielkopolskiej doliny kopalnej, w układach 3 warstw wodonośnych,
- aktualizację 2 modeli systemu wodonośnego pradoliny warszawsko – berlińskiej w układach 2 warstw wodonośnych,
- wykonanie 3 modeli: dla zlewni Trojanki – Małej Węły oraz rejonów Niepruszewo – Lusowo i Poznań – Biedrusko w układzie 3 warstw wodonośnych.

Poprzez system GIS dla Regionu PDW modele te i obszary niemodelowane, a bilansowane w ramach baz danych, powiązano w jeden układ dla potrzeb gospodarowania wodami przez Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Poznaniu.



Rys. 9.10. Region Poznańskiego Dorzecza Warty

Objaśnienia: 1 - granica Regionu PDW; 2 - obszary bilansowe zbiorników czwartorzędowych (I-VI - numery obszarów); 3 - granice obszarów badań modelowych: a - piętro czwartorzędowe, b - piętro trzeciorzędowe, 4 - linia przekroju hydrogeologicznego

System wodonośny Poznańskiego Dorzecza Warty

W rejonie Poznania są praktycznie poznane i gospodarczo wykorzystane wody pitne w utworach czwartorzędowych i neogeńsko – paleogeńskich (trzeciorzędowych), występujące do głębokości 200 – 270m (tabela 9.4), w strukturach hydrogeologicznych o zróżnicowanej genezie i rozprzestrzenieniu (rys. 9.10 i 9.11), (Dąbrowski i in. 1999). Ogólną charakterystykę parametrów hydrogeologicznych wydzielonych poziomów wodonośnych przedstawiono w tabeli 9.4.

Wody w utworach czwartorzędowych występują w piaskach różnej granulacji i żwirach rzecznych, wodnolodowcowych. Wody te w obrębie czwartorzędu Wielkopolski środkowej tworzą układ piętrowy, na który składają się trzy poziomy o regionalnym rozprzestrzenieniu, choć nie zawsze ciągłym: wód gruntowych, międzyglinowy górny, międzyglinowy dolny (wielkopolskiej doliny kopalnej) i występujący lokalnie poziom podglinowy (Dąbrowski 1990, 1995). Poziom wód gruntowych związany jest z osadami zlodowacenia bałtyckiego i holocenu, zaś pozostałe poziomy z osadami interglacjalów starszych zlodowaceń.

Poziom wód gruntowych występuje w piaskach i żwirach pradoliny warszawsko – berlińskiej, dolin rzecznych oraz w sandrach, rynnach polodowcowych i w zwietrzałych partiach glin morenowych. Głównymi jednostkami hydrogeologicznymi tego poziomu są: odcinek przełomowy doliny Warty, pradolina warszawsko – berlińska, sandr sierakowski, sandr junikowski, i sandr rzeki Głównej, sandr i dolina rzeki Kopli, dolina (rynna lodowcowa) Cybiny oraz Samicy – rys. 9.11.



1 – piaski; 2 – piaski ze żwirem i żwiry, 3 – mulki; 4 – iły; 5 – gliny morenowe; 6 – margle; 7 – węgle brunatne; 8 – zwierciadło wody piętra czwartorzędowego; 9 zwierciadło wody piętra trzeciorzędowego; 10 – kierunki filtracji; 11 – poziomy wodonośny: ① – gruntowe, ② – międzyglinowy górny, ③ – wielkopolskiej doliny kopalnej, ④a – mioceni górny, ④b – mioceni dolny, ⑤ – oligoceni; f – osady rzeczne; fg – osady wolnolodowcowe; gz – osady morenowe; J₁ – dolna jura; J₂ – środkowa jura; J₃ – górna jura; K₁ – dolna kreda; K₂ – górna kreda; Pg₃ – oligocen; N₁ – dolny i środkowy miocen; N₂ – górny miocen.

Rys. 9.11. Przekrój hydrogeologiczny przez Poznańskie Dorzecze Warty

Poziom międzyglinowy górny występuje w piaskach i żwirach wodnolodowcowych i rzecznych w kompleksie wodonośnym, rozdzielającym gliny zlodowacenia bałtyckiego od środkowopolskiego (rys. 9.11). Związany jest on z pasmową strukturą kopalnego sandru rozciągającej się od Suchego Lasu – Biedruska na północy, po Puszczykowo – Rogalin i dalej po Zaniemyśl na południowym zachodzie. Największe rozprzestrzenienie posiada w obrębie miasta Poznania i jest tu głównym poziomem wodonośnym. Poziom jest zasilany przez przesączanie z poziomu wód gruntowych lub bezpośrednią infiltrację opadów poprzez nadległe gliny morenowe. Drenują go drobne ciekły dopływowe do Warty.

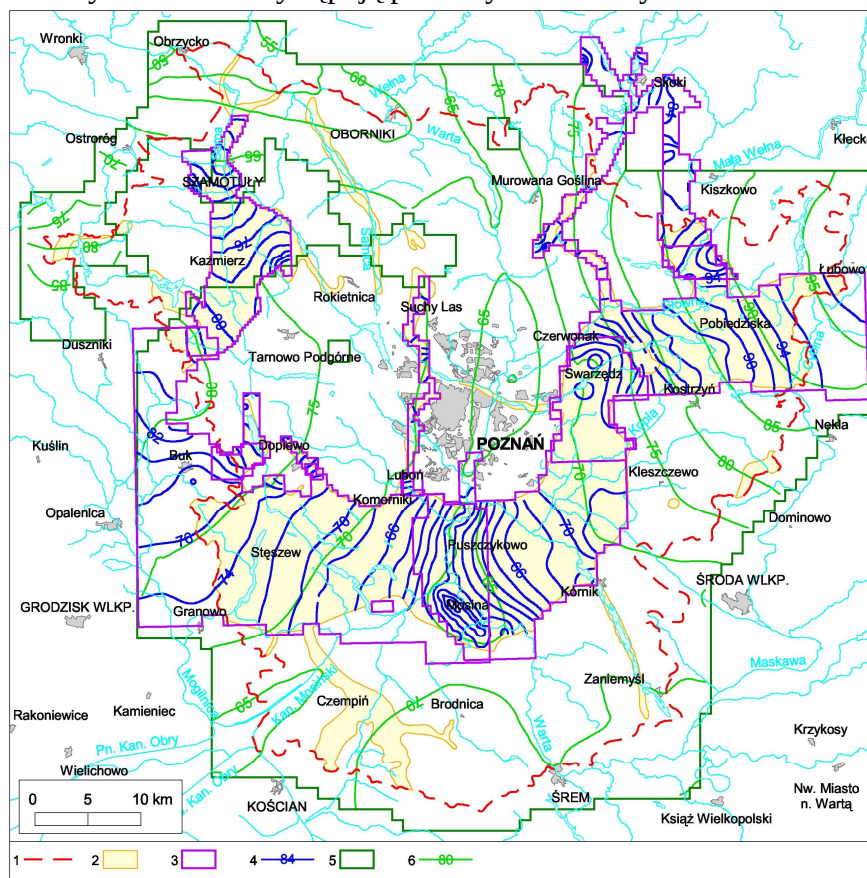
Poziom międzyglinowy dolny – występujący głównie w obrębie struktury wielkopolskiej doliny kopalnej i jej form dopływowych, związany jest z osadami rzeczными interglacjalnymi mazowieckiego i fluwioglacjalnymi, rozdzielającymi gliny zlodowacenia południowopolskiego i środkowopolskiego (rys. 9.11). Tworzące go piaski i żwiry osiągają najczęściej przedział miąższości 10 – 30 m, lokalnie do 60 m. Podstawowe struktury hydrogeologiczne tego poziomu to: wielkopolska dolina kopalna (szczegółowo udokumentowana jako GZWP nr 144 – zbiornik nr V), (Dąbrowski 1990), dolina kopalna Samy (VI), (rys. 9.10 i 9.12), dolina kopalna Suchy Las – Poznań – Komorniki. Poziom ten gromadzi wody naporowe (lokalnie w basenie mosińskim i Suchym Lesie swobodno – naporowe), występujące na głębokości od 10 do 65m pod nakładem glin morenowych.

Poziom podglinowy na obszarze PDW występuje lokalnie i nie ma znaczenia gospodarczego z uwagi na bardzo ograniczone występowanie w formie kopalnych dolin o szerokości do 0,5 km, ze zlodowacenia południowopolskiego.

Poziomy międzyglinowy dolny i podglinowy zasilane są poprzez przesączanie się wód z nadległych poziomów czwartorzędowych oraz bezpośrednią infiltrację poprzez nadległe kompleksy glin morenowych. Poziomy te są w łączności hydraulicznej z poziomem mioceni, który zasilają poprzez przesączanie. Ich drenaż zachodzi w dolinach Warty i jej głównych dopływów oraz przez ujęcia wody.

Wody w utworach trzeciorzędowych (neogeńsko - paleogeńskich). Ułożenie osadów wodonośnych, słabo przepuszczalnych i bardzo słabo przepuszczalnych, tworzy w środkowej Wielkopolsce makrostrukturę basenu subartezyjskiego – rys. 9.11. W jego obrębie wyróżnia się dwa poziomy wodonośny: mioceni i oligoceni, z których

podstawowe znaczenie posiada poziom mioceński (Dąbrowski, 1986). Pokrywę basenu stanowi zespół osadów ilastych i ilasto – mułkowych warstw poznańskich górnego miocenu, w których lokalnie występują piaszczyste soczewy wodonośne.



Rys. 9.12. Hydroizohipsy poziomu międzyglinowego dolnego (WDK) i poziomu mioceńskiego górnego – warstwa górna wg stanu 1999 r.

Objaśnienia: 1 - granica Regionu PDW; 2 - obszar występowania poziomu WDK; 3 - granice obszarów badań modelowych poziomu WDK; 4 - hydroizohipsy poziomu WDK, 5 - granica badań modelowych poziomu mioceńskiego górnego, 6 - hydroizohipsy poziomu mioceńskiego górnego

Poziom mioceński. W obrębie poziomu mioceńskiego można wyróżnić trzy warstwy wodonośne: dolną, środkową i górną, związane z cyklicznością sedimentacji utworów burowęglowych miocenu. Warstwy te tworzą głównie piaski drobne i pylaste, lokalnie średnioziarniste o miąższości najczęstszej 15 – 50 m, lokalnie 80 m. Poziom mioceński jest poziomem naporowym o wodach subartezyjskich w obrębie wysoczyzn oraz artezyjskich w obrębie głównych dolin (cała dolina Warty) i w pradolinie warszawsko – berlińskiej.

Poziom oligoceński tworzą: jedna lub dwie warstwy o miąższości lokalnie dochodzącej do 30m (strefa rowu tektonicznego). Bardzo często poziom oligoceński łączny się przez rozległe okna hydrogeologiczne z poziomem mioceńskim i wtedy bezpośrednio na osadach wodonośnych oligocenu zalegają piaski dolnej warstwy mioceńskiej. Warstwę izolującą stanowią zwykle kilkumetrowej miąższości osady mulasto – ilasto – węgliste.

Zasilanie poziomów trzeciorzędowych zachodzi na drodze przesączania się wody z poziomów czwartorzędowych poprzez kompleks łąk poznańskich neogenu i glin morenowych czwartorzędu, zwłaszcza w miejscach zmniejszania się ich miąższości, a tylko lokalnie, praktycznie bez znaczenia regionalnego, poprzez przepływy w oknach

hydrogeologicznych, które powstały na obszarach erozyjnych rozcięć łańcuchów poznańskich w strefach występowania najstarszych dolin kopalnych (Dąbrowski 1997).

Regionalnymi strefami zasilania zbiornika trzeciorzędowego są obszary wysoczyzn morenowych przyległe do strefy moren czołowych fazy poznańskiej zlodowacenia bałtyckiego. Strefę drenażu zbiornika stanowi Pradolina Warszawsko – Berlińska i dolina Warty w odcinku przełomowym między Mosiną a Obornikami i dalej na zachód pradolina Warty.

Wody w utworach mezozoicznych – kredy i jury nie stanowią poziomów użytkowych, z uwagi na niewielkie zawodnienie.

Tabela 9.4. Ogólna charakterystyka użytkowych poziomów wodonośnych regionu Poznańskiego Dorzecza Warty

Lp.	Poziomy wodonośny; utwór	Struktury hydrogeologiczne	Mięszkość od-do (przeciętna) [m]	Głębokość występowania [m] współczynnik filtracji [m/s]	Odnawialność (infiltracja efektywna) [l/s/km ²] (% opadów)
A. Czwartorzędowe					
1.	Wód gruntowych (1) - piaski różnoziarniste i pylaste -piaski ze żwirem -żwiry	doliny rzeczne, pradoliny, sandry, rynny lodowcowe	$\frac{0,1 - 35}{(3 - 15)}$	$\frac{0,5 - 35}{1,9 \cdot 10^{-5} - 5,5 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1,1 - 4,6}{(6,5 - 27)}$
2.	Międzyglinowy górny (2) - piaski różnoziarniste i pylaste -piaski ze żwirem -żwiry	poziomy fluwiogłacjane zlodowacenia bałtyckiego i środkowopolskiego oraz interglacjału eemskiego	$\frac{0,1 - 35}{(2 - 7)}$	$\frac{0,5 - 35}{1,9 \cdot 10^{-5} - 5,6 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{0,9 - 3,9}{(5,4 - 23,2)}$
3.	Wielkopolskiej doliny kopalnej (międzyglinowy dolny) (3) - piaski różnoziarniste i pylaste - piaski ze żwirem - żwiry	doliny kopalne z interglacjału mazowieckiego i poziomy fluwiogłacjalne między glinami zlodowacenia środkowopolskiego i południowopolskiego	$\frac{5 - 60}{(10 - 30)}$	$\frac{0 - 80}{8,0 \cdot 10^{-5} - 7,2 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{0,6 - 2,2}{(3,6 - 13,1)}$
4.	Podglinowy (lokalny) (3a) - piaski różnoziarniste i pylaste - piaski ze żwirem	poziomy fluwiogłacjalne i doliny rzeczne zlodowacenia południowopolskiego	$\frac{1 - 30}{(5 - 20)}$	$\frac{50 - 100}{8,0 \cdot 10^{-5} - 7,0 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{0,2 - 1,0}{(1,2 - 5,9)}$
B. Trzeciorzędowe					
1.	Mioceński (4) - piaski drobne i pylaste, lokalnie średnioziarniste i gruboziarniste	warstwy piaszczyste serii buro węglowej miocenu dolnego i górnego	$\frac{10 - 130}{(50 - 70)}$	$\frac{45 - 180}{1,4 \cdot 10^{-5} - 3,9 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{0,14 - 0,32}{(0,8 - 1,9)}$
2.	Oligoceński (5) -piaski drobne i pylaste	warstwy piaszczyste i średnie oligocenu środkowego	2 – 20	$\frac{150 - 200}{1,5 \cdot 10^{-5} - 4,0 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{\text{około } 0,03}{(\sim 0,2)}$

Realizacja badań modelowych regionu PDW

Metodyka realizacji badań. Badania te realizowano poprzez sporządzenie modelu matematycznego zbiornika wód trzeciorzędowych i 3 modeli dla jednostek czwartorzędowych oraz aktualizacji 6 modeli stworzonych na początku lat 80-tych dla wielkopolskiej doliny kopalnej, doliny kopalnej Samy i pradoliny warszawsko – berlińskiej (rys.9.11), mając na uwadze ich powiązanie w jeden system służący gospodarowaniu wodami w tym regionie (Dąbrowski i in., 1999).

Przy budowie modelu zbiornika trzeciorzędowego (neogeńsko-paleogeńskiego) PDW, systemy czwartorzędowe traktowane były jako otoczenie systemu, zaś przy realizacji modeli systemów czwartorzędowych otoczeniem był system zbiornika trzeciorzędowego (Szymanko 1980). Ze względu na wielkość zbiornika trzeciorzędowego i różnorodność systemów czwartorzędowych, co do rozprzestrzenienia i kontaktów w krążeniu wód, niemożliwe było jednoczesne odwzorowanie modelowe tych systemów ze względu na dyskretyzację modeli oraz zastosowane skale. I tak przy modelu zbiornika trzeciorzędowego, przy zastosowaniu kroku siatki dyskretyzacyjnej $\Delta x = \Delta y = 1000$ m, niemożliwe było uwzględnienie systemów drobnych dolin kopalnych o szerokości poniżej 1 km oraz systemów krążenia wód w poziomie gruntowym i międzyglinowym górnym związanych hydraulicznie z wszystkimi trwałymi ciekami, lecz tylko z jednostkami o rozciągłości większej od regionalnej; tu z pradoliną warszawsko-berlińską, doliną Warty, wielkopolską doliną kopalną wraz z doliną kopalną Samy, gdzie następuje naturalny drenaż tego zbiornika.

Dla zbiorników czwartorzędowych: poziomu gruntowego drobnych dolin i sandrów oraz międzyglinowego górnego o swobodnym lub nikłym kontakcie ze zbiornikiem trzeciorzędowym, modele zrealizowano bez uwzględnienia zbiornika trzeciorzędowego. Natomiast dla pozostałych systemów czwartorzędowych regionalnych, związanych z poziomem wielkopolskiej doliny kopalnej, modele realizowano z uwzględnieniem zbiornika wód w poziomie miocenijskim.

Wiarygodna ocena na modelu wpływu eksploatacji wód sąsiednich systemów zlewniowych na PDW i odwrotnie, wymagała objęcia badaniami modelowymi tych systemów, ciągłych pod względem hydrogeologicznym.

W przypadku modelu zbiornika trzeciorzędowego dla rejonu PDW, koniecznym było objęcie modelem sąsiednich systemów na odległość 10 - 15 km od jego granic. W podobny sposób realizowano ocenę wpływu sąsiednich systemów w modelach jednostek czwartorzędowych. W tych przypadkach modele zazębiały się ze sobą w odpowiednich pasach (polach wspólnych) pozwalających wiarygodnie oceniać wpływ systemów na siebie na konturach ich granic (rys. 9.10 i 9.12).

Programy modelowe. Modele matematyczne dla poszczególnych systemów (podsystemów) wodonośnych zbudowano przy pomocy programów obliczeniowych z biblioteki HYDRYLIB, blok programowy SWW (Szymanko 1980).

Programy z bloku SWW pozwalają rozwiązać zagadnienie filtracji wód układów wielowarstwowych, w warunkach stacjonarnych. Można je zapisać następującym równaniem macierzowym - dla wariantu 4 warstw wodonośnych:

$$\begin{aligned}T_1 \cdot H_1 - Q_1 + \Delta x^2 \text{TRP}_1 (H_2 - H_1) + \Delta x^2 \text{TRP}_1 (H_1 - H_{sr}) &= 0 \\T_2 \cdot H_2 - Q_2 + \Delta x^2 \text{TPR}_1 (H_1 - H_2) + \Delta x^2 \text{TPR}_2 (H_3 - H_2) + \Delta x^2 \text{TRP}_2 (H_2 - H_r) &= 0 \\T_3 \cdot H_3 - Q_3 + \Delta x^2 \text{TPR}_2 (H_2 - H_3) + \Delta x^2 \text{TPR}_3 (H_4 - H_3) + \Delta x^2 \text{TRP}_3 (H_3 - H_r) &= 0 \\T_4 \cdot H_4 - Q_4 + \Delta x^2 \text{TPR}_3 (H_3 - H_4) + \Delta x^2 (H_4 - H_r) &= 0\end{aligned}$$

gdzie:

T_1, T_2, T_3, T_4 - macierze przewodności warstw wodonośnych

H_1, H_2, H_3, H_4 - wektory położenia zwierciadła wody kolejnych warstw wodonośnych

H_r - wektory zwierciadła wód cieków i zbiorników

Q_1, Q_2, Q_3, Q_4 - wektory kolumnowe zasilania warstw

$TPR_1, TPR_2, TPR_3 = \frac{k'}{m'}$ - macierze parametru przesączania (przewodności prostopadłej) warstw słabo przepuszczalnych

$TRP_1, TRP_2, TRP_3, TRP_4 = \frac{k_0 \cdot F}{m \cdot \Delta x^2}$ - jw. między warstwą i ciekim

F - powierzchnia czynna przepływu (cieku)

$\Delta x = \Delta y$ - krok siatki dyskretyzacyjnej

Warunki brzegowe rozwiązań modelowych były następujące:

I rodzaju - $H = \text{const.}$ - zadawane na granicy dopływów - odpływów na strumieniu wód podziemnych

II rodzaju (typ. 2) - odwzorowujące wielkość infiltracji efektywnej opadów

II rodzaju (typ 22) - odwzorowujące wielkość eksploatacji wód podziemnych

III rodzaju - odwzorowujące związki cieków z warstwą wodonośną.

Tabela 9.5. Podstawowe parametry modeli matematycznych Regionu Poznańskiego Dorzecza Warty

Nr	Nazwa	Powierzchnia modelu [km ²]	Powierzchnia obszaru bilansowego [km ²]	Skala modelu	Krok siatki [m]	Stratygrafia	Ilość warstw wodonośnych	Warstwa modelu – numer poziomu wodonośnego	Moduły zasilania dla warstw modelowanych [m ³ /h/km ²]
I	Pradolina Warszawsko-Berlińska			1:25000					
Ia	Basen Mosiński	211,5	173,0	1:25000	$\Delta x=125,250$ $\Delta y=125,250$	Q	2	I - gruntowy (1) i międzyglinowy górny (2) II - WDK (3)	6 – 36,0
Ib	Odcinek Radzewice-Śrem	86,5	62,0	1:25000					7,8 – 11,2
II.	Rejon Lusowo-Niepruszewo	93,7	85,3	1:25000	$\Delta x=\Delta y=500$	Q	2	I - gruntowy(1), międzyglinowy górny (2) II - międzyglinowy dolny(3)	9,9 4,0
III	Rejon Poznań-Biedrusko	223,8	166,8	1:25000	$\Delta x=\Delta y=500$	Q	2	I – gruntowy(1) oraz międzyglinowy górny (2) II – międzyglinowy dolny(3)	13,5 6,9
IV	Zlewnia Trojanki	460,0	136,0	1:25000	$\Delta x=250,500$ $\Delta y=250,500$	Q i Tr	3	I – gruntowy(1) i międzyglinowy górny (2) II – wgłębne (WDK) (3) i podglinowy (3a) III – mioceni (4)	12,6 1,93 0,42
V	WDK			1:50000					
Va	Podsystem Obry-Warty (Warty Lewobrzeżnej)	1045,4	257,5	1:50000	$\Delta x=500,1000$ $\Delta y=500,1000$	Q i Tr	3	I – gruntowy (1) i międzyglinowy górny (2) II – WDK (międzyglinowy dolny) (3) III – mioceni (4)	8,4 3,5 0,46
Vb	Podsystem Warty Prawobrzeżnej	554,0	193,8	1:50000	$\Delta x=\Delta y=750$	Q i Tr	3	I – gruntowy (1) i międzyglinowy górny (2) II – WDK (międzyglinowy dolny) (3) III – mioceni (4)	11,3 6,2 0,68
Vc	Podsystem Cybiny-Jez. Powidzkiego	675,2	220,0	1:50000	$\Delta x=\Delta y=1000$	Q i Tr	3	I – gruntowy (1) i międzyglinowy górny (2) II – WDK (międzyglinowy dolny) (3) III – podglinowy (lokalnie) (3a) i mioceni (4)	7,3 6,8 2,5
VI	Kopalna Dolina Samy	224,8	113,1	1:25000	$\Delta x=\Delta y=250$	Q i Tr	2	I – dolina kopalna Samy i międzyglinowy górny (2) II – mioceni (warstwa	9,53 0,70

								górna i środkowa) (4a i 4b)	
VII	Zbiornik Trzeciorzędowy- cały obszar PDW	4229	3108,0	1:100000	$\Delta_x=\Delta_y=1000$	Q i Tr	4	I – piętro czwartorzędowe doliny Warty, pradoliny (1) i międzyglinowy górny (2) oraz WDK (3) II – mioceński, warstwa górna (4a) III – mioceński, warstwa środkowa (4b) IV – mioceński dolny (4c) i oligoceński (5)	6,9 0,76 0,52 0,08

Budowa modeli matematycznych. Dla konstrukcji poszczególnych modeli matematycznych wykonano schematyzację modeli hydrogeologicznych poszczególnych systemów (podsystemów) wodonośnych (tabela 9.5).

Istniejący układ krążenia wód każdego z systemów sprowadzono do układu 2 - 4 warstw wodonośnych rozdzielonych warstwami słabo przepuszczalnymi (tabela 9.4).

Pierwszą warstwę wodonośną w systemach czwartorzędowych stanowił poziom wód gruntowych i poziom międzyglinowy górny - oba ściśle powiązane w układzie krążenia z wodami powierzchniowymi, zaś w przypadku modelu zbiornika trzeciorzędowego - regionalne zbiorniki czwartorzędowe. Warstwę drugą w modelach systemów czwartorzędowych stanowił poziom wielkopolskiej doliny kopalnej, lokalnie z poziomem podglinowym lub międzyglinowym górnym (w przypadku, gdy poziomy te łączyły się poprzez okna hydrogeologiczne) zaś warstwę trzecią - poziom mioceński.

W modelu systemu trzeciorzędowego warstwy II, III i IV stanowiły odpowiednio: górna, środkowa i dolna warstwa poziomu mioceńskiego - z poziomem oligoceńskim (lokalnie).

Warstwy słabo przepuszczalne modeli stanowiły:

- kompleksy glin zlodowaceń czwartorzędowych,
- iły, mułki oraz węgle brunatne neogenu rozdzielające wspomniane warstwy wodonośne w schematyzacji modelowej.

Modelowano je parametrem przesączania (oporu pionowego $\frac{k'}{m'}$ (k' - współczynnik filtracji, m' - miąższość warstwy słabo przepuszczalnej).

Warunki początkowe rozwiązań modelowych stanowiły zdyskretyzowane mapy przewodności poszczególnych warstw oraz odpowiednie ich poziomy piezometryczne przedstawione w formie map hydroizohips na określony stan.

Warunki te były tarowane przy odpowiednim zadaniu warunków brzegowych rozwiązań modelowych (rozdz. 9.3 i 9.4). Stany piezometryczne warstw wodonośnych musiały być stanami uśrednionymi sprowadzonymi na stan 1997/98. Traktowano je umownie jako stacjonarne, choć wiadomo było, że ulegają one zmianom w cyklach rocznych, a poziom mioceński lokalnie posiada trend wzniosu lub spadku zwierciadła wody, wywołany zmniejszeniem się eksploatacji lub jej zwiększeniem. Sprawy te uwzględniono przy tarowaniu modeli na ten stan, przyjmując przedziały dokładności odwzorowania modelowego. Błędy z przyjęcia takich stanów do rozwiązań modelowych regionalnych okazują się być stosunkowo małe w porównaniu z błędami wynikłymi z określenia rzędnej zwierciadła wody w poszczególnym punkcie badań, tj. przy złej lokalizacji na mapach otworów i odczytywania na tej podstawie rzędnej terenu, złej niwelacji otworów, błędów pomiarowych i błędów w zapisach dokumentacyjnych.

Stan zwierciadła wody na ciekach określony był z map topograficznych w skali 1: 10 000, 1: 25 000 i 1: 50 000 z dokładnością do $\pm 0,5$ m.

Tarowanie modeli. Modele tarowano na stan hydrodynamiczny roku 1997/98, przy symulacji eksploatacji wód stwierdzonej w czasie rozpoznania ujęć wód podziemnych.

Zasilanie infiltracyjne poszczególnych warstw tarowano według stanów zwierciadła wody poszczególnych warstw wodonośnych, położenia ich stref drenażu, parametrów przewodności i parametrów przesączania oraz przyjętych warunków brzegowych dla rozwiązań, przy przyjęciu przedziałów wiarygodności dla tego parametru. Drugim kryterium poprawności uzyskiwanych wyników były określone przepływy podziemne cieków uzyskane w badaniach hydrologicznych. Wiarygodność określania parametrów przewodności była badana jedynie w obszarach, gdzie nie był on rozpoznany lub jego rozpoznanie budziło wątpliwości. Dla parametrów przesączania warstw słabo przepuszczalnych przyjęto przedziały wiarygodności według wyników badań hydrogeologicznych i modelowych uprzednio wykonanych - były one w efekcie tarowane.

Symulacje modelowe. Uzyskane modele stacjonarne warunków krążenia stały się podstawą do przeprowadzenia szeregu symulacji poboru wód według zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych, pozwoleń wodno prawnych i zgłoszonych potrzeb perspektywicznych oraz w wielkości wnioskowanych zasobów dyspozycyjnych.

Przy tych symulacjach, dla wyeliminowania błędów w wynikach, a powodowanych zachowaniem warunków brzegowych I rodzaju, na granicach umownych poszczególnych modeli systemów czwartorzędowych (np. wzdłuż przebiegu wielkopolskiej doliny kopalnej) zastosowano tzw. metodę „zszywania modeli”.

Wykorzystano tutaj nałożenie się dziewięciu wykonanych modeli w obszarach kontaktowych podsystemów wodonośnych. Mianowicie, określone położenie zwierciadła wody z rozwiązania modelowego na jednym z modeli, w oddaleniu od warunków brzegowych I rodzaju, a w miejscu zachowania warunków brzegowych I rodzaju drugiego modelu stawiało się dla niego ciśnieniem wyjściowym przy kolejnej symulacji i na odwrót. Dokonano tej operacji powiązania wyników metodą kolejnych przybliżeń, przez wykonywanie symulacji eksploatacji ze zmianami położenia zwierciadła wody w poszczególnych warstwach wodonośnych. W efekcie uzyskano wyniki rozwiązań dla granic poszczególnych modeli różniące się dla zwierciadeł wody poniżej $\pm 0,5$ m, a dla granic systemów wodonośnych - poniżej $\pm 0,3$ m. W sumie operacja ta dała efekt podobny do takiego, jaki uzyskaliby się wykonując jeden model matematyczny całego systemu jednostek czwartorzędowych w skali 1:50 000. Ponadto modele „czwartorzędowe” zostały powiązane w pionie z modelem zbiornika trzeciorzędowego i na odwrót, stosując podaną powyżej metodę.

Wiarygodność modeli. Sporządzone w ten sposób modele matematyczne dla systemów wodonośnych czwartorzędu uznano za wiarygodne, po analizie wyników i ich porównaniu z wynikami badań hydrologicznych zrealizowanych jednocześnie dla potrzeb dokumentacji oraz uprzednio wykonanymi badaniami (z lat 1983 - 86) dla podsystemów wodonośnych WDK i doliny kopalnej Samy. Niezadowolające wyniki otrzymano jedynie przy odwzorowaniu poziomu gruntowego w wąskich dolinach i na ich stokach w skalach 1:50 000, które wymagają szczegółowego odwzorowania.

Wyniki badań modelowych dla zbiornika trzeciorzędowego PDW są również porównywalne lub identyczne z tymi, jakie otrzymano w rozwiązaniach modelowych dla wschodniej części zbiornika w w/w latach.

Model dla doliny kopalnej Samy został przedstawiony poniżej jako przykład merytoryczny wykonanych dla modeli podsystemów PDW.

System wodonośny doliny kopalnej Samy i jego model

Przedmiotowy system wodonośny związany jest z osadami kopalnej doliny rzeki Samy z okresu interglacjału mazowieckiego, częściowo z osadami fluwioglacjalnymi zlodowacenia środkowopolskiego i ewentualnie południowopolskiego - rys.9.13 i 9.14.

Mięszczość tych osadów wodonośnych jest zmienna, uzależniona od kształtu podłoża, lokalnie dochodzi do 65 m. Parametry hydrogeologiczne tego piaszczysto-żwirowego kompleksu są zróżnicowane. Przewodność, najkorzystniejsza w osi doliny, waha się w przedziale od 0,5 do 147 m²/h, a współczynnik filtracji od 0,2 do 5,0 m/h – rys. 9.15.

Granice boczne systemu mają charakter hydrostrukturalny i hydrodynamiczny. Dolną granicę stanowią stropowe powierzchnie iłów poznańskich lub drobnych mułkowatych piasków górnego miocenu, a fragmentami gliny zwałowe zlodowacenia południowopolskiego. Górną granicę systemu stanowią powierzchnie spągowe glin morenowych, lokalnie mułków i iłów zastoiskowych, a w rejonie Szamotuł i Kaźmierza piaski i żwiry fluwioglacjalne lub rzeczne doliny kopalnej z okresu eemskiego.

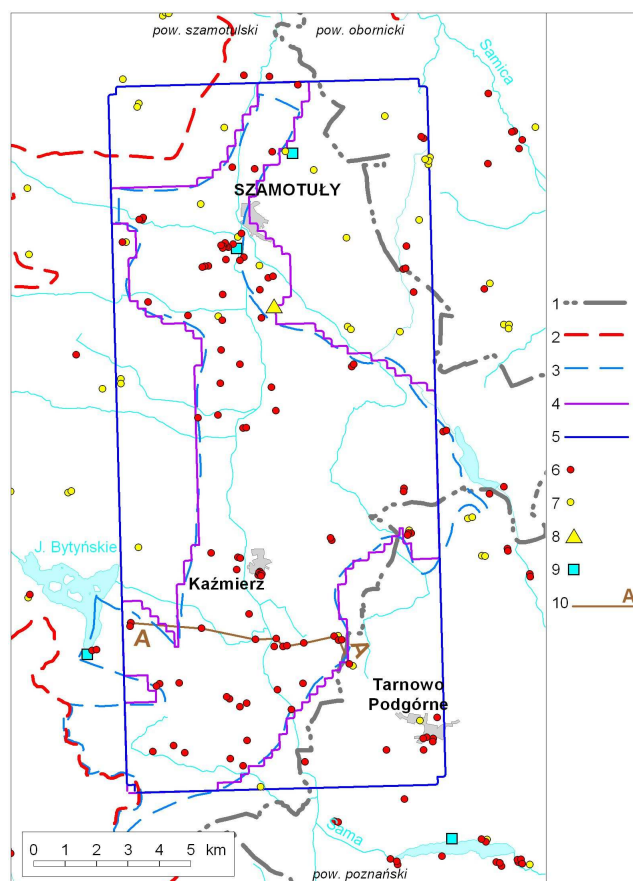
Poziom doliny kopalnej Samy jest poziomem ciśnieniowym, silnie powiązanym w układzie krążenia wód z nadkładem.

Występujący w tym obszarze poziom gruntowy ze względu na małą miąższość osadów nie ma znaczenia gospodarczego, a odgrywa istotną rolę w krążeniu wód. Jest on ściśle związany z rzeką Samą i jej dopływami, stanowiąc bazę drenażu dla niżej zalegających poziomów, a w obszarach wysoczyzn morenowych strefę alimentacji wód opadowych dla przepływu wód do niżej zalegających poziomów oraz do cieków.

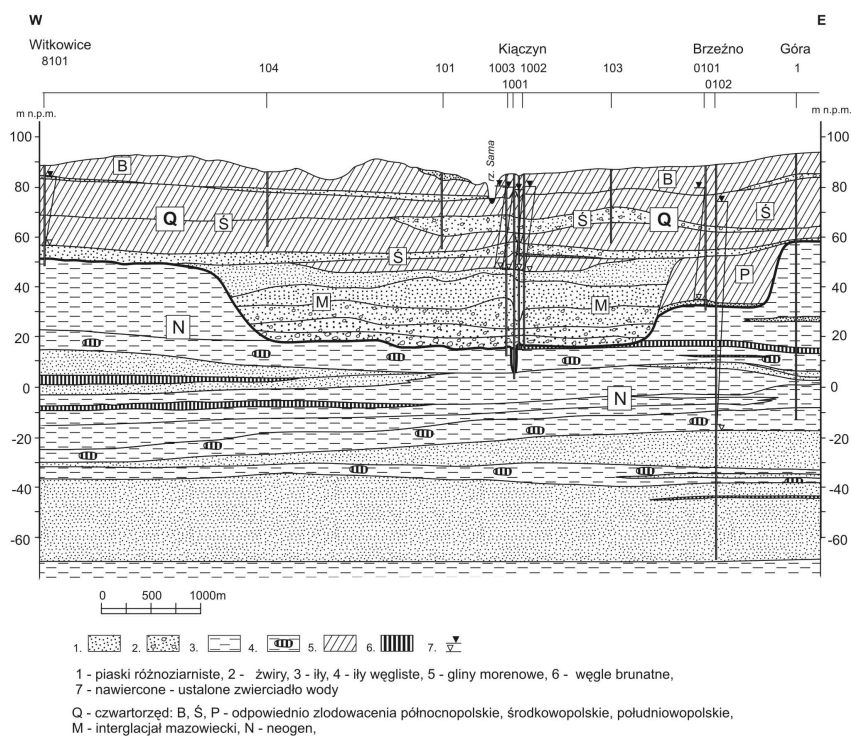
Poziom wodonośny systemu doliny Samy jest powszechnie wykorzystywany w granicach swego występowania do zaopatrzenia w wodę. Jakość wody tego poziomu jest dobra, wymaga jedynie prostego uzdatniania dla usunięcia przekraczających normę ilości żelaza i manganu.

Moduł zasilania infiltracyjnego poziomu doliny kopalnej Samy uzyskany z badań modelowych wynosi 9,53 m³/h km², tj. 2,65 l/s km².

Wartości charakterystycznych odpływów jednostkowych z okresu 1971 - 1998 dla rzeki Samy w przekroju Szamotuły wynoszą dla średniego przepływu (SQ) - 3,01 l/s km² (10,8 m³/h km²).



Rys. 9.13. Mapa dokumentacyjna obszaru badań modelowych doliny kopalnej Samy
Objaśnienia: 1 - granice powiatów, 2 - granica regionu Poznańskiego Dorzecza Warty, 3 - granica podsystemu doliny kopalnej Samy, granice badań modelowych: 4 - warstwa I - poziom międzyglinowy środkowy 5 - warstwa II - poziom mioceński, otwory hydrogeologiczne: 6 - piętro czwartorzędowe, 7 - piętro trzeciorzędowe, 8 - punkty monitoringu wód podziemnych, 9 - ujęcia wód powierzchniowych, 10 - linia przekroju hydrogeologicznego



Rys. 9.14. Przekrój hydrogeologiczny przez dolinę kopalną rzeki Samy (A-A)

Budowa modelu

Badania modelowe prowadzono przy zastosowaniu programów SWW2 i DRSW z biblioteki HYDRYLIB. Przy jego budowie wykorzystano model matematyczny tej struktury zbudowany w 1986 r. dla oceny zasobów eksploatacyjnych ujęcia m. Szamotuły.

Model matematyczny systemu zbudowany jest dla układu krążenia wód w warunkach filtracji ustalonej dla dwóch warstw wodonośnych o charakterze naporowym rozdzielonych warstwą słabo przepuszczalną (rys. 9.14).

W tym schemacie stanowią:

- I warstwę - poziom doliny kopalnej Samy o powierzchni $113,1 \text{ km}^2$
- II warstwę - poziom mioceński (warstwa środkowa i górna) o powierzchni $224,8 \text{ km}^2$.

Warstwę słabo przepuszczalną stanowią gliny zwałowe zlodowacenia południowopolskiego oraz iły poznańskie i węgle brunatne miocenu.

Obszar filtracji zdyskretyzowany jest siatką pól kwadratowych $\Delta x = \Delta y = 250 \text{ m}$. Przyjęta siatka składa się z 90 wierszy i 40 kolumn.

Granice modelowanej warstwy mają charakter strukturalny, a jedynie fragmentami są granicami umownymi na strumieniach wód podziemnych. Granice poziomu mioceńskiego (warstwa II) zostały przyjęte umownie na strumieniach dopływu i odpływu wód.

Parametry hydrogeologiczne modelu

Wartości przewodności warstwy I zawarte są w przedziale od $1,0$ do $170,0 \text{ m}^2/\text{h}$, zaś warstwy II od $0,2$ - $30,0 \text{ m}^2/\text{h}$. Zasobność sprężysta warstwy I wynosi od $0,0032$ do $0,043$, a warstwy II od $0,0001$ do $0,0003$.

Wielkości parametru przesączania warstwy słabo przepuszczalnej rozdzielającej warstwy wodonośne, jak również opory filtracyjne między ciekami i I warstwą wodonośną były tarowane. Parametr przesączania warstwy słabo przepuszczalnej rozdzielającej poziom wodonośny doliny Samy od poziomu mioceńskiego wykazuje zróżnicowanie w granicach od $0,01$ do $18 \cdot 10^{-6} \text{ l/h}$.

Wartości oporów filtracyjnych między ciekami, a I warstwą wodonośną dla bloku o wymiarach $250 \times 250 \text{ m}$ są zawarte w przedziale od 1 do $8 \cdot 10^{-5} \text{ l/h}$. Dla warunków III rodzaju rzędne zwierciadła wody na ciekach ustalono według map topograficznych w skali $1:25\,000$ i $1:10\,000$.

Wielkości zasilania infiltracyjnego warstwy I (poziom doliny kopalnej Samy) i II (miocenu) były tarowane, przy przyjęciu kryteriów wiarygodności z wyników uprzednio wykonanych badań modelowych oraz danych hydrologicznych i meteorologicznych.

Przedziały wielkości infiltracji efektywnej uzyskane na aktualnym modelu nie różnią się od wartości z badań modelowych z 1986r. i wynoszą od $1,6$ do $16,0 \text{ m}^3/\text{h km}^2$ dla warstwy I i $0,16$ do $0,96 \text{ m}^3/\text{h km}^2$ dla warstwy II.

Stan hydrodynamiczny i eksploatacja wód

Podstawą do budowy modelu hydrodynamicznego obszaru i określenia jego wiarygodności były oprócz parametrów filtracyjnych, mapy hydroizohips poziomu doliny kopalnej Samy i poziomu mioceńskiego, wykonane na stan 1997/98 oraz wielkość eksploatacji wód podziemnych przez ujęcia. Stany wód na ten okres uznano za stany średnie, quasi-ustalone. Naturalny strumień wód poziomu doliny kopalnej Samy nie uległ zaburzeniu mimo dość intensywnej eksploatacji w rejonie Szamotuł i Książa.

Wielkość eksploatacji wód poziomu doliny kopalnej w latach 1997/98 określono na $369 \text{ m}^3/\text{h}$, z czego $184 \text{ m}^3/\text{h}$ przypada na ujęcie miejskie w Szamotułach, a $74 \text{ m}^3/\text{h}$ na ujęcia w Książynie.

Z poziomu doliny Samy pobiera wodę w obszarze badań 19 ujęć w ilości $369 \text{ m}^3/\text{h}$. Poziom trzeciorzędowy eksploatowany jest w obszarze badań tylko na jednym ujęciu w ilości poniżej $1 \text{ m}^3/\text{h}$.

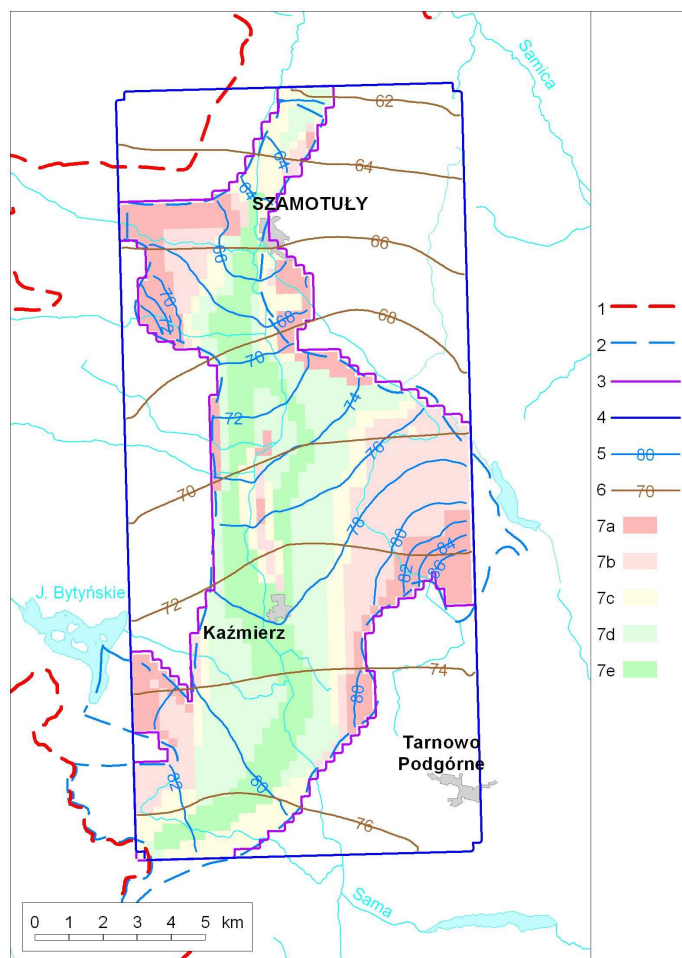
Rozkład ciśnień uzyskany na modelu dla stanu hydrodynamicznego z 1997/98 przedstawia rys. 9.15., a bilans krążenia wód podziemnych tabela 9.6. Stan ten odtworzono dla poziomu doliny kopalnej z dokładnością 0,5 m, lokalnie 1,0 m, a dla poziomu mioceńskiego ok. 2,0 m, tj. z dokładnością sporządzenia map hydroizohips.

Dla poszczególnych warstw obliczono wartości modułu zasilania w granicach modelowania:

- $9,53 \text{ m}^3/\text{h km}^2$ ($2,65 \text{ l/s km}^2$) - warstwa I - poziom doliny kopalnej (wg infiltracji efektywnej)
- $0,70 \text{ m}^3/\text{h km}^2$ ($0,19 \text{ l/s km}^2$) - warstwa II - poziom mioceński (wg infiltracji efektywnej i przesączania).

Dla porównania z modelu wykonanego w roku 1986 uzyskano odpowiednio: $8,74 \text{ m}^3/\text{h km}^2$ ($2,42 \text{ l/s km}^2$) - warstwa I i $0,86 \text{ m}^3/\text{h km}^2$ ($0,23 \text{ l/s km}^2$) - warstwa II, przy czym należy zwrócić uwagę na zaistniałe różnice w powierzchniach między modelami.

Moduł zasilania podziemnego wg przepływów SNQ miesięcznych dla całej zlewni Samy (395 km^2) wynosi $6,65 \text{ m}^3/\text{h km}^2$ ($1,82 \text{ l/s km}^2$). Ten parametr uzyskany z badań modelowych jest wyższy o 45%. Różnicę tę tłumaczy się tym, że obszar modelowania nie był zgodny ze zlewnią wodowskazową, model objął część zlewni o najkorzystniejszych warunkach hydrogeologicznych.



Rys. 9.15. Mapa hydrogeologiczna obszaru modelu doliny kopalnej Samy

Objaśnienia: 1 - granica regionu Poznańskiego Dorzecza Warty, 2 - granica podsystemu doliny kopalnej Samy, granice badań modelowych: 3 - warstwa I - poziom międzyglinowy dolny, 4 - warstwa II - poziom mioceński, hydroizohipsy - stan z 1997 r.: 5 - warstwa I - poziom międzyglinowy dolny, 6 - warstwa II - poziom mioceński, przewodność poziomu międzyglinowego dolnego [m²/h]: 7a - < 5, 7b - 5-10, 7c - 10-20, 7d - 20-40, 7e - > 40

Prognozy modelowe eksploatacji ujęć

Dla potrzeb sporządzenia bilansu wodnogospodarczego i sporządzenia planów gospodarowania wodami wykonano na modelu:

- prognozę eksploatacji ujęć według zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych
- prognozę eksploatacji według zgłoszonych potrzeb na wodę

Tabela 9.6. Bilans krążenia wód systemu wodonośnego doliny kopalnej Samy

Warstwa / składnik bilansu	stan z 1997/98 r.	prognoza zasobów dyspozycyjnych
Warstwa I Powierzchnia	113.1 km ²	
Przychody: (m ³ /h)		
infiltracja	1078.0	1078.0
dopływy zewnętrzne	61.6	169.8
zasilanie z cieków i jezior	0.0	57.6
przesączanie z warstwy II	4.7	50.9
Razem:	1144.3	1356.3
Rozchody: (m ³ /h)		
eksploatacja	369.2	1153.0

odpływy: zewnętrzne	43.7	20.9
drenaż na ciekach i jeziorach	628.2	142.3
przesączanie do warstwy II	102.2	40.1
Razem:	1143.3	1356.3
Warstwa II Powierzchnia	224.8 km ²	
Przychody: (m ³ /h)		
infiltracja	59.9	59.9
dopływy zewnętrzne	62.0	142.0
przesączanie z warstwy I	100.3	40.1
Razem:	222.2	242.0
Rozchody: (m ³ /h)		
eksploatacja	0.8	0.8
odpływy: zewnętrzne	216.7	190.3
przesączanie do warstwy I	4.7	50.9
Razem:	222.2	242.0

Ocena zasobów dyspozycyjnych w prognozie modelowej

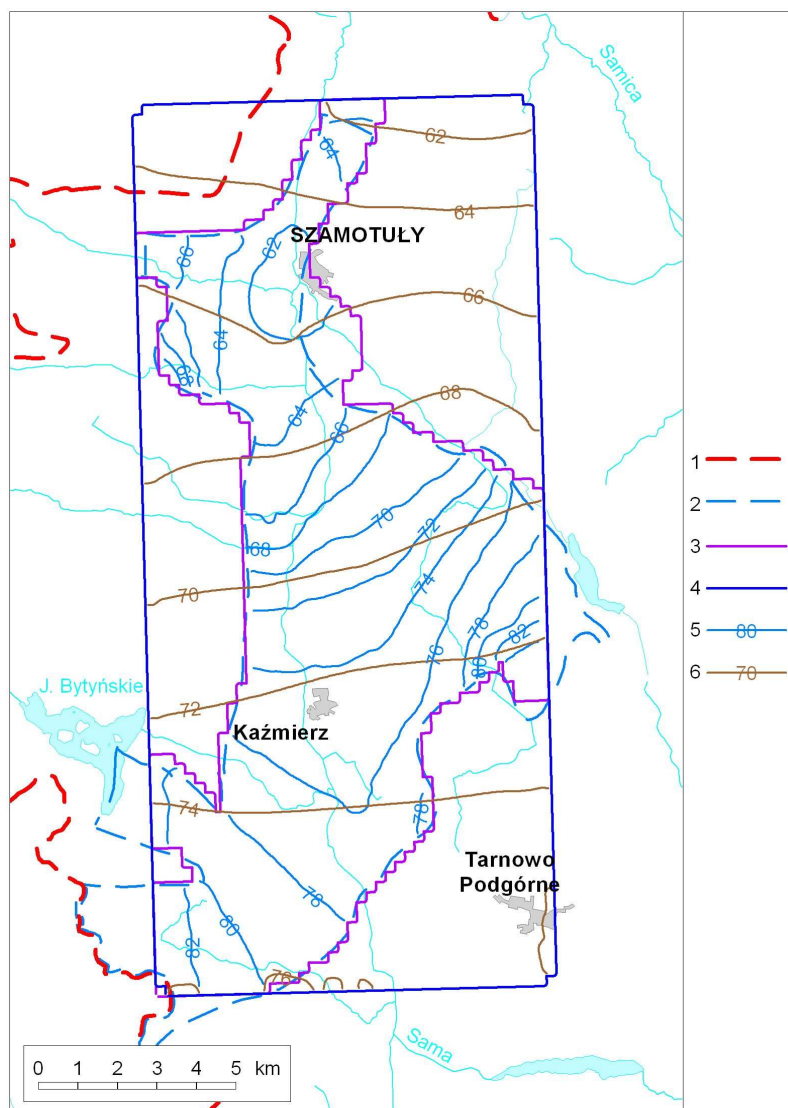
Poziom doliny kopalnej Samy posiadał zatwierdzone zasoby eksploatacyjne w 1986 r. Zostały ustalone jako maksymalne dla tej struktury o ograniczonej alimentacji na podstawie jej odnawialności. Przeprowadzone badania modelowe potwierdziły wcześniejsze wyniki, w związku z czym uznano, że zasoby eksploatacyjne omawianego poziomu w ilości 1153 m³/h mogą być przyjęte jako zasoby dyspozycyjne.

W przeprowadzonej optymalnej symulacji rozdzielono zasoby eksploatacyjne w zmienionej konfiguracji wynikającej ze zmian potrzeb wodnych w obszarze systemu modelowanego. Przy tym w eksploatacji poziomu miocénskiego uwzględniono weryfikację zasobów przeprowadzoną na modelu systemu trzeciorzędowego PDW.

W wyniku przeprowadzonej symulacji uzyskano układ krążenia przedstawiony na rys. 9.16 oraz bilans krążenia wód przedstawiony w tabeli 9.6.

Przy prognozowanym rozdysponowaniu zasobów obniżenie zwierciadła wody w poziomie doliny Samy kształtuje się w przedziale od 0,1 do 6,4 m. Na linii projektowanego ujęcia dla m. Szamotuły depresja zawarta jest w przedziale od 5,4 m do 6,4 m, a na ujęciu wiejskim w m. Kaźmierz 5,2 m.

W wykonanej prognozie modelowej systemu doliny Samy zachowane są ograniczenia bilansowe i jest utrzymana zasada, że dopuszczalna depresja rejonowa nie przekroczy połowy ciśnienia piezometrycznego oraz zachowane zostaną ograniczenia wynikające z przepływu nienaruszalnego ustalonego w wielkości 0,104 m³/s (0,5 SNQR z wielolecia 1971 - 1988) dla rzeki Samy.



Rys. 9.16. Prognostyczna mapa hydroizohips wg eksploatacji zasobów dyspozycyjnych
Objaśnienia: 1 - granica regionu Poznańskiego Dorzecza Warty, 2 - granica podsystemu doliny kopalnej Samy, granice badań modelowych: 3 - warstwa I - poziom międzyglinowy dolny, 4 - warstwa II - poziom mioceński, hydroizohipsy - stan wg prognozy zasobów dyspozycyjnych: 5 - warstwa I - poziom międzyglinowy dolny, 6 - warstwa II - poziom mioceński

Zastosowanie systemu GIS do dokumentacji i prezentacja wyników badań modelowych

Przy wykonaniu dużej liczby i złożoności modeli w różnych skalach odwzorowania dla Regionu PDW, pojawił się problem ich udokumentowania oraz operowania bardzo dużą ilością danych i wyników dla zaprezentowania ich w dokumentacji hydrogeologicznej oraz dla potrzeb gospodarowania wodami przez Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Poznaniu. Najbardziej racjonalnym rozwiązaniem jest przedstawienie danych i wyników w systemie GIS (Michalak 1997 b, Nowicki 1994).

Wykorzystano to dla sporządzonych modeli PDW, zapisując ich podstawowe parametry hydrogeologiczne oraz wyniki przyjętych rozwiązań modelowych w systemie GIS Arc Info. Ze względu na brak bezpośredniej współpracy programów symulacyjnych biblioteki HYDRYLIB z systemem GIS Arc Info, wymiana danych między obu systemami prowadzone była przez inne specjalne procedury programowe.

Z wykonanych badań modelowych dla Regionu PDW do systemu GIS Arc Info przeniesiono:

- a) parametry zbudowanych modeli:
 - granice modelowanych warstw,
 - parametry hydrogeologiczne warstw,
 - mapy hydroizohips,
 - zasilanie infiltracyjne i ujęcia wody,
- b) wyniki przyjętych symulacji obliczeniowych eksploatacji wód dla ustalenia zasobów wód podziemnych w postaci ujednoliconych map hydroizohips i map „depresji”.

Mimo dużej uciążliwości takiej realizacji, z uwagi na wykorzystanie innych procedur programowych, w efekcie opłaciło się takie działanie, gdyż umożliwiło z systemu GIS generowanie map modeli oraz map wyników w pożądanym skali i obszarach na etapie dokumentowania, jak i aktualnie – przy wykorzystaniu dokumentacji hydrogeologicznej i modeli matematycznych dla potrzeb gospodarowania wodami.

Przykładowo na rys. 9.12 przedstawiono mapę hydroizohips dla II warstwy modelowej Regionu PDW, reprezentującej poziom międzyglinowy dolny dolin kopalnych w modelu regionalnym, uzyskaną z rozwiązania na tych sporządzonych szczegółowych modelach, zapisaną w systemie GIS Arc Info i wyprowadzoną z tego systemu.

Wnioski z rozwiązania modelowego problemu

- 1) Wiarygodne odwzorowanie złożonych, wielowarstwowych systemów wodonośnych zarówno w układach hydrostrukturalnych, hydrodynamicznych i związkach z wodami powierzchniowymi wymaga tworzenia zróżnicowanych modeli hydrogeologicznych i matematycznych o różnych skalach szczegółowości odwzorowania obiektów.
- 2) Wykonywanie złożonych wielowarstwowych modeli lub wielu mniejszych dla makrosystemów prowadzi do operowania i przedstawiania bardzo dużych zestawień danych modelowych jak i ich wyników w dokumentacjach lub innych opracowaniach hydrogeologicznych i związanych z gospodarką wodną.
- 3) Najbardziej racjonalnym rozwiązaniem operowania dużej ilości danymi modelowymi i ich wynikami jest ich przedstawienie w systemie GIS. Powyższe z powodzeniem zastosowano dla zestawień parametrów 9 modeli matematycznych zbiorników piętra czwartorzędowego i 1 zbiornika trzeciorzędowego i zlewni Poznańskiego Dorzecza Warty, w ramach opracowanej dokumentacji zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych.

Literatura uzupełniająca:

- Dąbrowski S., 1990, Hydrogeologia i warunki ochrony wód podziemnych wielkopolskiej doliny kopalnej CPBP 04.10, z. 65. Wyd. SGGW – AR Warszawa.
- Dąbrowski S., 1995, Odnawialność zbiorników wód podziemnych w rejonie Poznania Materiały konferencji: Wody powierzchniowe Poznań, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Wydawnictwo „Sorus” – Poznań, 139 – 152.
- Dąbrowski S., 1997, Odnawialność trzeciorzędowego zbiornika wód podziemnych Wielkopolski [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. T. VIII, Poznań – Wrocław, 33 – 39.
- Dąbrowski S i in., 1999, Dokumentacja hydrogeologiczna Regionu Poznańskiego Dorzecza Warty zawierająca ocenę zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych z utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. W Poznaniu, maszynopis.

9.11 Badania modelowe dla wyznaczenia obszaru ochronnego GZWP nr 138 – Pradolina Toruń – Eberswalde (Notec) – Stanisław Dąbrowski, Witold Rynarzewski, Renata Straburzyńska – Janiszewska, Andrzej Pawlak

Wprowadzenie

W opracowanej metodyce dokumentowania GZWP w Polsce (Herbich i in., 2008) przyjęto, że modelowanie matematyczne jest podstawowym badaniem głównego zbiornika wód podziemnych (GZWP) dla określenia jego granic, układu krążenia wód, jego bilansu ze zróżnicowanych źródeł zasilania, oceny zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych oraz określenia czasu wymiany wód w zbiorniku, czasu przesączania z warstw związanych hydraulicznie i dopływu lateralnego dla wyznaczania obszarów ochronnych. Specyfika badań tego pasmowego zbiornika wynika z charakteru umownego jego granic wynikających z kryteriów miąższości i przewodności poziomu wodonośnego, o charakterze hydrodynamicznym, o odległych granicach zasilania, co doprowadziło do konieczności objęcia badaniami dużych obszarów sąsiednich systemów wodonośnych. Zbiornik GZWP nr 138 – Pradolina Toruń – Eberswalde jest pasmową jednostką o szerokości 2,0 – 10,0 km przy długości ok. 140,0 km, której strukturę hydrogeologiczną tworzy wielowarstwowy układ osadów wodonośnych dolin kopalnych oraz fluwioglacjalnych, powiązanych hydraulicznie w jeden system wodonośny, drenowany w dolinie holocenińskiej rzeki Noteci. Głównymi celami badań modelowych dla zbiornika zgodnie z zatwierdzonym projektem prac geologicznych były:

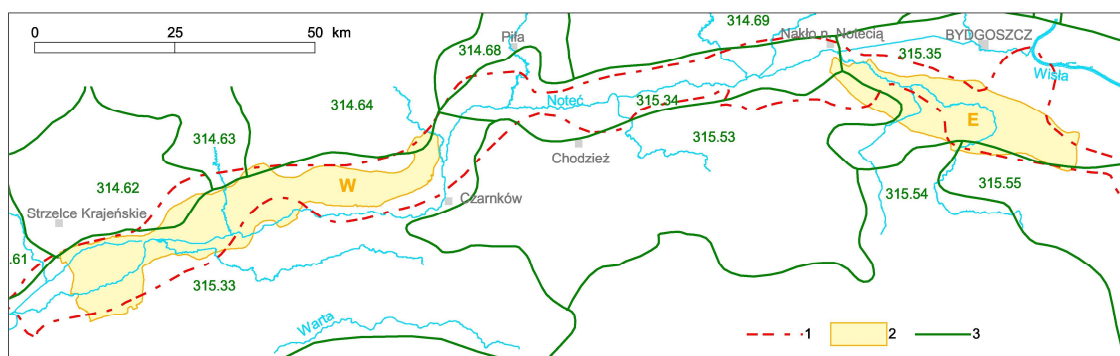
1. Szacunkowa ocena zasobów odnawialnych wód podziemnych GZWP nr 138 według stanu średniego z odtworzenia hydrodynamicznego na 2005 r.
2. Symulacja i ocena poboru równego szacunkowym zasobom dyspozycyjnym zbiornika.
3. Określenie czasu dopływu wody do granic zbiornika w celu ustalenia zasięgu jego obszaru ochronnego.

Przedmiotowe badania modelowe wykonano w ramach realizacji „Dokumentacji określającej warunki hydrogeologiczne dla ustanowienia obszaru ochronnego zbiornika wód podziemnych Pradolina Toruń – Eberswalde (GZWP nr 138)” zrealizowanej w 2005 r. w firmie Hydroconsult Sp. z o.o. w Poznaniu na zamówienie Ministra Środowiska, a sfinansowanej ze środków NFOŚiGW.

Położenie i uwarunkowania naturalne

Według Mapy GZWP z 1990 r. (Kleczkowski, 1990) GZWP nr 138 ciągnie się pasem szerokości od 3,5 km do 12,0 km wzdłuż pradoliny toruńsko – eberswaldzkiej ze wschodu na zachód, od rejonu Gniewkowa – Bydgoszczy, aż po ujście Noteci do Warty w rejonie Santoka, na długości ok. 150 km.

W opracowanej dokumentacji w 2005 r. zbiornik ten, zachowując ustalony przebieg z 1990 r., uległ zwężeniu do 2,0 – 10,0 km i skróceniu na wschodzie w rejonie Gniewkowa o ok. 10,0 km. Stąd uległ on obszarowemu zmniejszeniu z powierzchni 2 100 km² do 1 863 km² (rys. 9.17).



Rys. 9.17. Położenie GZWP nr 138 – Pradolina Toruń – Eberswalde (Noteć) na tle regionów fizyczno – geograficznych (Kondracki, 2002)

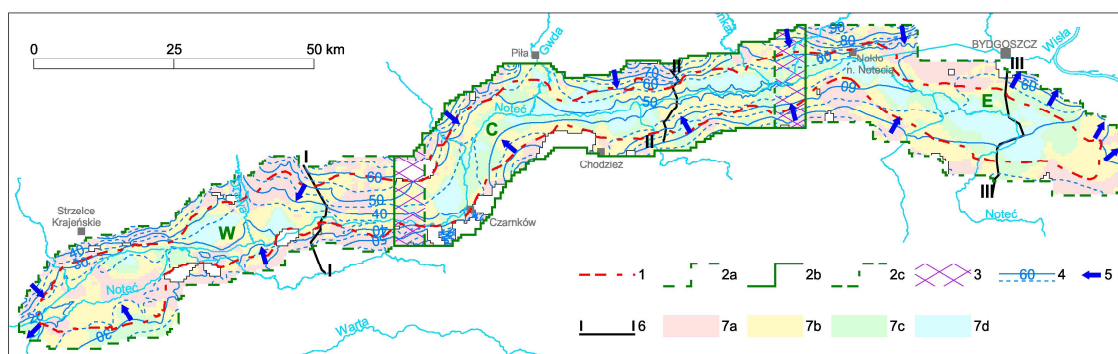
Objaśnienia: 1 - granica GZWP nr 138 wg A. S. Kleczkowski (red.) 1990; 2 - obszar zbiornika wg dokumentacji z 2006 r. (W-obszar zachodni, E-obszar wschodni możliwego gospodarczego wykorzystania wód zbiornika); 3 - granice regionów fizyczno-geograficznych (Pojezierze Południowopomorskie: 314.61-Równina Gorzowska, 314.62-Pojezierze Dobiegniewskie, 314.63-Równina Drawska, 314.64-Pojezierze Wałeckie, 314.68-Dolina Gwdy, 314.69-Pojezierze Krajeńskie; Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka: 315.33-Kotlina Gorzowska, 315.34-Dolina Środkowej Noteci, 315.35-Kotlina Toruńska; Pojezierze Wielkopolskie: 315.53-Pojezierze Chodzieskie, 315.54-Pojezierze Gnieźnieńskie, 315.55-Równina Inowrocławska)

Obszar ten został ukształtowany w okresie ostatniego zlodowacenia bałtyckiego (wisły) i holocenu. Pradolina Toruńsko – Eberswaldzka uformowała się głównie w fazie recesji lądolodu fazy poznańskiej i jego postoju w fazie pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego. Taras zalewowy powstał w fazie schyłkowej zlodowacenia i w holocenie. Obniżenie Noteci od wysoczyzn otaczających odcięte jest krawędzią erozyjną sięgającą 20 m. Plejstocenyjskie tarasy erozyjno – akumulacyjne są dobrze rozwinięte we wschodniej i zachodniej części pradoliny, zaś zredukowane w części środkowej. Taras zalewowy w części wschodniej jest wyniesiony ok. 55 – 60 m n.p.m. i opada w kierunku zachodnim do ok. 40 - 42 m n.p.m. w rejonie Czarnkowa i do 20 - 22 m n.p.m. przy ujściu Noteci do Warty.

Ośią hydrograficzną zbiornika jest rzeka Noteć. Na tym odcinku pradolinny sieć hydrograficzna zlewni wykazuje wyraźną asymetrię: większość jej dorzecza stanowią dopływy z północy – głównie Gwda i Drawa, prowadzące więcej wody niż ciek główny. Ciek dopływające z południa, z wyjątkiem Gąsawki, są ciekami drobnymi, często o zanikającym przepływie w półroczu letnim.

Opady atmosferyczne są zmienne przestrzennie w czasie miesięcy jak i lat. Średnie sumy opadów z lat 1951 – 1980 w rejonie GZWP nr 138 wynosiły od 524 mm w Żninie na wschodzie do 570 mm w Drezdenku na zachodzie (Woś, 1994). Średnie sumy opadów z wielolecia 1971 – 2000 wg danych IMGW O. Poznań wynosiły od 546 mm w Nowej Wsi Wielkiej w części wschodniej zbiornika do 593 mm w jego części zachodniej - Drezdenko.

Parowanie Średnie sumy parowania terenowego dla doliny Noteci wg IMGW O. Poznań z lat 1971 – 2000 wynoszą dla roku od 468 mm w części zachodniej doliny do 481 mm w części wschodniej. Jest ono ponad 3 – krotnie większe w półroczu letnim i wynosi 352 – 365 mm.



Rys. 9.18. Mapa hydrogeologiczna GZWP nr 138 – Pradolina Toruń – Eberswalde (Noteć) (Dąbrowski i in., 2008)

Objaśnienia: 1 - granice GZWP nr 138 zweryfikowane wg kryteriów hydrogeologicznych; 2 - granice modeli matematycznych: 2a - obszar W - część zachodnia, 2b - obszar C - część centralna, 2c - obszar E - część wschodnia; 3 - obszary "zszycia" modeli; 4 - hydroizohipsy stanu średniego z 2005 r.; 5 - kierunki przepływu wód podziemnych; 6 - linie przekrojów hydrogeologicznych; 7 - przewodność poziomu wodonośnego zbiornika w utworach czwartorzędowych [m^2/h]: 7a - do 10, 7b - 10-30, 7c - 30-50, 7d - ponad 50

Warunki hydrologiczne Ze względu na charakter pradoliny jako zatorfionego i zabagnionego głębokiego obniżenia terenowego wykorzystywanego przez rz. Noteć, a także wskutek zabudowy hydrotechnicznej i zmeliorowania od połowy XIX w. jej terenów, mamy tu do czynienia z zaburzonym i nienaturalnym przepływem cieków. W układzie dopływów do Noteci zwłaszcza od strony północy występuje infiltracja cieków do wód podziemnych w dolnych ich odcinkach, a w rejonie Żnina – Bydgoszczy mamy do czynienia z przerzutem wody do Brdy, a także licznymi nawodnieniami rolniczymi kompleksów łąk. O przepływach Noteci na tym obszarze decydują jej największe dopływy z północy, tj. Gwda i Drawa.

Z danych o przepływach Noteci w posterunku Ujście, przed ujściem do niej Gwdy wynika, że obszary wschodnie GZWP nr 138 cechują się średnim niskim miesięcznym odpływem z wielolecia 1971 – 2000, od 1,47 do 3,29 l/s km^2 , średnio 2,01 l/s km^2 , tj. 7,24 $m^3/h km^2$, który można utożsamiać z odpływem podziemnym z całego systemu wodonośnego. Średni niski roczny odpływ z tego wielolecia w wielkości 0,94 l/s km^2 , tj. 3,38 $m^3/h km^2$, charakteryzuje prawdopodobnie odpływ podziemny z poziomów wodonośnych wgłębnych o regionalnym rozprzestrzenieniu, umniejszony o parowanie w dolinie holocenijskiej Noteci.

Struktura geologiczna i hydrogeologiczna zbiornika

Pierwotnie na mapie obszarów głównych zbiorników wód podziemnych w Polsce (Kleczkowski, 1990) GZWP nr 138 został wydzielony jako zbiornik pradolinny w strukturze geomorfologicznej i geologicznej Pradoliny Toruńsko – Eberswaldzkiej w odcinku doliny środkowej i dolnej Noteci, nazywanym również pradolina Noteci. Przyjęto wówczas, że struktura hydrogeologiczna piaszczysto – żwirowa o miąższości od 20,0 do 80,0 m pochodzi z sedimentacji pradolinnej. Natomiast szczegółowa interpretacja geologiczna w dokumentacji (Dąbrowski i in., 2007) wykazała, że zbiornik GZWP nr 138 tworzy kompleks osadów piaszczysto – żwirowych z całego plejstocenu, pochodzących z dolin kopalnych z interglacjału ferdynandowskiego, mazowieckiego, eemskiego i współczesnych z okresu zlodowacenia bałtyckiego i holocenu oraz osady wodnolodowcowe ze zlodowaceń południowopolskich, środkowopolskich i zlodowacenia bałtyckiego (wisły) – ryc. 9.19. Z uwagi na intensywną erozję w okresach interglacjału złożone uprzednio osady lodowcowe glin morenowych, iłów i mułków w większości w rejonie obniżenia pradolinnego ukształtowanego od interglacjału wielkiego, były usuwane w wyniku erozji, zaś przyrastały konsekwentnie

osady piaszczysto – żwirowe, co zadecydowało o miąższości osadów wodonośnych w zbiorniku.

Największa miąższość wydzielonego GZWP występuje w części wschodniej, gdzie stanowi ją kompleks osadów rzecznych i wodnolodowcowych od zlodowaceń południowopolskich po holocen, o miąższości 30,0 – 80,0 m na większości jego obszaru (ryc. 9.19). Najmniejszą miąższość i przewodność posiada zachodnia część zbiornika, którą tworzą tu utwory piaszczysto – żwirowe od interglacjału eemskiego po holocen, a tylko lokalnie również osady dolin z interglacjału wielkiego (tabela 9.7).

Osady rzeczne pradoliny wykazują, że zostały one złożone w głębokim erozyjnym obniżeniu doliny o rozciągłości równoleżnikowej. W zakresie miąższości i przewodności nie odpowiadałaby one kryterium GZWP na większości jego obszaru. Miąższość osadów stricte pradolinnych waha się od 2,0 do 15,0 m, w tym dla dolin holoceniskich 0,5 – 10,0 m – rys. 9.19. Główne parametry obszaru zbiornika przedstawiono w tabeli 9.7.

Tabela 9.7. Główne parametry GZWP nr 138 Pradolina Toruń – Eberswalde (Notec)

Lp	Parametry	Część zachodnia F = 590 km ²	Część środkowa F = 876,8 km ²	Część wschodnia F = 396,2 km ²
1	Położenie fizyczne – geograficzne i geomorfologiczne	pradolina i równiny sandrowe wysoczyzn z N	pradolina i przyległe wysoczyzny od N i S	pradolina
2	Poziomy wodonośne GZWP	gruntowy, lokalnie międzyglinowy górny i dolny	gruntowy i międzyglinowy dolny	gruntowy i międzyglinowy dolny
3	Rodzaj utworów wodonośnych	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem i żwiry	piaski ze żwirem, piaski różnoziarniste (średnie i drobne) i żwiry	żwiry, piaski ze żwirem, piaski różnoziarniste
4	Facje i wiek utworów	fH, fB, fE, fM, fgB, fgŚ, fgP	fH, fB + fE + fM, fgB, fgŚ	fH, fB, fE, fM, fgB + fgŚ
5	Miąższość utworów (w nawiasie najczęstsza) zbiornika	7 – 43 lok. 70 (20 – 35)	15 – 70 (20 – 60)	30 – 80 (30 – 60)
6	Współczynnik filtracji [m/h]	0,3 – 5,0 (0,5 – 2,0)	0,2 – 5,0 (0,3 – 2,5)	0,3 – 5,0 (0,3 – 1,5)
7	Przewodność [m ² /h]	5 - 119 (20 - 25)	5 - 108 (30 - 40)	5 – 134 (35 – 45)
8	Charakter zwierciadła wody	swobodny, lokalnie naporowy	swobodno - naporowy	swobodny, lokalnie naporowy
9	Zasilanie w 2005 r. z infiltracji opadów			
	a) wielkość [m ³ /h] i moduł [m ³ /h km ²]	4261 7,22	5475 6,25	3506 8,85
	b) z przesączania z poziomu mioceńskiego	2856 4,84	4073 4,65	284 0,72
	Q = m ³ /h i moduł m ³ /h km ²			
10	Eksploatacja ujęć w 2005 r. (m ³ /h)	149,0	246,0	142,0
11	Drenaż cieków i jezior (m ³ /s)	2,92	7,79	1,15

Objaśnienia: wiek osadów: H – holocen, Plejstocen – B, Ś i P odpowiednio zlodowacenia: bałtyckie (wisły), Ś – środkowopolskie, P – południowopolskie; interglacjały: E – eemski, M – wielki (mazowiecki); Facje: f – rzeczna, fg – wodnolodowcowa; Inne: (...) – w nawiasach wielkości średnie

Zasilanie zbiornika

GZWP nr 138 zasilany jest z 3 głównych źródeł:

- infiltracji opadów w wielkości średnio 7,1 m³/h km²,
- przesiąkania z podległego poziomu mioceńskiego w wielkości średnio 3,65 m³/h km²,
- dopływów bocznych z północy i południa, w wielkości częściowo zależnej od eksploatacji tego poziomu poza zbiornikiem.

Istniejący układ krążenia wód podziemnych zbiornika uwarunkowany jest położeniem terenów zasilania na przyległych wysoczyznach i drenażem w dolinie Noteci w jego partii centralnej – rys. 9.17. Układ ten ma charakter zbliżony do

naturalnego, gdyż wywołane eksploatacją obniżenia poziomów wód są z reguły mniejsze od 1,0 m i mieszczą się w przedziale naturalnych wahań wynikłych z warunków hydrometeorologicznych. W wyniku silnego drenażu poziomy w dolinie Noteci stały się w strefach krawędziowych poziomami swobodnymi. Poziom podglinowy (wgłębny) czwartorzędu wykazuje w dolinie holocenińskiej niewielkie ciśnienie artezyjskie.

Średni moduł zasilania z infiltracji opadów tego różnowiekowego poziomu wodonośnego zbiornika w obszarze wykonanych badań modelowych wyniósł $8,3 \text{ m}^3/\text{h km}^2$.

W podłożu GZWP występuje regionalny zbiornik wód podziemnych poziomu neogenu – miocenu. Poziom ten budują piaski drobnoziarniste, miejscami pylaste, lokalnie ze znacznym udziałem piasków średnioziarnistych i piasków ze żwirem o miąższości od 10,0 do 50,0 m, najczęściej 20,0 – 40,0 m. Współczynnik filtracji warstw piasków drobnych i pylastych wynosi 0,1 – 0,3 m/h, zaś piasków średnioziarnistych i piasków ze żwirem 0,5 – 1,1 m/h. Przewodność poziomu wynosi od 0,2 do $31,2 \text{ m}^2/\text{h}$, najczęściej 5 - $10 \text{ m}^2/\text{h}$. Jest to poziom o ciśnieniu subartezyjskim i artezyjskim, o zasobności sprężystej 0,0004 – 0,0009.

Poziom ten jest zasilany na drodze przesączania się wód z poziomów czwartorzędowych w obrębie przyległych wysoczyzn od północy i południa do pradoliny, zaś drenowany w obrębie pradoliny, a głównie we współczesnej dolinie Noteci.

Według badań modelowych zasilanie infiltracyjne w formie modułowej wynosi $1,33 \text{ m}^3/\text{h km}^2$ dla całego obszaru badań, najniższe jest w części zachodniej od 0,65 do $1,11 \text{ m}^3/\text{h km}^2$, zaś najwyższe w części wschodniej $2,34 \text{ m}^3/\text{h km}^2$.

Jakość wód

Wody w obrębie tarasów wysokich plejstocenijskich pradoliny oraz wysoczyzn rejonu GZWP nr 138 są dobrej (II klasy) i zadowalającej (III klasy) jakości. Duże obszary wód klasy IV o niezadowalającej jakości i klasy V złej jakości, związane są z występowaniem torfów w obrębie doliny holocenijskiej oraz z lokalnymi zanieczyszczeniami antropogenicznymi. O zaliczeniu tych wód do niskich klas decydują duże zawartości związków żelaza i manganu, a także amoniaku, siarczanów i azotanów.

Budowa modelu matematycznego obszaru zbiornika

Ze względu na istniejącą odrębność warunków hydrostrukturalnych, zmienność układów krążenia, wykorzystanie wód i związki z systemami sąsiednimi, a także przestrzenną rozciągłość obszaru i specyfikę topograficzną, wykonano modele dla 3 podsystemów (każdy podsystem o innym charakterze – rys. 9.18):

I. W – część zachodnia o powierzchni $1\,190 \text{ km}^2$

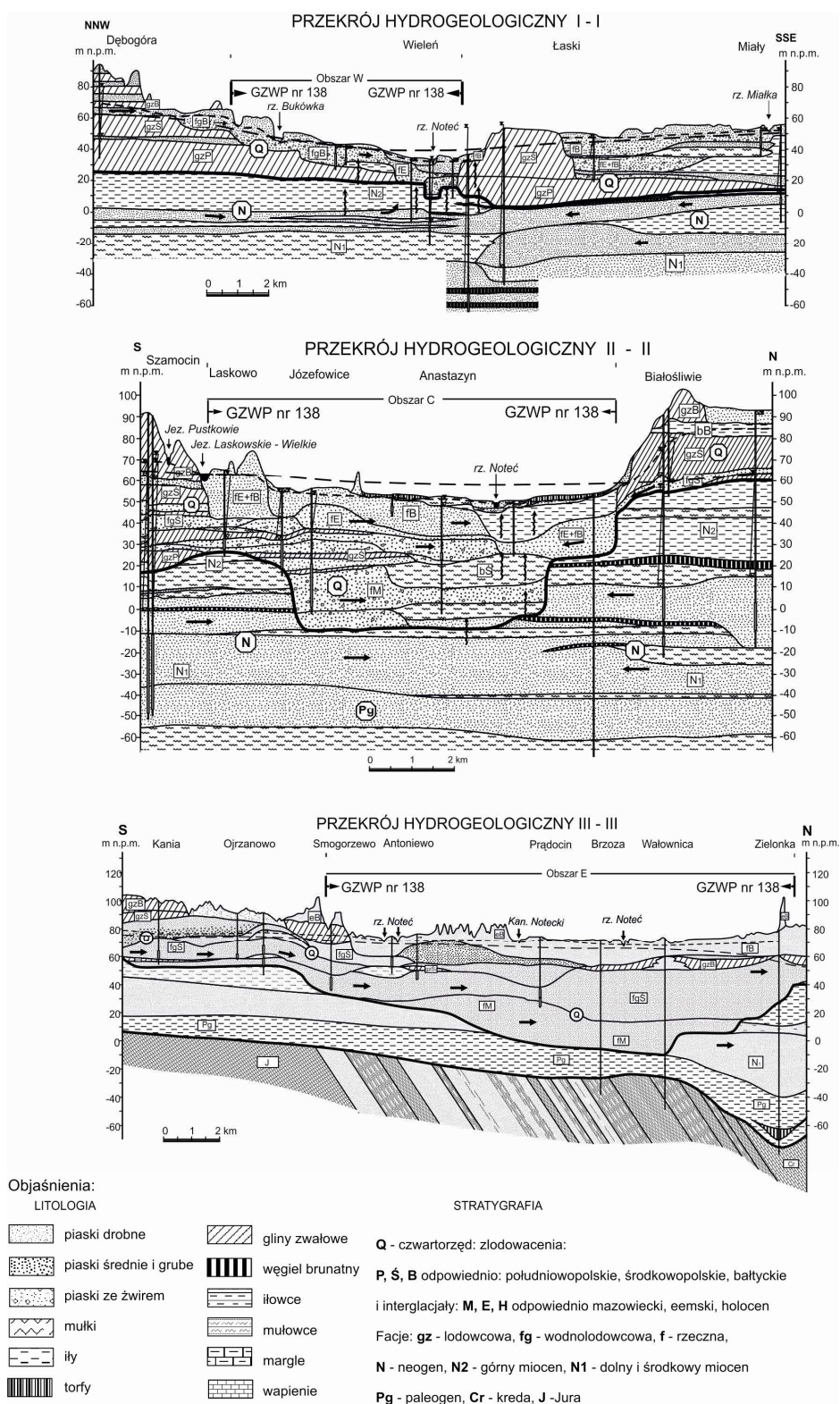
II. C – część środkowa o powierzchni $1\,201 \text{ km}^2$

III. E – część wschodnia o powierzchni $1\,076 \text{ km}^2$

W sumie badaniami modelowymi objęto obszar ok. $3\,467 \text{ km}^2$ przekraczając prawie dwukrotnie obszar zbiornika, z uwagi na konieczność oddalenia granic zbiornika odwzorowanych warunkami I rodzaju. Przyjęto schemat modelu matematycznego zbiornika i jego otoczenia w układzie 2 warstw wodonośnych rozdzielonych warstwą słabo przepuszczalną, powiązanych hydraulicznie z wodami powierzchniowymi jak niżej:

- I warstwa wodonośna – poziom gruntowy i międzyglinowy dolny w pradolinie oraz międzyglinowy dolny i podglinowy w obszarach przyległych (poziom GZWP),
- warstwa słabo przepuszczalna – gliny, muły i łyły różnowiekowe,

- II warstwa wodonośna – poziom mioceński neogenu.
- Warstwa I ma charakter swobodno – naporowy, zaś warstwa II naporowy.



Rys. 9.19. Przekroje hydrogeologiczne

Granice modelu realizowanego w podsystemach (3 części) przedstawiono na rys. 9.18. Granice modelowanych warstw na brzegach modelu są umowne i przyjęte na

strumieniach wód podziemnych odpływających lub dopływających, gdzie zadano warunki brzegowe I rodzaju.

