

ПІДЗЕМНІ ВОДИ ВЕРХНЬОСАРМАТСЬКОГО ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТУ ЯК РЕЗЕРВНЕ ДЖЕРЕЛО ПИТНОГО ВОДОЗАБЕЗПЕЧЕННЯ МИКОЛАЄВА (УКРАЇНА)

В.М. Шестопапов¹, Б.Д. Стеценко², Ю.Ф. Руденко³

¹ ДУ «Науково-інженерний центр радіогідрогеоекологічних полігонних досліджень НАН України», Київ, Україна, E-mail: vsh@hydrosafe.kiev.ua

Доктор геолого-мінералогічних наук, професор, академік НАН України, директор.

² ДУ «Науково-інженерний центр радіогідрогеоекологічних полігонних досліджень НАН України», Київ, Україна, E-mail: stetsenko@hydrosafe.kiev.ua

Кандидат геолого-мінералогічних наук, старший науковий співробітник.

³ ДУ «Науково-інженерний центр радіогідрогеоекологічних полігонних досліджень НАН України», Київ, Україна, E-mail: rud@hydrosafe.kiev.ua

Кандидат геолого-мінералогічних наук, старший науковий співробітник, заступник директора.

Показано можливість водопостачання Миколаєва за рахунок підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту в разі виникнення надзвичайних ситуацій. Створено гідрогеологічну модель Миколаївського родовища підземних вод, на якій вивчено структуру водообміну і джерела формування експлуатаційних запасів підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту – основного горизонту питних підземних вод у районі Миколаєва. Проаналізовано вплив різних чинників на багатоводність верхньосарматських відкладів, в тому числі захищеність прісних підземних вод від підтягування солонуватих вод із Бузького лиману. Вивчено можливість форсованої експлуатації підземних вод цього горизонту в залежності від тривалості надзвичайного періоду.

Ключові слова: верхньосарматський водоносний горизонт; підземні води; математичне моделювання; надзвичайний період; Миколаївське родовище підземних вод.

GROUNDWATER OF UPPER SARMATIAN AQUIFER AS RESERVE SOURCE FOR POTABLE WATER SUPPLY TO MYKOLAYIV (UKRAINE)

V.M. Shestopalov¹, B.D. Stetsenko², Yu.F. Rudenko³

¹ SI «Radioenvironmental Center of NAS of Ukraine», Kyiv, Ukraine, E-mail: vsh@hydrosafe.kiev.ua

Doctor of geological and mineralogical sciences, professor, academician of NAS of Ukraine, director.

² SI «Radioenvironmental Center of NAS of Ukraine», Kyiv, Ukraine, E-mail: stetsenko@hydrosafe.kiev.ua

Candidate of geological and mineralogical sciences, senior researcher.

³ SI «Radioenvironmental Center of NAS of Ukraine», Kyiv, Ukraine, E-mail: rud@hydrosafe.kiev.ua

Candidate of geological and mineralogical sciences, senior researcher, deputy director.

It is shown the possibility of water supply of Mykolayiv at the expense of underground waters of the Upper Sarmatian aquifer in the case of emergencies. Hydrogeological model of the Mykolayiv groundwater field has been developed. The structure of water exchange and the sources of formation of the underground water resources of the Upper Sarmatian aquifer, the main aquifer of drinking groundwater in the vicinity of Mykolayiv, have been studied. The influence of various factors on water-content of the Upper Sarmatian deposits, including protection of drinking underground waters from pulling brackish waters from the Bug estuary was analysed. The possibility of forced exploitation of groundwater of this horizon, depending on the duration of the emergency period, has been studied.

Key words: Upper Sarmatian aquifer; underground water; mathematical modeling; emergency period; Mykolayiv field groundwater.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ВЕРХНЕСАРМАТСКОГО ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА КАК РЕЗЕРВНЫЙ ИСТОЧНИК ПИТЬЕВОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ НИКОЛАЕВА (УКРАИНА)

В.М. Шестопапов¹, Б.Д. Стеценко², Ю.Ф. Руденко³

¹ ГУ «Научно-инженерный центр радиогидрогеоэкологических полигонных исследований НАН Украины», Киев, Украина, E-mail: vsh@hydrosafe.kiev.ua

Доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик НАН Украины, директор.

² ГУ «Научно-инженерный центр радиогидрогеоэкологических полигонных исследований НАН Украины», Киев, Украина, E-mail: stecencko@hydrosafe.kiev.ua

Кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник.

³ ГУ «Научно-инженерный центр радиогидрогеоэкологических полигонных исследований НАН Украины», Киев, Украина, E-mail: rud@hydrosafe.kiev.ua

Кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, заместитель директора.

Показана возможность водоснабжения Николаева за счёт подземных вод верхнесарматского водоносного горизонта в случае возникновения чрезвычайных ситуаций. Создана гидрогеологическая модель Николаевского месторождения подземных вод, на которой изучена структура водообмена и источники формирования эксплуатационных запасов подземных вод верхнесарматского водоносного горизонта – основного горизонта питьевых подземных вод в районе Николаева. Проанализировано влияние различных факторов на водообильность верхнесарматских отложений, в том числе их защищённость от подтягивания солоноватых вод из Бугского лимана. Изучена возможность форсированной эксплуатации подземных вод этого водоносного горизонта в зависимости от продолжительности чрезвычайного периода.

Ключевые слова: верхнесарматский водоносный горизонт; подземные воды; математическое моделирование; чрезвычайный период; Николаевское месторождение подземных вод.

Вступ

Водопостачання Миколаєва на сьогодні практично повністю забезпечується водою з Дніпра. Але, крім незадовільного екологічного стану дніпровської води, яка перед подачею споживачу потребує спеціальної підготовки, поверхневі води є вкрай вразливими у випадку настання надзвичайних ситуацій природного чи техногенного походження. Єдиним альтернативним джерелом питного водопостачання в такому випадку є напірні підземні води, захищені від надходження до них забруднюючих речовин і такі, що мають стабільний у часі хімічний склад, а також органолептичні і мікробіологічні показники.

Треба зазначити, що Миколаїв розташований поряд з Бузьким лиманом, і тому водопостачання населення цього міста підземними водами питної якості є дещо проблематичним через підтягування до водозаборів солонуватих вод із лиману. Однак, якщо гіпотетичні надзвичайні ситуації виключають використання дніпровських вод як джерела питного водопостачання на не дуже значний термін, то підземні води в околиці Миколаєва можна розглядати як резервне джерело питного водопостачання. Для цього потрібно обґрунтувати оптимальні умови і

режим відбору підземних вод, які дозволять забезпечити Миколаїв необхідною кількістю питної води під час надзвичайних ситуацій, зважаючи при цьому на можливе перевищення мінералізації підземних вод, але не більше, ніж встановлені норми для цього регіону.

Дана робота присвячена вивченню можливості використання підземних вод в якості резервного джерела питного водопостачання Миколаєва на випадок надзвичайних ситуацій, пов'язаних з тимчасовим забрудненням поверхневих вод.

Природні умови району досліджень

Досліджуваний район охоплює територію м. Миколаїв та його приміські околиці – с.м.т. Жовтневий, села Балабанівка і Святотроїцьке Миколаївської області України.

Клімат у районі Миколаєва помірно-континентальний зі спекотним посушливим літом і м'якою зимою з частими відлигами. За кількістю атмосферних опадів і умовами випаровування район досліджень відноситься до посушливої зони. Норма атмосферних опадів за багаторічний період становить 410 мм. Мінімальна річна кількість опадів за весь період спостережень досягає

199 мм, а максимальна – 691 мм. Сприятливим сезоном для інфільтрації атмосферних опадів у ґрунт у досліджуваному районі є осінь і весна.

Основними водними артеріями в районі досліджень є Бузький лиман, гирлова частина Південного Бугу і притока Південного Бугу – р. Інгул.