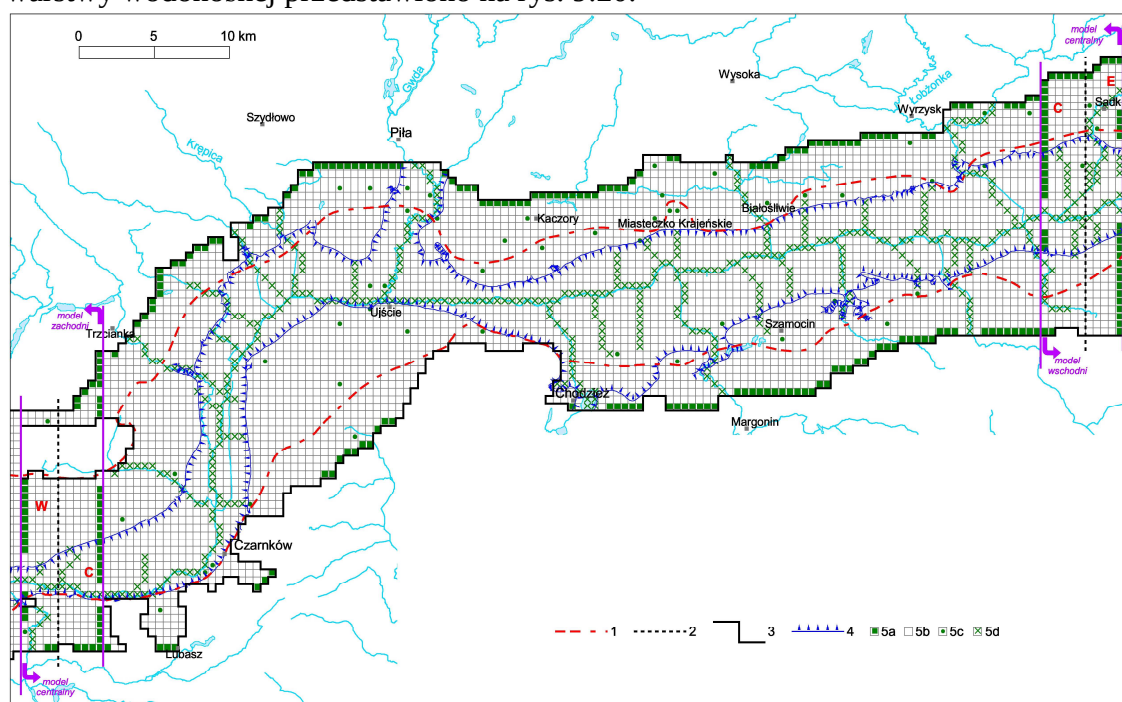
Wyróżnione warstwy wodonośne odzwierciedlają następujące parametry hydrogeologiczne: I warstwa wodonośna – współczynnik filtracji, strop warstwy, spąg warstwy, ciśnienie H , wydatki wody Q ; II warstwa wodonośna – przewodność, ciśnienie H , wydatki wody Q , a warstwa słabo przepuszczalna określona jest parametrem przewodności pionowej k'/m' (k' – współczynnik filtracji, m' – miąższość warstwy). Powyższe dane przygotowano w postaci map i modelu hydrogeologicznego dla każdej części zbiornika.

Modele matematyczne dla poszczególnych podsystemów wodonośnych: W, C i E zbudowano przy pomocy programu obliczeniowego z biblioteki HYDRYLIB, blok programowy SW2H, dla kwadratowej siatki dyskretyzacyjnej ($\Delta x = \Delta y = 500$ m), dla warunków ustalonego przepływu wód podziemnych (Szymanko i inni, 1982).

Warunki brzegowe rozwiązań modelowych były następujące:

- I – rodzaju – $H = \text{const.}$ – zadawane na granicy dopływów, odpływów na strumieniach wód podziemnych,
- II rodzaju (typ 2) – odwzorowujące wielkości infiltracji efektywnej opadów lub parowania, (typ 22) – wielkości eksploatacji wód podziemnych,
- III rodzaju – odwzorowujące związki cieków z warstwą wodonośną.

Przykład zadanych warunków brzegowych w modelach matematycznych dla I warstwy wodonośnej przedstawiono na rys. 9.20.



Rys. 9.20. Warunki brzegowe modelu matematycznego obszaru centralnego (C) zbiornika

Objaśnienia: 1 - granica GZWP nr 138 zweryfikowana wg kryteriów hydrogeologicznych; 2 - granice bilansowe modeli (W - obszar zachodni, C - obszar centralny, E - obszar wschodni); 3 - granica badań modelowych I warstwy - piętro czwartorzędowe; 4 - granica pradoliny Noteci; 5 - warunki brzegowe I warstwy: 5a - I rodzaju - symulujące dopływ lub odpływ z obszaru, 5b - II rodzaju - infiltracja efektywna opadów, 5c - II rodzaju - ujęcia wód podziemnych (stan z 2005 r.), 5d - III rodzaju - symulowane ciek

Badania modelowe wykonano dla warunków filtracji ustalonej na stan wód uśredniony z 2005 r., stwierdzony pomiarami zwierciadła wody. Traktowano je umownie jako stacjonarne, choć ulegają one zmianom naturalnym w cyklach zasilania

rocznego i wieloletniego o amplitudzie do 0,9 – 1,2 m oraz zmianom wywołanym przez eksploatację.

Kalibracja modelu została przeprowadzona drogą kolejnych przybliżeń, tj. metodą prób i błędów na stany wód odwzorowane mapami hydroizohips, przy wykorzystaniu wybranych otworów jako tzw. punktów reperowych.

Kryterium poprawności uzyskiwanych wyników w tarowaniu (kalibracji) były:

- uzyskanie zgodności modelu matematycznego i hydrogeologicznego w zakresie powierzchni piezometrycznej warstw wodonośnych dla przyjętej dokładności ich odwzorowania, $\pm 1,0\text{m}$, tj. wielkości naturalnej amplitudy wahań zwierciadła wód badanych poziomów z wielolecia;
- porównanie określonych przepływów podziemnych cieków z badań hydrologicznych i uzyskanych na modelu;
- porównanie wyników badań infiltracji z badań modelowych i ich odniesienie do badań sąsiednich systemów wodonośnych i w rejonie systemu.

Wiarygodna ocena na modelu wpływu eksploatacji wód sąsiednich podsystemów (modeli) E i W na model centralny C i odwrotnie wymagała objęcia badaniami modelowymi obszarów ciągłych pod względem hydrogeologicznym. Zastosowano tzw. zszywanie modeli w odpowiednich pasach (na odległości ok. 5,5 km) co pozwoliło wiarygodnie ocenić wpływ podsystemów (modeli) na siebie i ustalić bilanse w obszarach ich granic przez właściwe określenie wielkości ciśnienia na warunkach I rodzaju. Uzyskano je metodą przybliżeń w kolejnych symulacjach uwzględniających zmiany wielkości H w poszczególnych modelach.

W obszarach „zszywania” określone położenie zwierciadła wody z rozwiązania modelowego na jednym z modeli, w oddaleniu od warunków brzegowych I rodzaju, a w miejscu zachowania warunków brzegowych I rodzaju drugiego modelu stawiało się dla niego ciśnieniem wyjściowym przy kolejnej symulacji i na odwrót. Dokonywano tej operacji wiązania wyników metodą kolejnych przybliżeń przez wykonywanie kolejnych symulacji eksploatacji ze zmianami położenia zwierciadła wody w warstwach wodonośnych modelu.

W efekcie uzyskano wyniki rozwiązań dla granic poszczególnych modeli różniące się dla zwierciadeł wody poniżej $\pm 0,5\text{ m}$ przy dodatkowych 5 – 6 symulacjach. W sumie operacja dała efekt podobny, jaki można uzyskać wykonując jeden model matematyczny całego systemu.

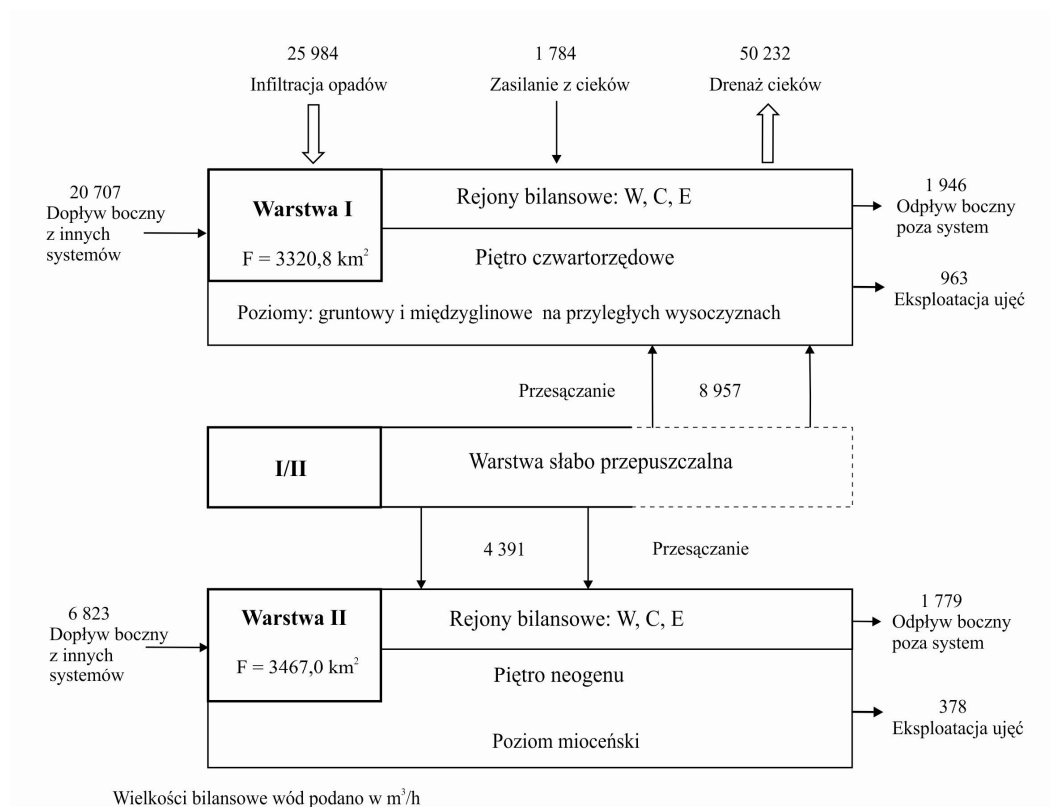
Model matematyczny układu krążenia wód na stan z 2005 r.

W procesie identyfikacji i tarowania uzyskano następujące parametry:

- współczynnik filtracji I warstwa: $0,3 \div 5,5\text{ m/h}$, najczęściej $0,5 \div 2,1\text{ m/h}$. Przewodność II warstwa: $0,2 \div 31,1\text{ m}^2/\text{h}$, najczęściej $8,0 - 10,0\text{ m}^2/\text{h}$.
- warstwa słabo przepuszczalna - $k'/m' = \text{od } 7,5 \cdot 10^{-7} \text{ do } 1,8 \cdot 10^{-3}\text{ 1/h}$.

Wytarowane wielkości oporów filtracyjnych między ciekami, a I warstwą wodonośną zawarte są w przedziałach od $1 \cdot 10^{-5}$ do $7 \cdot 10^{-3}\text{ 1/h}$. Średnia wartość infiltracji efektywnej opadów uzyskana na modelu wynosi $7,49\text{ m}^3/\text{h km}^2$ dla całego obszaru, w tym $7,1\text{ m}^3/\text{h km}^2$ dla obszaru GZWP nr 138 i bez bloków warunków I i II rodzaju $8,6\text{ m}^3/\text{h km}^2$. Bilans krążenia wód dla całego obszaru modelowanego przedstawiono na rys. 9.21.

Obszar GZWP Pradolina Toruń – Eberswalde (Noteć) posiada aktualnie małe wykorzystanie wód podziemnych. Pobór wód podziemnych z utworów czwartorzędowych stanowi 3%, a z poziomu mioceńskiego 8% odnawialności obszaru zbiornika. W całym rejonie przeważają ujęcia małe, rozproszone z poborem do $10\text{ m}^3/\text{h}$.



Rys. 9.21. Schemat modelu matematycznego GZWP nr 138 – Pradolina Toruń – Eberswalde (Noteć) wraz z bilansem przepływów wód wg stanu średniego z 2005 r.

Prognoza modelowa dla szacunku wielkości zasobów dyspozycyjnych i określenie ich wielkości

Celem tych prognoz była ocena optymalnego wykorzystania zasobów odnawialnych zbiornika dla potrzeb gospodarczych przy uwzględnieniu ograniczeń ich wykorzystania tj., ocena zasobów dyspozycyjnych w obszarze wydzielonych rejonów bilansowych GZWP nr 138 w częściach: W – zachodniej i E – wschodniej. Prognozy te wykonano na bazie modelu stanu eksploatacji z 2005 r. Kryterium optymalizacji tej eksploatacji były:

- wielkość odnawialności wód podziemnych zbiornika wg stanu na 2005 r.,
- zachowanie przepływu nienaruszalnego w Noteci – 0,5 NNQ (Ujście – 10,45 m³/s, Nowe Drezdenko – 20,35 m³/s),
- kryterium hydrogeologiczne - ograniczenie w wielkościach depresji do 1/3 H, w przypadku warstwy swobodnej i do 0,5 H dla warstwy naporowej,
- środowiskowe, związane z obszarami Natura 2000 i łakami - wielkość obniżenia zwierciadła wody w wielkości 0,5 - 1,0 m, tj. wielkość wahań naturalnych.

Ograniczenie środowiskowe decydowało tu o możliwości wykorzystania wód, gdyż ok. 50% obszaru dotąd wydzielonego GZWP stanowią tereny Natura 2000.

W wyniku działań optymalizujących ostatecznie symulowano eksploatację istniejących ujęć w wielkości poboru z 2005 r. oraz dodatkowo eksploatację dla 37 dużych ujęć o łącznym poborze 5 030 m³/h – część zachodnia i 3 000 m³/h – część wschodnia. Przy symulacji zasobów ujęć wzięto pod uwagę, aby ich lokalizacje występowały w rejonach o przewodności powyżej 20,0 m²/h, spełniających wymogi do budowy średnich i dużych ujęć wód podziemnych.

Przy wielkości eksploatacji jak wyżej rozłożonej przestrzennie, depresje rejonowe względem stanu eksploatacji z 2005 r. wynoszą od 1,6 do 5,2 m w części zachodniej zbiornika i od 1,4 do 5,1 m w części wschodniej i nie przekraczają przyjętych w tym

względnie ograniczeń. Nastąpi także umniejszenie przepływów cieków (głównie Noteci i jej kanałów) i wzrost zasilania z cieków do $1\,768\text{ m}^3/\text{h}$ - tabela 9.8.

Oszacowanie zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych wód podziemnych

Zasoby te określa się dla dwu obszarów W i E o powierzchni sumarycznej $986,2\text{ km}^2$ wydzielonych w jednostce hydrogeologicznej: Pradolina Toruń – Eberswalde (Noteć) – zbiornik GZWP nr 138 o powierzchni $1\,862,8\text{ km}^2$, a traktowanej jako złożony system wodonośny. Zgodnie z tym GZWP nr 138 dzieli się na dwie części traktowane jako podsystemy, które traktuje się jako przydatne do zagospodarowania w ramach GZWP i dla nich ustala się bilanse zasobowe:

- W - część zachodnia o powierzchni $590,0\text{ km}^2$ w granicach województw: lubuskiego i wielkopolskiego,
- E - część wschodnia o powierzchni $396,2\text{ km}^2$ w granicach województwa kujawsko – pomorskiego.

Z systemu wodonośnego całego zbiornika GZWP nr 138 wyłącza się część środkową o pow. $773,6\text{ km}^2$ wraz z niewielkim fragmentem z zachodniej części o powierzchni $103,0\text{ km}^2$, ze względu na ograniczoną możliwość gospodarowania wodami podziemnymi – niekorzystną jakość wód i obszary ochronne - Natura 2000 zależne od stanu wód podziemnych.

Zasoby wód podziemnych ustala się na stan rozpoznania z 2005 r. na podstawie wyników badań modelowych. Zasoby dyspozycyjne określa się biorąc pod uwagę zasoby odnawialne, istniejące i projektowane gospodarcze wykorzystanie wód oraz wielkości ich poboru na ujęciach, przy uwzględnieniu kryteriów hydrogeologicznych, hydrologicznych i środowiskowych uwzględnionych w optymalizacji modelowej.

Zasoby odnawialne

Podstawą ilościowego określenia zasobów są wyniki obliczeń bilansowych uzyskane z modelu (modeli) matematycznego dla stanu hydrodynamicznego z 2005 r. – tabela 9.8.

Zasoby odnawialne całkowite utożsamia się z infiltracją opadów, infiltracją z wód powierzchniowych i dopływami spoza systemu oraz przesączaniem z głębszego podłoża z poziomu mioceńskiego. Wyniki obliczeń zasobów odnawialnych podano w tabeli 9.9.

Wysoki moduł całkowitej odnawialności ($19,87\text{ m}^3/\text{h km}^2$) wynika z dużego dopływu wód z poziomów wysoczyznowych (ok. 41% odnawialności) oraz dopływu z poziomu mioceńskiego (16%), podczas gdy infiltracja efektywna stanowi ok. 0,4 zasobów odnawialnych (40%). Wielkość modułu infiltracji efektywnej opadów dla wydzielonych części W i E łącznie wynosi $7,87\text{ m}^3/\text{h km}^2$ i stanowi ok. 12% opadu średniego 562 mm dla obszaru.

Stan hydrodynamiczny systemu wodonośnego rejonu zbiornika w 2005 r. należy uznać za „naturalny”, gdyż eksploatacja ujęć w 2005 r. stanowi zaledwie 1,6% całkowitych zasobów odnawialnych (2,7% zasobów odnawialnych możliwych do wykorzystania) przy uwzględnieniu, że prawie cała Noteć dolna od Jeziora Gopło jest od połowy XIX wieku skanalizowana i zmeliorowana na długości ok. 140,0 km, a krajobrazy nadnoteckie tej części są dziełem inżynierskim hydrotechników i meliorantów.

Zasoby odnawialne możliwe do gospodarczego wykorzystania z obszaru zbiornika o powierzchni $986,2\text{ km}^2$ wynoszą $11\,550\text{ m}^3/\text{h}$ ($3,21\text{ m}^3/\text{s}$), przy module odnawialności $11,71\text{ m}^3/\text{h km}^2$, w tym dla części W – wynoszą $12,72\text{ m}^3/\text{h km}^2$ ($2,09\text{ m}^3/\text{s}$), dla części E wynoszą $10,21\text{ m}^3/\text{h km}^2$ ($1,12\text{ m}^3/\text{s}$). Składają się na nie:

- infiltracja opadów – $7\,766\text{ m}^3/\text{h}$ (w tym w części W – $4\,261\text{ m}^3/\text{h}$, w części E – $3\,506\text{ m}^3/\text{h}$),

- zasilanie z cieków – 643 m³/h (w tym w części W – 389 m³/h, w części E – 254 m³/h),
- przesączanie z poziomu mioceńskiego – 3 140 m³/h (w tym w części W – 2 856 m³/h, w części E – 284 m³/h).

Prognoza eksploatacji w wielkości szacunkowych zasobów dyspozycyjnych wykazała średni wzrost odnawialności wydzielonych części pradoliny o 16,7% (w tym w części zachodniej o 11,4% i w części wschodniej o 26,6%). Ten wzrost zasilania realizuje się w większości z cieków, tj. z Noteci oraz cieków dopływających do pradoliny w ich dolnych odcinkach dolinnych oraz z kanałów i rowów melioracyjnych.

Tabela 9.8. Bilanse krążenia wód podziemnych dla wydzielonych części GZWP nr 138 Pradolina Toruń – Eberswalde (Noteć) według stanu średniego z 2005 r. oraz dla prognozy przy eksploatacji szacunkowych zasobów dyspozycyjnych

REJONY BILANSOWE						
Składnik bilansu	Pradolina Toruń – Eberswalde (Noteć) GZWP nr 138		Część zachodnia W		Część wschodnia E	
	stan z 2005 r.	prognoza przy eksploatacji szacunkowych zasobów dyspozycyjnych	stan z 2005 r.	prognoza przy eksploatacji szacunkowych zasobów dyspozycyjnych	stan z 2005 r.	prognoza przy eksploatacji szacunkowych zasobów dyspozycyjnych
	m ³ /h		m ³ /h		m ³ /h	
Powierzchnia	F = 986,2 km ²		F = 590,0 km ²		F = 396,2 km ²	
Przychody:						
Infiltracja opadów	7 767,0	7 767,0	4 261,0	4 261,0	3 506,0	3 506,0
Dopływy boczne	8 045,0	9 213,0	6 448,0	7 257,0	1 597,0	1 956,0
Zasilanie z cieków i jezior	643,0	2 411,0	389,0	1 095,0	254,0	1 316,0
Przesączanie z warstwy II	3 140,0	3 303,0	2 856,0	3 005,0	284,0	298,0
Razem	19 595	22 694,0	13 954,0	15 618,0	5 641,0	7 076,0
Rozchody:						
eksploatacja	308,0	8 030,0	166,0	5 030,0	142,0	3 000,0
Odpływy boczne	4 433,0	3 503,0	3 030,0	2 629,0	1 095,0	874,0
Drenaż na ciekach i jeziorach	14 653,0	10 759,0	10 498,0	7 769,0	4 155,0	2 990,0
Przesączanie do warstwy II	509,0	402,0	260,0	190,0	249,0	212,0
Razem	19 595,0	22 694,0	13 954,0	15 618,0	5 641,0	7 076,0
Moduł infiltracji warstwy I [m ³ /h km ²]	7,87	7,87	7,22	7,22	8,85	8,85
Moduł zasilania bez dopływów bocznych [m ³ /h km ²]	11,71	13,67	12,72	14,17	10,21	12,92
[l/s km ²]	3,25	3,8	3,53	3,94	2,84	3,59

Szacunkowe zasoby dyspozycyjne

Zasoby te szacuje się dla obszarów bilansowych GZWP nr 138 Pradolina Toruń – Eberswalde (Noteć): W – część zachodnia (o powierzchni 590,0 km²) i E – część wschodnia (o powierzchni 396,2 km²) dla wód podziemnych piętra czwartorzędowego, z podziałem na województwa.

Zasoby te ustalono w nawiązaniu do wielkości zasobów odnawialnych i przyjętych ograniczeń hydrogeologicznych, środowiskowych i zachowania przepływów nienaruszalnych.

Tabela 9.9. Zasoby odnawialne i szacunkowe zasoby dyspozycyjne w rejonach bilansowych Pradoliny Toruń – Eberswalde (Noteć) – GZWP nr 138

Rejon bilansowy	Powierzchnia [km ²]	Zasoby odnawialne Q _o * [m ³ /h]		Zasoby dyspozycyjne Q _d	Moduł Q _d	Q _d /Q _o * 2005 r.	Q _d /Q _o * (prognoza)
		Stan z 2005 r.	według eksploatacji szacunkowych zasobów dyspozycyjnych	[m ³ /h]	[m ³ /h km ²]	%	%
Obszar zachodni pradoliny – W woj. lubuskie i wielkopolskie**	590,0	7 506	8 361	5 030	8,52	67,0	60,2
Obszar wschodni pradoliny – E woj. kujawsko – pomorskie**	396,2	4 044	5 120	3 000	7,57	74,2	58,6
Pradolina W + E w obszarze GZWP nr 138	986,2	11 550	13 481	8 030	8,14	69,5	59,6

Q_o* - zasoby odnawialne bez składnika – dopływy boczne

** - zasoby dyspozycyjne, woj. lubuskie 2 470 m³/h z pow. 289,5 km², woj. wielkopolskie 2 560 m³/h z pow. 300,5 km², woj. kujawsko – pomorskie 3 000 m³/h z pow. 396,2 km².

Określone powyżej zasoby dyspozycyjne dotyczą obszarów 3 województw: lubuskiego – 2 470 m³/h dla powierzchni 289,5 km², wielkopolskiego w ilości 2 560 m³/h dla powierzchni 300,5 km² i województwa kujawsko – pomorskiego w ilości 3 000 m³/h dla powierzchni 396,2 km² w obu częściach zbiornika. Obliczono je dla województw poprzez odniesienie modułowe do zajmowanej powierzchni przez województwa w danej części zbiornika (część zachodnia pradoliny W – podzielona jest na fragmenty województw: lubuskie i wielkopolskie). **Łącznie szacunkowe zasoby dyspozycyjne w częściach GZWP nr 138: zachodniej W i wschodniej E wynoszą: 8 030 m³/h, przy module 8,14 m³/h, tj. 2,26 l/s km² – tabela 9.9, stanowiąc 60 – 70% zasobów odnawialnych** określonych bez dopływów bocznych. Najbardziej korzystne z punktu widzenia gospodarczego wykorzystania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych o dobrej jakości są lokalizacje ujęć w rejonach przykrawędziowych pradoliny oraz na terenach tarasów średnich i wysokich z pominięciem obszarów zatorfionych (dotyczy to przede wszystkim ujęć mniejszych – o możliwości eksploatacji do 50,0 m³/h). Jednak z reguły najbardziej korzystne parametry hydrogeologiczne dla budowy dużych ujęć występują w centralnych partiach zbiornika, zajętych przeważnie przez łąki, gdzie niestety jakość wód jest znacznie gorsza.

Ocena wrażliwości wód podziemnych GZWP nr 138 na zanieczyszczenie

Ocenę tę przedstawiono w postaci obliczeń czasu potencjalnego dopływu zanieczyszczeń do granic zbiornika i czasu ich pionowego dopływu z powierzchni terenu przez nadkład zbiornika. Zgodnie z przyjętymi ustaleniami dla wyznaczenia strefy ochronnej ich sumaryczna izochrona 25-letniego czasu dopływu zanieczyszczeń stanowi granicę tej strefy.

a) Obliczenie czasu wymiany wód i określenie czasu dopływu wody do zbiornika z otoczenia

Wykorzystano do tego celu program DRSW z biblioteki HYDRYLIB.

Algorytm liczenia czasu wymiany wód w bloku modelowym

Wzór ogólny jest następujący: $t = \frac{V \cdot n}{Q_{wp}}$, gdzie:

V – objętość bloku = F · m

F – powierzchnia bloku, m – miąższość

n – porowatość efektywna

Q_{wp} – wydajność dopływu wody do bloku z sąsiednich 1 ÷ 4, liczona jest w blokach, w których nie ma studni ani warunku III rodzaju według następującego schematu:

jeżeli $h_i > h_{i-1kol}$ wtedy $Q_{1i} = t_{\text{średnie}} \cdot (h_i - h_{i-1kol})/2$

jeżeli $h_i > h_{i-1}$ wtedy $Q_{2i} = t_{\text{średnie}} \cdot (h_i - h_{i-1})/2$

jeżeli $h_i > h_{i+1}$ wtedy $Q_{3i} = t_{\text{średnie}} \cdot (h_i - h_{i+1})/2$

jeżeli $h_i > h_{i+1kol}$ wtedy $Q_{4i} = t_{\text{średnie}} \cdot (h_i - h_{i+1kol})/2$

$Q_{wpi} = Q_{1i} + Q_{2i} + Q_{3i} + Q_{4i}$

b) Określenie czasu potencjalnego dopływu zanieczyszczeń z powierzchni terenu do zbiornika

Czas ten liczono jako czas przesączania przez strefę aeracji stanowiącej nadkład zbiornika według przyjmowanej procedury (Witczak, Żurek, 1994):

$$t_a = \sum_1^n \frac{m_i \cdot w_o}{I}, \text{ gdzie:}$$

m_i – miąższość kolejnych warstw strefy aeracji,

w_o – przeciętna wilgotność objętościowa warstw strefy aeracji,

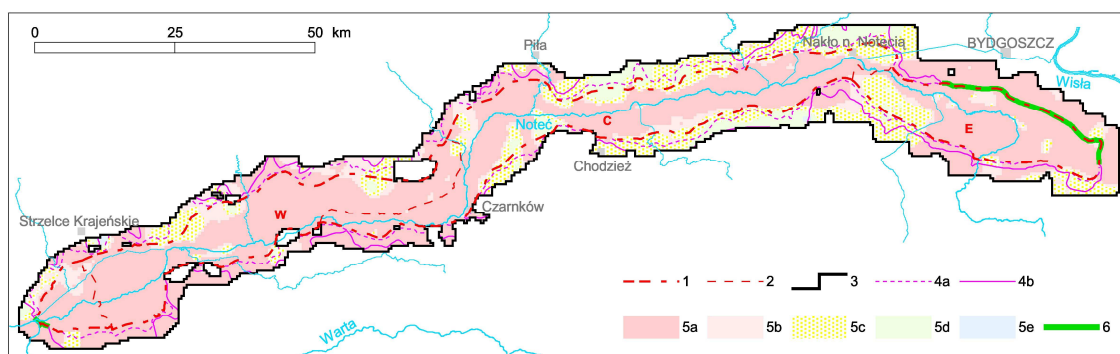
I – infiltracja efektywna poniżej gleby.

Podstawę obliczeń miąższości strefy aeracji stanowiły mapy powierzchni terenu i zwierciadła wody poziome wodonośnego zbiornika. Infiltracja efektywna była wzięta z ustaleń modelu matematycznego dla poszczególnych bloków obliczeniowych. Natomiast wilgotność objętościową określono wg stosowanych danych publikowanych (Witczak (red), 2005).

c) Określenie granic strefy ochronnej zbiornika

Przeprowadzona w dokumentacji GZWP nr 138 w 2006 r. analiza spowodowała korektę zasięgu przedmiotowego zbiornika i jego powierzchni do 1 863 km². Z uwagi na wyznaczone w jego obrębie obszary ochrony Natura 2000 oraz niską jakość wód (głównie w rejonie bilansowym C) – do dalszego gospodarczego użytkowania wyznaczono dwa obszary: W – zachodni o powierzchni 590 km² i E – wschodni o powierzchni 396,2 km², dla których określono obszary ochronne. Łączna powierzchnia obu części zbiornika wynosi 986,2 km².

Obszary ochronne - wyznaczono strefy dopływów bocznych wód podziemnych do zbiornika i dla tych stref dokonano obliczeń dla ustalenia obszarów ochronnych zbiornika według 25-letniego okresu dopływu wód podziemnych do zbiornika. Jest to sumaryczny czas dopływu (uwzględnia poziomy czas wymiany wód i przesiekanie oraz przesączanie pionowe) – rys. 9.22. Skorygowane powierzchnie tych obszarów dla celów zagospodarowania wynoszą odpowiednio: część W = 786,1 km², część E = 464,0 km², łącznie 1350,1 km².



Rys. 9.22. Mapa wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie GZWP nr 138 - Pradolina Toruń - Eberswalde (Notec)

Objaśnienia: 1 - granice zweryfikowane GZWP nr 138 Pradolina Toruń - Eberswalde (Notec); 2 - granice rejonów bilansowych Pradoliny Toruń - Eberswalde (Notec): (obszar W - część zachodnia, obszar C - część centralna, obszar E - część wschodnia) dla obszarów W i E: proponowane granice obszarów GZWP nr 138 dla gospodarczego użytkowania z uwzględnieniem kryteriów jakości wód i obszarów chronionych Natura 2000; 3 - granica badań modelowych; 4 - izolinie czasu potencjalnego poziomego dopływu zanieczyszczeń do granic zbiornika [lata]: 4a - 5 lat, 4b - 25 lat; 5 - czas potencjalnego pionowego dopływu zanieczyszczeń z powierzchni terenu do zbiornika [lata]: 5a - do 5, 5b - 5-10, 5c - 10-25, 5d - 25-50, 5e - ponad 50; 6 - granica GZWP - odpływ wód podziemnych

Zagospodarowanie przestrzenne

Teren GZWP nr 138 jest słabo uprzemysłowiony i stosunkowo słabo zaludniony, a rozmieszczenie ludności jest zróżnicowane (najsłabiej zaludniony jest obszar Dolnej Noteci – część W). Obszar zbiornika w zdecydowanej większości charakteryzuje się rolniczo – leśnym typem zagospodarowania z niewielkim udziałem terenów zabudowy wiejskiej oraz lokalnie miejskiej.

W obszarach ochronnych zbiornika zagospodarowanie przestrzenne przedstawia się następująco:

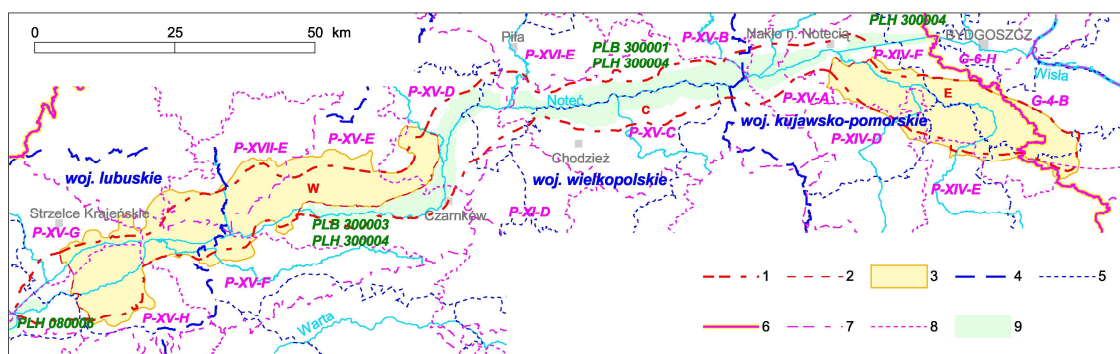
- część W – lasy 367 km² (48,7%), grunty orne 245,7 km² (32,6 %), łąki i pastwiska 113,4 km² (15%), obszary zabudowane 20,8 km² (2,8%), inne 7,1 km² (0,9%)
- część E – lasy 196,2 km² (43,9%), grunty orne 171,0 km² (38,2%), łąki i pastwiska 70,1 km² (15,7%), obszary zabudowane 7,8 km² (1,7%), inne 2,2 km² (0,5%).

W dolinie Noteci występują głównie łąki, tereny podmokłe, tylko częściowo użytkowane rolniczo. Tereny intensywnie użytkowane rolniczo znajdują się na terenach wysoczyznowych otaczających dolinę Noteci.

W obszarze zbiornika GZWP – występują tereny o wysokich walorach turystycznych i krajobrazowych oraz środowiskowych – około 40% obszaru zostało objęte ochroną krajobrazową (duże powierzchnie zbiornika włączono do Europejskiej Sieci Ekologicznej NATURA 2000, której celem jest ochrona różnorodności biologicznej – dyrektywy: ptasia i siedlisk) – rys. 9.23.

Użytkowanie wód podziemnych

W obszarze rejonu W – część zachodnia zbiornika, znajduje się 56 ujęć wód podziemnych (w tym 27 czynnych) z utworów czwartorzędowych o łącznym poborze w 2005 r. – 166,0 m³/h oraz 7 ujęć (w tym 2 czynne) ujmujących poziom mioceni o poborze 0,3 m³/h. W obszarze rejonu E – część wschodnia zbiornika znajduje się 68 ujęć wód podziemnych (w tym 37 czynnych) z utworów czwartorzędowych o łącznym poborze 142 m³/h oraz jedno ujęcie z poziomu mioceni o poborze w 2005 r. – 1,0 m³/h. W obu rejonach zatwierdzone zasoby eksploatacyjne z utworów czwartorzędowych wynoszą łącznie 4 320 m³/h, a wydane pozwolenia wodnoprawne 648 m³/h.



Rys. 9.23. Mapa projektowanego obszaru ochronnego GZWP nr 138 - Pradolina Toruń - Eberswalde (Noteć)

Objaśnienia: 1 - granice zweryfikowane GZWP nr 138 Pradolina Toruń - Eberswalde (Noteć); 2 - granice rejonów bilansowych Pradoliny Toruń - Eberswalde (Noteć): (obszar W - część zachodnia, obszar C - część centralna, obszar E - część wschodnia) dla obszarów W i E; proponowane granice obszarów GZWP nr 138 dla gospodarczego użytkowania z uwzględnieniem kryteriów jakości wód i obszarów chronionych Natura 2000; 3 - obszary ochronne zbiornika; 4 - granice województw; 5 - granice powiatów; 6 - granice RZGW; 7 - granice obszarów wodnogospodarczych; 8 - granice rejonów wodnogospodarczych; 9 - obszary ochrony Natura 2000

Literatura

- Dąbrowski S. i inni, 2006 r. - Dokumentacja określająca warunki hydrogeologiczne dla ustanowienia obszaru ochronnego zbiornika wód podziemnych Pradolina Toruń – Eberswalde (GZWP nr 138). HYDROCONSULT Sp. z o.o., Poznań (archiwum)
- Dąbrowski S. i inni, 2008 – Mapa projektowanych obszarów ochronnych GZWP nr 138 Pradolina Toruń – Eberswalde (Noteć). Hydroconsult sp. z o.o. w Poznaniu (archiwum)

10. Badania modelowe masywów skał szczelinowych i krasowych – Andrzej Szczepański

10.1 Przepływy wód w masywach skalnych i zasady ich schematyzacji

Zgodnie z definicją podaną w „Słowniku hydrogeologicznym” (Dowgiałło i in. red., 2002) masyw hydrogeologiczny jest „Podstawową jednostką w regionalizacji hydrogeologicznej, w której dominują wody szczelinowe podłoża utworów podczwartorzędowych. Wyróżnia się masywy właściwe (skały krystaliczne) i masywy fałdowe (skały osadowe warstwowane)”. Autor hasła zwraca uwagę na znaczącą rolę stref uskokuwowych w kształtowaniu się warunków hydrodynamicznych w masywach skalnych związanych z zasilaniem, przepływem i drenażem wód.

Z reguły w masywach skalnych granice hydrostrukturalne pokrywają się z przebiegiem granic hydrodynamicznych (wychodnie skał na powierzchni lub zapadające pod przepuszczalne warstwy nadległe) a tym samym spełnione zostają kryteria systemu wodonośnego (rozdz. 3) i mogą być budowane dla nich modele hydrogeologiczne (rozdz. 4).

Jest rzeczą oczywistą, że w obrębie takiej jednostki (zbiornika) możliwe jest wydzielenie podsystemów (subzbiorników) różniących się uwarunkowaniami przestrzennego przepływu wód podziemnych. Wydzielenia subzbiorników powinny być dokonane z uwzględnieniem warunków wynikających z zaangażowania tektonicznego masywu (płaszczyzny uskokuwowe mogą mieć charakter ekranujący lub zasilający), przestrzennych zmian własności hydrogeologicznych skał zbiornikowych (szczelinowatość, kras) oraz zasilania i/lub drenażu w granicach zbiornika.

Biorąc powyższe pod uwagę, w tworzeniu modeli (konceptyjnego-hydrogeologicznego i matematycznego należy kierować się metodyką podaną w rozdz. 9, zaprezentowaną dla rozwiązań regionalnych. Specyfika ich tworzenia musi jednak uwzględniać pewne wyróżniające cechy masywu skał szczelinowych i krasowych oraz założone cele prowadzonych badań modelowych (patrz rozdz. 6).

Specyficzną cechą masywów skalnych jest ich anizotropia parametryczna; ułożenie spękań, szczelin i pustek krasowych. Przepływy wód w skałach mają z reguły charakter ukierunkowany, zgodnie z przebiegiem łączących się ze sobą pustek. W tych pustkach gromadzone są określone objętości wody związane z ich rozmiarami, ale w zależności od charakteru i litologii skał znaczne zasoby wodne mogą być także zgromadzone w matrycy skalnej (tzw. wtórna porowatość).

Odrębnym problemem jest ustalenie miąższości warstwy wodonośnej (skały zbiornikowej). Nierzadko miąższość pozostaje wielkością nierozpoznaną i wówczas określić należy tzw. strefę aktywną przepływów wody. Zwykle w masywach skalnych przyjmuje się miąższość tej strefy na 150-200 m, rzadziej 250 m, co wynika ze stopnia zeszczelinowania i/lub skrasowienia skał, które to cechy z głębokością maleją. Z reguły zresztą do takiej głębokości sięgają ujęcia (studnie) oraz odbywa się proces efektywnego zasilania infiltracyjnego, wymiany i przepływu wód.

Reasumując powyższe należy stwierdzić, że przepływy wód podziemnych w masywach skalnych mają charakter znacznie bardziej złożony i skomplikowany aniżeli filtracja w skałach porowych. Równocześnie stopień rozpoznania zmiennych przestrzennie ukierunkowań przepływu z reguły jest także niższy niż w środowisku skał luźnych.

Heterogeniczność masywów skał szczelinowych i krasowych znacząco przekracza stopień ich rozpoznania. Z tych względów modele koncepcyjne (schematy obliczeniowe) tworzone na podstawie rozpoznania są mało wiarygodne. Nawet wyniki długotrwałych próbnych pompowań, dające dla masywu wartości średnich parametrów

obliczeniowych (k , m , T , μ , μ'), nie dają możliwości rozpoznania kierunków uprzywilejowanych przepływów wód podziemnych.

Można podejmować próby wykorzystania stochastycznych metod dla rozpoznania przestrzennego rozkładu parametrów systemu wodonośnego szacowanego na podstawie punktowych danych. Przykład wykorzystania metody krigingu, wspomaganej wnioskami z analiz map geologicznych, fotolineamentów oraz wydajności jednostkowych studni, przedstawili Staśko i Wcisło (2008). Uzyskane rezultaty dla skał triasu opolskiego oraz fliszu karpackiego wskazały na konieczność znaczącej rewizji zbudowanego modelu koncepcyjnego po zrealizowaniu modelu numerycznego, głównie w aspekcie wydzielania dróg uprzywilejowanego przepływu.

10.2 Budowa modeli i ocena ich wiarygodności.

W masywach skalnych, szczególnie zbudowanych ze skał skrasowiałych, w modelach służących do obliczania zasobów wód podziemnych na ogół przyjmuje się, że ośrodek skalny składa się z zespołu różnej wielkości bloków, w obrębie których występuje przestrzeń porowa o stosunkowo niewielkiej przepuszczalności i współczynnikach zasobności (odsączalności). Tym niemniej te bloki stanowią o zasobności wodnej masywu. Spękania, szczeliny i kanały krasowe rozdzielające bloki pełnią rolę przewodów, którymi przepływa woda, i których pojemność (zasobność) w stosunku do całego masywu jest niewielka.

Według Krajewskiego i Motyki (1999) model sieci hydraulicznych w najbardziej zróżnicowanym środowisku skał skrasowiałych składa się z czterech elementów:

- przestrzeni porowej, którą ilościowo określa porowatość otwarta;
- szczelin, opisanych ilościowo porowatością szczelinową;
- kawern z porowatością kawernową;
- form wypełnionych z porowatością intergranularną.

Każdy z tych elementów, zależnie od jednostkowego udziału w objętości masywu skalnego, odgrywa istotną rolę w gromadzeniu i przewodzeniu wody.

O wodonośności, a tym samym zasobności, masywu skał krystalicznych i metamorficznych decyduje szczelinowatość zwięzłych skał krystalicznych, w warstwach łupków szczelinowatość międzywarstwowa, a w skałach podatnych na ługowanie dodatkowo ich kawernistość.

Porowatość skał węglanowych jest praktycznie bez znaczenia w formowaniu się zasobów wód, a decydującą rolę odgrywają szczelinowatość (porowatość szczelinowa) i stopień krasowienia (porowatość kawernowa). O możliwościach zasilania zbiornika wód w masywach tego typu znaczącą rolę mogą odgrywać także stopień i charakter wypełnienia tych pustek, decydujące o porowatości intergranularnej.

Masywami charakteryzującymi się występowaniem porowatości otwartej, szczelinowej i intergranularnej (w znacząco mniejszym stopniu i lokalnie kawernowej) są warstwy piaskowców i zlepieńców. W tego typu skałach o zasobności wodnej decyduje porowatość otwarta, a o warunkach przepływu rozmiary i stopień skomunikowania spękań, szczelin i ewentualnie pustek krasowych.

We wszystkich typach masywów skalnych mamy do czynienia ze skomplikowanym systemem hydraulicznym o zmiennych przestrzennie pojemności i odsączalności. System ten z reguły wykorzystuje łączność między płytkimi (lokalnie) i głębokimi (regionalnymi) przepływami. Zasilanie infiltracyjne masywów górskich najczęściej nie jest procesem ciągłym lecz zachodzi skokowo w postaci pojedynczych impulsów po przekroczeniu pełnego nasycenia strefy aeracji (Staśko, Tarka, 2002). W strukturach synklinalnych i antyklinalnych zasilanie na ogół odbywa się w sposób ciągły poprzez infiltrację bezpośrednią (wychodnie na powierzchnię) lub pośrednią (wychodnie skał zbiornikowych pod skałami nakładu). Istotną rolę w zasilaniu, zwłaszcza w masywach

górkich, odgrywa także morfologia terenu, stopień odsłonięcia powierzchni oraz charakter utworów stanowiących nadkład i ich pojemność wodna.

W systemach płytkiego (lokalnego) krążenia bazę drenażową stanowią cieki powierzchniowe lub wypływy wód na powierzchnię poprzez źródła i wysięki. W przepływach regionalnych decydującą rolę, w zasilaniu i krążeniu wód odgrywają strefy uskokowe. Schematy przepływu wód w masywach górskich (masyw Śnieżnika, zlewnia Kamienicy) podają Staško i Tarka (2002). Bocheńska, Marszałek, Wąsik (2002) stworzyli je dla zbiorników wód w obszarach krasowych krystaliniku sudeckiego, podobnie dla utworów węglanowych (Jura Krakowsko - Częstochowska) Rózkowski (2006) i Marszałek (2007) dla rejonu Kotliny Jeleniogórskiej. Kilka schematów zaprezentowali także autorzy części 2 tomu 1 „Hydrogeologii regionalnej Polski” (2007). Przykłady wielowarstwowych masywów skalnych zlewni Koprzywianki oraz GZWP 414- Zagnańsk przedstawili także Szkłarczyk i Szczepański (2008). Ci ostatni przedstawiają równocześnie metodykę prowadzonych badań hydrogeologicznych (i innych) dla rozpoznania masywów skał szczelinowych i krasowych, sposób konstruowania modeli koncepcyjnych oraz modeli matematycznych z opisem metodyki weryfikowania i kalibracji tych ostatnich w nawiązaniu (porównaniu) do wyników pomiarów wysokości hydraulicznych, wydatków źródeł oraz rezultatów prowadzonych długotrwałych próbnych pompowań, i/lub wydajności ujęć pracujących.

Wszystkie prezentowane i wykonywane modele systemów wodonośnych w masywach skał szczelinowych i krasowych mają charakter wielowarstwowy. W profilu pionowym wydzielane są warstwy skał przepuszczalnych (wodonośnych) i rozdzielających je skał słabo przepuszczalnych. W płaszczyźnie poziomej uwzględniane w modelach są także przepływy lateralne, o ile nie blokują ich płaszczyzny uskokowe o nieprzepuszczalnym charakterze. Wydzielane w modelach warstwy cechują się przestrzenną zmiennością z wyznaczeniem strefy (stref) uprzywilejowanych przepływów wody podziemnej.

Warunki brzegowe (zewnętrzne i wewnętrzne) są wprowadzane do modelu zgodnie z ogólnymi zasadami opisanymi w rozdziałach 4-6, na podstawie rozpoznania terenu.

Wiarygodność tworzonych modeli (koncepcyjnego i matematycznego) jest z reguły niewielka, z uwagi na przestrzenną niejednorodność ośrodka skalnego, rolę uskoków w krążeniu wody oraz zróżnicowanie warunków zasilania i drenażu. Szczególnie dotyczy to modeli regionalnych, odtwarzających całe masywy, w obrębie których mogą występować odrębne i silnie zróżnicowane systemy krążenia wód. Rozpoznanie tych systemów na podstawie badań i pomiarów terenowych jest z reguły niepełne i dopiero symulacje numeryczne realizowane w skałach lokalnych (subzbiornikach, blokach) pozwalają na podwyższenie wiarygodności modeli w procesie ich weryfikacji. Podstawą identyfikacji i weryfikacji są, jak zwykle, mapy hydroizohips konstruowane na podstawie pomiarów terenowych w określonym czasie. Należy pamiętać, że w niektórych rejonach kształt powierzchni zwierciadła wody ma charakter hipotetyczny, nawiązujący do morfologii terenu, ze względu na brak danych. Kolejnym kryterium oceny zgodności modelu z systemem rzeczywistym jest porównywanie stanów zwierciadła wody w wybranych punktach reperowych oraz określenie wielkości błędu średniego (Macioszczyk, Kazimierski, 1990). Ciągłej weryfikacji w procesie tarowania modeli podlega także bilans krążenia wód podziemnych. Celem prowadzonego postępowania dla uwiarygodnienia modelu jest uzyskanie zgodności jego elementów (zasilanie, drenaż, przesączanie, przeciekanie) z rezultatami

uzyskiwanymi innymi metodami badań i obliczeń i oczywiście pomiarów wielkości rzeczywistych (terenowych).

Przetransponowanie wyników identyfikacji i weryfikacji modeli lokalnych (częstkowych) pozwala na znaczące uwiarygodnienie modeli (konceptyjnego i matematycznego) regionalnych, obejmujących całe jednostki hydrostrukturalne (systemy wodonośne), związane z masywami skał szczelinowych i krasowych. W takich masywach i modelach z reguły występują trzy systemy przepływu wód: regionalny (może być międzymasywowy, lateralny), pośredni i lokalny. Zlewnie podziemne systemów lokalnych i pośrednich są drenowane przez źródła i doliny cieków powierzchniowych. System regionalny może mieć charakter zamknięty, gdy warunki hydrodynamiczne pokrywają się z przebiegiem granic masywu (struktury) lub otwarty, poprzez lateralny lub tektoniczny kontakt z sąsiednimi zbiornikami (systemami) lub nawet pojedynczymi warstwami wodonośnymi.

Również ten model regionalny musi być identyfikowany i weryfikowany metodą prób i błędów, z uwzględnieniem wszystkich kryteriów stosowanych w modelowaniu matematycznym procesów filtracji wód podziemnych. Jeszcze raz należy przypomnieć o specyfice systemów wodonośnych związanych z masywami skał szczelinowych i krasowych cechujących się niejednorodnością parametryczną, występowaniem przepływów ukierunkowanych strukturą masywu, zróżnicowaniem przestrzennym warunków zasilania i krążenia wód, retencją wewnętrzną wód w skałach matrycowych i wrażliwością na oddziaływania antropogeniczne w sensie ilościowym i jakościowym.

10.3 Identyfikacja i weryfikacja modeli masywów skalnych

Weryfikacja (walidacja) i tarowanie (identyfikacja, kalibracja) modelu matematycznego masywu skał szczelinowych i krasowych, na który składają się dane parametryczne i warunki brzegowe, stanowią o dokładności prognoz hydrogeologicznych opracowanych dla warunków naturalnych i/lub antropogenicznych wymuszeń w systemie wodonośnym prezentowanym w postaci modelu hydrogeologicznego (konceptyjnego).

Procesy te zostały szczegółowo przedstawione w rozdziałach 4 i 6 z uwzględnieniem celu zadania hydrogeologicznego. Należy jednak kolejny raz podkreślić, że zbiorniki wód podziemnych związanych z masywami skał szczelinowych i krasowych, cechują się znaczną niejednorodnością parametryczną, występowaniem stref uprzywilejowanych przepływów i przestrzenną zmiennością zasobności i przewodności oraz zróżnicowaną możliwością zasilania. W stosunku do stopnia zmienności tych elementów z reguły wykonawcy obliczeń numerycznych odczuwają braki w ich rozpoznaniu. Stąd tarowanie i weryfikacja modeli matematycznych masywów skalnych nabierają szczególnej wagi i powinny być wykonywane wielokrotnie, aż do osiągnięcia zadowalających rezultatów i stworzenia zweryfikowanego modelu konceptyjnego. W każdym etapie wykonywania tych procesów należy analizować przyczynowo - skutkowe związki między wprowadzonymi w model matematyczny zmianami (wymuszeniami), a uzyskanym rezultatem w postaci rozkładu ciśnień w symulowanych warstwach (obszarowo i punktowo), kierunkach przepływu wód podziemnych oraz bilansie wodnym modelu (ogólnym i cząstkowym).

Wręcz niedopuszczalnym jest stosowanie w modelowaniu tego typu systemów wodonośnych metody automatycznego modyfikowania rozkładu parametrów odwzorowywanych warstw. Proces identyfikacji modelu powinien, w takich zbiornikach, być zrealizowany metodą kolejnych przybliżeń (prób i błędów). Podobną procedurę należy także stosować na etapie weryfikacji zidentyfikowanego modelu.

Dopiero zidentyfikowany i zweryfikowany model matematyczny może stać się podstawą do opracowania prognoz hydrogeologicznych obejmujących różne cele:

ustalenie wielkości zasobów dyspozycyjnych i/lub eksploatacyjnych, prognozy przebiegu odwadniania górniczego i oceny jego skutków w środowisku wodnym, wpływu zatapiania kopalń na środowisko i powierzchnię terenu, wyznaczania granic obszarów ochronnych zbiorników i/lub stref ochrony pośredniej ujęć.

W rozdz. 10.4 przedstawiono przykład określania wielkości zasobów eksploatacyjnych dużego ujęcia wód podziemnych pracującego w masywie dewońskich wapieni i dolomitów (skały szczelinowo – krasowe).

Literatura uzupełniająca:

Bocheńska T., Marszałek H., Wąsik M., 2002: Zbiorniki wód podziemnych w obszarach krasowych krystaliniku sudeckiego. Acta Universitatis Wratislavis, nr 2460.

Paczyński B., Sadurski A (red.). 2007: Hydrogeologia regionalna Polski. PIG Warszawa.

Krajewski S., Motyka J., 1999: Model sieci hydraulicznej w skałach węglanowych w Polsce. Biuletyn PIG nr: 388.

Marszałek H., 2007: Kształtowanie zasobów wód podziemnych w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej. Acta Universitatis Wratislavis, nr 2993.

Różkowski J., 2006: Wody podziemne utworów węglanowych południowej części Jury Krakowsko – Częstochowskiej i problemy ich ochrony. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, nr: 2430.

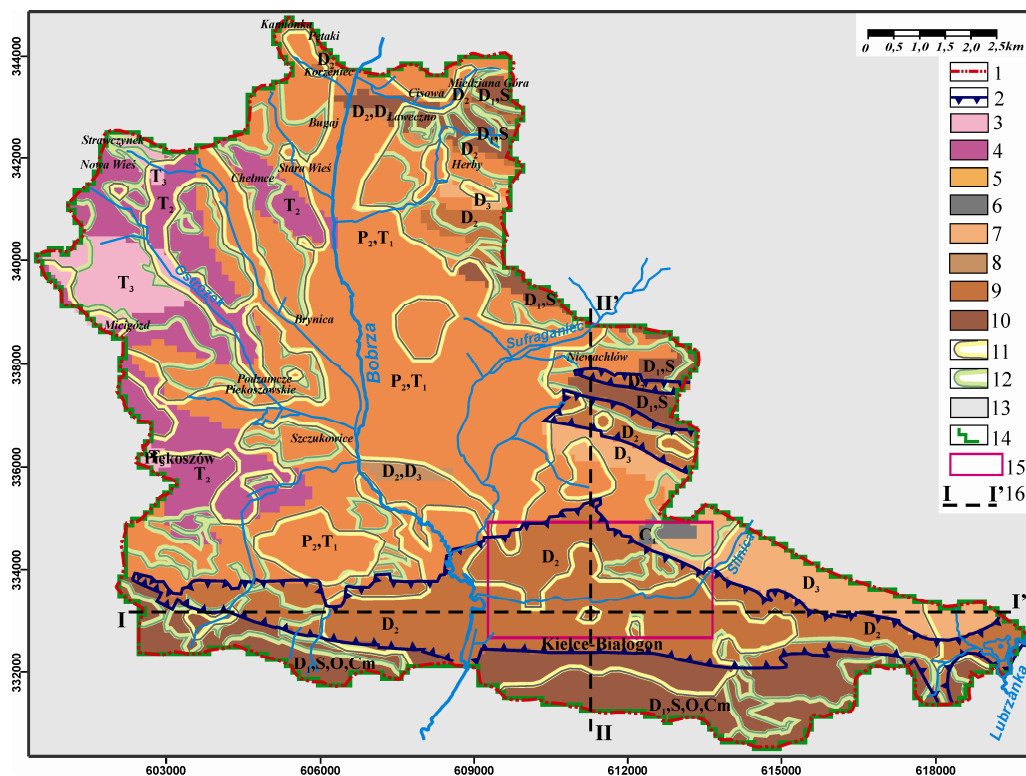
Staśko S., Tarka R., 2002: Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w Masywie Śnieżnika. Acta Universitatis Wratislavis, nr: 2528.

Staśko S., Wcisło M., 2008: Wpływ niejednorodności ośrodka skalnego na obliczanie zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych. Biuletyn PIG, Hydrogeologia, nr: 431.

10.4 Model dla oceny zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych – ujęcie Białogon - Tadeusz Szklarczyk

Jako przykład zastosowania badań modelowych do oceny zasobów eksploatacyjnych dużych ujęć wód podziemnych, pobierających wody z poziomu szczelinowo-krasowego o szczególnie skomplikowanych uwarunkowaniach hydrodynamicznych, przedstawiono ujęcie „Białogon” eksploatowane od 1929 r. (do połowy lat 50 ujętych było 7 źródeł), którego właścicielem są Wodociągi Kieleckie (Porwisz, Szklarczyk, 2003). Ujęcie zlokalizowane jest w obrębie GZWP – nr 417 w południowo zachodniej części miasta i jest głównym źródłem zaopatrzenia miasta Kielce w wodę (około 53,0 % wody w kieleckich wodociągach pochodzi z tego ujęcia). Na terenie ujęcia od połowy lat 50 XX wieku odwiercono łącznie 24 studnie o głębokości 34,5-101,0 m, z czego 3 studnie zostały zlikwidowane. W 1968 r. udokumentowano zasoby ujęcia w kat.”B” w wysokości 3 600 m³/h przy depresji 22 m. Wyniki wieloletniej eksploatacji wskazywały jednak na konieczność ograniczenia zasobów. W 1994 r. opracowana została „Dokumentacja hydrogeologiczna Rejonu Eksploatacji Wód Podziemnych (REWP) Kielce, w tym GZWP 417 Kielce, przez Prażaka (1994), w której skorygowano zasoby eksploatacyjne ujęcia do 1 400 m³/h.

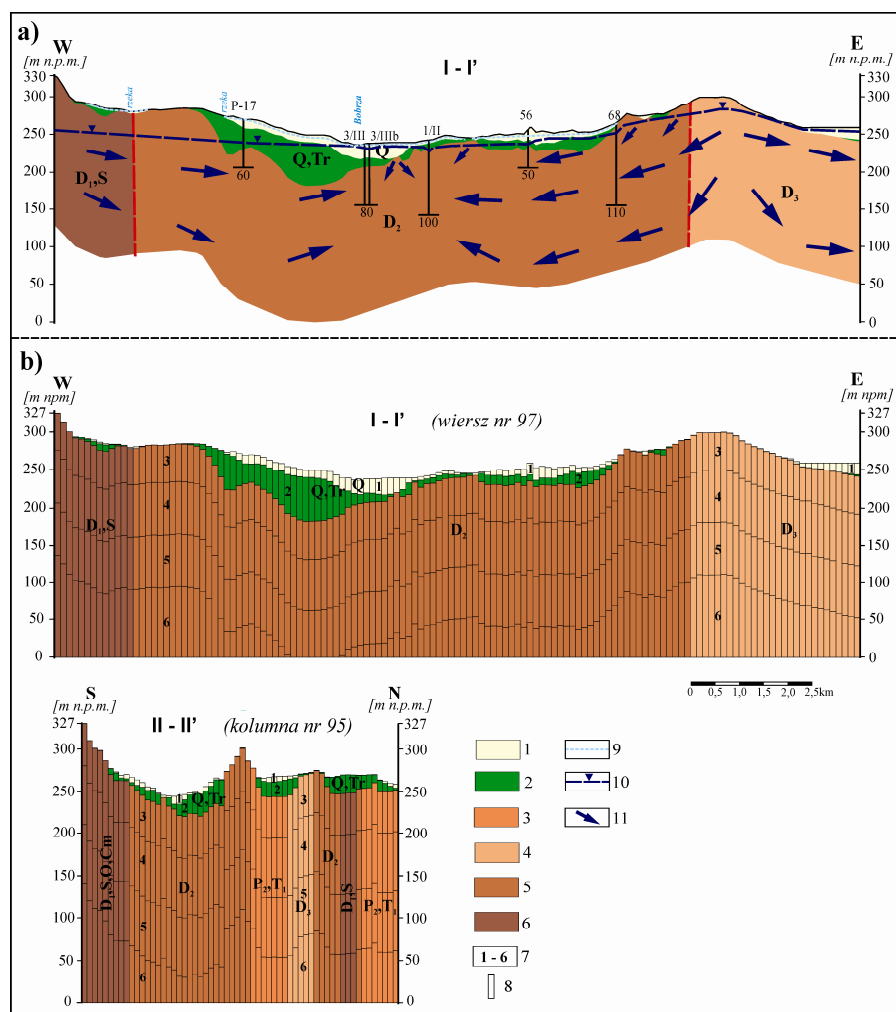
Modelowany zbiornik REWP Kielce – podrejon A (Porwisz, Szklarczyk, 2003) związany jest ze szczelinowymi i skrasowiałymi wapieniami i dolomitami środkowego i górnego dewonu oraz szczelinowymi utworami środkowego permu i dolnego triasu. Na obrzeżu zachodnim występują szczelinowe utwory triasu środkowego (rys. 10.1). W dolinach rzecznych występują czwartorzędowe, lokalne zbiorniki wód podziemnych nie stanowiąc jednakże ciągłego poziomu wodonośnego (rys. 10.2). W rejonie tym eksploatuje się głównie wody ze środkowodewońskiego zbiornika wód podziemnych (GZWP 417 „Kielce” - południowe skrzydło synkliny kieleckiej) oraz w znacznie mniejszej ilości, pojedynczymi studniami, z utworów wodonośnych środkowego permu i dolnego triasu oraz górnego dewonu i środkowego triasu.



Rys. 10.1. Mapa geologiczna w granicach modelowanego obszaru

Objaśnienia: 1 – granica obszaru zasobowego („A”); 2 – granica GZWP 417 „Kielce”; 3 – T₃ trias górny: iły i mułowce, lokalnie przewarstwienia piaskowców; 4 – T₂ trias środkowy: szczelinowe wapienie i margle; 5 – P₂, T₁ perm środkowy i trias dolny: szczelinowe zlepienie, piaskowce i mułowce przewarstwione iłami i iłołupkami, lokalnie margle i wapienie; 6 – C₁ karbon dolny: łupki krzemionkowe; 7 – D₃, dewon górny: słabo spękane wapienie i łupki margliste; 8 – D₂, D₃ dewon środkowy i górny: spękane i skrasowiałe wapienie i dolomity (D₂) oraz spągowe wapienie franu (D₃) - nierozdzielone; 9 – D₂ dewon środkowy: spękane i skrasowiałe wapienie i dolomity; 10 – D₁, S, O, Cm dewon dolny, sylur, ordowik i kambr: zbite piaskowce i mułowce z przewarstwieniami iłów i iłołupków; 11 – granica ciągłych wodonośnych utworów czwartorzędowych: piaski i żwiry; 12 – granica występowania glin czwartorzędowych i iłów trzeciorzędowych; 13 – bloki poza obszarem badań modelowych; 14 – granica modelowanego obszaru filtracji; 15 – granica obszaru modelu dla symulacji migracji zanieczyszczeń; 16 – linie przekrojów geologicznych i hydrogeologicznego

Poziomy te są zasilane z opadów atmosferycznych w bezpośredni sposób w obszarach ich wychodni na powierzchnię lub w sposób pośredni drogą przesączania z wodonośnej warstwy czwartorzędowej lub odsączania z przykrywających je skał słabo przepuszczalnych (rys. 10.2a). Przesączanie się wód poprzez utwory słabo przepuszczalne ma miejsce w obszarach, gdzie występuje różnica ciśnień zwierciadła wody pomiędzy poszczególnymi poziomami wodonośnymi. Krążenie wód jest skomplikowane, z uwagi na występowanie licznych stref uskokowych, które są słabo rozpoznane pod względem hydrogeologicznym.



Rys. 10.2. Uproszczone przekroje geologiczne i hydrogeologiczny; a) schemat krążenia wód podziemnych, b) pionowa schematyzacja budowy geologicznej na modelu

Objaśnienia: 1 - Q czwartorzęd: piaski i żwiry; 2 - Q, Tr czwartorzęd i trzeciorzęd: gliny i iły; 3 - P_2 , T_1 perm środkowy i trias dolny: szczelinowe zlepieńce, piaskowce i mułowce przewarstwione łałami i łałupkami, lokalnie margle i wapienie; 4 - D_3 dewon górny: słabo spękanе wapienie i łupki marglistе; 5 - D_2 dewon środkowy: spękanе i skrasowiалe wapienie i dolomity; 6 - D_1 , S, O, Cm dewon dolny, sylur, ordowik i kambr: zbite piaskowce i mułowce z przewarstwieniami łałw i łałupków; 7 - numery warstw na modelu; 8 - bloki modelu; 9 - czwartorzędowe zwierciadło wody; 10 - dewońskie zwierciadło wody; 11 - główne kierunki przepływu wód podziemnych

Główną bazę drenażową obszaru stanowi rzeka Bobrza (rys. 10.3). Wszystkie większe cieki powierzchniowe również mają charakter drenujący i tylko niekiedy zasilają, głównie pierwszy czwartorzędowy poziom wodonośny. Rzeka Silnica oraz południowy odcinek Bobrzy mają zdecydowanie charakter zasilający czwartorzędowy poziom wodonośny (a pośrednio i środkowodewoński). Spowodowane jest to intensywną eksploatacją wód podziemnych z utworów środkowodewońskich na ujęciu „Białogon”, zlokalizowanym w dolinie rzeki Silnicy. Generalne przepływy wód podziemnych (od wododziałów ku dolinom rzeczny) zaburzone są eksploatacją ujęć, która spowodowała wytworzenie lokalnych lejów depresji, w centrum których położenie zwierciadła zostało obniżone o 5 – 15 m. Zwierciadło wód, przypowierzchniowego poziomu czwartorzędowego ma generalnie charakter swobodny i tylko lokalnie, pod przykryciem glin czwartorzędowych, rejestruje się występowanie wód pod niewielkim ciśnieniem. Zwierciadło wody szczelinowo-krasowego poziomu wodonośnego ma charakter mieszany, naporowo-swobodny. Swobodne zwierciadło wody występuje na wychodniach tego poziomu pod powierzchnią terenu, a naporowe

w strefach przepływu i drenażu wód. Generalnie w zbiorniku wód użytkowych występują ciśnienia subartezyjskie.

Zagadnieniem badawczym o zasadniczym znaczeniu dla prowadzenia racjonalnej gospodarki wodnej jest odtworzenie na modelu warunków krążenia i wymiany wody w zbiorniku. Czynniki wpływające na formowanie się strumienia filtracyjnego, decydujące o jego przemieszczaniu w kierunku naturalnej lub antropogenicznej podstawy drenażu zostały odtworzone na sześciu warstwach modelu hydrogeologicznego (rys. 10.2). Do przygotowania modelu warstw wodonośnych oraz wykonania obliczeń symulacyjnych wykorzystano program „MODFLOW”, wersja Visual MODFLOW v.3.1. W pakiecie tym obszar badań modelowych pokrywa się siatką prostokątną, a średnie wartości przewodności pomiędzy blokami obliczane są przy pomocy średniej harmonicznej, która umożliwia stosunkowo najlepsze odwzorowanie przepływu wód podziemnych w skałach szczelinowych i krasowych.

Modelem objęty został obszar REWP Kielce – podrejon A o powierzchni 130,4 km², który pokryto siatką obliczeniową o kroku $\Delta x = \Delta y = 125$ m. Granice wyznaczające zewnętrzny zarys modelowanego zbiornika oparto na działach wód podziemnych i częściowo na ciekach powierzchniowych (rys. 10.3). Na tej mapie pokazano także lokalizację ujęć wód podziemnych oraz punkty pomiaru zwierciadła.

W modelu matematycznym symulowano czwartorzędowy poziom wodonośny (warstwy 1-2) oraz użytkowy szczelinowo-krasowy poziom górnego paleozoiku i dolnego mezozoiku, który umownie (dla potrzeb uwzględnienia zmienności pionowej przepuszczalności tych utworów) został podzielony na cztery warstwy (warstwy 3-6). Istniejący układ krążenia wód podziemnych modelowanego obszaru sprowadzono na modelu matematycznym do układu sześciowarstwowego, który stanowił szkielet wyjściowy do dalszych prac. Przedstawiał się on następująco (rys. 10.1 i 10.2):

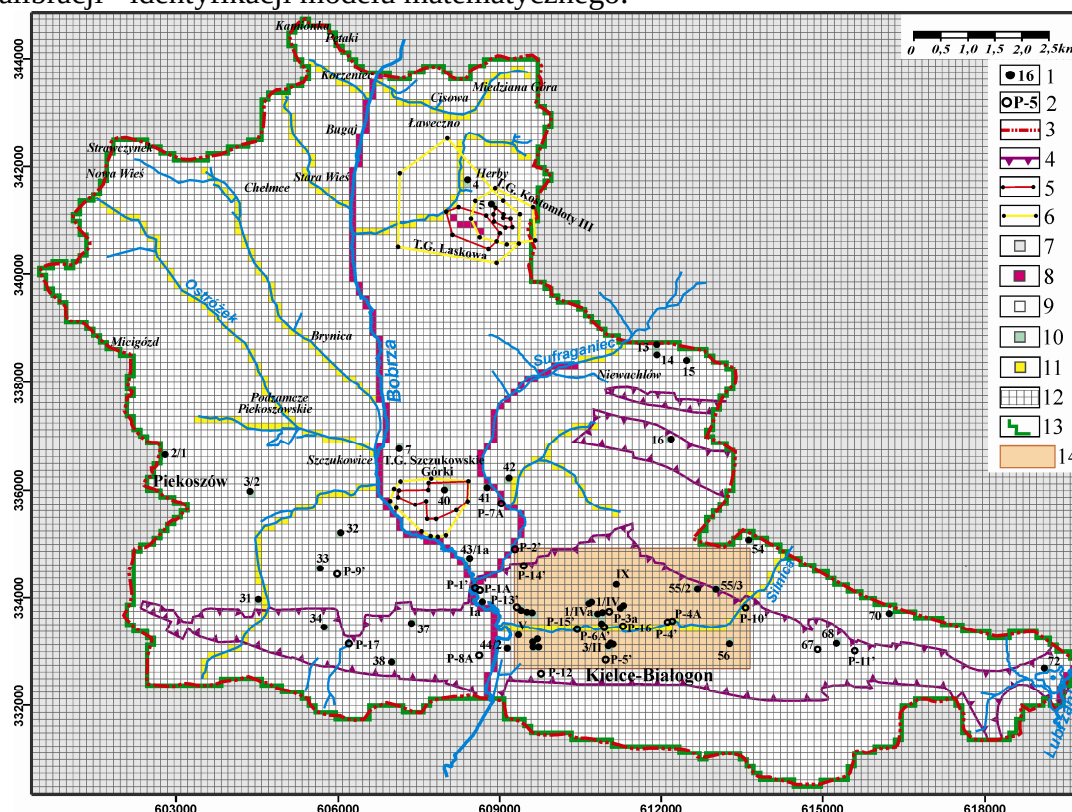
- 1 warstwa - **wodonośna „Q”** – utwory czwartorzędowe: przypowierzchniowa warstwa wodonośna „Q”,
 - wodonośne lub słabo przepuszczalne utwory starszego podłoża wychodzące na powierzchnię terenu lub pod przykryciem cienkiego czwartorzędu – strefa aeracji;
- 2 warstwa – **słabo przepuszczalna** – utwory czwartorzędowe i trzeciorzędowe – gliny, iły, mułki,
 - wodonośne lub słabo przepuszczalne utwory starszego podłoża wychodzące na powierzchnię terenu lub pod przykryciem cienkiego czwartorzędu;
- 3 - 6 warstwy – **wodonośne** – wodonośne utwory starszego podłoża (D_2 , D_3 , P_2T_1 i T_2),
 - w peryferycznych częściach modelu – słabo przepuszczalne utwory starszego paleozoiku (C_m , O, S, D_1) oraz T_3 .

Warstwę nr 1 symulowano na modelu jako swobodną, warstwę nr 2 jako naporowo-swobodną a pozostałe jako naporowe.

W zakresie własności filtracyjnych warstw wodonośnych, przyjęte wielkości opierały się na wynikach badań polowych (próbne pompowania w 50 studniach) oraz na wcześniej opracowanym trójwarstwowym modelu matematycznym warunków hydrogeologicznych SW części GZWP 417 (Prażak, 1994). Model matematyczny z 1994 r. ($F = 22,8$ km²) obejmował tylko obszar występowania wodonośnych utworów dewonu środkowego (południowo-zachodnie skrzydło synkliny kieleckiej). Modelowanie to zrealizowano przy pomocy pakietu programowego HYDRYLIB, program SW2H (Szymanko i in., 1980).

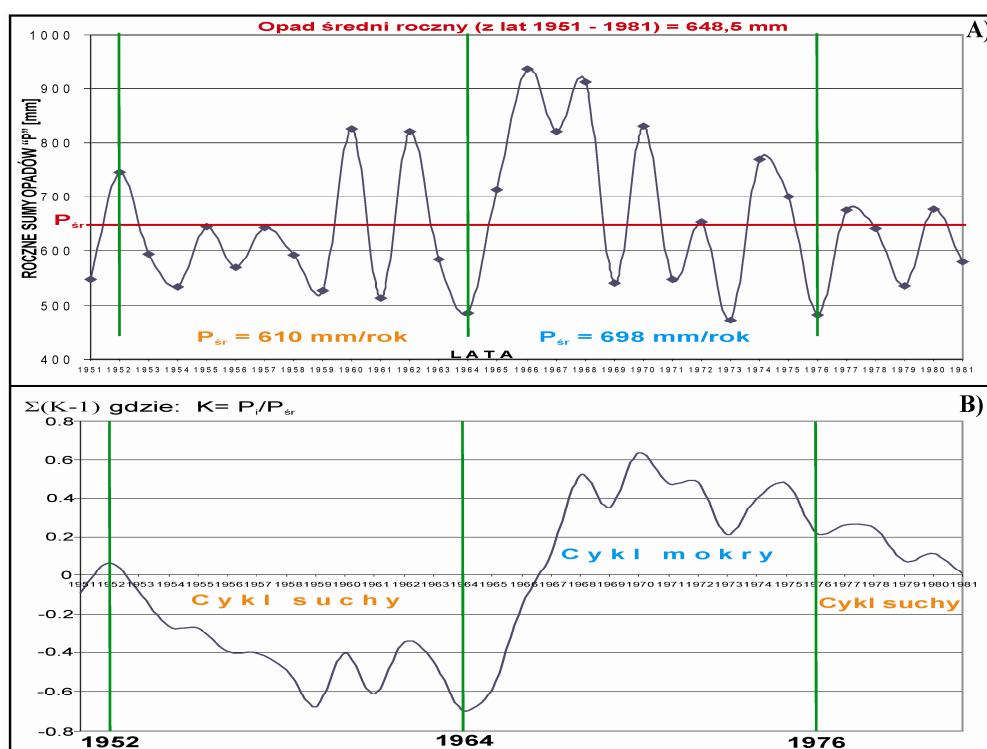
Wprowadzone do modelu wartości współczynnika filtracji wodonośnych utworów czwartorzędowych wahały się w zakresie od $5,0 \cdot 10^{-6}$ do $5,0 \cdot 10^{-5}$ m/s. Dla warstwy słabo

Warunek ten zadano we wszystkich blokach obliczeniowych (również w blokach z warunkami III-go rodzaju), nie symulujących warunków I-go rodzaju (rys. 10.3). W październiku 2003 r. całkowity pobór wód, w modelowanym obszarze filtracji, wyniósł 29732,7 m³/dobę. Warunek brzegowy III-go rodzaju zadano w blokach symulujących rzeki (za wyjątkiem odcinków rzek z warunkami I-go rodzaju), zarówno wewnątrz obszaru jak również na jego granicach zewnętrznych (rys. 10.3). Tak przyjęte warunki brzegowe zewnętrzne i wewnętrzne zostały sprawdzone na modelu w trakcie kalibracji - identyfikacji modelu matematycznego.



Objaśnienia: 1 – studnie; 2 – piezometry; 3 – granica obszaru zasobowego („A”); 4 – granica GZWP 417 „Kielce”; 5 – granica obszaru górniczego złóż; 6 – granica terenu górniczego (TG) złóż; 7 – bloki zerowe – poza obszarem badań modelowych; 8 – warunki I-go rodzaju ($H=\text{const}$); 9 – warunki II-go rodzaju – ($Q_{\text{infiltracji}}=\text{const}$); 10 – warunki II-go rodzaju – ($Q_{\text{studni}}=\text{const}$); 11 – warunki III-go rodzaju ($H_{\text{rzeki}}=\text{const}$); 12 – siatka modelu matematycznego; 13 – granica modelowanego obszaru filtracji; 14 – obszar modelu dla symulacji migracji zanieczyszczeń

Na modelu, dla pierwszej zawodnionej warstwy, wielkość zasilania infiltracyjnego została przyjęta z uwzględnieniem wykształcenia litologicznego utworów strefy aeracji, zagospodarowania terenu i wysokości opadów atmosferycznych. Średnia roczna suma opadów z wielolecia (1951 – 1981) na obszarze badań (posterunek opadowy „Kielce-Suków”), wynosi 648,5 mm/r., a średnia niska miesięczna suma opadów z tego wielolecia wynosi 552 mm/r. (wg IMGW Kraków). Suma opadów w 2003 r., na tym posterunku wyniosła 629 mm. W analizowanym okresie 1951-1981 rokiem najbardziej suchym był 1973 – 472 mm/r., a najbardziej mokrym rok 1966 – 938 mm/r. (rys. 10.4). Różnica pomiędzy rokiem najbardziej suchym i najbardziej mokrym wynosiła, zatem 199%. Na półrocze zimowe (miesiące XI-IV) przypadało 38%, a na półrocze letnie (miesiące V-X) 62% sumy rocznej.



Rys. 10.4. Wykres opadów ze stacji pomiarowej Kielce-Suków dla wielolecia 1951-1981; A) wykres rocznych sum opadów; B) krzywa kumulacyjna odchyłek od wartości średniej rocznych sum opadów

Eksploracja wód z poszczególnych warstw, symulowanych na modelu, przedstawiała się następująco:

- -nr 1 (czwartorzęd) – 24 m³/dobę – 0,08% całkowitej ilości eksploatowanych wód,
- nr 3+4 – 29 708,7 m³/dobę – 99,92% (w tym: ujęcie „Białogon” 24 643 m³/d – 82,88% oraz pozostałe studnie 5 065,7 m³/d – 17,04%) całkowitej ilości eksploatowanych wód.

Odwadnianie wyrobiska górniczego kopalni „Laskowa”, systemem rowów, symulowano na modelu warunkami I-go rodzaju, zadając w blokach rzędną zwierciadła wody równą 242,5 m n.p.m.

Tak przygotowane modele (konceptyjny i matematyczny – rysunki 10.1 - 10.3) poddano procesowi kalibracji dla stanu z X.2003 r., rekonstruując położenie zwierciadła wody przy w/w poborze wody z ujęć, utrzymaniu średnich stanów wody w ciekach oraz

zasilaniu infiltracyjnym z sumy opadów atmosferycznych 629 mm (rok hydrologiczny 2003).

Jak podano wyżej, model zrealizowano dla stanu na X.2003 rok, jednak wstępną kalibrację modelu (metodą kolejnych przybliżeń) przeprowadzono dla stanu z 1994 r. (Prażak, 1994). Wstępna kalibracja modelu matematycznego przeprowadzona została w odniesieniu do 58 punktów reperowych, dla których istniały informacje o położeniu piezometrycznego zwierciadła wody. Dane te pochodziły z kartowania hydrogeologicznego przeprowadzonego w 1994 r. dla potrzeb wykonania „Dokumentacji hydrogeologicznej ...” (Prażak, 1994). Skorygowane zostały warunki brzegowe, przewodność, zasilanie infiltracyjne oraz charakter kontaktów hydraulicznych z wodami powierzchniowymi i przepływy międzywarstwowe oraz międzystrukturalne (lateralne). Łącznie wydzielono 51 obszarów o różnym współczynniku filtracji (w 6 warstwach), ustalono zróżnicowanie infiltracji efektywnej opadów - średni moduł zasilania infiltracyjnego wyniósł $4,06 \text{ l/s/km}^2$, co stanowi 20,3% sumy rocznych opadów z 2003 r. (128,0 mm/rok). W końcowym etapie kalibracji modelu, dla stanu na X.2003 r. dokonano bardziej szczegółowej korekty współczynnika filtracji dla rejonów ujęć wód podziemnych, a w szczególności w obszarze leja depresji komunalnego ujęcia „Białogon”.

Mapę dynamicznego zwierciadła wody głównego, użytkowego poziomu wodonośnego (paleozoiczno-mezozoicznego) dla stanu rozpoznania z X.2003 r. odwzorowano na modelu matematycznym z dokładnością od 0,0 do $\pm 0,4 \text{ m}$ w rejonach ujęć wód podziemnych i od 0,0 do $\pm 2,5 \text{ m}$ na peryferiach modelu, gdzie rozpoznanie hydrogeologiczne jest bardzo słabe.

Ze względu na postawiony jeden z celów badań, tj. ocena zasobów dyspozycyjnych poziomu paleozoiczno-mezozoicznego „REWP Kielce – Obszar A”, przedstawiono tu graficznie wyniki badań modelowych tylko dla warstwy nr 3 (podstawowa, użytkowa). Otrzymane z badań modelowych mapy zwierciadła wody paleozoiczno-mezozoicznego poziomu wodonośnego przedstawiono na rysunkach 10.5 i 10.6.

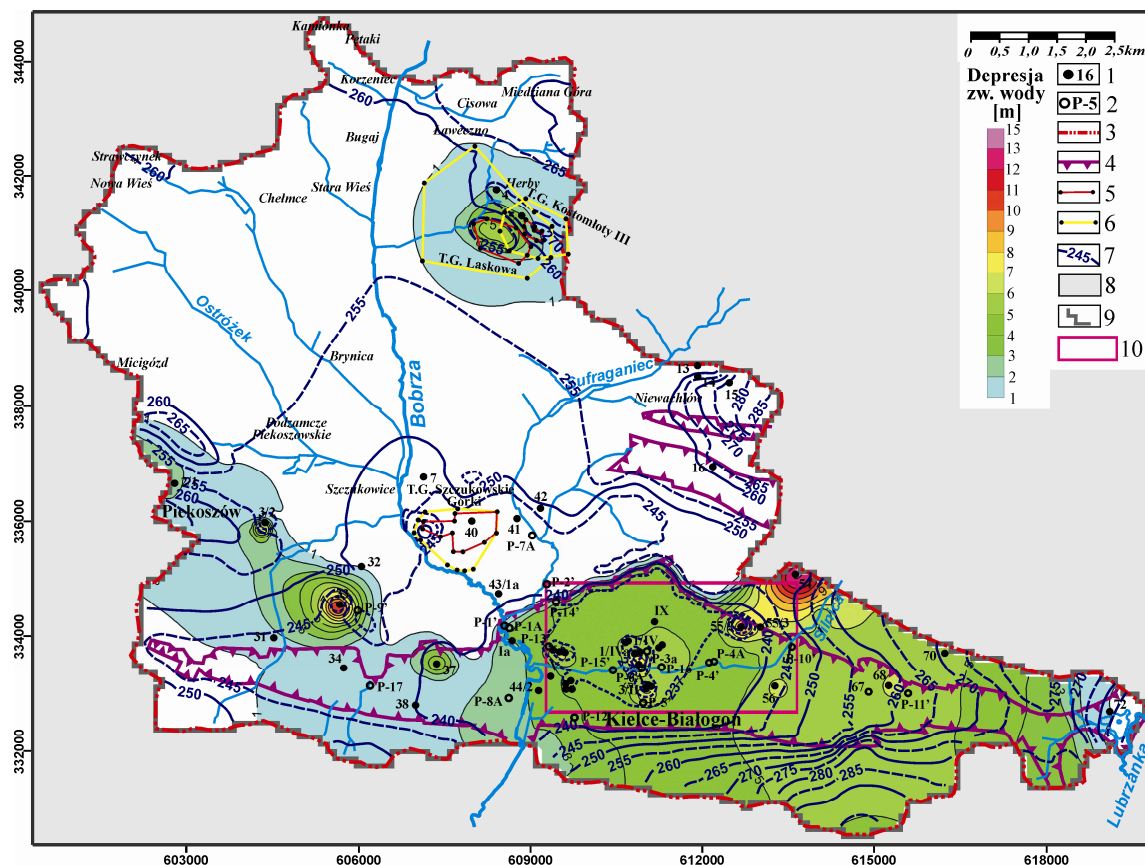
Na tak zbudowanym modelu matematycznym wykonano 2 warianty symulując:

1 – pseudonaturalne warunki przepływu z wyłączeniem pracy ujęć i odwodnienia kopalni „Laskowa” – w celu określenia zasobów odnawialnych (Paczyński i in., 1996) oraz depresji regionalnej dla wariantu 2,

2 – układ zwierciadła wód w warunkach pracy ujęć z łączną wydajnością równą zasobom dyspozycyjnym zbiornika oraz odwodnienie kopalni „Laskowa” dla projektowanego obniżenia spągu wyrobiska do rzędnej 240 m n.p.m.; W wariantcie tym symulowano również pobór wód studniami bariery ochronnej NSK „Iskra” ($2 \times 35 \text{ m}^3/\text{h}$ – studnie nr 55/2 i 55/3).

Uzyskane rezultaty obliczeń symulacyjnych pozwalają na sporządzenie bilansu wód podziemnych w obrębie obszaru objętego badaniami modelowymi. W bilansie tym zostały określone (rys. 10.7):

- ilości wody infiltrującej do pierwszej zawodnionej warstwy z opadów atmosferycznych,
- ilości wody przepływającej przez okna hydrogeologiczne oraz przesączającej się przez warstwy słabo przepuszczalne do wydzielonych na modelu warstw wodonośnych,
- wielkości zasilania lub drenażu obszaru filtracji przez cieki powierzchniowe i sztuczne rowy odwadniające występujące wewnątrz modelowanego obszaru.



Rys. 10.5. Mapa hydrodynamiczna paleozoiczno-mezozoicznego poziomu wodonośnego wg badań modelowych (warstwa 3 – stan na X.2003 r.

Objaśnienia: 1 – studnie wiercone; 2 – piezometry; 3 – granica obszaru zasobowego („A”); 4 – granica GZWP 417 „Kielce”; 5 – granica obszaru górniczego złóż; 6 – granica terenu górniczego (TG) złóż; 7 – hydroizohipsy [m n.p.m.]; 8 – bloki zerowe – poza obszarem badań modelowych; 9 – granica modelowanego obszaru filtracji; 10 – granica obszaru modelu dla symulacji migracji zanieczyszczeń

Wykonane obliczenia modelowe umożliwiły zestawienie szczegółowego bilansu wodnego badanego zbiornika (Porwisz, Szklarczyk, 2003), co spełnia wymogi procedury oceny zasobów dyspozycyjnych (Paczyński i in., 1996). Zaprezentowany na rysunku 10.7. bilans wodny poziomów paleozoiczno-mezozoicznego (zasadniczego) i czwartorzędowego (lokalnie użytkowego, a generalnie zasilającego poziom paleozoiczno-mezozoiczny), sporządzono zgodnie z układem równań bilansowych przedstawionych w pracach Macioszczyka, Kazimierskiego (1990) i Kazimierskiego (1995). Przedstawiono na nim wyniki rozwiązań dla stanu z X.2003 r. oraz w założeniach wariantów 1 i 2. Dopływ dla warunków „pseudonaturalnych” w praktyce oznacza wielkość zasobów odnawialnych (Paczyński i in., 1996) symulowanych poziomów wodonośnych, określonych jako odpływ, jeśli na ich odnawialność nie ma wpływu zmiana warunków krążenia wód pod wpływem eksploatacji, a które obejmują:

- w czwartorzędowym poziomie wodonośnym – drenaż przez cieki powierzchniowe i zasilanie poziomu paleozoiczno-mezozoicznego,
- w poziomie paleozoiczno-mezozoicznym – przesączanie do warstwy czwartorzędowej, odpływ lateralny i drenaż przez cieki powierzchniowe.

W efekcie zasoby dyspozycyjne głównego poziomu użytkowego (paleozoiczno-mezozoicznego) obszaru zasobowego „REWP Kielce – Obszar A”, o powierzchni 130,4 km² wynoszą 27 950 m³/d (1 213 m³/h) i stanowią 72,0% zasobów odnawialnych określonych dla warunków pseudonaturalnych (38 820 m³/d). Moduł zasobów

dyspozycyjnych wynosi $2,48 \text{ l/s/km}^2$ i jest mniejszy o $0,97 \text{ l/s/km}^2$ od modułu zasobów odnawialnych ($3,45 \text{ l/s/km}^2$).

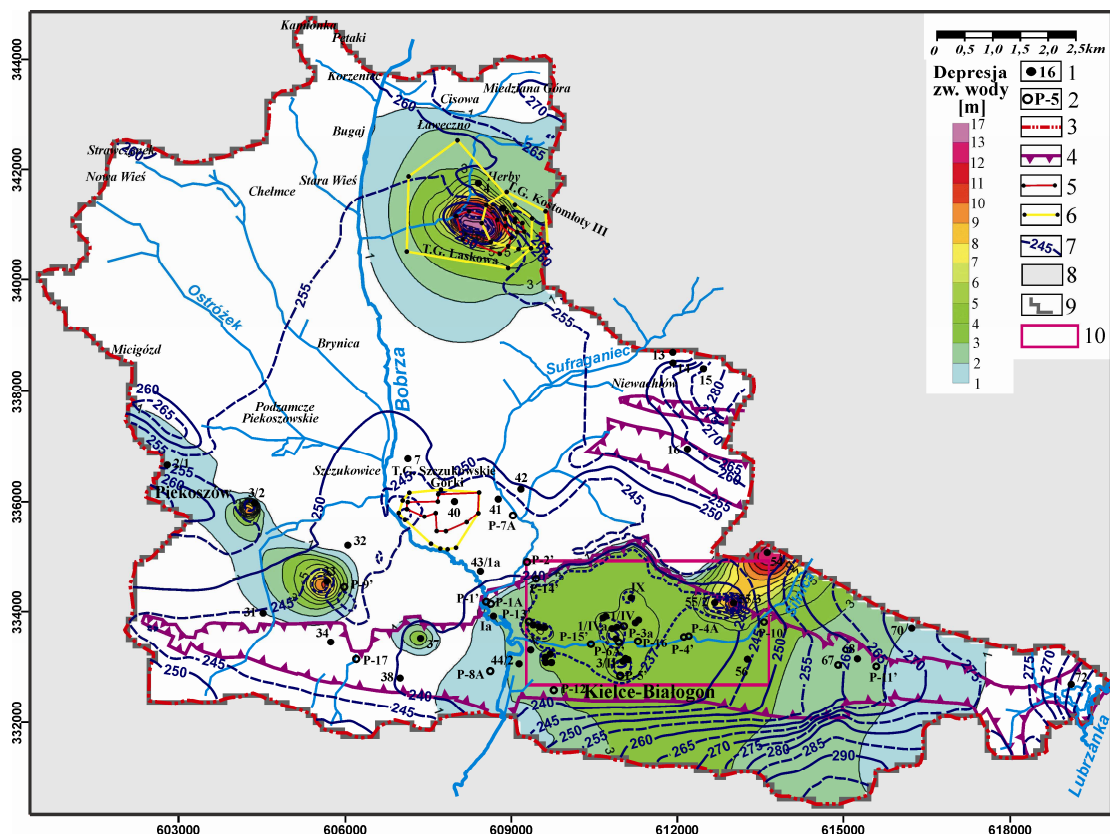
Określony przez Jokiela (1994) średni w wieloleciu moduł odpływu długookresowego (podstawowego) z obszaru zlewni górnej Nidy, powyżej posterunku pomiarowego w Brzegach, wynosi $2,48 \text{ l/s/km}^2$, a średni wieloletni moduł odpływu podziemnego wynosi $4,14 \text{ l/s/km}^2$.

Po tych ustaleniach można było przystąpić do określenia bilansu wodnego w warunkach pełnego rozdysponowania zasobów (wariant 2). Rezultaty tych obliczeń przedstawiono na rysunkach 10.6 i 10.7C).

Zasoby eksploatacyjne ujęcia Białogon ustalono w wysokości $1\,040,0 \text{ m}^3/\text{h}$ przy rzędnej dynamicznego zwierciadła wody od 229,0 do 233,0 m n.p.m., dla rzędnych punktów odniesienia wynoszących od 238,81 do 257,87 m n.p.m. Wydajności dla poszczególnych studni tego ujęcia dobrano tak, aby wywołane depresje nie przekroczyły wielkości dopuszczalnych, wyznaczonych dla nich w opracowaniu z 2001 r. (Prażak i inni, 2001).

Eksploracja ujęć wód podziemnych w ilości ustalonych zasobów eksploatacyjnych powoduje zmniejszenie ilości drenowanych wód podziemnych przez cieki powierzchniowe. W obszarze oddziaływania ujęcia „Białogon” rzeka Bobrza zmniejsza swój przepływ o $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$ a Silnica o $0,02 \text{ m}^3/\text{s}$. Średnio w roku eksploatacja wód podziemnych w ilości wnioskowanych zasobów eksploatacyjnych pozwoli na zachowanie przepływów nienaruszalnych w ciekach, który dla Bobrzy w Słowiku wynosi $0,37 \text{ m}^3/\text{s}$, a dla Silnicy w Białogonie $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$. Przepływy nienaruszalne tych cieków, z przyczyn naturalnych, mogą nie być zachowane w okresach długotrwałej suszy. Najniższy pomierzony przepływ Bobrzy w profilu Słowik wynosił $0,142 \text{ m}^3/\text{s}$ (1984 r.), a rzeki Silnicy w Białogonie $0,093 \text{ m}^3/\text{s}$ (1986 r.). Lata 1984 i 1986 były bardzo suche.

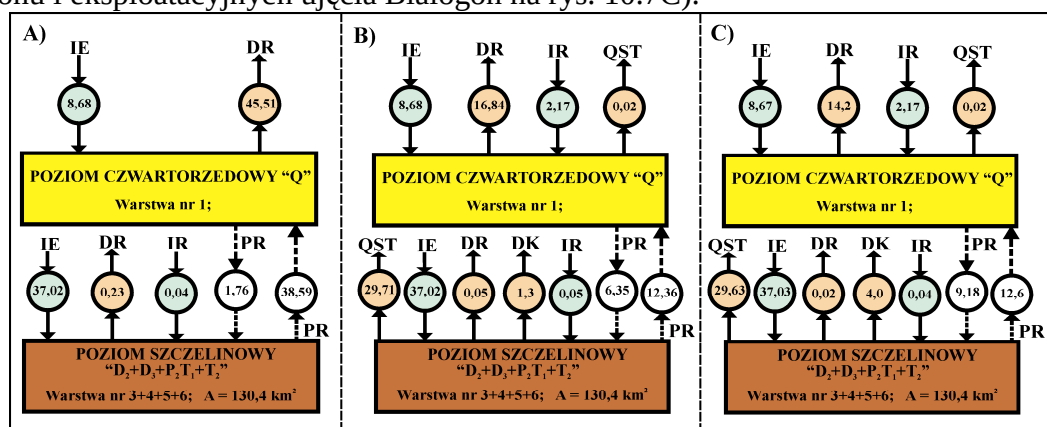
Pobór wód studniami bariery ochronnej zakładów „Iskra” i rowami odwadniającymi kopalni „Laskowa” nie został uwzględniany w zasobach dyspozycyjnych GZWP, ponieważ założono, że po oczyszczeniu tych wód, zostaną one zrzucone do cieków powierzchniowych bilansowanej zlewni Bobrzy i nie wpłyną na zmniejszenie przepływów nienaruszalnych w tych ciekach.



Rys. 10.6. Mapa hydrodynamiczna paleozoiczno-mezozoicznego poziomu wodonośnego wg badań modelowych (warstwa 3, stan eksploatacji wód w ilości ustalonych zasobów eksploatacyjnych ujęcia Białogon i innych wg zasobów dyspozycyjnych)

Objaśnienia: 1 – studnie wiercone; 2 – piezometry; 3 – granica obszaru zasobowego („A”); 4 – granica GZWP 417 „Kielce”; 5 – granica obszaru górniczego złóż; 6 – granica terenu górniczego (TG) złóż; 7 – hydroizohipsy [m n.p.m.]; 8 – bloki zerowe – poza obszarem badań modelowych; 9 – granica modelowanego obszaru filtracji; 10 – granica obszaru modelu dla symulacji migracji zanieczyszczeń

Składniki i wielkości bilansu wodnego dla warunków pseudonaturalnych (warant 1) przedstawiono na rysunku 10.7A), a dla wnioskowanych zasobów dyspozycyjnych rejonu i eksploatacyjnych ujęcia Białogon na rys. 10.7C).



Rys. 10.7. Schematy blokowe bilansów wodnych dla REWP Kielce – podrejon A [tys. m³/d]. A) warant 1 – stan „pseudonaturalny”; B) stan na X.2003 r.; C) warant 2 – stan dla wnioskowanych zasobów dyspozycyjnych i eksploatacyjnych

Objaśnienia: IE – infiltracja efektywna opadów atmosferycznych; DR – drenaż wód przez ciekę powierzchniowe; IR – infiltracja wód z cieków powierzchniowych; QST – drenaż wód przez studnie; PR – wymiana wód między poziomami wodonośnymi; DK – drenaż wód przez kopalnię „Laskowa”

Zrzut wód z „Iskry” i ze studni VIII do rzeki Silnicy zwiększy jej przepływ o $0,046 \text{ m}^3/\text{s}$, a dodatkowo zrzut wód z kopalni „Laskowa” zwiększy przepływ rzeki Bobrzy w Słowiku o $0,092 \text{ m}^3/\text{s}$. Zrzut wód do rzeki Silnicy, z zakładów „Iskra” i ze studni nr VIII, należy traktować jako sytuację awaryjną. Po oczyszczeniu się wód podziemnych, w NE części ujęcia „Białogon” i zakładów „Iskra”, pompowanie wód zanieczyszczonych i ich zrzut do rzeki zostanie zaniechany.

Studnie barierowe (55/2 i 55/3), eksploatowane z wydajnością po $35 \text{ m}^3/\text{h}$, wytworzą depresję dochodzącą do 11,0 m.

Na północy, jedynym obszarem zdepresjonowanym będzie rejon kopalni „Laskowa” (rys. 10.6). W kopalni tej obniżenie rzędnej poziomu eksploatacyjnego, a co za tym idzie i rzędnych rowów odwadniających (z 252,5 na 239,5 m n.p.m.) spowoduje wytworzenie 17 m depresji, w porównaniu z warunkami naturalnymi. Zasięg tego odwodnienia, liczony od granic obszaru górniczego, dochodzić będzie do 1500 – 2300 m i na całym obszarze przekroczy granicę terenu górniczego (rys. 10.6). Na zachodzie, lej depresji zatrzyma się na rzece Bobrze, a na wschodzie przekroczy dział wód podziemnych. Dopływ wód podziemnych do kopalni wzrośnie z $1\,300 \text{ m}^3/\text{d}$ (obecnie) do $4\,000 \text{ m}^3/\text{d}$.

Literatura uzupełniająca:

- Porwisz B., Szklarczyk T., 2003 r.- „Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych rejonu eksploatacji „A” oraz zasoby eksploatacyjne dla ujęcia wody „Białogon” z utworów dewonu środkowego. Wodociągi Kieleckie.
- Prażak J., 1994 - Dokumentacja hydrogeologiczna rejonu eksploatacji (RE) Kielce w tym GZWP-417 Kielce. PIG O/Świętokrzyski Kielce.
- Prażak J. i inni, 2001 – „Plan eksploatacji ujęcia komunalnego Kielce-Białogon w związku z zanieczyszczeniem wód podziemnych”. Kielce.

11. Badania modelowe dla potrzeb projektowania i prowadzenia odwodnień budowlanych i kopalnianych – Andrzej Szczepański

11.1 Specyfika odwodnień w prognozowaniu hydrogeologicznym.

Odwodnienia budowlane i kopalniane (kopalnie odkrywkowe, podziemne, kamieniołomy) cechują się odmiennością celu w porównywaniu do innych zadań hydrogeologicznych. Celami tymi są:

- w budownictwie obniżenie zwierciadła wody podziemnej do poziomu gwarantującego bezpieczną realizację inwestycji,
- w górnictwie odkrywkowym, kamieniołomach i dużych piaskowniach obniżanie zwierciadła wód podziemnych poniżej spągu eksploatowanego złoża kopaliny użytecznej;
- w górnictwie podziemnym likwidacja lub minimalizacja zagrożenia wodnego kopalni poprzez odwodnienie całego nadkładu i odprowadzanie wody kopalnianej do odbiornika (często z wcześniejszym wykorzystaniem do celów bytowych i/lub technologicznych).

Nieco odmiennym zadaniem hydrogeologicznym w tym zakresie jest górnictwo otworowe, polegające na zatłaczaniu wód w określone części złóż kopalin chemicznych (siarki – zatłaczanie pod ciśnieniem wód gorących i soli – wody zwykle ługujące złożo).

We wszystkich tych zadaniach rolą hydrogeologa jest wskazanie optymalnego sposobu odwadniania zakładu górniczego (bariery studni, rowy, dreny, lub wyrobiska górnicze: szyby, wyrobiska korytarzowe, sztolnie, szybiki), określenie wielkości dopływu wody do systemu odwadniania oraz ocena wpływu prowadzonego odwadniania na środowisko wodne i powierzchnię.

Rozpoczęcie eksploatacji złóż kopalin warunkowane jest wcześniejszym odwodnieniem i budową podstawowych wyrobisk: szybów i chodników je łączących. Przy szybach zwykle lokalizowane są pompownie głównego odwadniania kopalni, czerpiące z rzepi do których spływają wody podziemne z warstw wodonośnych przecinanych wyrobiskami górniczymi. Odwadnianie kopalń trwa przez cały okres eksploatacji złóż, a nawet po jej zakończeniu i likwidacji zakładu górniczego. Na etapie likwidacji podziemnego zakładu górniczego, które zwykle ogranicza się do zatopienia wyrobisk i wypełnienia leja depresji wywołanego wcześniejszym odwadnianiem, rolą hydrogeologa jest określenie dopuszczalnej wysokości zatopienia z uwagi na konieczność ochrony powierzchni (obniżanej w górnictwie podziemnym do kilku, a nawet kilkudziesięciu metrów) oraz zapewnienie bezpiecznej eksploatacji prowadzonej w kopalniach sąsiednich. Odwadnianie to może być prowadzone systemem dotychczasowym, gdy czynna jest nadal infrastruktura górnicza, a zatapianie odbywa się etapami poprzez zatapianie kolejnych poziomów eksploatacyjnych, na których zlokalizowane są pompownie lub „studziennym”, gdy z infrastruktury pozostają tylko 1 lub 2 szyby, w których pracują specjalne pompy głębinowe dużej mocy i wysokości podnoszenia.

Kopalnie odkrywkowe (węgiel brunatny, siarka) i kamieniołomy oraz piaskownie są na ogół likwidowane metodą wodną, co oznacza wyłączenie systemów odwadniania i utworzenie zbiorników powyrobiskowych po zdeponowaniu w niej części zwałów zewnętrznych, czasami także odpadów elektrownianych i innych.

Istotnym elementem środowiskowym w odwodnieniach górniczych są obszary objęte działaniem systemów odwadniających (leje depresji, które w przypadku eksploatacji złóż w zagłębieniach obejmują znaczne powierzchnie i powstawanie w ich granicach tzw. szkód górniczych). Rolą hydrogeologa jest w tym elemencie określenie zasięgu leja

depresji i jego głębokości oraz ocena wpływu głębokiego i długotrwałego odwadniania na stan wód podziemnych w warstwach nadłożowych i zwykle pierwszej podłożowej oraz wód powierzchniowych. Odwadnianie takie zwykle zmienia charakter cieków z drenujących na zasilające, co niejednokrotnie wymusza konieczność ich uszczelnienia a czasami wręcz przełożenia poza granice prognozowanego zasięgu odwadniania.

Znaczącym, w przypadku kopalń podziemnych, z punktu widzenia zmian w dynamice wód podziemnych i jakości wód kopalnianych jest uruchomienie nowych połączeń hydraulicznych (pionowych) między warstwami wodonośnymi występującymi w nadkładzie złoża i górotworze złożowym.

Jak z tego ogólnego przedstawienia wynika w hydrogeologii górniczej występuje wiele elementów specyficznych dla tego rodzaju zadań, realizowanych także coraz częściej poprzez wykonywanie symulacji numerycznych. Należy zwrócić uwagę na wielorakość zadań i ich różnorodność na różnych etapach „życia” kopalni:

- 1) etap rozpoznania, dokumentowania i udostępniania złoża: ocena stopnia zawodnienia obszaru na podstawie rozpoznania obszaru, obliczenie natężenia dopływów (wydatków) wody podziemnej z każdej warstwy nadłożowej i pierwszej podłożowej, wypracowanie sugestii co do sposobu odwadniania kopalni, określenie zasięgu leja depresji i wielkości depresji w jego granicach, w każdej odwadnianej warstwie ocena wpływu na wody powierzchniowe (cieki i zbiorniki) i wskazanie zakresu niezbędnych dokonań dla minimalizacji ewentualnej infiltracji wód powierzchniowych, wskazanie sposobu bezpiecznego wykonywania wyrobisk udostępniających (szyby, wyrobiska korytarzowe, wkop otwierający);
- 2) etap eksploatacji: prognozowanie wielkości natężenia dopływów w miarę rozwoju kopalni (otwieranie nowych pól i poziomów eksploatacyjnych), określenie zmian w czasie i przestrzeni w środowisku wodnym (wody podziemne i powierzchniowe);
- 3) etap likwidacji kopalni: wskazanie racjonalnego sposobu zatapiania wyrobisk górniczych, określenie bezpiecznych wysokości zatapiania, prognozowanie zmian w środowisku wodnym zachodzących w czasie likwidacji i po jej całkowitym zakończeniu w postaci wyłączenia systemów odwadniających.

Dla uzyskania najbardziej wiarygodnych rezultatów prognozowanego odwadniania kopalni i późniejszej ich likwidacji realizowane są wielowariantowe symulacje numeryczne, bazujące na tworzonych modelach hydrogeologicznych (konceptyjnych), które w tym przypadku muszą być modyfikowane dla tej samej kopalni w zależności od zmieniających się w czasie i przestrzeni uwarunkowań eksploatacyjnych oraz dla każdego etapu „życia” zakładu górniczego.

Znacznie rzadziej modelowanie matematyczne jest stosowane w przypadku odwodnień budowlanych. Tym niemniej w przypadku realizacji inwestycji budowlanych o szczególnym znaczeniu i prowadzonej w skomplikowanych warunkach zawodnienia jest to jedyna możliwość określania bezpiecznych warunków jej wykonania.

11.2 Zasady budowy modeli konceptyjnych i matematycznych systemów odwodnieniowych.

Modele konceptyjne (hydrogeologiczne) i matematyczne tworzone dla potrzeb projektowania i prowadzenia odwodnień górniczych i budowlanych muszą obejmować obszary systemów wodonośnych wszystkich warstw występujących w profilu nad złożem oraz pierwszej podłożowej wraz z otoczeniem. Umożliwia to ocenę wzajemnych oddziaływań w procesach symulacji zmian stosunków wodnych, co jest szczególnie ważne, z uwagi na wielkość depresji wywoływanej odwadnianiem

najgłębszego poziomu eksploatacyjnego i dochodzącej w górnictwie do ok. 1200 m, odkrywkowym do ok. 300 m.

Problemy rodzą się we właściwym określeniu warunków brzegowych dla każdej z warstw, które na etapie projektowania powinny być traktowane indywidualnie. Na etapie prowadzenia odwadniania oraz w fazie likwidacji kopalni głębinowych system wodonośny powinien w granicach obszaru górniczego zostać znacząco modyfikowany. Wynika to z faktu tworzenia się nowych kontaktów hydraulicznych poprzez przechodzenie wyrobiskami płaszczyzn uskokowych oraz pękanie i przemieszczanie się skał (wodonośnych i rozdzielających je słabo lub nieprzepuszczalnych) nad zapadającymi się wyrobiskami. Rozpoznanie geologiczne i hydrogeologiczne jest na ogół wystarczające do stworzenia wiarygodnego modelu hydrogeologicznego w granicach złoża (lub jego części). Wraz z oddaleniem się od obszaru górniczego kopalni rozpoznanie parametrów filtracyjnych (przepuszczalność, pojemność wodna, a nawet miąższość warstwy) na ogół maleje. Ta sama uwaga odnosi się do rozpoznania wysokości położenia zwierciadła wody. Wyjątkiem od tej reguły są zbiorniki wód podziemnych (warstwy wodonośne) o charakterze użytkowym, w których oprócz rozpoznania warunków hydrogeologicznych dysponuje się wynikami prowadzonej eksploatacji. Istotnym dla tworzonego modelu systemu wodonośnego jest ustalenie obszarów zasilania warstwy wodonośnej oraz stref i charakteru drenażu: naturalny przez ciek i zbiorniki powierzchniowe lub antropogeniczny w postaci systemów drenażowych ujęć lub czynnych już systemów odwadniających innych kopalni.

Struktura modelu koncepcyjnego powinna odzwierciedlać warstwy wodonośne oraz rozdzielające je słabo przepuszczalne wraz z przestrzennym rozkładem parametrów hydrogeologicznych i tworzyć spójny układ hydrostrukturalny i hydrodynamiczny. W takim modelu muszą także zostać jednoznacznie wyróżnione strefy zasilania i drenażu każdej warstwy wodonośnej oraz stwierdzone lub potencjalne kontakty hydrauliczne między wodami różnych warstw (uskoki, okna hydrologiczne, wyklinowanie warstw). W profilu pionowym na ogół występują warstwy wodonośne typu porowatego, szczelinowego i szczelinowo – krasowego, a ich przestrzenne rozmieszczenie i zróżnicowanie (budowa geologiczna, zaburzenia tektoniczne) wykazuje na ogół znaczny stopień skomplikowania. Praktycznie dopiero pod koniec eksploatacji oraz na etapie likwidacji kopalni można mówić o względnie wiarygodnym rozpoznaniu systemu wodonośnego, zmienionego w znaczący sposób w czasie eksploatacji.

Z tych względów wykorzystanie modelowania matematycznego do opracowania prognoz związanych z górnictwem podziemnym jest stosowane stosunkowo rzadko i jedynie w ośrodkach naukowych specjalizujących się w hydrogeologii górniczej. Opracowane modele koncepcyjne są przenoszone na modele matematyczne o charakterze wielowarstwowym zgodnie z zasadami przekazanymi w rozdziałach poprzednich. Również i w tego typu modelach bardzo ważnym elementem są etapy jego identyfikacji i weryfikacji dla kilku czasowych i przestrzennych stanów. Wzmiankowano już, że baza drenażowa jest zmienna czasowo i przestrzennie w miarę rozwoju eksploatacji w płaszczyznach poziomych (prowadzona eksploatacja) i pionowej (nowo udostępniane poziomy eksploatacji). Na tych etapach modelowania do wykorzystania są dane z pomiarów natężenia dopływów do wyrobisk górniczych oraz rozmieszczenie baz drenażu wód. Niestety do rzadkości należą kopalnie dysponujące jakąkolwiek siecią monitoringową. Stąd danymi do weryfikacji modelu są informacje z innych kopalń, ujęć wód podziemnych oraz dotyczące płytkich warstw (studnie indywidualne) i pomiarów cieków powierzchniowych. Na wytarowanym i zweryfikowanym (o różnym stopniu wiarygodności) modelu wykonywane są

wielowariantowe symulacje prognostyczne, dla różnych etapów rozwoju eksploatacji złoża i/lub likwidacji kopalni.

Znacznie częściej modelowanie matematyczne stosowane jest w problematyce górnictwa odkrywkowego. Praktycznie każda kopalnia węgla brunatnego, siarki i zagłębia eksploatujące surowce skalne dysponują modelem matematycznym, umożliwiającym projektowanie systemów odwadniających oraz dokonywanie ocen wpływu prowadzonego odwadniania na stan środowiska wodnego (zasięg depresji, jej wielkość w granicach leja oraz wpływ na wody powierzchniowe).

Budowa geologiczna i warunki hydrogeologiczne w obszarach prowadzonej eksploatacji tą metodą są znacznie mniej skomplikowane niż w rejonach eksploatacji podziemnej. Znacząco lepsze jest także rozpoznanie wszystkich elementów systemów wodonośnych; praktycznie każda z odkrywek dysponuje rozbudowaną siecią monitoringu wód podziemnych i powierzchniowych.

W budowanych modelach koncepcyjnych z reguły wyróżniane są dwa poziomy wodonośne o odrębnych systemach krążenia wód podziemnych:

- nadzłożowy, czwartorzędowo - neogeński (paleogeński). Jest to system płytkiego (lokalnego i przejściowego) krążenia wód.
- podzłożowy, paleoceńsko– mezozoiczny (kreda, jura) Tworzy on systemy krążenia regionalnego.

Są one rozdzielane mięszym i ciągłym pakietem utworów ilastych co w praktyce przekłada się na odrębność zasilania, przepływu i drenażu wód. Dla pierwszego poziomu bazę drenażową, lokalnie jednak i zasilającą (zwłaszcza w granicach leja depresji), stanowią ciek i zbiorniki wód powierzchniowych oraz bariery studni go odwadniających (bariery stałe i ciągi wyprzedzające front eksploatacji złoża). Skarpy zbudowane z utworów czwartorzędowych są dodatkowo osuszane systemem rowów przejmujących wody resztkowe i pochodzące z infiltracji bezpośredniej. Z reguły poziom ten jest zasilany z bezpośredniej i/lub pośredniej infiltracji opadów. W poziomie podłożowym bazę drenażową systemu stanowią odbiorniki wód regionalnego krążenia, a poziom zasilany jest na wychodniach skał przepuszczalnych. Sztuczną bazą drenażową w warunkach eksploatacji złoża stanowią bariery studni głębinowych stałe, uzupełniane o ciągi wyprzedzające front eksploatacji.

W efekcie odwadniania prowadzonego przed i w trakcie eksploatacji złoża tworzą się leje depresji o zróżnicowanym (warunki swobodne i naporowe) i znacząco (na ogół) większym zasięgu w poziomie podłożowym (naporowe warunki przepływu wód).

Model koncepcyjny eksploatowanego złoża, przetransportowany na matematyczny, jest identyfikowany i weryfikowany w porównaniu do stanów rzeczywistych (pole hydrodynamiczne i bilans wodny kopalni). Stany te z reguły pochodzą z własnych, rozbudowanych sieci monitoringowych. Stąd też można mówić o dużej wiarygodności modeli koncepcyjnych i matematycznych, a tym samym i trafności prognoz hydrogeologicznych przebiegu dalszego odwadniania i jego skutków, związanego z przesuwaniem się frontów eksploatacji i lokalizacją nowych barier studni odwadniających.

Z dużym też stopniem wiarygodności są opracowywane prognozy zatapiania wyrobisk poeksploatacyjnych, tworzenia zbiorników wód oraz skutków tej likwidacji na środowisko wodno gruntowe i od wody zależne.

11.3 Ocena wiarygodności modelowania.

Wiarygodność modeli matematycznych, które stają się podstawą opracowywanych prognoz hydrogeologicznych, tworzonych dla potrzeb odwadniania górniczego i budowlanego jest silnie zróżnicowana. Modele kopalń odkrywkowych cechują się znacząco większą wiarygodnością głównie, z uwagi na (z reguły) mało skomplikowaną budowę

geologiczną i warunki hydrogeologiczne. Są też na ogół dobrze rozpoznane i zbadane pod każdym względem, zwłaszcza z uwagi na wymogi oceny stanu ekologicznego i oddziaływania na elementy środowiskowe, zależne od stanu wód. Stopień wiarygodności tych modeli znacząco wzrasta w procesie ich identyfikacji i weryfikacji, z uwagi na fakt prowadzenia ciągłego monitoringu środowiska wodnego oraz pełne bilanse gospodarki wodnej kopalni.

Model matematyczny może, i powinien, być weryfikowany okresowo, w miarę pozyskiwania nowych istotnych danych z obserwacji i pomiarów oraz wprowadzania do systemu kolejnych (lub zmienianych) elementów odwadniania: likwidacja części studni, praca nowych barier, zmiana depresji i/lub ich wydatku. W modelach zmieniane są warunki brzegowe wewnętrzne stosownie do zakresu zmian oraz w miarę potrzeb również zewnętrzne. Te ostatnie wynikają ze zmieniającego się zasięgu i kształtu leja depresji oraz zmian relacji między wodami powierzchniowymi i podziemnymi w jego granicach.

Na podobnym poziomie wiarygodności można oceniać zidentyfikowane i zweryfikowane modele odwadniania zagłębi złóż skalnych (w skali regionalnej) oraz poszczególnych odkrywek (kamieniołomów) czynnych lub przewidywanych do eksploatacji. Znacznie słabszym rozpoznaniem dysponują na ogół pojedyncze kamieniołomy, stąd i stopień wiarygodności ich modeli jest znacznie niższy.

Wiarygodność modeli tworzonych dla kopalń podziemnych jest silnie zróżnicowana. Z reguły wyższą wiarygodnością cechują się modele budowane dla kopalń pracujących od kilkunastu (kilkudziesięciu) lat oraz zagłębi górniczych (DZW, GZW, LGOM, rejon Olkusa), z uwagi na bogate zbiory danych z rozpoznania, dokumentowania i eksploatacji w poszczególnych obszarach górniczych. Oczywiście, z uwagi na znacząco bardziej zróżnicowaną budowę geologiczną i warunki hydrogeologiczne niż w górnictwie odkrywkowym, stopień skomplikowania stosunków wodnych jest wyższy i porównywalnie słabsze ich rozpoznanie. W profilu geologicznym występuje z reguły kilka warstw wodonośnych o zróżnicowanej litologii, parametrach hydrogeologicznych i warunkach krążenia wód. Stan rozpoznania komplikują: zaangażowanie tektoniczne tych obszarów, głębokość eksploatacji i jej przestrzenny charakter a także sposób eksploatacji (z podsadzką lub na zawał), który wpływa znacząco na uruchamianie nowych między warstwowymi kontaktów hydraulicznych. Te ostatnie z reguły nie są rozpoznawane, a mają charakter dynamiczny w układzie przestrzenno – czasowym.

W wyniku odwadniania i prowadzonej eksploatacji górniczej znacząco deformuje się także powierzchnia terenu, a wraz z nią kontakty i ich charakter wód podziemnych z wodami powierzchniowymi. Tworzą się zalewiska na powierzchni oraz powstają zbiorniki wód magazynowanych w górotworze w otamowanych, wyeksploatowanych wyrobiskach (stare zroby). Te zjawiska i procesy dodatkowo komplikują modele koncepcyjne i matematyczne wpływając na obniżenie ich wiarygodności.

Podobnie jak w innych zadaniach hydrogeologicznych i modelach (np. regionalnych – rozdz. 9) również i w przypadku wyżej opisywanych modelach systemów odwadniania górniczego, oceny ich wiarygodności (systemu i wydzielonych podsystemów wodonośnych) powinny być prowadzone w oparciu o analizę kryteriów zgodności w zakresie:

- obszarowej (przestrzennej) i punktowej zgodności zwierciadeł i ciśnień wód podziemnych w obszarach zasilania, przepływu i drenażu wód;
- odpływów wód podziemnych w wydzielanych zlewniach występujących w granicach wytwarzanych lejów depresji i do nich przylegających;

- porównywalności rzeczywistych dopływów wody do wyrobisk górniczych na poszczególnych poziomach eksploatacji, kopalni, czy w skali regionalnej (zagłębia) z bilansem przepływu w modelu;
- oceny reakcji systemu lub podsystemów na prognozowane (wprowadzane) wymuszenia związane z eksploatacją górnictw, zmianami poziomów odwadniania, przeobrażeniami stosunków wodnych na powierzchni i w górotworze.

Dla potrzeb budownictwa stosowanie modelowania matematycznego jest sporadyczne i ograniczone do obiektów o szczególnej ważności (inwestycja wielkoobszarowa lub o specjalnym znaczeniu). Prace prowadzone są z reguły w skalach szczegółowych (na przykład podkłady w skali 1:1000, 1:2000, krok siatki dyskretyzacyjnej $\Delta x, \Delta y = 10 \div 50$ m). Zasięg głębokościowy modelu sięga kilkunastu (rzadziej kilkadziesiąt) m, a w profilu występują 1 lub 2 warstwy wodonośne. W tym ostatnim przypadku wody obydwu warstw pozostają na ogół ze sobą w pośrednim kontakcie (przeciekanie, przesączanie przez warstwę rozdzielającą, słabo przepuszczalną).

Modele budowane są na znanych już zasadach; w podobny sposób realizowane są też etapy ich identyfikacji i weryfikacji. Zadanie zwykle sprowadza się do wskazania lokalizacji studni odwodnieniowych (najczęściej bariery), określenie ich wydajności niezbędnych dla osiągnięcia celu, tj. zdepresjonowania zwierciadła wód krążących w systemie poniżej wymaganego poziomu. Wiąże się z tym, z reguły, osuszanie warstw wodonośnych. Prognozy hydrogeologiczne wykonywane są wielowariantowo. Spośród zrealizowanych wariantów w procesie optymalizacji i w nawiązaniu do celu zadania, dokonuje się wyboru najbardziej racjonalnego rozwiązania z technicznego i ekonomicznego punktu widzenia.

Przykłady zastosowania modelowania numerycznego w projektowaniu i prowadzeniu odwodnień górniczych i budowlanych przedstawione zostały w rozdz. 11.5. – 11.7.

11.4 Projektowanie i dokumentowanie badań

Każde zadanie hydrogeologiczne może być zrealizowane z oczekiwaną dokładnością przy zastosowaniu nowoczesnych technik modelowania jedynie pod warunkiem odpowiedniego rozpoznania struktury hydrogeologicznej, warunków zasilania, przepływu i drenażu wód podziemnych oraz jednoznacznego określenia celu. Zakres badań na etapie projektowania jest podobny w badaniach zagadnień regionalnych, zadań celowych i obliczeń lokalnych (celowych, specjalnych).

Rozpoznanie elementów hydrostrukturalnych i hydrodynamicznych, z całą ich zmiennością i zróżnicowaniem przestrzenno czasowym pozwala na zbudowanie modelu koncepcyjnego (hydrogeologicznego) badanego, dokumentowanego obiektu z odpowiednią pewnością. Model taki, po przetransponowaniu na model numeryczny musi być poddany procesom identyfikacji i weryfikacji, w którym płaszczyzną odniesienia są wyniki pomiarów, badań (eksperymentów terenowych, np. próbnego pompowania) i ewentualnie obserwowane rejestracje przebiegu odwadniania i jego skutków.

W tych postępowaniach obowiązują ogólne zasady by w miarę wzrostu stopnia skomplikowania naturalnych uwarunkowań hydrogeologicznych rozpoznawać je odpowiednimi metodami w stopniu pozwalającym na identyfikację systemu wodonośnego i jego charakterystycznych cech. Ilość i zakres badań powinien rosnąć także w miarę realizacji bardziej skomplikowanych zadań, a do takich należą odwodnienia górnicze (szczególnie górnictwo podziemne) i budowlane.

Od przestrzennych rozmiarów obiektów zależy także zakres głębokościowy i obszarowy modelu, a tym samym zasięgi rozpoznania. Modele w tego typu zadaniach mają z reguły strukturę wielowarstwową, a naturalne uwarunkowania są dodatkowo komplikowane prowadzonymi przestrzennie robotami górniczymi lub budowlanymi.

Dokumentowanie wyników badań i obliczeń numerycznych powinno obejmować jednoznaczne sformułowania dotyczące ilości wody koniecznej do odprowadzenia z górotworu w czasie i przestrzeni zgodnej z realizowanymi planami ruchu zakładu górniczego lub inwestora budowlanego oraz osiągnięcie założonego celu, tj. zdepresjonowania zwierciadła wody do koniecznej głębokości. Z drugiej strony w dokumentacjach muszą być zaprezentowane wyniki wielowariantowych symulacji, ze wskazaniem rozwiązań optymalnych z punktu widzenia minimalizacji środowiskowych skutków odwadniania z gwarancją osiągnięcia celów i zamierzeń eksploatacyjnych.

Procesy odwadniania zakładów górniczych i obiektów budowlanych powinny być monitorowane, a wyniki prowadzonego monitoringu środowiska wodnego i powierzchni wprowadzane na realizowany model matematyczny celem jego skorygowania i zweryfikowania oraz wypracowania bardziej wiarygodnych prognoz dalszego ich prowadzenia.

11.5 Modele odwodnienia obiektów I linii metra w Warszawie – Stanisław Dąbrowski, Maria Trzeciakowska

Prezentowany przykład badań modelowych dla odwodnienia budowlanego przedstawiono wg „Dokumentacji badań modelowych dla oceny dopływów wód podziemnych oraz wpływu odwodnienia w rejonie stacji A12, A13 i odcinka trasy B13 I linii metra w Warszawie” sporządzonej w październiku 1988 roku (Dąbrowski i in., 1988).

Wykonawca badań: Zespół z Ośrodka Badań Hydrogeologicznych i Modelowania Matematycznego w Poznaniu Przedsiębiorstwa Geologicznego we Wrocławiu w składzie: Stanisław Dąbrowski, Maria Trzeciakowska, Magdalena Kraszewska i Beata Ochocka, na zamówienie Biura Projektów Budownictwa Komunalnego i Specjalnego „Metroprojekt” w Warszawie.

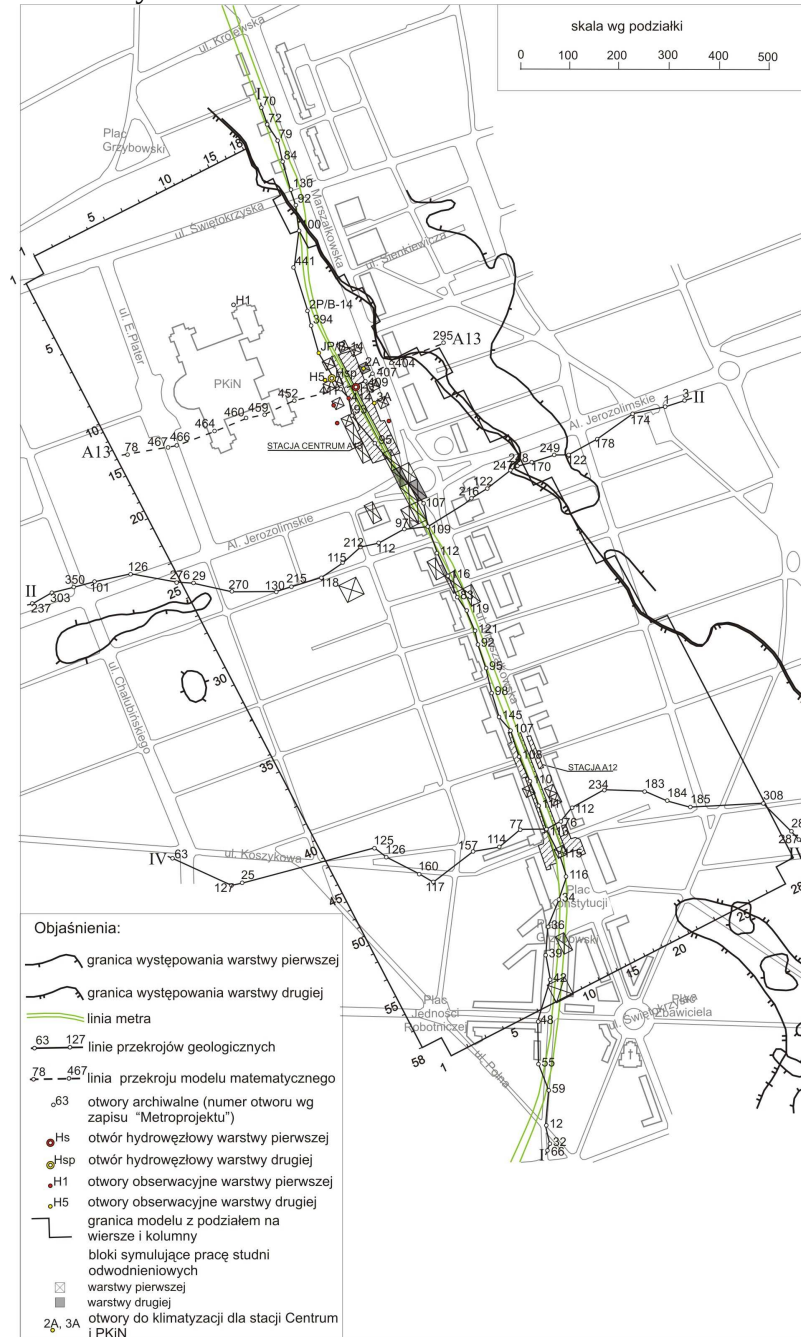
Celem generalnym zadania była ocena możliwości odwodnienia studniami czwartorzędowymi poziomów wodonośnych na odcinku B13 (Pl. Konstytucji – ul. Świętokrzyska) rejonu Stacji Centrum (A13 i A12) I linii metra w Warszawie, przebiegającej pod ulicą Marszałkowską, ocena wielkości dopływów wód podziemnych oraz wpływu odwodnienia na środowisko gruntowo – wodne związane z istniejącą infrastrukturą budowlaną rejonu ul. Marszałkowskiej i Placu Defilad.

W wyniku analizy warunków hydrogeologicznych i potrzeb budowlanych metra zdecydowano się na wykonanie modelu matematycznego obszaru filtracji wód podziemnych obejmującego osady w poziomie preglacjału i interglacjału mazowieckiego o powierzchni ok. 1,4 km², zawartego w prostokącie: Plac Zbawiciela na południu, ul. Świętokrzyska na północy, Dworzec Centralny na zachodzie i ul. Krucza na wschodzie (rys. 11.1).

Badania modelowe objęły:

- sporządzenie modelu hydrogeologicznego i matematycznego na stan 1987 r. i wykonanie prognoz odwodnienia w warunkach filtracji ustalonej,
- sporządzenie modelu matematycznego dla warunków filtracji nieustalonej i wykonanie prognoz modelowych odwodnienia dla założonego postępu prac budowlanych przez okres 4,5 roku,
- wykonanie 3 modeli hydrogeologicznych i matematycznych dla przekrojów przez stację A12 (Plac Konstytucji) – niezrealizowana i A13 (Centrum) oraz w

W niniejszym przykładzie przedstawiono zasady i metodykę budowy wymienionych modeli obszarów filtracji i przekrojów z ilustracją tylko części wyników przeprowadzonych badań, wybranych z dużej liczby prognoz projektowanego odwodnienia dla wskazania wariantów optymalnych z punktu widzenia wykonawcy inwestycji oraz ochrony środowiska.



Model hydrogeologiczny obszaru badań

186

w tym badania przeprowadzone dla metra z lat 50 – tych XX w. W układzie wysokościowym posługiwano się odniesieniem lokalnym względem „0” na poziomie Wisły stosowanym przy projektowaniu tej inwestycji.

Dla potrzeb modelu wykonano 2 hydrowęzły w rejonie stacji Centrum (wykonawca Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie), które pozwoliły określić szczegółowo parametry filtracyjne warstw wodonośnych i kontakty hydrauliczne. Ponadto hydrowęzeł został wykonany w terminie późniejszym również w rejonie stacji A12. Warunki hydrogeologiczne wzdłuż przebiegu trasy metra zostały szczegółowo rozpoznane, natomiast rozpoznanie było niepełne na wschód i zachód od tej trasy, z uwagi na małą liczbę otworów przewiercających profil czwartorzędu.

Budowa geologiczna. Na odcinku przebiegu trasy metra mamy do czynienia ze strukturami wodonośnymi czwartorzędu utworzonymi z osadów preglacjału, interglacjału mazowieckiego, zlodowacenia środkowopolskiego i holocenu – rys. 11.2. Osady te zalegają na utworach ilasto – mulastych serii poznańskiej górnego miocenu występujących od głębokości 40,0 – 50,0 m, najczęściej około 42,0 m w rejonie na N od ul. Świętokrzyskiej i na W od ul. Marszałkowskiej.

Najstarszymi utworami plejstocenskimi są utwory piaszczysto – żwirowe z soczewami mułków i ilów preglacjału o miąższości wynoszącej do 25,0 m, najczęściej 15,0 – 17,0 m. W dolnej części profilu są to głównie żwiry, piaski ze żwirem, piaski gruboziarniste i średnioziarniste z podrzędnym udziałem piasków drobnych, mułów i ilów, zaś w górnej części piaski drobnoziarniste i średnioziarniste w stropie, z warstwą mułów i ilów o znacznym rozprzestrzenieniu, o miąższości warstwy mulasto – ilastej dochodzącej do 14,0 m, najczęściej 1,0 – 4,0 m. Nad utworami preglacjalnymi zalega kompleks osadów piaszczystych z mułkami i glinami o miąższości od kilku do 27,0 m. Są to utwory interglacjału mazowieckiego oraz zlodowacenia środkowopolskiego. Dolną część kompleksu o miąższości 4,0 – 15,0 m budują piaski średnioziarniste i drobnoziarniste z podrzędnym udziałem żwirów, piasków gruboziarnistych i soczew mułkowych, którą oddziela od górnej cienka warstwa mułków, a na zachód od trasy metra dość miąższa warstwa glin morenowych

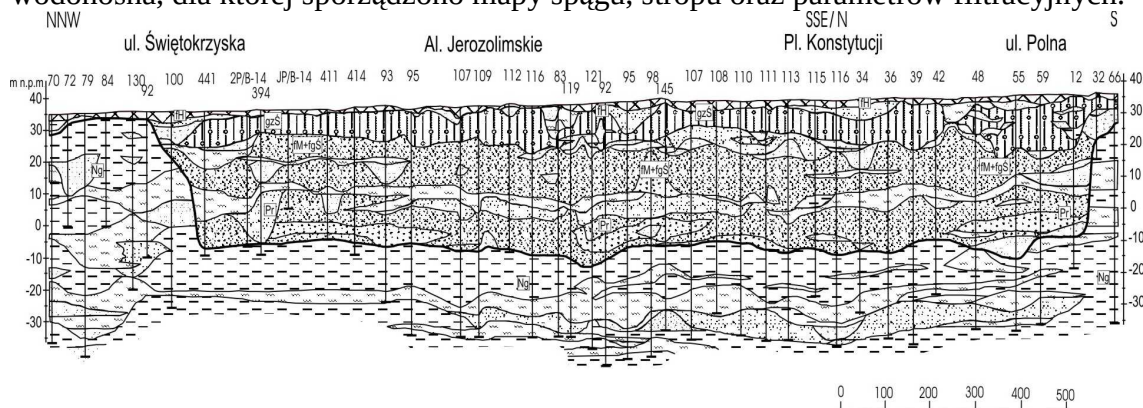
Górną serię kompleksu stanowią przeważnie piaski drobnoziarniste, mułkowate i średnioziarniste, tylko lokalnie gruboziarniste i piaski ze żwirem o miąższości do 10,0 m. Utwory te przykryte są ciągłą pokrywą glin morenowych. Gliny te w wielu miejscach są przedzielone piaskami i mułkami zastoiskowymi oraz piaskami wodnolodowcowymi. Utwory plejstocenske na całym obszarze są przykryte nasypami o miąższości 1,0 – 2,0 m.

W obrębie struktury czwartorzędowej wyróżnić można dwa ciągłe poziomy wodonośne:

- dolny związany z utworami piaszczysto – żwirowymi preglacjału
- górny związany z utworami piaszczystymi interglacjału mazowieckiego i zlodowacenia środkowopolskiego.

W obrębie serii stadiału mazowiecko – podlaskiego oraz interglacjału eemskiego występuje nieciągły poziom przypowierzchniowy. Tworzą go zespoły soczew w obrębie glin morenowych oraz soczew na tych glinach. Zawodnienie tych utworów jest ściśle zależne od opadów atmosferycznych, a odpływ podziemny reguluje sieć kanalizacyjna miasta. Struktury wodonośne tego poziomu wraz z glinami morenowymi o charakterze słabo przepuszczalnym stanowią bazę akumulacji wód opadowych dla niżej zalegających poziomów plejstocenskich. Przepuszczalność (współczynnik filtracji) utworów wodonośnych tego poziomu wynosi 5,0 – 12,0 m/d, zaś glin morenowych – 0,02 m/d.

Poziom wodonośny związany z kompleksem osadów piaszczystych interglacjału mazowieckiego i zlodowacenia środkowopolskiego w układzie hydrostrukturalnym wykazuje dwuwarstwowość, wyraźną na zachód od ulicy Marszałkowskiej, gdzie występuje izolacja mułkowa lub gliniasta rozdzielająca warstwy interglacjalne od fluwioglacjalnych, natomiast na wschód ta warstwowość zanika. W układzie schematyzacji modelowej poziom ten został potraktowany jako jedna warstwa wodonośna, dla której sporządzono mapy spagu, stropu oraz parametrów filtracyjnych.

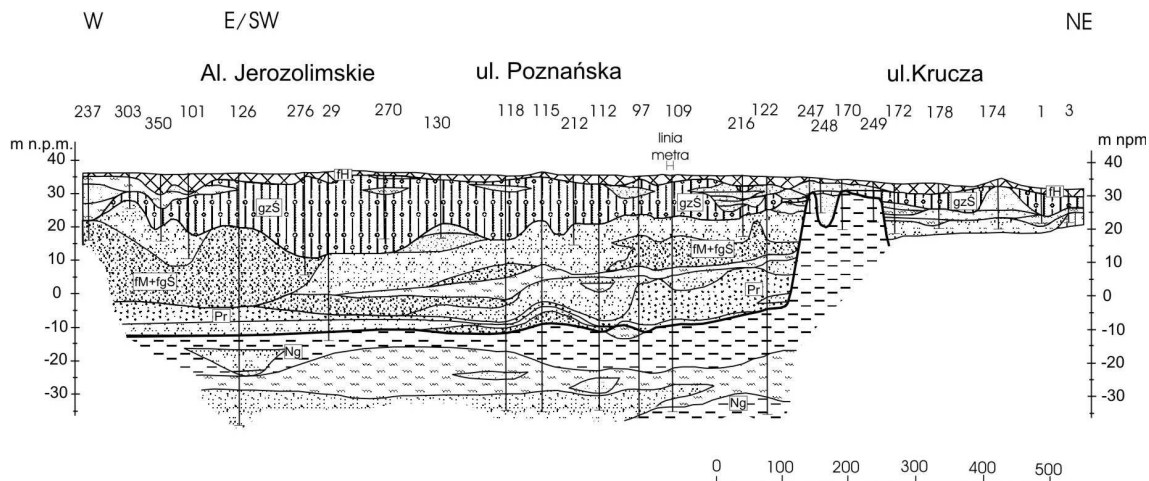


OBJAŚNIENIA

Litologia: nasypy piaski drobnoziarniste piaski średnioziarniste i gruboziarniste żwiry i piaski ze żwirem
gliny zwalowe mulki ility 107 nr otworu granica stratygraficzna Q/Ng

Stratygrafia: CZWARTORZĘD (Q): Holocen fH - osady rzeczne + nasypy, Zlodowacenie Środkowopolskie fG - osady fluwioglacjalne, gZ - gliny zwalowe, Interglacjał Mazowiecki iM - osady rzeczne, Preglacjał Pr - preglacjał, NEOGEN Ng (dolny, górny)

Rys. 11.2a. Przekrój geologiczny I - I'

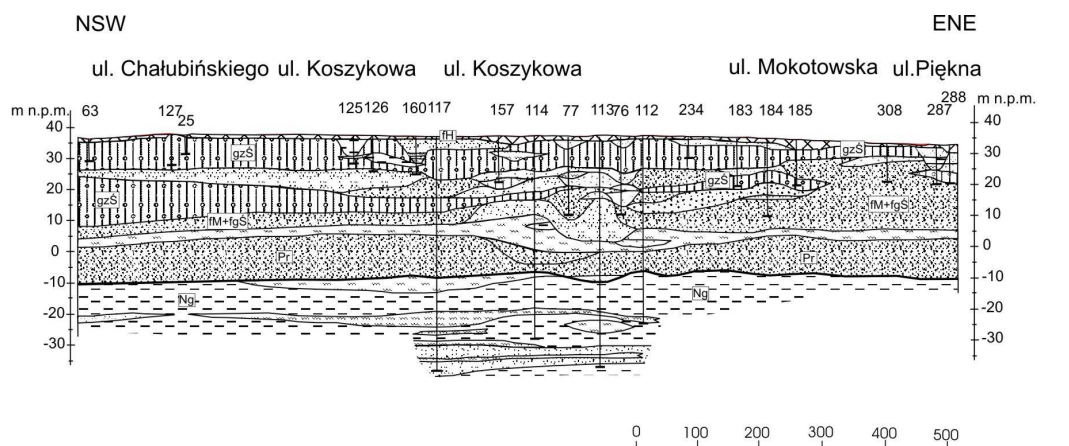


OBJAŚNIENIA

Litologia: nasypy piaski drobnoziarniste piaski średnioziarniste i gruboziarniste żwiry i piaski ze żwirem
gliny zwalowe mulki ility 126 nr otworu granica stratygraficzna Q/Ng

Stratygrafia: CZWARTORZĘD (Q): Holocen fH - osady rzeczne + nasypy, Zlodowacenie Środkowopolskie fG - osady fluwioglacjalne, gZ - gliny zwalowe, Interglacjał Mazowiecki iM - osady rzeczne, Preglacjał Pr - preglacjał, NEOGEN Ng (dolny, górny)

Rys. 11.2b. Przekrój geologiczny II - II'



OBJAŚNIENIA

Litologia: nasypy piaski drobnoziarniste piaski średnioziarniste i gruboziarniste żwiry i piaski ze żwirem
 gliny zwalowe mułki ropy 127 nr otworu granica stratygraficzna Q/Ng

Stratygrafia: CZWARTORZĘD (Q): Holocen fh - osady rzeczne + nasypy, Złodowacenie Środkowopolskie fgS - osady fluwioglacjalne, gzS - gliny zwalowe, Interglacjał Mazowiecki fm - osady rzeczne, Preglacjał Pr - preglacjał, NEOGEN Ng (dolny, górny)

Rys. 11.2c. Przekrój geologiczny III - III

Mięszkość poziomu mieści się w przedziale 4,0 – 20,0 m, najczęściej 12,0 – 15,0 m. Współczynnik filtracji dla poszczególnych osadów wynosi:

- piaski mułkowate – 2,4 m/d,
- piaski drobnoziarniste – 10,6 m/d,
- piaski średnioziarniste – 16,8 – 18,0 m/d,
- piaski gruboziarniste – 24,0 – 36,0 m/d,
- piaski ze żwirem – 36,0 m/d,
- żwiry – 72,0 m/d.

W wielkości współczynnika filtracji poziomu na obszarze badań przedstawiono na rys. 11.3.

Przewodność poziomu ($k \cdot m$) waha się w przedziale 26,9 – 617,5 m²/d. Współczynnik odsączalności obliczono wg wzoru Biecińskiego w zależności od wielkości współczynnika filtracji i waha się w przedziale 0,163 – 0,195. Współczynnik zasobności sprężystej ustalony w badaniu hydrowęzłowym w rejonie Stacji Centrum wynosi $6,1 \cdot 10^{-4}$. Poziom ten jest poziomem swobodno – naporowym. Warstwę napajającą stanowią gliny lub mułki złodowacenia środkowopolskiego.

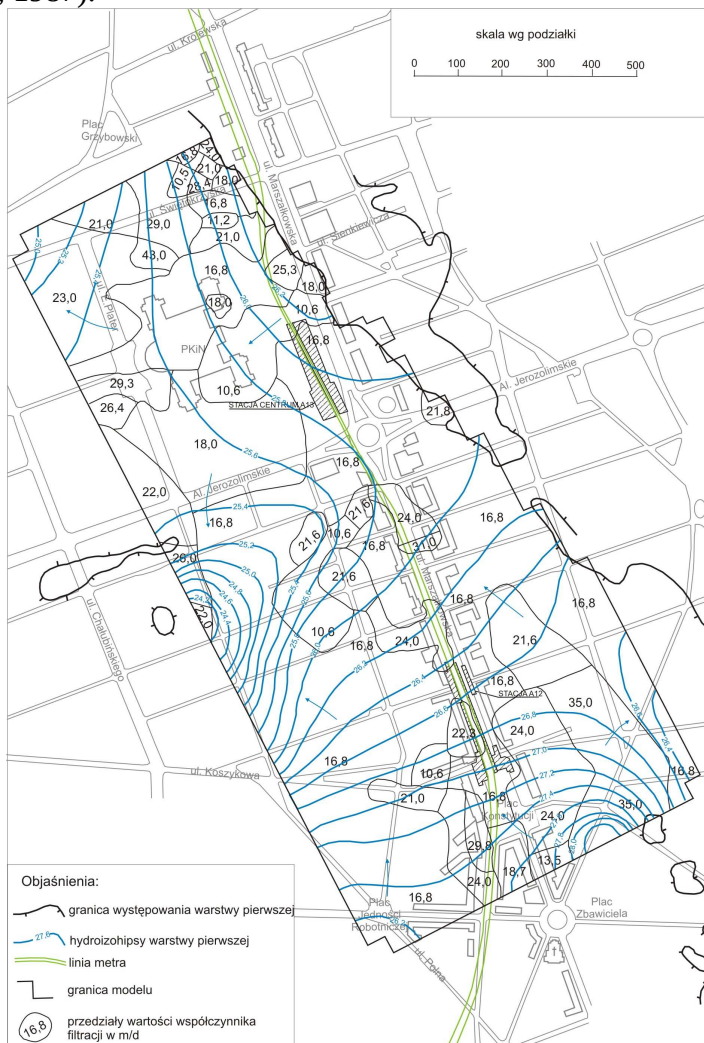
Trzeci poziom wodonośny- poziom preglacjału tworzy jedna warstwa wodonośna, której spąg stanowią ropy poznańskie, zaś strop warstwa mułkowo – ilasta, rozdzielająca osady preglacjału od osadów interglacjału mazowieckiego. Lokalnie jest ona nieciągła. Mięszkość poziomu jest dość stała, waha się w przedziale 6,0 – 14,0 m. Wielkość współczynnika filtracji w zależności od granulacji osadów zamyka się w przedziale 10,6 – 36,0 m/d (rys. 11.4). Przewodność poziomu w obszarze badań wynosi od 16,8 – 631,8 m²/d. Współczynnik odsączalności wg wzoru Biecińskiego wynosi 0,147 – 0,188. Wartość współczynnika zasobności sprężystej wg badań hydrowęzłowych w rejonie Stacji Centrum wynosi $3,3 \cdot 10^{-4}$. Poziom jest poziomem naporowym o ciśnieniu zbliżonym do poziomu drugiego, z którym jest w ścisłej więzi hydraulicznej.

Wielkość współczynnika filtracji warstwy mułkowo – ilastej, rozdzielającej poziomy II i III wg badań laboratoryjnych Przedsiębiorstwa Geologicznego w Warszawie wynosi 0,00011 m/d. Wielkość ta została potwierdzona w tarowaniu modelu. Współczynnik odsączalności tej warstwy wynosi 0,03, zaś zasobności sprężystej $5,9 \cdot 10^{-4}$.

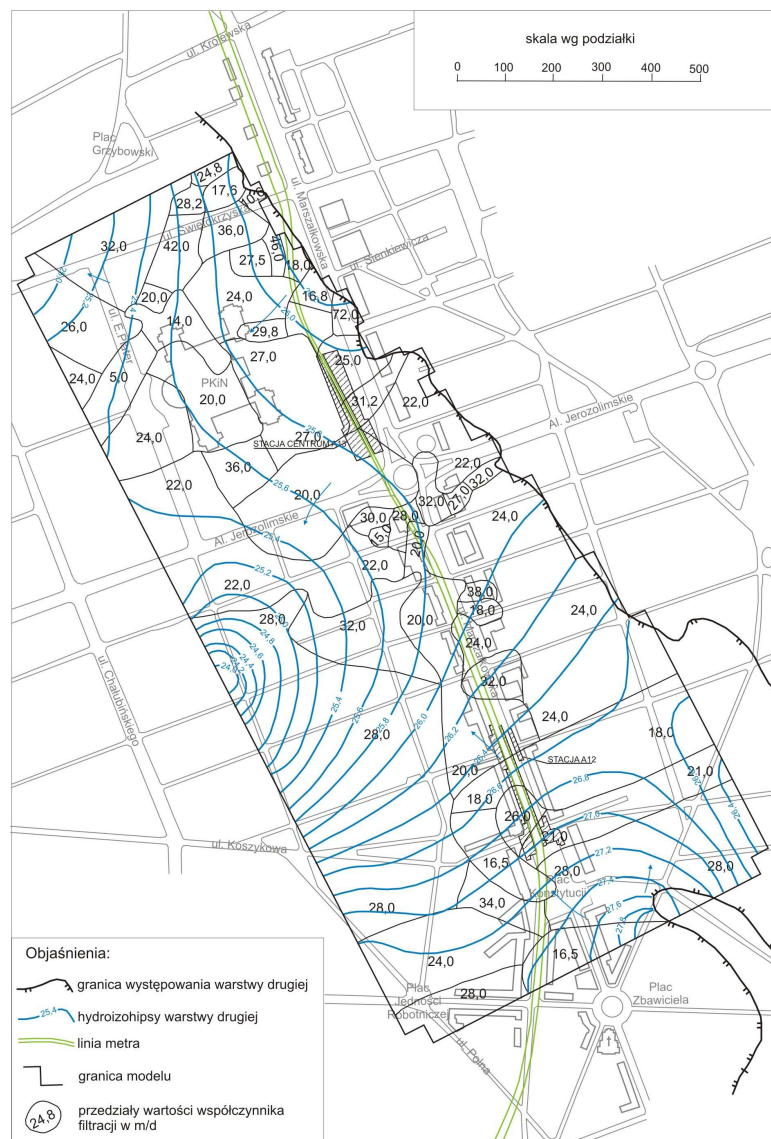
Układ krążenia wody. Z map hydroizohips (rys. 11.3 i 11.4) wynika, że obszar trasy metra znajduje się w strefie wododziałowej, skąd wody opadowe infiltrujące do poziomów wodonośnych kierują się następnie do doliny Wisły na wschodzie i w kierunku NW zgodnie z nachyleniem terenu. Pierwszy poziom przypowierzchniowy mimo swojej nieciągłości przejmuje wody opadowe oraz wody przesączające się z sieci wodno – kanalizacyjnej i przekazuje je w układzie krążenia do poziomu drugiego, niżżej zalegającego.

Poziomy wodonośne wykazują współkształtne pola hydrodynamiczne, co świadczy o ścisłej więzi hydraulicznej między tymi poziomami. Poziomy piezometryczne podlegają tu znacznym wahaniom sezonowym co związane jest z rytmem ich zasilania jak i są kształtowane przez pobór wód podziemnych. Amplituda wahań zwierciadła wód II poziomu pod wpływem czynników naturalnych wynosi 0,2 – 1,2 m. Największą amplitudę wahań zwierciadła wód rzędu 4,0 – 5,0 m powoduje eksploatacja ujęć w wielkości 300 – 400 tys. m³ w półroczu letnim dla Domów Centrum i PKiN.

Model matematyczny obszaru badań. Model ten sporządzono w dwu wersjach: jeden dla warunków filtracji ustalonej, drugi dla warunków filtracji nieustalonej. Model dla warunków filtracji ustalonej zbudowano przy pomocy programu SWPR, a dla warunków filtracji nieustalonej według programu ODR2, oba z biblioteki HYDRYLIB (Szymanko i in., 1987).



Rys. 11.3. Mapa współczynnika filtracji i hydroizohips poziomu wodonośnego interglacjału mazowieckiego (pierwszej warstwy wodonośnej) – stan średni odwzorowania modelowego na rok 1987



Rys. 11.4. Mapa współczynnika filtracji i hydroizohips poziomu wodonośnego przelagacza (drugiej warstwy wodonośnej) – stan średni odwzorowania modelowego na rok 1987

Program SWPR umożliwia symulację przepływu wody w reżimie ustalonym, w układzie kilku warstw wodonośnych przedzielonych warstwami słabo przepuszczalnymi. Pierwsza warstwa ma charakter zwierciadła naporowego, swobodnego lub mieszanego, natomiast pozostałe charakter zwierciadła naporowego. Proces obliczeniowy realizowany jest na siatce kwadratowej lub prostokątnej.

Program ODR2 przeznaczony jest do symulacji przepływu wód w reżimie nieustalonym, w układzie dwóch warstw słabo przepuszczalnych z możliwością jej osuszenia w wyniku intensywnej jego eksploatacji. Pierwsza warstwa ma charakter zwierciadła swobodnego, natomiast druga charakter zwierciadła naporowego. Proces obliczeniowy realizowany jest na siatce prostokątnej lub kwadratowej.

Dyskretyzacja obszaru. W wyznaczonym do badań modelowych obszarze przeprowadzono schematyzację warunków hydrogeologicznych dla potrzeb budowy modelu matematycznego, biorąc pod uwagę istniejące układy: hydrostrukturalny i krążenia wód oraz warunki techniczne i potrzeby odwodnieniowe trasy metra. W wyniku analizy zdecydowano się sporządzić model matematyczny dla obszaru

filtracji ok. 1,4 km² – rys. 11.1, sprowadzając układy hydrogeologiczne do dwu warstw wodonośnych rozdzielonych warstwą słabo przepuszczalną.

W przyjętym schemacie warstwy modelu stanowią:

- I warstwa – poziom z interglacją mazowieckiego i zlodowacenia środkowopolskiego,
- II warstwa – poziom preglacjalny.

Rozdzielającą modelowaną warstwą słabo przepuszczalną stanowi warstwa mułków i iłłów, występująca na większości obszaru w stropie utworów preglacjalnych, poprzez którą zachodzi

powiązanie układów krążenia i wymiany wód między warstwami wodonośnymi.

Parametry modelu matematycznego

Warstwy	Uwzględnianie parametry hydrogeologiczne	
	warunki filtracji ustalonej	warunki filtracji nieustalonej
I warstwa wodonośna swobodno – naporowa: utwory piaszczyste interglacjalne mazowieckiego i zlodowacenia środkowopolskiego	Zs, Zt, k, H, Q	Zs, Zt, k, μ , s, H, Q
↓	↑	
Warstwa słabo przepuszczalna: iły i mułki w stropie preglacjalne	k', m'	k, m, μ , s
↓	↑	
II warstwa wodonośna naporowa: utwory piaszczysto – żwirowe preglacjalne	T, H, Q	Zs, Zt, k, μ , s, H, Q

gdzie: Zs – spąg warstwy; Zt – strop warstwy; m – miąższość warstwy; k – współczynnik filtracji; T – przewodność; μ – odsączalność; s – współczynnik zasobności sprężystej; H – ciśnienie; Q – wydatki wody

Poziom przypowierzchniowy, występujący w sposób nieciągły, niemożliwy jest do odwzorowania na modelu matematycznym. Przyjęto, że poziom ten w sposób stały zasila i zasilać będzie poziom niżej zalegający, czyli zadawane wydatki wody jako infiltracja w I warstwie, będą pochodzić z poziomu przypowierzchniowego.

Obszar filtracji zdyskretyzowano siatką pól kwadratowych, identyczną dla wszystkich warstw, o wymiarach bloków $\Delta x = 20,0$ m i $40,0$ m oraz $\Delta y = 20,0$ m i $40,0$ m.

Siatkę o mniejszym kroku zastosowano dla odwzorowania obszaru wzdłuż trasy metra oraz w rejonie stacji. Przyjęta siatka składał się z 58 wierszy i 28 kolumn.

Granice obu modelowanych warstw są podobne. Od wschodu są to granice występowania warstw wodonośnych, natomiast od zachodu, południa i północy przyjęto granice umowne na strumieniach wód – rys. 11.3 i 11.4. Omawiane warstwy wodonośne i słabo przepuszczalną odwzorowano poprzez sporządzenie tablic ich parametrów hydrogeologicznych oraz przez zadanie warunków brzegowych.

Warunki brzegowe zadawano w następujący sposób:

I rodzaju – $H = \text{const}$ (typ 1010)

II rodzaju: typ 2 – wielkość zasilania warstwy,
typ 22 – wielkość eksploatacji wód.

Dyskretyzacja parametrów hydrogeologicznych. Zgodnie z wymogami programowymi opracowane mapy parametrów hydrogeologicznych zostały zdyskretyzowane dla przyjętej siatki bloków obliczeniowych, oddzielnie dla modelu matematycznego w warunkach filtracji ustalonej i nieustalonej. Ilość i zakres dyskretyzowanych parametrów wyróżnionych warstw w formie tablic danych dla obu modeli

matematycznych pokazano powyżej w zestawieniu parametrów modelu matematycznego.

Z uwagi na posiadanie aktualnych danych o ciśnieniach warstw tylko w rejonie trasy metra i stacji A13, wielkości te były tarowane. Tarowano je na stan wiosny 1987 r. z dokładnością $\pm 0,5$ m, biorąc pod uwagę ciśnienia z pomiarów archiwalnych z obszaru oraz regionalne układy krążenia wód. Przy tym równocześnie tarowano wielkości zasilania warstwy I.

Wielkość zasilania infiltracyjnego warstwy I jest zróżnicowana i waha się od 0,0 do $0,0016 \text{ m}^3/\text{d}/\text{m}^2$. Główne zasilanie warstwy I zachodzi w strefach wododziałowych, tj. w rejonie Placu Defilad i na S od Placu Konstytucji. Wynosi ono dla całego obszaru $906,5 \text{ m}^3/\text{d}$, tj. $0,00065 \text{ m}^3/\text{d}/\text{m}^2$.

Tarowanie modelu w warunkach filtracji ustalonej. Celem tarowania było uzyskanie w miarę wiarygodnego modelu warunków krążenia wód na stan wiosny 1987 r., tj. dla stanu średniego wysokiego, który był modelem warunków początkowych dla prognoz odwodnieniowych. Tarowanie wykonywano przez badanie wiarygodności modelu matematycznego z hydrogeologicznym metodą prób i błędów, wykonując szereg symulacji zmian wydatków wody oraz zalegania zwierciadła wody na brzegach modelu. Zakładano przy tym, że inne parametry modelu jak: współczynnik filtracji, przewodność, parametr przesączania oraz strop i spąg warstw są określone właściwie. Probierzem wiarygodności modelu był znany stan zwierciadła wody warstwy I na linii trasy metra i stacji Centrum, gdzie dobrze określono ciśnienie.

Tak uzyskany model matematyczny warunków krążenia wód obszaru stał się podstawą do przeprowadzenia symulacji pompowań hydrowęzłowych, które miały zdecydować o jego wiarygodności.

Tarowanie modelu w warunkach filtracji nieustalonej (odtworzenie próbnych pompowań hydrowęzłowych). Tarowanie to polegało na odtworzeniu próbnych pompowań hydrowęzłów „Hs” i „Hsp” w rejonie stacji Centrum. Hydrowęzeł „Hs” obejmował badania warstwy I (interglacjał mazowiecki, zlodowacenie środkowopolskie), a „Hsp” warstwy II (preglacjał), wykonanych przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie w 1987 r. (Hulboj, 1987)

Dla odtworzenia próbnych pompowań zbudowano model matematyczny przy pomocy programu ODR2 na bazie modelu warunków stacjonarnych. W pierwszym etapie odtworzono na modelu pompowanie hydrowęzła „Hs”. Na modelu matematycznym, w bloku obliczeniowym otworu studziennego Hs zadawano wydatek w I warstwie $Q = 43,8 - 46,2 \text{ m}^3/\text{h}$ przez około 336 h zgodnie z przebiegiem pompowania. Natomiast w blokach obliczeniowych, gdzie były zlokalizowane otwory obserwacyjne śledzono zaleganie zwierciadła wody w wybranych okresach czasu, zarówno w warstwie I jak i II – rys. 11.1 i 11.5.

Wyniki obliczeń modelowych nanoszono na wykresy $s = f(lgt)$ dla porównania z wykresami z pompowania hydrowęzłowego. Już pierwsza wykonana symulacja modelowa wykazała, że parametry filtracyjne I warstwy są właściwie określone, natomiast istnieje rozbieżność co do granic warstwy: na modelu brakowało zasilania bocznego, które realizowało się w próbnym pompowaniu. Brak na wykresie z symulacji modelowej pierwszego odcinka krzywej opadania względem wykresu doświadczalnego tłumaczy się charakterem warstwy: na modelu stanowi ona pojedynczą warstwę, zaś w rzeczywistości w strefie objętej pompowaniem wykazuje charakter dwuwarstwowy (rozdzielenie mułkami); ujęto do eksploatacji tylko dolną część warstwy.

W efekcie w tej fazie tarowania modelu przyjęto istnienie zasilania od strony ul. Marszałkowskiej w I warstwie.

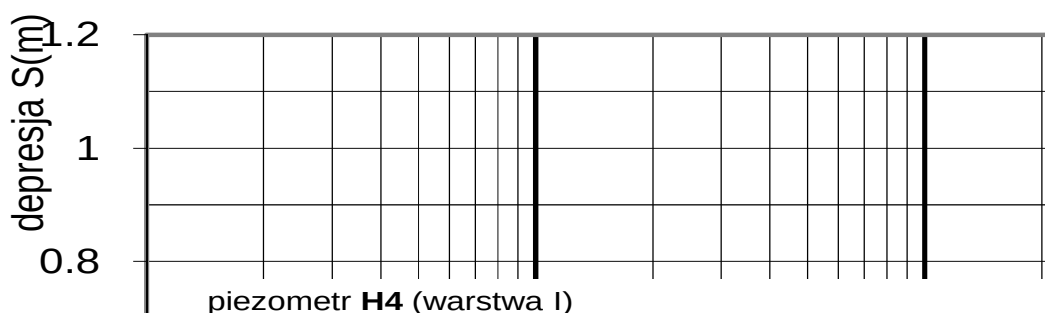
Odwzorowanie pompowania hydrowęzłowego Hs na modelu w wersji optymalnej przedstawiono na wykresach funkcji $s = f(lgt)$, tylko dla 2 bloków obliczeniowych, w których były zlokalizowane otwory obserwacyjne H₂ i H₄ (rys. 11.5).

W drugim etapie na modelu matematycznym odtworzono pompowanie hydrowęzła „Hsp”, wykonując szereg symulacji. Symulacje te polegały na zadawaniu wydatku otworu Hsp w II warstwie $Q = 49,8 \text{ m}^3/\text{h}$ przez 238 h zgodnie z przebiegiem pompowania i śledzeniu zalegania zwierciadła wody w wybranych momentach czasu w blokach, w których były otwory obserwacyjne. Wyniki obliczeń modelowych nanoszono na wykresy $s = f(lgt)$ dla porównania z wykresami doświadczalnymi pompowania. Powyższe pozwoliło wytarować dokładnie parametry filtracyjne obu warstw w rejonie stacji Centrum oraz okonturować od strony wschodniej okno hydrogeologiczne między warstwami, występujące w rejonie PKiN. Wyniki symulacji optymalnej tego pompowania w formie wykresów $s = f(lgt)$ przedstawiono na rys. 11.6. Wykresy te przedstawiono tylko dla wybranych otworów obserwacyjnych H-2, P-1/B14.

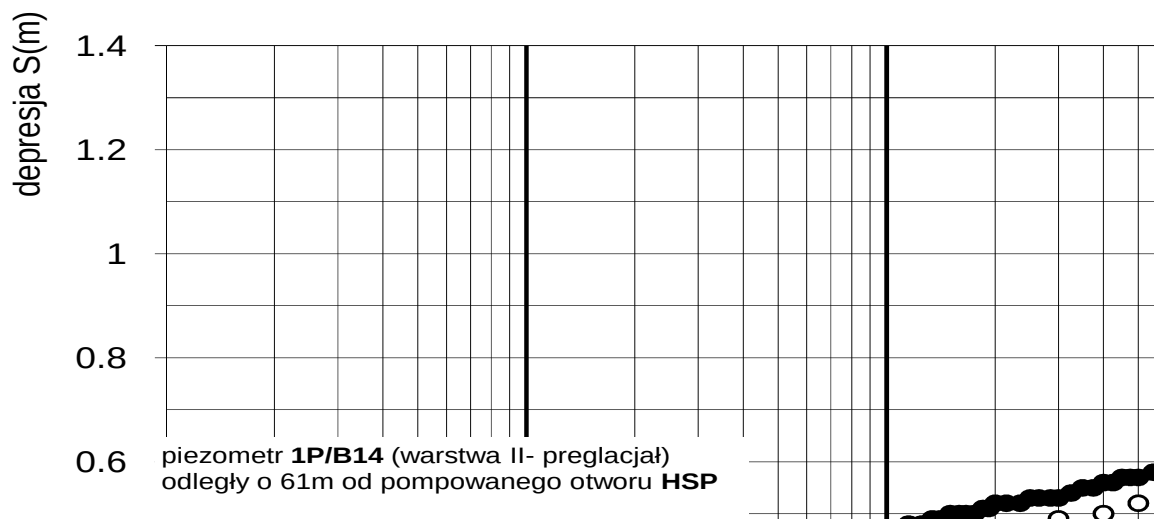
Dobłą wiarygodność sporządzonego modelu potwierdziło również odwzorowanie pompowania hydrowęzła zlokalizowanego w południowej części modelu w rejonie Pl. Konstytucji, gdzie uzyskane wykresy modelowe były analogiczne do wykresów z pomiarów terenowych w piezometrach.

Prognozy odwodnienia. Sporządzony i zweryfikowany model warunków krążenia wód na stan z roku 1987 stał się podstawą do wykonania prognoz odwodnienia rejonu stacji metra A12 i A13 oraz odcinka metra między tymi stacjami w warunkach filtracji ustalonej i nieustalonej zgodnie z założeniami przyjętymi do budowy.

Założenia prognoz. Ustalono z Zamawiającym, że problem odwodnienia stacji metra A12 i A13 oraz odcinka B13 należy traktować kompleksowo, w sposób ciągły, odpowiednio do przebiegu budowy. Należy przy tym uwzględnić również odwodnienie odcinka B12 od ul. Nowowiejskiej.



Rys. 11.5. Wykres $s = f(lgt)$ opadania zwierciadła wody w otworach obserwacyjnych H2 i H4 podczas pompowania pomiarowego otworu HS (warstwa I), prowadzonego z wydajnością $43,8 - 46,2 \text{ m}^3/\text{h}$ i jego odwzorowania na modelu matematycznym



Rys. 11.6. Wykres $S=f(lgt)$ opadania zwierciadła wody w otworach obserwacyjnych H2 i 1P/B14 podczas pompowania pomiarowego otworu HSP (warstwa II-preglacja) prowadzonego z wydajnością $49,8 \text{ m}^3/\text{h}$ i jego odwzorowania na modelu matematycznym

Według ustaleń scenariusza odwodnienia miało ono przebiegać następująco. W pierwszym etapie zostaną wykonane na trasie B12 szyby montażowy i demontażowy, gdzie pożądana jest rzędna obniżenia zwierciadła wody od 22,0 do 19,0 m nad poziomem Wisły (odcinek od ul. Nowowiejskiej do stacji A12). Jednocześnie, z kwartalnym opóźnieniem, rozpocznie się budowa szybu B13 przy Stacji Centrum, gdzie wymagane jest obniżenie zwierciadła wody do rzędnej 15,0 m nad poziomem Wisły. Po wybudowaniu szybu B13 rozpocznie się drążenie tunelu w kierunku południowym do stacji A12 i budowa stacji A12, gdzie należy uzyskać rzędną obniżenia zwierciadła wody 16,0 m nad poziomem Wisły.

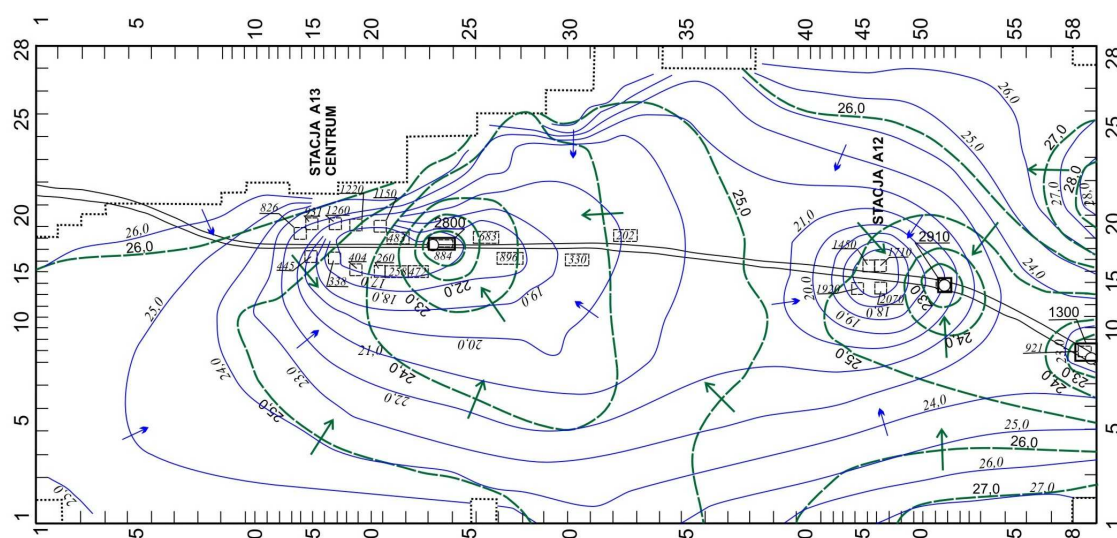
Na odcinku między stacją A12 i A13 rzędna obniżenia zwierciadła wody ma wynosić od 14,0 m nad poziomem Wisły w przekopie przy tunelu średnicowym do 23,0 m nad poziomem Wisły w rejonie wylotowym tunelu ze stacji A12. W następnym etapie rozpocznie się budowa stacji A13, gdzie pożądana jest rzędna zwierciadła wody 17,0 m nad poziomem Wisły.

W oparciu o powyższe założenia wykonano 6 prognoz odwodnieniowych, w warunkach filtracji ustalonej, które pozwoliły wybrać prognozę optymalną dla symulacji odwodnienia w warunkach filtracji nieustalonej. Prognoza odwodnienia w warunkach filtracji ustalonej złożona była z 6 prognoz odzwierciedlających kolejne etapy odwodnienia linii metra.

Poniżej w tabeli 11.1. przedstawia się wyniki prognozy 6, która odzwierciedlała realizację prac odwodnieniowych na całym modelowanym odcinku metra łącznie z odwodnieniem stacji A13. Wariant ten spełnił wymagane obniżenie zwierciadła wody na całym odcinku linii metra między szybem B12, a stacją A13.