Геологічна будова досліджуваного району характеризується наявністю досить потужної товщі (1000-1200 м) осадових відкладів, слабко нахиленої на південь у бік осьової частини Причорноморської западини, яка залягає на докембрійському кристалічному фундаменті. Осадовий чохол представлений відкладами крейдової, палеогенової, неогенової та четвертинної систем.

В геолого-структурному відношенні район досліджень приурочений до центральної частини Причорноморської западини.

Тектонічних порушень і складчастих утворень в верхній частині осадового чохла в досліджуваному районі не виявлено. Хвилясте залягання підосви і покрівлі верхньосарматських, меотичних і пліоценових відкладів широтного спрямування на лівобережній частині Бузького лиману пояснюється ерозивною діяльністю водотоків у свій час.

Нижня частина осадового чохла ускладнена плікативними дислокаціями у вигляді хвилеподібних складок внаслідок переміщення блоків кристалічного фундаменту.

Кристалічний фундамент району досліджень порушений розломами північного, західного і північно-західного простягання. Вік тектонічних зрушень – докембрійський, з відновленням у більш пізні епохи аж до четвертинного часу.

Згідно гідрогеологічної таксономії район досліджень знаходиться в межах північного крила Причорноморського артезіанського басейну з характерним перешаруванням водоносних і відносно водотривких шарів порід. Водоносні горизонти існують у всіх стратиграфічних комплексах цього району.

Основним джерелом прісних підземних вод для задоволення потреб населення Миколаєва є водоносний горизонт у відкладах верхньосарматського під'ярусу на лівобережжі Бузького лиману на південь від р. Інгул. Водоносні породи цього горизонту представлені тріщинуватими вапняками, які в прибережній частині Бузького лиману місцями сильно закарстовані і кавернозні. Рідше цей горизонт складається з мергелів і кварцових піщаників з прошарками щільних глин.

Потужність цього водоносного горизонту коливається в межах 18,0-40,0 м, а глибина залягання 1,0-22,0 м на лівобережжі Бузького лиману і 30,0-60,0 м – на вододільних ділянках.

В покрівлі верхньосарматського водоносного горизонту залягає шар меотичних глин, розмитий в прирічкових зонах. Там, де шар цих глин присутній, він відділяє даний горизонт від розташованих вище менш перспективних водоносних відкладів іншого віку, і верхньосарматський водоносний горизонт – напірний. Там, де шар меотичних глин розмитий, верхньосарматський водоносний горизонт – безнапірний [Объяснительная..., 1976].

В підосві верхньосарматського горизонту залягає прошарок щільних глин верхньо- і середньосарматського під'ярусів. На значній площі, особливо в південній частині району досліджень, шар цих глин малопотужний, і не виключена можливість, що тут в ньому є «гідрогеологічні вікна».

Висота напору підземних вод верхньосарматського горизонту змінюється від 0 до 18,0 м на лівому березі Бузького лиману і до 11,4-21,0 м – на вододільних ділянках.

Гідравлічний зв'язок верхньосарматського горизонту з Бузьким лиманом хороший, про що свідчить близькість абсолютних позначок рівнів води в них.

Живлення підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту відбувається внаслідок перетікання з розташованих вище і нижче водоносних горизонтів в кімерійсько-куяльницьких, меотичних, четвертинних і середньосарматських відкладах, інфільтрації атмосферних опадів на ділянках, де верхньосарматські вапняки перекриті невеликою товщею четвертинних відкладів, а також інфільтрації з русла р. Інгул біля Миколаєва. Тут Інгул круто повертає на захід, огинаючи Миколаїв, що створює сприятливі умови для живлення верхньосарматських водоносних відкладів водою із Інгулу. Розвантажуються водоносний верхньосарматський горизонт в Бузький та Дніпровський лимани.

Багатоводність і фільтраційні властивості верхньосарматських відкладів залежать від їх літологічного складу, потужності і ступеня закарстованості. Найбільш багатоводні сильно закарстовані вапняки, менш багатоводні вапняки і мергелі. Так, водопровідність сильно закарстованих вапняків верхнього сармату в районі с. Балабанівка досягає 450 м²/добу і

більше, тоді як у місцях поширення незакарстованих і слабо закарстованих вапняків вона подекуди знижується до 25-30 м²/добу.

На північ від Миколаєва на правобережжі р. Інгул верхньосарматські вапняки виходять на поверхню, вони частково розмиті, середня потужність і водозбагаченість зменшені. Так, питомі дебїти свердловин на цій території (в середньому 0,1-0,3, максимально 0,5 дм³/с) на порядок нижчі, ніж на лівобережжі Бузького лиману на південь від р. Інгул (в середньому 2,0, максимально 4,0 дм³/с) (С.П. Ижеватов, 1969). Тому верхньосарматські відклади правобережжя р. Інгул не вважаються перспективними для централізованого водопостачання Миколаєва і використовуються тільки для водозабезпечення малого приватного сільського господарства.

На правобережжі Бузького лиману навпроти Миколаєва верхньосарматський водоносний горизонт напірний. Водоносні породи представлені вапняками та пісками, які у вигляді прошарків залягають в глинах – основних породах верхньосарматських відкладів на правобережжі Бузького лиману [Объяснительная..., 1974]. Хоча питомі дебїти свердловин у прошарках трищинуватих вапняків трапляються досить значні (1-2 дм³/с), через просторову фаціальну мінливість і невтриманість за потужністю і по простяганню, а також ризик можливості підтягування солонуватих вод із Бузького лиману цей водоносний горизонт для централізованого водопостачання Миколаєва не є перспективним і в даних дослідженнях не розглядався.

Водозабезпечення Миколаєва

Господарсько-питне водопостачання Миколаєва базується виключно на воді з р. Дніпро. Але для водопостачання міста і прилеглих територій значний час використовувалися і підземні води, що дуже важливо, виходячи з мети наших досліджень.

Експлуатаційні свердловини для видобування підземних вод з меотичного і верхньосарматського водоносних горизонтів в районі наших досліджень стали з'являтися на початку 30-х років минулого століття для потреб промисловості міста, залізничних станцій і прилеглих до міста колгоспів. З початку 50-х років у приміських населених пунктах Жовтневий і Балабанівка починають діяти невеликі водозабори, що експлуатують верхньосарматський водоносний горизонт і використовуються для централізованого питного водопостачання м. Миколаїв.

З 1964 р. на південно-західній околиці с.м.т. Жовтневий почав діяти водозабір заводу «Океан», який складався з шести свердловин, що експлуатують верхньосарматський водоносний горизонт з загальним дебітом 440-620 м³/добу і максимальним зниженням рівня підземних вод до 5 м в окремих свердловинах. Свердловини на водозборі розташовані у два ряди паралельно береговій лінії Бузького лиману. Найближчий до лиману ряд свердловин знаходиться від нього на відстані в середньому 350 м. Другий ряд свердловин розташований на відстані 300-350 м від першого. Відстань між свердловинами в рядах коливається в межах 350-500 м.

За кілька років експлуатації верхньосарматського водоносного горизонту мінералізація води в свердловинах заводу «Океан», що знаходяться ближче до Бузького лиману (350 м), підвищилась з 0,8-1,0 до 3,3-5,5 г/дм³, тобто у 4,0-5,5 разів. Мінералізація підземних вод у свердловинах другого ряду піднялась з 0,5 до 1,4 г/дм³, тобто у 3 рази.

Виходячи з цього, можна припустити, що відносно зменшення швидкості проникнення мінералізованої води Бузького лиману до свердловин другого ряду пов'язано з ефектом «штучного бар'єру», який обумовлюють видобувні свердловини першого ряду. Через цю обставину видається доцільним при проведенні даних досліджень розглянути вплив спорудження додаткового бар'єрного ряду видобувних свердловин, розташованих між Бузьким лиманом і експлуатаційними свердловинами існуючих чи проектних водозаборів. Воду, видобуту з бар'єрного ряду, слід скидати в лиман або використовувати як технічну.