Tabela 11.1. Wyniki prognozy 6 dla stacji I linii metra w Warszawie

Nazwa	Wydatek m ³ /d	Rzędna obniżenia m n. p. Wisły
I warstwa		
11 studni stacji A13	2 968	15,9 – 16,9
szyb B13	420	14,2
4 studnie na rondzie ul. Marszałkowskiej	1 320	13,7 – 15,0
4 studnie stacji A12	7 200	14,3 – 16,2
szyb demontażowy B12	1 700	16,8
studnia na trasie B12	960	21,4
Razem I warstwa	14 148	13,7 – 21,4
II warstwa		
studnia Hsp	1 200	16,6
studnia 2a	864	16,2
studnia 3a	912	15,9
2 studnie na rondzie ul. Marszałkowskiej	2 400	15,5 – 16,0
studnia stacji A12	2 000	15,1
Razem II warstwa	7 376	15,1 – 16,6



Objaśnienia:

- 25,0 hydroizohipsy po 182,9d wraz z kierunkiem spływu wód
- 25,0 hydroizohipsy po 365,8d wraz z kierunkiem spływu wód
- 1300 studnie, szyby odwodnieniowe, wydatek odwodnienia w m³/d po 182,9 dobach
- 445 studnie, szyby odwodnieniowe, wydatek odwodnienia w m³/d po 365,8 dobach
- granice modelowanej warstwy

Rys. 11.7. Mapa hydroizohips I warstwy wodonośnej interglacjalnej mazowieckiej z prognozy modelowej odwodnienia stacji Centrum I linii Metra w Warszawie po 182,9 dobach i 365,8 dobach jego trwania

Prognoza odwodnienia w warunkach filtracji nieustalonej

Na sporządzonym modelu niestacjonarnym przeprowadzono symulację odwodnienia w czasie 4,5 roku, realizując kolejne etapy budowy wg założeń jak wyżej.

Dla poszczególnych etapów budowy symulowano odwodnienie, zakładając wymaganą rzędną obniżenia zwierciadła wody w odpowiednich blokach i wprowadzając w nich warunek I rodzaju.

W wybranych blokach między innymi pod charakterystycznymi budowlami (Hotel Forum, PKiN) śledzono kształtowanie się zwierciadła wody. Obserwacjami objęto 17 bloków w warstwie pierwszej i 3 bloki w warstwie drugiej.

Na rys. 11.7 przedstawiono przykładowe wyniki prognoz w zakresie kształtowania się zwierciadła wody w warstwie I:

- po pół roku prowadzenia odwodnienia szybu na trasie B12, szybu B13 oraz poborów ze studni 2a i 3a,
- po roku odwodnienia z włączeniem dalszych odwodnień stacji A12 i A13 oraz studni na trasie B13.

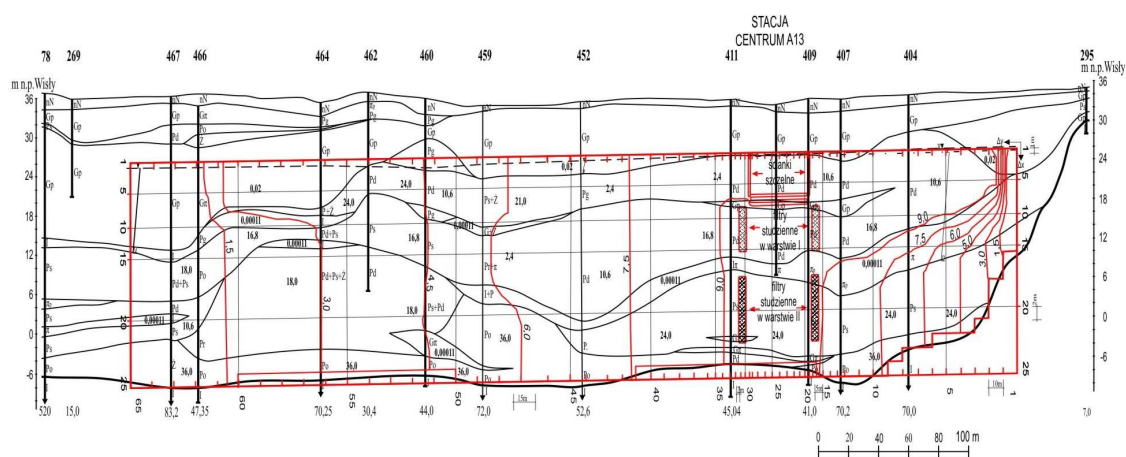
Symulację tę kontynuowano do 4,5 roku. Wyniki z prognozy sporządzono w postaci:

- zestawienia bloków, w których symulowano odwodnienie warunkami I rodzaju rzędnymi obniżenia zwierciadła wody i wydatkami uzyskanymi dla wybranych czasów prognozy,
- map zalegania zwierciadła wody w obu warstwach wodonośnych dla przyjętych okresów prognostycznych,
- wykresów $H = f(lgt)$ dla wybranych punktów pierwszej i drugiej warstwy, w których śledzono zaleganie zwierciadła wody w trakcie obliczeń.

Model matematyczny przekroju przez stację A13

Model ten sporządzono w celu oceny skuteczności odwodnienia rejonu stacji przy różnych wariantach pracy studni odwodnieniowych oraz założenia ścianek szczelnych korpusu stacji – rys. 11.2.

Budowa modelu. Model zrealizowano na podstawie przekroju hydrogeologicznego w skali poziomej 1:500 i pionowej 1:200 (rys. 11.1 i 11.8). Przekrój w modelowaniu matematycznym traktowano jako zespół warstw wodonośnych o miąższości 1,0 m. Stąd poszczególnym wydzieleniom litologicznym (warstwom) przypisano odpowiednie wielkości parametrów hydrogeologicznych (rys. 11.8).



Objaśnienia: 24,0 - współczynnik filtracji w m/d; Litologia: nN - nasypy, Pd - piaski drobne, Ps - piaski średnie, Pr - piaski grube, Po - pospółki, Ż - żwirry, Pg - piaski gliniaste, π - pyły, πp - pyły piaszczyste, G - gliny, Gp - gliny piaszczyste, Gπ - gliny pylaste, I - iły;
— - granice modelu matematycznego, — 2,5 — - depresja w metrach

Rys. 11.8. Model hydrogeologiczny i matematyczny przekroju przez stację metra Centrum (A13) wraz z rozkładem depresji przy odwodnieniu wkopu

Parametry te przyjmowano zgodnie ze stworzonym modelem ogólnym tego rejonu. Wartości współczynnika filtracji wynoszą: dla iłów i mułków 0,00011 m/d, glin morenowych 0,02 m/d, a dla utworów piaszczystych 10,6 – 36,0 m/d. Te wielkości dla

przekroju o szerokości (miąższości jednostkowej) 1,0 m reprezentują również wielkości przewodności hydraulicznej w $\text{m}^2/\text{dobę}$. Przy dyskretyzacji ciśnienia przyjęto, że wytarowane wielkości ciśnienia w modelu ogólnym są charakterystyczne dla środka warstw wodonośnych, tj. dla pierwszej interglacialnej i drugiej preglacialnej. Przy uwzględnieniu stref hydrodynamicznych i litologii, wielkości ciśnienia odpowiednio zróżnicowano na cały modelowany przekrój. Tak określony model hydrogeologiczny przetransportowano na model matematyczny przy pomocy programu SPPR, pozwalającego symulować proces filtracji w pojedynczej warstwie wodonośnej w warunkach filtracji ustalonej.

Model ten tarowano, korygując wielkości ciśnienia na warunkach brzegowych I rodzaju, zadawanych na dopływie i odpływie strumieni wód oraz tarowano wielkości infiltracji.

W procesie tarowania modelu, potwierdzono wiarygodność przyjętych parametrów hydrogeologicznych według modelu ogólnego rejonu.

Prognozy optymalizujące odwodnienie. Dla potrzeb rozwiązania zadania wykonano 5 prognoz odwodnienia. Szkic ogólny ścianek szczelnych dla stacji oraz rozmieszczenie filtrów studzien przedstawia rys. 11.8.

Pożądana rzędna obniżenia zwierciadła wody w rejonie stacji A13 wynosiła 17,0 m nad poziomem Wisły. W niniejszym przykładzie przedstawia się tylko wynik jednej wybranej prognozy o symbolu 1b.

Założenia prognozy 1b. Głębokość wykopu pod budowę stacji wynosi 16,0 m. Wykop budowany jest w ściankach uszczelniających, które są założone w partiach stropowych I warstwy wodonośnej. Studnie odwodnieniowe wykonane są na zewnątrz korpusu stacji w odległości 4,0 – 5,0 m i filtrowana jest nimi spągowa partia utworów I warstwy wodonośnej w przedziale rzędnych 11,0 – 17,0 m (filtry dł. 6,0 m).

Dla deniwelacji dużego gradientu ciśnień między warstwami założono studnie w warstwie II. Studnie w warstwie II rozmieszczone są po obu stronach wykopu, w odległości 4,0 – 5,0 m i filtrują warstwę w przedziale 6,0 – 2,0 m nad poziomem Wisły. Pożądana rzędna obniżenia na filtrach studni wynosi 16,5 m nad poziomem Wisły. Wyniki uzyskane w tej prognozie przedstawiono na rys. 11.8.

Wydatki wody na miąższości przekroju 1,0 m przy dopływie z obu stron są następujące: I warstwa – $3,91 \text{ m}^3/\text{d}$, II warstwa – $24,04 \text{ m}^3/\text{d}$. Obniżenie zwierciadła wody pokazuje rys. 11.8. Prowadzenie odwodnienia równocześnie w warstwie I i II powoduje zniwelowanie gradientu ciśnień między warstwami.

Wnioski

1. Wiarygodny model hydrogeologiczny obszaru centrum Warszawy dla poziomów plejstocénskich na stan 1987 r., obejmujący odcinek pierwszej linii metra od ul. Nowowiejskiego po ul. Świętokrzyską, stworzono na podstawie analizy bogatych materiałów archiwalnych z wierceń geologicznych i badań hydrogeologicznych oraz wykonania 3 hydrowęzłów badawczych, a także obserwacji stanów wód podziemnych.
2. Model hydrogeologiczny stał się podstawą do sporządzenia szczegółowego modelu matematycznego obszaru filtracji w układzie wielowarstwowym przy warunkach początkowych na stan hydrodynamiczny 1987 r., zarówno dla warunków filtracji ustalonej jak i nieustalonej. Wiarygodność modelu została określona poprzez odtworzenie na nim pompowań hydrowęzłowych. Uzupełnieniem modelu ogólnego obszaru filtracji były trzy modele matematyczne przekrojów hydrogeologicznych przez stację A12 i A13 (Centrum) oraz w rejonie szybu B13.
3. Sporządzone modele posłużyły do przeprowadzenia prognoz optymalizujących odwodnienie stacji A12 i A13, szybów na odcinkach trasy B12 i B13 dla potrzeb

zaprojektowania odwodnienia przedmiotowego odcinka trasy metra. Z ich pomocą określono wpływ odwodnienia na zmiany warunków krążenia wód podziemnych oraz sposoby technicznego rozwiązania ścianek uszczelniających wkopy budowlane. Dla tych celów wykonano 6 prognoz na modelu stacjonarnym i prognozę w warunkach niestacjonarnych. Wykonano także szereg prognoz pomocniczych dla rozwiązania powyższego problemu na modelach przekrojów.

4. Przeprowadzone prognozy odwodnień wykazały jednoznacznie, że pożądaną i bezpieczną skuteczność odwodnienia projektowanego odcinka trasy metra osiągnie się jedynie poprzez jednoczesne odwadnianie obu poziomów wodonośnych studniami o ustalonej na modelu lokalizacji i wydatku.
5. Określony w przedmiotowych badaniach modelowych sposób i zakres prac odwodnieniowych na I linii metra w Warszawie, na odcinku od ul. Nowowiejskiego do ul. Świętokrzyskiej, został generalnie zrealizowany za wyjątkiem stacji A12 (Plac Konstytucji), z której zrezygnowano. Uzyskane wyniki odwodnienia potwierdziły w całości koncepcję przyjętą w badaniach modelowych. Jedynie przy budowie stacji Centrum (A13) uzyskano nieco mniejszy wydatek odwodnienia niż w prognozie modelowej. Powyższe mogło wynikać z realizacji odwodnienia w cyklu lat suchych 1988 – 94 oraz ze zwiększonego poboru wód przez ujęcia do celów klimatyzacyjnych (Domy Centrum, PKiN).

Literatura uzupełniająca

- Dąbrowski S. i inni, 1988 – Dokumentacja badań modelowych dla oceny dopływów wód podziemnych oraz wpływu odwodnienia w rejonie Stacji A12, A13 i odcinka trasy B13 I linii metra w Warszawie. Przed. Geol. we Wrocławiu. Ośrodek Badań Hydr. i Model. Mat. w Poznaniu.
- Hulboj A., 1987 – Sprawozdanie z prac wiertniczych i badań hydrogeologicznych hydrowęzła w utworach czwartorzędowych na terenie projektowanej stacji A13 I linii metra w Warszawie – Plac Defilad. P.G. w Warszawie (maszynopis).
- Marciniak M., Stelmach M., 1987 – Pomiary współczynnika filtracji metodą PARAMEX w rejonie budowy metra w Warszawie. Biuro Studiów i Badań Geologicznych w Gdańsku (maszynopis).
- Paczyński B., 1987 – Warunki hydrogeologiczne na trasie I linii metra w Warszawie. Prz. Geol. Nr 2.
- Paczyński B., Perek M., 1986 – Warunki geologiczno – inżynierskie i hydrogeologiczne na trasie I linii metra w Warszawie. Materiały Konferencji: Metro a środowisko przyrodnicze. Generalna Dyrekcja Budowy Metra. Warszawa.
- Szymanko J. i inni, 1987 – Biblioteka programów obliczeniowych „Hydrylib”, programy z serii SP, SW i ODR2.

11.6 Model odwadniania kopalni odkrywkowej węgla brunatnego „Bełchatów” – Jacek Szczepiński

W 1981 roku rozpoczęto eksploatację metodą odkrywkową złoża węgla brunatnego „Bełchatów”. Zakończenie eksploatacji węgla na Polu Bełchatów planowane jest w 2019 roku, natomiast na Polu Szczerców w 2038 roku. Po zakończeniu eksploatacji węgla oba wyrobiska poeksploatacyjne zostaną wypłycone i przygotowane do wypełnienia ich wodą. Rozpoczęcie wypełniania wyrobisk wodą planowane jest w 2050 roku (Kozłowski, 1999). Przedstawiony w niniejszym przykładzie model przepływu wód podziemnych w rejonie złoża „Bełchatów” wykonany został w ramach opracowania dotyczącego zagospodarowania wieloprzestrzennych wyrobisk poeksploatacyjnych (Szczepiński, 2000 z uzupełnieniami autora) i reprezentuje koncepcje i założenia rozwoju kopalni „Bełchatów” na stan 1999 roku.

Bełchatowskie złoża węgla brunatnego leży w obszarze Kotliny Szczercowskiej i Wysoczyzny Bełchatowskiej. Na południe od złoża przebiega granica pomiędzy Nizem Środkowopolskim i Wyżyną Małopolską. Sieć hydrograficzna w rejonie złoża jest dobrze rozwinięta. Położone jest ono w zlewni rzeki Widawki, prawobrzeżnym dopływie Warty. Średni przepływ Widawki wynosi $Q_{sr} = 2,61 \text{ m}^3/\text{s}$, a całkowita powierzchnia zlewni 2440 km^2 . Zlewnia Widawki graniczy od wschodu ze zlewnią rzeki Luciąży - prawobrzeżnego dopływu Pilicy, natomiast od południa i od zachodu ze zlewniami kilku mniejszych dopływów Warty (rys.11.9). W wyniku odwadniania złoża nastąpiły znaczne zmiany w pierwotnej sieci hydrograficznej. Objęły one m. in. przełożenie rzeki Widawki poza obręb odkrywki oraz jej uszczelnienie i regulację. Podobne prace wykonano na innych ciekach celem ograniczenia dopływu infiltracyjnego do odkrywki oraz dla umożliwienia przejęcia dużych ilości wód odprowadzanych z systemów odwadniania odkrywki. Średnia roczna suma opadów atmosferycznych ze stacji zlokalizowanych w rejonie badań waha się w przedziale 472-785 mm (IMGW, Poznań, 2008).

Owadnianie złoża „Bełchatów” prowadzone jest w odkrywce Bełchatów od 1975 roku, a w odkrywce Szczerców od 2000 roku metodą studni wielkośrednicowych, wspomaganych pomocniczymi urządzeniami drenażowymi wykonywanymi w obrębie wyrobiska odkrywkowego. Wody z urządzeń drenażu, poprzez system rowów i kanałów grawitacyjnych, odprowadzane są do rzeki Widawki. W 2007 roku dopływ wód podziemnych do systemu odwadniania odkrywki Bełchatów wynosił $294 \text{ m}^3/\text{min.}$, a do odkrywki Szczerców $238 \text{ m}^3/\text{min.}$ Powierzchnia leja depresyjnego, wyznaczona izoliną obniżenia zwierciadła wody $s=1 \text{ m}$, wynosiła około 635 km^2 .

Zarys warunków hydrogeologicznych rejonu złoża

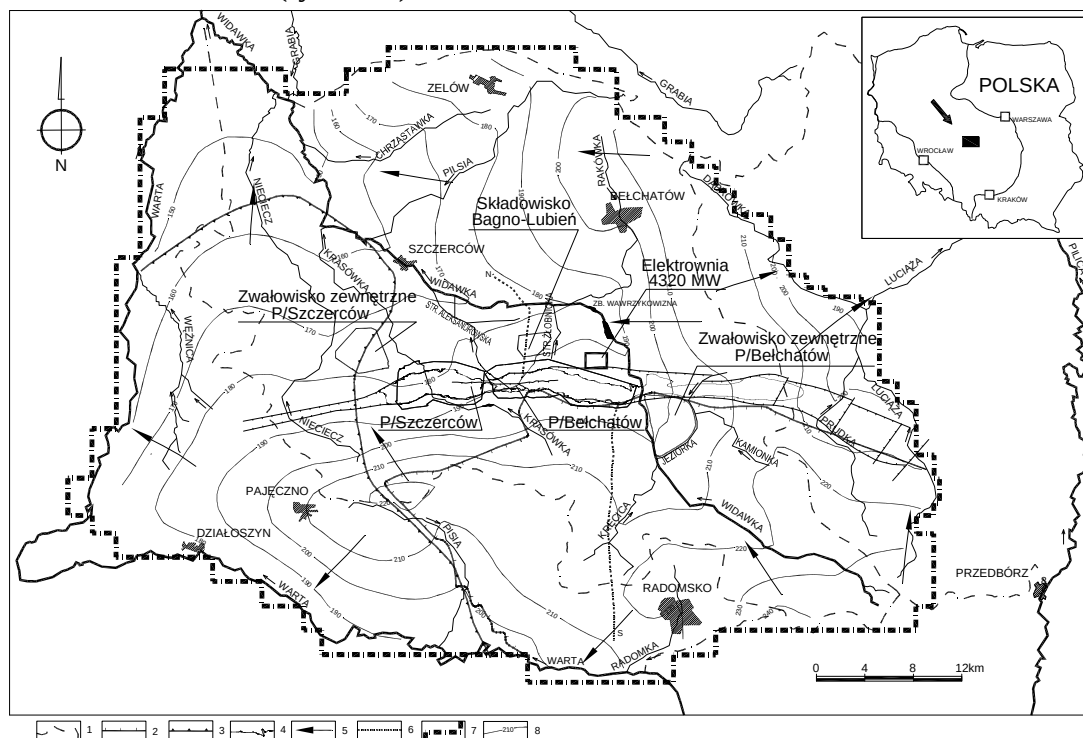
Ekspluatowany trzeciorzędowy pokład węgla brunatnego zalega na głębokości średnio od 130 do 210 m (maksymalnie do 330 m) w głębokim rowie tektonicznym o przebiegu W-E zwanym rowem Kleszczowa (rys.11.10). W rejonie złoża stwierdzono występowanie utworów cechsztyńskich, jurajskich, kredowych, trzeciorzędowych i czwartorzędowych. Głębokość zalegania powierzchni stropowej podłoża kredowo-jurajskiego kształtuje się w bardzo szerokim przedziale. W obrębie rowu tektonicznego wynosi 150 - 600 m, w obszarze poza rowem waha się w granicach od 0 do 150 m (najczęściej 50 - 100 m).

Wody podziemne występujące w kompleksie wodonośnym czwartorzędowym ($k_{sr}=12,5 \text{ m/d}$), trzeciorzędowym ($k_{sr} = 2,5 \text{ m/d}$) i kredowo - jurajskim ($k_{sr} = 2,25 - 7,85 \text{ m/d}$) dzięki dobrze rozwiniętym kontaktom hydraulicznym, tworzą generalnie jeden wspólny poziom wodonośny. Ważnym elementem warunków hydrogeologicznych jest tektonika podłoża mezozoicznego wraz z szeroko rozwiniętymi zjawiskami krasowymi oraz występowanie rynien erozyjnych wypełnionych najczęściej materiałem piaszczysto-zwirowym o miąższości dochodzącej do 300 m.

W warunkach naturalnych, wody kompleksu wodonośnego zasilane były bezpośrednio przez opady atmosferyczne. Strefami zasilania były wysoczyzny morenowe występujące na południe, wschód i zachód od złoża. Wody podziemne kompleksów trzeciorzędowego i kredowo-jurajskiego zasilane były głównie na drodze przesączania wód z kompleksu czwartorzędowego lub bezpośrednio poprzez okna hydrogeologiczne. Powierzchnie piezometryczne wszystkich kompleksów wodonośnych nachylone były w kierunku rzeki Widawki - głównej bazy drenażu. Peryferyjne partie położone na południu i na zachodzie były pod wpływem drenażu rzeki Warty, natomiast wschodnią część drenowały rzeki zlewni Pilicy. Zwierciadło wód podziemnych kompleksów mezozoicznego i trzeciorzędowego kształtowało się na

podobnej wysokości jak czwartorzędowego. Kompleks wodonośny czwartorzędowy charakteryzuje się warunkami swobodnymi, natomiast kompleks trzeciorzędowy i mezozoiczny warunkami naporowymi, miejscami swobodnymi.

W zachodniej części obszaru badań występuje górnójurajski szczelinowo-krasowy zbiornik GZWP nr 326 - Częstochowa (E) (Kleczkowski red., 1990), natomiast w części wschodniej występuje górnokredowy zbiornik szczelinowo-porowy GZWP nr 408 - Niecka Miechowska. (rys. 11.9).



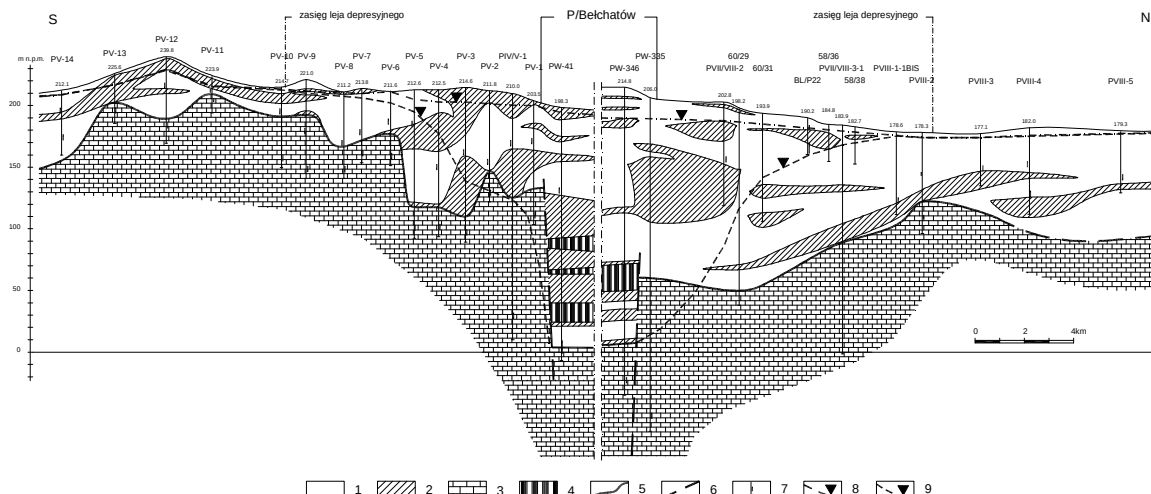
Rys.11.9. Lokalizacja modelu numerycznego przepływu wód podziemnych w rejonie złoża węgla brunatnego „Bełchatów” na tle naturalnych warunków krążenia wód podziemnych według obliczeń na modelu regionalnym.

Objaśnienia: 1 – granice wododziałów, 2 – zasięg GZWP nr 408-Niecka Miechowska, 3 – zasięg GZWP nr 326-Częstochowa (E), 4 – zasięg serii węglowej, 5 – kierunki przepływu wód podziemnych, 6 – linie przekrojów hydrogeologicznych, 7 – granica modelu matematycznego, 8 – izoliny zwierciadła wód podziemnych II poziomu wodonośnego

Model matematyczny naturalnych warunków krążenia wód podziemnych

Model koncepcyjny

Regionalny schemat obliczeniowy wykracza swymi granicami poza obszar prognozowanego zasięgu leja depresyjnego kopalni „Bełchatów”. Oparty został na naturalnych granicach hydraulicznych, jakimi są granice wododziałów pomiędzy rzekami Widawką i Grabią na północy oraz Widawką i Pilicą na południowym - wschodzie oraz granicach fizycznych reprezentowanych przez Wartę na południu i zachodzie oraz rzeki - Luciążę i Dąbrówkę na wschodzie (rys.11.9).



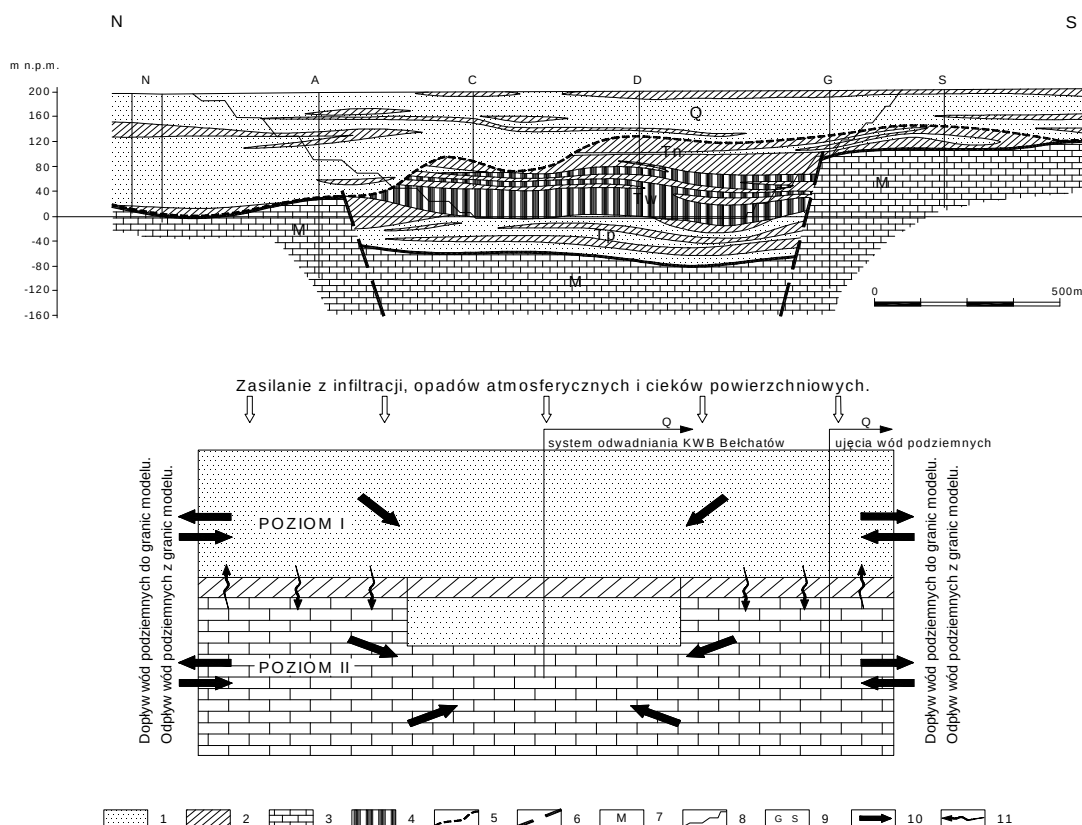
Rys. 11.10. Schematyczny przekrój S-N przez lej depresyjny kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”.

Objaśnienia: 1 - utwory porowate, przepuszczalne, 2 - utwory nieprzepuszczalne i słabo przepuszczalne, 3 - utwory szczelinowo - krasowe, 4 - węgiel brunatny, 5 - granica między utworami kenozoicznymi i mezozoicznymi, 6 - uskoki, 7 - piezometry i otwory badawcze, 8 - pierwotne zwierciadło wód podziemnych, 9 - obniżone zwierciadło wody - stan na 2004 r. (Szczepiński, 2004)

Na całym obszarze przyjęto istnienie dwóch poziomów wodonośnych (rys.11.11):

- poziomu I, na który składa się porowy czwartorzędowy kompleks wodonośny [Q] wraz z trzeciorzędowym kompleksem wodonośnym poza złożem [Tr] oraz poziomem wodonośnym w trzeciorzędzie nadwęglowym [Tn] na terenie rowu tektonicznego, gdzie powstało złożo,
- poziomu II, na który składa się porowo - szczelinowo - krasowy mezozoiczny kompleks wodonośny [M] wraz z porowym poziomem wodonośnym w trzeciorzędzie podwęglowym [Tp] oraz utworami spągowej części rynn erozyjnej na obszarze rowu tektonicznego.

W obszarze rowu tektonicznego oba poziomy rozdzielone są pokładem węgla brunatnego traktowanym jako nieprzepuszczalny. Poza rowem granice poziomów wyznacza powierzchnia stropowa mezozoiku. Poziomy wodonośne kontaktują się bezpośrednio w wielu miejscach, w rynnach erozyjnych lub przez okna hydrogeologiczne. Poziom I zasilany jest przez opady atmosferyczne. W warunkach naturalnych na przepływ wód w tym poziomie miały wpływ drenujący charakter rzek oraz drenujące działanie stref kontaktów hydraulicznych z poziomem II. Poziom II zasilany jest głównie przez strefy kontaktów hydraulicznych z poziomem I. Drenaż odbywa się poprzez dwie główne rzeki rejonu – Wartę i Widawkę. Część wód odpływa w kierunku wschodnim ku Pilicy. Obecnie główną rolę odgrywa sztuczny drenaż powstały w wyniku działania barier studni odwadniających kopalni „Bełchatów”. Ponadto z obu poziomów prowadzona jest eksploatacja wód podziemnych dla ujęć wodociągowych oraz przemysłowych.



Rys. 11.11. Uproszczony przekrój geologiczny N-S przez obszar złoża (A) (Bieniewski i in. 1980) wraz z modelem koncepcyjnym krążenia wód podziemnych (B) (Szczepiński, Libicki, 1999).

Objaśnienia: 1 – utwory porowate, przepuszczalne, 2 – utwory nieprzepuszczalne i słabo przepuszczalne, 3 – utwory szczelinowo-krasowe, 4 – węgiel brunatny, 5 – zasięg kompleksu czwartorzędowego, 6 – uskoki, 7 – symbole kompleksów i poziomów wodonośnych, 8 – zarys odkrywki, 9 – bariery studni odwadniających, 10 – główne kierunki przepływu wód podziemnych, 11 – przesączanie wód podziemnych

Konstrukcja modelu numerycznego rejonu złoża

Granice i dyskretyzacja obszaru badań modelowych

W celu odtworzenia naturalnych warunków krążenia wód podziemnych w rejonie złoża „Bełchatów”, zbudowano quasi-trójwymiarowy, dwuwarstwowy model numeryczny. Model objął obszar o powierzchni 2500 km² zwany międzyrzeczem Warty - Luciaży (rys.11.9). Wykorzystano program MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988). Obszar badań modelowych dyskretyzowano nieregularną siatką prostokątną, złożoną z 24222 bloków obliczeniowych w układzie 80 wierszy i 141 kolumn. Krok siatki obliczeniowej jest zmienny od 100 m w obrębie odkrywek do 1000 m w rejonie peryferyjnym modelu. Poziom I symulowany jest jako swobodny, a poziom II jako naporowo-swobodny.

Pionowe rozprzestrzenienie poziomów uwzględniono przez określenie rzędnych ich stropu i spągu. Strop poziomu I równy jest rzędnej terenu, spąg określony jest rzędną położenia stropu utworów mezozoicznych poza złożem, a w rejonie złoża pokrywa się z rzędną stropu pokładu węgla. Strop poziomu II poza obszarem złoża pokrywa się ze spągiem poziomu I, natomiast w obszarze złoża równy jest rzędnym spągu węgla. Miąższość strefy aktywnej poziomu II na całym obszarze przyjęto równą 200 m.

Warunki brzegowe

Wzdłuż granic zewnętrznych obydwu poziomów wodonośnych na południu i zachodzie, gdzie granicę modelu stanowi rzeka Warta przyjęto warunek brzegowy I rodzaju $H = \text{const}$. Na granicach zewnętrznych poziomu I poprowadzonych wzdłuż wododziałów przyjęto warunek brzegowy II rodzaju $Q = 0$, natomiast na wschodzie, gdzie granicę zewnętrzną stanowią rzeki Luciąża i Dąbrówka przyjęto warunek brzegowy III rodzaju $H = f(Q)$. Podobnie symulowano wszystkie inne ciekі znajdujące się w obszarze badań. W poziomie II wzdłuż wododziału pomiędzy Widawką i Grabią na północy oraz na odcinku wododziału w południowo – wschodniej części modelu przyjęto warunek brzegowy II rodzaju $Q = 0$. Wzdłuż granicy wschodniej modelu przyjęto warunek brzegowy I rodzaju $H = \text{const}$. Rzeka Widawka odwzorowana została warunkiem brzegowym III rodzaju. Wartości ciśnień w rzekach odpowiadają średnim rzędnym zwierciadła wody w rzekach określonym z mapy topograficznej w skali 1:50 000. Przewodności koryt rzecznych zróżnicowano w zakresie od $5E+1$ do $3E+3$ m²/d, w oparciu o wyniki tarowania modelu oraz dane o przepływach wód w ciekach w warunkach naturalnych. Ze względu na brak wiarygodnych danych o poborze wód podziemnych przed 1975 rokiem, drenaż wód podziemnych przez studnie nie został uwzględniony w modelu dla warunków naturalnych.

Infiltracja efektywna

Ocenę infiltracji opadów atmosferycznych na całym obszarze modelowania oparto o szczegółowe wyniki badań bilansu wodnego zlewni rzeki Widawki przed uruchomieniem odwadniania odkrywką Bełchatów (Sawicki, 1977). Na całym obszarze przyjęto stałą średnią wysokość opadów atmosferycznych - 620 mm/rok. W nawiązaniu do budowy geologicznej utworów powierzchniowych wydzielono trzy strefy modułu zasilania powierzchniowego reprezentowane przez warunek brzegowy II rodzaju:

- strefa 1 o wielkości 0.00027 m/d, co stanowi 15.9 % opadów atmosferycznych, występująca w obszarach dolinnych z płytko zalegającym zwierciadłem wody podlegającym procesowi wzmożonej ewapotranspiracji,
- strefa 2 o wielkościach od 0.0002 do 0.0003 m/d, co stanowi 11.8 % - 17.7 % opadów atmosferycznych, występująca w obszarach wysoczyznowych, półprzepuszczalnych zbudowanych z różnego rodzaju glin zwałowych lub cienkich warstw piasków nad pliocenem,
- strefa 3 o wielkości 0.0005 m/d, co stanowi 29.4 % opadów atmosferycznych, występująca w obszarach dobrze przepuszczalnych zbudowanych z piasków fluwiogłajalnych i wydmyowych.

Parametry filtracyjne i kontakty hydrauliczne

Zarówno w przypadku poziomu I jak i poziomu II parametry filtracyjne (współczynnik filtracji, odsączalność grawitacyjna i odsączalność sprężysta) założono jako średnie w przyjętych miąższościach poziomów. W rejonie złoża w obrębie poziomu I wszystkie parametry filtracyjne zostały uśrednione dla utworów kompleksu czwartorzędowego i poziomu trzeciorzędu nadwęglowego. Dla poziomu II parametry w obszarze złoża zostały uśrednione dla utworów kompleksu mezozoicznego i poziomu trzeciorzędu podwęglowego. Na całym obszarze wydzielono trzy rodzaje kontaktów hydraulicznych:

- kontakt bezpośredni - na obszarze, gdzie oba poziomy kontaktują się bezpośrednio przez warstwy wodonośne, $V_{\text{CONT}}=1$ [1/d],
- kontakt pośredni - na obszarze, gdzie poziom I oddzielony jest od poziomu II utworami półprzepuszczalnymi, $V_{\text{CONT}}= 0.002 - 0.00005$ [1/d],

- brak kontaktów - na obszarze występowania mięszszego pokładu węgla brunatnego, $V_{CONT}=0$ [1/d].

Odtworzenie naturalnych warunków przepływu wód podziemnych.

Model matematyczny umożliwił odtworzenie naturalnych, ustalonych warunków krążenia wód podziemnych, dla średniego roku hydrologicznego. Model wytarowano dla warunków naturalnych tj. istniejących przed uruchomieniem systemu odwadniania odkrywki Bełchatów w 1975 roku. Do kalibracji modelu wykorzystano obliczoną metodami hydrologicznymi wielkość modułu zasilania opadowego (Sawicki, 1977) oraz rzeczywisty układ pola hydrodynamicznego. Proces weryfikacji modelu miał miejsce w trakcie jego kalibracji dla etapu obliczeń obejmujących warunki drenażu górniczego i filtrację nieustaloną. W wyniku obliczeń modelowych określono bilans wód podziemnych dla międzyrzecza Warty-Luciaży dla okresu przed uruchomieniem systemu odwadniania (tabela 11.1).

Tabela 11.1. Bilans wód podziemnych międzyrzecza Warty-Luciaży w warunkach naturalnych według badań modelowych, [m³/min]

Poziom wodonośny	Zasilanie opadowe	Odpływ/dopływ podziemny	Drenaż ciekami	Przeciekanie z poziomu I do II
I	644.2	1.8	422.9	219.5
II	0	46.2	173.3	-----

Obliczony na podstawie badań modelowych moduł zasilania opadowego dla analizowanej części zlewni Widawki wyniósł 3.82 l/s/km². Dla całego międzyrzecza Widawki – Luciaży moduł zasilania opadowego osiągnął wielkość 4.29 l/s/km². Wytarowany układ naturalnego zwierciadła wód podziemnych dla poziomu II, jako zasadniczego z punktu widzenia odwadniania kopalni, przedstawiony został na rys. 11.9.

Model przepływu wód podziemnych w warunkach odwadniania kopalni odkrywkowej

Model krążenia wód podziemnych w warunkach nieustalonych

Dla oceny zmian warunków hydrodynamicznych w trakcie odwadniania, wykorzystano model numeryczny o identycznych granicach i warunkach brzegowych zewnętrznych, jak dla warunków naturalnych. W schemacie obliczeniowym postęp robót górniczych - od 1975 roku do planowanego ich zakończenia w 2049 roku - odwzorowano skokowo w kilkuletnich odcinkach czasowych, przy założeniu nieustalonych warunków filtracji. Wymagało to uaktywnienia w modelu parametrów odsączalności grawitacyjnej i odsączalności sprężystej. W każdym z przyjętych okresów obliczeniowych weryfikowane były wyjściowe - tj. wytarowane dla warunków naturalnych - parametry hydrauliczne poziomów wodonośnych. Jako warunki początkowe przyjęto rozkład ciśnień hydrostatycznych obliczony przez model dla warunków naturalnych.

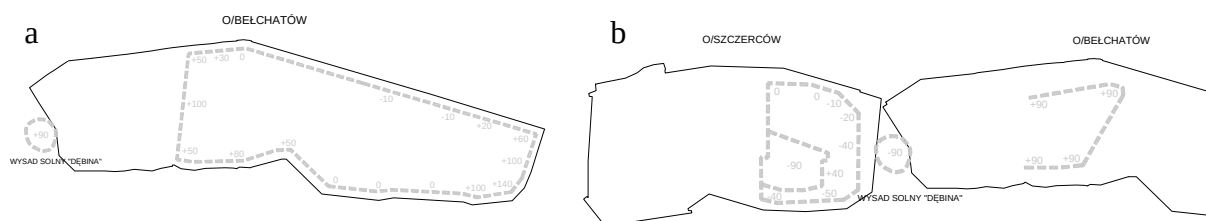
Budowa i eksploatacja kopalni „Bełchatów” zmieniła warunki naturalne krążenia wód podziemnych. Pojawiły się nowe elementy związane bezpośrednio lub pośrednio z działalnością kopalni (rys.11.12).

Rozwój systemu odwadniania kopalni. W schemacie obliczeniowym system odwadniania odwzorowany został poprzez przyporządkowanie blokom siatki dyskretyzacyjnej rozmieszczonym na konturze odwadniania kopalni, warunku brzegowego wewnętrznego I rodzaju $H=f(t)$. Jego zasięg w każdym okresie obliczeniowym był ograniczony obszarem działania studni odwodnieniowych

(rys.11.13). Warunek brzegowy I rodzaju symulowany był przy wykorzystaniu pakietu „warunku brzegowego I rodzaju $H = \text{const.}$ ze zmieniającą się w czasie wysokością hydrauliczną” (Prudic, 1989). Umożliwia on automatyczną, realizowaną przez program w trakcie obliczeń, zmianę wysokości hydraulicznej zadanej na granicy. W trakcie obliczeń, w każdym kroku czasowym, wysokość hydrauliczna dla zadanego warunku brzegowego zmienia się liniowo od wartości początkowej do końcowej w proporcji czasu, który minął od rozpoczęcia okresu obliczeniowego.



Rys.11.12. Zmiany w modelu numerycznym dla odtworzenia warunków hydrogeologicznych kształtujących się pod wpływem drenażu górniczego



Rys. 11.13. Kontur wewnętrzny warunków brzegowych I rodzaju – system odwadniania kopalni. Stan na koniec roku a) 1996, b) 2045

Sztucznie uszczelnione lub wyschnięte odcinki koryt rzecznych. Na obszarze objętym wpływem odwadniania kopalni zmianie ulegają warunki przepływu wód w ciekach. Cieki mogą zwiększyć przepływ z powodu zrzutu do nich wód pochodzących z odwadniania kopalń, lub zmniejszyć przepływ wskutek infiltracji wód rzecznych z nieuszczelnionych koryt oraz wskutek zmniejszenia odpływu podziemnego do rzek. Pod wpływem odwadniania kopalń, część koryt rzecznych całkowicie traci wodę, a część jest sztucznie uszczelniona i tym samym uniemożliwiona jest na tych odcinkach infiltracja wód do warstwy wodonośnej. Tam, gdzie ustały wymuszenia będące efektem oddziaływania cieków na wody podziemne, we właściwym okresie obliczeniowym usunięto warunek brzegowy III rodzaju $Q=f(H)$ z bloków obliczeniowych reprezentujących uszczelnione odcinki rzek i cieków. Proces przeciekania z rzek do warstwy wodonośnej może być realizowany w programie MODFLOW przez wykorzystanie warunku brzegowego III rodzaju, tzw. pakietu przepływu wód powierzchniowych (Stramflow-Routing Package). Przepływ wód powierzchniowych wzrasta w tych blokach, w których następuje zasilanie cieków z wód podziemnych, a zmniejsza się w blokach, z których wody powierzchniowe infiltrują do warstwy wodonośnej. Jeżeli przesiekanie jest większe od przepływu wody powierzchniowej w bloku, przepływ w cieku zanika, a przesiekanie przyjmuje wartość zero.

Zmiany naturalnych warunków drenażu i zasilania wód podziemnych. Na obszarze leja depresyjnego mamy do czynienia ze wzrostem infiltracji efektywnej (Sawicki, 2000), będącym wynikiem zmniejszenia się ewapotranspiracji na skutek obniżenia zwierciadła wód podziemnych. W modelu konieczne jest więc uwzględnienie zmian zasilania warstwy wodonośnej, poprzez sukcesywne obniżanie ewapotranspiracji w obszarach znajdujących się pod wpływem odwadniania. Na podstawie tarowania modelu oraz jego weryfikacji przyjęto, że w obszarach wysoczyzn piaszczystych i obszarów dolin rzecznych, gdzie zwierciadło wody obniżyło się o 3 metry lub więcej infiltracja efektywna wzrosła do 0.00082 m/d, (48.3% średniej wielkości opadów atmosferycznych), a w obszarach wysoczyzn gliniastych wzrosła do 0.00049 m/d (28.9% średniej wielkości opadów atmosferycznych).

Ujęcia wód podziemnych. Na skutek prowadzonego odwadniania kopalni płytkie studnie ujęciowe pozbawiane są wody. Powstają nowe, głębokie ujęcia wód podziemnych umożliwiające eksploatację wody w warunkach rozwijającego się leja depresyjnego kopalni. W kolejnych okresach obliczeniowych weryfikowano na modelu pracujące ujęcia wód podziemnych, przyporządkowując odpowiadającym im blokom obliczeniowym warunek brzegowy II rodzaju $Q = \text{const}$. Wydatek studni utrzymywany jest w modelu do momentu obniżenia się zwierciadła wody poniżej spągu poziomu wodonośnego ujętego przez studnię.

Postęp eksploatacji złoża i rozwój zwałowiska wewnętrznego. W wyniku eksploatacji złoża oraz zwałowania potężnych mas nadkładu, w obszarze eksploatacji górniczej zmieniają się parametry przestrzenne i filtracyjne warstw wodonośnych. Powstaje wyrobisko poeksploatacyjne i/lub zwałowisko wewnętrzne o zmienionych w stosunku do warunków naturalnych parametrach filtracyjnych, które należy uwzględnić na modelu. Ponadto w przekształconym wskutek działalności wydobywczej obszarze, zmieniają się parametry przesączania pomiędzy warstwami oraz infiltracja efektywna.

Inne elementy mające wpływ na warunki hydrodynamiczne w rejonie złoża. W rejonie złoża występować mogą również inne elementy nie związane bezpośrednio z jego eksploatacją. Przykładem jest składowisko odpadów „Bagno-Lubień” zlokalizowane około 200 m na północ od granicy odkrywki Bełchatów (rys. 11.9), gdzie metodą hydrauliczną deponowane były odpady powstałe ze spalania węgla. W obszarze tym miała miejsce infiltracja wód nadosadowych w czwartorzędowe utwory wodonośne będące bezpośrednim podłożem składowiska (Sawicki, 2000). Z kolei na obszarze zwałowiska wewnętrznego kopalni zlokalizowane zostały szczelne kwatera, w których składowane są obecnie popioły. Uszczelnienie tych kwater uniemożliwia infiltrację wód opadowych do warstwy wodonośnej.

Tarowanie modelu i ocena jego jakości

Model dla warunków hydrodynamicznych zmieniających się pod wpływem pracy systemu odwadniania umożliwił weryfikację modelu matematycznego wykonanego dla warunków naturalnych, oraz jego walidację. Kryterium stopnia dopasowania modelu do warunków rzeczywistych, stanowiącym o jego jakości była zgodność rzeczywistej ilości wód podziemnych wypompowanych przez ten system z ilością obliczoną metodą modelowania matematycznego: a) w poszczególnych okresach obliczeniowych tj. między latami 1975 - 1980, 1981 - 1985, 1986 - 1990 oraz 1991 - 1996, b) na koniec każdego okresu obliczeniowego tj. w 1980 r., 1985 r., 1990 r. i 1996 r., oraz c) całkowity wydatek systemu od początku prowadzenia odwadniania.

Kolejnym kryterium oceny jakości modelu był układ pola hydrodynamicznego na koniec każdego z okresów obliczeniowych. Wykorzystano ponad 800 pomiarów wykonanych w sieci monitoringu kopalni „Bełchatów” oraz innych otworach obserwacyjnych i studniach odwierconych w obszarze badań. Dla każdego okresu

obliczeniowego obliczono następujące kryteria poprawności modelu: błąd średni, błąd średni absolutny, błąd standardowy oraz iloraz błędu standardowego do całkowitej różnicy ciśnień w obszarze modelu.

Bilans wód podziemnych pod wpływem odwadniania

Obliczony za pomocą modelu numerycznego bilans wód podziemnych wskazuje, że wskutek odwadniania kopalni z wydajnością [Q8] 349.9 m³/min, wielkość infiltracji efektywnej z opadów atmosferycznych [Q1] wzrosła w stosunku do warunków naturalnych z 644.2 do 737.7 m³/min. Dodatkowe zasilanie w ilości [Q5] 26.0 m³/min pochodziło ze składowiska odpadów elektrownianych, zlokalizowanego w północnej części odkrywki Bełchatów (tabela 11.2).

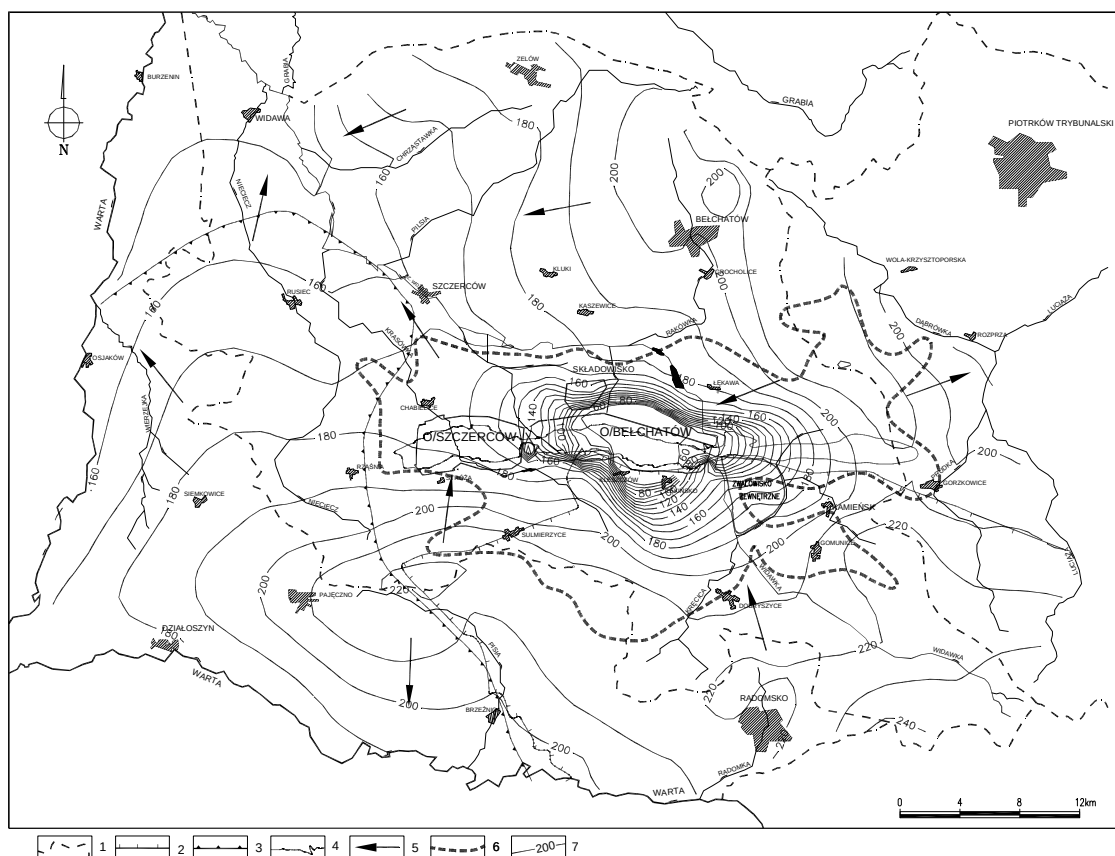
Tabela 11.2. Bilans wód podziemnych w warunkach odwadniania kopalni „Bełchatów”. Stan na koniec 1996 roku; [m³/min]

Poziom	[Q1]	[Q2]	[Q3]	[Q4]	[Q5]	[Q6]	[Q7]	[Q8]
I	+723.9	-1.8	+140.0	-2.8	+26.0	-344.5	-527.3	-----
II	+13.8	-44.4	+12.3	-26.3	0	-146.2	+527.3	-349.9*

* - łącznie z dopływem przez studnie zafiltrowane w poziomie I

Owadnianie złoży spowodowało zmniejszenie drenażu wód podziemnych przez rzeki i ciekę [Q6] z 596.2 do 490.7 m³/min., natomiast wzrosło przesiąkanie pionowe wód z poziomu I do poziomu II [Q7] z 219.5 do 527.3 m³/min. Praca systemu odwadniania spowodowała również drenaż zasobów statycznych [Q3] w ilości 152.3 m³/min. Drenaż wód podziemnych w ilości [Q4] 29.1 m³/min wywołała praca ujęć wód podziemnych. Nieznacznie mniejszy w stosunku do warunków naturalnych odpływ przez granice modelu [Q2] był wynikiem pracy ujęć wód podziemnych dla miast Radomia i Bełchatowa.

Wyniki obliczeń wskazały, że wody pochodzące z zasobów statycznych stanowią 43.5% całkowitego dopływu wód podziemnych do kopalni. Obliczony metodami hydrologicznymi dopływ podziemny do kopalni „Bełchatów” z zasobów statycznych, zależy głównie od wielkości opadów atmosferycznych i w latach 1976 – 1995 wahał się od 7% do 70% (Sawicki, 2000). Na skutek obniżenia się zwierciadła wód podziemnych, infiltracja efektywna zwiększyła się na obszarze leja depresyjnego o 60% - do około 38% opadów atmosferycznych. Odpływ podziemny dla całego modelowanego obszaru, wzrósł z 4.29 l/s/km² do 4.92 l/s/km². Mapę zwierciadła wód podziemnych II poziomu na stan 1996 r. według obliczeń modelowych przedstawiono na rys. 11.14



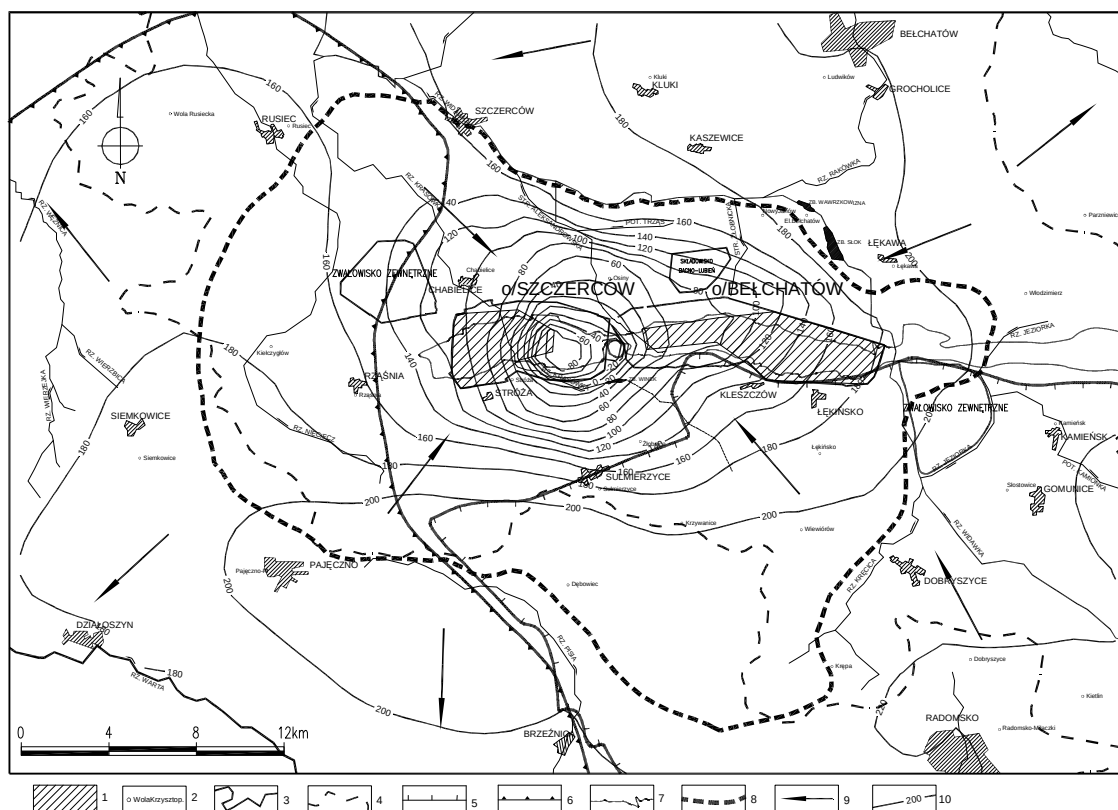
Rys. 11.14. Mapa hydroizohips poziomu II (m n.p.m.) w warunkach pracy systemu odwadniania według obliczeń na modelu rejonu złoża „Bełchatów” (stan na 1996).
Objaśnienia: 1 – granice wododziałów, 2 – zasięg GZWP nr 408-Niecka Miechowska, 3 – zasięg GZWP nr 326-Częstochowa (E), 4 – zasięg serii węglowej, 5 – kierunki przepływu wód podziemnych, 6 – zasięg izolinii depresji $s = 1$ m, 7 – izolinie zwierciadła wód podziemnych II poziomu wodonośnego

Prognoza zmian warunków hydrodynamicznych do końca prowadzenia robót górniczych w kopalni „Bełchatów”

Wytarowany i zweryfikowany model matematyczny umożliwił wykonanie prognozy dopływu wód podziemnych do systemu odwadniania (tabela 11.3.) i prognozy rozwoju leja depresji kopalni do zakończenia eksploatacji węgla w odkrywce Bełchatów (2019) i odkrywce Szczerców (2038) oraz do zakończenia robót górniczych związanych z wypływaniem wyrobisk poeksploatacyjnych (2049). Prognozowane według obliczeń modelowych położenie zwierciadła wód podziemnych w rejonie złoża „Bełchatów” w 2038 roku przedstawia rys. 11.15.

Tabela 11.3. Prognozowane wielkość dopływu wód podziemnych do systemu odwadniania kopalni „Bełchatów” do zakończenia robót górniczych

ROK	Zakładana minimalna rzędna obniżonego zwierciadła wód podziemnych w rejonie wyrobiska [m n.p.m.]		Wielkość dopływu wód podziemnych do systemu odwadniania [m ³ /min]	
	odkrywka Bełchatów	odkrywka Szczerców	odkrywka Bełchatów	odkrywka Szczerców
2019	-80	- 30	165	170
2030	+90	- 90	30	231
2038	+90	- 90	55	222
2045	+90	+50	79	159
2049	+90	+90	105	104



Rys. 11.15. Mapa hydroizohips II poziomu (m n.p.m.) według prognozy na 2038 (zakończenie eksploatacji węgla) w rejonie złoża „Bełchatów”.

Objaśnienia: 1 – zwałowisko zewnętrzne, 2 – większe ujęcia wód podziemnych, 3 – rzeki, 4 – granice wododziałów, 5 – zasięg GZWP nr 408-Niecka Miechowska, 6 – zasięg GZWP nr 326-Częstochowa (E), 7 – zasięg serii węglowej, 8 – prognozowany zasięg izoliny depresji $s = 1$ m, 9 – główne kierunki przepływu wód podziemnych, 10 – izolinie zwierciadła wód podziemnych II poziomu wodonośnego

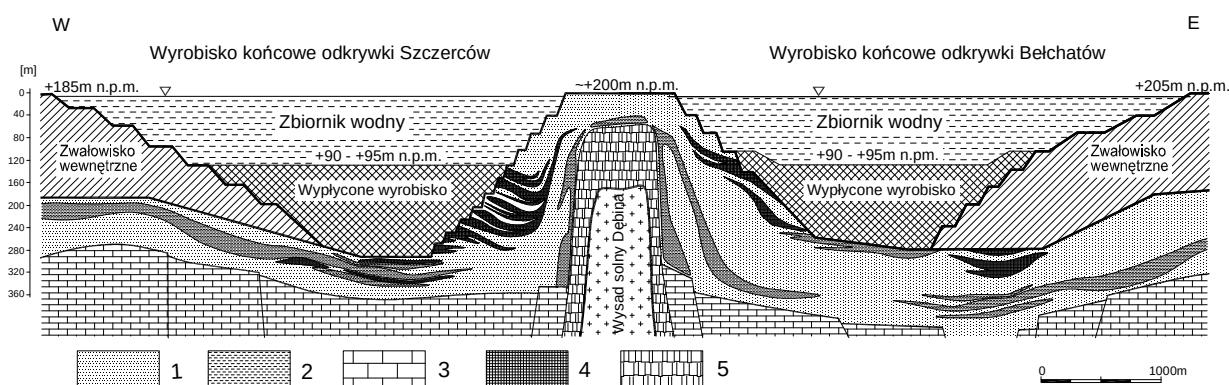
Model przepływu wód podziemnych w warunkach napełniania zbiorników poeksploatacyjnych wodą

Koncepcja zagospodarowania wyrobisk poeksploatacyjnych kopalni „Bełchatów”

Bezpośrednio po zakończeniu eksploatacji węgla obydwa wyrobiska będą miały głębokość około 280 m i w części będą wypełnione zwałowiskiem wewnętrznym. Zarówno w wyrobisku końcowym odkrywki Bełchatów jak i odkrywki Szczerców, planuje się stworzenie zbiorników wodnych (Kozłowski, 1999). Zakłada się, że wyrobiska przed zalaniem muszą być tak wypłycone, aby ich dna znalazły się powyżej zalegania stropu wysadu solnego (rys. 11.16). Po zakończeniu wypłycania wyrobisk poeksploatacyjnych tj. na koniec 2049 roku, rozpocznie się proces napełniania ich wodą.

Model przepływu wód podziemnych dla procesu napełniania zbiorników końcowych wodą

Nowym elementem biorącym udział w krążeniu wód podziemnych staną się na modelu zbiorniki wodne, których łączna powierzchnia wyniesie około 32.5 km^2 , a kubatura około 2.4 mld m^3 . W obszarze wyrobisk ukształtuje się zespół wodonośny, w którego skład wejdą: szczelinowo-krasowy kompleks mezozoiczny wraz z porowym poziomem trzeciorzędowym podwęglowym, porowy kompleks czwartorzędowy zbudowany z utworów zwałowiska wewnętrznego oraz wypełniający się wodą zbiornik. Poza obszarem wyrobiska układ zespołu wodonośnego nie ulegnie zmianie.



Rys. 11.16. Zbiorniki końcowe odkrywki Bełchatów i odkrywki Szczerców.
Objaśnienia: 1 – piaski, 2 – iły, 3 – wapień, margle, 4 – węgiel, 5 – gipsy (Szczepiński, 2001)

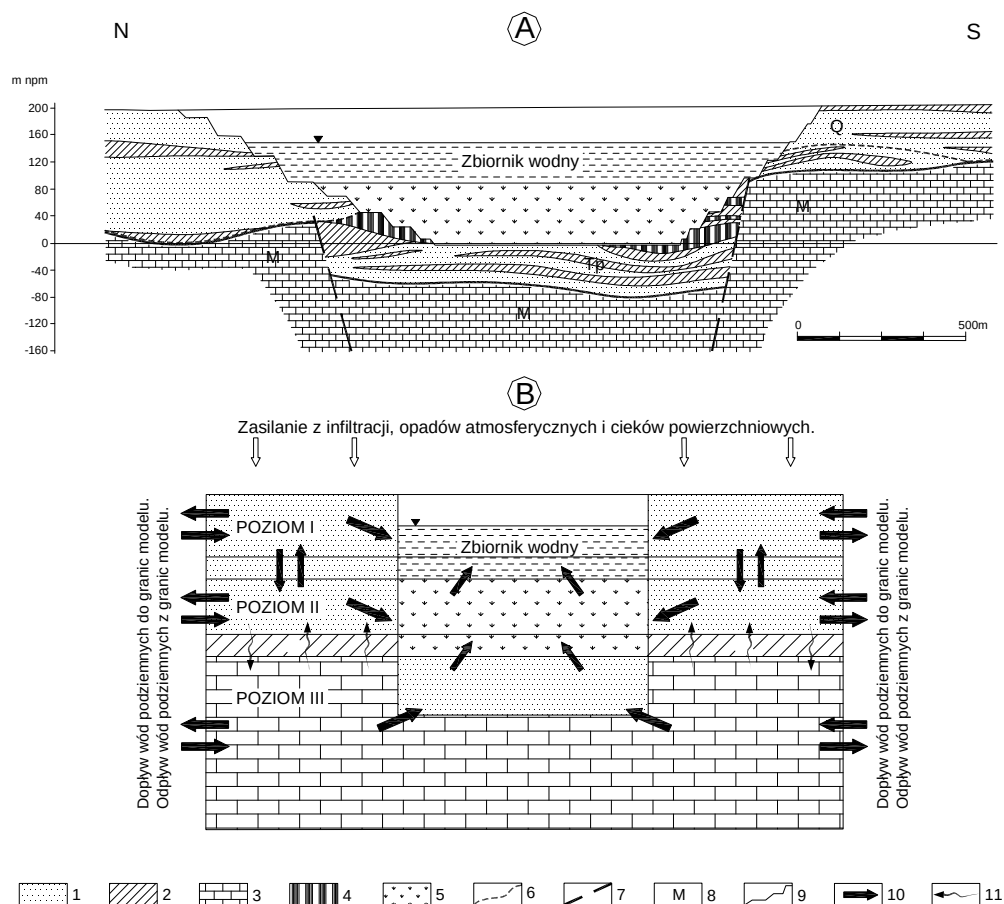
Dla odwzorowania warunków krążenia wód w rejonie zbiorników wodnych istniejący model dwuwarstwowy został zrekonstruowany i przekształcony w model trójwarstwowy (rys.11.17), zbudowany z:

- poziomu I – reprezentowanego przez górną część kompleksu czwartorzędowego i trzeciorzędowego poza wyrobiskami poeksploatacyjnymi, oraz zbiorniki wodne w obszarze wyrobisk,
- poziomu II – reprezentowanego przez dolną część kompleksu czwartorzędowego i trzeciorzędowego poza wyrobiskami poeksploatacyjnymi, oraz zwałowisko wewnętrzne w obszarze wyrobisk,
- poziomu III – reprezentowanego na całym obszarze przez kompleks mezozoiczny wraz z poziomem trzeciorzędowym podwęglowym w obszarze rowu tektonicznego.

Warunkami początkowymi do obliczeń procesu napełniania wyrobisk końcowych wodą był układ hydrodynamiczny w obszarze badań na koniec 2049 roku tj. zakończenia prac związanych z wypływaniem wyrobiska szczercowskiego. W schemacie obliczeniowym wypełnianie się zbiorników wodą odwzorowano w 5-letnich okresach czasowych, przy założeniu nieustalonych warunków filtracji. Granice i warunki brzegowe zewnętrzne modelu pozostawiono identyczne jak dla wcześniejszych etapów modelowania.

Dla odwzorowania w modelu numerycznym wyrobisk końcowych, w poziomie I, w blokach zlokalizowanych w obszarze zbiorników, wprowadzono stałą wartość współczynnika filtracji $k = 10\,000\text{ m/d}$. Tak wysoka wartość symuluje praktyczny brak oporu środowiska skalnego na przepływ wód podziemnych. Ponadto, w obszarze tym przyjęto wartość współczynnika odsączalności równą 1, co imituje brak szkieletu skalnego i 100 % pojemność wodną. Na całym obszarze pomiędzy poziomem I i II założono pełny kontakt hydrauliczny. W przypadku poziomu III wszystkie parametry filtracyjne i miąższość pozostały identyczne z wartościami, jakie w poprzednich etapach modelowania miał poziom II.

Zakładając, że w rejonie złoża „Bełchatów” wysokość opadów atmosferycznych równoważy parowanie ze swobodnej powierzchni wody (Stachy, 1987), w obszarze zbiorników przyjęto brak zasilania warstwy przez opady atmosferyczne. Zwiększona w obszarze leja depresyjnego wielkość infiltracji efektywnej, w procesie odbudowy zwierciadła wód podziemnych zmierza ponownie do swych naturalnych wartości. Ponadto w rejonach, w których podnoszące się zwierciadło wód podziemnych osiąga swą naturalną rzędną lub usuwane jest uszczelnienie koryt rzecznych, uaktywnieniu podlegają bloki obliczeniowe z warunkiem brzegowym reprezentującym cieki.



Rys. 11.17. Uproszczony przekrój geologiczny N-S przez obszar zbiorników poeksploatacyjnych (A) wraz z modelem koncepcyjnym krążenia wód podziemnych (B) (Szczepiński, 2001).

Objaśnienia: 1 – utwory porowate, przepuszczalne 2 – utwory nieprzepuszczalne i słabo przepuszczalne, 3 – utwory szczelinowo-krasowe, 4 – węgiel brunatny, 5 – utwory zwałowiska wewnętrznego, 6 – zasięg kompleksu czwartorzędowego, 7 – uskoki, 8 – symbole kompleksów i poziomów wodonośnych, 9 – zarys odkrywki, 10 – główne kierunki przepływu wód podziemnych, 11 – przesączanie wód podziemnych

Prognoza napełniania zbiorników końcowych wodą i odbudowy zwierciadła wód podziemnych

Jednym z wielu analizowanych wariantów było napełnianie zbiorników wodą przez naturalny dopływ wód podziemnych, ze wspomaganie dodatkowym zasilaniem wodami rzecznyymi spoza leja depresyjnego w ilości $240 \text{ m}^3/\text{min}$, na przykład z rzeki Warty. W tym celu w obszarze zbiorników zwiększono wartość zasilania powierzchniowego reprezentowanego przez warunek brzegowy II rodzaju $Q=\text{const.}$, odwzorowując w ten sposób stały dopływ wody, niezależny od warunków hydrodynamicznych w rejonie zbiorników. Otrzymane w procesie modelowania wyniki wskazują, że dopływ wód w wyniku naturalnego drenażu wód podziemnych ma miejsce jedynie w pierwszych latach napełniania. Po 2055 roku woda ze zbiorników zacznie zasilać warstwę wodonośną. Czas napełniania obu zbiorników wyniesie około 18 lat i zakończy się w 2068 roku. Wraz z wypełnianiem się zbiorników wodą postępować będzie proces odtwarzania się zwierciadła wód podziemnych w leju depresyjnym. Szybkość odbudowy leja depresji będzie największa w jego centralnej części. Im dalej od zbiorników tym przyrost zwierciadła wody będzie wolniejszy (Szczepiński, 2000). Ostateczne ustalenie się warunków hydrodynamicznych w rejonie zbiorników, przy

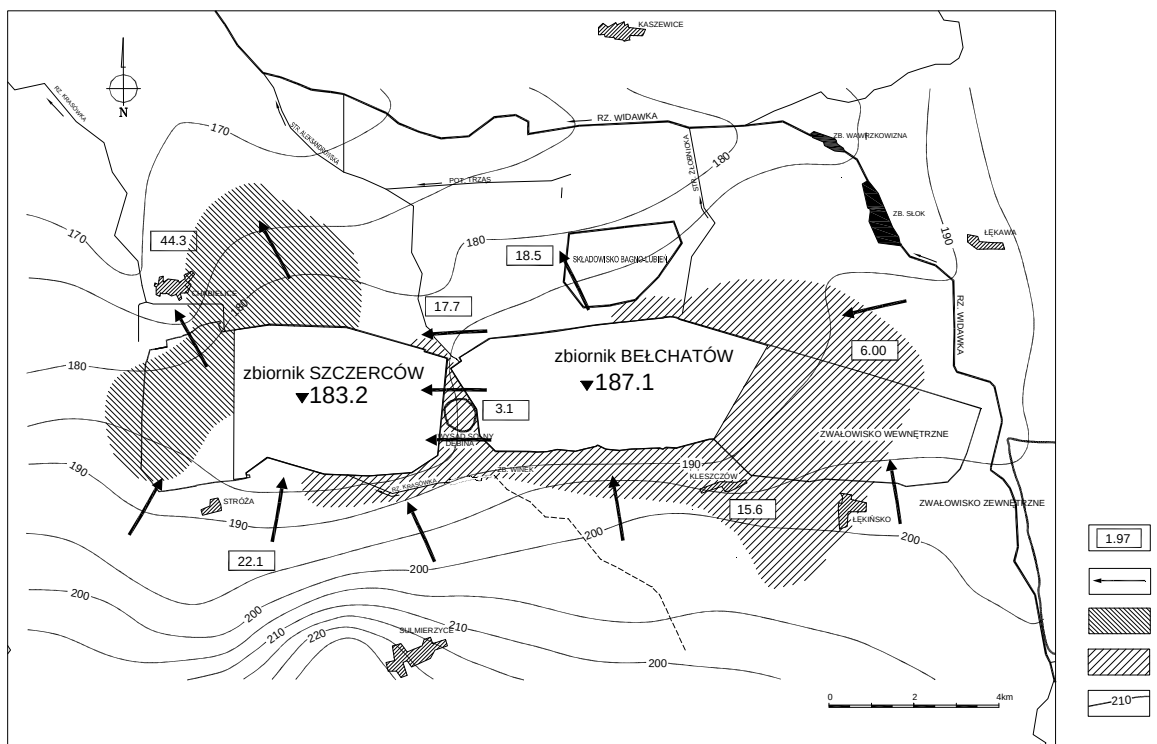
The map shows the study area in the Lublin voivodeship, focusing on the 'Zbiornik Belchatów' and 'Zbiornik Szczerców' reservoirs. The map includes topographic contours, roads, and various settlements. A scale bar indicates distances up to 12 km. A legend at the bottom identifies symbols for the reservoirs, the Lublin voivodeship, and various types of roads and boundaries.

Legend:

- 1. Zbiornik Belchatów (hatched area)
- 2. Zbiornik Szczerców (hatched area)
- 3. Wola Krzysztop. (dashed line)
- 4. Drogi (roads)
- 5. Granice województwa (provincial boundaries)
- 6. Drogi wojewódzkie (provincial roads)
- 7. Drogi powiatowe (county roads)
- 8. Drogi gminne (municipal roads)
- 9. Drogi leśne (forest roads)
- 10. Drogi polne (field roads)
- 11. Drogi wodne (water roads)
- 12. Drogi kolejowe (railway lines)
- 13. Drogi lotnicze (air routes)
- 14. Drogi kolejowe (railway lines)
- 15. Drogi lotnicze (air routes)
- 16. Drogi kolejowe (railway lines)
- 17. Drogi lotnicze (air routes)
- 18. Drogi kolejowe (railway lines)
- 19. Drogi lotnicze (air routes)
- 20. Drogi kolejowe (railway lines)
- 21. Drogi lotnicze (air routes)
- 22. Drogi kolejowe (railway lines)
- 23. Drogi lotnicze (air routes)
- 24. Drogi kolejowe (railway lines)
- 25. Drogi lotnicze (air routes)
- 26. Drogi kolejowe (railway lines)
- 27. Drogi lotnicze (air routes)
- 28. Drogi kolejowe (railway lines)
- 29. Drogi lotnicze (air routes)
- 30. Drogi kolejowe (railway lines)
- 31. Drogi lotnicze (air routes)
- 32. Drogi kolejowe (railway lines)
- 33. Drogi lotnicze (air routes)
- 34. Drogi kolejowe (railway lines)
- 35. Drogi lotnicze (air routes)
- 36. Drogi kolejowe (railway lines)
- 37. Drogi lotnicze (air routes)
- 38. Drogi kolejowe (railway lines)
- 39. Drogi lotnicze (air routes)
- 40. Drogi kolejowe (railway lines)
- 41. Drogi lotnicze (air routes)
- 42. Drogi kolejowe (railway lines)
- 43. Drogi lotnicze (air routes)
- 44. Drogi kolejowe (railway lines)
- 45. Drogi lotnicze (air routes)
- 46. Drogi kolejowe (railway lines)
- 47. Drogi lotnicze (air routes)
- 48. Drogi kolejowe (railway lines)
- 49. Drogi lotnicze (air routes)
- 50. Drogi kolejowe (railway lines)
- 51. Drogi lotnicze (air routes)
- 52. Drogi kolejowe (railway lines)
- 53. Drogi lotnicze (air routes)
- 54. Drogi kolejowe (railway lines)
- 55. Drogi lotnicze (air routes)
- 56. Drogi kolejowe (railway lines)
- 57. Drogi lotnicze (air routes)
- 58. Drogi kolejowe (railway lines)
- 59. Drogi lotnicze (air routes)
- 60. Drogi kolejowe (railway lines)
- 61. Drogi lotnicze (air routes)
- 62. Drogi kolejowe (railway lines)
- 63. Drogi lotnicze (air routes)
- 64. Drogi kolejowe (railway lines)
- 65. Drogi lotnicze (air routes)
- 66. Drogi kolejowe (railway lines)
- 67. Drogi lotnicze (air routes)
- 68. Drogi kolejowe (railway lines)
- 69. Drogi lotnicze (air routes)
- 70. Drogi kolejowe (railway lines)
- 71. Drogi lotnicze (air routes)
- 72. Drogi kolejowe (railway lines)
- 73. Drogi lotnicze (air routes)
- 74. Drogi kolejowe (railway lines)
- 75. Drogi lotnicze (air routes)
- 76. Drogi kolejowe (railway lines)
- 77. Drogi lotnicze (air routes)
- 78. Drogi kolejowe (railway lines)
- 79. Drogi lotnicze (air routes)
- 80. Drogi kolejowe (railway lines)
- 81. Drogi lotnicze (air routes)
- 82. Drogi kolejowe (railway lines)
- 83. Drogi lotnicze (air routes)
- 84. Drogi kolejowe (railway lines)
- 85. Drogi lotnicze (air routes)
- 86. Drogi kolejowe (railway lines)
- 87. Drogi lotnicze (air routes)
- 88. Drogi kolejowe (railway lines)
- 89. Drogi lotnicze (air routes)
- 90. Drogi kolejowe (railway lines)
- 91. Drogi lotnicze (air routes)
- 92. Drogi kolejowe (railway lines)
- 93. Drogi lotnicze (air routes)
- 94. Drogi kolejowe (railway lines)
- 95. Drogi lotnicze (air routes)
- 96. Drogi kolejowe (railway lines)
- 97. Drogi lotnicze (air routes)
- 98. Drogi kolejowe (railway lines)
- 99. Drogi lotnicze (air routes)
- 100. Drogi kolejowe (railway lines)

Objaśnienia: 1 – zwałowisko wewnętrzne, 2 – większe ujęcia wód podziemnych, 3 – rzeki, 4 – wododziały, 5 – zasięg GZWP nr 408-Niecka Miechowska, 6 – zasięg GZWP nr 326-Częstochowa (E), 7 – zasięg serii węglowej, 8 – prognozowany zasięg izolinii depresji $s = 1$ m, 9 – składowiska popiołów elektrownianych na zwałowisku wewnętrznym (Szczepiński, 2000)

Po zakończeniu procesu napełniania wodą wyrobisk końcowych powstaną dwa akwenty – bełchatowski i szczercowski. Zbiorniki zasilane będą wodami podziemnymi dopływającymi z południa, wschodu i częściowo z północy. Wody ze zbiorników odpływać będą w kierunku północno – zachodnim, zgodnie z regionalnymi spadkami hydraulicznymi wód podziemnych. Jeden z analizowanych wariantów zakładał, że zbiorniki będą bezodpływowe, to znaczy nie będą połączone z rzekami i ciekami. W takim przypadku, rzędna zwierciadła wody w zbiorniku bełchatowskim wyniesie +187.1 m n.p.m., a w zbiorniku szczercowskim +183.2 m n.p.m. Wyniki badań modelowych umożliwiły również określenie wielkości dopływu i odpływu wód podziemnych ze zbiornika, oraz stref obniżonego oraz podwyższonego, w stosunku do warunków naturalnych, zwierciadła wód podziemnych (rys. 11.19). W celu wyeliminowania problemów związanych z przyrostem zwierciadła wód podziemnych powyżej stanu naturalnego, przeanalizowano wariant drenowania wód powierzchniowych ze zbiornika szczercowskiego przez pobliski ciek. W takim przypadku rzędna zwierciadła wody w zbiorniku bełchatowskim wyniesie +183.4 m n.p.m., a w zbiorniku szczercowskim +175.3 m n.p.m. W rejonie obu zbiorników wytworzy się strefa obniżonego zwierciadła wód podziemnych (Szczepiński, 2000).



Rys 11.19. Mapa hydroizohips poziomu I (m n.p.m.) w bezpośrednim sąsiedztwie zbiorników po zakończeniu napełniania wodą.

Objaśnienia: 1 – wielkość przepływu wód (m^3/min), 2 – główne kierunki przepływu wód podziemnych, 3 – obszar występowania obniżonego zwierciadła wody, 4 – obszar występowania podwyższonego zwierciadła wody, 5 – izoliny zwierciadła wód podziemnych I poziomu wodonośnego (Szczepiński, 2000)

Literatura uzupełniająca

- Bieniewski J., Kleczkowski A.S., Seweryn L., 1980, Hydrogeologiczne warunki i odwadnianie kopalni Bełchatów. [W] Mat. Konf. „Przewodnik LII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego”, Bełchatów, Wyd. Geol., Warszawa, p. 124 – 144.
- McDonald M.G., Harbaugh A.W., 1988 – A Modular Three-Dimensional Finite Difference Ground-Water Flow Model. Techn. of Water-Resources Investigations of the U.S. Geol. Surv., Book 6, Chapt. A1, Washington, pp. 586.
- Kleczkowski A.S (red.), 1990 Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. 1 : 500 000. Inst. Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Akademii Górniczo-Hutniczej. Kraków.
- Kozłowski Z., 1999, Uwarunkowania wypływu wyrobisk końcowych odkrywek Bełchatów i Szczerców. Węgiel Brunatny, nr 2 (27), p. 16 – 18.
- IMGW Poznań, 2008 (i starsze), Roczniki hydrologiczne i meteorologiczne obszaru oddziaływania odwodnienia KWB Bełchatów. Dorzecze Widawki i zlewnia Warty, IMGW, Poznań (niepubl.).
- Prudic D.E., 1989, Documentation of a Computer Program to Simulate Stream-Aquifer Relations Using a Modular Three-Dimensional Finite Difference Ground-Water Flow Model. U.S. Geol. Surv. Open File Report 88-729, Carson City, 113 p.
- Sawicki J., 1977 – Elementy bilansu wodnego zlewni rzeki Widawki w rejonie kopalni Bełchatów. Górnictwo odkrywkowe, nr 1-2, Wrocław, s. 3–7.
- Sawicki J., 2000 – Zmiany naturalnej infiltracji opadów do warstw wodonośnych pod wpływem głębokiego, górniczego drenażu. Wrocław, Ofic. Wyd. Polit.Wroc., s. 174.
- Szczepiński J., Libicki J., 1999, Modeling of the Bełchatów Open-Pit Impact on the Groundwater Environment. [W] Mat. Intern. Mine Water Congress. Mine, Water & Environment, Sevilla, Spain, p. 69 – 77.
- Szczepiński J., 2000, Prognoza zmian warunków hydrogeodynamicznych w obszarze leja

- depresyjnego kopalni Bełchatów w aspekcie opracowywania zasad zagospodarowanie wieloprzestrzennych wyrobisk poeksploatacyjnych. Praca doktorska, Pol. Wroc., Wrocław (niepubl.) p. 120
- Szczepiński J., 2004, Problemy budowy modelu matematycznego w obszarach górnictwa odkrywkowego, [W] Acta Universitatis Wratislaviensis, Hydrogeologia, Modelowanie przepływu wód podziemnych, Wrocław, p. 239 – 252
- Stachy J., 1987. Atlas hydrologiczny Polski. IMGW. Wyd. Geol., Warszawa.

11.7. Model hydrogeologiczny i matematyczny kopalń głębinowych rud miedzi KGHM Polska Miedź SA - Janusz Fiszer

Przedmiotem przedstawionego przykładu, są zlokalizowane na obszarze monokliny przedsudeckiej kopalnie rud miedzi KGHM Polska Miedź SA. Hydrogeologiczny model numeryczny opracowano dla tych kopalń przy pomocy programu Visual Modflow (Fiszer i in., 2004, Kalisz i in., 2007) dla potrzeb określenia prognoz efektów działania systemu jej odwodnienia w zakresie: rozwoju leja depresji oraz zmian wielkości dopływów.

Charakterystyka obszaru badań

Zgodnie z podziałem fizyczno – geograficznym Polski (Kondracki, 2000) obszar miedzionośny na monoklinie przedsudeckiej objęty jest fragmentem Nizin Środkowopolskich. Jego część północno–wschodnia znajduje się na Nizinie Południowowielkopolskiej. Część środkowa terytorialnie odpowiada strefie Wału Trzebnickiego, a południowo – zachodnia Nizinie Śląskiej. Północno–wschodnia granica tego obszaru jest naturalna i stanowi ją rzeka Odra. Granica południowa, poczynając od ujścia Kaczawy do Odry, początkowo biegnie doliną Kaczawy, następnie wododziałem między doliną Czarnej Wody a Szprotawą.

Rozpatrywany obszar w całości znajduje się w lewobrzeżnej części dorzecza Odry, odnoszącej się do środkowego odcinka jej biegu. Główne cieki odwadniające ten obszar to Zimnica, Dębniak, Rudna z Moskorzynką, Średni Potok, Szprotawa i Bóbr. Odra stanowi wschodnią i północną granicę obszaru badań.

Na obszarze objętym opracowaniem znajduje się sześć obszarów górniczych (rys.11.23):

- O.G. „Lubin I” (pow. 82,6 km²)
- O.G. „Małomice I” (pow. 68,0 km²)
- O.G. „Polkowice II” (pow. 75,3 km²)
- O.G. „Sieroszowice I” (pow. 97,0 km²)
- O.G. „Rudna I” (pow. 75,5 km²)
- O.G. „Głogów Głęboki-Przemysłowy (pow. 49.0 km²)

W ich obrębie działają zakłady górnicze „Lubin”, „Polkowice-Sieroszowice” i „Rudna”.

W granicach tego obszaru, ze względu na budowę geologiczną i własności zbiornikowe utworów skalnych, wyróżnia się trzy kompleksy hydrogeologiczne (Bocheńska 1988, Bocheńska, Downorowicz, Kalisz 2003, Dyjor 1978):

- kenozoiczny – obejmujący luźne utwory czwartorzędu i trzeciorzędu z krążeniem wód w intergranularnym (porowym) środowisku skalnym,
- triasowo-permski – występujący w zwiezłych, porowatych, szczelinowatych i kawernistych skałach wapienia muszlowego, pstrego piaskowca, cechsztynu oraz czerwonego spągowca z krążeniem głównie szczelinowym i porowo-szczelinowym,
- skał krystalicznych bloku przedsudeckiego i podłoża monokliny przedsudeckiej, gromadzący najczęściej w partiach stropowych wody wyłącznie szczelinowe.

Kompleksy te różnią się wyraźnie wykształceniem litologicznym, sposobem formowania się zasobów i chemizmem wód, a tym samym parametrami hydrogeologicznymi. Każdy kompleks składa się z wielu poziomów.

W **kompleksie kenozoicznym**, zalegającym od powierzchni terenu do głębokości 240-440 m, wyróżnia się dwa piętra wodonośne: czwartorzędowe z poziomami wodonośnymi holocenu i plejstocenu oraz trzeciorzędowe z poziomami: nadwęglowym (pliocen, g. miocen), międzywęglowym (śr. d. miocen) i podwęglowym (oligocen).

Kompleks triasowo-permski występujący w interwale 325-1400 m p.p.t., tworzą dwa piętra wodonośne: triasu z poziomami: wapienia muszlowego, górnego (retu), środkowego, dolnego pstrego piaskowca oraz piętro permu z poziomami: dolomitu „lubińskiego”, dolomitu głównego Ca₂, wapieni i dolomitów Ca₁ cechsztynu i piaskowców czerwonego spągowca.

W **kompleksie skał krystalicznych** ze względu na słabą lokalną wodonośność tych utworów, poziomu wodonośnego nie wyróżnia się.

Następstwo poziomów wodonośnych i warstw rozdzielających oraz strefy kontaktów hydraulicznych obrazuje rys. 11.21.

Istotną właściwością profilu hydrogeologicznego w północnej i centralnej części obszaru miedzionośnego jest powszechna rozdzielczość pięter i poziomów wodonośnych za pośrednictwem warstw skalnych o cechach izolacyjnych (rys.11.21). Ich bezpośrednie związki hydrauliczne na bazie kontaktów typu sedymentacyjno-erozyjnego mają tutaj na ogół charakter lokalny, zaznaczając się głównie na kontakcie utworów triasowych i przepuszczalnych utworów spągu trzeciorzędu (oligocen) oraz pomiędzy poziomami trzeciorzędu.

W obrębie obszarów górniczych kopalń KGHM Polska Miedź SA czwartorzędowe piętro wodonośne oddzielone jest od starszych pięter ciągłą warstwą iłów serii poznańskiej neogenu.

Drugim ciągłym poziomem izolującym jest warstwa iłów miocenijskich, oddzielająca trzeciorzędowe poziomy wodonośne - nadwęglowy i międzywęglowy od podwęglowego i pięter triasowego oraz permskiego.

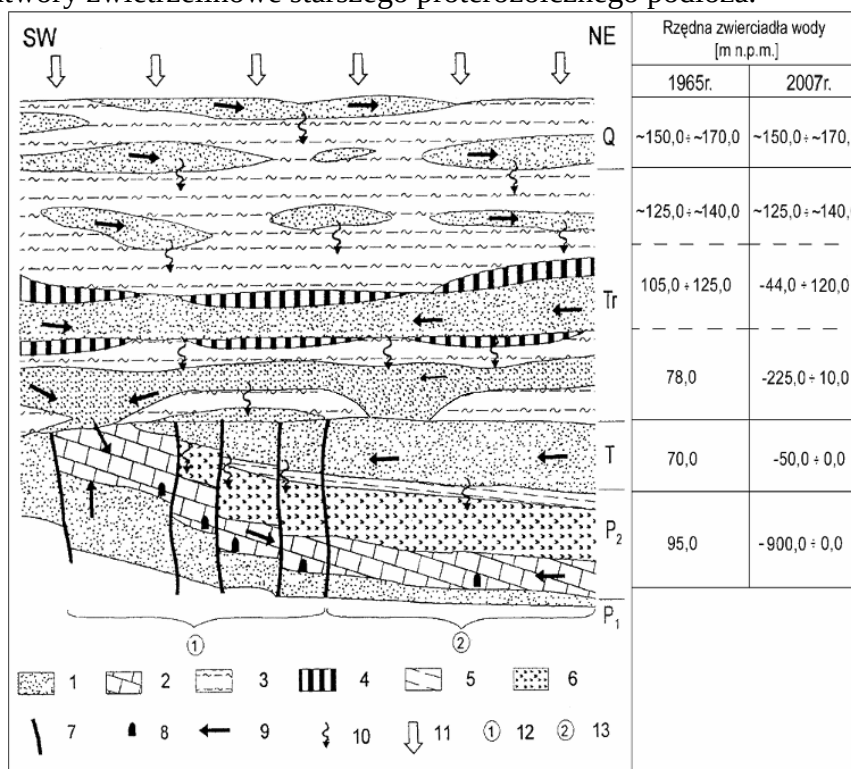
Poziom wodonośny w podwęglowych utworach trzeciorzędu pozostaje w znacznym kontakcie hydraulicznym z triasowym piętrem wodonośnym na całym rozpatrywanym obszarze oraz z piętrem permskim w strefie podtrzeciorzędowych wychodni utworów cechsztynu.

Na większości obszaru objętego zasięgiem eksploatacji górniczej, poziomy wodonośny w podwęglowych utworach trzeciorzędu oraz pstrego piaskowca praktycznie nie posiadają więzi hydraulicznej z wodami w obrębie utworów permu. Izolację stanowi tu warstwa iłolupków i iłowców górnoczechoszczyńskich oraz zalegająca pod nią seria anhydrytowa. Zgoła inna sytuacja pod względem relacji między poziomami wodonośnymi ma miejsce w południowej części tego obszaru, określonej mianem strefy podtrzeciorzędowych wychodni utworów cechsztynu, gdzie wyraźnie zaznacza się więź hydrauliczna kompleksów wodonośnych - kenozoicznego i triasowo-permskiego. Wiąż ta zachodzi zwłaszcza za pośrednictwem kontaktów sedymentacyjno-erozyjnych na styku wodonośnych warstw spągowych oligocenu z piaskowcami pstrego piaskowca oraz lokalnie, bezpośrednio z serią węglanową Ca₁ cechsztynu. Niepoślednią rolę odgrywają tu także zaburzenia tektoniczne w obrębie utworów permskich, tzn. uskoki i towarzyszące im strefy spękań i kawernistości. W tej sytuacji można uznać, że w strefie podtrzeciorzędowych wychodni utworów cechsztynu funkcjonuje jeden kompleks wodonośny: kenozoiczno-triasowo-permski o skomplikowanej budowie i krążeniu wód, oddzielony praktycznie

nieprzepuszczalnymi, a tylko częściowo bardzo słabo przepuszczalnymi utworami iłów serii poznańskiej pliocenu od poziomów wodonośnych w plejstocenie i holocenie.

Wykonane dotychczas analizy warunków hydrodynamicznych panujących w badanym terenie wykazują pomimo braku bezpośrednich dowodów, że poza granicami obszarów górniczych istnieją również kontakty hydrauliczne między poziomami wodonośnymi w obrębie piętra kenozoicznego o charakterze przesączania wód przez utwory półprzepuszczalne i słabo przepuszczalne. Szczególne znaczenie w tym względzie mogą mieć takie struktury, jak kopalne stożki napływowe (Pra-Bobru i Pra-Nysy Szalonej), czy zasobne doliny dużych rzek.

Innym źródłem zasilania kenozoicznego kompleksu wodonośnego wodami z zasobów dynamicznych, jest dopływ lateralny w strefie uskoku Sudeckiego Brzeźnego. Proces lateralnego przepływu zachodzić może, mimo ograniczonego zasięgu niektórych poziomów wodonośnych (podwęglowe warstwy oligoceńskie), poprzez utwory zwietrzelinowe starszego proterozoicznego podłoża.



Rys. 11.21. Schemat krążenia wód podziemnych w obszarze miedzionośnym na monoklinie przedsudeckiej (Bocheńska, Downorowicz, Kalisz, 2003).

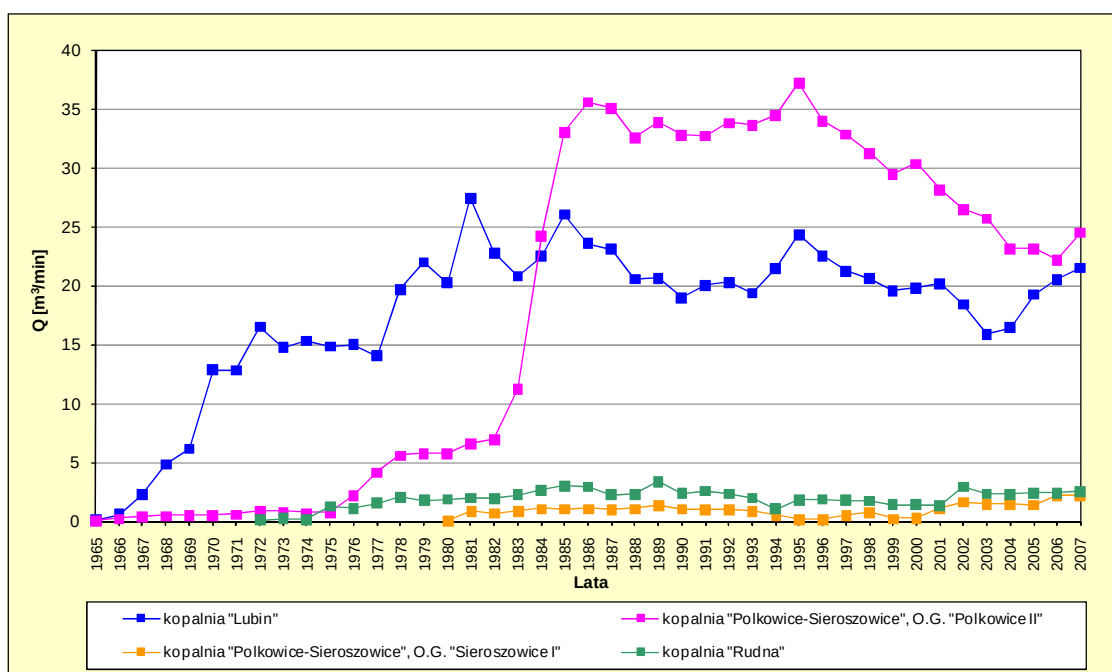
Objaśnienia: 1 – piaskowce, piaski i żwiry, 2 – wapienie i dolomity Ca1 cechsztynu, 3 – iły i gliny, 4 – węgiel brunatny, 5 – iłolupki, 6 – anhydryty, 7 uskoki, 8 – wyrobiska górnicze, 9 – kierunki przepływu wód podziemnych, 10 – przemieszczanie się wód podziemnych przez przesączanie, 11 – zasilanie opadami atmosferycznymi, 12 – strefa podwyższonego zawodnienia serii węglanowej Ca1 cechsztynu, 13 – strefa słabego zawodnienia serii węglanowej Ca1 cechsztynu

Dopływy wód do kopalń.

Organizacja systemów odwadniania kopalń KGHM Polska Miedź SA została ściśle dostosowana z jednej strony do ich modeli przestrzennych, z drugiej zaś do determinowanej czynnikami geologicznymi rejonizacji zawodnienia złoża. Czynniki geologiczne, zwłaszcza litologiczno-strukturalne skał około złożowych oraz strukturalno-hydrogeologiczne relacje pomiędzy decydującym o zawodnieniu wyrobisk górniczych poziomem wodonośnym wapieni i dolomitów serii Ca1, a poziomami w triasie, oligocenie i miocenie pozwalają wyróżnić dwa rejony złoża: południowy - podwyższonego zawodnienia serii węglanowej Ca1 cechsztynu i północny - słabego

zawodnienia tej serii. Zawodnienie kopalń zależy od tego, w jakim stopniu ich wyrobiska udostępniające i przygotowawcze rozcinają ww. rejon. W kopalniach, gdzie powierzchnia rozcięcia złoża wyrobiskami górniczymi w całości znajduje się w rejonie północnym dopływy są niewielkie, gdyż drenowane są tam jedynie mierne zasoby statyczne wapieni i dolomitów serii Ca1 i piaskowców czerwonego spągowca. Kopalnie, których działalność koncentruje się w rejonie południowym, drenują górotwór cechsztyński z o wiele większych niż ma to miejsce w rejonie północnym zasobów poziomu wapieni i dolomitów serii Ca1, jak również zasobów poziomów wodonośnych wyżej ległych za pośrednictwem lokalnych kontaktów hydraulicznych.

Taka sytuacja decyduje o stosunkowo dużym zawodnieniu kopalni „Lubin” i obszaru górniczego „Polkowice II” kopalni „Polkowice-Sieroszowice” oraz znikomym kopalni „Rudna” i obszaru górniczego „Sieroszowice I” kopalni „Polkowice-Sieroszowice”, co wyraża się wielkością dopływów ogólnych do poszczególnych kopalń w okresie ich wieloletniego funkcjonowania – rys. 11.22.

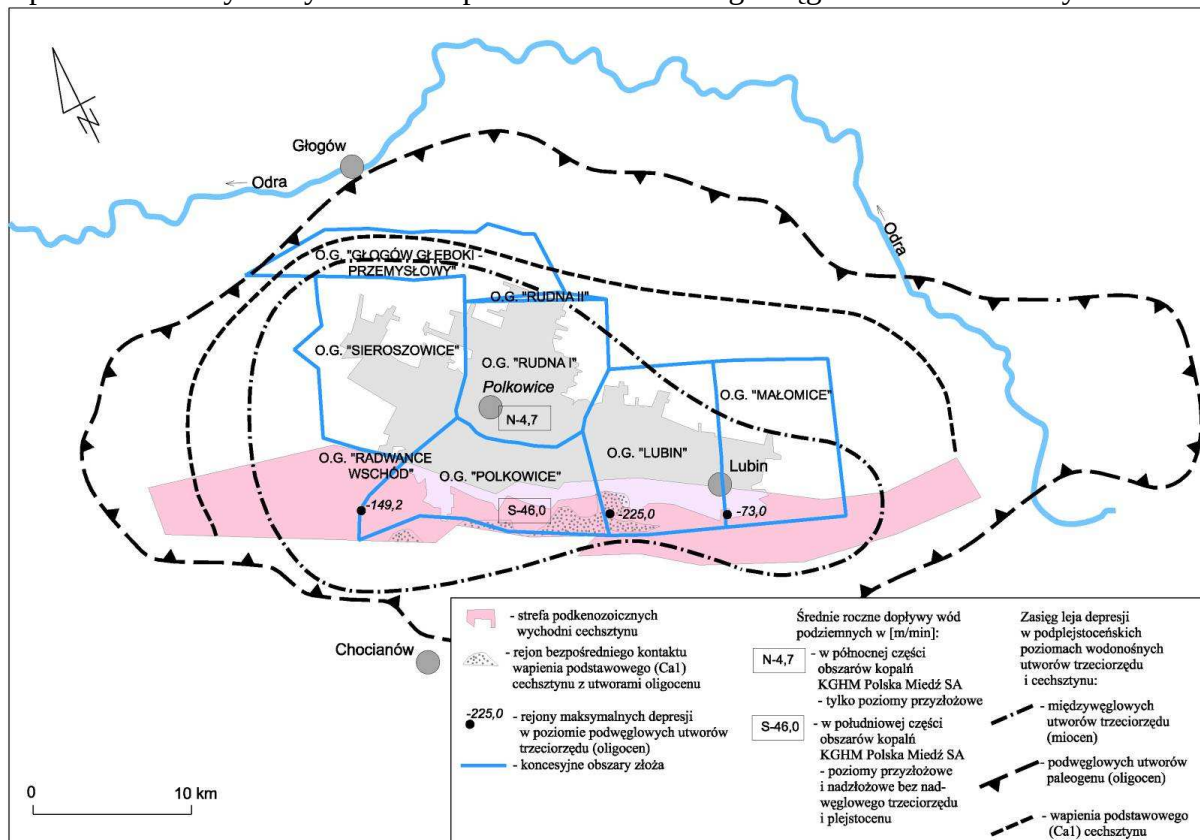


Rys. 11.22. Natężenie dopływów wód podziemnych z górotworu do poszczególnych kopalń KGHM Polska Miedź SA w latach 1965-2007 r.

Rozwój leja depresji

Wieloletni drenaż górotworu przez kopalnie KGHM Polska Miedź SA wywołał daleko idące zmiany w układzie naturalnych warunków hydrodynamicznych poszczególnych poziomów wodonośnych uczestniczących w kształtowaniu dopływów kopalnianych. Zmiany te szczególnie wyraźnie zaznaczają się w poziomie wodonośnym wapieni i dolomitów serii Ca1, drenowanym bezpośrednio wyrobiskami górniczymi kopalń oraz dzięki istniejącym kontaktom hydraulicznym w poziomach drenowanych pośrednio – zwłaszcza podwęglowych (oligocen) i międzywęglowych (d. śr. miocen) utworów trzeciorzędu oraz pstrego piaskowca. Poziomy wodonośne czwartorzędowe nie są objęte lejem depresji. Wprost przeciwnie, wskutek osiadań terenu towarzyszących eksploatacji górniczej, w poziomach tych w rejonach związanych z płaskimi fragmentami dolin potoków Kalina i Zimnica stanowiących dopływy Szprotawy dochodzi do podtopień terenu (Fiszer i inni 2005). Zasięgi lejów depresji w głównych poziomach wodonośnych przedstawia rys.11.23.

Największe obniżenia powierzchni piezometrycznej, wynoszące od 400 do 600 m w jej części południowej do 850 – 1100 m na krańcach północnych obserwuje się w poziomie wodonośnym węglanów Ca1 cechsztynu. W poziomie wodonośnym podwęglowym oligocenu, maksymalna depresja powierzchni piezometrycznej osiąga wielkość ok. 350 m i występuje w strefach kontaktów hydraulicznych z podkenozoicznymi wychodniami poziomu wodonośnego węglanów Ca1 cechsztynu.



Rys. 11.23. Zasięg stref depresyjnych w poziomach wodonośnych znajdujących się pod wpływem kopalń KGHM Polska Miedź S.A., stan na XII 2007 r.

Schematyzacja warunków hydrogeologicznych

Budowa modelu numerycznego umożliwiającego prognozowanie hydrogeologiczne w warunkach odpowiadających kopalniom rud miedzi, wymaga dokonania szeregu uproszczeń w odzwierciedleniu istniejących warunków hydrogeologicznych. Uproszczenia te wynikają z braku dostatecznego rozpoznania warunków hydrogeologicznych i złożoności tych warunków, braku możliwości ich odwzorowania przy pomocy stosowanego programu symulacyjnego, lub też braku potrzeby ścisłego ich odwzorowania z powodu zakładanych przed modelem celów.

Podstawowymi determinantami schematyzacji hydrogeologicznej w badanym przypadku są następujące fakty:

- poziom wodonośny czwartorzędowy i trzeciorzędowy nadwęglowy (plioceński) są na terenie obszarów górniczych izolowane od poziomów wodonośnych niżej leżących,
- górniczy drenaż górotworu obejmuje swym wpływem cztery poziomy wodonośne: bezpośrednio – wapienie i dolomity (Ca1) cechsztynu oraz pośrednio – pstrego piaskowca, podwęglowy (oligoceni) i międzywęglowy (mioceni),

- warstwa dolomitu „lubińskiego” uległa odwodnieniu, stanowiąc co najwyżej drogę przepływu wód z poziomów zalegających powyżej ku antropogenicznej bazie drenażu na poziomie złoża,
- poziom wodonośny dolomitu głównego (Ca2) cechsztynu jest izolowany od wpływów odwadniania kopalń,
- rola poziomu wodonośnego czerwonego spągowca w formowaniu dopływów do wyrobisk górniczych nie jest znacząca, choć mogą one utrudniać roboty górnicze z racji swych cech litologiczno-strukturalnych (skłonności do upłynniania materiału skalnego).

Na rys. 11.24 przedstawiono trzy różniące się od siebie schematy hydrauliczne umożliwiające odwzorowanie istniejących warunków hydrogeologicznych i towarzyszącego im krążenia wód podziemnych

Zasadniczym elementem strukturalnym pola filtracji jest w opracowanych schematach poziom wodonośny wapieni i dolomitów Ca1 cechsztynu, odwadniany za pośrednictwem systemu drenażowego kopalń. Nadłożowe poziomy wodonośne odwadniane są pośrednio i stanowią uzupełniające elementy strukturalne pola filtracji. Ich drenaż odbywa się za pośrednictwem kontaktów hydraulicznych – sedymentacyjnych i tektonicznych.

Poziomy wodonośne oligocenu i pstrego piaskowca pozostają ze sobą w kontakcie hydraulicznym. Strefę tą wyznacza od południa granica warstwy dolnego pstrego piaskowca, na pozostałych kierunkach – granice rozpatrywanego obszaru. W miejscach gdzie w spagu oligocenu występują utwory bardzo słabo-, półprzepuszczalne i praktycznie nieprzepuszczalne kontakt ten odbywa się na drodze przesiąkania przez warstwę o zróżnicowanym stopniu przepuszczalności.

Kontakty hydrauliczne poziomów wodonośnych pstrego piaskowca i cechsztyńskich wapieni i dolomitów Ca1 cechsztynu występują w strefach podwyższonej szczelinowatości tych utworów towarzyszących głównym liniom tektonicznym (uskoki: Szklar Górnych, główny Lubina). Granicę południowo-zachodnią tego kontaktu wyznacza granica warstwy pstrego piaskowca a północno-wschodnią linia biegnąca wzdłuż frontu udostępniania złoża. Kontakt ten odbywa się na zasadzie przepływów i przecieków pionowych.

Najistotniejszym z punktu widzenia krążenia wód podziemnych na rozpatrywanym obszarze jest kontakt hydrauliczny pomiędzy poziomami wodonośnymi w oligocenie (w podwęglowych utworach paleogenu) i cechsztyńskich wapieni i dolomitów Ca1. Występują tu kontakty typu sedymentacyjno-erozyjnego a także tektonicznego.

Poziom wodonośny międzywęglowy kontaktuje się z poziomem wodonośnym oligocenu na zasadzie przesączania wód poprzez warstwy półprzepuszczalne. Podobnie jest w kontaktach tego poziomu z utworami wodonośnymi nadwęglowego pliocenu oraz czwartorzędu. Z tym, że na obszarze objętym eksploatacją górniczą poziomy te są odizolowane od niżej ległych.

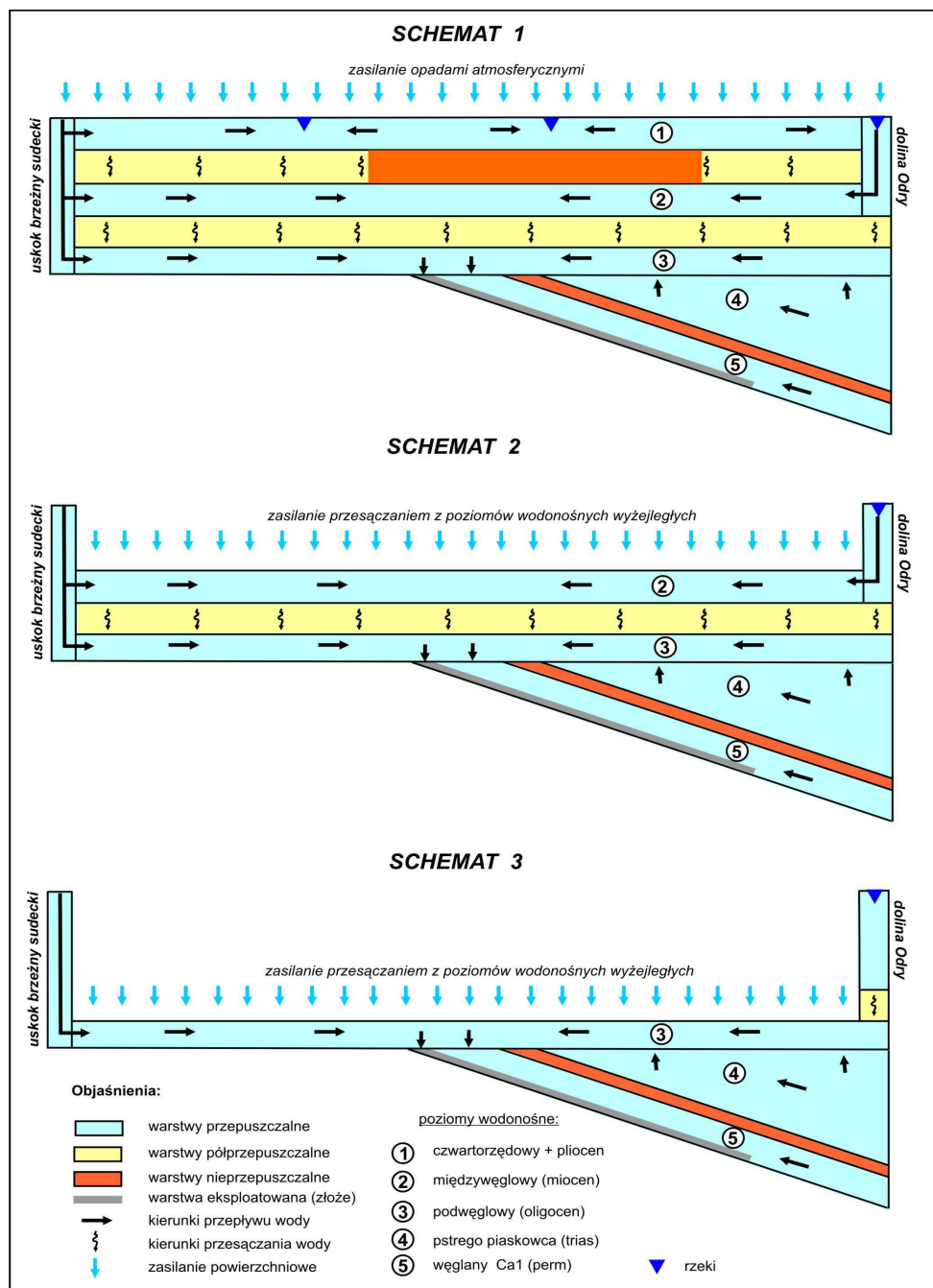
Zaprezentowane na rys. 11.24 trzy różniące się schematy hydrauliczne, odpowiadają trzem różnym stopniom szczegółowości odwzorowania warunków hydrogeologicznych i hydrodynamicznych w modelowanym kompleksie wodonośnym. Najbardziej szczegółowym jest schemat 1. Schematy 2 i 3 wykazują dalej idące sposoby uproszczenia rzeczywistych warunków krążenia wód podziemnych. Nie oznacza to jednakże, że są one gorsze. Dla pewnych celów okazać się one mogą lepszym sposobem odwzorowania rzeczywistości. Poniżej przedstawiono charakterystykę poszczególnych sposobów schematyzacji, zakres ich zastosowań oraz analizę dokładności.

Schemat 1 – polega na odwzorowaniu w modelu 5 poziomów wodonośnych: czwartorzędowego łącznie z utworami pliocenu, międzywęglowego, podwęglowego, pstrego piaskowca i węglanów Ca1. Zasilaniu powierzchniowemu odpowiada infiltracja opadów atmosferycznych. Sposób ten wydaje się najbardziej dokładny jednakże dokładność osiągniętych wyników nie równoważy w tym przypadku nakładu pracy nad opracowaniem modelu. Jego mankamenty to:

- 1) Konieczność szczegółowego odtworzenia w modelu skomplikowanej budowy poziomu wodonośnego czwartorzędowego. Stanowi on w zasadzie zbiór kilku oddzielnych obszarów, dla których można byłoby zbudować oddzielne modele. Podlega wpływom eksploatacji (podtopienia i zalewiska terenu), w sposób niemożliwy lub bardzo trudny do odtworzenia przez standardowe programy symulujące przepływy wód podziemnych. Rozwiązywanie tych problemów w jednym wspólnym modelu, jednocześnie z prognozami dopływów do kopalń i rozwoju leja depresji, jest zbędnym obciążeniem i nie gwarantuje osiągnięcia wysokiej dokładności wyników.
- 2) Wzrasta niewspółmiernie ilość niezbędnych do budowy modelu danych, których rozpoznanie jest niewystarczające (współczynniki filtracji warstw wodonośnych, wsp. przesiąkania warstw rozdzielających).
- 3) Jednoczesne modelowanie tak wielu słabo rozpoznanych poziomów wodonośnych bardzo utrudnia proces kalibracji modelu, lub czyni go wręcz niemożliwym.
- 4) Taka schematyzacja niezbędna byłaby dla prognoz oddziaływania na środowisko gruntowo-wodne. Jednakże lepszym rozwiązaniem byłoby oddzielne modelowanie poziomu czwartorzędowego.

Schemat 2 - polega na odwzorowaniu w modelu 4 poziomów wodonośnych: międzywęglowego, podwęglowego, pstrego piaskowca i węglanów Ca1. Poziom wodonośny czwartorzędowy odwzorowany jest poprzez wypadkowe zasilanie powierzchni stropowej modelu z utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych nadwęglowych. Cechy tego schematu to:

- 1) Znaczne uproszczenie modelu poprzez eliminację konieczności odwzorowania skomplikowanego czwartorzędowego poziomu wodonośnego.
- 2) Ułatwione tarowanie modelu, jednakże obciążone brakiem informacji na temat stanu powierzchni piezometrycznej poziomu międzywęglowego oraz zasięgu w nim leja depresji.
- 3) Ten schemat obliczeniowy byłby niezbędny dla potrzeb prognozowania wielkości dopływów do kopalń z jednoczesną prognozą wpływu na liczne ujęcia wód podziemnych zlokalizowane w poziomie wodonośnym miocenu.
- 4) Prognozowanie zatapiania kopalń w procesie likwidacji kopalń wymagałoby zastosowania tego sposobu schematyzacji warunków hydrogeologicznych.



Rys. 11.24. Schematy hydrauliczne dla odwzorowania warunków krążenia wód w obrębie kompleksu wodonośnego drenowanego przez kopalnię miedzi KGHM Polska Miedź S.A.

Schemat 3 - polega na odwzorowaniu w modelu 3 poziomów wodonośnych: podwęglowego, pstrego piaskowca i węglanów Ca1. Poziomy wodonośne wyżej leżące odwzorowane są poprzez pochodzące z nich wypadkowe zasilenie powierzchni stropowej modelu (strop utworów podwęglowych oligocenu). Cechy tego schematu to:

- 1) Największe uproszczenie modelu pozwalające oprzeć się w jego budowie na najlepiej rozpoznanych poziomach wodonośnych.
- 2) Ułatwione tarowanie modelu i najdokładniejsze, gdyż oparte na najlepiej rozpoznanych powierzchniach piezometrycznych.
- 3) Zakres stosowania przy prognozach dopływów wód do kopalń i zagrożeń wodnych.

- 4) Możliwym jest również wspólne odwzorowanie poziomów podwęglowego i pstrego piaskowca jako jednej warstwy, z uwagi na powszechnie występujące pomiędzy nimi bezpośrednie kontakty hydrauliczne.

Baza danych do opracowania numerycznego modelu hydrogeologicznego

Podstawą budowy modelu numerycznego odtwarzającego warunki hydrodynamiczne, jest zawsze wcześniej opracowany model warunków hydrogeologicznych odwadnianego kompleksu wodonośnego, zawierający wszystkie niezbędne dane hydrogeologiczne oraz informacje o technicznych warunkach drenażu wód. Powinien on mieć postać cyfrowej bazy danych, w formie umożliwiającej dogodny ich transport do programu realizującego budowę hydrogeologicznego modelu numerycznego. W analizowanym przypadku baza taka powinna zawierać następujący zbiór danych wejściowych:

1. **Warunki strukturalne poziomów wodonośnych:**

Powierzchnie stropu i spągu poziomów wodonośnych: międzywęglowego, podwęglowego, pstrego piaskowca i węglanów Ca1 (mapy cyfrowe, pliki cyfrowe z rzędnymi w otworach)

2. **Kontakty hydrauliczne pomiędzy poziomami wodonośnymi:**

Dane te powinny przedstawiać lokalizację: zasięgu stożków napływowych Pra-Bobru i Pra-Nysy Szalonej, dolinę kopalną Legnica-Lubin, zasięgi pradolin Magdebursko-Wrocławskiej i Barucko-Głogowskiej oraz doliny Odry, (mapy cyfrowe), kontakty sedymentacyjne oraz tektoniczne pomiędzy poziomami: podwęglowym i węglanów Ca1 (mapy cyfrowe).

3. **Parametry filtracyjne:**

Zasięgi stref o zróżnicowanym wykształceniu litologicznym, i zróżnicowanych wielkościach parametrów filtracyjnych w poszczególnych poziomach wodonośnych. Szczególnie zasięg strefy podwyższonego zawodnienia w warstwie węglanów Ca1 (mapy cyfrowe, dane liczbowe)

4. **Ciśnienia piezometryczne:**

Lokalizację piezometrów, pomiary zwierciadła wody w piezometrach w dłuższym przedziale czasowym, powierzchnie piezometryczne dla wybranych stanów czasowych (mapy cyfrowe, pliki cyfrowe).

5. **Warunki brzegowe:**

Lokalizacja zewnętrznych granic modelu, rozcinka złoża, lokalizacja centr drenażu z danymi określającymi odpowiadające im rzędne zwierciadła wody oraz ilość dopływających wód, studnie ujęciowe wraz z ilością pompowanej wody oraz rzędnymi zwierciadła wody (mapy cyfrowe, dane liczbowe).

6. **Zasilanie:**

Informacje o występowaniu obszarów charakteryzujących się zróżnicowanymi możliwościami kształtowania wielkości zasilania modelowanego kompleksu wodonośnego dostępne na podstawie materiałów opracowanych dla zobrazowania kontaktów hydraulicznych.

Wymienione wyżej dane opracowane powinny być w formie przyjmowanej przez większość znajdujących się na rynku programów modelujących. Dla map jest to najczęściej format ***.dgn, *.dxf, *.shp, *.bmp**, natomiast dla plików liczbowych format ***.xls** oraz ***.txt**. Dane w plikach liczbowych powinny być zorganizowane w formie (X, Y, Z), gdzie X i Y oznaczają współrzędne geograficzne lub w układzie lokalnym, natomiast Z jest oczekiwaną daną liczbową (rzędna stropu lub spągu, miąższość utworów przepuszczalnych w profilu poziomu wodonośnego, wielkość parametru filtracji, rzędna zwierciadła wody itp).

Uwarunkowania dla modelu wynikające z wymogów programu Visual Modflow

Hydrogeologiczny model numeryczny dla obszaru oddziaływania systemu odwodnienia kopalń rud miedzi KGHM Polska Miedź SA i zrealizowane przy jego pomocy badania modelowe wykonano wykorzystując program Visual-Modflow. Odtwarza on w pełni przestrzenny model przepływu wód podziemnych. Jako taki zakłada ściśle następstwo warstw. To znaczy strop warstwy niżej ległej jest jednocześnie spąg warstwy wyżej ległej. Oznacza to, że warstwy półprzepuszczalne rozdzielające warstwy wodonośne będą traktowane w modelu tak jak warstwa wodonośna. Dla każdej warstwy konieczne jest zadanie wielkości współczynnika filtracji w trzech kierunkach: k_x , k_y , k_z . Warstwy odwzorowywane w modelu nie mogą się wyklinowywać. Wprawdzie możliwym jest ograniczanie rozprzestrzenienia warstw przy pomocy komórek nieaktywnych, jednakże strefa nieaktywna warstwy położonej pomiędzy dwiema innymi warstwami, blokuje możliwości przepływów pomiędzy nimi. Konieczność uwzględnienia takich przepływów, wymaga zastąpienia strefy nieaktywnej w warstwie rozdzielającej, sztucznie wydzieloną warstwą o parametrach filtracyjnych odpowiadających warstwie wyżej, bądź niżej ległej.

Budowa modelu numerycznego

Do budowy modelu wybrano schemat hydrauliczny 3 z rys.11.24, przy założeniu połączenia poziomego wodonośnego podwęglowego z poziomem wodonośnym pstrego piaskowca. Tak więc w budowanym modelu dwa poziomy wodonośne: podwęglowy paleogenu i węglanowy Ca1 odwzorowane zostaną w sposób bezpośredni, natomiast pozostałe w sposób pośredni. Przyjęto, że poziom wodonośny pstrego piaskowca powiększy wodoprzewodność utworów podwęglowego paleogenu, natomiast międzywęglowy poziom wodonośny, stanowić będzie dla nich źródło dodatkowego zasilania, w strefach możliwych kontaktów. Drenaż modelowanego kompleksu odbywać się będzie w sposób bezpośredni w przypadku poziomego wodonośnego cechsztyńskich węglanów Ca-1 oraz pośredni dla poziomego wodonośnego podwęglowego, w miejscach występowania kontaktów hydraulicznych pomiędzy obydwoma poziomami. Kontakty te występują głównie na wychodniach węglanów Ca-1 pod utworami podwęglowymi paleogenu i mają one charakter okien hydrogeologicznych typu sedimentacyjnego. Na północ od tej strefy brak jest natomiast, jakichkolwiek kontaktów pomiędzy modelowanymi poziomami wodonośnymi.

Założono, że modelowany przepływ wód podziemnych odpowiadał będzie warunkom ustalonym.

W oparciu o założony schemat obliczeniowy opracowano model numeryczny zbudowany z trzech warstw:

- Warstwa 1 – podwęglowy poziom wodonośny paleogenu, połączony z poziomem wodonośnym pstrego piaskowca
- Warstwa 2 – utwory rozdzielające modelowane poziomy wodonośne, łącznie ze strefą kontaktów
- Warstwa 3 – poziom wodonośny węglanów cechsztynu Ca1.

Granice modelu wyznaczono w oparciu o zasięg podwęglowego poziomego wodonośnego paleogenu. Założono przy tym, że występuje on na całym obszarze modelu. Jego ewentualne nieciągłości uwzględnione zostaną poprzez zredukowanie przepuszczalności do wartości zbliżonych do zera. Granice poprowadzono głównie wzdłuż naturalnych elementów hydrograficznych i geomorfologicznych występujących na omawianym obszarze. Tak więc od południa obszar modelu ograniczony jest uskokiem sudeckim brzeżnym, od południowego wschodu rzeką Kaczawą, od wschodu i północy doliną Odry i Pradolina Barucko-Głogowską, natomiast od zachodu rzeką

Bóbr. Granica północno-zachodnia została ustalona wzdłuż wododziału zlewni rzek Szprotawa i Biała Woda. Przyjęto przy tym, że w części południowej modelu od granicy występowania złoża węgla brunatnego do linii uskoku brzeżnego, poziom podwęglowy neogenu kontynuuje się poprzez utwory zwietrzelinowe paleozoicznych utworów skalnych.

Warstwa 2 występuje w modelu jedynie w miejscach lokalizacji kontaktów hydraulicznych pomiędzy modelowanymi poziomami wodonośnymi. Natomiast rozprzestrzenienie w modelu warstwy 3 ograniczone zostało w stosunku do warstwy 1 od południa, naturalną granicą występowania serii węglanów Ca1.

Zgodnie z zasadami zastosowanej metodyki badawczej, obszar modelu poddany został dyskretyzacji nieregularną siatką prostokątną złożoną z 74 wierszy i 99 kolumn. Siatka ta została zagęszczona w miejscach występowania drenażu górniczego i kontaktów hydraulicznych. Wymiary bloków największych znajdujących się w peryferyjnych częściach modelowanego obszaru wynoszą 1500×1500 m, natomiast wymiary bloków najmniejszych 100×180 m. Dla każdej z warstw określono bloki nieaktywne leżące poza ich granicami (rys.11.25 i 11.26).

Dane określające położenie powierzchni spagu i stropu poszczególnych warstw wprowadzono do modelu przy pomocy plików ASCII typu XYZ. Odnosiły się one do poszczególnych otworów rozpoznawczych. Przy czym wartości te określone były w sposób bezpośredni dla warstwy 1 i 3. W przypadku warstwy 2 jej spąg odpowiadał powierzchni stropowej warstwy 3, natomiast strop – powierzchni spągowej warstwy 1. Po wprowadzeniu do programu modelującego plików zawierających przedstawione wyżej dane, dokonana została automatyczna interpolacja ich wartości na wszystkie bloki i warstwy modelu.

Właściwości filtracyjne poszczególnych warstw modelu określono poprzez wprowadzenie do niego wielkości współczynnika filtracji. Wykonano to wykorzystując interfejs graficzny programu Visual Modflow. Dla poszczególnych warstw wyznaczono strefy o różnej wielkości współczynnika filtracji. Przy czym kierowano się tutaj zasadą, że ich rozprzestrzenienie wynika z przesłanek geologicznych. I tak dla warstwy 1 podstawą ich wyznaczenia była mapa miąższości utworów piaszczystych i żwirowych w podwęglowym poziomie wodonośnym paleogenu. Strefom tym przyporządkowano wielkość współczynnika filtracji zgodnie z tabelą 1 tj. $k=1,24$ m/d, zakładając jednocześnie, że ulegnie ona zmianie w wyniku kalibracji modelu. Warstwie 2 przyporządkowano współczynnik filtracji $k=0,015$ m/d. Dla warstwy 3 modelu, zgodnie z obecną wiedzą, wyznaczono dwie strefy różniące się wielkością współczynnika filtracji. Dla strefy wysokiego zawodnienia odpowiadającej wychodniom węglanów Ca1 przyjęto $k=0,6$ m/d, natomiast dla strefy słabego zawodnienia, położonej na północ od wychodni przyporządkowano współczynnik $k=0,015$ m/d.

Dla określonego wyżej modelu numerycznego, założono istnienie warunków brzegowych zewnętrznych jedynie dla warstwy 1. Przyjęto je jako stałą wysokość hydrauliczną $H=const$ na niektórych odcinkach Odry i Kaczawy oraz na granicy południowej i zachodniej. Kierowano się przy tym zasięgiem wpływu odwadniania kopalń LGOM, odpowiadającemu granicy niecki osiadań terenu przyjmując, że poza nią ciśnienia hydrostatyczne w podwęglowym poziomie wodonośnym odpowiadają wartościom pierwotnym.

Drenaż górniczy zamodelowano zadając w warstwie 3, w miejscach jego istnienia, warunki brzegowe typu $H=const$, o wielkościach odpowiadających osiągniętym rzędnym obniżonego lustra wody. Wynosiły one:

- -510 dla rejonu Polkowice Zachodnie - G-3(1),
- od -480 do -400 m n.p.m. dla rejonu Polkowice Zachodnie - G-3(2),

- od -450 do -400 m n.p.m. dla rejonu Polkowice Główny - PG,
- -440 m n.p.m. dla rejonu Polkowice Wschodnie -PW
- -290 m n.p.m. dla rejonu Lubin Główny LG(1),
- -310 m n.p.m. dla rejonu Lubin Główny LG(2),
- -440 m n.p.m. dla rejonu Lubin Główny LG(3),
- -400 m n.p.m. dla rejonu Lubin Wschodni LW
- do -800 m n.p.m. dla północnej rozczinki złoża.

Zgodnie z założonym schematem obliczeniowym, dla warstwy 1 przyjęto w modelu istnienie zasilania powierzchniowego, odpowiadającego przesiąkaniu wód z międzywęglowego poziomu wodonośnego. Wielkości tego zasilania oraz jego powierzchniowy rozkład przyjęto na podstawie wyników badań modelowych z opracowania (Fischer, Kalisz, Szczepiński 1996). Zgodnie z nimi, zasilanie to w obszarze stożka Pra-Bobru wynosi 10 mm/rok. W obszarze stożka Pra-Nysy Szalonej wzrasta do 27 mm/rok, a w obrębie struktury kopalnej Lubin-Legnica osiąga 45 mm/rok. W dolinie Odry i Pradoliny Barucko-Głogowskiej rozpatrywany parametr ustalony został na poziomie 8 mm/rok. Na pozostałym obszarze, obejmującym między innymi obszary górnicze kopalń, wielkość zasilania jest niewielka i wynosi 1,4 mm/rok.

Kalibracja modelu

Podstawą wykonania kalibracji były efekty odwadniania złoża uzyskane na koniec 2007 r. (dopływ do poszczególnych kopalń, leje depresji w odwadnianych poziomach wodonośnych) przy założeniu, iż proces ten przebiega w warunkach quasi-ustalonych. Jej celem było uzyskanie zadawalającej zgodności między:

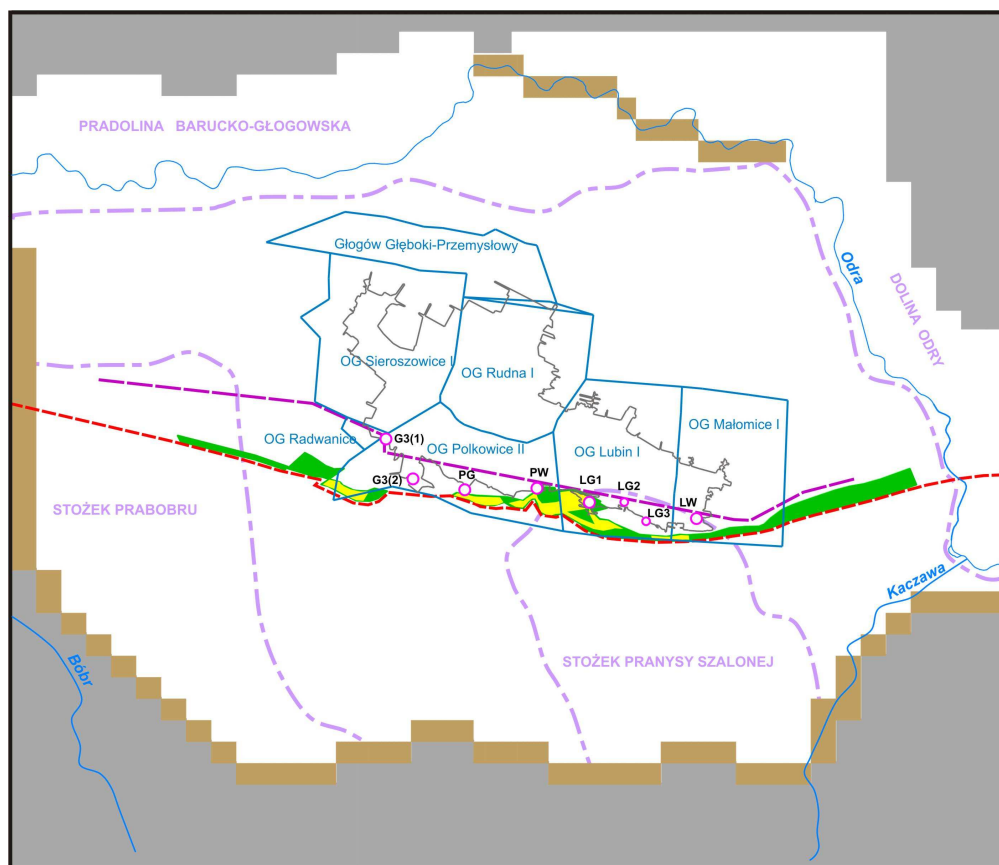
- powierzchnią piezometryczną danego poziomu wodonośnego ustaloną na drodze pomiarów piezometrycznych, a uzyskaną z obliczeń modelowych,
- obliczonymi wielkościami dopływów, a wielkościami dopływów rzeczywistych poszczególnych kopalń.

Kalibracja modelu została przeprowadzona metodą kolejnych przybliżeń tzw. metodą prób i błędów. Przez odpowiedni dobór wartości współczynnika filtracji, wielkości zasilania oraz korektę warunków brzegowych, dążono do odtworzenia określonych z pomiarów terenowych powierzchni piezometrycznych i wielkości dopływów wód do poszczególnych rejonów kopalń. Wykonano 130 symulacji do momentu uznania kalibracji modelu za wystarczającą.

Tabela 11.6 przedstawia porównanie uzyskanych w wyniku tarowania dopływów do zasadniczych centrów drenażu z dopływami pomierzonymi.

Tabela 11.6. Porównanie dopływów rzeczywistych z dopływami uzyskanymi w wyniku kalibracji modelu

Rejon drenażu	Rzędne drenażu [m n.p.m.]	Dopływy [m ³ /min]	
		Q rzeczywiste	Q z kalibracji
G-3(1)	-510	1	0.8
G-3(2)	-400	19	20.1
PG	-400	4.4	4.0
PW	-440	1	0.5
LG(1)	-290	2.3	2.4
LG(2)	-310	1.1	1.3
LG(3)	-440	2	2.1
LW	-400	18	18.4

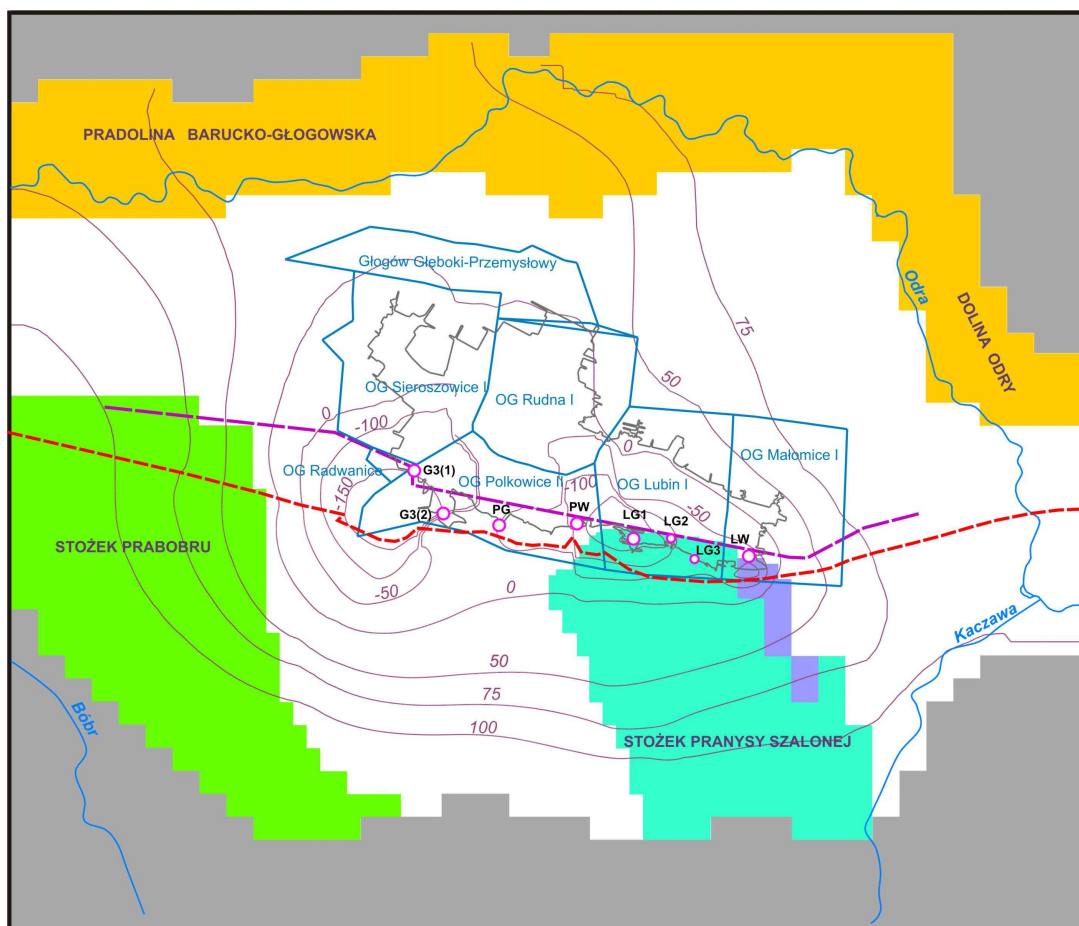


Objaśnienia:

— 1 — 2 - - - 3 - - - 4 - - - 5 6 7 8 9 10

Rys.11.25 Granice modelu na tle głównych elementów schematu obliczeniowego.

Objaśnienia: 1- granice obszarów górniczych, 2-zasięg dokonanej rozczinki złoża, 3-granice kenozoicznych dolin kopalnych, 4-płn. granica strefy wysokiego zawodnienia warstwy węglanów Ca1 cechsztynu, 5-płd. granica zasięgu podkenozoicznych wychodni warstwy węglanów Ca1, 6-podkenozoiczne wychodnie warstwy węglanów Ca1, 7-strefy kontaktów warstwy węglanów Ca1 z poziomem wodonośnym podwęglowym oligocenu, 8-bloki nieaktywne modelu, 9-warunki brzegowe I-go rodzaju w poziomie wodonośnym podwęglowym oligocenu, 10-strefy drenażu w warstwie węglanów Ca1.



Objaśnienia:

— 1 — 2 — 3 — 4 — 5 — 6 — 7a — 7b — 7c — 7d — 8 — 50 — 9

Rys.11.26. Zasilanie powierzchniowe podwęglowego oligoceńskiego poziomu wodonośnego.

Objaśnienia: 1- granice obszarów górniczych, 2-zasięg dokonanej rozcinki złoża, 3-granice kenozoicznych dolin kopalnych, 4-płn. granica strefy wysokiego zawodnienia warstwy węglanów Ca1 cechsztynu, 5-płd. granica zasięgu podkenozoicznych wychodni warstwy węglanów Ca1, 7-klasy wielkości zasilania powierzchniowego podwęglowego oligoceńskiego poziomu wodonośnego: a-10 mm/r. b-27 mm/r. c-8 mm/r. d-45 mm/r. 9-strefy drenażu w warstwie węglanów Ca1, 10- izohipsy powierzchni piezometrycznej w podwęglowym oligoceńskim poziomie wodonośnym.

Badania prognostyczne

Wykalibrowany model posłużył do wykonania badań modelowych, których celem było określenie prognoz wielkości dopływów i rozwoju leja depresji w następnych planowanych etapach rozwoju eksploatacji złoża (Kalisz i in., 2007). Wykorzystano go również do sprawdzenia skuteczności projektowanych zmian w systemie odwodnienia kopalni (Fiszer i in., 2005). Z uwagi na występujące w badanym obszarze quasi-ustalone warunki przepływu wód podziemnych, nie odtwarzano w modelu stanów nieustalonych. Rozwój drenażu górniczego odwzorowano zmieniając położenie jego konturów, przyjmując dla nich istnienie warunków brzegowych I-go rodzaju o wielkościach odpowiadających przyszłemu rzędnemu drenażu. Z uwagi na ograniczony zakres przedmiotowego opracowania, wyników prognostycznych badań modelowych nie przedstawiono.

Literatura uzupełniająca

- Bocheńska T., 1988 - Kształtowanie się warunków hydrodynamicznych w lubińsko-głogowskim obszarze miedzionośnym pod wpływem odwadniania kopalń. Acta Universitatis Wratislaviensis No 1044, Prace Geol.-Mineralogiczne XIV Wyd. U.Wr.
- Bocheńska T., Downorowicz S., Kalisz M., 2003 - Hydrogeologia złóż i problemy wodne górnictwa rud miedzi, w: Hydrogeologia polskich złóż kopalin i problemy wodne górnictwa. Praca zbiorowa. Wyd. AGH, Kraków.
- Dyjur S., 1978 - Wykształcenie i stratygrafia utworów trzeciorzędowych na obszarze Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego, w: Przewodnik 50 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Warszawa.
- Fiszer J., Kalisz M., Szczepiński J., 1996: Prognoza dopływów wód podziemnych do kopalń rud miedzi KGHM Polska Miedź SA. Prace CBPM Cuprum, 1-31 (niepubl.)
- Fiszer J., Markiewicz A., Kalisz M., Czmiel J., Niedbał M., Michalak J., 2004: Badania modelowe zmian hydrodynamicznych w podwęglowym poziomie wodonośnym, powstałych w wyniku uszczelniania poziomu wodonośnego dolomitów złożowych w rejonie Polkowic Zachodnich, w celu określenia ich wpływu na wzrost zagrożeń wodnych w pozostałych rejonach O/ZG Polkowice-Sieroszowice i O/ZG Lubin. Arch. CBPM CUPRUM Sp. z o.o. CBR Wrocław (niepubl.).
- Fiszer J. i inni, 2005 - Opracowanie metodyki prognozowania zalewisk i podtopień spowodowanych eksploatacją górnictw dla wybranych rejonów kopalń LGOM. Raport Inst. Górn. Politechniki Wrocławskiej Nr archiwalny: I-11/S-77/2005, Wrocław
- Kalisz M., i inni., 2007 - Projekt optymalnego drenażu wód kopalnianych w oddziałach górniczych KGHM Polska Miedź SA w świetle prognoz dopływów, projektowanej eksploatacji rudy miedzi oraz potrzeb technologicznych ZWR w latach 2006-2015. Opracowanie KGHM „Cuprum” - CBR, Wrocław (niepubl.).

12. Szczegółowe badania modelowe obiektów specjalnych

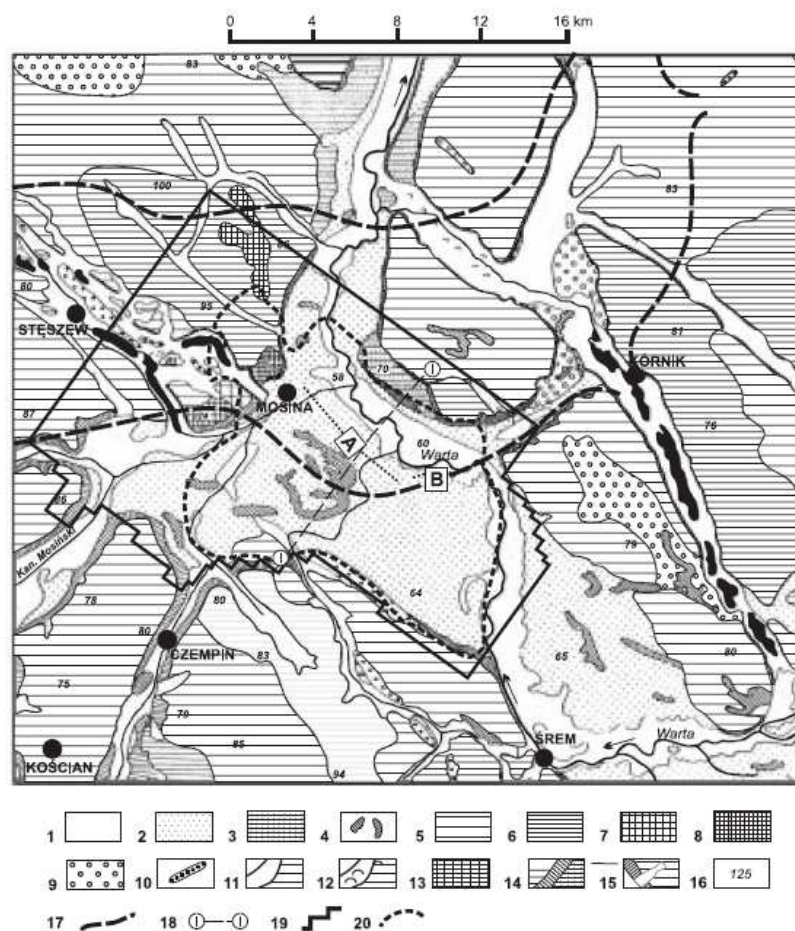
12.1 Badania modelowe ujęcia brzegowego i studni promienistej w Krajkowie – Jan Przybyłek

W odległości około 20km na S od granic Poznania w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej w dalszym i bliższym sąsiedztwie od rzeki Warty w rejonie miejscowości Mosina i Krajkowo są eksploatowane grupy studni dużego ujęcia wód podziemnych dla aglomeracji poznańskiej (rys.12.1). Zasoby eksploatacyjne z utworów czwartorzędowych (GZWP nr 150 i GZWP nr 144) dla tego ujęcia zostały ustalone w dokumentacji hydrogeologicznej na stan grudzień 1975 roku (Przybyłek, Szenic, 1976) z wykorzystaniem analogowych badań modelowych przeprowadzonych na integratorze AP 600 dla obszaru zasobowego o powierzchni 90 km² w ilości 178 tys. m³/d przy depresji rejonowej od 2 do 9 metrów zależnej nie tylko od wielkości poboru ale również od odległości danej grupy (barier) studni od rzeki Warty (zespoły studni A i B na rys.12.1). W bilansie składników zasilania zasobów eksploatacyjnych całego ujęcia określono udział infiltracji z rzek na 63%. W 1994 roku opracowano dokumentację hydrogeologiczną (Przybyłek i in., 1994), w której omówiono funkcjonowanie ujęcia w okresie 25 lat jego eksploatacji (1968-1994) oraz przeprowadzono krytyczną analizę bilansu wodnego w warunkach znacznego poboru wody z ujęcia Mosina – Krajkowo, bo w wysokości ok. 140 tys. m³/d (5 830m³/h) w okresie suszy hydrologicznej w latach 1989-1992. Wykorzystano do tej analizy badania na modelu regionalnym w granicach przedstawionych na rys.12.1 oraz na modelach szczegółowych: bariery studni ujęcia brzegowego oraz studni promienistej w Krajkowie (rys.12.2). Komisja Dokumentacji Hydrogeologicznych w swoim orzeczeniu przyjęła zasadność podtrzymania decyzji zasobowej z 1977 roku, ale wskazała na celowość rozważenia rozwoju systemów sztucznego zasilania wód podziemnych z rzeki Warty w związku z objawami nadmiernego rozwoju leja depresji w okresie trwania suszy regionalnej (rys. 12.1).

W dwóch przykładach poniżej przedstawionych omówiono zakres szczegółowych badań modelowych (podziałka 1: 2000 oraz 1:5000), które były związane z funkcjonowaniem grup studni w rejonie wsi Krajkowo, gdzie w latach 1978-1982 wybudowano najpierw na lewobrzeżnej terasie zalewowej barierę studni pionowych wzdłuż koryta rzeki Warty w km od 272.4 do 274.6 jej biegu, a w 1990 roku dodatkowo w km 273 rzeki – studnię promienistą z 8 drenami poziomymi pod jej dnem. Od wsi Krajkowo oddzielono teren ochrony bezpośredniej ujęcia specjalnie ukształtowanym przepływowym kanałem ochronnym (rys.12.2). Modelowanie matematyczne wykonano za pomocą programów obliczeniowych z biblioteki Hydrylib.

Pierwszy przykład to model numeryczny (Przybyłek, Kostecki, 1991) zbudowany dla ujęcia brzegowego (bariera studni pionowych) odwzorowujący warunki eksploatacji w okresie regionalnej suszy hydrologicznej z minimalnymi stanami wód rzecznych i podziemnych w 1991 roku. Celem tych badań było:

- odtworzenie na modelu numerycznym eksploatacji ujęcia brzegowego według pomiarów wykonanych w czerwcu 1991 roku,
- określenie na drodze tarowania modelu oporów hydraulicznych (współczynnika filtracji pionowej) osadów koryta rzeki Warty i kanału ochronnego,
- określenie składników bilansu zasilania ujęcia, w tym ze zlewni prawobrzeżnej oraz poszczególnych odcinków rzeki Warty i kanału ochronnego, a także odpływu wody podziemnej do ujęcia tarasowego, tj. do bariery studni założonej w rejonie na N od wsi Krajkowo na terasie nadzalewowej w odległości kilkuset metrów od rzeki Warty (rys.12.1- grupa studni A).



Rys.12.1. Szkic geomorfologiczny okolic Mosiny z sytuacją grup studni ujęcia Mosina-Krajkowo dla aglomeracji Poznania w Pradolinie Warszawsko- Berlińskiej (GZWP nr 150. **A** – bariera studni na terasie nadzalewowej, **B** – bariera studni ujęcia brzegowego oraz studnia promienista przy rzece Warcie (szczegółowo przedstawione na rys. 12.2) *Objaśnienia:* 1 – terasa zalewowa, 2 – terasa nadzalewowa (wydmowa), 3 – terasa wysoka, 4 – pagórki wydmowe, 5 – wysoczyzna morenowa płaska, 6 – wysoczyzna morenowa falista, 7 – wysoczyzna morenowa pagórkowata (akumulacyjna), 8 – strefa pagórków moreny czołowej, 9 – sandry, 10 – wały ozowe, 11 – rynna o płaskim dnie, 12 – rynna o dnie pagórkowatym, 13 – wały morenowe typu ostańcowego, 14 – krawędzie, załomy, zbocza dolinne, 15 – drobne dolinki i parowy, 16 – punkty wysokościowe, 17 – granica GZWP nr 144 – dolina kopalna wielkopolska, 18 – linia przekroju hydrogeologicznego przez Pradolinę Warszawsko – Berlińską – patrz: rys. 8.1), 19 – granica modelu matematycznego dla całego ujęcia Mosina – Krajkowo z 1994 roku, 20 – linia zasięgu wpływu ujęcia na wody podziemne piętra czwartorzędowego w okresie suszy w latach 1989 – 1992.

Drugi przykład to szczegółowy model numeryczny zbudowany dla fragmentu pradolinowego zbiornika wodonośnego z ujęciem brzegowym w warunkach jego współdziałania ze studnią promienistą według stanu we wrześniu 1993 roku (Przybyłek, Kostecki, 1993). Celem tych badań było:

- odtworzenie na modelu numerycznym eksploatacji ujęcia brzegowego i studni promienistej według pomiarów wykonanych we wrześniu 1993 roku,
- ocena współdziałania studni promienistej z ujęciem brzegowym, w tym wielkości i zasięgu depresji wywołanej eksploatacją drenów pod dnem Warty,
- określenie zmienności współczynnika filtracji pionowej osadów pod dnem Warty i kanału ochronnego (stopnia ich kolmatacji),
- określenie ilości wód infiltrujących z Warty i kanału ochronnego.



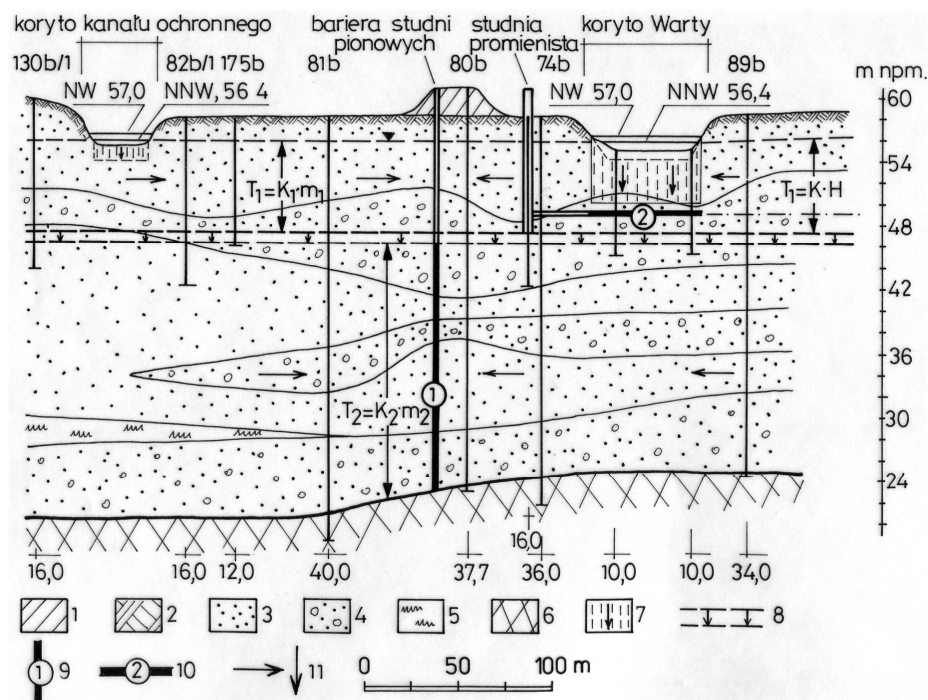
Rys. 12.2. Sytuacja bariery studni ujęcia brzegowego i studni promienistej w Krajkowie wraz siecią otworów obserwacyjnych lokalnego monitoringu wód podziemnych [wg Zenkera, 2001]

Opis obiektów badań modelowych

Bariera studni pionowych ujęcia brzegowego

W latach 70-tych ubiegłego wieku, projektując rozbudowę ujęcia mosińskiego dla aglomeracji Poznania, stwierdzono bardzo korzystne warunki do budowy ujęcia infiltracyjnego wzdłuż lewego brzegu rzeki Warty na jej terasie zalewowej w rejonie wsi Krajkowo (rys.12.2). W rozległym oknie hydrogeologicznym nastąpiło na tym obszarze nałożenie się trzech kompleksów osadów wodonośnych (rys.12.3 oraz wcześniej rys.8.1 i 8.2), związanych kolejno ze: współczesną doliną zalewową rzeki Warty, Pradolina Warszawsko-Berlińską (GZWP nr 150) oraz z wielkopolską doliną kopalną (GZWP nr 144). Dla określenia warunków pracy przyszłego ujęcia brzegowego wykonano w roku 1973 barierę, składającą się z 5 studni, rozmieszczonych na odcinku o długości 360 m w odległości 80 – 100 m od brzegu Warty. Barierę poddano 1-miesięcznemu pompowaniu zespołowemu, uzyskując sumaryczną wydajność 32.600 m³/d. Budowę ujęcia brzegowego w postaci bariery studni pionowych zrealizowano w latach 1978-1982. Pierwsze studnie podłączono do eksploatacji w sierpniu 1982 roku, a całą barierę od stycznia 1984 roku - studnie od 1L/1 do 39L/1. Bariera w ostatecznym rozwinięciu ma długość blisko 2 km na odcinku od 272,6 km do 274,6 km biegu koryta rzeki Warty (rys.12.2). Ujęcie brzegowe znajduje się na sztucznej wyspie, która powstała po wybudowaniu kanału ochronnego od strony wsi Krajkowo wzdłuż istniejących starorzeczy. Obszar utworzonej wyspy stanowi strefę ochrony bezpośredniej ujęcia. Wydajność ujęcia brzegowego kształtuje się w przedziale od 50 000 do 60 000 m³/d. Woda ze studni jest podnoszona za pomocą pomp głębinowych i tłoczona do stacji uzdatniania w Mosinie. Obudowy studzienne umieszczone są w wale ochronnym usypanym dla potrzeb ochrony ujęcia przed zalaniem studni przy wysokich stanach rzeki Warty. W koronie wału ochronnego biegnie umocniona droga, umożliwiającą dojazd do poszczególnych studni niezależnie od stanów Warty. Filtry

studzienne o długości 12,0-18,0m zabudowane są w interwale głębokościowym 15,9-41,5m poniżej terenu. Wydajność eksploatacyjna poszczególnych studni jest zróżnicowana i waha się w przedziale od 60 do 126 m³/h.



Rys. 12.3. Schemat strukturalno-parametryczny modelu numerycznego ujęć wód podziemnych na wyspie krajkowskiej

Objaśnienia: 1- nasypy, 2- gleba, 3- piaski drobno- i średnioziarniste, 4- piaski gruboziarniste, pospółki i żwiry, 5- mułki, 6- iły twardeplastyczne – podłoże neogeńskie czwartorzędowego kompleksu wodonośnego, 7- strefa osadów pod dnem rzeki i kanału z filtracją pionową; parametr przesączania $TRP=k'/m'$ zmienny w czasie i wzdłuż biegu cieków ze względu na ich hydraulikę i kolmatację osadów w ich dnach, 8- strefa umowna jednostkowej miąższości ($m=1m$) przyjęta dla rozdzielenia kompleksu wodonośnego na modelu numerycznym na dwie warstwy modelowe; warstwa górna - o przewodności $T_1=k_1m_1$ [pod dnem Warty 1,0-12,7m²/h; na terasie zalewowej 2,7-34,0 m²/h], warstwa dolna - o przewodności $T_2=k_2m_2$ [26-155 m²/h], 9- strefa zabudowy filtrów studni pionowych w barierze brzegowej, 10- strefa zabudowy drenów studni promienistej, 11- kierunki przepływu wód podziemnych

Studnia promienista

Studnia promienista w Krajkowie została wybudowana w 1990 roku w 273 km biegu Warty w strefie czynnego już ujęcia brzegowego (rys.12.2). Jest pierwszym i dotychczas jedynym tego typu obiektem na rzece Warcie. Do eksploatacji została włączona we wrześniu 1992 roku. Jest przykładem studni z drenami poziomymi ujmującymi wodę spod dna rzeki, w której nie dochodzi do mieszania się wód infiltrujących z rzeki z wodami podziemnymi dalszego krążenia, bowiem te ostatnie, napływające od strony obu tarasów zalewowych, są przechwytywane przez głębiej posadowione filtry studni pionowych bariery brzegowej (rys.12.2). Do drenów napływa wyłącznie woda infiltracyjna co jest przyczyną długotrwałej sprawności drenów – już od ponad 20 lat eksploatacji.

Szyb studni zbiorczej został posadowiony na lewym brzegu rzeki, przy wale ochronnym ujęcia brzegowego (rys.12.2, rys.12.3). Studnia posiada 8 drenów poziomych rozmieszczonych promieniście pod dnem Warty, na głębokości 4,8 m i podłączonych do studni zbiorczej o średnicy 8 metrów i głębokości 16 metrów. Dreny zostały ułożone metodą odkrywkową w liniowych wykopach zagłębionych około 5 metrów poniżej dna rzeki przy użyciu refulacyjnego sprzętu pływającego i obsypane

zwirem o granulacji 3-10 mm. Nadbudowaną nad drenami warstwę filtracyjną stanowią utwory rzeczne redeponowane w korycie Warty. Długość drenów wynosi od 66 do 135 m; wszystkie mają średnicę 300 mm. Skrajne dreny obejmują odcinek rzeki o długości 320 m - wzdłuż brzegu prawego i 150 m - wzdłuż brzegu lewego. Łączna długość rur z perforacją w zabudowanych drenach wynosi 718 m. Pompowanie formujące obsypkę oraz pompowanie pomiarowe poszczególnych drenów wykonano latem 1991 roku.

Końcówki drenów w studni zbiorczej wyposażono w zasuwy i rurki piezometryczne, które wyprowadzone na wysokość części górnej studni – pompowni umożliwiają niezależne pomiary zwierciadła wody i wydajności poszczególnych drenów. Galeria rur $\varnothing$ 600 mm, odprowadzająca wodę ze studni promienistej połączona jest z jednej strony z rurociągiem tłocznym $\varnothing$ 800 mm, z ujęcia brzegowego, a z drugiej strony z systemem odwodnieniowym studni promienistej wyprowadzonym do koryta rzeki Warty. Na połączeniu z rurociągiem tłocznym zabudowano zwężkę Venturiego $\varnothing$ 500 mm, służącą do pomiaru ilości czerpanej wody ze studni promienistej. Zwierciadło wody w szybie mierzone jest za pomocą poziomowskazu indukcyjnego.

Rzeka Warta.

Pierwszoplanową rolę w dopływie wody do studni promienistej i bariery brzegowej odgrywa rzeka Warta. Przy niskich jej stanach zmniejsza się powierzchnia brzegowej aktywności hydraulicznej koryta rzecznoego na odcinkach poddanych wymuszonej infiltracji co prowadzi do przyspieszonej kolmatacji osadów w brzegach i dnie rzeki. Warta w okresie głębokich nizin ma szerokość od 55 do 70 metrów i średnią głębokość od 1,1 do 2,1 m. Uregulowane koryto rzeki założone jest w drobnoziarnistych utworach rzecznych. Utwory te, przy utrzymujących się długotrwale stanach niskich, ulegają kolmatacji mechanicznej, chemicznej i biologicznej co prowadzi do wzrostu depresji rejonowej i eksploatacyjnej wzdłuż bariery studni ujęcia brzegowego. Stan taki zaistniał w szczególności w latach 1989 – 1993, kiedy to lej depresji ujęcia brzegowego przekroczył koryto Warty, obejmując swoim zasięgiem część prawobrzeżnej terasy zalewowej po linię najbliższych starorzeczy, położonych na tej terasie w odległości kilkuset metrów od koryta Warty. Przeciwdziałanie jakie podjęto w tych warunkach to okresowe hydrauliczne spulchnianie osadów korytowych za pomocą urządzenia znajdującego się na statku Wodnik, prowadzone intensywnie w latach 1992 – 1995.

Badania modelowe ujęcia brzegowego

Model sporządzono przy pomocy programu obliczeniowego SWW2 z Biblioteki Hydrylib, dającego możliwość przeprowadzenia dyskretyzacji analizowanego obszaru filtracji na 8000 bloków obliczeniowych. Modelem objęto całą Wyspę Krajkowską wraz z korytem Warty i kanałem ochronnym oraz przyległe do tych koryt rejony zewnętrzne doliny rzecznej, wzdłuż koryta Warty – terasy zalewowej, wzdłuż biegu Kanału – terasy nadzalewowej, w stronę drugiej bariery studni położonej na tej terasie. Współdziałanie obu barier studni wywoływało w okresie suszy rozległy i głęboki lej depresji (grupy A i B na rys.12.1).

Dyskretyzacja obszaru i warunki brzegowe. Siatka modelu składa się z 55 kolumn i 140 wierszy. Jest to siatka o zmiennym kroku co zostało uwidocznione w jej opisie na marginesach obszaru modelowania (rys.12.4). Koryto rzeki Warty oraz ujęcie brzegowe odwzorowane w przewodzie polami elementarnymi w postaci kwadratów o boku 10 m. Pozostały obszar podzielono odpowiednio na pola o wymiarach boków w metrach: 10x30, 10x40, 30x40. Na umownych granicach zewnętrznych obszaru modelu przyjęto warunki I rodzaju, a wewnątrz obszaru dla pól elementarnych koryta Warty i Kanału ochronnego warunki III rodzaju. W pola symulujące poszczególne studnie ujęcia

brzegowego wprowadzono ich wydatki według pomiarów w czerwcu 1991 roku (warunki II rodzaju). W tabeli 12.1 podano wydajności poszczególnych studni oraz ich współrzędne na modelu numerycznym.

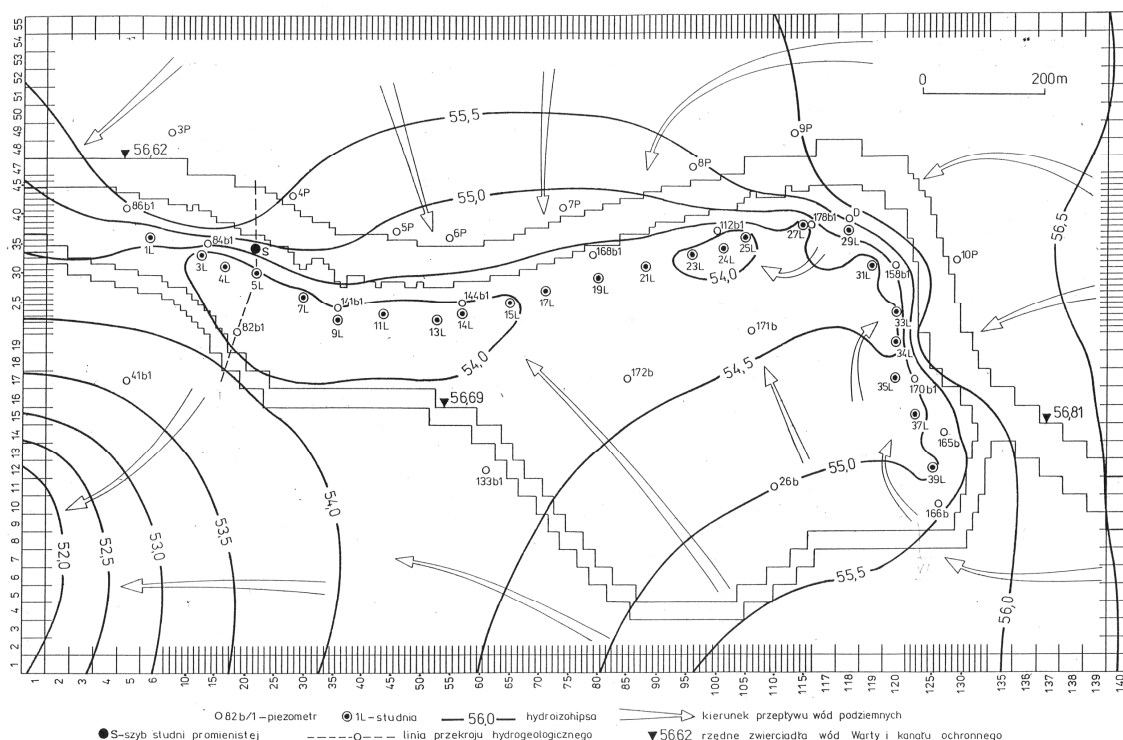
Tabela 12.1. Wydajności studni ujęcia brzegowego w Krajkwie według stanu z czerwca 1991 roku wprowadzone do modelu numerycznego

studnia	współrzędne na modelu		wydajność studni m^3/h
	wiersz	kolumna	
1L/1	6	36	120
3L	13	33	120
4L/1	17	31	126
5L/1	22	30	120
7L/1	30	26	126
9L/1	36	22	120
11L	44	23	114
13L	53	22	120
14L	57	23	120
15L/1	65	25	126
17L/1	71	27	-
19L	80	29	72
21L/1	88	31	60
23L/1	96	33	36
24L/1	101	34	120
25L	105	36	114
27L/1	115	38	78
29L	118	37	-
31L/1	119	31	132
35L	120	17	84
34L	120	19	78
33L	120	23	114
37L/1	122	15	114
39L/1	125	12	138

Łączna wydajność studni wynosi $2346 \text{ m}^3/\text{h}$.

Rozmieszczenie studni w barierze brzegowej zilustrowano na rys.12.4. Dla określenia parametrów szczegółowej więzi hydraulicznej koryta Warty z warstwą wodonośną koryto Warty w obszarze modelu podzielono na 21 sektorów (rys.12.5). W poszczególnych sektorach wprowadzono w procesie tarowania modelu opory filtracyjne symulujące stopień przepuszczalności osadów pod dnem Warty przy jej stanach niskich w czerwcu 1991 roku: na wejściu 56,81 m n.p.m., na wyjściu 56,62 m n.p.m. (rys.12.4).

Schemat strukturalno-parametryczny budowy modelu numerycznego przedstawiono na rysunku 12.3.



Rys. 12.4. Mapa hydroizohips z identyfikacją na modelu numerycznym warunków eksploatacji ujęcia brzegowego w Krajkowie (19.06.1991)

Tarowanie modelu na stan warunków hydrogeologicznych i eksploatacji ujęcia w czerwcu 1991 roku. Podstawą do wytarowania modelu było odwzorowanie rzędnych zwierciadła wody w 26 otworach obserwacyjnych (piezometrach) rozmieszczonych w miarę równomiernie na badanym obszarze filtracji (rys.12.2). W tabeli 12.2 zestawiono pogrupowane piezometry wraz z ich pozycją (współrzędne) na modelu oraz danym zwierciadłem wody: pomierzonym i odczytanym z wytarowanego modelu. Tarowanie przeprowadzono w odniesieniu do czterech zespołów piezometrów:

- piezometry lewobrzeżne, w barierze ujęcia brzegowego oraz pomiędzy tym ujęciem a korytem Warty,
- piezometry prawobrzeżne – na prawobrzeżnym tarasie zalewowym wzdłuż biegu Warty,
- piezometry pola wewnętrznego – pomiędzy ujęciem brzegowym i Kanałem ochronnym,
- piezometry pola zewnętrznego – pomiędzy Kanałem ochronnym i ujęciem tarasowym.

Kolejne symulacje wykonywano przy zmianie wartości oporów hydraulicznych osadów w dnie koryta Warty i Kanału ochronnego (rys.12.5). Początkowo poszczególnym sektorom (od 1 do 21) przyporządkowano jednolite wartości w danym sektorze na całej szerokości rzeki (60m , a więc 6 pól elementarnych), ale mimo wielu prób nie udało się uzyskać równoczesnej zgodności z piezometrami na lewym i prawym brzegu rzeki (rys.12.2 i tabela 12.2). Dopiero zróżnicowanie oporów hydraulicznych w poszczególnych polach elementarnych przekroju koryta rzeki, malejących od brzegu ujściowego do brzegu przeciwnego oraz uwzględnienie zaistnienia w tym czasie przekopów refulacyjnych w dnie Warty w związku z budową studni promienistej w tym czasie (wykopy pod dreny tej studni – rys. 12.2) pozwoliło na uzyskanie zadawalających wyników tarowania modelu (tabela 12.2) co uzyskano po przeprowadzeniu blisko 60 symulacji numerycznych.