У с.м.т. Жовтневий в середині 60-х років минулого століття також було побудовано водозабір для централізованого водопостачання м. Миколаїв, що складався з семи експлуатаційних свердловин і підземної галереї, розміщених в тальвегу Витівської балки майже перпендикулярно до берегової лінії Бузького лиману. Найближча до Бузького лиману свердловина знаходиться на відстані 530 м від нього, найвіддаленіша – на відстані 1740 м. Загальний дебіт цього водозбору з 1965 по 1969 р. коливався в межах 3,5-13,5 тис. м³/добу (в середньому 9,6 тис. м³/добу) при зниженні рівнів підземних вод в центрі водозбору 8,0 м.

Через тісний гідравлічний зв'язок верхньосарматського водоносного горизонту з Бузьким

лиманом загальна мінералізація підземних вод Жовтневого водозабору перевищує $1,5 \text{ г/дм}^3$, і тому перед подачею до Миколаєва підземні води змішуються з поверхневими водами Жовтневого водосховища.

З 1966 р. у північній частині приміського с. Балабанівка, трохи на південь від Жовтневого водозабору, почав діяти водозабір з чотирьох експлуатаційних свердловин. Відстань між Бузьким лиманом і найближчою експлуатаційною свердловиною перевищує 1500 м.

Загальний дебіт Балабанівського водозабору за період 1966-1968 рр. коливався в межах $1,85\text{--}5,42$ тис. $\text{м}^3/\text{добу}$ (в середньому $3,91$ тис. $\text{м}^3/\text{добу}$), при максимальному зниженні рівня підземних вод $8,0$ м. Мінералізація підземних вод на цьому водозабірні становила $0,5 \text{ г/дм}^3$ за період з 1966-1968 рр. Але пізніше підвищення видобування підземних вод з верхньосарматського водоносного горизонту призвело до підтягування в експлуатаційні свердловини солонуватих вод Бузького лиману.

На кінець 1968 р. промислові підприємства, що розташовані в Миколаєві, відбирали з верхньосарматського водоносного горизонту $7,21$ тис. $\text{м}^3/\text{добу}$ підземних вод.

Таким чином, пік водовідбору в межах Миколаївського родовища підземних вод припав на 1968-1969 рр., коли з усіх перелічених вище водозабірних ділянок відбирали $26,75$ тис. $\text{м}^3/\text{добу}$.

Але це призвело до стрімкого зростання мінералізації підземних вод, що видобувалися. Пошуки виходу з цієї ситуації були скеровані в трьох напрямках. По-перше, безперервно знижувався водовідбір на діючих водозаборах; по-друге, проводились пошуки і розвідка підземних вод на інших ділянках; по-третє, розглядалися різні варіанти водозабезпечення за рахунок поверхневих вод (Жовтневе водосховище, водогін «Дніпро–Миколаїв»).

Розрахункові оцінки, що були виконані для запроєктованого в 1968 р. лінійного ряду водозабірних свердловин між селами Балабанівка і Святотроїцьке, говорять про те, що розвідані запаси підземних вод цього водозабору теж суттєво обмежені можливим негативним впливом вод Бузького лиману. Тому водозабір на цій ділянці не був споруджений. Але ідея щодо бар'єрного ефекту від ряду видобувних свердловин між Бузьким лиманом і свердловинами запроєктованого водозабору на Балабанівсько-

Святотроїцькій ділянці була нами перевірена на моделі і, на наш погляд, виявилась недостатньо ефективною.

Наразі водозабори промислових підприємств в Миколаєві використовують підземні води верхньосарматського водоносного горизонту переважно для технічних потреб, виходячи з їх високої мінералізації. Станом на кінець 2016 р. МКП «Миколаївводоканал» подає населенню всього $0,556$ тис. $\text{м}^3/\text{добу}$ питних підземних вод, а 24 підприємства міста використовують разом $0,506$ тис. $\text{м}^3/\text{добу}$ підземних вод з верхньосарматського водоносного горизонту для технічних потреб.

Гідрогеологічна модель району досліджень

Застосований в даних дослідженнях метод чисельного математичного моделювання ґрунтується на розв'язанні систем диференціальних рівнянь з розподіленими параметрами [Chiang, Kinzelbach, 2001]. В гідрогеологічній моделі району досліджень використано дві системи рівнянь, одна з яких описує процес геофільтрації у верхньосарматському водоносному горизонті, а друга – поширення підвищеної мінералізації в цьому горизонті як результат підтягування солонуватих вод із Бузького лиману до експлуатаційних свердловин водозаборів.

Кожна з означених систем складається з двох рівнянь. Перші рівняння в цих системах існують тільки для того, щоб відобразити на частині площі моделювання Бузький лиман і відтворити його зв'язок з верхньосарматським водоносним горизонтом. Другі рівняння – для відтворення процесів геофільтрації і масопереносу в верхньосарматському горизонті. У такий спосіб у вертикальному розрізі гідрогеологічні умови району досліджень на моделі схематизовані у вигляді двох поверхово розташованих один над одним водоносних горизонтів з роздільним відносно водотривким прошарком між ними.

Частина першого водоносного горизонту моделі із заданими і зафіксованими значеннями позначки рівня води H_1 і перевищення її мінералізації ΔM_1 над мінералізацією навколишніх підземних вод у природних умовах відображає Бузький лиман, який взаємодіє з розташованим нижче верхньосарматським водоносним горизонтом крізь роздільний прошарок (зона замулення днища лиману) із заданим фактичним значенням його питомої проникності (рис. 1).

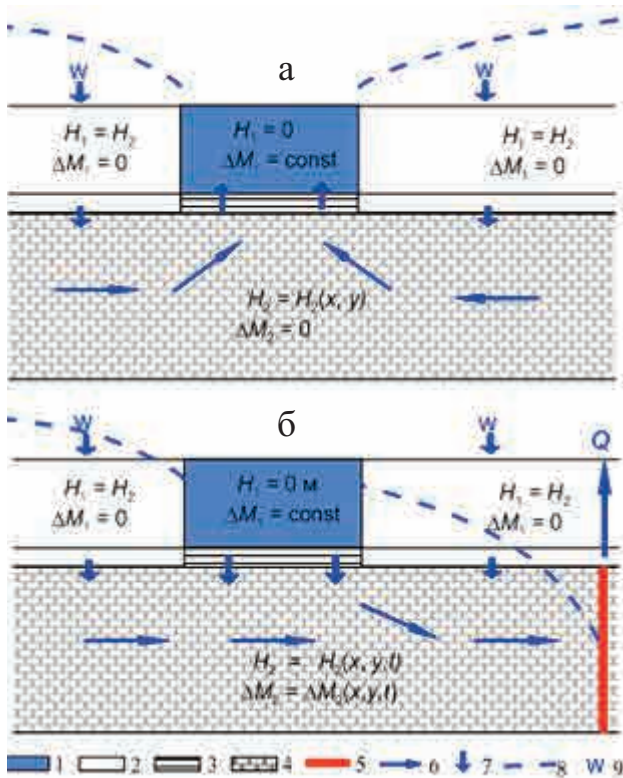


Рис. 1. Схема водообміну між Бузьким лиманом і верхньосарматським водоносним горизонтом на моделі: а – без водовідбору; б – при водовідборі

1 – Бузький лиман; 2 – фіктивні водоносні та відносно водотривкі породи; 3 – прошарок замулення під Бузьким лиманом; 4 – шар верхньосарматських водоносних вапняків; 5 – експлуатаційна свердловина; 6 – напрямок латеральних потоків підземних вод; 7 – напрямок потоків води з розташованих вище водоносних горизонтів і Бузького лиману; 8 – рівні підземних вод у верхньосарматському водоносному горизонті; 9 – інтенсивність живлення підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту внаслідок інфільтрації атмосферних опадів і перетікання з розташованих вище водоносних шарів

Fig. 1. Scheme of water exchange between the Bug estuary and the Upper Sarmatian aquifer on the model: а – without water withdrawal; б – at water withdrawal

1 – Bug estuary; 2 – fictitious aquifers and relatively impermeable rocks; 3 – the layer of silting under the Bug estuary; 4 – the layer of Upper Sarmatian watertight limestone; 5 – operating well; 6 – direction of lateral flows of groundwater; 7 – the direction of the flow of water from the above located aquifers and the Bug estuary; 8 – groundwater levels in the Upper Sarmatian aquifer; 9 – intensity of groundwater recharge of the Upper Sarmatian aquifer due to infiltration of atmospheric precipitation and water exchange from higher aquifers

Решта площі першого водоносного горизонту і роздільного прошарку під ним виключалась з моделі шляхом мінімізації латерального потоку підземних вод у цьому фіктивному горизонті (при $(km)_1 = 0,1 \text{ м}^2/\text{добу}$) і вільному перетіканні підземних вод із нього у другий фактичний верхньосарматський водоносний горизонт крізь фіктивний роздільний прошарок між ними (при $k_0/m_0 = 0,1 \text{ доба}^{-1}$). Тобто, тільки на площі

Бузького лиману питома проникність роздільного прошарку (зона замулення) відповідає попередньо розрахованому більш-менш реальному значенню ($k_0/m_0 = 0,025 \text{ доба}^{-1}$), а на решті території моделювання відтворені умови вільного перетікання заданого живлення підземних вод у верхньосарматський водоносний горизонт.