Tabela 12.2. Wyniki tarowania modelu numerycznego w postaci porównania rzędnych zwierciadła wody podziemnej mierzonych w terenie i na modelu numerycznym ujęcia brzegowego w Krajkowie

piezometr	współrzędne na modelu		rzędne zwierciadła wody	
	wiersz	kolumna	teren*	model
p i e z o m e t r y l e w o b r z e ż n e				
86b/1	5	41	55.20	55.26
84b/1	14	35	54.67	54.50
141b/1	36	24	53.95	53.81
144b/1	57	25	54.01	53.94
168b/1	79	33	54.25	54.37
112b/1	100	37	54.35	54.26
178b/1	117	40	55.31	55.31
D	118	39	55.55	55.50
158b/1	120	31	54.90	55.02
170b/1	122	17	55.09	55.01
166b/1	126	10	55.42	55.40
165b/1	127	14	55.10	55.27
p i e z o m e t r y p r a w o b r z e ż n e				
3P	8	49	55.89	55.94
4P	28	43	55.21	55.48
5P	46	37	54.88	54.88
6P	55	36	54.49	54.76
7P	74	41	54.77	54.85
8P	96	47	54.97	55.41
9P	113	49	56.08	55.92
10P	129	32	56.48	56.33
p o l e w e w n ę t r z n e				
82b/1	19	20	53.92	53.96
172b/1	85	17	54.31	54.38
171b/1	106	20	54.38	54.37
26b	110	11	54.86	55.00
p o l e z e w n ę t r z n e				
41b/1	5	17	53.60	53.60
133b/1	61	12	54.25	54.29

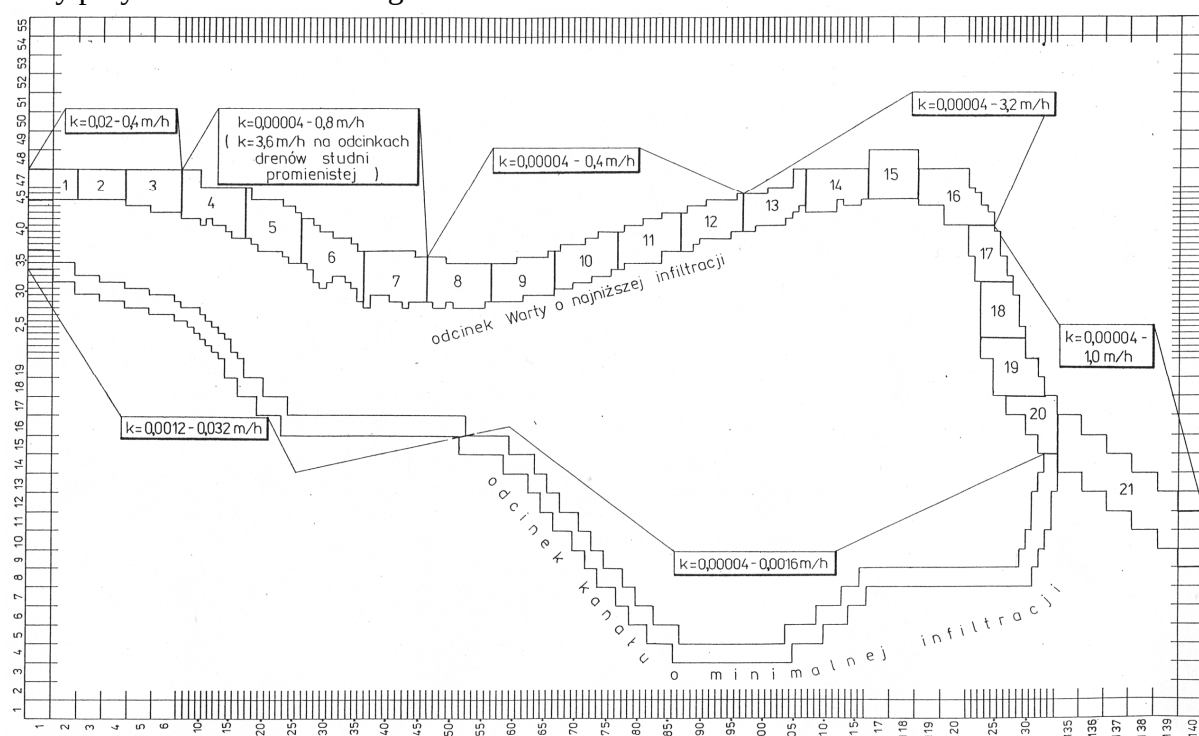
* Pomiary wykonano w dniu 19.06.1991.

Wyniki badań modelowych ujęcia brzegowego w Krajkowie. Wyniki te przedstawiono na kolejnych rysunkach (rys.12.4, rys.12.5 oraz rys.12.6).

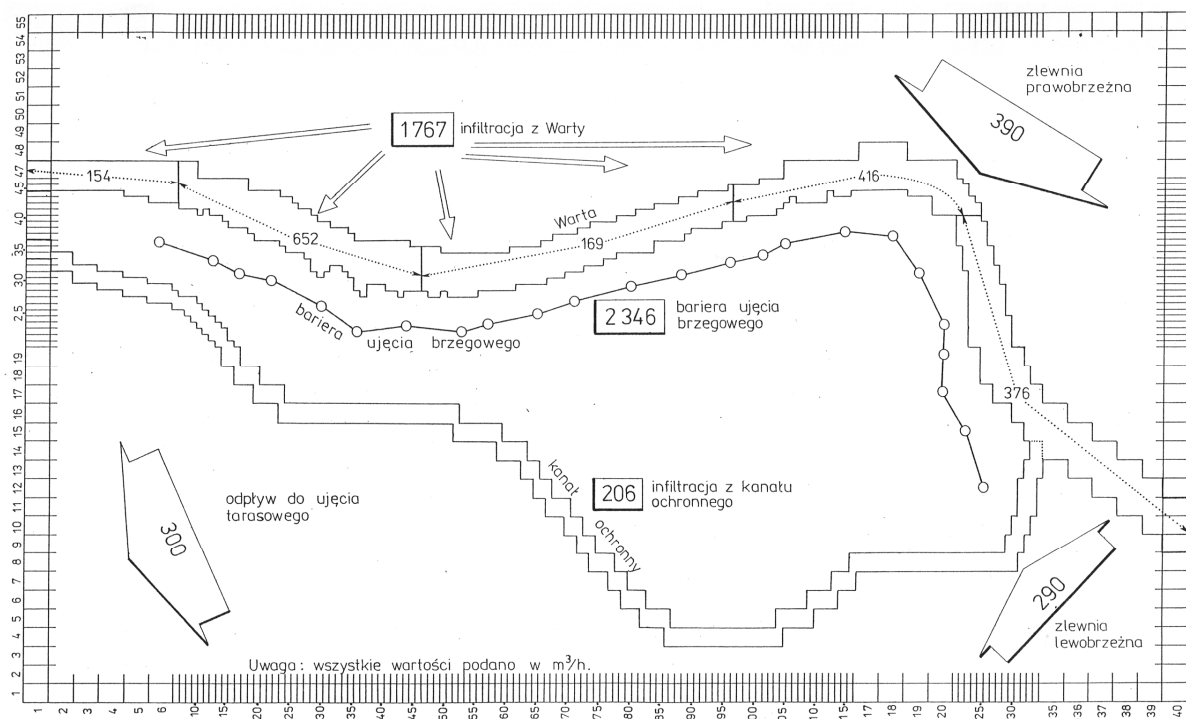
Na rysunku 12.4 przedstawiono mapę hydroizohips i kierunki przepływu wód z rozwiązania modelowego. Hydroizohipsa 54 m n.p.m. opisuje intensywność stref drenażu ujęciowego: fragment głębokiego leja depresji ujęcia tarasowego (52-54 m n.p.m.) oraz wokół niektórych zespołów studni ujęcia brzegowego. Hydroizohipsa 55 m n.p.m. sygnalizuje przejście leja depresji ujęcia brzegowego poza prostoliniowe koryto rzeki Warty na zalewową terasę prawobrzeżną, a hydroizohipsy od 55,5 do 56,5 m n.p.m. kształtowanie się podziemnych dopływów zewnętrznych (Pradolina Warszawsko-Berlińska) do ujęcia brzegowego na Wyspie Krajkowskiej.

Na rysunku 12.5 zilustrowano wytarowane wartości współczynnika filtracji pionowej osadów pod dnem Warty i Kanału ochronnego. Badania wykazały, że na prostym odcinku koryta rzeki Warty (sektory od 4 do 12) dominującą wartością jest $k_0=4 \cdot 10^{-5}$ m/h, co odpowiada przepuszczalności mułków ilastych. Wartości te podkreślają stan wysokiej kolmatacji wewnętrznej osadów pod korytem Warty. Stan ten zaistniał po

1988 roku wraz z następstwem długotrwałej suszy hydrologicznej panującej od 1989 roku. Jeszcze w trakcie eksploatacji we wrześniu 1988 roku wartość współczynnika filtracji pionowej wynosiła $2,1 \cdot 10^{-2}$ m/h. Przy stałe pracującym ujęciu brzegowym wysoki stopień kolmatacji został utrwalony brakiem wezbrań Warty w latach 1989-1991. Zwierciadło wody podziemnej na tym odcinku obniżyło się nawet do rzędnej 52,2 m n.p.m. tj. o ponad 2m poniżej dna Warty. Na odcinku koryta rzeki poddanym pracom refulacyjnym odnotowano bardzo wysokie wartości współczynnika filtracji pionowej w polach elementarnych symulujących wykonane wykopy pod dreny studni promienistej k_0 w przedziale od 0,4 do 3,6 m/h (rys.12.5 – sektory 4-7). Wysokie wartości współczynnika filtracji pionowej odnoszą się również do sektorów na łuku Warty w km274 (rys.12.2, rys.12.5 – sektor 16), gdzie większa prędkość przepływu i wirowy charakter przepływu rzeki nie sprzyja kolmatacji jej osadów dennych. Znikomą przepuszczalnością cechują się osady pod kanałem ochronnym (rys.12.5), który przy niskich stanach ulegał zamuleniu.



Rys. 12.5. Wytarowane na modelu numerycznym wielkości współczynnika filtracji pionowej osadów pod dnem Warty i Kanału ochronnego (19.06.1991)



Rys. 12.6. Bilans składników zasilania ujęcia brzegowego w Krajkowie uzyskany z rozwiązania na modelu numerycznym (19.06.1991)

Na rysunku 12.6 przedstawiono kartograficznie składniki bilansu zasilania ujęć wód podziemnych obliczone na wytarowanym modelu. Eksploatacja ujęcia brzegowego w Krajkowie w czerwcu 1991 roku w wielkości $Q_e=2346\text{m}^3/\text{h}$ przebiegała przy jego zasilaniu z następujących składowych:

- infiltracja z Warty $Q_i=1767\text{m}^3/\text{h}$ co stanowi 75,3%,
- dopływ podziemny z prawobrzeżnej zlewni $O_{dp}=390\text{m}^3/\text{h}$ co stanowi 16,7%,
- oszacowany dopływ podziemny z lewobrzeżnej zlewni i częściowo z kanału ochronnego $Q_{dl}+Q_{ik}=189\text{m}^3/\text{h}$, stanowi zaledwie 8% w wielkości poboru wody z ujęcia.

Należy zauważyć (rys.12.4 i rys.12.6), że całkowity dopływ podziemny ze zlewni lewobrzeżnej w obszarze modelu $\sum Q_{dl}=290\text{m}^3/\text{h}$ oraz infiltracja z kanału ochronnego $\sum Q_{ik}=206\text{m}^3/\text{h}$ rozdzielają się w określonej proporcji na ujęcie brzegowe i ujęcie tarasowe w ich strefie współdziałania.

W bilansie szczegółowym infiltracji z rzeki Warty (Przybyłek, Kostecki, 1991) wykazano, że uprzywilejowanymi strefami infiltracji w czerwcu 1991 roku były: strefa związana z budową studni promienistej (dekolmatacja w trakcie prac refulacyjnych pod dreny) z infiltracją $652\text{m}^3/\text{h}$ oraz zakole Warty w km 274 z infiltracją $416\text{m}^3/\text{h}$. W przeciwieństwie do tych stref odcinek prostoliniowy koryta rzeki pomiędzy tymi sektorami (rys.12.5) zapewniał infiltrację zaledwie w wysokości $169\text{m}^3/\text{h}$. W następstwie przeprowadzonych badań zdecydowano się na prowadzenie, począwszy od 1992 roku do powodzi letniej w 1997 roku dekolmatacji osadów w dnie Warty poprzez ich spulchnianie i przepłukiwanie do głębokości 2 m za pomocą urządzeń hydraulicznych zamocowanych na statku technicznym Wodnik.

Badania modelowe studni promienistej

Model numeryczny zbudowano i przeprowadzono na nim symulacje komputerowe za pomocą programu obliczeniowego SWPRN z biblioteki HYDRYLIB. Program ten umożliwia odwzorowanie układu hydrogeologicznego przy wydzieleniu dwóch warstw

The map displays the Warty River and the Warty Canal. The river is shown with a dashed line and a north arrow. The canal is shown with a solid line. The map includes a scale bar (0-100m) and a note: "UWAGA! wszystkie wartości podano w m/h".

Water level data is provided for two years: 1992 and 1993. The data is presented as a series of horizontal bars along the river and canal, with numerical values indicating the water level in meters per hour (m/h).

1992 Data:

- 0,080
- 0,080
- 0,116
- 0,094
- 0,080
- 0,100
- 0,032
- 0,088

1993 Data:

- 1,04
- 0,120
- 0,088
- 0,120
- 0,098
- 0,124
- 0,106
- 0,002
- 0,002
- 0,008

Other Labels:

- WARTA
- KANAŁ
- 0
- 100m
- UWAGA! wszystkie wartości podano w m/h

Dyskretyzacja obszaru i warunki brzegowe. Wydzielony obszar szczegółowego modelu numerycznego studni promienistej można odnieść do całego terenu wyspy Krajowskiej i jej otoczenia, porównując treść rysunku 12.7 z rysunkiem 12.2. Siatka modelu składa się z 60 kolumn i 120 wierszy; jest siatką o zmiennym kroku co zostało uwidocznione w opisie na marginesach obszaru modelowania (rys.12.7). Podstawowym krokiem dyskretyzacyjnym modelu jest $dx=dy=5$ m. Został on zastosowany dla obszaru obejmującego dreny studni promienistej oraz jej najbliższego sąsiedztwa. Obszary peryferyjne na modelu w stosunku do studni promienistej objęte zostały krokiem siatki $dx=dy=20$ m. Na umownych granicach zewnętrznych obszaru modelu przyjęto następujące warunki brzegowe: I rodzaju na prawobrzeżnej granicy modelu, II rodzaju na granicy lewobrzeżnej – odpływu wody podziemnej w stronę ujęcia na tarasie nadzalewowym, III rodzaju – wewnątrz obszaru w polach elementarnych odzwierciedlających koryto rzeki Warty i koryto Kanału ochronnego.

240

nr 4, który był wyłączony z eksploatacji, pełniąc przez cały czas rolę drenu obserwacyjnego dla pomiaru depresji w warstwie wodonośnej pod dnem Warty.

Schemat strukturalno-parametryczny budowy modelu przedstawiono na rysunku 12.3.

Tarowanie modelu na stan warunków hydrogeologicznych i eksploatacji ujęcia w wrześniu 1993 roku.

Eksploatacja ujęcia brzegowego i studni promienistej (tabela 12.3) wraz ze szczegółowym obmiarem pola hydrodynamicznego (piezometry – tabela 12.4) w dniu 29 września 2003 roku została zasymulowana na modelu numerycznym.

W tabeli 12.3 podano wydajności 14 studni odcinka ujęcia brzegowego uwzględnionego na modelu studni promienistej (studnie od nr 1B/l do nr 19L). Ze studni bariery brzegowej pobierano łącznie 1082 m³/h, a z drenów studni promienistej 762,5m³/h.

Tabela 12.3. Wydajność studni ujęcia brzegowego i drenów studni promienistej w Krajkowie

Nr studni	Pobór [m ³ /h]	Nr studni	Pobór [m ³ /h]	Nr drenu	Pobór [m ³ /h]
1B/L	102	9L/1	90	1	190,6
1A/L	96	11L	66	2	122,0
1L/1	60	13L	60	3	91,5
3L	60	14L	60	5	45,7
4L/1	88	15L/1	90	6	53,3
5L/1	60	17L/1	86	7	114,4
7L/1	86	19L	78	8	145,0

W tabeli 12.4 przedstawiono wyniki tarowania modelu studni promienistej, odnosząc rzędne zwierciadła wody podziemnej pomierzone w 18 piezometrach w terenie do wartości z modelu numerycznego, na obszarze modelu, a na rysunku 12.9 korelacje porównywanych wartości. Wysoki stopień korelacji pozwolił na określenie z modelu następujących wielkości: bilansu wodnego i ilości wody infiltrującej z Warty i kanału ochronnego, wytarowanych wartości współczynnika filtracji pionowej osadów w dnie Warty, wpływu eksploatacji studni promienistej na studnie bariery brzegowej w „jej cieniu”.

Tabela 12.4. Wyniki tarowania modelu studni promienistej w odniesieniu do pomiarów poczynionych w terenie i na modelu w otworach obserwacyjnych (piezometrach) i w drenie nr 4 studni promienistej, wyłączonym z eksploatacji

Punkt	Teren	Model	Punkt	Teren	Model	Punkt	Teren	Model
86b/1	56,04	55,97	3P	56,73	56,78	82b/1	55,64	55,6
84b/1	55,64	55,71	4P	56,47	56,59	81b/1	55,49	55,52
141b/1	56,22	56,1	5P	56,91	56,98	140b/1	55,77	55,78
144b/1	56,36	56,38	6P	56,9	56,96	130b/1	55,62	55,49
143b/1	56,29	56,15	7P	56,81	56,9	133b/1	56,27	56,27
177b/1	56,12	56,13	83b/1	55,36	55,26	dren 4	56,28	56,21

	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49		
50	*	0.	0.	37.	0.	33.	28.	25.	24.	22.	20.	18.	17.	16.	15.	14.	14.	13.	14.	0.	0.*	50
51	*	0.	0.	37.	34.	32.	28.	26.	24.	23.	21.	20.	19.	18.	17.	16.	15.	15.	15.	0.	0.*	51
52	*	0.	0.	40.	34.	32.	30.	29.	28.	26.	24.	23.	21.	20.	19.	18.	17.	17.	16.	0.	0.*	52
53	*	0.	0.	2.	2.	0.	0.	0.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	0.	0.*	53
54	*	0.	0.	2.	2.	2.	1.	1.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	1.5	0.	0.*	54
55	*	0.	0.	2.	0.	0.	2.	2.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	0.	0.*	55
56	*	0.	0.	2.	2.	2.	0.	0.	0.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	0.	0.*	56
57	*	0.	0.	2.	0.	2.	2.	2.	2.	0.	0.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	0.	0.*	57
58	*	0.	0.	2.	2.	0.	0.	2.	2.	2.	1.	0.	0.	0.	1.	1.	1.	1.	1.	0.	0.*	58
59	*	0.	0.	2.	2.	2.	0.	0.	2.	1.	1.	1.	1.	1.	0.	0.	0.	1.	1.	0.	0.*	59
60	*	0.	0.	2.	0.	2.	2.	2.	0.	2.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	0.	0.*	60
61	*	0.	0.	2.	0.	0.	2.	2.	2.	0.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	0.	0.*	61
62	*	0.	0.	29.	28.	0.	26.	25.	24.	24.	0.	23.	21.	19.	17.	16.	15.	14.	14.	0.	0.*	62
63	*	0.	0.	27.	26.	26.	0.	24.	22.	21.	22.	0.	19.	17.	15.	14.	13.	0.	0.	0.*	63	
64	*	0.	0.	26.	25.	24.	0.	0.	21.	20.	19.	20.	0.	17.	15.	14.	13.	0.	0.	0.*	64	
65	*	0.	0.	0.	0.	23.	23.	0.	21.	19.	18.	17.	18.	0.	16.	14.	13.	0.	0.	0.*	65	
66	*	0.	0.	0.	0.	21.	20.	21.	0.	18.	17.	16.	15.	15.	15.	0.	12.	0.	0.	0.*	66	
67	*	0.	0.	0.	0.	20.	19.	19.	0.	18.	16.	15.	14.	13.	13.	13.	12.	11.	7	0.	0.*	67
68	*	0.	0.	0.	0.	20.	18.	17.	17.	0.	16.	14.	13.	12.	11.	11.	10.	10.	0.	0.	0.*	68
69	*	0.	0.	0.	0.	17.	15.	15.	15.	0.	15.	12.	11.	10.	10.	9.	9.	0.	0.	0.*	69	
70	*	0.	0.	0.	0.	31.	26.	25.	26.	0.	22.	19.	17.	16.	15.	16.	0.	0.	0.*	70		
71	*	0.	0.	0.	0.	30.	25.	23.	22.	24.	0.	22.	18.	16.	15.	14.	15.	0.	0.	0.*	71	
72	*	0.	0.	0.	0.	0.	26.	22.	21.	21.	22.	0.	19.	16.	14.	14.	14.	0.	0.	0.*	72	
73	*	0.	0.	0.	0.	0.	25.	21.	19.	19.	20.	0.	16.	15.	14.	14.	0.	0.	0.*	73		
74	*	0.	0.	0.	0.	0.	25.	21.	19.	18.	19.	21.	0.	18.	15.	14.	14.	0.	0.	0.*	74	
75	*	0.	0.	0.	0.	0.	11.	9.	9.	8.	8.	9.	0.	8.	7.	6.	0.	0.	0.*	75		
76	*	0.	0.	0.	0.	0.	12.	10.	9.	9.	8.	8.	9.	0.	8.	7.	6.	0.	0.	0.*	76	
77	*	0.	0.	0.	0.	0.	12.	10.	9.	8.	7.	7.	8.	0.	7.	6.	6.	0.	0.*	77		
78	*	0.	0.	0.	0.	0.	12.	10.	9.	8.	7.	7.	7.	0.	6.	6.	6.	0.	0.*	78		
79	*	0.	0.	0.	0.	0.	12.	10.	9.	8.	7.	7.	6.	6.	6.	6.	8	5.	0.	0.*	79	
80	*	0.	0.	0.	0.	0.	12.	10.	9.	8.	7.	7.	6.	6.	6.	5.	5.	5.	0.	0.*	80	

Rys. 12.8. Tablica wartości infiltracji wody z rzeki Warty obliczonych na modelu numerycznym w sektorze lokalizacji drenów od 5 do 8 studni promienistej w Krajkowie.

Siatka dyskretizacyjna modelu $\Delta x = \Delta y = 5m$; symbol „ee” oznacza bloki z warunkiem II rodzaju wzdłuż eksploatowanego drenu. Wartości liczbowe oznaczają zasilania pionowe z koryta Warty w danym bloku elementarnym ($\times 10^{-1} m^3/h$)

Wyniki badań modelowych studni promienistej

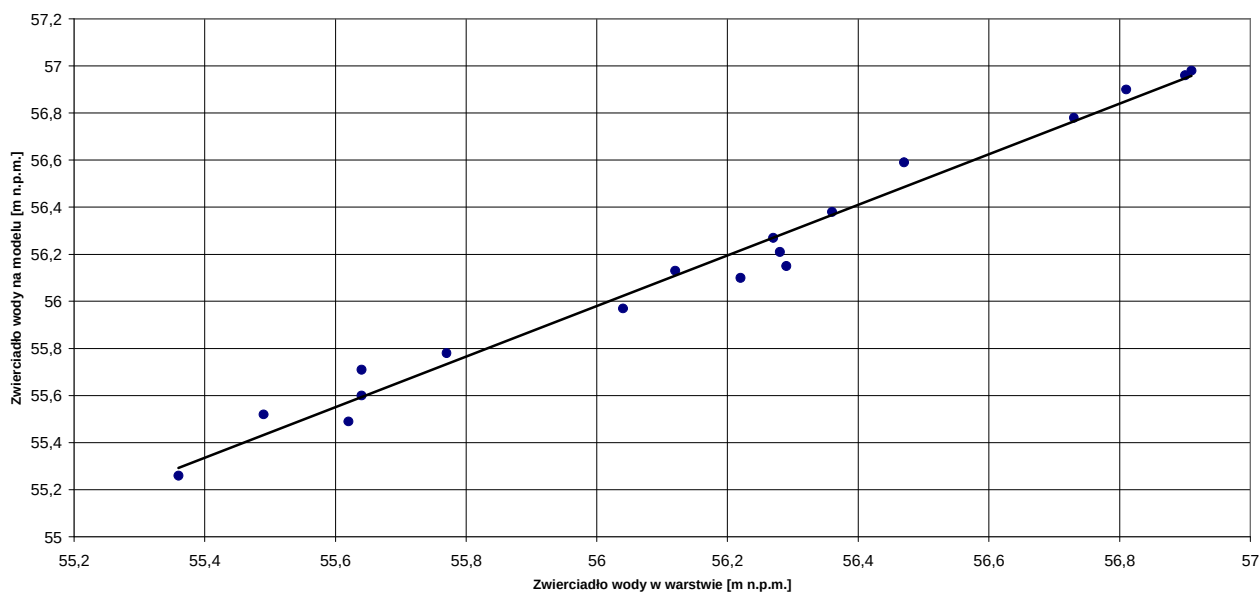
Bilans eksploatacji ujęć i składników zasilania

1) Składniki odpływu podziemnego - eksploatacja:

eksploatacja - studnie bariery brzegowej	1 082 m ³ /h	56,80 %
eksploatacja - studnia promienista	763 m ³ /h	39,35%
odpływ do ujęcia tarasowego (w granic. modelu)	94 m ³ /h	4,85%
razem	1 939 m³/h	100,00%

2) Składniki zasilania:

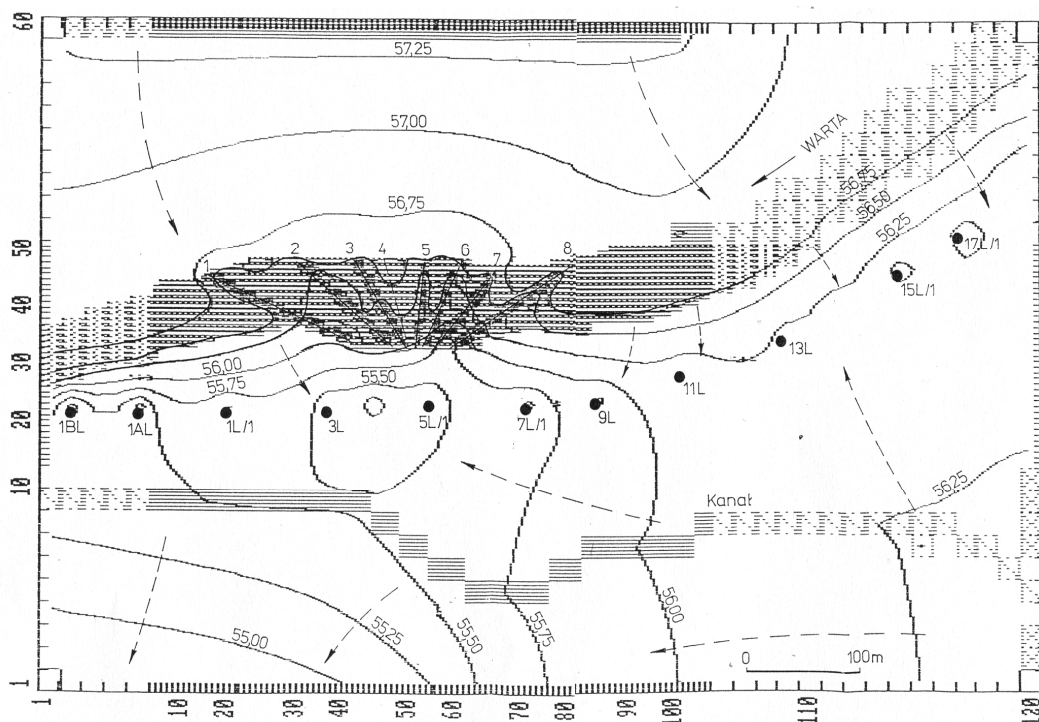
infiltracja z Warty	1 745 m ³ /h	90,09%
infiltracja z kanału ochronnego	110 m ³ /h	5,68%
dopływ zewnętrzny(gruntowy) ze zl. prawobrzeż.	82 m ³ /h	4,23%
razem	1 937 m³/h	100,00%



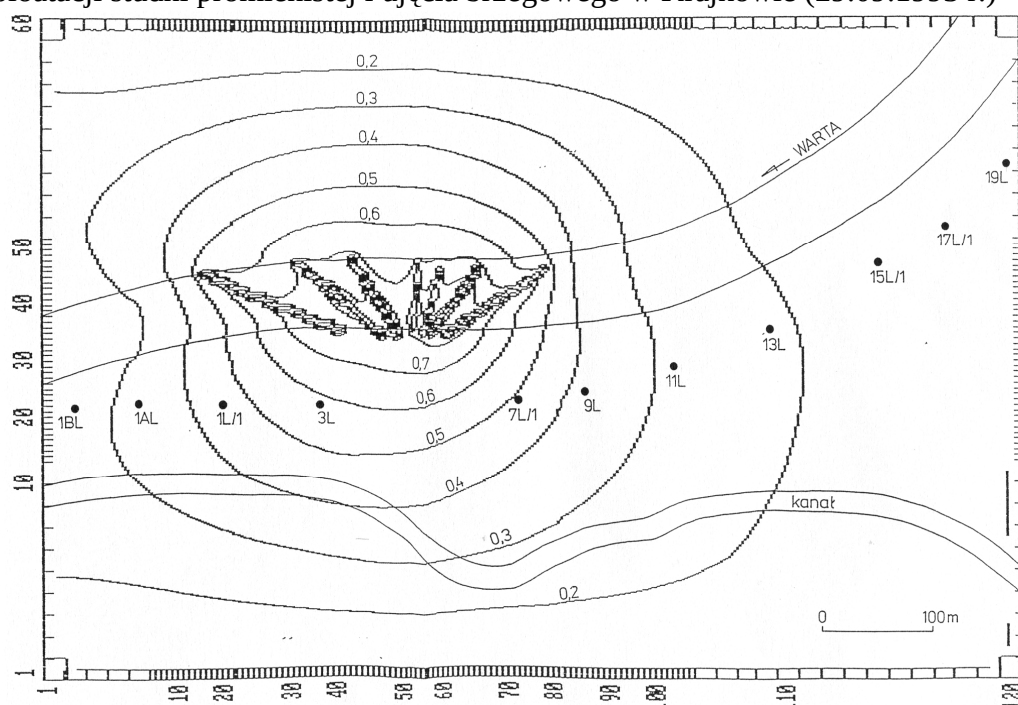
Rys. 12.9. Wykres korelacyjny wartości zwierciadła wody z pomiarów terenowych i pomierzonych na modelu numerycznym, a przedstawionych w tabeli 12.3

Wpływ eksploatacji studni promienistej na ujęcie brzegowe

Na rysunku 12.10 przedstawiono mapę hydroizohips po identyfikacji na modelu warunków eksploatacji opisanych w zestawieniu bilansowym. Z układu hydroizohips widoczny jest zarys drenów i lej depresji wywołany eksploatacją studni promienistej pod korytem Warty, wskazujący na silne jej współdziałanie z zespołem studni pionowych w barierze brzegowej. Stopień współdziałania studni promienistej z barierą brzegową zbadano, wykonując na modelu wariant obliczeń przy wyłączeniu z eksploatacji wszystkich drenów studni promienistej. Zasięg leja depresji wywołany eksploatacją studni promienistej przedstawiono na rysunku 12.11 w postaci mapy różnicowej stanów odwzorowanych na obu mapach hydroizohips. Dekolmatacja koryta Warty prowadzona za pomocą statku technicznego Wodnik spowodowała, że zasięg oddziaływania nie przekraczał we wrześniu 1993 roku (w linii Warty) rozstawu drenów (około 300 m), gdy tymczasem w okresie późnojesiennym 1992 roku zasięg ten był dwukrotnie większy (około 600 m) i obejmował również studnię 13L w barierze brzegowej, przy blisko dwukrotnie niższej wydajności studni promienistej. Poczynione obserwacje i badania wykazały, że przy planowej corocznej mechanicznej dekolmatacji osadów korytowych Warty efektywność studni promienistej w granicach wydajności uzyskiwanej we wrześniu 1993 roku jest możliwa do utrzymania przy oddziaływaniu na depresję rejonową w barierze brzegowej w granicach jej przyrostu o 0,5m. Na odcinku bariery przylegającym do studni promienistej pracowały 4 studnie (1L/1, 3L, 5L/1 i 7L/) o łącznej wydajności 268 m³/h, a wydajność studni promienistej osiągnęła 762 m³/h. W badaniach modelowych udowodniono, że wyłączenie z eksploatacji studni promienistej spowodowałoby wzrost wydajności studni pionowych zaledwie o 140 m³/h.



Rys. 12.10. Mapa hydroizohips z identyfikacją na modelu numerycznym warunków eksploatacji studni promienistej i ujęcia brzegowego w Krajkowie (29.09.1993 r.)



Rys. 12.11. Mapa depresji zwierciadła wody wywołanej eksploatacją studni promienistej w Krajkowie (29.09.1993)

Wartości współczynnika filtracji pionowej osadów pod dnem Warty

W trakcie kolejnych symulacji warunków eksploatacji studni promienistej i ujęcia brzegowego na modelu numerycznym uzyskano oszacowanie wartości współczynnika filtracji pionowej osadów wodonośnych pod dnem Warty, które decydują o natężeniu infiltracji wód rzecznych do drenów i do studni bariery brzegowej. Na rysunku 12.7 przedstawiono obraz kartograficzny wartości współczynnika filtracji pionowej, kształtujących się po zabiegach dekolmatacji hydraulicznej osadów w dnie Warty za

pomocą statku technicznego Wodnik w latach 1992 i 1993. Wartości te wzrosły wielokrotnie w porównaniu do stanu kolmatacji osadów w czerwcu 1991 roku zidentyfikowanych na modelu ujęcia brzegowego (rys.12.5).

Infiltracja wód warciańskich

Na rysunku 12.8 podano wydruk komputerowy macierzy wielkości infiltracji z Warty z poszczególnych pól dyskretyzacyjnych koryta Warty. Pola te mają wymiary $dx=dy=5m$, a więc każde pole przedstawia powierzchnię $25 m^2$ koryta rzeki. Poniżej w tabeli 5 podaje się obliczone na podstawie danych z rysunku 12.8 wartości charakteryzujące infiltrację z Warty w przeliczeniu na 1mb koryta (moduł liniowy) i w przeliczeniu na $1 m^2$ (infiltracja jednostkowa) w odniesieniu do powierzchni przy lewym brzegu (lB) - ujściowym i do powierzchni przy prawym brzegu (pB).

Tabela 12.5. Zróżnicowanie wielkości infiltracji z rzeki Warty do ujęć na Wyspie Krajkowskiej wg badań modelowych eksploatacji we wrześniu 1993 r.

L.p.	Wiersz na modelu	Infiltracja z 1 mb koryta Warty m^3/h	Infiltracja z $1 m^2$ koryta Warty lewy brzeg (lB) prawy brzeg (pB) m^3/h	Wskaźnik lB/pB
1	15	1,76	0,040 0,028	1,43
2	25	3,12	0,068 0,036	1,89
3	50	6,20	0,148 0,056	2,65
4	65	3,64	0,092 0,052	1,77
5	85	1,32	0,036 0,016	2,24
6	95	1,42	0,040 0,012	3,35

Z zestawienia wynika, że "obciążenie" infiltracyjne koryta Warty jest największe w rejonie studni promienistej i wynosi (wiersz 50) $6,2 m^3/h$ z 1mb biegu rzeki. Poza zasięgiem studni promienistej natężenie infiltracji spada do $1,76 m^3/h$ (wiersz 15) i $1,32 m^3/h$ (wiersz 85).

Nierównomierne jest również rozłożenie infiltracji w przekroju poprzecznym koryta rzeki. W przeliczeniu na $1 m^2$ jednostkowa infiltracja wynosi wzdłuż lewego brzegu od 0,036 do $0,148 m^3/h$, a wzdłuż prawego brzegu od 0,012 do $0,056 m^3/h$. Dwu do trzykrotnie większe natężenie infiltracji wzdłuż brzegu lewego (ujściowego) powoduje wzmożoną kolmatację właśnie tej strefy koryta i rozwój leja depresji przekraczającego koryto Warty co skutkuje koniecznością ochrony terenu po drugiej stronie rzeki.

Literatura uzupełniająca

- Przybyłek J., Szenic J., 1976 - Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w kat. „B” ujęcia wody dla m. Poznania w rejonie Mosina – Krajkowo – Radzewice. Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne Poznań.
- Przybyłek J., Kostecki M., 1991 – Sprawozdanie z badań na modelu numerycznym ujęcia brzegowego dla m. Poznania w Krajkowie. Stan eksploatacji ujęcia w czerwcu 1991. Centrum Badawcze Ochrony i Kształtowania Środowiska, Zakład Hydrogeologii UAM, Poznań.
- Przybyłek J., Kostecki M., 1993 – Sprawozdanie z badań modelowych. Analiza eksploatacji studni promienistej w Krajkowie według stanu we wrześniu 1993 roku. Centrum Badawcze Ochrony i Kształtowania Środowiska UAM, Poznań.
- Przybyłek J. i in., 1994 – Dokumentacja hydrogeologiczna w zakresie bilansu wód podziemnych piętra czwartorzędowego i podstaw gospodarki wodnej w strefie zasobowej ujęcia mosińskiego dla m. Poznania. PG PROXIMA S.A. Synteza badawcza.
- Zenker A., 2001 – Wpływ czynników klimatycznych, hydrogeologicznych i eksploatacji ujęć na dynamikę wód podziemnych w rejonie basenu mosińskiego. Praca magisterska pod kier. J. Przybyłka, IG UAM Poznań.

12.2 Modelowanie zbiorników retencyjnych na przykładzie zbiornika Jeziorsko – Dariusz Kasztelan, Jan Przybyłek

Zamierzone piętrzenie rzeki, a więc budowa stopnia piętrzącego lub zapory stanowi o potrzebie podjęcia różnorodnych prac studialnych, badawczych i projektowych m.in. w zakresie prognozy wpływu piętrzenia rzeki na wody podziemne, oceny tego wpływu na warunki wodno-gospodarcze w dolinie rzeki oraz obliczania systemów odwadniających regulujących stosunki wodne w sąsiedztwie spiętrzonej rzeki (Flisowski i in., 1986). Rozpatrywane z tego punktu widzenia warunki hydrogeologiczne, występujące w dolinach rzek, cechują się dużą różnorodnością tak że można wyróżnić co najmniej 13 ideowych schematów związków wód powierzchniowych i podziemnych, określających stosunek koryta rzeki i jej doliny do systemu wodonośnego, w którym ta dolina została ukształtowana (Pleczyński, Przybyłek, 1974). Nieodzowną metodą obliczeń i przeprowadzania symulacji identyfikacyjnych i prognostycznych jest modelowanie matematyczne, które prowadzone w odpowiedni sposób może również służyć do analizy oddziaływania zbiorników retencyjnych i związanych z nim budowli hydrotechnicznych na środowisko gruntowo - wodne w odniesieniu do obowiązku sporządzania ocen ich oddziaływania na całe środowisko przyrodnicze. Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 9 listopada 2010 roku do przedsięwzięć mogących zawsze znacząco oddziaływać na środowisko kwalifikuje m.in.: zapory lub inne urządzenia przeznaczone do zatrzymywania i stałego retencjonowania (gromadzenia) większej od 10 mln m³ ilości wody nowej lub dodatkowej, a także budowle piętrzące wodę o wysokości piętrzenia 5 m i więcej (Dz. Ustaw Nr 213, poz. 1397, §2.1, pkt 35 oraz 36).

Zbiorniki retencyjne obok kopalni odkrywkowych uważane za ten element działalności człowieka, który w największym stopniu wpływa na zmiany nie tylko warunków hydrogeologicznych w otoczeniu danego obiektu, ale również wywołuje zmiany przyrodnicze niekiedy w znacznej od siebie odległości (Milliman, 1998).

Postępowanie badawcze związane z zastosowaniem modelowania matematycznego na różnych etapach projektowania i eksploatacji zbiornika retencyjnego Jeziorsko na rzece Warcie, wybudowanego na pograniczu województwa łódzkiego i wielkopolskiego pomiędzy Sieradzem a Uniejowem, może posłużyć jako dobry przykład ilustracyjny w tym zakresie.

Badania modelowe metodą AEHD zapory czołowej i bocznej zbiornika Jeziorsko na etapie jego projektowania (1974)

Już na etapie projektowania zapór zbiornika Jeziorsko posłużono się metodą modelowania z wykorzystaniem metody analogii elektrohydrodynamicznej AEHD co pozwoliło projektantom na wybranie optymalnych rozwiązań konstrukcyjnych budowli hydrotechnicznych, (zaporą czołową, zapory boczne). Zespół pracowników Akademii Rolniczej w Poznaniu pod kierunkiem Bogumiła Lewandowskiego (Lewandowski i in., 1974) wykonał szereg badań modelowych dla zapory czołowej w dolinie rzeki Warty oraz zapory bocznej doliny rzeki Pichny. Celem przeprowadzonych badań modelowych było określenie wpływu poziomych zabezpieczeń przeciwpiltracyjnych (fartuch iłowy) na całkowity wydatek filtracji oraz porównawcze określenie przepływów przy zastosowaniu pionowej przesłony filtracyjnej (ścinki szczelne).

Podłoże modelowanych zapór stanowią aluwia doliny Warty reprezentowane przez piaski i żwiry których miąższość wynosi od 4 do 30 m w rejonie zapory czołowej (dolina Warty) oraz do 10 m dla zapory bocznej (dolina dopływowa Pichny, dla których średnia wartość współczynnika filtracji wynosi odpowiednio $k=4,68 \cdot 10^{-4}$ m/s oraz $1,04 \cdot 10^{-4}$ – $7,47 \cdot 10^{-4}$ m/s. Poniżej serii aluwialnej zalegają utwory kredy górnej reprezentowane przez: gezy, margle, wapienie piaszczyste o średniej wartości

współczynnika filtracji $k=1,57 \cdot 10^{-4}$ m/s a w rejonie zapory Pichna $1,04 \cdot 10^{-4}$ m/s. W trakcie późniejszych badań potwierdzono przepuszczalność utworów kredowych do głębokości 60 m (Buraczyński, 1986).

Na etapie tworzenia modelu założono, że:

- filtracja wody odbywa się tylko przez podłoże zapory. Zaporę przyjęto jako szczelną – fakt ten potwierdzają dzisiejsze obserwacje wydajności drenażu zapory,
- warstwa aluwialna (górna) jak i warstwa margli górnej kredy (dolna) są jednorodne.

Badania modelowe wykonano dla kilku scenariuszy rozwiązań technicznych:

- brak zabezpieczeń,
- zabezpieczenie poziome w postaci fartucha z gliny o szerokości 50 m,
- zabezpieczenie poziome w postaci fartucha z gliny o szerokości 100 m.

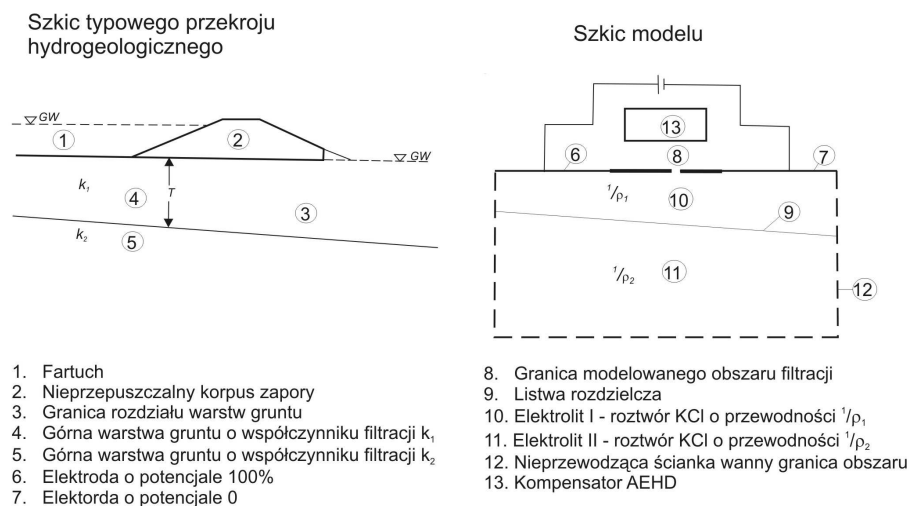
Dodatkowo dla zapory czołowej wykonano symulacje dla następujących wariantów:

- filtracja wody odbywa się przez podłoże przy zastosowaniu zabezpieczenia w postaci ścianki szczelnej w miejsce fartucha,
- filtracja wody odbywa się tylko przez utwory aluwialne, utwory kredowe potraktowano, jako nieprzepuszczalne.

Badania filtracji przez zapory wykonano na modelu w skali 1:200. Na rysunku 12.12 przedstawiono szkic typowego przekroju hydrogeologicznego oraz odpowiadający mu szkic modelu. Utwory przepuszczalne modelowano za pomocą elektrolitów sporządzonych z roztworów chlorku potasu o odpowiedniej przewodności. Granicę rozdziału warstwy aluwialnej od kredowej wykonano z listwy z metaplexu z nawiniętymi na niej pętlami wykonanymi z drutu miedzianego. Tak wykonana granica zabezpieczała przed możliwością mieszania się roztworów, a z drugiej strony umożliwiała przepływ prądu. Od dołu oraz z boków model został ograniczony nieprzepuszczalnymi ściankami wanny o maksymalnych rozmiarach 130x65 cm, co przy przyjętej skali modelu pozwalało odwzorować obszar filtracji o miąższości 130m. Korpus zapory oraz nieprzepuszczalny fartuch iłowy modelowano za pomocą plasteliny natomiast w miejscu początkowej i końcowej linii ekwipotencjalnej na modelu umieszczono elektrody miedziane, które włączono w obwód prądu elektrycznego.

Na tak sporządzonych modelach za pomocą kompensatora AEHD wyznaczano położenie linii ekwipotencjalnych prądu elektrycznego. Linie te odpowiadają w naturze izotachom, które z kolei umożliwiły wyliczenie wydatku filtracyjnego.

W wyniku przeprowadzonych badań ustalono minimalną szerokość uszczelnienia czaszy zbiornika w postaci fartucha iłowego wzdłuż biegu zapory czołowej oraz zapory bocznej Pichna. Wykazano między innymi zależność pomiędzy miąższością oraz szerokością fartucha, a udziałem utworów aluwialnych w sumarycznym wydatku filtracji pod zaporami w poszczególnych rejonach planowanych budowli piętrzących. Sumaryczny przepływ przez podłoże zapory bocznej zmieniał się od $1,45 \text{ m}^3/\text{s}$ w przypadku braku zabezpieczenia do $1,61 \text{ m}^3/\text{s}$ w przypadku fartucha o szerokości 100 m na całej długości zapory. W trakcie badań wykazano, iż zabudowanie z wykorzystaniem ścianek szczelnych pierwszej warstwy przepuszczalnej odpowiada 30 metrom przesłony poziomej. Zdobyte w trakcie badań doświadczenia zaowocowały stosowaniem poziomych przesłon filtracyjnych z wykorzystaniem folii PE na zbiorniku Jeziorsko oraz na zbiorniku Sulejów na Pilicy.



Rys. 12.12. Schemat hydrogeologiczny i szkic modelu zapory czołowej zbiornika retencyjnego (wg Lewandowski i in., 1974)

Badania modelowe zbiornika Jeziorsko wykonane dla prognozy jego wpływu na tereny przyległe za pomocą programu numerycznego T.Piweckiego na rozwiązanie równania Boussinesqa (1977)

Kolejnym ważnym zagadnieniem na etapie projektowania zbiornika Jeziorsko, w którym nieodzowne okazały się badania modelowe, było określenie zmian warunków krążenia wód podziemnych po napełnieniu zbiornika. Jedynym sposobem na uzyskanie kompleksowych informacji o przyszłych zmianach na terenach przyległych były prognostyczne badania modelowe przeprowadzone za pomocą programu numerycznego autorstwa Teofila Piweckiego z Instytutu Hydrotechniki Politechniki Gdańskiej na maszynie cyfrową Odra 1204 (Pazdro, 1977) pozwalającego rozwiązywać równanie Boussinesqa w przyjętych krokach czasowych. Badania zostały przeprowadzone przez zespół pracowników Instytutu Budownictwa Melioracyjnego i Rolniczego SGGW-AR w Warszawie (Pożniak, Wienclaw, Pajnowska, 1977; Wienclaw, 1980).

Badania pozwoliły na zaprojektowanie i podjęcie działań mających niwelować ujemne skutki piętrzenia wody w zbiorniku poprzez:

- optymalną rozbudowę sieci melioracyjnych na terenach depresyjnych w stosunku do zbiornika,
- zaprojektowanie sieci monitoringowej wokół budowanego zbiornika,
- dobór rzędnych charakterystycznych (minimalny, maksymalny poziom piętrzenia),
- wybranie na podstawie symulacji komputerowych najlepszego pod względem technicznym i finansowym sposobu przygotowania czaszy zbiornika pod zalew.

Przy prowadzeniu badań przyjęto następujące założenia:

- proces filtracji w obszarze badań może zostać sprowadzony w obliczeniach do dwuwymiarowego, płaskiego w planie,
- ruch wody przez warstwy słabo przepuszczalne zachodzić będzie tylko w pionie,
- lokalne zaburzenia filtracji można odwzorować poprzez dodatkowe opory filtracji.

Największy problem przy budowie modelu stanowiło ustalenie granic modelu tak, aby przyjęte granice modelowanego obszaru nie rzutowały na otrzymywane wyniki. Problem ten wynikał z faktu niedostatecznego rozpoznania warunków hydrogeologicznych całej struktury wodonośnej, w której miał funkcjonować zbiornik

Obliczenia prognostyczne przeprowadzono w 3 etapach:

- (1) obliczenia odpływów gruntowych w warunkach przed spiętrzeniem rzeki Warty,
- (2) ustalenie dynamiki i rozwoju kształtu powierzchni piezometrycznej, wywołanych piętrzeniem rzeki, wyznaczenie zewnętrznych warunków brzegowych etapu 3,
- (3) uściślenie wyników uzyskanych w 2 etapie dla terenów depresyjnych przyległych do zbiornika.

Map of the Warta river basin showing the location of the study area. The map includes the Warta river, major cities like Uniejów, Warta, Sieradz, and Zduńska Wola, and various geographical features like the Opatów Reservoir and the Warta Reservoir. A 10 km scale bar is provided. The legend indicates that the grid represents the study area, divided into three stages of calculation (I, II, III) and the location of amortization blocks.

Legend:

- I i II etapy obliczeń, (Grid pattern)
- III etap obliczeń, (Dense grid pattern)
- bloki amortyzujące (Wavy line pattern)

Rys. 12.13. Schematyzacja obszaru badań w rejonie projektowanego zbiornika retencyjnego Jeziorsko z etapami przeprowadzonych przeglądowych i szczegółowych badań modelowych (Wienclaw, 1980)

Ustanowiono odrębne pola filtracji dla dolin i wysoczyzny poprzez zróżnicowanie parametrów (k , μ), wczytano dane spagu warstwy nieprzepuszczalnej, przyjęto krok czasowy w rozwiązywaniu filtracji nieustalanej: 61 dni dla symulacji stanu minimalnego spiętrzenia (116 m n.p.m.) oraz 30 dni dla stanu maksymalnego spiętrzenia (121,5 m n.p.m.); czas prognozy dla minimalnego piętrzenia: 10 lat, dla wysokiego piętrzenia: 19 lat.

Podstawowym zadaniem badań prognostycznych było określenie ilości wód gruntowych jakie będzie należało odprowadzać w okresie maksymalnego napełnienia zbiornika tak aby zwierciadło wody na terenach depresyjnych zalegało głębiej aniżeli

0,5 m p.p.t. Wykonane obliczenia wykazały konieczność odprowadzenia następujących ilości wód gruntowych:

- dolina Warty – 30000 m³/d,
- dolina Pichny – 6500 m³/d,
- dolina Teleszyny 4000 m³/d.

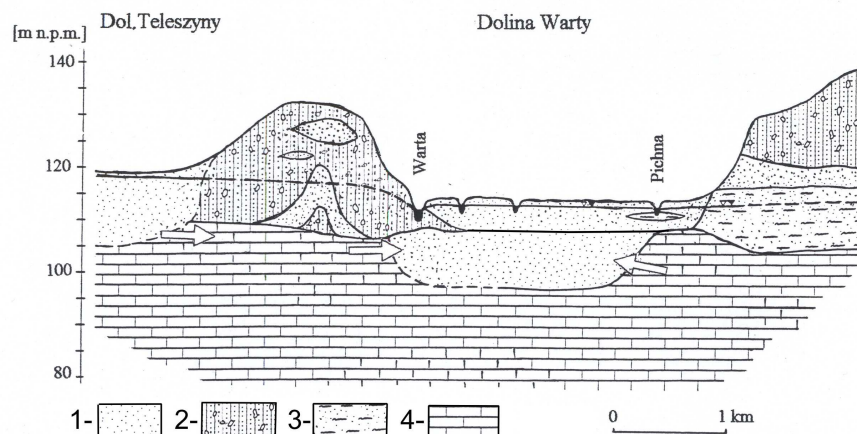
W wyniku przeprowadzonych symulacji uzyskano ponadto prognostyczne mapy hydroizohips dla charakterystycznych rzędnych piętrzenia wody w zbiorniku (116,0 oraz 121,5 m n.p.m.). Z porównania map prognostycznych w stosunku do mapy stanu pierwotnego można było wykreślić mapy zasięgu oddziaływania zbiornika na stany wód podziemnych.

Należy tu wspomnieć, iż zastosowanie modelowania matematycznego nie powinno się ograniczać jedynie do etapu projektowania czy budowy zbiornika. Po kilku pierwszych latach eksploatacji zbiornika należy dokonać weryfikacji wyników wcześniejszych badań prognostycznych. Jest to bowiem okres niejednokrotnie olbrzymich zmian w warunkach zasilania i drenażu warstw wodonośnych i nieocenione są w tej weryfikacji wyniki prowadzonego monitoringu stanów wód podziemnych. Systematyczna analiza położenia zwierciadła wód podziemnych wraz z weryfikacją symulacji prognostycznych pozwalają wówczas na w miarę szybką reakcję użytkownika zbiornika retencyjnego na zmiany warunków hydrogeologicznych zachodzące na terenach wokół zbiornika retencyjnego. Efektem takich analiz może być korekta funkcjonowania i zasięgu sieci melioracyjnej, podjęcie decyzji o konieczności dodatkowego wykupu gruntów, czy korekta instrukcji eksploatacji zbiornika retencyjnego, obiektywizacja wnoszonych roszczeń odszkodowawczych.

Badania modelowe wpływu zbiornika retencyjnego Jeziorsko na dynamikę i bilans wód podziemnych w pierwszych latach jego eksploatacji wg programu SWW2 z biblioteki Hydrylib (1996)

Badania modelowe analizujące pierwsze lata funkcjonowania zbiornika Jeziorsko wraz z wykorzystaniem obserwacji stacjonarnych prowadzonych w latach 1985-1996 przeprowadził J. Przybyłek wraz z zespołem (Przybyłek i in., 1996, Przybyłek, 1999). Zbudowany za pomocą programu SWW2 z biblioteki HYDRYLIB model filtracji ustalonej obejmował obszar o powierzchni 320 km². Obszar badań modelowych dyskretyzowano siatką kwadratową o bokach $\Delta x = \Delta y = 250$ m. Na modelu odwzorowano 2 warstwy wodonośne (rys.12.14):

- I warstwa obliczeniowa o powierzchni $F = 203$ km² odpowiada utworom aluwialnym dolin Warty, Pichny i Teleszyny gdzie w piaszczysto-żwirowych osadach występują wody o swobodnym zwierciadle,
- II warstwa obliczeniowa o powierzchni 320 km² reprezentuje spękany kompleks skał górnej kredy o regionalnym rozprzestrzenieniu oraz napiętym zwierciadle wody w rejonie wysoczyzn; w dolinach rzecznych gdzie brak osadów izolujących zwierciadło wody ma charakter swobodny.



Rys. 12.14. Przekrój hydrogeologiczny przez dolinę Warty w rejonie zbiornika Jeziorsko

Objaśnienia: 1- utwory piaszczysto-żwirowe, 2- gliny zwałowe stadiału Warty, 3- utwory piaszczysto-mułkowe, 4 – spękane margle i wapienie górnej kredy (mastrycht)

Na zbudowanym modelu odwzorowano stan naturalny przed wybudowaniem zbiornika oraz 3 stany napełnienia zbiornika odpowiadające następującym rzędnym piętrzenia: 116,0, 120,5, 121,5. Wykonane badania modelowe umożliwiły uzyskanie porównywalnych map hydroizohips ilustrujących warunki przepływu wód podziemnych dla odwzorowanych na modelu stanów. Na mapach hydroizohips (Rys.12.15) uzyskanych na modelach dla rzędnych piętrzenia wody w zbiorniku 120,5 oraz 121,5 m n.p.m. zarysowały się główne miejsca ucieczek wody ze zbiornika do warstw wodonośnych oraz strumienie wód podziemnych kształtujące się w wyniku infiltracji wód ze zbiornika.

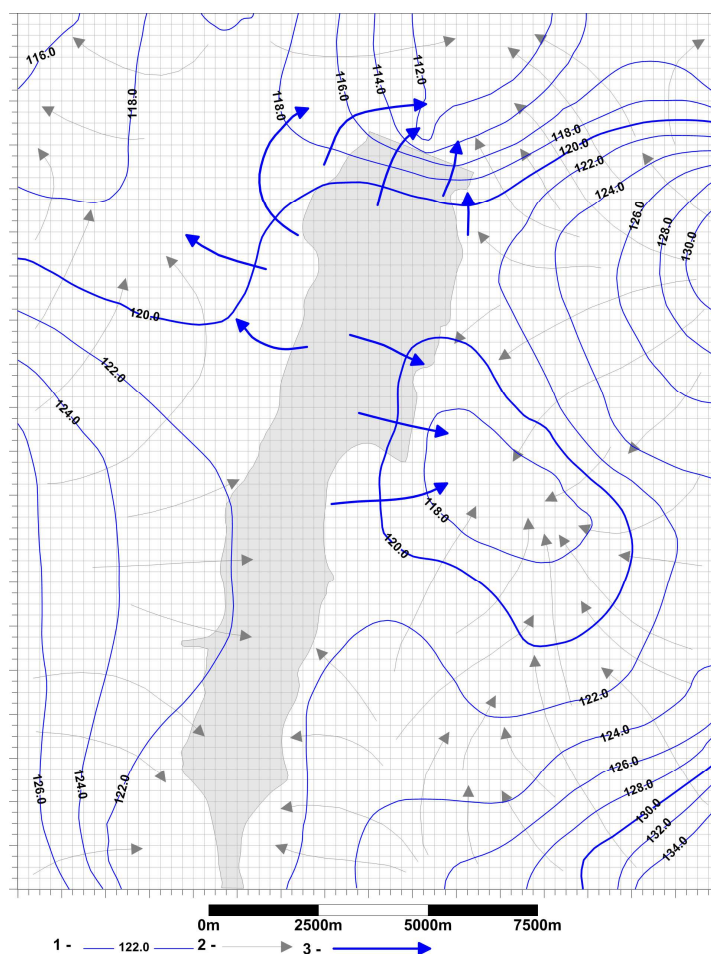
Przy rozwiązaniu problemów z utrzymaniem zwierciadła wód podziemnych na głębokości umożliwiającej rolnicze wykorzystanie gruntów na terenach depresyjnych pomocne okazały się obliczenia bilansowe na wspomnianych modelach.

Na podstawie badań bilansowych przeprowadzonych na modelu numerycznym oszacowano wielkości ucieczek wody drogami podziemnymi ze zbiornika retencyjnego do okalającego systemu hydrogeologicznego w wielkości zależnej od wysokości piętrzenia:

- o przy rzędnej 116,0 m n.p.m. $Q_{inf} = 353 \text{ m}^3/\text{h}$ (8472 m^3/d),
- o przy rzędnej 120,5 m n.p.m. $Q_{inf} = 1159 \text{ m}^3/\text{h}$ (27816 m^3/d),
- o przy rzędnej 121,5 m n.p.m. $Q_{inf} = 1640 \text{ m}^3/\text{h}$ (39360 m^3/d).

Stan pierwotny średni zwierciadła wody podziemnej w rejonie zapory czołowej wynosił 112,5 m n.p.m.

Odnosząc przyrosty natężenia infiltrujących wód do wielkości przyrostu słupa piętrzenia wody w zbiorniku otrzymamy w stosunku do jednostkowego przyrostu słupa (1 m) następujące wielkości przyrostów jednostkowych natężenia infiltracji: 70,6 m^3/h , 201,5 m^3/h oraz 481 m^3/h .



Rys. 12.15. Mapa hydroizohips piętra górnokredowego przy rzędnej 121,5 m n.p.m. piętrzenia wody w zbiorniku retencyjnym Jeziorsko (Przybyłek i in., 1995, Przybyłek, 1999) z identyfikacji rozwiązania na modelu numerycznym

Objaśnienia: 1- hydroizohipsy [m n.p.m.], 2- strumienie wód podziemnych, 3 – ucieczki wody ze zbiornika Jeziorsko

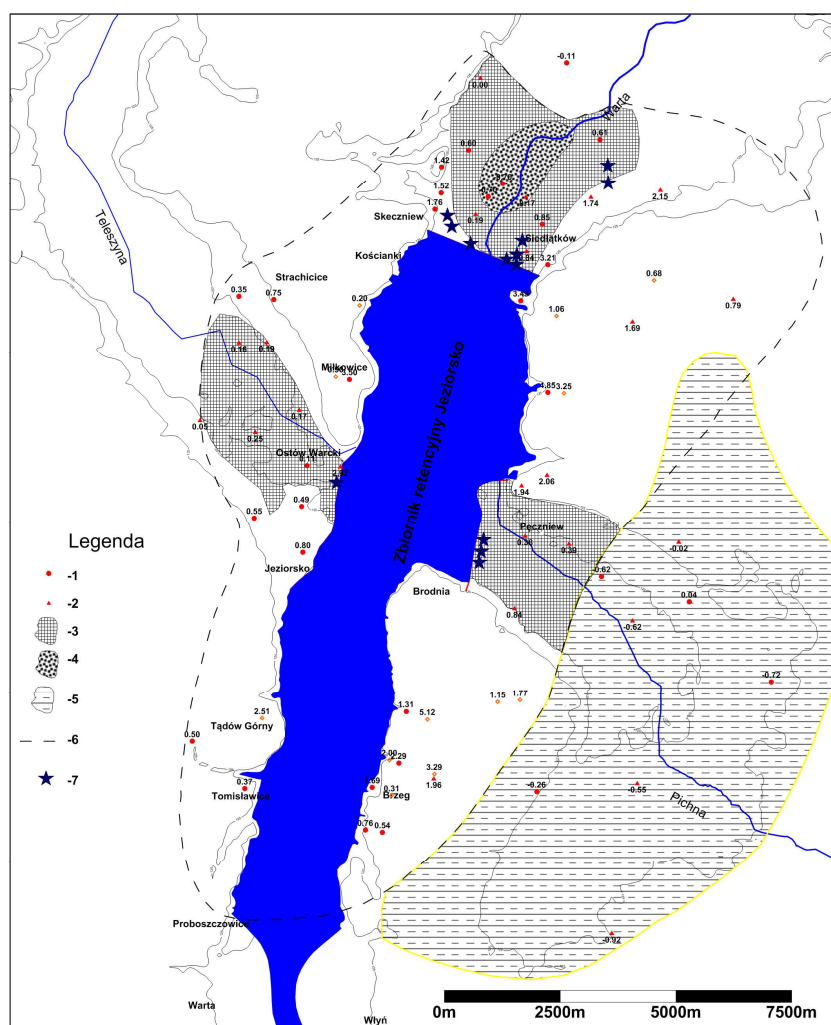
Porównanie bilansu ucieczek wody dla różnych stanów napełnienia zbiornika oraz w odniesieniu do różnych jego stref zestawiono w tabeli 12.6.

Tabela 12.6. Ucieczki wody ze zbiornika retencyjnego Jeziorsko do okalającego systemu hydrogeologicznego przy dwóch podstawowych wysokościach napełnienia

Lokalizacja strefy ucieczek wody	Piętrzenie 120,5 m n.p.m.		Piętrzenie 121,5 m n.p.m.	
	m ³ /h	%	m ³ /h	%
Rejon zapory – od Skęczniewa	306	26,4	435	26,5
Rejon zapory – od Siedlątkowa	350	30,2	353	21,5
Odływ do doliny Teleszyny	147	12,7	214	13
Odływ do doliny Pichny	324	28	401	24,5
Odływ z S części zbiornika	32	2,7	237	14,5
Razem	1159	100,0	1640	100,0

Z obliczeń tych wynika iż obniżenie maksymalnego poziomu piętrzenia wody w zbiorniku z 121,5 do 120,5 m n.p.m. skutkuje zmniejszeniem ucieczek wody ze zbiornika z 1640 m³/h do 1159 m³/h. W związku powyższym, a także z potrzebą zmniejszenia innych ujemnych skutków maksymalnego piętrzenia wody w zbiorniku oraz zwiększenia rezerwy powodziowej od roku 1998 wprowadzono do instrukcji eksploatacji zbiornika jako podstawowy tzw. normalny poziom piętrzenia

120,5 m n.p.m. Ponadto badania modelowe potwierdziły zjawiska obserwowane na wykresach wahań zwierciadła wód podziemnych w poszczególnych poziomach wodonośnych wokół zbiornika. Wykazały wystarczającą wydajność systemu melioracyjnego w dolinie Pichny oraz przekraczającą w stosunku do sieci monitoringowej zasięg oddziaływania zbiornika na tereny depresyjne w dolinie Teleszyny oraz w dolinie Warty poniżej zapory czołowej. Uzyskane wyniki badań modelowych uzasadniły konieczność rozszerzenia obszaru objętego obserwacjami stacjonarnymi poniżej zapory czołowej oraz wykonanie nowych piezometrów w dolinie Teleszyny i dolinie Warty poniżej zbiornika na udokumentowanych dalszych rejonach oddziaływania zbiornika na wody gruntowe, nie uwzględnionych w prognozach projektowych. Zasięg oddziaływania zbiornika w 2003 roku pokazano na rysunku 12.16.



Rys. 12.16. Zasięg oddziaływania zbiornika Jezioro – według stanu w 2003 roku (Kasztelan, Przybyłek, 2007)

1- studnie kopane, 2- piezometry, 3- minimalizacja wpływu zbiornika przez systemy melioracyjne, 4- obniżenie zwierciadła wody w wyniku erozji dna Warty, 5- zdrenowane tereny w dolinie Pichny, 6- zasięg wpływu zbiornika, 7- podtopienia terenu i powstałe samowypływy (źródłiska) wód podziemnych

Badania modelowe według programu Visual MODFLOW uszczegóławiające wpływ zbiornika Jezioro na rejon doliny Teleszyny (2005)

Powódź z 1997 roku wraz z długotrwałym okresem napełnienia zbiornika Jezioro zaowocowała nowymi rejonami, na których wystąpiły ujemne skutki piętrzenia wody w zbiorniku a także nowe zjawiska hydrodynamiczne. Największe

zmiany zaobserwowano w dolinie Warty poniżej zapory czołowej oraz w dolinie Teleszyny (rys.12.16). Rejon lewobrzeżnej doliny Teleszyny na etapie projektowania i budowy zbiornika uznano za obszar poza zasięgiem potencjalnego oddziaływania zbiornika. Efektem tych założeń był brak dostatecznego rozpoznania budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych oraz niedostateczna ilość punktów monitoringowych. Po wykonaniu na tym terenie kilkunastu otworów badawczych i poszerzeniu istniejącej sieci monitoringowej oraz rocznym cyklu obserwacji cotygodniowych przystąpiono do badań modelowych. Odwzorowania warunków hydrogeologicznych dokonano z wykorzystaniem programu Visual MODFLOW ver.2.8.2 (McDonald and Harbaugh, 1988), Harbaugh and McDonald, 1996). Stworzony quasi-przestrzenny model lokalny składa się z 3 warstw o stałym kroku siatki dyskretyzacyjnej $\Delta x = \Delta y = 125\text{m}$. Odwzorowanie trójwymiarowej zmienności warstw było możliwe dzięki stworzeniu cyfrowego modelu terenu (DTM) w programie Surfer oraz mapy stropu utworów górnej kredy i rozdzielenie w formie dwóch warstw utworów aluwialnych doliny Teleszyny. Zapory zbiornika (rys.12.17) odwzorowano przy pomocy modułu WALL (Hsieh and Freckleton 1993). Przy schematyzacji warunków krążenia uwzględniono również uszczelnienie czaszy zbiornika w rejonie zapory czołowej. Na modelu przyjęto następujące warunki brzegowe (rys.12.17):

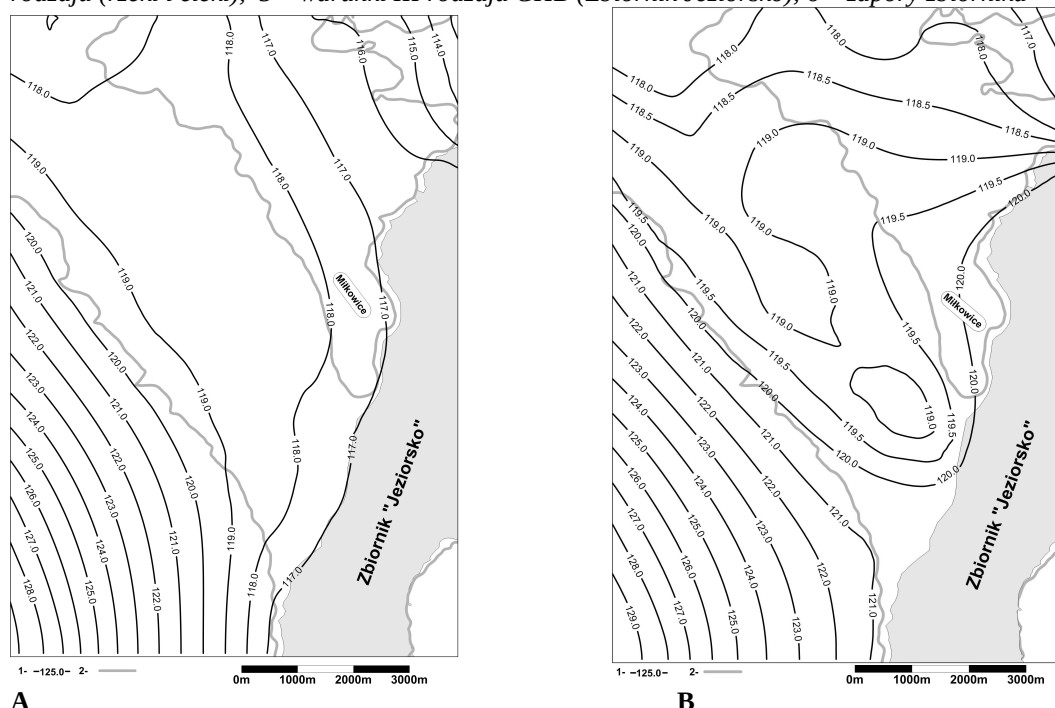
- I rodzaju, $H = \text{constans}$ przyjęto na odpływie wód podziemnych w dolinie Teleszyny,
- II rodzaju $Q = \text{constans}$, jako stałe zasilanie wodami opadowymi na całej powierzchni modelu,
- III rodzaju $Q = f(H)$ którym odwzorowano rzeki Wartę i Teleszynę oraz cieki i rowy melioracyjne – warunki wewnętrzne. Natomiast zbiornik Jeziorsko oraz dopływ strumieni wód podziemnych w utworach górnej kredy wzdłuż granicy W i N modelu został odwzorowany przy pomocy specjalnego modułu GHB – warunki zewnętrzne.

Identyfikację i weryfikację modelu przeprowadzono w nawiązaniu do stanów wód podziemnych mierzonych w studniach i piezometrach. Na modelu dokonano obliczeń dla średnich stanów przed wybudowaniem zbiornika oraz dwóch skrajnych stanów wody w zbiorniku: 120,5 i 116,3 m n.p.m.

Dla odwzorowanych na modelu stanach minimalnych (116,3 m n.p.m.) i normalnych (120,5 m n.p.m.) uzyskano gorsze wyniki identyfikacji w porównaniu z modelem dla stanów średnich przed budową zbiornika. Nadwyżka stanów wody podziemnej pomierzonych w terenie w stosunku do otrzymanych na wytarowanym modelu stacjonarnym stanu minimalnego jest do wytłumaczenia faktem, iż stan minimalny w zbiorniku jest utrzymywany zaledwie w okresie 2-4 miesięcy w roku. W pozostałym okresie stany wody w zbiorniku są wyższe. Natomiast niedobór stanów wody podziemnej pomierzonych w terenie w stosunku do danych na wytarowanym modelu dla stanu normalnego (120,5 m n.p.m.) można wytłumaczyć również krótkim okresem maksymalnego napełnienia zbiornika, 3-4 miesięcy w roku. W pozostałych miesiącach zwierciadło wody w zbiorniku jest niższe (Kasztelan, Przybyłek, 2007).

Uzyskane w wyniku symulacji mapy hydroizohips dla piętra górnokredowego (Rys.12.18) pokazują zmiany warunków krążenia wód podziemnych w dolinie Teleszyny w wyniku piętrzenia wody w zbiorniku Jeziorsko do rzędnej 116,3 m n.p.m. = const (figura A) oraz 120,50 m n.p.m. = const (figura B). Wywołane zmiany krążenia wód w obrębie tej wysoczyzny morenowej wynikają z reorganizacji strumieni przepływu wód podziemnych: pierwotnie wody podziemne spływały do doliny Warty (Rys.12.18A), obecnie kierują się w stronę doliny Teleszyny na rzędnych wyższych od maksymalnego piętrzenia wody w zbiorniku retencyjnym (Rys.12.18B),

Objaśnienia: 1 – granica modelu, 2 – krawędzie wysoczyzn, 3 – warunki I rodzaju, 4 – warunki III rodzaju (rzeki i cieki), 5 – warunki III rodzaju GHB (Zbiornik Jeziorsko), 6 – zapory zbiornika



Rys. 12.18. Mapa hydroizohips piętra górnokredowego A- przy stanie 116,3 m n.p.m., B- przy stanie 120,5 m n.p.m. w zbiorniku Jeziorsko

255

wielkości ucieczek wody ze zbiornika retencyjnego do warstw wodonośnych przy różnych stanach jego napełnienia (Tabela 12.7 i 12.8)

Tabela 12.7. Bilans krążenia wód podziemnych w rejonie doliny Teleszyny i na sąsiednich wysoczyznach morenowych przy stanie wody w zbiorniku retencyjnym 116,3 m n.p.m.

Składnik bilansu wód podziemnych	Natężenie przepływu strumienia filtracyjnego [m ³ /d]		Udział w ogólnym bilansie [%]	
	Zasilanie	Drenaż	Zasilanie	Drenaż
Infiltracja efektywna opadów	18679	-	64,34	-
Dopływ/odpływ z zewnętrznych granic modelu	3681	3278	12,68	11,36
Zasilanie/drenaż wewnątrz modelowanego obszaru	6671*	25579	22,98	88,64
	29031	28857	100%	100%

Tabela 12.8. Bilans krążenia wód podziemnych w rejonie doliny Teleszyny i na sąsiednich wysoczyznach morenowych przy stanie wody w zbiorniku 120,5 m n.p.m.

Składnik bilansu wód podziemnych	Natężenie przepływu strumienia filtracyjnego [m ³ /d]		Udział w ogólnym bilansie [%]	
	Zasilanie	Drenaż	Zasilanie	Drenaż
Infiltracja efektywna opadów	19707	-	59,03	-
Dopływ/odpływ z zewnętrznych granic modelu	3036	3378	9,09	10,26
Zasilanie/drenaż wewnątrz modelowanego obszaru	10647*	29545	31,88	98,76
	33390	32923	100%	100%

* - ucieczki wody ze zbiornika retencyjnego zasilające system wód podziemnych

Pełniejszy obraz możliwych w przyszłości zmian warunków krążenia dawałyby symulacje prognostyczne na modelach filtracji nieustalonej. Model filtracji ustalonej nie uwzględnia efektu kumulowania się negatywnych skutków piętrzenia wody w zbiorniku i jest pewnym uproszczeniem na co wskazuje większość autorów zajmujących się tą tematyką. Sam cel lub cele funkcjonowania zbiornika wymuszają na jego użytkowniku pewną elastyczność w zakresie ustalania okresu i czasu trwania piętrzenia i jego wielkości w skali jednego roku czy kilku postępujących po sobie lat. W zależności od stanów wód powierzchniowych i wielkości opadów sposób użytkowania zbiornika może ulegać zmianie w skali wielolecia. Zmianie ulegać będą również warunki krążenia. Kolejnym ważnym argumentem przemawiającym za budowa modeli filtracji nieustalonej jest fakt, iż zmienność ilości opadów w skali wielolecia zmniejsza lub potęguje wpływ zbiornika na stany wód podziemnych w jego otoczeniu.

Zbudowanie wiernego modelu hydrogeologicznego a w konsekwencji matematycznego nastarcza jednak wielu problemów osobom zajmującym się tą tematyką. Do największych zaliczyć należy:

- o słabe rozpoznanie budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych wokół zbiornika, w trakcie prac projektowych największy nacisk kładzie się na dokładne rozpoznanie budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych pod budowlami hydrotechnicznymi, pomijając tereny wokół przyszłego jeziora zaporowego, szczególnie dalsze;

- o mała ilość danych monitoringowych dla wszystkich warstw wodonośnych; w celu dogłębnego rozpoznania warunków hydrogeologicznych konieczne jest funkcjonowanie sieci monitoringowej o zasięgu przekraczającym wpływ budowanego zbiornika. Łatwiej jest w późniejszych latach zawęzić zasięg i gęstość punktów monitoringowych niż stanąć w obliczu braku informacji i konieczności rozbudowy sieci. Dodatkowo przed podjęciem działań naprawczych na takich terenach konieczny jest pewien czas na zebranie informacji i okres jednego roku nie jest tu miarodajny;
- o zmienne warunki brzegowe, zwłaszcza dla zbiorników na terenach nizinnych sporym problemem jest wierne odwzorowanie w formie warunku brzegowego samego zbiornika. Wynika to z faktu, iż duże wahania lustra wody powodują duże zmiany w zasięgu linii brzegowej nizinnego zbiornika retencyjnego.

Literatura uzupełniająca

- Buraczyński Z., 1986: Badania geologiczno-inżynierskie dla zbiornika retencyjnego Jeziorsko na rzece Warcie. *Gospodarka Wodna*, nr 8, s. 185-187.
- Flisowski J., Iwanejko R., Trzos O., Wieczysty A., Brzoza-Wójcik M., 1986: Prognozowanie wpływu piętrzenia rzek na wody podziemne i obliczanie systemów odwadniających. *Poradnik*. Wyd. Politechniki Krakowskiej, Kraków.
- Hsieh P., A., Freckleton J., R., 1993: Documentation of a computer program to simulate horizontal-flow barriers using the USGS Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model. USGS- OFR 92-477.
- Kasztelan D., Przybyłek J., 1999: Sieć i wyniki monitoringu stanów wód podziemnych wokół zbiornika retencyjnego Jeziorsko w dolinie rzeki Warty. W: *mat. Konf. Nauk. Współczesne problemy hydrogeologii Tom IX*. Warszawa-Kielce 1999 s.425-429.
- Kasztelan D., Przybyłek J., 2007: Problematyka i metodyka badań wpływu zbiorników retencyjnych na stany wód podziemnych w ich otoczeniu – na przykładzie zbiornika Jeziorsko. *Nauka Przyroda Technologie*. Wyd. Akademii Rolniczej w Poznaniu, tom I, z. 1, 1-12.
- Lewandowski B., Rembeza L., Morawski J., Przedwojski B., 1973: Badanie filtracji przez podłoże pod zaporą czołową i boczną zbiornika wodnego w Jeziorsku. *Instytut Budownictwa Wodno-Melioracyjnego WSR w Poznaniu (maszynopis)*.
- Milliman, J. D. Zapory - błogosławieństwo czy przekleństwo? *Gospodarka Wodna* 1998, Nr 1, s. 11—13. Tytuł oryginalny Blessed dams or damned dams, *Nature* 1997.
- Pleczyński J., Przybyłek J., 1974: Problematyka dokumentowania zasobów wód podziemnych w dolinach rzecznych. *Studium metodyczne*. Wyd. Geol. Warszawa.
- Poźniak R., Wienclaw E., Pajnowska H., 1977: Prognoza wpływu zbiornika wodnego Jeziorsko na warunki hydrogeologiczne terenów przyległych. *Akademia Rolnicza w Warszawie. Instytut Budownictwa Melioracyjnego i Rolniczego (maszynopis)*.
- Przybyłek J. i in., 1996: Dokumentacja i prognoza wpływu zbiornika retencyjnego Jeziorsko w dolinie Warty na dynamikę wód podziemnych przyległych obszarów. (maszynopis) *Zakład Hydrogeologii IG UAM Poznań*.
- Przybyłek J., 1996: Wpływ zbiornika retencyjnego Jeziorsko w dolinie Warty na system wód szczelinowych w utworach górnej kredy. [w:] *Mat. Konf. „Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski”*, Wrocław, s.187-2001.
- Przybyłek J., 1999: Wpływ zbiornika retencyjnego Jeziorsko w dolinie Warty na dynamikę wód podziemnych. W: *Mat. Konf. Nauk. – Techn. „Eksploracja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych”*. Wyd. Akademii Rolniczej w Poznaniu, 239-253.
- Reilly T., E., 2001: System and boundry conceptualization in ground-water flow simulation. *USGS—TWRI Book 3, Chapter B8*.
- Wienclaw E., 1980: Prognozowanie odpływów gruntowych na terenach przyzbiornikowych. (na przykładzie zbiornika Jeziorsko). *Maszynopis pracy doktorskiej. Archiwum SGGW-AR w Warszawie*.

13. Modele migracji zanieczyszczeń - Jarosław Kania, Stanisław Witczak

13.1 Uwagi wstępne o modelowaniu migracji zanieczyszczeń

Tworzenie modeli transportu jest niezbędne dla uzyskania wiarygodnych prognoz migracji zanieczyszczeń antropogenicznych w zbiornikach wód podziemnych. Aby modele transportu były wiarygodne powinny być wykalibrowane w oparciu o dane doświadczalne (m.in. obserwacje migracji substancji z istniejących ognisk zanieczyszczeń, eksperymenty z użyciem sztucznych znaczników, czy też obserwacje zachowania się znaczników środowiskowych). Nie wystarczy oparcie się tylko na wykalibrowanym modelu przepływu, gdyż prędkość migracji substancji rozpuszczonych w wodzie nie zależy od przewodności tylko od stosunku współczynnika filtracji do porowatości odkrytej (Kania i in., 2004; Zuber i in., 2007).

Według słownika hydrogeologicznego (Dowgiałło i in., red., 2002) model matematyczny migracji zanieczyszczeń obejmuje pole hydrodynamiczne opisywane równaniami filtracji oraz konwekcyjno-dyspersyjne równania transportu na drodze migracji zanieczyszczeń od ogniska do miejsca poboru (drenażu) wody. Celem prowadzonych obliczeń modelowych jest ilościowa ocena zagrożenia jakości i ilości zasobów wody.

Podczas przepływu zanieczyszczeń w wodach podziemnych zachodzą następujące zjawiska (Witczak, Adamczyk, 1994; Spitz, Moreno, 1996):

- adwekcja – transport zanieczyszczeń wraz z wodą podziemną, ze średnią jej prędkością,
- dyfuzja – przepływ strumienia zanieczyszczeń ze strefy o wyższym stężeniu do strefy o niższym stężeniu, niezależnie od kierunku przepływu wody,
- dyspersja hydrodynamiczna – rozproszenie substancji rozpuszczonej w wodzie na skutek zróżnicowanych prędkości poszczególnych strug wody w kanalikach porowych,
- sorpcja – gromadzenie się na powierzchni minerałów lub cząstek koloidalnych cząsteczek substancji rozpuszczonej w wodzie (adsorpcja) oraz uwalnianie uprzednio zasorbowanych cząsteczek (desorpcja),
- rozpad promieniotwórczy i/lub biodegradacja – procesy, które w wyniku reakcji fizykochemicznych i biochemicznych prowadzą do spadku stężenia substancji zanieczyszczających w czasie.

Poza wymienionymi powyżej, mamy do czynienia z procesami (fizycznymi, chemicznymi czy biologicznymi), których wpływ na transport zanieczyszczeń wciąż jest słabiej rozpoznany np. hydrolizą, utlenianiem czy biotransformacją (Spitz, Moreno, 1996).