Крім того, щоб виключити можливість дифузійного водообміну між першим фіктивним і другим фактичним водоносними горизонтами моделі вертикальна складова коефіцієнта гідродисперсивності k_h порід другого водоносного горизонту моделі задавалась нульовою.

Моделювання поширення підземних вод із завищеною мінералізацією у верхньосарматському водоносному горизонті виконано в різних між їх поточною і початковою мінералізаціями ΔM , до яких після отримання результату додавалась початкова мінералізація верхньосарматських підземних вод, яка в природних умовах в середньому становить $0,5 \text{ г/дм}^3$. Цей методичний підхід, допустимий через можливість суперпозиції впливів для лінійних рівнянь геофільтрації і масопереносу, в даних дослідженнях обумовлений тією обставиною, що використане для моделювання програмне забезпечення не дозволяє враховувати вплив фактичної мінералізації підземних вод розташованого вище кімерійсько-куяльницького водоносного горизонту без задавання його на моделі. На моделі цей горизонт не задавався для спрощення розрахункової схеми через брак фактичного матеріалу про його рівні підземних вод, водопровідність і питому проникність відносно водотривкого прошарку між ним і верхньосарматським водоносним горизонтом. Але інтенсивність живлення верхньосарматського водоносного горизонту внаслідок перетікання підземних вод із розташованого вище кімерійсько-куяльницького водоносного горизонту та інфільтрації атмосферних опадів на окремих ділянках річкових заплав з нульовою мінералізацією в даному моделюванні враховується (вона підбирається в ході розв'язання відповідної оберненої задачі при відомих значеннях позначок рівнів підземних вод у спостережних свердловинах верхньосарматського водоносного горизонту). Розбавлення підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту в результаті припливу кімерійсько-куяльницьких вод з нульовою мінералізацією має призвести до викривлення результатів дослідження у бік сповільнення руху солонуватих вод із Бузького

лиману до експлуатаційних свердловин водозаборів, однак завдяки застосованому методичному підходу це стає неможливим.

Гідрологічна мережа території досліджень (крім Південного Бугу і Бузького лиману) на моделі задавалась за допомогою граничної умови (ГУ) 3-го роду ($q = f(\Delta H)$), де q – інтенсивність водообміну між річкою і шаром водоносних порід, що залягає безпосередньо під нею; $f(\Delta H)$ – задана залежність від різниці між позначками рівнів води в річці і в водоносному шарі безпосередньо під нею). Рівні і мінералізація води Південного Бугу і Бузького лиману фіксувались за допомогою ГУ 1-го роду ($H_1 = \text{const}$; $\Delta M_1 = \text{const}$).

Дебіти експлуатаційних свердловин задавались за допомогою ГУ 2-го роду ($Q = \text{const}$), де Q – дебіт свердловини.

На контурі області моделювання задавались ГУ 2-го роду ($Q = 0$), за винятком південно-східної границі моделі, де у фіктивному водоносному горизонті було задано ГУ 1-го роду ($H = \text{const}$).

В даних дослідженнях згадані вище системи диференціальних рівнянь геофільтрації підземних вод і розповсюдження забруднення в них в скінченнорізницевому вигляді розв'язувалися за допомогою комп'ютерних програм MODFLOW і MT3D з пакету PMWIN [Chiang, Kinzelbach, 2001]. Для цього територія моделювання була попередньо поділена нерівномірною прямокутною сіткою на розрахункові блоки розміром від 500x500 м на периферії області моделювання до 250x250 м у центрі моделі.

Для початкового параметричного наповнення моделі були використані фондові матеріали попередніх досліджень даної території (водопровідність та пружна водовіддача порід – В.Г. Семенов, 1966; С.П. Инжеватов, 1969; В.Б. Переясловская, 1971; Э.В. Федосова, В.Н. Голошак, 1984; Т.В. Красова, 2005) та узагальнені дані з опублікованих джерел про діапазон типових значень коефіцієнта фільтрації суглинків (гідропровідність відкладів зони замулення днища Бузького лиману і річищ гідрологічної мережі в районі досліджень). Так, через брак фактичних даних про питому фільтраційну проникність шару підруслоних відкладів у річкових розрахункових блоках моделі цей параметр задавався одним числом, що дорівнює $0,025 \text{ доба}^{-1}$. Ця величина, за визначенням, є відношення коефіцієнта фільтрації підруслоних відкладів до їх потужності, яка в малих річках зазвичай в серед-

ньому сягає 1 м. Для визначення узагальненого коефіцієнта фільтрації підруслоних відкладів річок на території моделювання було використано його середнє значення для суглинків (0,025 м/добу) з діапазону 0,01-0,1 м/добу [Климентов, Богданов, 1977; Справочник..., 1967].

В ході розв'язання обернених задач початкові значення параметрів моделі і їх просторовий розподіл були скореговані або просто підібрані (інтенсивність живлення підземних вод і активна пористість водоносних порід) за даними про рівні підземних вод у мережі спостережних свердловин та про історію засолення місцевих водозаборів, а також розраховані за аналогією або аналітично (активна пористість і гідродисперсивність тріщинуватих порід верхньосарматського водоносного горизонту).

Водопровідність порід верхньосарматського водоносного горизонту на території досліджень через різний ступінь закарстованості окремих ділянок горизонту на лівобережжі Бузького лиману є досить різноманітною (25-450 м²/добу). Особливо помітно карстування порід вплинуло на водопровідність верхньосарматського водоносного горизонту в районі м. Миколаїв, с. Балабанівка, с.м.т Жовтневий, де на моделі вона в середньому становить 250 м²/добу (середнє значення коефіцієнта фільтрації (k_f) при середній потужності водоносних порід горизонту 20 м дорівнює 12,5 м/добу), а в районі с. Святотроїцьке – 150 м²/добу (значення коефіцієнта фільтрації – 7,5 м/добу). За межами означених вище ділянок із дуже закарстованим вапняком водопровідність порід верхньосарматського водоносного горизонту суттєво зменшується, стає відносно однорідною, і на моделі її середнє значення задано 60 м²/добу (середнє значення коефіцієнта фільтрації становить 3 м/добу). Тобто на території, що розглядається, узагальнено виділено три райони з такими середніми значеннями водопровідності порід верхньосарматського водоносного горизонту: 250, 150 і 60 м²/добу.

Значення коефіцієнта пружної водовіддачі порід верхньосарматського водоносного горизонту, виходячи з фактичних даних про середні значення коефіцієнтів п'єзопровідності і водопровідності водоносних порід верхнього сармату на моделі, в основному було задано одним числом $m_2 = 0,002$. На ділянках поблизу Бузького лиману, де тріщинуватий верхньосарматський водоносний горизонт знаходиться поблизу поверхні землі і дуже закарстований, водовіддача задавалась $m_2 = 0,1$.

Підбираючи інтенсивність живлення підземних вод внаслідок перетікання з розташованих вище, але не включених в модель водоносних горизонтів або в результаті інфільтрації атмосферних опадів в заплавах поверхневих водотоків, де розташовані вище водоносні горизонти і роздільні слабо проникні шари часто розмиті і залишається тільки тонкий шар четвертинних відкладів, була відтворена поверхня абсолютних позначок рівнів підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту під час експлуатації водозаборів м. Миколаїв, с.м.т. Жовтневий і с. Балабанівка з максимальним навантаженням (26750 м³/добу), яка задовільно збігалась з картою гідроізол'єз цього горизонту станом на кінець 1968 р. (рис. 2).

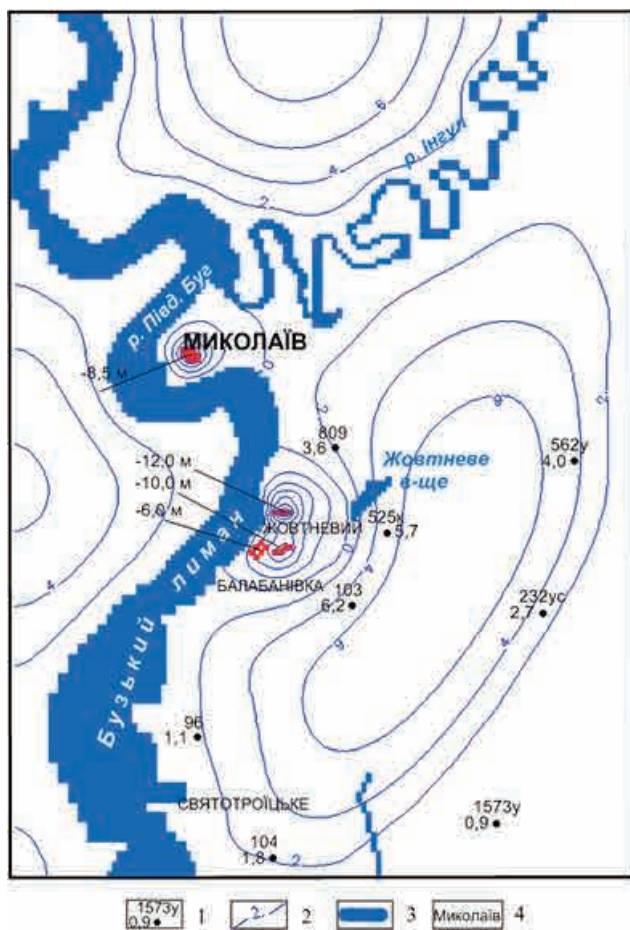


Рис. 2. Схема гідроізол'єз верхньосарматського водоносного горизонту станом на кінець 1968 р.

1 – свердловина: зверху – її номер, збоку – абсолютна позначка рівня підземних вод; 2 – гідроізол'єза; 3 – гідрологічна мережа; 4 – населений пункт

Fig. 2. Scheme of isopiestic lines in the Upper Sarmatian aquifer at the end of 1968

1 – well: from above – its number, on the side – the absolute mark of groundwater level; 2 – isopiestic line; 3 – hydrological network; 4 – a settlement

Підібране до задовільного збігу модельних і фактичних позначок рівнів підземних вод у спостережних свердловинах околиці Миколаївських водозаборів на лівобережжі Бузького лиману (див. рис. 2) середні значення інтенсивності живлення підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту дорівнює 7 мм/рік ($1,9 \cdot 10^{-5}$ м/добу). На решті території моделювання, тобто на правобережжі Бузького лиману і р. Інгул, підбір не виконувався через відсутність фактичних даних про позначки рівнів підземних вод, і тому тут теж було задане значення 7 мм/рік. Крім того, ці території гідравлічно надійно відокремлені від проблемного лівобережжя Бузького лиману його руслом і руслом р. Інгул та не впливають на результати моделювання на лівобережжі Бузького лиману.

Середні значення інтенсивності живлення підземних вод 7 мм/рік на перший погляд видається малим, та при 10 мм/рік ($2,71 \cdot 10^{-5}$ м/добу) рівні підземних вод на вододілах моделі піднімаються відносно їх фактичних значень 6–6,5 м на 2–2,5 м, тобто до 8–9 м (відносно відхилення 30–40%). З цього можна зробити висновок, що модель досить чутлива до величини інтенсивності живлення верхньосарматського водоносного горизонту і підібране значення 7 мм/рік для прийнятої схеми водопровідності порід цього горизонту можна вважати досить коректним.

Відключення дії водозаборів дозволило відтворити на моделі поверхню абсолютних позначок рівнів підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту в природних умовах.

Моделювання підтягування солонуватих вод Бузького лиману до експлуатаційних свердловин підземних водозаборів Миколаєва за допомогою рівнянь масопереносу потребує інформації про перебільшення ΔM_1 мінералізації води в Бузькому лимані над мінералізацію підземних вод в верхньосарматському водоносному горизонті в природному стані, а також про такі гідродинамічні параметри, як коефіцієнт активної (динамічної) пористості (n) та коефіцієнт гідродисперсивності водоносних порід (k_h), через який моделююча програма розраховує коефіцієнт фільтраційної дифузії забруднювача ($D(x,y,t)$) в кожній заданій точці середовища водоносних горизонтів, що моделюються, і на кожну задану мить часу.

Гідродинамічні параметри n і k_h зазвичай визначаються за даними індикаторного трасування горизонту в польових умовах, але для водоносних горизонтів, які є джерелом питної води, застосування цього методу небажане. Тому

ці параметри оцінюються за допомогою аналітичних розрахункових формул, за аналогією або підбором на моделі при наявності інформації про історію фактичного або раніше прогнозованого забруднення підземних вод за певний період часу на проблемній ділянці або ділянці-аналога.

За довідниковими даними мінералізація води в Бузькому лимані в залежності від відстані від гирла Південного Бугу до Чорного моря знаходиться в межах 1-17 г/дм³, де менше значення відноситься до гирла Південного Бугу, а більше – до південної частини Бузького лиману. На моделі площа Бузького лиману відтворена не повністю. Його південна частина виходить за межі території моделювання, і тому найбільше значення мінералізації води в Бузькому лимані на моделі було обмежено значенням 14 мм/рік. На моделі перебільшення ΔM_1 мінералізації води в Бузькому лимані над мінералізацією підземних вод у верхньосарматському водоносному горизонті розподілялось рівномірно вздовж його довжини від 0 г/дм³ біля гирла Південного Бугу (це трохи вище Миколаєва) до 13,5 г/дм³ у найбільш віддаленій на південь частині лиману, відображеній на моделі.

Оцінка коефіцієнта активної пористості (n) верхньосарматських вапняків для різних ділянок району досліджень була виконана підбором та за аналогією. Так, на ділянках розташування м. Миколаїв, с.м.т. Жовтневий і с. Балабанівка значення активної пористості водоносних порід 0,1 було підібране на моделі за фактичними даними про історію засолення місцевих водозаборів. На цих ділянках верхньосарматський вапняк сильно закарстований, і його водопровідність (в середньому 250 м²/добу) значно вища, ніж на прилеглий до них території лівобережжя лиману. Тестове моделювання виконувалось в режимі тільки адвекції, тобто без урахування фільтраційної дифузії забруднювача, що буде обґрунтовано нижче.

На ділянці лівобережжя лиману біля с. Святотроїцьке, де водопровідність порід теж є відносно підвищеною (в середньому 150 м²/добу), активна пористість порід верхньосарматського горизонту за аналогією із згаданими вище ділянками і з огляду на різницю значень водопровідності порід задавалась 0,05.