Zanieczyszczenia przemieszczające się w wodach podziemnych dzielimy na konserwatywne i reaktywne. Transport zanieczyszczeń konserwatywnych wywołany jest jedynie adwekcją i dyspersją, zaś migracja substancji reaktywnych jest dodatkowo regulowana przez procesy mogące zmienić ich masę w wodach podziemnych (sorpcję, reakcje fizykochemiczne i biochemiczne).

13.2 Równanie transportu masy

Procesy migracji zanieczyszczeń w wodach podziemnych najłatwiej zrozumieć analizując najprostszy jednowymiarowy (1D) przypadek opisujący zmiany stężenia zanieczyszczenia w polu filtracji. Jednowymiarowe równanie adwekcyjno-dyspersyjne, uzupełnione o sorpcję i rozpad, można przedstawić w postaci (Miller, Weber, 1984 za Fetter, 1999):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v_x \frac{\partial C}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{B_d}{n_o} \frac{\partial C^*}{\partial t} + \left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_{rxn} \quad (1)$$

[adwekcja] [dyspersja] [sorpcja] [reakcje]

gdzie:

C – stężenie składnika w wodzie, ML^{-3} ,

t – czas, T,

x – odległość na kierunku przepływu, L,

D_L – współczynnik dyspersji hydrodynamicznej podłużnej, L^2T^{-1} , ($D_L = \alpha_L v_x + D_M$, gdzie α_L – stała dyspersji podłużnej, L, v_x – średnia prędkość liniowa przepływu wody, LT^{-1} , D_M – współczynnik dyfuzji molekularnej, L^2T^{-1})

B_d – gęstość objętościowa szkieletu gruntowego, ML^{-3} ,

n_o – porowatość odkryta, –,

C^* – stężenie sorbowanego składnika w fazie stałej, MM^{-1} ,

rxn – indeks wskazujący na biologiczną bądź chemiczną reakcję składnika (inną niż sorpcja).

Pierwsze wyrażenie po prawej stronie równania odnosi się do jego przepływu adwekcyjnego, drugie określa dyspersję składnika w wodzie, trzecie wyrażenie oznacza sorpcję składnika w fazie stałej (w kompleksie sorpcyjnym), a ostatnie wskazuje na możliwość zmiany stężenia składnika w czasie wywołaną reakcjami biologicznymi, chemicznymi, czy też w wyniku rozpadu promieniotwórczego.

Dla rozwiązania równania transportu masy, podobnie jak w przypadku równania przepływu, konieczne jest podanie warunków początkowych i brzegowych (Kinzelbach, 1986; Macioszczyk, 1999). Warunki początkowe odpowiadają wartościom stężeń migrującego składnika w polu filtracji, podanym na początku symulacji (dla $t = 0$). Warunki brzegowe określają oddziaływanie pomiędzy badanym ośrodkiem i jego otoczeniem. Warunek brzegowy I rodzaju (Dirichleta) polega na zadaniu stałego w czasie stężenia składnika ($C = \text{const}$) w określonej lokalizacji w polu filtracji. Warunek brzegowy II rodzaju (Neumanna) odpowiada wymuszeniu określonej wartości stężenia zanieczyszczeń w miejscach, w których znany jest z badań pola hydrodynamicznego dopływ wód podziemnych do modelu. Warunek brzegowy III rodzaju (Cauchy'ego) jest kombinacją liniową dwóch poprzednich.

W każdym przypadku bardzo istotne jest określenie warunków iniekcji oraz detekcji migrującej substancji. Na przykład inne są równania opisujące stężenie substancji odniesione do objętości ośrodka (tzw „resident”) a inne kiedy stężenie odniesione jest w proporcji do przepływu wody podziemnej („flux”). Pierwszy przypadek odnosi się np. do stężeń mierzonych w piezometrach, a drugi do stężeń w wodzie eksploatowanej przez studnię, gdzie uśrednia się ono proporcjonalnie do wydatku ze stref o różnej przepuszczalności. Problem ten wprowadzili do opisu transportu masy Kreft i Zuber (1978).

13.3 Zrozumienie modeli migracji zanieczyszczeń

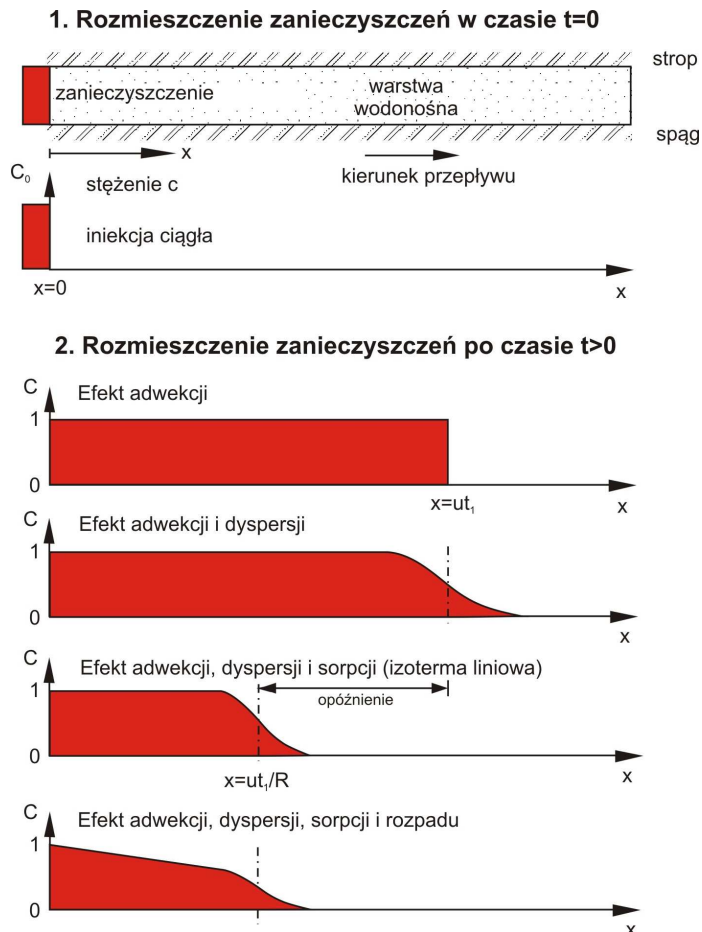
Dla zrozumienia procesów migracji zanieczyszczeń wymagana jest umiejętność stworzenia właściwego modelu konceptualnego procesów, które powinny być uwzględnione w czasie modelowania. Jak manifestują się poszczególne procesy opisane przez ogólne równanie transportu masy dla najprostszego przypadku jednowymiarowej migracji w ustalonym polu hydrodynamicznym przedstawia rysunek 13.1. Pokazano na nim migrację substancji rozpuszczonych w wodzie w warunkach ciągłej iniekcji zanieczyszczenia. Przemieszczanie się chmury zanieczyszczenia wyrażone jest zmianą względnego stężenia migrującej substancji.

Człon adwekcyjny równania transportu (1) manifestuje się przemieszczaniem tłokowym substancji z szybkością równą średniej rzeczywistej prędkości wody podziemnej u . Takie obliczenia wykonuje się wzdłuż wybranych linii prądu np. programem MODPATH (Pollock, 1988) z pakietu programowego Visual MODFLOW (Guiguer, Franz 1995-2003). Dla prawidłowości obliczeń istotne jest właściwe rozpoznanie współczynnika filtracji oraz ocena jaka część przestrzeni porowej bierze aktywny udział w przepływie. W przypadku skał okruchowych i przy stosunkowo szybkim przepływie wykorzystujemy tu współczynnik porowatości aktywnej n_a . Przy powolnych przepływach w skali regionalnej może być uzasadnione branie pod uwagę całości por skomunikowanych ze sobą, gdyż na skutek dyfuzji następuje wyrównywanie stężeń między porami aktywnymi, a porami nie biorącymi udziału w przepływie (Zuber, Motyka, 1994; Małecki i in., 2006).

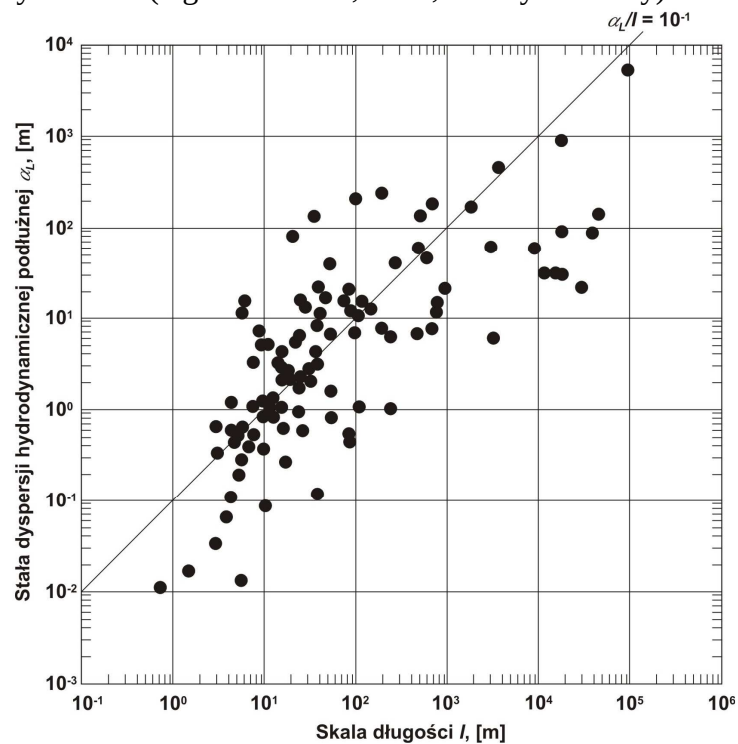
Uwzględnienie członu dyspersyjnego w równaniu transportu (1) skutkuje w opisywanym przypadku (rys. 13.1) rozproszeniem migrującej substancji na czole przemieszczającej się chmury zanieczyszczeń. W typowych przypadkach migracji w strefie aktywnej wymiany wód decyduje o tym dyspersja hydrodynamiczna reprezentowana w równaniu transportu 1D przez współczynnik dyspersji hydrodynamicznej podłużnej D_L lub stałą dyspersji α_L . Rozproszenie na czole chmury zanieczyszczeń jest wywołane przez zróżnicowane szybkości strug wody w porach i szczelinach o zróżnicowanych rozmiarach. Na skutek tego część migrującej substancji wyprzedza front wypierania tłokowego opisany przez człon adwekcyjny, a część opóźnia się względem tego frontu. Szerokość strefy generowanej na czole chmury zanieczyszczeń zależy od przyjętych do obliczeń parametrów dyspersji, z których pozyskaniem można się zapoznać np. w poradniku Małeckiego i in. (2006). Ważnym problemem zwłaszcza przy obliczeniach w skali regionalnej jest fakt wzrostu stałej dyspersji wraz ze wzrostem dystansu na którym rozpatrujemy migrację (problem skali – rys. 13.2) Zjawisko to wynika z obecności w polu filtracji makroniejednorodności o zróżnicowanej przepuszczalności. Stała dyspersji odzwierciedla w przybliżeniu rozmiar niejednorodności generujących dyspersję hydrodynamiczną.

Pokazane wyżej skutki procesów opisanych członem adwekcyjnym i dyspersyjnym równania transportu charakteryzują migrację substancji konserwatywnych nie reagujących z ośrodkiem skalnym i nie ulegających procesom rozpadu. Opis zachowania się substancji reaktywnych wymaga przede wszystkim uwzględnienia możliwości sorpcji przez fazę stałą oraz rozpadu (najczęściej biodegradacji). Uwzględniają to dwa kolejne główne człony równania transportu (1).

Zjawisko sorpcji opisane kolejnym członem równania transportu (1) masy manifestuje się opóźnieniem migracji w stosunku do substancji konserwatywnych (rys. 13.1). Wielkość opóźnienia wyrażana jest przez współczynnik opóźnienia (retardacji) R . Jest on zależny od stałej podziału opisującej w jakiej proporcji w stanie równowagi ze skałą następuje podział substancji między roztworem a fazą stałą. Opis tej zależności nazywany jest izotermą sorpcji (Małecki i in., 2006). W procesach modelowania migracji najczęściej wykorzystuje się liniową izotermę sorpcji. Wartość R może być wtedy uznana za wartość stałą niezależną od stężenia migrującej substancji. Bardziej złożone izotermy sorpcji wymagają bardziej skomplikowanych rozwiązań. Dodatkowo w niektórych przypadkach należy brać pod uwagę kinetykę procesu sorpcji, kiedy nie można założyć, że proces osiąga stan równowagi.



Rys. 13.1. Schematyczny opis efektów adwekcji, dyspersji, sorpcji i rozpadu podczas migracji zanieczyszczenia (wg Kinzelbach, 1986, zmodyfikowany).



Rys. 13.2. Zależność dyspersji hydrodynamicznej podłużnej od skali badania (wg Gelhar i in., 1992).

Zjawisko rozpadu (biodegradacji) opisuje ostatni człon równania transportu (1). Najbardziej typowe procesy rozpadu mogą być opisane przez kinetykę reakcji pierwszego rzędu podobnie jak rozpad promieniotwórczy. Rozpad manifestuje się w tym przypadku eksponencjalnym spadkiem stężenia substancji, przy czym dogodną miarą oprócz stałej rozpadu jest czas połowicznego rozpadu $t_{1/2}$. Po każdorazowym okresie czasu równym $t_{1/2}$, stężenie migrującej substancji spada o połowę. Opis pozyskiwania parametrów rozpadu i przykładowe wartości można znaleźć w poradniku Małeckiego i in. (2006).

Przedstawiony na najprostszym przykładzie (rys. 13.1) wpływ procesów rządzących migracją pokazuje do jakich najprostszych sytuacji można sprowadzić proces opisu migracji zanieczyszczeń. Podane założenia modelu conceptualnego migracji powinny być zawsze zdefiniowane, a stosowane uproszczenia uzasadnione.

Przy tworzeniu modeli migracji należy dążyć do możliwie prostego opisu procesów, uwzględniając najistotniejsze z nich. Zbytnie skomplikowanie opisu prowadzi zazwyczaj do konieczności uwzględnienia dużej ilości parametrów charakteryzujących proces, a pozyskanie wiarygodnych danych jest wtedy trudne i może generować większą niepewność niż uzyskana dla prostych warunków modelowania.

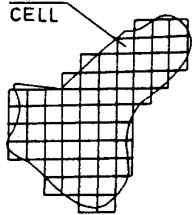
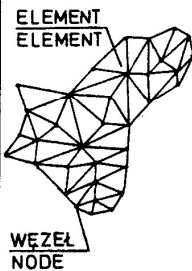
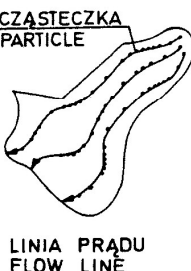
13.4 Metody symulacji i algorytmy rozwiązań

Adwekcyjno-dyspersyjne równanie transportu substancji w wodzie może być rozwiązane zarówno przy użyciu metod numerycznych, jak i analitycznych. Zastosowanie metod analitycznych ogranicza się do uproszczonych warunków filtracji, najczęściej dla strumienia jedno- lub dwuwymiarowego (Kleczkowski i in., 1984). Konieczne jest uproszczenie geometrii badanego ośrodka, przy założeniu najczęściej jego homogeniczności. Bardzo często jednak duże uproszczenie skomplikowanej sytuacji hydrogeologicznej ułatwia zrozumienie praw rządzących wód zanieczyszczonych. Obliczenia sposobem uproszczonym należy wykonywać szczególnie wtedy, gdy dane dotyczące pola hydrodynamicznego i parametrów warstwy wodonośnej są nieliczne lub nie osiągają wysokiego stopnia pewności.

Do oceny migracji substancji w wodach podziemnych tworzone są najczęściej numeryczne modele adwekcyjno-dyspersyjne oparte na czterech podstawowych metodach numerycznego rozwiązania różniczkowego równania transportu (rys. 13.3):

- metodzie różnic skończonych (Finite Difference Method – FDM),
- metodzie elementów skończonych (Finite Element Method – FEM),
- metodzie charakterystyk (Method of Characteristics – MOC) lub zmodyfikowanej metodzie charakterystyk (Modified Method of Characteristics – MMOC),
- metodzie Random Walk (RW).

Opis tych metod, ich testowanie i wykorzystanie w praktyce ma bardzo bogatą literaturę (Kinzelbach, 1986; Goode, Konikow, 1991; Anderson, Woessner, 1992; Spitz, Moreno, 1996; Zheng, Wang, 1999).

TYP MODELU MODEL TYPE	FDM	FEM	MOC/RANDOM-WALK
TYPOWY SCHEMAT DYSKRETYZACJI MODELU TYPICAL MODELS DISCRETIZATION DIAGRAM			

Rys. 13.3. Schematy dyskretyzacji modeli migracji zanieczyszczeń (wg Gorelick, 1985 za Maciejewski i in., 1991).

W metodach FDM i FEM w celu numerycznego rozwiązania różniczkowego równania transportu masy stosuje się trzy podstawowe schematy obliczeniowe (schematy różnicowe): jawny (explicite), niejawny (implicite) oraz Crank-Nicholsona (Kinzelbach, 1986). Wady te spowodowały intensywny rozwój metod cząstkowych (MOC/MMOC), które wprowadzają znacznie mniejszą dyspersję numeryczną niż FDM czy FEM, a na modelach transportu masy uwzględniających jedynie adwekcję nie generują jej zupełnie. W zagadnieniach o skali regionalnej dla modelowania migracji masy może być stosowana jedynie zmodyfikowana metoda charakterystyk (MMOC), omijająca problemy techniczne powstałe przy wykorzystywaniu klasycznej MOC. Wadą metod cząstkowych jest występujący dość często problem ze zbilansowaniem masy, zwłaszcza na skomplikowanych modelach regionalnych.

Równocześnie starano się ulepszyć klasyczną FDM. W efekcie powstała metoda TVD (Total-Variation-Diminishing).

W porównaniu ze standardowymi FDM, metody TVD okazują się bardziej dokładnymi, zwłaszcza przy rozwiązywaniu problemów transportu z dominacją adwekcji. Chociaż nie są tak skuteczne w eliminacji dyspersji numerycznej jak metody cząstkowe, to ich zdolność do dobrego zbilansowania masy, mniejsze wymagania odnoszące się do zarezerwowania minimalnego obszaru pamięci komputera i szybkość obliczeń, czynią metody TVD pewnym kompromisem pomiędzy standardowymi FDM a metodami charakterystyk.

Zdecydowana większość dostępnych modeli ma charakter deterministyczny, gdzie rozwiązanie równania transportu odbywa się dla określonego zbioru danych wejściowych w postaci parametrów hydrodynamicznych i transportu oraz warunków brzegowych obliczeń. Modele te zakładają, że rozkład parametrów jest znany, a wynik obliczeń ma określona wartość w określonych punktów obszaru (Fetter, 1999).

W modelowaniu stochastycznym zakłada się, że parametry modelu oraz ich rozkład charakteryzują się określoną niepewnością i przewidywane obliczenia prognostyczne obarczone są ryzykiem popełnienia błędu. Oblicza się bardziej wartość oczekiwaną stężenia wraz z jej odpowiednią wariancją, aniżeli wartość określoną w modelowaniu deterministycznym (Dagan, 1988). Przykład takiego podejścia można znaleźć w pakiecie programowym GMS (Jones, 2005).

13.5 Ocena możliwości budowy modeli migracji

Model transportu zanieczyszczeń jest konstruowany na bazie wykalibrowanego modelu pola hydrodynamicznego. Model przepływu kalibrowany jest poprzez dopasowanie wysokości hydraulicznych i bilans przepływu, stąd daje niejednoznaczne

rozwiązania szybkości przepływu wód podziemnych (Kania i in., 2004; Zuber i in., 2007).

Oprócz parametrów uwzględnianych w modelu przepływu, podstawowymi parametrami charakteryzującymi proces transportu zanieczyszczeń w wodach podziemnych są m.in.:

- porowatość aktywna (efektywna) utworów wodonośnych n_a ,
- stała dyspersji hydrodynamicznej podłużnej α_L oraz poprzecznej α_T ,
- współczynnik opóźnienia R , będący miarą sorpcji zanieczyszczenia.
- parametry charakteryzujące rozpad (biodegradację).

Ponadto, otrzymanie wiarygodnych rezultatów obliczeń wymaga odpowiedniego rozpoznania pola hydrogeochemicznego badanego ośrodka wraz z wartościami stężeń w warunkach brzegowych obszaru.

Sposób przygotowania modelu migracji zanieczyszczeń przedstawiono na przykładzie substancji ulegającej rozpadowi, o zmiennym stężeniu na wejściu do systemu (por. rozdział 13.7). Substancję zanieczyszczającą symuluje znacznik środowiska, jakim jest tryt, a modelowanie odbywa się w skali regionalnej.

Należy zaznaczyć, że modelowanie migracji dla ognisk zanieczyszczeń (punktowych, małoobszarowych) prowadzone jest według tych samych zasad. Korzystający z poradnika może przedstawiony przykład wykorzystać również jako sposób przygotowania modelu migracji dowolnej substancji zanieczyszczającej, dla której dysponuje się danymi dotyczącymi struktury modelu i warunkami iniekcji zanieczyszczeń do zbiornika wód podziemnych.

Najbardziej czasochłonną czynnością podczas modelowania przepływu i migracji zanieczyszczeń jest proces tworzenia modelu i jego kalibracja. Już na etapie konstrukcji modelu przepływu należy zwrócić uwagę na elementy mające wpływ na prawidłowe funkcjonowanie modelu transportu. Istotnym czynnikiem jest m.in. rozmiar bloków obliczeniowych modelu. Dyskretyzacja modelowanego obszaru powinna uwzględniać m.in. dostępność i zmienność parametrów hydrodynamicznych i transportu. Z kolei zbyt duży rozmiar bloków obliczeniowych powoduje wystąpienie zjawiska dyspersji numerycznej.

W celu minimalizacji zjawiska dyspersji numerycznej, przy symulacji transportu masy klasyczną metodą różnic skończonych, rozmiar bloku obliczeniowego powinien być dobierany z uwzględnieniem liczby Pecleta (Kinzelbach, 1986; Spitz, Moreno, 1996):

$$Pe = \frac{v_x \times \Delta x}{D_L} = \frac{v_x \times \Delta x}{\alpha_L \times v_x} = \frac{\Delta x}{\alpha_L}$$

(2)

gdzie:

Pe – liczba Pecleta, –,

v_x – rzeczywista prędkość przepływu wód podziemnych w kierunku osi x , $L T^{-1}$,

Δx – wymiar pojedynczego bloku w kierunku osi x , L ,

α_L – stała dyspersji hydrodynamicznej podłużnej, $[L]$,

D_L – współczynnik dyspersji hydrodynamicznej podłużnej, $L^2 T^{-1}$.

Liczba Pecleta (2) wyraża stosunek transportu adwekcyjnego do transportu dyspersyjnego. Problem w rozwiązaniu numerycznego równania adwekcyjno-dyspersyjnego pojawia się szczególnie, gdy główną rolę odgrywa przenoszenie adwekcyjne, stąd rozmiar bloków modelu powinien spełniać kryterium $Pe \leq 2$ ($\Delta x \leq 2\alpha_L$) w celu uniknięcia dyspersji numerycznej (Kinzelbach, 1986). W przypadku modeli

regionalnych, wymagałoby to często dyskretyzacji obszaru modelu na bloki obliczeniowe o rozmiarach maksymalnie kilkunastu czy kilkudziesięciu metrów. Przy większych rozmiarach bloków modelu można uniknąć nadmiernego wpływu dyspersji numerycznej przez zastosowanie odpowiedniej metody numerycznego rozwiązania równania transportu masy (np. MOC, TVD) (Hill, Tiedeman, 2007; Zheng, Wang, 1999).

Oprócz odpowiedniego doboru rozmiaru bloków obliczeniowych, istotne jest określenie kroku czasowego Δt dla śledzenia migracji składnika, w celu zapewnienia stabilności obliczeń i uniknięcia zjawiska oscylacji numerycznej. Warunki stabilności obliczeń określa kryterium Couranta (Kinzelbach, 1986; Spitz, Moreno, 1996):

$$Co = \left| v_x \frac{\Delta t}{\Delta x} \right| \leq 1$$

(3)

gdzie:

Co – liczba Couranta, –,

v_x – rzeczywista prędkość przepływu wód podziemnych w kierunku osi x , LT^{-1} ,

Δx – wymiar pojedynczego bloku w kierunku osi x , L ,

Δt – wielkość kroku czasowego dla modelowania migracji składnika, T ,

13.6 Ocena wiarygodności wyników modelowania

Wiarygodność wyników modelowania migracji zanieczyszczeń zależy od kilku podstawowych czynników:

- oprogramowanie (software) zastosowane do obliczeń powinno być sprawdzone,
- model konceptualny powinien uwzględniać we właściwy sposób procesy, które się chce zamodelować,
- kluczowym problemem jest ograniczona dostępność parametrów migracji zanieczyszczeń (por. Małecki i in., 2007).

Aby modele transportu były wiarygodne powinny być sprawdzone i wykalibrowane (np. Hill, Tiedeman, 2007; Bear, Cheng, 2010). Przed rozpoczęciem procesu kalibracji należy sprawdzić model matematyczny opisujący migrację zanieczyszczeń lub jego kod komputerowy. Takiego sprawdzenia dokonuje się zazwyczaj porównując wyniki modelowania numerycznego z analitycznym. Hydrogeolog zazwyczaj korzysta z gotowego profesjonalnego kodu komputerowego. Przy wyborze odpowiedniego pakietu programowego należy brać pod uwagę przede wszystkim programy wielokrotnie sprawdzone przez wielu użytkowników. Do takich pakietów należą programy amerykańskiej służby hydrogeologicznej (USGS) – dla przepływu MODFLOW (McDonald, Harbaugh, 1988) i dla migracji MT3D (Zheng, Wang, 1999). W tym przypadku przeważnie nie prowadzi się własnego sprawdzenia, chociaż jest to zalecane. Wiarygodność modeli transportu podnosi się także w wyniku procesu walidacji. Przedstawione terminy zostały precyzyjnie opisane w poradniku dotyczącym wykorzystania metod znacznikowych w badaniach hydrogeologicznych (Zuber i in., 2007). Poniżej przytaczamy najważniejsze elementy tych definicji.

Kalibracja modelu (lub tarowanie – patrz rozdział 6) jest procesem rozwiązywania zadania odwrotnego tzn. ze znanych związków wejście wyjście znajduje się parametry systemu (Zuber i in., 2007).

Dane doświadczalne niezbędne do kalibracji modelu transportu to:

- obserwacje migracji z istniejących ognisk zanieczyszczeń,
- eksperymenty z użyciem znaczników sztucznych,
- obserwacje zachowania się znaczników środowiskowych.

Pierwsze dwa źródła danych są zazwyczaj niedostępne ze względu na niezbędną długotrwałość obserwacji wynikającą z powolności migracji (z wyjątkiem ośrodka szczelinowo-krasowego).

Niedostatecznie wykorzystywanym źródłem danych są obserwacje migracji substancji uznanych za znaczniki środowiskowe. Są to substancje konserwatywne lub częściej reaktywne, które migrują w wodach podziemnych od lat, dziesiętek, setek czy nawet tysięcy lat.

Obserwacje znaczników środowiskowych są najczęściej interpretowane w celu określenia czasu przebywania wody w systemie („wiek wód”). Przy tej okazji wyjaśniane są procesy związane z ich migracją i oceniane są parametry migracji. Z tych doświadczeń należy skorzystać przy kalibracji modeli transportu. Kalibracja powinna być jednak oparta o rozkład stężeń znaczników środowiskowych. Biorąc powyższe pod uwagę, kalibracja modeli transportu w niezanieczyszczonych zbiornikach wód podziemnych powinna być realizowana na podstawie stężeń znaczników środowiskowych z uwzględnieniem ewentualnej sorpcji, rozpadu i innych procesów związanych z migracją tych substancji.

Walidacja modelu (opisana jako weryfikacja w rozdziale 6) jest postępowaniem ukierunkowanym na uzyskanie potwierdzenia, że model jest poprawną reprezentacją procesu lub systemu. Walidacja jest szczególnie wiarygodna jeżeli prognozy uzyskane ze skalibrowanego modelu zgadzają się z nowymi danymi doświadczalnymi uzyskanymi w warunkach odmiennych od tych użytych do kalibracji (Zuber i in., 2007).

Model migracji skalibrowany i poddany walidacji coraz lepiej odzwierciedla opisywany proces migracji. Trzeba jednak mieć na względzie, że model ma zawsze charakter autorski. Za wiarygodność modelu odpowiada w największym stopniu autor. Nie można stwarzać wrażenia, że o jakości modelu decyduje komputer czy pakiet programowy. Są to tylko narzędzia wykorzystywane przez autora.

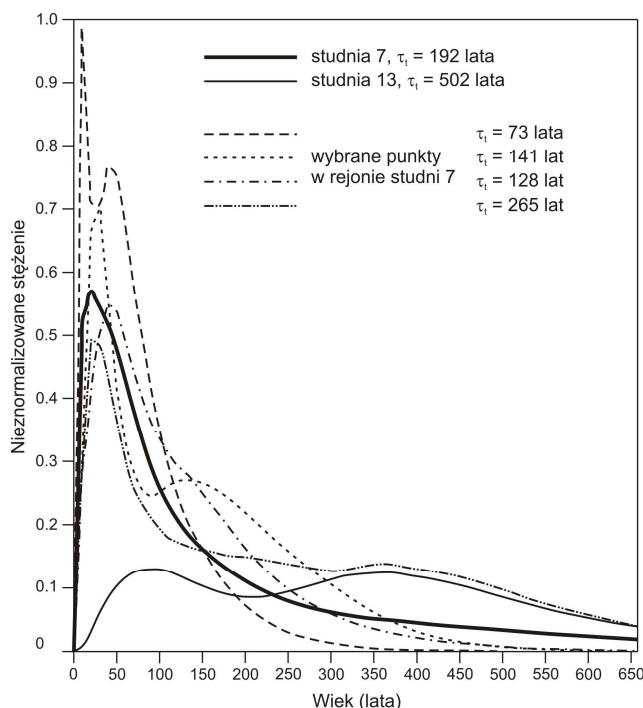
Z wiarygodnością modelu łączą się też względy ekonomiczne. Należy rozpatrzyć na ile koszty pozyskiwania dodatkowych obserwacji do procesu walidacji pozwolą zwiększyć wiarygodność modelu.

Jeśli uznamy model za wykalibrowany i zwalidowany (zweryfikowany), to możemy go wykorzystywać do obliczeń prognostycznych oraz symulacji ułatwiających zrozumienie systemu wymiany wody w badanym zbiorniku wód podziemnych. Bardzo cenna, a rzadko wykorzystywana jest symulacja migracji konserwatywnej substancji zadanej impulsowo w wodach zasilających badany zbiornik wód podziemnych. Tego typu symulacja daje możliwość uzyskania w dowolnym punkcie systemu rozkładu czasów dojścia potencjalnych zanieczyszczeń konserwatywnych. Przykład dla jednego z punktów w obrębie Subzbiornika GZWP 451 – Bogucice pokazano na rysunku 13.4. Symulacja dla punktów w rejonie studni 7 pokazuje, że przy średnim czasie dopływu rzędu 70-130 lat występują strugi o krótkim i bardzo krótkim czasie przepływu. One mogą decydować o zagrożeniu antropogenicznym pochodzącym z ognisk zanieczyszczeń na powierzchni terenu.

Podstawą kalibracji nie powinny być zatem „wieki wód” rozumiane jako średni czas przebywania w systemie. Przy prawo-skośnych i/lub wielomodalnych krzywych rozkładu czasów dotarcia do określonego punktu, średni czas jest znacznie dłuższy od pojawienia się maksymalnego stężenia. Maksymalne stężenie jest przeważnie informacją bardziej istotną dla oceny stopnia zagrożenia zanieczyszczeniem antropogenicznym, niż średni czas dojścia.

Kalibracja i walidacja modeli migracji może wymagać także ponownej kalibracji (rekalibracji) modeli przepływu mimo, że wydawały się one poprawnie wykalibrowane. Modele przepływu są zazwyczaj kalibrowane przez dopasowanie przewodności, która

jest iloczynem miąższości i współczynnika filtracji. O migracji zanieczyszczeń decyduje natomiast współczynnik filtracji. Można sobie wyobrazić wiele sytuacji, że taka sama przewodność może być uzyskana dla różnych współczynników filtracji przez kompensację miąższością strefy przepuszczalnej. Da to jednak różną szybkość migracji zanieczyszczeń.



Rys. 13.4. Rozkłady czasów przebywania dla wybranych punktów w zbiorniku GZWP 451 uzyskane z symulacji programem MT3D. Skala pionowa pokazuje prawdopodobieństwo pojawienia się wody o określonym czasie przepływu (wieku) (Kania i in., 2005).

13.7 Przykład – wykorzystanie znaczników środowiskowych do modelowania regionalnej migracji zanieczyszczeń

Zanieczyszczenie środowiska wodnego pochodzi z ognisk o zróżnicowanym charakterze przestrzennym, stąd jego rozprzestrzenienie może przyjmować zarówno charakter lokalny, jak i regionalny.

Ocena warunków migracji zanieczyszczeń w skali lokalnej może się odbywać przy wykorzystaniu rozkładu zanieczyszczeń w otoczeniu istniejących ognisk, pod warunkiem znajomości ich historii. W tej skali można też przeprowadzać eksperymenty z użyciem sztucznych znaczników, m.in. do oceny parametrów migracji zanieczyszczeń. Nadal niedostatecznie wykorzystanym źródłem danych są obserwacje migracji substancji uznanych za znaczniki środowiskowe. Są to substancje konserwatywne lub częściej reaktywne, które migrują w wodach podziemnych od lat, dziesiątek, setek czy nawet tysięcy lat. Znaczniki środowiskowe są nieodzowne w badaniach całych systemów wód podziemnych (Zuber i in., 2007). Można je traktować jako substancje testowe do oceny migracji zanieczyszczeń, szczególnie w regionalnych systemach krążenia wód. Procesy migracji substancji w wodach są długotrwałe i dlatego trudno je testować w skali zbiornika poprzez typowy eksperyment znacznikowy. Można zatem określić parametry migracji w wodach podziemnych wykorzystując znaczniki środowiskowe, a następnie wykorzystać je do oceny transportu konkretnych substancji zanieczyszczających.

Dla uzyskania wiarygodnych prognoz migracji zanieczyszczeń antropogenicznych w zbiornikach wód podziemnych niezbędne jest tworzenie numerycznych modeli transportu. Jako przykład wykorzystano modelowanie migracji trytu w zbiorniku wód podziemnych GZWP 451. Tryt (o półokresie rozpadu promieniotwórczego wynoszącym 12,32 lat) stanowi doskonały wskaźnik jakościowy i ilościowy obecności wód współczesnych w zbiorniku, z uwagi na ciągle jeszcze mierzalne jego stężenia pochodzące z wybuchów termojądrowych, których maksimum w atmosferze przypadało na lata 1962–1964 (Zuber i in., 2007). Numeryczny model przepływu i transportu zanieczyszczeń dla GZWP 451 został zrealizowany dla nieustalonych warunków migracji w ustalonym polu hydrodynamicznym.

Charakterystyka narzędzi modelowania

Do obliczeń numerycznych modelu przepływu i transportu zanieczyszczeń wykorzystano pakiet programowy Visual MODFLOW v.3.1 (Guiguer, Franz, 1995–2003) oparty na programach MODFLOW (McDonald, Harbaugh, 1988), MODPATH (Pollock, 1988) i MT3D (Zheng, Wang, 1999).

Charakterystyka modelowanego ośrodka hydrogeologicznego

Struktura modelu została przyjęta w oparciu o dotychczasowy stan rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego (Kulma i in., 2001; Kania i in., 2005). Bezpośrednimi badaniami modelowymi objęto obszar około 176 km², podzielony na bloki obliczeniowe 250 × 250 m, zawierające się w 40 wierszach i 104 kolumnach. W obrębie modelu wydzielono pięć warstw (czwartorzędowe piaski, badeńskie ropy, górna warstwa piasków i piaskowców neogeńskich, ropy i dolna warstwa piasków i piaskowców neogeńskich) podścielone utworami uznanymi za nieprzepuszczalne.

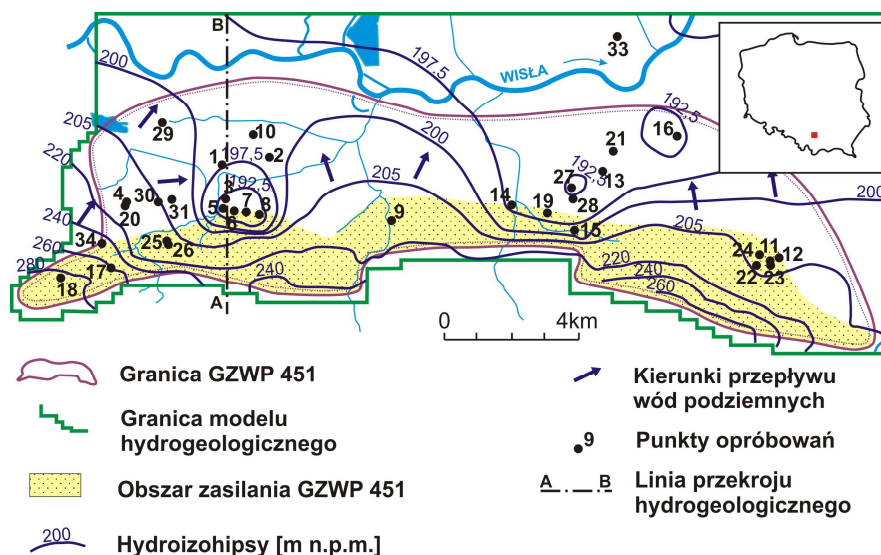
Granice wyznaczające zewnętrzny zarys modelu mają na ogół naturalny charakter, związany z rozpoznaniem zasięgiem występowania piasków bogucickich w obrębie GZWP 451. Jedynie północna granica modelu ma charakter umowny, utworzony przez linię o przebiegu równoleżnikowym. Płynące przez obszar Subzbiornika Bogucice główne rzeki (Wisła i jej dopływy) stanowiły wewnętrzne warunki brzegowe (warunki hydrodynamiczne III rodzaju). Ujęcia wód podziemnych symulowano warunkami II rodzaju.

Zasilanie GZWP 451 związane jest głównie z infiltracją opadów atmosferycznych na obszarze wychodni neogeńskich piasków w jego południowej wyniesionej części, w pasie o szerokości około 2 km, oraz z przesiąkaniem pionowym przez półprzepuszczalny nadkład utworów czwartorzędowych (lessy i gliny). Przestrzenną zmienność zasilania infiltracyjnego, wynosząca od 70 do 230 mm/rok, symulowano na modelu warunkami brzegowymi II rodzaju.

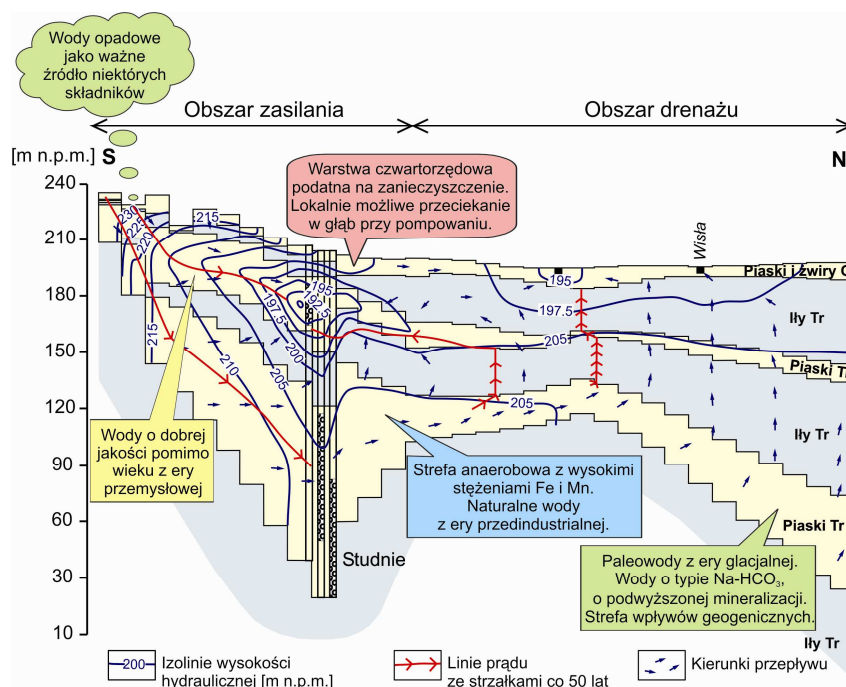
Przepływ wód w zbiorniku odbywa się z południa na NE ku dolinie Wisły (rys. 13.5), stanowiącej obszar drenażu wskutek przesiąkania ku górze przez badeńskie utwory ilaste (rys. 13.6). Intensywna eksploatacja w niektórych obszarach powoduje wytworzenie lokalnych lejów depresyjnych i w konsekwencji pionowe przesiąkanie z warstw nadległych.

Współczynniki filtracji piaszczystych utworów neogeńskich, ocenione wg próbnych pompowań, zmniejszają się w kierunku przepływu od $8,8 \times 10^{-5}$ do $2,3 \times 10^{-6}$ m/s przy średniej geometrycznej $1,5 \times 10^{-5}$ m/s. Współczynniki filtracji warstw słabo przepuszczalnych nie wykazują ukierunkowanej zmienności i wynoszą od $1,2 \times 10^{-9}$ do $3,7 \times 10^{-9}$ m/s (Kania i in., 2005). Wodonośne utwory czwartorzędu charakteryzują wartości współczynnika filtracji z zakresu od $2,3 \times 10^{-5}$ do $1,2 \times 10^{-4}$ m/s (Kulma i in., 2001).

Model numeryczny stworzony dla zbiornika bogucickiego został następnie wykalibrowany do stanu pola hydrodynamicznego z 2001 roku, w odniesieniu do punktów reperowych, dla których istniały informacje o rzeczywistym położeniu piezometrycznego zwierciadła wody. Zakres korekt wprowadzonych w trakcie kalibracji modelu był zróżnicowany. Największe poprawki, w stosunku do wartości przyjmowanych przy tworzeniu zbiorów wyjściowych, dotyczyły przede wszystkim współczynników filtracji (Kulma i in., 2001).



Rys. 13.5. Uproszczona mapa hydrogeologiczna GZWP-451 i modelowany obszar; układ hydroizohips wg stanu na 2000 rok (Kania i in., 2005).



Rys. 13.6. Przekrój A-B (por. rys. 13.5) obrazujący strukturę modelu pojęciowego GZWP-451 (Kania i in., 2005).

Warunki początkowe i brzegowe

Jako warunek początkowy w modelu migracji zanieczyszczeń GZWP 451 podano stężenie trytu równe 0 we wszystkich blokach siatki dyskretyzacyjnej na początku symulacji.

Rozpatrywany model transportu uwzględnia wyłącznie warunek brzegowy II rodzaju, polegający na zadaniu iniekcji trytu w blokach, w których znany jest dodatni dopływ wód do modelu, obliczony wcześniej na modelu pola hydrodynamicznego. W tym przypadku zasilanie piętér wodonośnych pochodziło z:

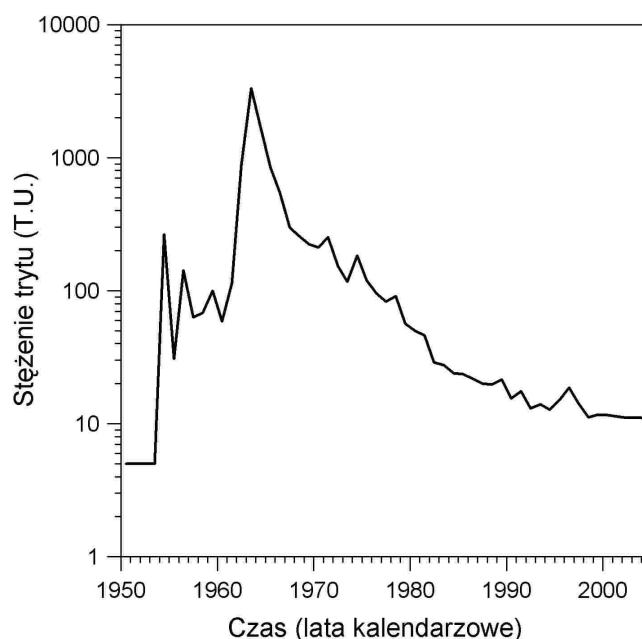
- infiltracji opadów atmosferycznych,
- infiltracji z cieków powierzchniowych,
- dopływu przez zewnętrzne granice modelowanego obszaru.

Wielkość iniekcji trytu w infiltracji z opadów i cieków powierzchniowych oraz w zasilaniu przez granice zewnętrzne zadano zgodnie z funkcją wejścia określającą zmienne w czasie stężenie na wejściu do modelu (rys. 13.7), bezpośrednio na zwierciadło wody podziemnej. Dla okresu 1920–1951 przyjęto stężenie trytu na poziomie 5 T.U., czyli wartość oszacowaną dla opadów centralnej Europy w okresie przed termojądrowym (Roether, 1967 za Zuber i in. 2007). Dla następnych lat wprowadzono średnie stężenie trytu w opadach w Krakowie przytaczane w pracy Zuber i in. (2007 – rys. 13.7).

Parametry migracji zanieczyszczeń

W modelu migracji GZWP 451 przyjęto następujące parametry, charakteryzujące proces transportu zanieczyszczeń w wodach podziemnych:

- porowatość aktywną n_a (MODFLOW – Effective Porosity) i odkrytą n_o (MODFLOW – Total Porosity) utworów wodonośnych i słaboprzepuszczalnych,
- stałą dyspersji hydrodynamicznej podłużnej α_L , poprzecznej poziomej α_{TH} i poprzecznej pionowej α_{TV} ,
- współczynnik opóźnienia R ,
- stałą rozpadu promieniotwórczego k (MODFLOW – K_mobile).



Rys. 13.7. Średnie stężenie trytu w opadach w Krakowie (Zuber i in., 2007).

Dla piasków czwartorzędowych (warstwa 1 modelu) przyjęto porowatość aktywną n_a (MODFLOW – Effective Porosity) i odkrytą n_o (MODFLOW – Total Porosity) równą odpowiednio 0,30 i 0,30, dla neogeńskich piasków i piaskowców (warstwy 3 i 5 modelu) oraz miocénskich iłów (warstwa 2 i 4 modelu) – 0,25 i 0,25. Program Visual MODFLOW, jako przestrzeń którą odbywa się transport znacznika przyjmuje

domyślnie porowatość aktywną. Jednak przy opracowaniach o charakterze regionalnym należy wg Zuber a i Motyki (1994) używać porowatości odkrytej i tak postąpiono w tym przykładzie.

Stałą dyspersji podłużnej α_L przyjęto taką samą dla całego modelu i równą 50 m. Stałe dyspersji poprzecznej zadano w odniesieniu do stałej dyspersji podłużnej jako: $\alpha_{TH} = 0,1\alpha_L$ i $\alpha_{TV} = 0,01\alpha_L$.

Wartość współczynnika opóźnienia transportu masy R przyjęto jako równą 1, czyli założono migrację trytu z prędkością równą prędkości wód podziemnych. Warunek ten w programie Visual MODFLOW realizowany jest przez przyjęcie stałej podziału dla liniowej izotermy sorpcji $K_d = 0$. Obliczenia wykonano przy założeniu, że ośrodek nie wykazuje podwójnej porowatości, stąd brak opóźnienia generowanego przez migrację w szczelinach i dyfuzję do matrycy.

Tryt, jako substancję ulegającą rozpadowi promieniotwórczemu, charakteryzuje czas połowicznego zaniku $t_{1/2} = 12,32$ lat, po którym następuje spadek jego stężenia o połowę. W programie proces rozpadu substancji uwzględniany jest przez stałą zaniku k (MODFLOW – K_mobile), w przypadku trytu równą 0,00015414 1/d.

Algorytm rozwiązania równania transportu

Dyskretyzacja modelu na bloki obliczeniowe 250×250 m, przy stałej dyspersji hydrodynamicznej podłużnej $\alpha_L = 50$ m przyjętej dla regionalnej skali przepływu, nie spełnia kryterium $\Delta x \leq 2\alpha_L$ (Kinzelbach, 1986) pozwalającego na uniknięcie dyspersji numerycznej. Przy większych rozmiarach bloków modelu, można uniknąć nadmiernego wpływu dyspersji numerycznej przez zastosowanie odpowiedniej metody numerycznego rozwiązania równania transportu masy (np. MOC, TVD) (Hill, Tiedeman, 2007).

W związku z powyższym, w trakcie obliczeń symulacyjnych, do numerycznego rozwiązania równania transportu masy substancji w programie MT3D – Modular Transport 3 Dimensional (Zengh, Wang, 1999) wybrano metodę TVD (Total Variation Diminishing). Dzięki zastosowaniu schematu ULTIMATE (Universal Limiter for Transient Interpolation Modeling of Advective Transport Equations) rozwiązanie zachowuje masę, bez nadmiernej dyspersji numerycznej i zasadniczo wolne jest od oscylacji numerycznej. Ponadto, jest to metoda gwarantująca stabilność obliczeń, szczególnie w warunkach skomplikowanego modelu regionalnego.

Symulowano proces migracji trwający 130 lat (1920–2050), a przyjęta maksymalna wielkość kroku czasowego (MODFLOW – max stepsiz) wyniosła 1 rok.

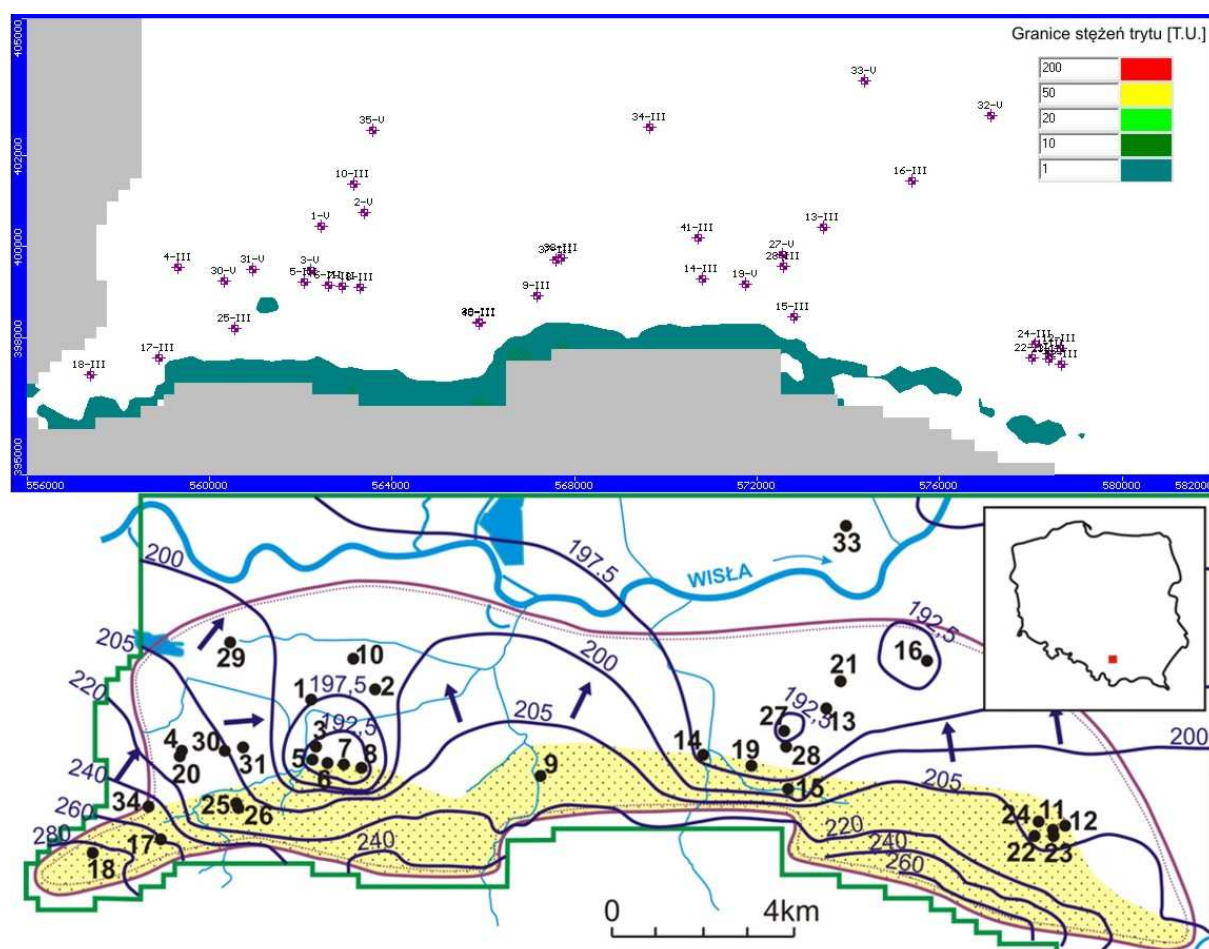
Rezultaty obliczeń

Obliczenia modelu transportu znacznika przeprowadzono dla nieustalonych warunków migracji przy założeniu ustalonego pola filtracji w czwartorzędomym i neogeńskim piętrze wodonośnym. W efekcie otrzymano rozkłady przestrzenne (rys. 13.8–13.12) i czasowe (rys. 13.13) stężeń trytu w obrębie badanego zbiornika.

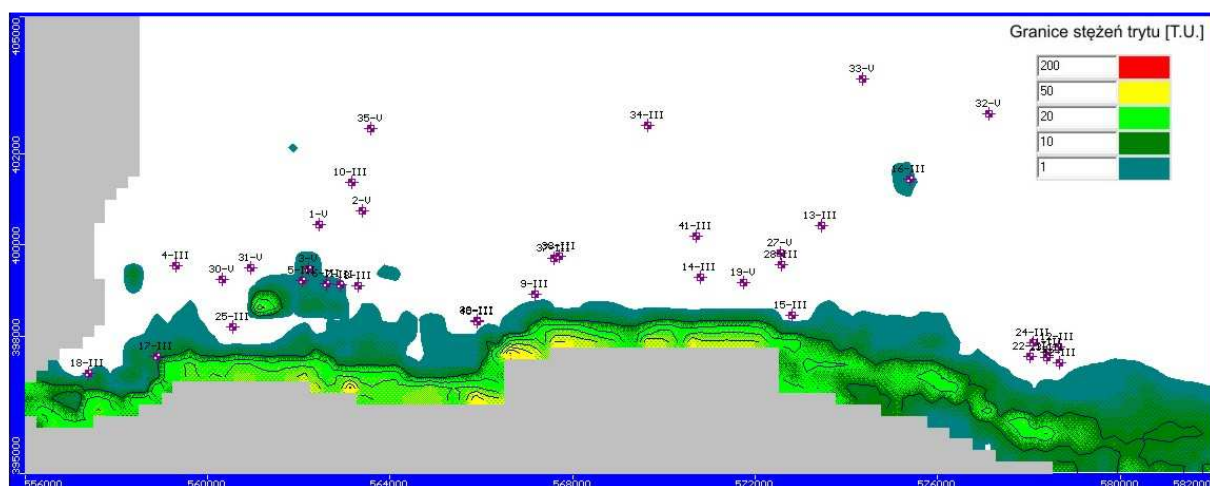
Wyniki symulacji na modelu transportu trytu w obrębie zbiornika GZWP 451 pokazują możliwość przestrzennej wizualizacji migracji substancji reaktywnej posiadającej zmienne stężenie na wejściu do systemu (funkcja wejścia – rys. 13.7). Rozwiązanie umożliwia symulację zmian stężenia trytu w dowolnym punkcie modelowanego zbiornika wód podziemnych. Porównanie z rzeczywistymi pomiarami stężeń trytu (zazwyczaj dostępne są jedynie krótkie serie czasowe pomiarów stężeń znaczników) pozwala równocześnie na sprawdzenie poprawności obliczeń modelu (rys. 13.13).

Przedstawione wyniki obliczeń są efektem częściowego dopasowywania, przez zmianę średnich wartości dyspersji, porowatości i opóźnienia. W większości badanych

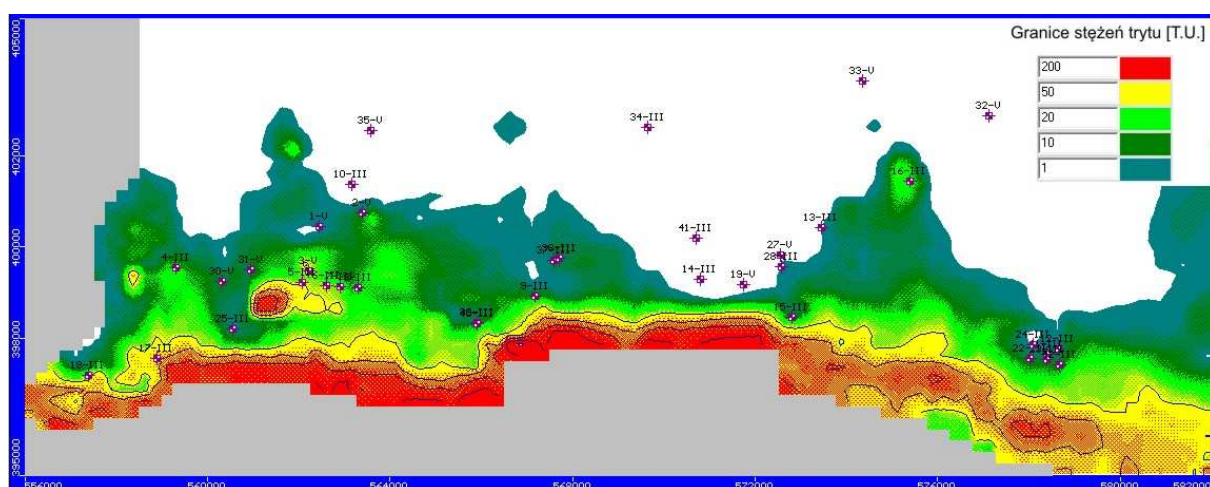
punktów uzyskano zadowalającą zgodność, w przypadku niektórych wymagana jest głębsza ingerencja w strukturę modelu przepływu i transportu oraz zróżnicowanie przestrzenne parametrów migracji. Wynika to z faktu, że obliczenia transportu wykonano na modelu przepływu uznanym za dobrze wykalibrowany. Model przepływu był początkowo kalibrowany do stanu pola hydrodynamicznego głównie przez dopasowanie przewodności warstw wodonośnych ($T = k \cdot m$, gdzie „m” to miąższość, a „k” to współczynnik filtracji). Różne pary wartości „k” i „m” mogą dać taką samą wartość „T”. Model dobrze wykalibrowany hydrodynamicznie nie musi dobrze odwzorowywać migrację substancji w wodach, gdyż prędkość migracji substancji rozpuszczonych w wodzie nie zależy od przewodności tylko od stosunku współczynnika filtracji do porowatości odkrytej (k/n_o).



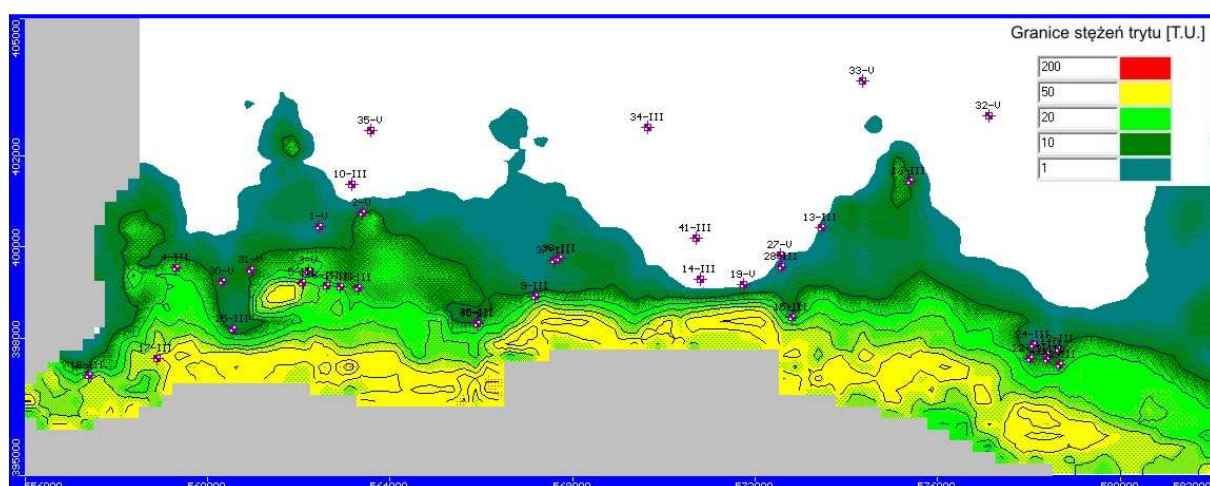
Rys. 13.8. Rozkład stężeń trytu [T.U.] w 3-ciej warstwie modelu dla 1950 roku (objaśnienia do uproszczonej mapy hydrogeologicznej GZWP-451 patrz rys. 13.5).



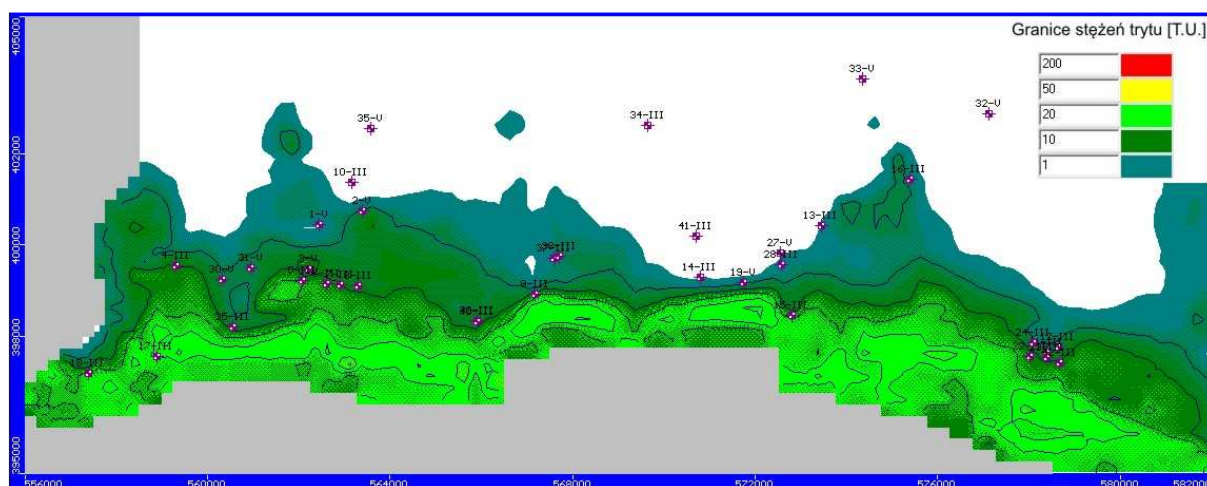
Rys. 13.9. Rozkład stężeń trytu [T.U.] w 3-ciej warstwie modelu dla 1962 roku.



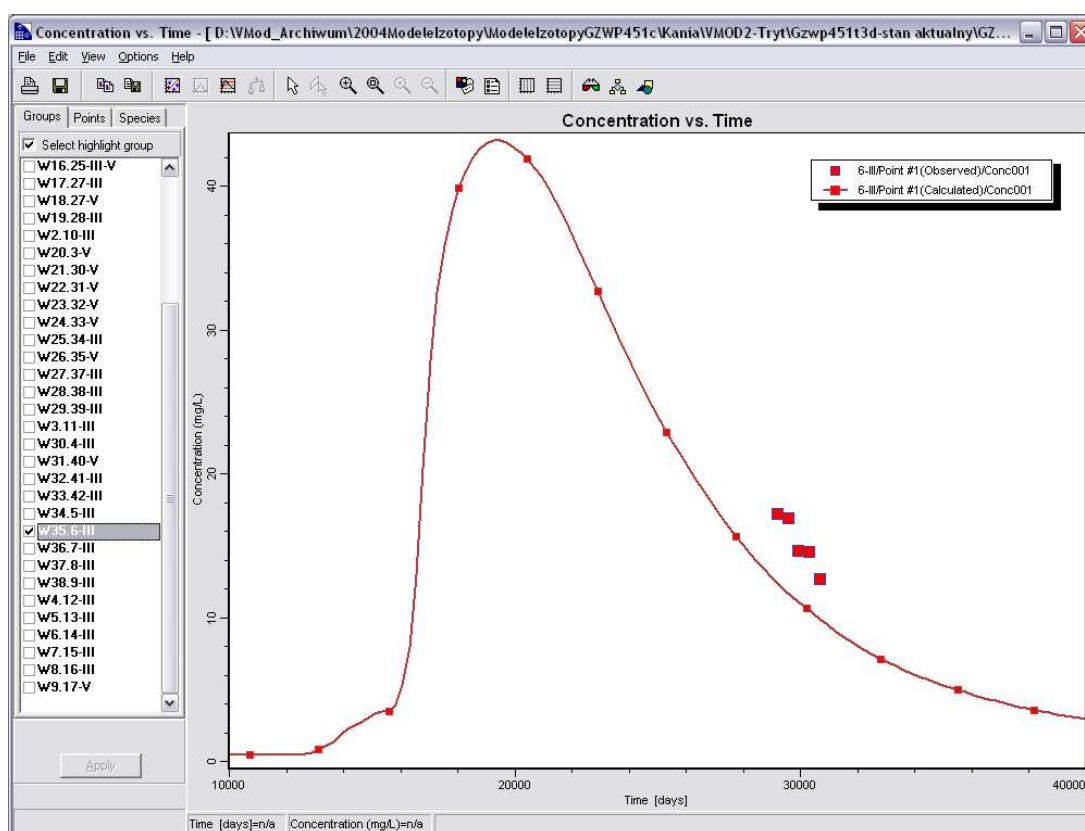
Rys. 13.10. Rozkład stężeń trytu [T.U.] w 3-ciej warstwie modelu dla 1975 roku.



Rys. 13.11. Rozkład stężeń trytu [T.U.] w 3-ciej warstwie modelu dla 1988 roku.



Rys. 13.12. Rozkład stężeń trytu [T.U.] w 3-ciej warstwie modelu dla 2001 roku.



Rys. 13.13. Porównanie symulowanych i mierzonych zmian czasowych stężeń trytu [T.U.] w studni nr 6.

Literatura uzupełniająca

- Guiguer N., Franz T., 1995–2003 – Visual MODFLOW Pro v.3.1. Waterloo Hydrologic Inc.
- Kreft A., Zuber A., 1978 – On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions. Chem. Eng. Sci., 33: 1471-1480.
- Kulma R., Haładus A., Kania J., 2001 – Badania modelowe warunków krążenia i wymiany wody w zbiorniku GZWP 451 – subzbiornik Bogucice. Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód AGH, Kraków (niepublikowana).
- Miller C.T., Weber W.J., 1984 – Modeling Organic Contaminant Partitioning in Ground-Water Systems. Ground Water 22(5): 584-592.

- Roether W., 1967 – Estimating the tritium input to ground water from wine samples: ground water and direct run-off contribution to central European surface waters. [w:] *Isotopes in Hydrology*. IAEA, Vienna, 73-90.
- Witczak S., Adamczyk A., 1994 – Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania, tom I. Biblioteka Monitoringu Środowiska PIOŚ, Warszawa.
- Zuber A., Motyka J., 1994 – Matrix porosity as the most important parameter of fissured rocks for solute transport at large scales. *J. Hydrol.*, 158: 19-46.

14. Modele transportu ciepła - Jacek Kapuściński

14.1 Zastosowanie modeli transportu ciepła

Modelowanie transportu ciepła w strumieniu wód podziemnych stosowane jest w Polsce od stosunkowo niedawna. Wiąże się to z potrzebami powstającymi od połowy lat 90. kolejnych ciepłowni geotermalnych, dla których źródłem ciepła są wody podziemne o temperaturach rzędu 60–80°C, występujące w głęboko położonych poziomach wodonośnych. Z uwagi na znaczne zasolenie głównie w zbiornikach termalnych jury i kredy Niżu Polskiego wody te, po odzyskaniu z nich ciepła, muszą być na powrót zatłaczane do poziomu wodonośnego, z którego zostały wydobyte. Otwór eksploatacyjny, wraz z otworem zatłaczającym, tworzą tzw. „dublet eksploatacyjno-chłonny”. Podstawowym problemem w pracy takiego dubletu jest określenie trwałości temperatury ujmowanych wód. Wody zatłaczane w otworze chłonnym tworzą front wód wychłodzonych, który po pewnym czasie może dotrzeć do otworu eksploatacyjnego i zakończyć w ten sposób możliwość dalszej eksploatacji ciepłowni. Głównym zadaniem modelu matematycznego przepływu ciepła jest więc prognoza zmian temperatury eksploatowanych wód. Oprócz tego wyniki modelowania pozwalają na wytyczenie granic obszaru i terenu górniczego, wymaganych dla uzyskania koncesji na eksploatację wód termalnych.

Pierwszy model transportu ciepła, wykorzystany do ustalania zasobów wód termalnych, które jednocześnie są silnie zmineralizowane, wykonany został dla potrzeb budowy ciepłowni geotermalnej w Pyrzycach. Wyniki prac dokumentacyjnych i modelowych, po ich opublikowaniu (Kapuściński, 1997) posłużyły jako pewnego rodzaju wykładnik metodyczny, który był stosowany przy ustalaniu zasobów eksploatacyjnych w kolejnych ujęciach wód termalnych pracujących jako dublety eksploatacyjno-chłonne. Obecnie, na skutek gwałtownie zwiększającej się liczby otworów wykorzystujących wody termalne, dużego znaczenia nabiera wykorzystanie tych modeli do racjonalnego gospodarowania zasobami, zwłaszcza w obrębie jednostek o ograniczonych zasobach wód i energii, gdzie możliwe jest współdziałanie ujęć (np. w obrębie niecki podhalańskiej). Modele matematyczne, mimo niedostatków w rozpoznaniu parametrów hydrogeologicznych głębokich struktur wodonośnych, pozostają najdokładniejszym narzędziem obliczeniowym dla wszelkiego rodzaju prognoz dotyczących wykorzystania wód termalnych.

14.2 Matematyczny opis transportu ciepła

Podstawą numerycznego rozwiązania równania przepływu ciepła w dwuwymiarowym strumieniu wód podziemnych jest równanie różniczkowe postaci:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \cdot K_{xx} \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \cdot K_{yy} \frac{\partial T}{\partial y} \right) - u_x \cdot h \frac{\partial T}{\partial x} - u_y \cdot h \frac{\partial T}{\partial y} = \phi \cdot h \cdot R_h \frac{\partial T}{\partial t} - (T_p - T) \cdot \gamma - Q \cdot (T_r - T)$$

Współczynniki dyspersji ciepła K_{xx} i K_{yy} są zdefiniowane jako:

$$K_{xx} = \alpha_L \cdot u + \kappa \cdot \phi \quad [\text{m}^2/\text{s}]$$

$$K_{yy} = \alpha_T \cdot u + \kappa \cdot \phi \quad [\text{m}^2/\text{s}]$$

a współczynnik opóźnienia:

$$R_h = 1 + \beta \cdot (1 + \phi) \cdot \rho_r / (\phi \cdot \rho_w)$$

$$\text{ i } \quad \beta = \frac{C_r}{C_w}$$

Pozostałe symbole oznaczają:

T	-	temperatura	[°C]
t	-	czas	[s]
u	-	prędkość przepływu	[m/s]
(u_x, u_y)	-	składowe wektora prędkości przepływu	[m/s]
α_L	-	stała dyspersji podłużnej	[m]
α_T	-	stała dyspersji poprzecznej	[m]
κ	-	współczynnik dyfuzji cieplnej	[m ² /s]
ϕ	-	współczynnik porowatości	[1]
h	-	miąższość strumienia wód podziemnych	[m]
T_p	-	temperatura zasilania pionowego	[°C]
γ	-	natężenie zasilania pionowego	[m ³ /s]
T_r	-	temperatura iniekcji punktowej	[°C]
Q	-	wydajność iniekcji punktowej (np. pompowania)	[m ³ /s]
ρ_w	-	gęstość właściwa cieczy	[kg/m ³]
ρ_r	-	gęstość właściwa szkieletu skalnego	[kg/m ³]
C_w	-	pojemność cieplna cieczy	[J/°C]
C_r	-	pojemność cieplna szkieletu skalnego	[J/°C]

Z zapisów powyższych wynika, że przyjmuje się stałość własności fizycznych cieczy. Jest to założenie upraszczające opis matematyczny zjawiska, ponieważ w rzeczywistości przeważnie mamy do czynienia z wodą silnie zmineralizowaną o zmiennej gęstości spowodowanej różnicami temperatur. Założenie to jest jednak niezbędne dla osiągnięcia wymaganej prostoty algorytmu obliczeniowego, a szczególnie dla wyeliminowania nieliniowości rozwiązania.

Szczegółowe algorytmy rozwiązywania przedstawionych równań mogą być różne w zależności od stosowanych pakietów programowych. Generalnie najpowszechniej obecnie stosowanym algorytmem jest metoda elementów skończonych Galerkin przy zastosowaniu trójkątnej sieci dyskretyzacyjnej. Umożliwia ona różnicowanie rozmiaru bloków sieci dyskretyzacyjnej w zależności od stopnia rozpoznania modelowanego obszaru.

W praktyce badań modelowych rozwiązuje się nieustalone równanie transportu ciepła na bazie stacjonarnego modelu filtracji. Oznacza to założenie, że na skutek wprowadzanych wymuszeń (pompowanie wraz z zatłaczaniem) pole hydrodynamiczne stabilizuje się wielokrotnie szybciej, niż strumień ciepła kształtowany przez zatłaczanie wód schłodzonych. Ponadto eksploatacja wód termalnych prowadzona jest zwykle w warunkach ustabilizowanego ciśnienia, tak więc taki schemat najlepiej odpowiada potrzebom ustalania zasobów ujęcia.

14.3 Niezbędne rozpoznanie hydrogeologiczne

Wykonanie prognozy przepływu ciepła w strumieniu wód podziemnych wymaga wykonania dwóch modeli matematycznych:

1. Model hydrodynamiczny tj. model przepływu wód termalnych, z uwzględnieniem specyfiki właściwości fizycznych cieczy, która z reguły posiada zmienną gęstość, uzależnioną od temperatury i stopnia mineralizacji;

2. Dyspersyjny model przepływu ciepła, dla którego podstawą jest prognozowane pole filtracji uzyskane z modelu hydrodynamicznego.

W pierwszej kolejności niezbędne jest więc rozpoznanie wszystkich tych elementów, które decydują o właściwie wykonanym modelu hydrodynamicznym, będącym podstawą symulacji przepływu ciepła. Rozpoznanie wymaga przede wszystkim układu krążenia, rozumiany jako wskazanie obszarów zasilania i drenażu poziomu wodonośnego, kontaktów z poziomami nadległymi i podległymi, spadków hydraulicznych, kierunków przepływu wód podziemnych. Zasadnicza różnica pomiędzy modelem filtracji wód zwykłych i termalnych polega na tym, że wody termalne w warunkach Polski są przeważnie w różnym stopniu zmineralizowane. Rejestrowany w otworach poziom zwierciadła wody nie odpowiada więc rzeczywistym ciśnieniom w zbiorniku wód podziemnych. Ustalenie kierunków przepływu w analizowanym fragmencie zbiornika wymaga doprowadzenia do porównywalnych wysokości naporów hydraulicznych we wszystkich tych otworach, które wykorzystywane są do konstrukcji mapy hydroizohips.

Metoda umożliwiająca otrzymanie dla poszczególnych otworów porównywalnych wysokości naporu polega na przeliczeniu zmierzonego w nich poziomu zwierciadła wody na wartość zredukowaną. Redukcja dokonywana jest poprzez zamianę zmierzonego w otworze poziomu wody na równoważny jej słup zwykłej wody słodkiej. Formuła obliczeniowa ma postać:

$$H_{\text{red}} = H \cdot \rho_w$$

gdzie:

H_{red}	- zredukowana wysokość naporu	[m],
H	- rzeczywista wysokość naporu	[m],
ρ_w	- gęstość właściwa wody w danych warunkach temperatury i ciśnienia	[g/cm ³].

Dla dwóch najpowszechniej wykorzystywanych zbiorników wód termalnych w kraju – dolnojurajskiego i dolnokredowego – obliczenia wg powyższego wzoru doprowadziły do powstania ujednoliconych map hydroizohips tych poziomów dla całej Polski (Szczepański, 1990). Zostały one wykreślone w oparciu o dane ze wszystkich odwierconych i opróbowanych głębokich otworów wiertniczych. Do obliczeń przyjęto jako poziom odniesienia środek najgłębszego interwału opróbowania analizowanego zbiornika, tj. 3293 m p.p.m. dla zbiornika jurajskiego i 2414 m p.p.m. dla zbiornika kredowego. Z uwagi na liczbę otworów wiertniczych, dla których dokonywano obliczeń i objęcie pomiarami całej powierzchni zbiornika dolnojurajskiego i dolnokredowego, mapa ta jest wykorzystywana do dziś przy wykonywaniu modeli dla potrzeb dokumentowania zasobów eksploatacyjnych nowo powstających ujęć wód termalnych. W oparciu o wyniki badań i pomiarów dokonanych w odwierconych otworach mapa jest modyfikowana, ale z zachowaniem przytoczonej formuły obliczeniowej.

Oprócz rozpoznania układu krążenia dla konstrukcji modelu hydrodynamicznego przepływu wód termalnych wymagana jest znajomość następujących parametrów: miąższość poziomu wodonośnego, jego wykształcenie litologiczne i parametry filtracji (przewodność, zasobność sprężysta), charakter przepływu (szczelinowy, porowy, szczelinowo – porowy), stopień izolacji i wynikające stąd natężenie zasilania pionowego. Parametry te pozyskiwane są w wyniku interpretacji próbnych pompowań badawczych przeprowadzanych w odwierconych otworach geotermalnych. Jest to rozpoznanie punktowe, w miejscu wykonania otworów, natomiast rozpoznanie tych parametrów na większej powierzchni, obejmującej obszar badań modelowych, pochodzi

w głównej mierze z archiwalnych otworów wiertniczych wykonywanych do końca lat 80. (wiercenia parametryczno-strukturalne i naftowo-gazowe). Nie jest to rozpoznanie o dużym stopniu dokładności, gdyż opróbowanie tych otworów pod kątem właściwości hydrogeologicznych miało charakter badań dodatkowych, wykonywanych przy okazji prowadzenia prac poszukiwawczo-rozpoznawczych. Tym niemniej jest to, jak dotąd, jedyne źródło informacji o wykształceniu i parametrach poziomów wód termalnych w skali regionalnej.

Parametry niezbędne dla dyspersyjnego modelu przepływu ciepła przyjmowane są zwykle z danych literaturowych. Nie ma niestety możliwości ich pozyskania w wyniku interpretacji testów terenowych (próbnym pompowań), bowiem wykresy zmian temperatury mierzonej na wypływie obrazują efekt stopniowego wygrzewania się otworu i nie są funkcją parametrów dyspersji. Również pomiary temperatury mierzone na dnie otworu nie są tu przydatne, ponieważ temperatura ta jest zwykle stała, niezależna od wydajności pompownia, ani od czasu jego trwania.

14.4 Stosowany zakres schematyzacji, warunki brzegowe

Podstawową cechą zbiorników wód termalnych jest ich stosunkowo słabe rozpoznanie hydrogeologiczne. Problemem szczególnym jest tu brak możliwości precyzyjnego zdefiniowania charakteru granic modelowanego systemu wodonośnego. Z tego powodu nie ma z reguły przesłanek do definiowania warunków brzegowych dla modelu przepływu innych niż I rodzaju (Dirichleta). Pociąga to za sobą konsekwencje tego rodzaju, że modelowany zbiornik traktujemy jako nieskończony, w którym, po osiągnięciu przez obszar spływu wody do ujęcia granicy $p = \text{const}$ (p – ciśnienie w zbiorniku), następuje nieograniczone zasilanie lateralne modelowanej warstwy wodonośnej. Modelowanie w takich warunkach pracy pojedynczego otworu eksploatacyjnego może prowadzić do powstawania błędnych prognoz, jeśli pobór wody ma pokrycie głównie w dopływie brzegowym (Macioszczyk 1995). Modelując pracę dubletu otworów, z których jeden jest eksploatacyjny, a drugi chłonny, możemy jednak liczyć na zminimalizowanie wpływu dopływu przez granice, gdyż część wody zatłaczanej stanowić będzie rodzaj zasobów dodatkowych, występujących w bilansie po stronie zysków. Jednakże powinno się zawsze przyjmować zasadę, że warunki brzegowe muszą być oddalone od modelowanych otworów na odległość co najmniej 2-krotnego przewidywanego promienia oddziaływania. Wartość tę możemy szacować przy użyciu analitycznych rozwiązań równania przepływu opartych na założeniu o jednorodności i izotropowości ośrodka oraz o nieskończonej rozciągłości warstwy wodonośnej (Lee, 1982, Sabet 1991):

$$r_d = \sqrt{\frac{k \cdot t}{7,036 \cdot 10^4 \cdot \phi \cdot \eta \cdot c_t}}$$

gdzie:

r_d – promień oddziaływania	[m],
k - współczynnik przepuszczalności	[mD],
t - czas	[h],
ϕ - współczynnik porowatości	[1],
η - współczynnik lepkości dynamicznej	[mPa·s],
c_t - współczynnik ściśliwości	[1/kPa],

W każdym przypadku należy jednak ściśle kontrolować na modelu wielkość dopływu brzegowego. Dla urealnienia modelu można na etapie symulacji optymalizujących wydajność dokonać zmiany warunków brzegowych na warunki II rodzaju (Neumanna) z zadaną wielkością przepływu $Q = \text{const}$. Natężenie dopływu brzegowego zadawane jest na poziomie obserwowanym w strumieniu niezaburzonym poborem, lub przy założonej górnej granicy wzrostu dopływu.

Drugim specyficznym elementem zbiorników wód termalnych, wpływającym na schematyzację warunków hydrogeologicznych, jest to, że nie dysponujemy z reguły danymi, które upoważniałyby do konstrukcji modeli wielowarstwowych. Zróżnicowanie litologiczne występujące w obrębie zbiorników nie da się charakteryzować ilościowo poprzez określenie parametrów wszystkich występujących warstw. Dlatego też, na obecnym etapie wiedzy o głębokich strukturach geologicznych zawierających wody termalne, trzeba przyjąć, że dostateczne przybliżenie stanowią modele jednowarstwowe. Jest to przybliżenie adekwatne do rzeczywistej dokładności testów otworowych, gdyż parametry obliczane w wyniku interpretacji próbnego pompowania stanowią dane uśrednione i określane są jako parametry ekwiwalentne.

Rodzaje warunków brzegowych stosowane dla modelu przepływu omówione zostały szczegółowo w rozdziale 5 i 6. Dla modelu transportu ciepła możliwe jest zastosowanie następujące rodzaje warunków brzegowych:

- warunki I rodzaju – Dirichleta, oznaczające znaną wartość temperatury na brzegu obszaru. Wartość temperatury może być pozyskana np. z opracowania: „Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na Niziu Polski” (red – Górecki, 2006);
- warunki II rodzaju – Neumanna, definiujące strumień przepływu ciepła przez granice, w tym gęstość strumienia ciepła ziemi zasilająca poziom wodonośny. Dane o gęstości strumienia uzyskuje się z jednego z licznych opracowań kartograficznych – np. Szewczyk, Gientka, 2009;
- warunki III rodzaju – Cauchy'ego oznaczające wymianę ciepła z otoczeniem z uwzględnieniem właściwości granic. Ten rodzaj warunku raczej nie bywa stosowany z uwagi na brak możliwości rozpoznania tychże właściwości.

14.5 Identyfikacja modelu

Model przepływu wód termalnych podlega tym samym zasadom tarowania, co modele wód zwykłych (patrz. rozdz. 6.2). Zadanie wykonywane jest metodą prób i błędów, poprzez odpowiedni dobór parametrów, w taki sposób, aby system rzeczywisty wykazywał zgodność z jego modelowym odpowiednikiem. Zgodność tę bada się poprzez odtwarzanie na modelu przebiegu wykonanych testów otworowych. Odpowiednio kształtując parametry wejściowe uzyskujemy przebieg krzywych obliczony na modelu współkształtny z krzywymi doświadczalnymi. Do takiej metody kalibracji parametrów nadają się szczególnie krzywe obserwowane w otworach nieczynnych (piezometrach). Otwór pompowy ma bowiem zawsze depresję zaburzoną wieloma czynnikami niezależnymi od parametrów ujętej warstwy, jak chociażby zeskok hydrauliczny (zwany także skin-efektem). Rolę piezometru doskonale spełnia drugi z dubletu otworów – ten, który nie jest aktualnie pompowany. Ze względu na wpływ zmian ciśnienia atmosferycznego na wahania zwierciadła wody w piezometrze należy korygować otrzymane krzywe doświadczalne przy użyciu współczynnika efektywności barometrycznej. Całość tych działań przedstawiona jest szczegółowo w poradniku metodycznym dotyczącym zasad dokumentowania zasobów wód termalnych i energii geotermalnej (Kapuściński i inni, 1997). Krzywa opadania/wzniosu z otworu pompowanego może być użyta do identyfikacji parametrów modelu tylko wówczas,

gdy mierzone było ciśnienie denne przy użyciu sondy opuszczonej na dno otworu oraz po skorygowaniu depresji o wartość skin-efektu.

Dokładna metodyka identyfikacji modelu uzależniona jest od posiadanego zestawu danych. Równie dobrze nadają się tu wyniki obserwacji krótkich, kilkugodzinnych pompowań, w tym testów pulsacyjnych, jak i długotrwałych obserwacji stabilizacji ciśnienia po zakończonym pompowaniu. Generalną zasadą jest jedynie wprowadzenie do rzeczywistego systemu dowolnego wymuszenia (pompowanie, zatłaczanie) i obserwacja reakcji systemu. Przykład identyfikacji przeprowadzonej wg powyższych zasad pokazano w rozdziale 14.8.

14.6 Symulacje prognostyczne

Zadaniem symulacji prognostycznych jest przedstawienie prognozy warunków pracy ujęcia po rozpoczęciu eksploatacji ciepłowni geotermalnej. Pod pojęciem warunków pracy ujęcia rozumie się ukształtowanie pola hydrodynamicznego oraz rozkład temperatur dla ujęcia pracującego z założoną wydajnością. Ze względu na to, że charakterystyka pracy typowego dubletu eksploatacyjno-chłonnego jest stosunkowo nieznacznie zmienna w czasie i podlega wahaniom głównie sezonowym, przyjmuje się do prognoz modelowych wielkość średniej rocznej wydajności układu.

Prognoza obejmuje następujące elementy:

- wydajność i depresję pompowania i zatłaczania;
- przebieg zmian temperatury wód w eksploatowanym poziomie wodonośnym (zmiany w czasie i przestrzenne);
- zasięg obszaru spływu wód do ujęcia (do otworu eksploatacyjnego);
- zasięg obszaru odpływu wód z otworu chłonnego;
- udział w eksploatowanych wodach termalnych wód pochodzących z zatłoczenia do otworu chłonnego (wyrażany w procentach);
- zasięg oddziaływania dubletu eksploatacyjno-chłonnego;
- proponowane granice obszaru zasobowego oraz obszaru i terenu górniczego.

Parametry te uzyskuje się wykonując szereg wielowariantowych symulacji mających na celu zbadanie zależności pomiędzy wydajnością a depresją, wydajnością a temperaturą. Prognozy dotyczące warunków hydrodynamicznych wykonuje się w oparciu o model w ruchu ustalonym. Jest to w pełni uzasadnione, gdyż z reguły można z wystarczającym przybliżeniem założyć, że na skutek stosunkowo mało zmiennej wydajności, wymuszonej przez stabilny reżim pracy systemu ciepłowniczego, nastąpi stabilizacja ciśnienia zbiornikowego w sąsiedztwie pracującego dubletu otworów.

Natomiast kształtowanie się temperatur w zbiorniku na drodze przepływu pomiędzy otworem chłonnym a eksploatacyjnym, uzależnione głównie od wydajności pompowania i zatłaczania, będzie miało charakter nieustalony, a więc dla poprawnego odwzorowania tego zjawiska należy stosować nieustalony model przepływu ciepła. Proces wychładzania zbiornika, spowodowany zatłaczaniem wody schłodzonej, jest optymalizowany w oparciu o procedurę zakładającą testowanie kolejnych wydajności ujęcia i obserwacje krzywej $T=f(t)_{Q=const}$. Wyniki otrzymywane z kolejnych prób są analizowane pod kątem maksymalnego dopuszczalnego obniżenia temperatury. Przykładowe krzywe $T=f(t)_{Q=const}$ przedstawiono w rozdziale 14.8.

Przy analizie wyników prognozy hydrodynamicznej należy pamiętać, że obliczone na modelu prognozowane wartości depresji nie są wprost porównywalne z danymi mierzonymi w otworach wiertniczych. Na modelu otrzymujemy bowiem depresję uzależnioną od rozmiaru bloku siatki dyskretyzacyjnej. Jest ona w przybliżeniu tożsama z depresją regionalną, kształtowaną w zbiorniku wód podziemnych na skutek

długotrwałej eksploatacji, w warunkach współdziałania otworów. Całkowita depresja prognozowana w otworze wiertniczym jest sumą depresji regionalnej i tzw. depresji otworowej, tj. wynikającej z wydajności jednostkowej otworu, stwierdzonej podczas próbnego pompowania.

14.7 Ocena wiarygodności wyników obliczeń

Wody termalne występują z reguły w głębokich poziomach wodonośnych, których rozpoznanie może być uznane za wystarczające tylko w skali regionalnej, natomiast jest niewystarczające, jeśli chodzi o lokalne potrzeby prognostyczne. W tej sytuacji konstrukcja modeli dla symulacji przepływu ciepła opiera się przeważnie na danych punktowych, pochodzących z miejsca odwiercenia otworów – eksploatacyjnego i chłonnego. Brak jest z reguły podstaw do precyzyjnego różnicowania tych parametrów w obszarze zbiornika wód termalnych, który objęty jest granicami modelu. Z tego względu wyniki obliczeń prognostycznych odznaczają się wiarygodnością mniejszą, niż uzyskiwane z modeli płytszych struktur wodonośnych, o lepszym rozpoznaniu hydrogeologicznym. Drugim czynnikiem wpływającym na szacunkowy charakter obliczeń są parametry przepływu ciepła, w tym zwłaszcza natężenie geogenicznego strumienia ciepła, które muszą być przyjmowane z rozpoznania w skali regionalnej.

Należy jednak pamiętać, że wymaganym elementem każdej dokumentacji hydrogeologicznej, ustalającej zasoby wód termalnych, jest prognoza hydrodynamiczna pracy ujęcia oraz prognoza trwałości temperatur. Model matematyczny, pomimo wspomnianych niedostatków, pozostaje najbardziej wiarygodnym narzędziem obliczeniowym w tym zakresie. Możliwe do zastosowania metody analityczne zakładają zawsze jednorodność i izotropowość warstwy wodonośnej oraz płaski charakter zwierciadła wody przed wprowadzeniem wymuszeń (tj. brak przepływu naturalnego). Model umożliwia natomiast uwzględnienie naturalnych spadków hydraulicznych, stopnia współdziałania otworów, obszaru spływu wód do ujęcia oraz rozległości leja depresji i stożka represji. Dane te są niezbędne do ustalenia granic obszaru i terenu górniczego wymaganych dla udzielenia koncesji na wykorzystanie wód termalnych.

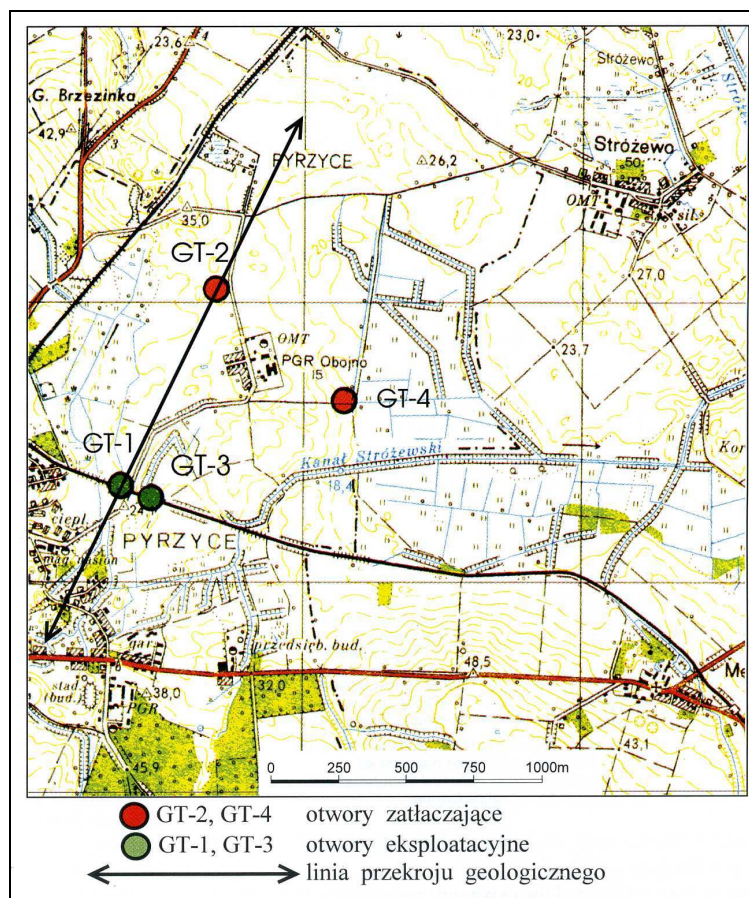
Tak więc, mimo zastrzeżeń co do dokładności rozpoznania hydrogeologicznego głębokich zbiorników wód termalnych, modelowanie matematyczne jest niezbędnym elementem każdej dokumentacji, w której zasoby eksploatacyjne tych wód są ustalane. Dla uwiarygodnienia modelu powinno się dążyć do weryfikacji wykonanych prognoz w oparciu o obserwacje hydrogeologiczne dokonywane po uruchomieniu ujęcia.

14.8 Model transportu ciepła dla ujęcia wód termalnych – Jacek Kapuściński

Przykład został zaczerpnięty z dokumentacji pt. „*Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód termalnych z utworów jury dolnej dla potrzeb m. Pyrzyce, woj, szczecińskie*” wykonanej przez zespół autorski w składzie: K.Bujakowska, H.Biernat, A.Bentkowski, J.Kapuściński w firmie POLGEOL S.A. w roku 1995. Głównym celem badań modelowych było ustalenie prognozy eksploatacyjnej pracy ujęcia, a w szczególności określenie dla niego prognozy trwałości temperatur, stopnia współdziałania otworów eksploatacyjnych i chłonnych, granic obszaru zasobowego oraz obszaru i terenu górniczego.

Ujęcie wód termalnych w Pyrzycach zlokalizowane jest w obrębie niecki szczecińskiej i udostępnia do eksploatacji silnie zasolone wody dolnojurajskiego (liasowego) poziomu wodonośnego. Głębokość występowania spągu tego poziomu wynosi tu od 1400 do 1600 m. Odwiercone zostały dwa dublety eksploatacyjno-

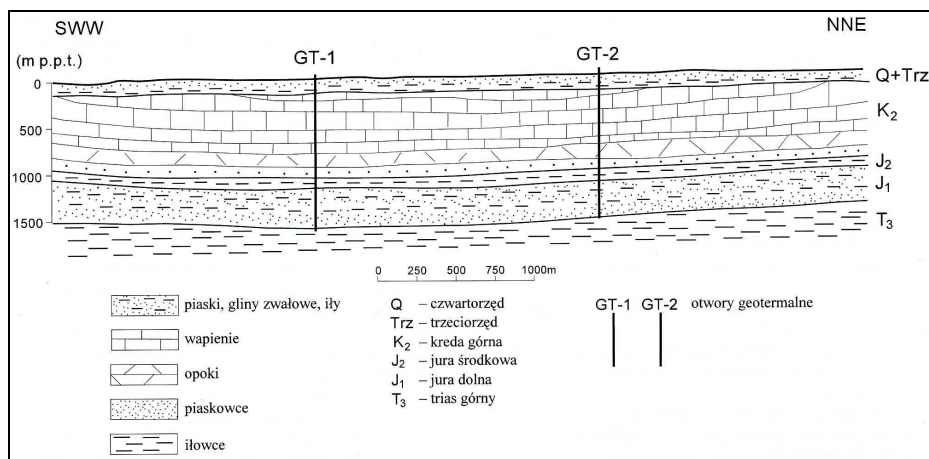
chłonne. Lokalizację poszczególnych otworów, oznaczonych: GT-1, GT-2 (dublet nr 1) oraz GT-3, GT-4 (dublet nr 2) pokazuje rys. 14.1.



Rys. 14.1. Lokalizacja otworów wchodzących w skład ciepłowni geotermalnej w Pyrzycach w skali 1:25 000

We wszystkich otworach nawiercono szczelinowe utwory jury dolnej w postaci piaskowców, z podrzędnymi wkładkami mułowców i iłowców. Osady te tworzą poziom wodonośny zawierający wody o mineralizacji ponad 120 g/dm^3 . Są to wody typu chlorkowo-sodowego, o zawartości jonu Na^+ powyżej 90% sumy kationów i jonu Cl^- powyżej 90% sumy anionów. W otworze GT-1 temperatura na dnie, tj. na głębokości 1637 m wynosi $64,5^\circ\text{C}$, a w interwale zafiltrowanym, tj. w strefie głębokości 1498–1619 m, ok. $64,0^\circ\text{C}$.

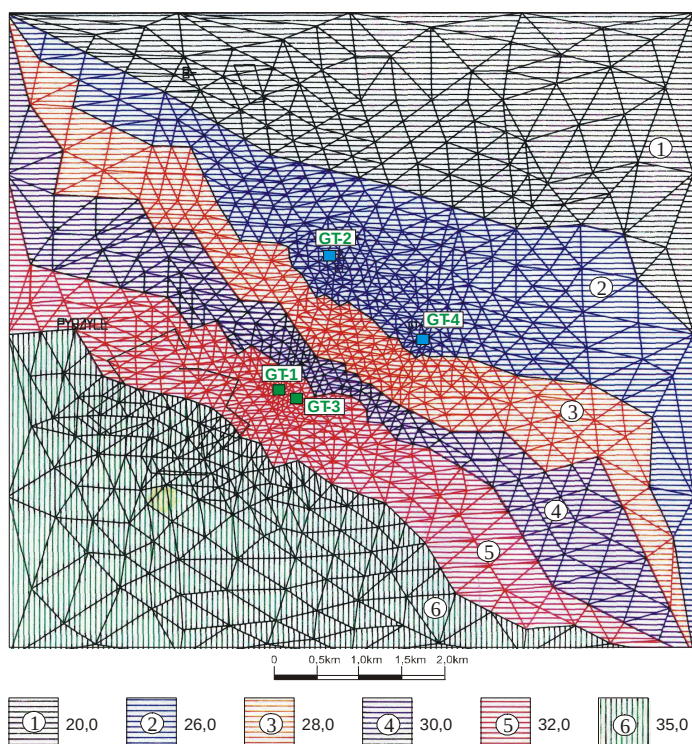
Nadkład poziomu liasowego stanowią słabo przepuszczalne iłowce jury środkowej o miąższości około 60 m oraz kompleks utworów wapiennych i wapienno-krzemionkowych kredy górnej o miąższości około 990 m. Pomiędzy tymi wydzieleniami występuje kilkunastometrowa warstwa zawodnionych piaskowców glaukonitowych kredy środkowej (górny alb). Utworów jury górnej oraz kredy dolnej w rejonie Pyrzyc brak (rys. 14.2). Osady neogenu wykształcone są głównie w postaci iłów i osiągają miąższość do ok. 90 m. Stanowią one izolację pomiędzy słodkimi wodami w utworach czwartorzędowych i zasolonymi w utworach kredy i jury.



Rys. 14.2. Schematyczny przekrój geologiczny w rejonie ujęcia wód termalnych w Pyrzycach

Zasilanie poziomu liasowego ma miejsce głównie w strefach jego wychodni, a więc w peryferyjnych rejonach struktur synklinalnych. Mniej intensywne jest zasilanie poprzez półprzepuszczalne utwory czwartorzędowe lub paleogenu i neogenu zalegające na wychodniach kredowych. W pograżonych głębiej partiach zbiorników zachodzi zasilanie poprzez przesączanie wody z poziomów nadległych. Ważnym elementem zasilania są też przepływy wzdłuż stref tektonicznych (Szczepański, 1990).

W zastosowanym dla modelu Pyrzyc algorytmie obliczeniowym wykorzystano metodę elementów skończonych Galerkina z trójkątną siatką dyskretyzacyjną o zmiennym kroku. Obliczenia prowadzono przy użyciu programu AQUA firmy Vatnaskill Consulting Engineers z Reykjavíku. Schemat siatki, wraz z rozkładem przewodności wodnej, której przestrzenne zróżnicowanie wynika z interpretacji próbnych pompowań badawczych każdego z otworów, pokazano na rys. 14.3.



Rys. 14.3. Schemat siatki dyskretyzacyjnej wraz z rozkładem przewodnictwa wodnego w m²/h

Modelowano płaski strumień wód podziemnych w warunkach jednowarstwowego schematu obliczeniowego dla powierzchni zbiornika ok. 52 km². Wykonane zostały 2 modele: hydrodynamiczny model filtracji oraz dyspersyjny model przepływu ciepła.

Model hydrodynamiczny realizowano w dwóch wariantach:

- a. model niestacjonarny – dla odtworzenia pompowań próbnych i kalibracji modelu;
- b. model stacjonarny – w celu przeprowadzenia długoterminowych prognoz warunków pracy ujęcia.

Model dyspersyjny wykonany został wyłącznie w warunkach transportu niestacjonarnego, przy założeniu ustalonego pola filtracji. Migracja ciepła na modelu dyspersyjnym odbywa się w obrębie pola hydrodynamicznego obliczonego dla prognozowanych wielkości poboru i zatłaczania wód. Niezbędne parametry wynikowe z modelu filtracji (spadki hydrauliczne, kierunki i prędkości przepływu wód) pobierane są do modelu przepływu ciepła jako dane wejściowe.

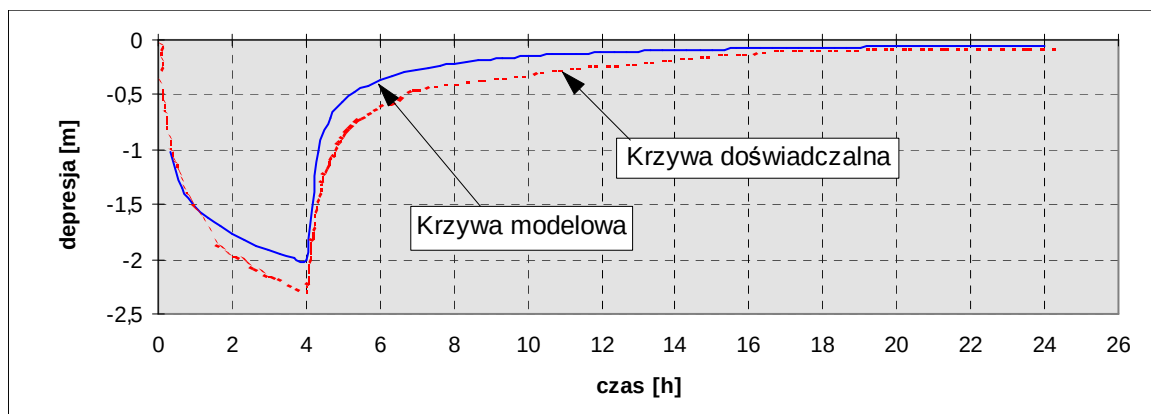
Dla modelu hydrodynamicznego na brzegach zadano warunki brzegowe I rodzaju oddalone od zewnętrznego obrysu ujęcia o ok. 3,5 km w każdą stronę. Ciśnienia dla tych warunków określono ekstrapolując rzędne zwierciadła wody w wychłodzonych otworach, po uprzednim dokonaniu redukcji ciśnień do wartości porównywalnych (według zasad omówionych w rozdziale 14.3). Informacje o generalnym kierunku przepływu w badanym zbiorniku zaczerpnięto z analiz regionalnych (Górecki red., 1990). Zadano symboliczne natężenie zasilania pionowego – 0,01 m³/h·km² wynikające z izolowanego charakteru zbiornika.

Identyfikacji modelu dokonano poprzez odtworzenie przebiegu czasowego zmian ciśnień w zbiorniku wymuszonych pompowaniem kolejno: GT-1 i GT-3. Jako kryterium dokładności tarowania modelu przyjęto niewielkie – rzędu kilkudziesięciu cm – różnice pomiędzy ciśnieniami zmierzonymi w poszczególnych punktach obserwacyjnych (otworach), a liczonymi na modelu.

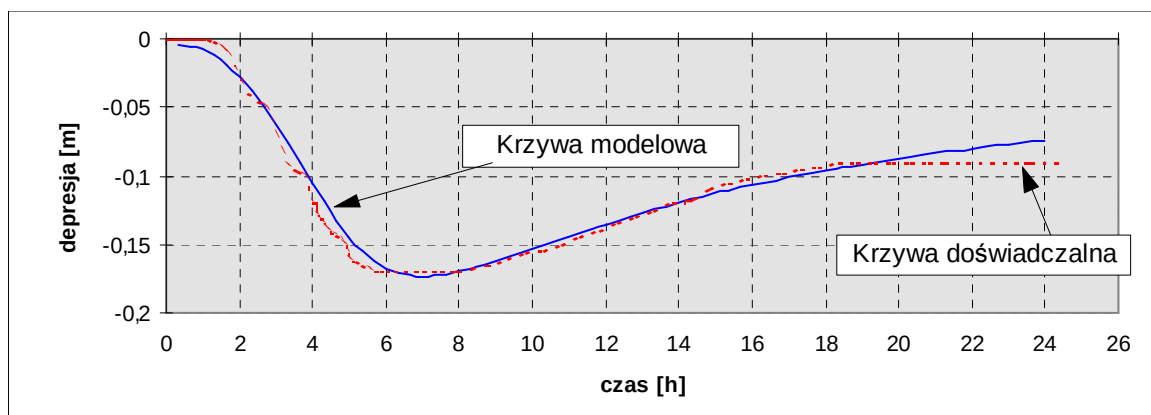
W wyniku wielu kolejnych symulacji ustalono właściwe dla obu testów parametry hydrodynamiczne warstwy. Podkreślić należy, że nie zmieniano obliczonego w wyniku interpretacji pompowań rozkładu przewodnictwa wodnego, a zmianom – w granicach wyznaczonych przez interpretację pompowań – podlegał głównie współczynnik zasobności sprężystej. Wytarowana wartość współczynnika zasobności – jednakowa dla całego obszaru badań – wyniosła $8,5 \cdot 10^{-5}$.

Końcowy efekt zgodności obu krzywych: doświadczalnej i modelowej przy pompowaniu otworu GT-1 z wydajnością 221 m³/h pokazano na rys. 14.4

a)



b)



Rys. 14.4. Krzywe identyfikacyjne modelu w warunkach eksploatacji otworu GT-1 z wydajnością 221 m³/h

a) Krzywe dla otworu GT-3 zlokalizowanego 225 m. od pompowanego

b) Krzywe dla otworu GT-2 zlokalizowanego 1525 m. od pompowanego

Osiągnięte wyniki identyfikacji modelu uznano za zadowalające do dalszych prac, tj. prognoz eksploatacyjnych określających ukształtowanie pola hydrodynamicznego oraz rozkład temperatur dla pracującego układu dwóch dubletów studni. Prace te prowadzono na modelu dyspersyjnym przepływu ciepła, dla którego przyjęto warunki brzegowe I rodzaju z temperaturami określonymi na podstawie rozpoznania regionalnego (Szczepański, 1990).

Wykonanych zostało szereg wielowariantowych symulacji, w wyniku których określono takie wielkości poboru (tab. 14.1), które odznaczają się:

- dopuszczalnym stopniem deformacji naturalnych warunków hydrodynamicznych (zarówno jeśli chodzi o depresję, jak i zasięg oddziaływania oraz rozległość obszaru dopływu/odpływu);
- dopuszczalnym stopniem wychładzania zbiornika (przyjęto kryterium min. 25 lat trwałości temperatury);
- wiarygodnym bilansem krążenia wód przedstawionym na modelu (wzrost składników bilansu, jak np. dopływu brzegowego).

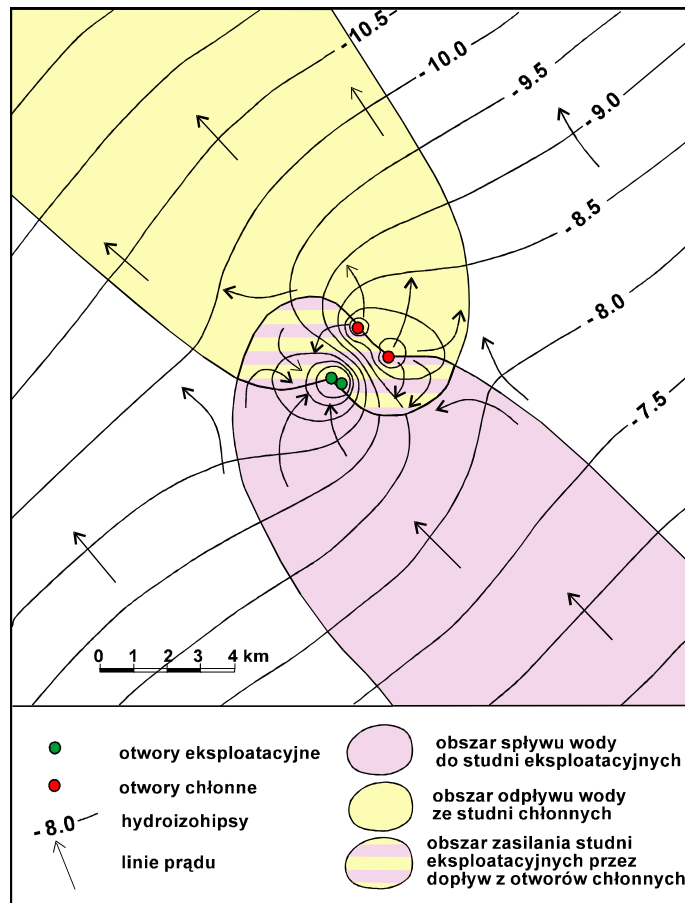
Tab. 14.1. Prognozowany wznios (+) i spadek ciśnienia (-) w otworach ujęcia Pырzyce

Nr otworu	Wydajność pompowania/zatłaczania [m ³ /h]	Obliczona depresja regionalna w zbiorniku [m]	Depresja* otworowa [m]	Depresja całkowita (3+4) [m]
1	2	3	4	5
GT-1	-170	-6,6	-15,6	-22,2
GT-2	+170	+4,0	+58,6	+62,6
GT-3	-170	-4,4	-28,6	-33,0
GT-4	+170	+4,1	+79,4	+83,5

* - parametr ten obliczany jest na podstawie wydajności jednostkowej otrzymanej z próbnych pompowań

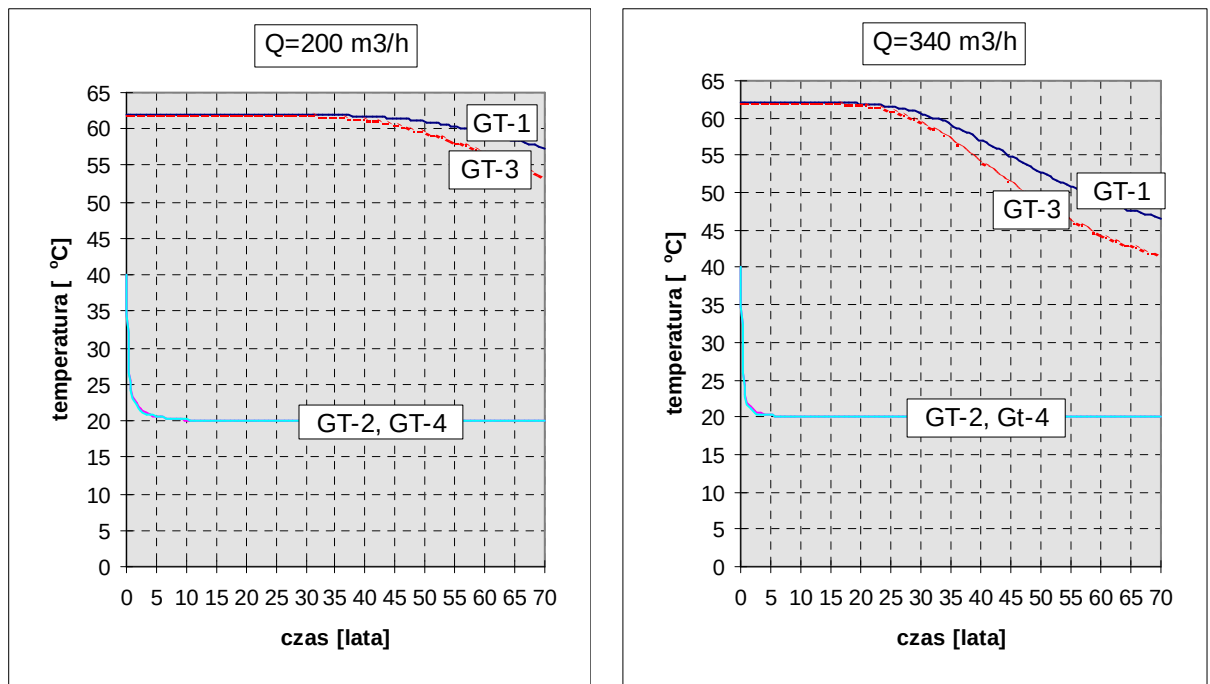
Na mapie hydroizohips odpowiadającej przedstawionym w tabeli 14.1 wydatkom (rys. 14.5) zwraca uwagę znaczny zasięg obszaru spływu wody do ujęcia, co jest konsekwencją dominacji dopływu lateralnego nad zasilaniem pionowym. Należy podkreślić, że woda zużyta, która zatłoczona jest na powrót do poziomu wodonośnego, nie powraca w całości do otworów eksploatacyjnych. Odpływa ona częściowo także w kierunku północno-zachodnim (w ilości ok. 45% wody zatłaczanej). Tak więc modelowany układ eksploatacyjno-zatłaczający nie stanowi zamkniętego systemu krążenia, a otwory eksploatacyjne, wchodzące w skład dubletu, zasilane są nie tylko poprzez powrót wody zatłoczonej, ale również poprzez dopływ lateralny, a więc czerpią wodę z zasobów dynamicznych zbiornika. Oczywiście woda powracająca do zbiornika wzbogaca na powrót jego zasoby, jednak powrót ten następuje w innym punkcie niż miał miejsce pobór i część wody zatłoczonej odpływa zgodnie z kierunkiem regionalnego przepływu, nie będąc na powrót wykorzystana przez otwory eksploatacyjne.

Prognozy kształtowania się temperatur w eksploatowanych otworach geotermalnych wykonywano przy różnych zakładanych wydajnościach układu eksploatacyjno-zatłaczającego. Dla przykładowej wydajności 200 m³/h obserwujemy trwałość temperatury w otworach eksploatacyjnych GT-1, GT-3 przez okres ok. 35 lat. Przy poborze 340 m³/h stopniowy spadek temperatury rozpoczyna się wg prognozy po ok. 20. latach (rys. 14.6).



Rys. 14.5. Prognozowa mapa hydroizohips zbiornika wód termalnych w Pyrzycach

* Wartości izolinii przedstawionych na mapie są ujemne, ponieważ powierzchnia piezometryczna kształtuje się poniżej poziomu morza.



Rys. 14.6. Prognoza kształtowania się temperatury w otworach ujęcia Pyrzyce dla wydajności $Q=200 \text{ m}^3/\text{h}$ i $Q=340 \text{ m}^3/\text{h}$

Po wszechstronnym przeanalizowaniu wyników prognoz modelowych zdecydowano, że optymalna przy obecnym stopniu rozpoznania zbiornika wód termalnych wydajność ujęcia wynosi 340 m³/h. Ta wartość została przedstawiona do zatwierdzenia jako zasoby eksploatacyjne. W dokumentacji hydrogeologicznej zaplanowano prowadzenie systematycznych obserwacji ujęcia w trakcie pracy. W oparciu o wyniki tych obserwacji można będzie w przyszłości znowelizować prognozy modelowe oraz uwiarygodnić wysokość zasobów. W ten sposób nastąpi weryfikacja modelu zalecana w toku prac modelowych (Kazimierski, Macioszczyk, 1996), a niemożliwa dotychczas do wykonania ze względu na zbyt ubogi zestaw danych wejściowych.

Przedstawione w prognozie obszary spływu i odpływu wód termalnych częściowo zweryfikowały panujący dotychczas pogląd, że dublet otworów geotermalnych stanowi układ zamknięty, tj., że całość wód zatłaczanych przechwytywana jest przez otwór eksploatacyjny. Przy wydajności ujęcia 340 m³/h udział zasobów dynamicznych w dopływie do ujęcia wynosi 153 m³/h (45%), pozostała część to dopływ z otworu chłonnego – 187 m³/h (55%). Jest to bardzo ważny element poznawczy wykonanej prognozy, ponieważ pokazuje, że wody termalne nie mogą być traktowane jako całkowicie odnawialne źródło energii. Muszą one podlegać takiej samej ochronie ilościowej, jak wody zwykłe, występujące w płytkich systemach krążenia.

Literatura uzupełniająca:

Szczepański A., Szklarczyk T., 2006 r. – Modelowanie matematyczne w ocenie zasobów wód geotermalnych. *Geologos* 10 (2006) UAM, Instytut Geologii. Wyd. Bogucki Wydawnictwa Naukowe.

15. Zamiast podsumowania

Z przedstawionych metodyk i sposobów postępowania w badaniach i dokumentowaniach hydrogeologicznych oraz prezentowanych przykładów można i należy wnioskować, że:

1. Każde zadanie hydrogeologiczne jest opracowaniem prognostycznym bazującym na rozpoznaniu terenowym oraz analizie materiałów archiwalnych.
2. Modelowanie matematyczne może i powinno być, podstawowym narzędziem realizacji zadania hydrogeologicznego umożliwiając uwzględnienie przestrzenno-czasowych zmienności warunków hydrogeologicznych oraz skutków wywoływanych presji w środowisku wodnym.
3. Uzyskanie wiarygodnych rezultatów modelowań (symulacji komputerowych) jest możliwe po rozpoznaniu systemu wodonośnego i właściwemu ustaleniu jego warunków brzegowych.
4. Rozpoznawany i badany system wodonośny powinien zostać przeobrażony w model hydrogeologiczny uwzględniający warunki zasilania, przepływu i drenażu wód podziemnych (dobór schematu obliczeniowego oraz modelu koncepcyjnego).
5. W zależności od celu i skali zadania (regionalne, lokalne) model hydrogeologiczny jest przetransponowywany na model matematyczny przy zastosowaniu siatki obliczeniowej (dyskretyzacyjnej) o zróżnicowanym kroku, z wykorzystaniem stosowanych pakietów obliczeniowych (np. MODFLOW, HYDRILIB).
6. Model matematyczny musi zostać zidentyfikowany (zweryfikowany) w procesie badawczym. Najwłaściwszą metodą weryfikacji modelu jest metoda prób i błędów (kolejnych przybliżeń) poprzez porównanie wyników rozwiązania z ustalonym rozkładem pola hydrodynamicznego z natury (zdjęciem hydrogeologicznym).
7. Weryfikowanie modelu następuje przez proces jego tarowania (kalibracji). W procesie tym określa się ilościowe wartości parametrów (ich zmienność i rozkład), warunki brzegowe oraz rodzaj i charakter wymuszeń wynikających z uwarunkowań naturalnych i sztucznych (antropogenicznych: ujęcia, odwadnianie i nawadnianie, obiekty hydrotechniczne).
8. Po wytarowaniu sporządzonego modelu sprawdza się jego wiarygodność poprzez porównanie reakcji modelu na zadane wymuszenia z reakcjami systemu rzeczywistego. Ten proces (walidacja) jest traktowany jako potwierdzenie reprezentatywności modelu matematycznego badanego procesu lub/i systemu.
9. Uzyskanie wiarygodnych efektów weryfikacji, kalibracji i walidacji modelu w zakresie pola hydrodynamicznego i bilansu przepływu wody (w tym także międzywarstwowego poprzez utwory słabo przepuszczalne) pozwala na kontynuację realizacji zadania, czyli wykonanie symulacji prognostycznych.
10. Modelowanie matematyczne umożliwia wykonanie wielowariantowych rozwiązań prognostycznych, spośród których w procesie optymalizacji (kryteria techniczne, ekologiczne i ekonomiczne) dokonuje się wyboru rozwiązania optymalnego.
11. Wyniki prac modelowych należy zaprezentować w postaci dokumentacji, w której muszą zostać przedstawione metodyka i rezultaty postępowania z każdego etapu tworzenia modelu hydrogeologicznego i matematycznego.
12. Stworzony model matematyczny powinien być otwarty, tzn. każda nowa informacja (obserwacja, pomiar, wyniki badań i eksploatacji) może być wprowadzana i umożliwiać wykonanie kolejnej symulacji.

Można także pokusić się o sformułowanie **podstawowych zasad prowadzenia prac modelowych**:

- 1 Rozpoznaj szczegółowo lub zapoznaj się wnikliwie, z budową i funkcjonowaniem badanego systemu wodonośnego w zakresie układu hydrostrukturalnego, układu krążenia wód i ich związków z powierzchnią terenu i wodami powierzchniowymi, przebiegiem i zakresem istniejącej ingerencji w te naturalne uwarunkowania oraz wymuszeniami wywołanymi antropopresją.
- 2 Oceń realnie system, jego stan rozpoznania, stworzony model hydrogeologiczny (konceptyjny) oraz możliwości jego przetworzenia na model matematyczny posiadany i stosowanymi programami obliczeniowymi w aspekcie celów i zadań stawianych przed badaniami w określonym czasie.
- 3 Nie zastępuj układów wielowarstwowych systemu układami modelowymi jednowarstwowymi. Stosowane uproszczenia w warstwowości modeli, chociaż możliwe w układach hydrostrukturalnych, są niedopuszczalne w układach krążenia wód (hydrodynamicznych).
- 4 Pamiętaj o tym, że przepływ wód jest warunkowany przepuszczalnością utworów geologicznych, a nie ich stratygrafią. Utwory słabo przepuszczalne stanowią kompleksy magazynujące wody czasowo unieruchamiane w przepływach pionowych do warstw wodonośnych i między warstwami wodonośnymi, w których formują się strumienie wód i tworzą się zasoby zbiornika.
- 5 Granice modeli równoznaczne z granicami bilansowymi lub przyjmowane dla określania wpływów wymuszeń, mogą być przyjmowane tylko dla systemów zamkniętych, gdzie na przyjętych granicach dokładnie znane są parametry hydrogeologiczne warstw: przewodność ($T = k m$ lub $T = k H$), odsączalność – zasobność sprężysta (μ, S), wysokość hydrauliczna (H), objętość przepływu (Q). W przypadku braku dobrego rozpoznania rodzaju (charakteru) warunków granicznych, granice modelu winny być oddalone stosownie do rozpoznawanego (badanego, dokumentowanego) systemu wodnego i jego otoczenia. Pozwala to na uniknięcie znaczących błędów w modelowaniu.
- 6 Przy ustalaniu granic modeli, jak i warunków brzegowych pamiętaj o tym, że dział wodny w układzie krążenia wód podziemnych jest wynikiem oddziaływania co najmniej dwóch systemów drenaży wód powierzchniowych.
- 7 Przy ustalaniu wiarygodności sporządzonych modeli matematycznych należy pamiętać o:
 - a. poczynionych uproszczeniach przy budowie modelu hydrogeologicznego (konceptyjnego) i jego transpozycji na model matematyczny,
 - b. stopniu rozpoznania systemu i jego elementów w obszarze z uwzględnieniem warstwowości struktur i przestrzennej zmienności parametrycznej,
 - c. ustaleniu kryteriów wiarygodności dla: parametrów filtracyjnych, zmian położenia zwierciadła wody i ciśnień piezometrycznych, zasilania i drenaży systemów,
 - d. bilansie zasilania systemu są wprost zależnym od zidentyfikowanych drenaży i dopływów wód na granicach wewnętrznych i zewnętrznych systemu,
 - e. przy porównywaniu wyników bilansowych drenaży cieków z modelu z wynikami badań hydrologicznych przyjmij, że ocena odpływu podziemnego w hydrologii dotyczy systemu typu czarnej skrzynki, natomiast w hydrogeologii zidentyfikowanego systemu wodonośnego o określonym stanie rozpoznania parametrów hydrostrukturalnych i stanie hydrodynamicznym,
 - f. przy określaniu wiarygodności odtworzenia na modelu stanu hydrodynamicznego warstw/poziomów systemu wodonośnego przyjmij jako

kryterium poprawności różnice tak w odniesieniu do pomierzonych w określonych blokach punktów, jak i do kształtu powierzchni piezometrycznych w modelowych strumieniach.

- 8 Metoda prób i błędów jest najlepszą dotąd znaną metodą tworzenia wiarygodnego modelu, lecz przy jej stosowaniu należy pamiętać, że w tarowaniu:
 - poprawia się (zmienia) ustalone w badaniach hydrogeologicznych parametry filtracyjne i hydrauliczne, ustalając wielkość parametrów zasilania i drenażu systemu z uwzględnieniem wpływu przyjętych i ustalonych wymuszeń,
 - tak samo należy weryfikować (modyfikować) warunki zewnętrzne i wewnętrzne modelowanego systemu,
 - dane uzyskane z rozpoznania terenowego oraz materiałów archiwalnych mogą być obciążone błędami,
- 9 Model wytarowany na określony stan hydrodynamiczny należy zweryfikować poprzez symulację kontrolowanego wymuszenia w systemie np. przez eksploatację ujęć. Stopień wiarygodności modelu wzrasta z możliwością pełnego odtworzenia wymuszeń związanych z kontrolowaną eksploatacją i jej rozmieszczeniem w obszarze badanego systemu.

Literatura

- Anderson M., Woessner W., 1992: Applied Groundwater Modeling, Academic Press, Inc., London.
- Augustyniak M., Dąbrowski S., 1986 - Rozwój biblioteki HYDRYLIB CUG w zagadnieniach migracji zanieczyszczeń w wodach podziemnych. Zeszyty naukowe Politechniki Krakowskiej nr 49. Seria 21, Kraków
- Bear J., 1972: Dynamics of fluids in porous media. Elsevier.
- Bear J., Cheng A. H.-D., 2010 – Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport. Series: Theory and Applications of Transport in Porous Media, Vol. 23, Springer.
- Bear J., Verruijt A., 1994: Modeling Groundwater Flow And Pollution. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht.
- Bedient P.B., Hanadi S.R., Newell Ch. J., 1994 – Ground water contamination. Transport and remediation. Prentice Hall PTR. New Jersey, p.541.
- Bielawski A., Dąbrowski S., 1992 - Obliczenia zawodnienia złóż metodami modelowania matematycznego na przykładzie złoża węgla brunatnego "Legnica". Górnictwo odkrywkowe 1992 nr 3 - 4. Wrocław
- Bieniewski J. Jarodzki L., 1975 – Określenie zasięgu leja depresji metodą modelowania. Górnictwo Odkrywkowe, nr 4-5.
- Bieniewski J., 1968: Opracowanie prognoz hydrogeologicznych procesów poboru wód podziemnych za pomocą analogów elektrycznych. Węgiel Brunatny, nr 4.
- Bocheńska T., 1984: Prognoza dopływów wód podziemnych do kopalń głębinowych metodą modelowania numerycznego. Materiały sympozjum nt. „Metody badania wód podziemnych, ich użytkowanie i ochrona”, Tuczno, s. 173-180.
- Bocheńska T., 1985: Modelowanie rozwoju dopływów wód podziemnych do kopalń głębinowych. Technika Poszukiwań Geologicznych, nr 3, s. 13-17.
- Bocheńska T., Borysow M., 1982: Zastosowanie metody modelowania elektrohydrodynamicznego do prognozy zawodnienia szybów. Technika Poszukiwań Geologicznych, nr 3, s. 35-38.
- Bocheńska T., Fiszer J., 1983: Określenie współczynnika filtracji cechsztyńskich węglanów W-1 na drodze modelowania cyfrowego z wykorzystaniem metody elementów skończonych. Technika Poszukiwań Geologicznych, nr 6, s. 22-26.
- Bocheńska T., Fiszer J., Kalisz M., 1995: Weryfikacja prognoz dopływów do kopalń w legnicko-głogowskim obszarze miedzionośnym na podstawie badań modelowych. W: Współczesne problemy hydrogeologii, Krynica, s.39-46.
- Brylska E., Dąbrowski S., Pleczyński J., Przybyłek J., Szczepański A., 1972: Modelowanie filtracji wód podziemnych w rejonach ujęć wodnych. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Chiang W.-H., Kinzelbach W., 2001: 3D-Groundwater modeling with PMWIN. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York, s. 346.
- Czerwińska A., 1982 – Ocena poprawności postawienia zadania identyfikacji dla procesu filtracji. W: Matematyczne modelowanie ujęć wody podziemnej. Politechnika Krakowska im. T. Kościuszki. Kraków
- Dąbrowski S., 1978 a – Ocena zastosowania modelowania matematycznego do prognozowania zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych. W: Rozpoznawanie wód podziemnych dla potrzeb gospodarki narodowej. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Dąbrowski S., 1978 b – Zastosowanie programów SP i SW do ustalania zasobów eksploatacji ujęć wód podziemnych. Materiały I konferencji: Matematyczne modelowanie ujęć wody podziemnej. Politechnika Krakowska. Kraków

- Dąbrowski S., 1985 - Problematyka budowy modeli matematycznych basenu wód trzeciorzędowych Wielkopolski. Materiały z sesji: Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych. Warszawa
- Dąbrowski S., 1989 - Krok siatki i prognozy w modelowaniu infiltracji ujęć brzegowych. Politechnika Krakowska. Monografia 80. Matematyczne modelowanie ujęć wody podziemnej, Kraków
- Dąbrowski S., 1997 – Uwagi dotyczące modeli matematycznych dla potrzeb hydrogeologii. W: Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej. Materiały XII Sympozjum pt: „Modelowanie matematyczne w hydrogeologii i ochronie środowiska”, Częstochowa: 1 - 8.
- Dąbrowski S., Górski J., Kapuściński J., Przybyłek J., Szczepański A., 2004 – Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych. Poradnik metodyczny. Borgis Wydawnictwo Medyczne. Warszawa.
- Dąbrowski S., Nowicki K., Poliszot W., Szymanko J., 1986 - Zastosowanie biblioteki HYDRYLIB do modelowania odwodnień. Prace naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej nr 49. Seria 21. Wrocław
- Dąbrowski S., Przybyłek J., 2005 – Metodyka próbnych pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych. Poradnik metodyczny. Bogucki Wydawnictwo Naukowe. Poznań.
- Dąbrowski S., Rynarzewski W., Pawlak A., 1999 – Odnawialność wód podziemnych w zlewni górnej Warty według badań modelowych. Współczesne problemy hydrogeologii, tom IX.. Wydawnictwo PIG. Warszawa,
- Dąbrowski S., Rynarzewski W., Pawlak A., 2004 - Metodyka modelowania złożonych wielopoziomowych systemów wodonośnych na przykładzie Regionu Poznańskiego Dorzecza Warty. Acta Universitas Vratislaviensis Nr 2729 Hydrogeologia str. 34-46.
- Dąbrowski S., Rynarzewski W., Pawlak A., Hercka A., Janiszewska B., 2006 - Identyfikacja modelowa zmienności zasilania ujęcia wody podziemnej Zduny dla m. Krotoszyna w czasie jego 50-letniej eksploatacji. W: Modelowanie przepływu wód podziemnych. Geologos 10 (2006) UAM, Instytut Geologii. Wyd. Bogucki Wydawnictwa Naukowe.
- Dąbrowski S., Rynarzewski W., Skotnicki M., 2004 – Wykorzystanie badań modelowych do projektowania ujęć infiltracyjnych w systemach wodociągowych. W: Zaopatrzenie w wodę, jakość i ochrona wód. XVIII Konferencja Krajowa PZITS. Wyd. PZITS Poznań.
- Dąbrowski S., Rynarzewski W., Straburzyńska - Janiszewska R., Pawlak A., - 2008 - Badania modelowe wielowarstwowego, pasmowego zbiornika, wód podziemnych GZWP nr138 Toruń - Eberswalde (Noteć) w celu określenia jego granic , bilansu zasilania i jego obszarów ochronnych. Biuletyn PJG 431:9-20, Warszawa.
- Dąbrowski S., Szymanko J., 1980 – Problemy regionalizacji wielopoziomowych jednostek hydrogeologicznych na Niżu Polskim. Materiały Sympozjum: Współczesne Problemy Hydrogeologii. Warszawa
- Dąbrowski S., Szymanko J., 1987 - Problemy zastosowania modelowania matematycznego w prognozowaniu skutków wpływu budowy metra warszawskiego na wody podziemne. Przegląd Geologiczny nr 2. Warszawa
- Dąbrowski S., Wijura A., 1994 – Bilans krążenia wód podziemnych w podsystemie wodonośnym wysoczyzny leszczyńskiej według wyników badań modelowych. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu, nr 248.
- Dagan G., 1988 – Time-dependent macrodispersion for solute transport in anisotropic heterogeneous aquifers. Water Resources Research, 24/9: 1491-1500.

- Dowgiałło J. i in. (red.), 2002 – Słownik hydrogeologiczny. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
- Dubowicka A., Zboś D., 1986 – Identyfikacja parametrów ośrodka wodoprzepuszczalnego przy przepływie stacjonarnym. W: Matematyczne modelowanie ujęć wody podziemnej. Politechnika Krakowska im. T. Kościuszki. Kraków.
- Duda R., Zdechlik R., Kania J., 1999 – Modelowania migracji zanieczyszczeń jako narzędzie oceny zagrożenia i ochrony wód podziemnych w rejonie składowiska Żelazny Most. W: Współczesne problemy hydrogeologii, tom VIII 213 – 227. red. J. Górski, E. Liszkowska. Wyd. Wind. Wrocław.
- Emsellem Y., 1975 – Budowa modeli matematycznych w hydrogeologii. Zjedn. Przeds. Hydrogeol., PH w Poznaniu, Poznań (tłumaczenie z francuskiego).
- Felkel B., Kasztelan D., 2006 – Przegląd wykorzystania metod modelowania numerycznego do badań hydrogeologicznych w Polsce. W: Modelowanie przepływu wód podziemnych. Geologos nr 10, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Fetter C.W., 1999 – Contaminant Hydrogeology (2nd Edition). Prentice-Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey.
- Fetter, C.W., 1988 - Applied Hydrogeology, Second Edition, Macmillan Publishing Company, New York, New York, 592 p.
- Fetter, C.W., 1994 - Applied Hydrogeology, Third Edition, Prentice-Hall, Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 691 p.
- Findeistaisen W., 1985 – Analiza systemowa i metodologia. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Fiszer J., Karwowska M., 1986 – Określenia zasobów dynamicznych cenomańskiego poziomu wodonośnego w rejonie Opola metodą modelowania numerycznego. W: Problemy hydrogeologiczne południowo – zachodniej Polski. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej nr 49, sesja konferencja nr 21: 287 – 294. Wyd. Politechniki Wrocławskiej. Wrocław.
- Fiszer J., Sawicki J., 1989 – Model numeryczny krążenia wód podziemnych w szczelinowatym górotworze złoża porfirów “Zalas”. W: Problemy hydrogeologiczne południowo – zachodniej Polski. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej nr 58, sesja konferencja nr 29: 285 – 293. Wyd. Politechniki Wrocławskiej. Wrocław.
- Flisowski J., Wieczysty A., 1979: Analogowe dyskretne modelowanie ujęć wody podziemnej. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Gelhar L.W., Welty C., Rehfeldt K.R., 1992 – A Critical Review of Data on Field-Scale Dispersion in Aquifers. Water Resources Research 28/7: 1955-1974.
- Górecki W., 2006, red. – Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim - formacja mezozoiku. Kraków, 2006
- Gorelick S.M., 1985 – Contaminant transport models for groundwater quality simulation. Keynote Paper, International Association of Hydrogeologists 18th Congress, Hydrogeology in the Service of Man.: 238-249.
- Górski J., Mazurek K., 1985 – Problemy modelowania regionalnego na przykładzie modelu Pradoliny Kaszubskiej. Materiały Sesji Nauk. „Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych.” Warszawa
- Górski J., Przybyłek J., 1992: Hydrogeologiczna ocena warunków eksploatacji wód za pomocą studni promienistych na przykładzie studni nad Wartą w Krajkowie. [w]: Mat. XII Konferencji Naukowo – Techn. pt. „Zaopatrzenie miast i wsi w wodę”, NOT Poznań, s. 250-255.

- Gurwin J., 1997 – Wykorzystanie modelowania geostatycznego w przygotowaniu mapy hydroizohips przypowierzchniowego poziomu wodonośnego dla modelowania zagadnień regionalnych. W: Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej. Materiały na XII Sympozjum. Modelowanie matematyczne w hydrogeologii i ochronie środowiska, str 56 – 63. Częstochowa.
- Gurwin J., 2003 – Dane wejściowe, a kalibracja numerycznego modelu filtracji. W: Współczesne problemy hydrogeologii - tom XI cz. 301 – 308 (red. A. Piekarek – Jankowska, B. Jaworska – Szulc). Wyd. Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska Politechniki Gdańskiej, Gdańsk.
- Gurwin J., 2004: Problem kalibracji i analizy niepewności numerycznego modelu filtracji, W: Modelowanie przepływu wód podziemnych, Acta Universitatis Wratislaviensis. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- Gurwin J., 2006: Numeryczny model filtracji i transportu masy w wodach podziemnych rejonu składowiska odpadów w Jelcu – Laskowicach. W Modelowaniu przepływu wód podziemnych. Geologos nr 10, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Gurwin J., Poprawski L., 2001 – Zastosowanie metod numerycznych w prognozowaniu dopływu do wykopów inżynierskich. W: Współczesne problemy hydrogeologii, tom X.2: 341 - 348. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wyd. Sudety. Wrocław.
- Gurwin J., Poprawski L., 2001, Ocena regionalnych zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych za pomocą metody modelowania numerycznego. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. Tom X. 2., Wrocław
- Gurwin J., Poprawski L., Szczepiński J. Wąsik M., 1995 - Regionalny model numeryczny zlewni rzeki Oławy. W: Współczesne problemy hydrogeologii t. VII cz1: 141 – 154. Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód AGH. Kraków.
- Gurwin J., Serafin R., 2008 – Budowa przestrzennych modeli koncepcyjnych GZWP w systemie GIS zintegrowanych z Modflow. Biuletyn PIG Hydrogeologia nr 431, Warszawa.
- Gurwin J., Szczepiński J., Wąsik M. 1994 – Opis programu MODFLOW wykorzystywanego w regionalnych badaniach hydrogeologicznych W: Bilansowanie zasobów w dorzeczu Odry, str. 125 – 134, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu nr 248. Wrocław.
- Haładus A., Kania J., Kulma R., Prażak J., 1997 – Weryfikacja zasobów wód podziemnych zlewni Górnej Kamiennej na podstawie badań modelowych. Materiały sympozjum pt. ” Współczesne Problemy Hydrogeologii”, t. VIII. Wyd. Wind-Wrocław.
- Hamilton D.A., 1982: Groundwater Modeling: Selection, Testing and Use. Vol. 1, Michigan Dept. of National Resources.
- Harbaugh A., W., 1990: A computer program for calculating subregional water budget using results from the USGS Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model. OFR 90-392
- Harbaugh A., W., McDonald M., G., 1996: User's documentation for MODFLOW-96, an update to the USGS Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model. OFR 96-485
- Herbich P. i in., 2009 – Metodyka wyznaczania obszarów ochronnych głównych zbiorników wód podziemnych dla potrzeb planowania i gospodarowania wodami w obszarze dorzeczy. PIG – PIB Warszawa, Wydaw. Ministerstwo Środowiska
- Hill M.C., Tiedeman C.R., 2007 – Effective Groundwater Model Calibration With Analysis of Data, Sensitivities, Predictions, and Uncertainty. John Wiley and Sons Inc., Hoboken, New Jersey.

- Janczarek K., Malina G., 2003 - Wybrane modele matematyczne migracji zanieczyszczeń w strefie saturacji. W: Współczesne problemy hydrogeologii - tom XI cz. 1 309 - 317 (red. A. Piekarek – Jankowska, B. Jaworska – Szulc). Wyd. Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska Politechniki Gdańskiej, Gdańsk.
- Jokiel P., 1994 - „Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce”. Acta Geographica Lodziensia, Łódź
- Jones N.L., 2005 – Groundwater Modeling with GMS. GMS Training Manual. EMS-I, NLJ, Brigham Young University.
- Kaczorowski Z., Kasela T., 2001 – Wykorzystanie programu MARS do obliczenia objętości produktu ropopochodnego płynącego po zwierciadle wód gruntowych. W: Współczesne problemy hydrogeologii, tom X.2: 357 – 362. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wyd. Sudety. Wrocław.
- Kania J. i in., 2004 – Kalibracja i walidacja modelu przepływu i migracji oraz korekty modelu koncepcyjnego GZWP – 451 z wykorzystaniem znaczników. W: Współczesne problemy hydrogeologii, tom XII (red. A. Sadurski, A. Krawiec), 317 – 322 Wyd. Uniwersytetu im. Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Kania J., Różański K., Witczak S., Zuber A., 2006 – On conceptual and numerical modeling of flow and transport in groundwater with the aid of tracers: a case study. W: Soil and Water Pollution Monitoring, Protection and Remediation. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Viable Methods of Soil and Water Pollution Monitoring, Protection and Remediation, Krakow. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, 69: 199-208.
- Kania J., Witczak S., Duliński M., Kapusta M., Różański K., Jackowicz-Korczyński M., Śliwka I., Zuber A., 2005 – Kalibracja i walidacja modelu przepływu i migracji oraz korekty modelu koncepcyjnego GZWP-451 z wykorzystaniem znaczników. Współczesne Problemy Hydrogeologii, Toruń, 12: 317-322.
- Kapuściński J., 1989 – Rola wyznaczania oporów hydraulicznych studni w prognozie zasobowej rejonów intensywnej eksploatacji na przykładzie modelu wykonanego dla Łomży. Materiały sympozjum: Matematyczne modelowanie ujęć wody podziemnej. Politechnika Krakowska. Kraków.
- Kapuściński J., 1997 – Modelowanie matematyczne w procesie dokumentowania zasobów wód termalnych dla ciepłowni w Pyrzycach, Przegl. Geol. nr 2, Wyd. Geol. Warszawa.
- Kapuściński J., Nagy S., Długosz P., Biernat H., Bentkowski A., Zawisza L., Macuda J., Bujakowska K., 1997 – Zasady i metodyka dokumentowania zasobów wód termalnych i energii geotermalnej oraz sposoby odprowadzania wód zużytych, Wyd. „Borgis”, Warszawa.
- Kasztelan D., Marciniak M., 2008 – Zastosowanie mapy wektorowej Polski w skali 1:50 000 (VMAPL2) do budowy modeli przepływu wód podziemnych. Biuletyn PIG nr 431. Warszawa
- Kasztelan D., Przybyłek J., 2004 - Badania modelowe wpływu zbiornika retencyjnego Jezioro na wody podziemne doliny Teleszyny. Acta Universitatis Wratislaviensis Nr 2729, Hydrogeologia, s.81-92.
- Kazimierski B. 1993 – Warunki brzegowe modeli matematycznych regionalnych systemów hydrogeologicznych. W: Współczesne problemy hydrogeologii tom VI: 371 – 376 (red. L. Poprawski, T. Bocheńska). Zakład Hydrogeologii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wydawnictwo Sudety, Wrocław.
- Kazimierski B., 1985 - Zasady przygotowania i opracowania danych oraz organizacji obliczeń modelowych dla dużych jednostek hydrogeologicznych. Mat. Sesji Nauk. "Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych", Warszawa.

- Kazimierski B., Macioszczyk T. i in., 1996 - w pracy zbiorowej: Ustalanie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych - poradnik metodyczny, Wyd. MOŚZNiL.
- Kinzelbach W., 1986 – Groundwater Modeling: An Introduction with Sample Programs in BASIC. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, The Netherlands.
- Kinzelbach W., 1986: Developments in water science – Groundwater Modeling. Gesamthochschule Kassel-Universität, Fachbereich 14, 3500 Kassel.
- Kleczkowski A.S., Jordan H.P., Silar J., Szestakow W.M., Witczak S., 1984 – Ochrona wód podziemnych. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Kondracki J., 2000 - Geografia Regionalna Polski. Warszawa, PWN.
- Kordas B., 1971 - Matematyczne modelowanie ruchu wód gruntowych. Prz. Geofiz. 1-2.
- Kowalczyk A. A., Łukasiewicz A., Michalak J., 2007 – Problemy metodyczne modelowania przepływu wody podziemnej w przekrojach. W: Współczesne problemy hydrogeologii. XIII Sympozjum Kraków – Krynica cz.3: 707-714. Wydawnictwo: Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska. AGH Kraków.
- Kowalczyk A., Miotliński K., Rubin K., 2004 – Modelowanie przepływu wód podziemnych w wielowarstwowym systemie wodonośnym w rejonie Tarnowskich Gór. W: Model przepływu wód podziemnych. Acta Universitatis Wratislaviensis. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- Kryza J., 2001: Model numeryczny triasu opolskiego. W: Współczesne problemy hydrogeologii, tom X.2: 363 – 378. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wyd. Sudety. Wrocław.
- Kuberski D., 1991 – Analiza oporów hydraulicznych rzeki na płaskim numerycznym modelu pionowym. W: Współczesne problemy hydrogeologii: 247 – 253, Wyd. SGGW AR, Warszawa.
- Kulma R., 1995 – Podstawy obliczeń filtracji wód podziemnych. Wyd. AGH. Kraków.
- Kulma R., Zdechlik R. – Modelowanie procesów filtracji. Uczelniane Wydawnictwa Naukowe –Dydaktyczne AGH, Kraków, 2009.
- Lee J. 1982 - Well Testing, SPE Textbook Series, Vol.1, SPE, Dallas
- Liber A., Liber E., 2004 – Falkowe metody modelowania warunków hydrogeologicznych ujęć wód leczniczych z samowypływem. W: Model przepływu wód podziemnych. Acta Universitatis Wratislaviensis. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- Liszkowski J., Stochlak J. (red.), 1976 - Szczelinowatość masywów skalnych. Wyd. Geol. Warszawa.
- Maciejewski S., Szymanko J., Witczak S., 1991 – Matematyczne modelowanie migracji zanieczyszczeń w wodach podziemnych. W: Ochrona wód podziemnych w Polsce. Stan i kierunki badań. Wydawnictwo SGGW- AR, Warszawa, CPBP 04.10.09, 56: 189-199.
- Maciejewski S., Zaradny H., 2008 – Zastosowanie metody Monte Carlo do modelowania migracji zanieczyszczeń do ujęć wód gruntowych. Biuletyn PIG nr 431. Warszawa.
- Macioszczyk T., 1973 - Metody modelowe w badaniach bilansów wód podziemnych i dokumentowaniu ich zasobów. Prz. Geol. 21 nr 10, str. 55 – 58. Warszawa.
- Macioszczyk T., 1986: System krążenia wód podziemnych niecki mazowieckiej jako obiekt badań modelowych. Biul. Geol. Uniw. Warsz., t.30, s. 125-145.
- Macioszczyk T., 1995 – Wybrane pojęcia dynamiki wód podziemnych związane z racjonalizacją gospodarowania zasobami wód podziemnych. Mat. symp. "Współczesne problemy hydrogeologii":. Kraków-Krynica.

- Macioszczyk T., 1997: Rola przypowierzchniowych poziomów wodonośnych w formowaniu i modelowaniu zasobów wielowarstwowych systemów hydrogeologicznych, [w:] Współczesne problemy hydrogeologii. t. VIII, Kiekrz k/Poznań, Wyd. WIND-Wrocław, s. 91-94.
- Macioszczyk T., 1999 – Matematyczne podstawy opisu ruchu i migracji wód podziemnych dla modelowania i sterowania ich zasobami. Biul. Państw. Inst. Geol., t. 388, str. 157-178.
- Macioszczyk T., Kazimierski B., 1990: Zasady budowy modeli systemów hydrogeologicznych dla oceny zasobów dyspozycyjnych i symulacji regionalnego ich zagospodarowania. Wyd. SGGW AR (CPBP 04.10. Ochrona i Kształtowanie Środowiska Przyrodniczego nr 53). Warszawa
- Macioszczyk T., Kazimierski B., 1990: Zasady symulacji zagospodarowania zasobów wód podziemnych w warunkach optymalizowania zakresu zmian składników bilansowych. Zakł. Poligrafii Uniw. War., Warszawa.
- Macioszczyk T., Kazimierski B., 1993: Przegląd i klasyfikacja programów numerycznych i systemów informatycznych wykorzystywanych w Polsce przy modelowaniu hydrogeologicznym. Wyd. ZMP UW, str. 83.
- Macioszczyk T., Szestakow W. M., 1983 – Dynamika wód podziemnych – metody obliczeń. Wyd. Geologiczne. Warszawa.
- Makowski Z., 1975: O rozwiązywaniu zagadnień filtracji na integratorze pola AP-600. Zeszyty Naukowe Politechniki Krakowskiej, seria Budownictwo Wodne i Inżynieria Sanitarna, z.22.
- Małecki J., Nawalany M., Witczak S., Gruszczyński T., 2006 – Wyznaczanie parametrów migracji zanieczyszczeń w ośrodku porowatym dla potrzeb badań hydrogeologicznych i ochrony środowiska. Poradnik metodyczny. Uniwersytet Warszawski. Wydział Geologii. Ministerstwo Środowiska. Warszawa.
- Małoszewski P., Zuber A., 1993 – Principles and practice of calibration and validation of mathematical models for the interpretation of environmental tracers data in aquifers. Adv. Water Resource..., 16, 173 - 190
- Marciniak M., 2008 – Potrzeby i możliwości identyfikacji parametrów ośrodka koniecznych do modelowania przepływu wód podziemnych. Biuletyn PIG nr 431. Warszawa.
- McDonald M.G., Harbaugh A.W., 1988 – MODFLOW, a modular three-dimensional finite difference ground-water flow model. US Geol. Surv. Open-file Rep. 83-875. US Geological Survey.
- McDonald M.G., Harbaugh A.W., Orr B.R., Ackerman D.J., 1991: A Method of Converting No-Flow Cells to Variable-Head Cells for the U.S. Geological Survey Modular Finite-Difference Ground-Water Flow Model. U.S. Geol. Survey Open-File Report, Reston.
- Michalak J. 1997a – Obiektowe modele w hydrogeologii - system ASPAR, Warszawa, Wyd. Uniwersytet. Warszawskiego
- Michalak J. 1997b – Modelowanie procesów hydrogeologicznych w środowisku GIS. Materiały XII Sympozjum „Modelowanie matematyczne w hydrogeologii i ochronie środowiska”. Częstochowa, str. 9-15.
- Michalak J. 2003 – Modele pojęciowe hydrogeologicznych danych geoprzestrzennych – podstawy metodyczne. Biuletyn PIG – Hydrogeologia nr 406, Warszawa PIG.
- Michalak J. 2007 – Wysokorozdzielcze hydrogeologiczne modele przepływu. W: Współczesne problemy hydrogeologii. XIII Sympozjum Kraków – Krynica cz.3, 707 – 714. Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH Kraków.

- Michalak J., 1985 – Charakterystyka pakietu programów ANPLA jako podstawa dużych modeli regionalnych. Materiały z sesji nauk. Modelowanie dużych regionalnych systemów wodonośnych. Warszawa.
- Michalak J., 2008 - Budowa modeli przepływu z wykorzystaniem danych infrastruktury geoinformacyjnej INSPIRE. Biul. PIG nr 431, Warszawa: 161-168.
- Moench, A.F., 1984 - Double-Porosity Models for Fissured Groundwater Reservoir with Fracture Skin. Water Resources Research, vol. 20, No. 7, pp. 831-846.
- Nawalany M., 1984: Wody podziemne w ujęciu teorii systemów dynamicznych. Wyd. Polit. Warszawskiej, Warszawa.
- Nawalany M., 1999 – Zagadnienia skali w hydrogeologii. Biuletyn PIG. Hydrogeologia 388 str. 179 – 190. Warszawa.
- Nawalany M., 2008 – Modelowanie transportu substancji podlegających procesowi fizykochemicznemu i reakcjom chemicznym w strumieniu wód podziemnych. Biuletyn PIG nr 431, Warszawa.
- Nowicki K., 1994, Wykorzystanie programów hydrodynamicznych biblioteki HYDRYLIB i techniki GIS Przy tworzeniu bilansu wodnogospodarczego w zakresie wód podziemnych.[W:] Gospodarowanie wodą w zlewniach rolniczych. IMGW Kraków.
- Paczyński B. i in., 1996 – Ustalenie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych. Ministerstwo OŚZNiL Warszawa
- Passis J., 1985 – Prognozowanie zagadnień filtracyjnych metodą modelowania numerycznego w projektowaniu kopalń odkrywkowych. Materiały Sesji Nauk.”Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych”, Warszawa.
- Pazdro Z., 1977 - Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990 - Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- Piwecki T., 1975 - Numeryczne modelowanie ruchu wód gruntowych. [w] Materiały III Konferencji „Współczesne Problemy Hydrogeologii, Jabłonna.
- Pleczyński J., 1981 - Odnawialność wód podziemnych. Wyd. Geologiczne, Warszawa, s.252
- Pleczyński J., Przybyłek J., 1974 – Problematyka dokumentowania zasobów wód podziemnych w dolinach rzecznych. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa.
- Pollock D.W., 1988 – Semi-analytical computation of path lines for finite difference models. Ground Water 26, 734-750.
- Przybyłek J, Pleczyński J., 1978 - Zasady i metodyka dokumentowania zasobów wód eksploatacyjnych dużych ujęć wód podziemnych. W: Mat. Konf. Nauk.-Techn. „Rozpoznanie wód podziemnych dla potrzeb gospodarki narodowej”. Wyd. Geologiczne, Warszawa, s.83-98.
- Przybyłek J., 1989 - Prognozy modelowe w świetle aktualnej eksploatacji ujęć Mosina - Krajkowo dla Poznania. W: „Modelowanie matematyczne ujęć wody podziemnej”. Zeszyty Nauk. Polit. Krakowskiej, Kraków. Monografia nr 80, s. 281-294.
- Przybyłek J., 1999 - Wpływ zbiornika Jeziorsko w dolinie Warty na dynamikę wód podziemnych. W: Mat. Konf. Nauk.-Techn. „Eksploatacja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych...” Uniejów 1999. Wyd. Akad. Roln. Im. A. Cieszkowskiego. Poznań, s. 239-253.
- Przybyłek J., Ryszkowska J., 1989 - Model numeryczny GZWP depresji i monokliny opolskiej. [w]: „Problemy hydrogeologiczne południowo – zachodniej Polski”. Prace Nauk. Polit. Wrocławskiej, Wrocław. Nr 58, s.247 – 253.
- Rodzoch A., 1997 – Wyznaczenie zasięgu terenów ochronnych ujęcia wód podziemnych metodą modelowania numerycznego na przykładzie ujęcia wody w

- Zagnańsku. W: Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej. Materiały na XII Sympozjum. Modelowanie matematyczne w hydrogeologii i ochronie środowiska, str. 64 – 73. Częstochowa.
- Rogóż M., 1979 – Modelowanie warstwy wodonośnej metodą różnicową. Główny Instytut Górnictwa, Katowice
- Rogóż M., 2007 – Dynamika wód podziemnych. Główny Instytut Górnictwa, Katowice
- Sabet M.A., 1991 - Well Test Analysis, Contributions in Petroleum Geology and Engineering, Gulf Publishing Company, Houston
- Sawicki J., 1972 - Ważniejsze typy bilansu wód podziemnych Polski południowo-zachodniej. Arch. Wydziału Geologii, U.W., Warszawa.
- Sikorska – Maykowska M., 1991 – Ocena wartości infiltracji efektywnej metodą regresyjną – zastosowanie w hydrogeologicznych badaniach modelowych. W: Współczesne problemy hydrogeologii: 279 – 284, Wyd. SGGW AR, Warszawa.
- Ślifirski M., 1966: Metoda analogii elektrohydrodynamicznej przy projektowaniu odwodnienia odkrywkowego. Zeszyt Specjalny nr 38. Dolnośląskie Biuro Projektów Górniczych, Wrocław.
- Śmietański Z., 1969 - Metoda analogii hydraulicznych w ocenie procesów nieustalonej filtracji przy odwadnianiu kopalń odkrywkowych. Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie, nr 56, Wyd. Geol. Warszawa.
- Śmietański Z., Szczepański A., 1967: Ocena wydajności ujęcia wód podziemnych metodą analogii hydraulicznych. Sprawozdanie z posiedzeń Komisji Naukowych Oddziału PAN w Krakowie, styczeń-czerwiec 1967, s. 400-405.
- Śmietański Z., Szczepański A., 1968 - Określanie niektórych parametrów horyzontu wodonośnego przy zastosowaniu maszyn liczących ciągłego działania. Techn. Poszukiwań, nr 26,
- Spitz K., Moreno J., 1996 – A practical guide to groundwater and solute transport modeling. John Wiley & Sons Inc., New York-Chichester-Brisbane-Toronto-Singapore.
- Spitz K., Moreno J., 1996: A practical guide to groundwater and solute transport modeling. John Wiley&Sons, Inc, New York – Chichester – Brisbane – Toronto – Singapore.
- Staśko S., 2004 – Modele wielowarstwowe czy zespolone? Doświadczenia w trakcie modelowania zlewni Łupawy, obszaru oleśnicko – miechowskiego. W: Model przepływu wód podziemnych. Acta Universitatis Wratislaviensis. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- Szczepański A., 1977 - Dynamika wód podziemnych. Skrypt AGH, Wydawnictwa Geologiczne Warszawa.
- Szczepański A., 1974 - Prognozowanie wydajności i warunków eksploatacji wód podziemnych metodą analogii hydraulicznych. Prace Geologiczne, nr 81, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Szczepański A., 1990 – Warunki hydrogeologiczne dolnojurajskiego i dolnokredowego zbiornika geotermalnego. W: Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego (Górecki, red.), Kraków.
- Szczepański A., 2008: Metodyka modelowego bilansowania zasobów wód podziemnych w ich zlewniowym zagospodarowaniu. Biul. PiG nr 431 Hydrogeologia, Warszawa: 201-208.
- Szczepański A., Kaczorowski Z., Malicki W., 2000: Zastosowanie modelowania matematycznego do sterowania pracą ujęć Wodociągów Częstochowskich w aspekcie zagrożenia wód związkami azotu. W: XIII Sympozjum „Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej”. Częstochowa: 78-84.

- Szczepański A., Kulma R., 1968: Współdziałanie systemów odwadniających w obliczeniach metodą analogii hydraulicznych. Technika Poszukiwań, nr 26, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 23-26.
- Szczepiński J., 1997: Wykorzystanie warunku brzegowego I rodzaju $H = \text{const.}$ w prognozowaniu średniej wielkości przepływu [W]: Materiały sympozjum „Modelowanie matematyczne w hydrogeologii i ochronie środowiska”, Częstochowa, s.117-121.
- Szczepiński J., 2001 – Numeryczna prognoza procesu napełniania wodą zbiorników poeksploatacyjnych KWB Bełchatów. W: Współczesne problemy hydrogeologii, tom X.2: 285 – 293. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wyd. Sudety. Wrocław.
- Szczepiński J., 2004 – Problemy budowy modelu matematycznego w obszarach górnictwa odkrywkowego. W: Model przepływu wód podziemnych. Acta Universitatis Wratislaviensis. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- Szewczyk J., Gientka D., 2009 – Terrestrial heat flow density in Poland - a new approach..Geological Quarterly 2009, vol. 53(1):125-139.
- Szklarczyk T., Szczepański A., 2008 a – Modelowanie matematyczne w ocenie kształtowania się zasobów wód podziemnych w obszarach wododziałowych na przykładzie GZWP nr 414 Zagnańsk. Biuletyn PIG. nr 431. Warszawa.
- Szklarczyk T., Szczepański A., 2008 b – Możliwości modelowej oceny aktualnego i prognozowanego wpływu pracy ujęć wód podziemnych na wielkość przepływów wód powierzchniowych na przykładzie zlewni Koprzywianki. Biuletyn PIG. nr 431. Warszawa.
- Szymanko J. i in., 1977 - Zastosowanie modelowania matematycznego do badania bilansu wód podziemnych i obliczania ich zasobów. Biblioteka programów obliczeniowych. Bloki programowe SP, EP i EPD. Ośrodek Badawczo – Doświadczalny Kombinatoru Geologicznego Zachód, Poznań,
- Szymanko J. i in., 1980 – Model matematyczny przepływu dwuwymiarowego w ośrodku porowatym, sieć kwadratowa zmienna i reżim ustalony – bloki programowe SP600 i SP2 zeszyt 4 i reżim nieustalony – bloki programowe EPD605 i EPD2 zeszyt 5. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa.
- Szymanko J. i in., 1982 – Model matematyczny przepływu quasi-trójwymiarowego w warstwowym ośrodku porowatym sieć kwadratowa I reżim ustalony, blok SW – zeszyt 6, reżim nieustalony – blok EW (standard) – zeszyt 7. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa.
- Szymanko J., 1980 - Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania. Wyd. Geol., Warszawa.
- Szymanko J., Kreczmar A., Poliszot W., Nowicki K., Dąbrowski S., Przybyłek J., 1980 – Budowa modeli matematycznych w hydrogeologii na przykładzie biblioteki systemowej HYDRYLIB. Matematyczne modelowanie ujęć wody podziemnej. Studia z zakresu inżynierii nr 19. Warszawa – Kraków.
- Walton, W.C., 1996. Aquifer Test Analysis with WINDOWS Software. CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida 33431, 301 p.
- Wang H.F., Anderson M.P., 1982: Introduction to Groundwater Modeling. W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- Wita A., Zielińska M., Iwanow M., 1986 – Symulacja numeryczna dyspersyjnego rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń. W. Matematycznym modelowaniu ujęć wody podziemnej. Politechnika Krakowska im. T. Kościuszki, Kraków.
- Witczak S. i in., 2003 – Odwzorowanie warunków przepływu w różnych typach ośrodków hydrogeologicznych W: Współczesne problemy hydrogeologii - tom XI

- cz. 1 484 – 488 (red. A. Piekarek – Jankowska, B. Jaworska – Szulc). Wyd. Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska Politechniki Gdańskiej, Gdańsk.
- Zdechlik R., Szczepański A., 2004 – Dwuskalowe modelowanie procesów filtracji w rejonie złoża Bełchatów. W: Model przepływu wód podziemnych. Acta Universitatis Wratislaviensis. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- Zheng C., Wang P.P., 1999 – MT3DMS, a modular three-dimensional multi-species transport model for simulations of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems, documentation and user's guide. US Army Engineer Research and Development Center Contract Report SERDP-99-1, Vicksburg, MS.
- Zuber A., Różański K., Ciężkowski W., red., 2007 – Metody znacznikowe w badaniach hydrogeologicznych. Poradnik metodyczny. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej. Wrocław
- Боревский Б. В., 1971 - Определение расчетных гидрогеологических параметров для оценки эксплуатационных запасов. В: Изыскания и оценка запасов промышленных подземных вод. Изд. Недра, Москва.
- Боревский Б. В., 1971 - Особенности определения расчетных гидрогеологических параметров трещиноватых пород. Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 45, с. 41-55.
- Боревский Б. В., Язвин Л. С., Пересунько Д. И., 1970 - Влияние осреднения фильтрационных параметров на точность гидрогеологических прогнозов. Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 32, с. 35-50.
- Веригин Н. Н. и др., 1977 - Гидродинамические и физико-химические свойства горных пород. Изд. Недра, Москва.
- Дробноход Н. И., 1976 - Оценка запасов подземных вод. Изд. Высшая Школа; Киев.
- Моркос Н. З., Шестаков В. М., 1966 - Методика определения гидрогеологических параметров двухслойного пласта по данным опытных откачек. Разведка и охрана недр, № 4, с. 48-52.

Indeks haseł

A

adwekcja, 261, 262
algorytmy numeryczne, 8, 9
analogie elektryczne, 8
analogie hydrauliczne, 8, 304

B

badania modelowe, 71, 73, 110, 120, 145, 151, 158,
166, 181, 187, 231, 232, 236, 241, 248, 249, 250,
252, 255, 277
biblioteka HYDRYLIB, 7
bilans dopływu, 66
bilans krążenia wód, 129, 133, 147, 158, 258
bilans odpływu, 66
bilans przepływów, 107
bilans przepływu, 55, 77, 267
bilans wodny, 86, 88, 131

C

czułość, 62, 64, 115, 129

D

depresja rejonowa, 54, 148
depresja rzeczywista, 54
dyfuzja, 261
dyskretyzacja obszaru, 33, 127, 193, 236, 242
dyskretyzacja parametrów, 194
dyspersja hydrodynamiczna, 261, 263

E

element brzegowy, 14
elementy modelu, 20
elementy systemu, 15

F

funkcja aproksymująca, 25
funkcja celu, 62

G

granice hydrodynamiczne, 113, 166
granice hydrostrukturalne, 16, 166
granice modelu, 157, 226, 229
GZWP, 74, 92, 110, 112, 119, 120, 123, 136, 151,
152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161,
162, 163, 164, 165, 168, 170, 171, 173, 174, 177,
178, 179, 180, 203, 211, 212, 215, 216, 232, 233,
234, 269, 270, 271, 272, 273, 274, 275, 277

I

identyfikacja modelu, 78
identyfikację systemu, 186
infiltracja efektywna, 74, 86, 88, 90, 163, 206, 258

J

jednostek hydrodynamicznych, 116
jednostki bilansowej, 119
jednostki hydrogeologicznej, 76, 118

K

kalibracja modelu, 158, 228, 268
konstrukcja modelu, 112, 205
krok czasowy, 43, 44, 45, 63, 97, 268, 274
krok krytyczny, 43, 45
krok siatki dyskretyzacyjnej, 5, 45, 57, 63, 77, 139,
242, 256
krok iteracyjny, 40
kryterium zgodności modelu, 78, 114
kryterium zgodności stanów, 114

M

masyw hydrogeologiczny, 166
masyw skalny, 167
metoda charakterystyk, 266
metoda Crank-Nicholsona, 44
metoda explicite, 43
metoda Gaussa-Seidela, 40
metoda implicite, 43
metoda Jacobiego, 40
metoda mieszana, 44
metoda nadrelaksacji, 40
metoda Picarda, 41
metoda prób i błędów, 295
metoda różnic skończonych, 33, 49, 52
metody analityczne, 285
metody analogowe, 8
metody geostatystyczne, 25
metody interpolacyjne, 25
metody iteracyjne, 36
model dyspersyjny, 288
model hydrogeologiczny, 103, 121, 124, 188, 189,
199, 200, 217
model koncepcyjny, 184, 203
model matematyczny, 94, 95, 106, 119, 145, 158,
173, 185, 192, 199, 203, 207, 293
model numeryczny, 74, 241, 272
model przepływu wód, 207, 212
modele lokalne, 63
modele regionalne, 110
modele transportu ciepła, 23, 279
modelowanie matematyczne, 5, 232, 292, 293, 300

N

Natura 2000, 71, 159, 160, 163, 164, 165
naturalny system wodny, 13

O

obszar badań modelowych, 205, 252
obszar filtracji, 104, 127, 145, 194
odpływ podziemny, 120, 132, 210
odpływ powierzchniowy, 14, 16, 17
odwodnienia budowlane, 181
odwodnienia górnicze, 187
odwodnienia kopalniane, *Patrz*
 odwodnienia górnicze
odwzorowanie studni na modelu, 54

P

parametry hydrogeologiczne, 97, 123, 124, 143, 145
parametry migracji zanieczyszczeń, 273
parametry modelu matematycznego, 194
powierzchnia brzegowa, 12, 16
proces symulacyjny, 44
prognoza modelowa, 89, 159
prognoza odwodnienia, 197, 198
programy modelowe, 139

R

równania filtracji, 30
równanie transportu masy, 261

S

schematyzacja warunków hydrogeologicznych, 221
siatka dyskretyzacyjna, 244
skala modelu, 77, 140
sorpcja, 261, 262

struktura modelu, 76, 183, 271
struktura warstwowa modelu, 51
symulacje prognostyczne, 184, 258
system krążenia wód, 11, 14, 16
system regionalny, 169
system wodonośny, 110, 120, 132, 135, 143

T

tarowanie modelu, 85, 129, 195, 209, 238, 243

U

ujęcie brzegowe, 75, 236, 241, 245
ujęcie pionowe, 71
ujęcie poziome, 71
ujęcie promieniste, 72
układ hydrodynamiczny, 59, 63, 77, 213
układ hydrostrukturalny, 122
układ krążenia wód, 123

W

walidacja modelu, 169, 268, 269, 293
warunki brzegowe I rodzaju, 95, 99, 237, 257, 283
warunki brzegowe II rodzaju, 77, 237, 283
warunki brzegowe III rodzaju, 55, 56
warunki hydrogeologiczne, 93, 189, 201
warunki hydrologiczne, 153
warunki początkowe, 141, 262, 272
weryfikacja modelu, 78, 106, 116, 130
wiarygodność modelu, 117, 200

Z

zasoby dynamiczne, 74
zasoby dyspozycyjne, 160, 162
zasoby eksploatacyjne, 178, 232
zasoby wód podziemnych, 160