За межами означених вище ділянок сильно закарстованого вапняку водопровідність верхньосарматського горизонту суттєво зменшується (в середньому 60 м²/добу), що можна пояснити їх незакарстованістю і слабкою закарстованістю. Тут середнє значення коефіцієнта активної по-

ристості тріщинуватих вапняків також підбиралося при тестовому моделюванні поширення в верхньосарматському водоносному горизонті солонуватих вод із Бузького лиману до задовільного збігу модельного терміну руху некондиційних вод до Балабанівсько-Святотроїцького водозабору з терміном 5,6 років, оціненим раніше за формулою Н.Н. Біндемана (С.П. Ижеватов, 1969). Тестове моделювання показало, що при коефіцієнті активної пористості 0,006-0,008 за 5,5 років у деяких свердловинах Балабанівсько-Святотроїцького водозабору, діючого із загальним дебітом 7800 м³/добу, мінералізація підземних вод може підвищитися до гранично допустимого значення 1,5 г/дм³ (рис. 3). Діапазон значень оцінок

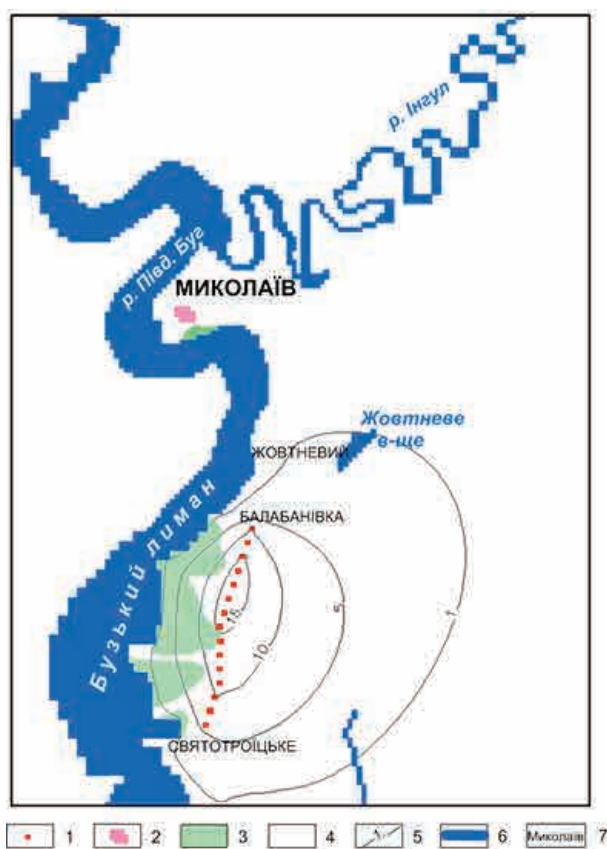


Рис. 3. Схема мінералізації і зниження рівнів підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту за 5,5 років при дебіті резервного водозабору 7800 м³/добу

1 – прогнозні експлуатаційні свердловини; 2 – діючі водозабори в м. Миколаїв; 3 – мінералізація підземних вод понад 1,5 г/дм³; 4 – мінералізація підземних вод менше 1,5 г/дм³; 5 – лінія ізозниження рівня підземних вод, м; 6 – гідрологічна мережа; 7 – населений пункт

Fig. 3. The scheme of mineralization and lowering groundwater levels in Upper Sarmatian aquifer after 5.5 years at 7800 m³/day withdrawal rate of reserve water intake

1 – forecast operating wells; 2 – operating water intakes in the city of Mykolay; 3 – mineralization of groundwater more than 1.5 g/dm³; 4 – mineralization of groundwater is less than 1.5 g/dm³; 5 – line of equal lowering of groundwater level, m; 6 – hydrological network; 7 – a settlement

активної пористості обумовлений розбіжністю між методами розрахунків.

Може здатися, що підібрані значення коефіцієнта активної пористості незакарстованих і слабо закарстованих тріщинуватих верхньосарматських вапняків лівобережжя Бузького лиману занадто малі. Та це не так. За фізичним змістом величина коефіцієнта активної пористості тріщинуватої водоносної породи має дорівнювати об'єму вільної води в каналах протікання одиниці об'єму цієї породи і бути меншою, ніж коефіцієнт гравітаційної водовіддачі μ_z цієї породи на відносний об'єм вільної води в пустотах, відкритих до каналів протікання, але непроточних. Наприклад, у тупикових частинах тріщин, з яких складаються канали протікання, тощо.

В тріщинуватих скельних породах таких пустот, заповнених нерухомою вільною водою, може бути досить багато. Так, у матеріалах попереднього дослідження (С.П. Ижеватов, 1969) наведено значення коефіцієнта гравітаційної водовіддачі $\mu_z \approx 0,018$ верхньосарматського вапняку, отримане за даними дослідно-фільтраційних робіт у свердловинах поблизу лиману навпроти Балабанівсько-Святотроїцького водозабору, де режим фільтрації підземних вод верхньосарматського горизонту має безнапірний характер. Як і передбачалось, воно значно перевищує підібране на моделі значення коефіцієнта активної пористості цих порід.

Для більш детального аналізу співвідношення між коефіцієнтами активної пористості і гравітаційної водовіддачі незакарстованого тріщинуватого верхньосарматського вапняку лівобережжя Бузького лиману можна спробувати використати елементи теорії ймовірностей. Так, канали протікання в тріщинуватих породах утворюються внаслідок взаємного перетину тріщин. Для того, щоб тріщина довжиною L стала частиною каналу протікання, потрібно, щоб її перетнули хоча б 2 інші активні тріщини, здатні пропускати крізь себе вільну воду і гідравлічно зв'язані з багатьма аналогічними тріщинами.

Так, згідно [Кендалл, Моран, 1972], для 2 активних тріщин середня відстань між двома точками перетину має становити одну третину довжини перетнутої ними тріщини $L/3$ з відносно великою стандартною помилкою $\sigma = L/\sqrt{18}$. Оскільки канал протікання в декілька кілометрів складається з великої кількості N різноспрямованих активних тріщин, то стандартна помилка σ має зменшитись у \sqrt{N} разів. З цього випливає,

що в таких тріщинуватих породах канали протікання складаються практично з однієї третини довжини тріщин, що їх утворюють, а решта їх довжини є неактивною і тільки утримує в собі нерухома вільна вода. Тоді величина коефіцієнта активної пористості n незакарстованого тріщинуватого вапняку має бути дуже близькою до однієї третини величини його коефіцієнта гравітаційної водовіддачі, тобто $n = \mu_z/3$.

Навіть коли деякі ланки каналів протікання випадково перетинають понад 2 активні тріщини, сприяючи цим збільшенню коефіцієнта активної пористості тріщинуватого вапняку за рахунок зменшення тупикових частин перетнутих тріщин, це може компенсуватися зворотним впливом неактивних тріщин, які теж можуть випадково перетинати канали протікання, але тільки утримують в собі нерухома вільна вода, збільшуючи коефіцієнт гравітаційної водовіддачі. Тому, в цілому, величину $n \approx \mu_z/3$ можна прийняти як приблизну оцінку коефіцієнта активної пористості незакарстованого тріщинуватого вапняку лівобережжя Бузького лиману. В нашому випадку $n \approx 0,006$.

Під дією карстування частина неактивних ділянок тріщин може перетворитися в канали протікання, і тому величина коефіцієнта активної пористості тріщинуватого вапняку почне наближатися до величини його коефіцієнта гравітаційної водовіддачі, яка теж має збільшуватись за рахунок нарощування ширини тріщин. Це пояснює значення коефіцієнта активної пористості 0,1 в місцях, де вапняк сильно закарстований.

Оцінка середнього значення коефіцієнта поздовжньої (вздовж фільтраційного потоку) гідродисперсивності порід верхньосарматського водоносного горизонту в даних дослідженнях виконана за формулою Б.Д. Стеценка для тріщинуватого середовища з об'ємно-ізотропною структурною неоднорідністю [Stetsenko, 2017]:

$$k_h \approx A \frac{\sqrt{k_\phi}}{n^2},$$

де k_ϕ – коефіцієнт фільтрації водоносних порід (м/добу); n – коефіцієнт активної пористості (безрозмірний); $A = (2,1-4,2) \cdot 10^{-4}$ – чисельний коефіцієнт (м^{1/2}·доба^{1/2}).

Оцінене значення коефіцієнта поздовжньої гідродисперсивності порід верхньосарматського водоносного горизонту на частині території лівобережжя Бузького лиману, де тріщинуватий вапняк незакарстований, склало приблизно 10-20 м,

а на ділянках, де верхньосарматський вапняк сильно закарстований, значення цього параметра не перевищило 0,2 м.

Коефіцієнт молекулярної дифузії солей з Бузького лиману у водоносних горизонтах моделі в даних дослідженнях не враховувався, припускаючи, що його значення занадто мале в порівнянні із середнім значенням коефіцієнта конвективної дифузії на шляху до експлуатаційних свердловин.

Як показало тестове моделювання на прикладі резервного Балабанівсько-Святотроїцького водозабору, діючого з дебітами 7800 і 2866 м³/добу, врахування фільтраційної дифузії при значенні коефіцієнта поздовжньої гідродисперсивності 20 м майже не вплинуло (1-4%) на середню швидкість просування фронту забруднення до експлуатаційних свердловин цього водозабору. Тому в подальших дослідженнях моделювання міграційних процесів було обмежене тільки адвекцією забруднювача.

Результати моделювання

Як було зазначено вище, нині практично все питне водопостачання Миколаєва відбувається за рахунок дніпровських вод. Проте у випадку негативної дії природних або техногенних факторів можлива тимчасова втрата цього важливого джерела питної води. Тому в даних дослідженнях на гідрогеологічній моделі було вивчено можливість використання мережі існуючих і проектних експлуатаційних свердловин як альтернативного джерела питного водопостачання населення Миколаєва. В якості прогнозних у даних дослідженнях розглянуто 15 свердловин раніше запроєктованого, але досі недіючого лінійного водозабору, розташованого вздовж лівого берега Бузького лиману між селами Балабанівка і Святотроїцьке, а також додаткові експлуатаційні свердловини на нових перспективних ділянках.

Експлуатаційні запаси підземних вод для раніше запроєктованого водозабору за сумою категорій А+В+С₁ встановлені у кількості 7800 м³/добу, а за категоріями А+В – 2866 м³/добу. Однак, через ризик підтягування солонуватих вод із Бузького лиману, запуск водозабору було призупинено.

На гідрогеологічній моделі було відтворено відбір затверджених запасів на запроєктованому (резервному) водозаборі. Результат моделювання, який демонструється на рис. 3, показав можливість початку втрати прийнятної якості підземних вод за 5,5 років при водовідборі 7800 м³/добу. Ці

дані задовільно збігаються з оцінкою, яка раніше була зроблена в ході попередньої розвідки і підрахунку запасів підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту (С.П. Іжеватов, 1969).

У подальшому була визначена залежність максимально можливого терміну експлуатації прогнозного водозабору за умови не перевищення мінералізації підземних вод в експлуатаційних свердловинах 1,5 г/дм³ і гранично допустимого зниження рівнів підземних вод в них 20 м при різному навантаженні на водозабір.

Результати цього дослідження узагальнено представлені на рис. 4. На цьому рисунку видно, що, наприклад, при загальному дебіті 4 тис. м³/добу водозабір до початку його забруднення солонуватими водами із Бузького лиману може діяти 6000 діб (16,4 років), при цьому в центрі водозабору зниження рівнів підземних вод досягне 10 м. При дебіті 8 тис. м³/добу водозабір до початку припливу солонуватих вод може діяти трохи менше 2100 діб (5,75 років), при цьому в центрі водозабору зниження рівнів підземних вод досягне 19 м. При загальному дебіті понад 8,4 тис. м³/добу зниження рівня води в центрі водозабору перевищить 20 м.

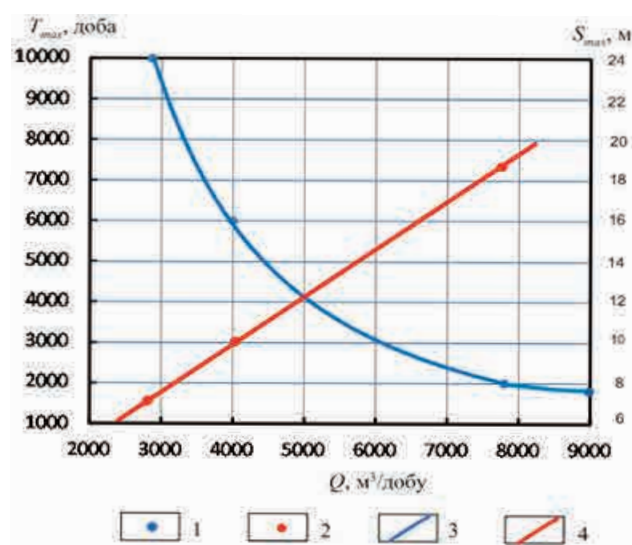


Рис. 4. Залежність максимальної тривалості дії (T_{max}) резервного водозабору і максимального зниження рівня підземних вод (S_{max}) в його експлуатаційних свердловинах від загального дебіту (Q)

1 – значення T_{max} за даними моделювання, доба; 2 – значення S_{max} за даними моделювання, м; 3 – графік $T_{max} = f(Q)$; 4 – графік $S_{max} = f(Q)$

Fig. 4. Dependence of the maximum duration of work (T_{max}) of the reserve water intake and the maximum lowering of groundwater level (S_{max}) in its operational wells of total water withdrawal (Q)

1 – T_{max} value according to modeling, day; 2 – S_{max} value according to modeling, m; 3 – graph $T_{max} = f(Q)$; 4 – graph $S_{max} = f(Q)$

Крім того, нами були розглянуті варіанти форсованого водопостачання міста тривалістю мінімум один тиждень за рахунок експлуатації Балабанівсько-Святотроїцької ділянки (рис. 5а), а також при експлуатації розподіленого між ділянками м. Миколаїв, с.м.т. Жовтневий, с. Балабанівка та прогнозного водозабору навантаження на їх свердловини у пропорції 1,5:4:2,2:2,2 відповідно, згідно максимальних навантажень та затверджених експлуатаційних запасів, що були раніше або досягнуті, або затверджені (рис. 5б).

Як видно з наведених графіків, максимально можлива подача води населенню протягом одного тижня становить 45 тис. м³/добу (90 дм³/добу на 1 мешканця міста) за умови експлуатації концентрованого водовідбору на Балабанівсько-Святотроїцькій ділянці. Таку ж кількість води можна передавати населенню протягом 600 діб за умови експлуатації розподілених по чотирьох ділянках експлуатаційних свердловин (точка 1 на графіку рис. 5б). Навіть 220 дм³/добу (норма, яка прийнята в Україні за наявності в місті централізованого постачання гарячої води) можна подавати майже 2 місяці (точка 2 на графіку рис. 5б). При цьому перебільшення встановленого нормативу 1,5 г/дм³ за мінералізацією не спостерігається.

В подальшому були розглянуті прогнозні варіанти, що пов'язані із захистом проектного водозабору від засолення підземних вод, за допомогою використання додаткового ряду видобувних свердловин різної щільності, розташо-

ваних посередині між запроектованим водозабором і Бузьким лиманом. При цьому загальний відбір захисного ряду і проектного водозабору дорівнював затвердженим запасам – 7800 м³/добу, виходячи з умови не перевищення допустимих знижень рівнів підземних вод (20 м). Безпосередньо на проектному водозаборі задавалися запаси, затверджені за категоріями А+В – 2866 м³/добу, а в межах бар'єрного ряду – 4934 м³/добу.

Термін експлуатації такого водозабору до досягнення в деяких експлуатаційних свердловинах мінералізації 1,5 г/дм³ склав 25 років, що збігається з терміном дії водозабору з дебітом 2866 м³/добу без захисних свердловин.

Були розглянуті також варіанти з поступовим збільшенням дебіту водозабору і зменшенням дебіту бар'єрного ряду при збереженні суми дебітів 7800 м³/добу, а саме 3000 м³/добу на бар'єрний ряд і 4800 м³/добу на водозабір, а також 2000 м³/добу на бар'єрний ряд і 5800 м³/добу на водозабір. Результати моделювання показали, що при відносному збільшенні дебіту водозабору термін його дії до початку засолення підземних вод в експлуатаційних свердловинах водозабору стає менше 25 років, але дія бар'єрного ряду залишається неефективною.

Нами розглядався також проектний варіант навантаження на прогнозний Балабанівсько-Святотроїцький водозабір усіх затверджених запасів (7800 м³/добу) за умови створення захисного ряду свердловин, сумарний дебіт яких

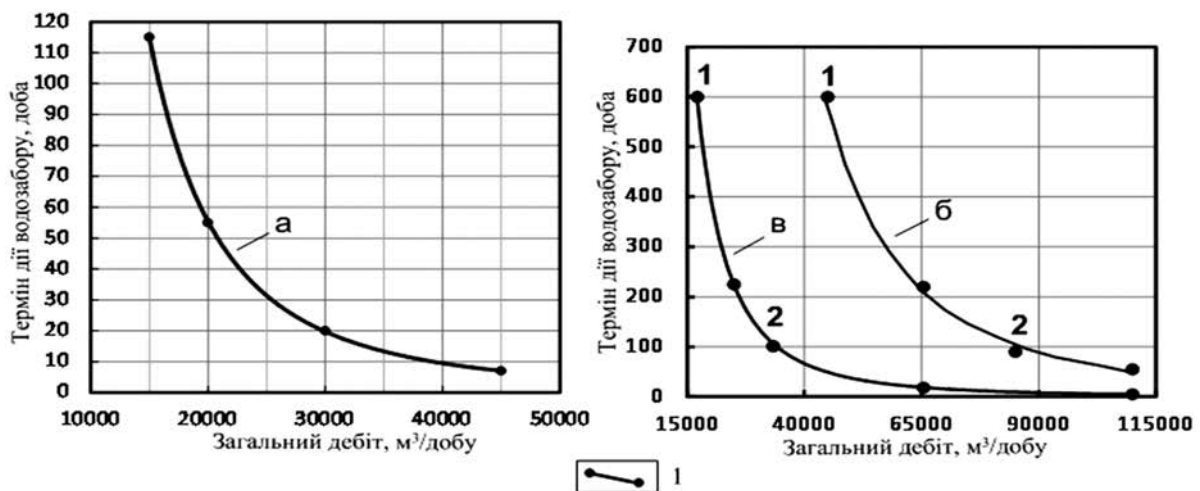


Рис. 5. Залежність терміну дії прогнозного водозабору на Балабанівсько-Святотроїцькій ділянці (а), чотирьох Миколаївських водозаборів (б) і прогнозного водозабору на Балабанівсько-Святотроїцькій ділянці, подовженого до р. Інгул (в) до досягнення гранично допустимого зниження рівня підземних вод (20 м), від загального дебіту 1 – модельні оцінки та апроксимація між ними

Fig. 5. Dependence of the duration of work of the forecast water intake on the Balabanivsko-Svyatotoitsky site (a), four Nikolayev water intakes (б) and the forecast water intake on the Balabanivsko-Svyatotoitsky site extended to the Ingul river (в) until the achievement of the maximum permissible lowering (20 m) of groundwater level of total water withdrawal 1 – model estimates and approximation between them

становив близько 5,0 тис. м³/добу. При такій постановці задачі через 400 діб на водозаборі було досягнуто максимально допустиме зниження (20 м), хоча мінералізація підземних вод залишилася сталою. Отже, такий варіант захисту виявився не дуже ефективним.

Якщо проектний водозабір перемістити в глиб берега ще на 2,5 км від запроектованого (за умови проведення пошуково-розвідувальних робіт і доведення перспективності нової ділянки для видобування підземних вод), то при загальному водовідборі 7800 м³/добу термін його дії буде визначатися досягненням гранично допустимого зниження і складе 3 роки. За цей час підвищення мінералізації на цьому водозаборі не відбудеться.

У разі подовження ряду свердловин від Балабанівсько-Святотроїцької ділянки вздовж Жовтневого водосховища до долини р. Інгул можна відібрати понад 17 тис. м³/добу підземних вод протягом 600 діб без перебільшення допустимого зниження та мінералізації 1,5 г/дм³ (точка 1 на графіку рис. 5в) і 32 тис. м³/добу протягом 100 діб (точка 2 на графіку рис. 5в). Безумовно, слід мати на увазі, що модельні гідрогеологічні параметри необхідно підтвердити результатами дослідно-фільтраційних робіт.

Залежність терміну дії прогнозного водозабору, подовженого від Балабанівсько-Святотроїцької ділянки до р. Інгул до досягнення гранично допустимого зниження рівня підземних

вод (20 м), від його загального дебіту демонструється на рис. 5в.

Висновки

На підставі отриманих результатів моделювання можна стверджувати таке.

1. Більш-менш стале часткове водопостачання м. Миколаїв за рахунок підземних вод може бути пов'язано з пошуком і подальшою розвідкою нових ділянок, що віддалені від Бузького лиману на 6-7 км і більше.

2. Певні перспективи має освоєння Балабанівсько-Святотроїцької ділянки Миколаївського родовища, експлуатаційні запаси підземних вод верхньосарматського водоносного горизонту в межах якої були оцінені раніше в кількості 7800 м³/добу. Слід розглянути можливість подовження ряду свердловин на Балабанівсько-Святотроїцькій ділянці до долини р. Інгул і скорегувати їх відстань від лиману.

3. У разі виникнення надзвичайних ситуацій природного або техногенного характеру необхідно мати підготовлену інфраструктуру для експлуатації свердловин на чотирьох ділянках: Миколаївській, Балабанівській, Жовтневій і Балабанівсько-Святотроїцькій.

4. Зважаючи на існуючий ризик підвищення мінералізації підземних вод при експлуатації водозаборів, слід передбачити необхідність проведення спеціальної водопідготовки перед подачею води споживачу.

Список літератури

Кендалл М., Моран П. Геометрические вероятности. Москва : Наука, 1972. 192 с.

Климентов П.П., Богданов Г.Я. Общая гидрогеология. Москва : Недра, 1977. 357 с.

Объяснительная записка к Государственной геологической карте. Лист L-36-VIII. Москва : Мингео СССР, 1974.

Объяснительная записка к Государственной геологической карте. Лист L-36-IX. Москва : Мингео СССР, 1976.

Справочник гидрогеолога. Т. 1: Максимов В.М. (ред.). Ленинград : Недра, 1967. 592 с.

Chiang W.-H., Kinzelbach W. 3D-Groundwater Modeling with PMWIN. Springer, Berlin, Heidelberg, 2001. 346 p.

Stetsenko B. On relationship of hydrodispersivity of fracture rocks to other geofiltration parameters and depth. *11th International Science Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Conditions of Environment"*, 11-14 October 2017, Kyiv, Ukraine. Disk.

References

Chiang W.-H., Kinzelbach W. (2001). 3D-Groundwater Modeling with PMWIN. Springer, Berlin, Heidelberg, 346 pp. (in English).

Climentov P.P., Bogdanov G.Ya. (1977). General Hydrogeology. Moscow, Nedra, 357 pp. (in Russian).

Explanatory Note for State Geological Map. Sheet L-36-VIII (1974). Moscow, Ministry of Geology of USSR (in Russian).

Explanatory Note for State Geological Map. Sheet L-36-IX (1976). Moscow, Ministry of Geology of USSR (in Russian).

Handbook for Hydrogeologist. Vol. 1. (Ed. V.M. Maksimov) (1967). Leningrad, Nedra, 592 pp. (in Russian).

Kendall M., Moran P. (1972). Geometrical probabilities. Moscow, Nauka, 192 pp. (in Russian).

Stetsenko B. (2017). On relationship of hydrodispersivity of fracture rocks to other geofiltration parameters and depth. *11th International Science Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Conditions of Environment"*, 11-14 October 2017, Kyiv, Ukraine. Disk (in English).

Стаття надійшла

25.02.2019