

*В. С. Бойко, О. М. Мандрик,
А. І. Зельманович
Івано-Франківський національний
технічний університет нафти і газу*

ПЕРЕТІКАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД МІЖ ПЛАСТАМИ І СТРУКТУРИ ПОТОКІВ, ЯКІСТЬ ЗМІШАНИХ ВОД І ЕКОЛОГІЧНИЙ ЗАХИСТ

Процес перетікання описано комплексним потенціалом (характеристичною функцією), на основі аналізу якого розглянуто три випадки процесу (відсутність перетікання техногенної води, відсутність фільтрації природної води, поєднання наявності потоку природної води і перетікання техногенної води). Відповідно побудовано і досліджено структури потоків (гідродинамічні сітки) в пласті, куди перетікає техногенна вода. Розглянуто підходи до оцінки змін якості природної води внаслідок хімічного, бактеріального і вуглеводневого забруднення її та напрямки екологічного захисту.

Ключові слова: екологічний захист, якість підземних вод, гідродинаміка перетікання вод між пластами.

The process of overflowing is described by a complex potential (the characteristic function). The next three considered cases are based on its analysis: no flow of man-made water, no filtration of natural water, and a combination of the presence of a natural water stream and flow of man-made water. Flow structures in a stratum, which technogenic water is flowing in, are constructed and investigated respectively (hydrodynamic grids). Approaches to the measurement of change in the quality of natural water due to its chemical, bacterial and hydrocarbon contamination, and the directions of environmental protection are considered.

Key words: environmental protection, quality of groundwater, hydrodynamics of water flow between strata.

Актуальність теми. Частка підземних прісних вод у загальному водоспоживанні постійно підвищується на фоні великого зростання всього водоспоживання [14]. Такий стан у значній мірі пояснюється випереджувальним забрудненням (погіршенням якості аж до непридатності) поверхневих (річкових та озерних) вод. Значна кількість великих міст споживає підземну воду (чи то підруслову, чи то пластову воду напірних або безнапірних горизонтів), а велика кількість населення – бутильовану воду із артезіанських пластів. З огляду на виняткову цінність прісних вод та мінеральних вод лікувального і бальнеологічного значення актуальною проблемою є моніторинг довкілля і надр, у т.ч. екологічний захист підземних вод від інжекційних та ежекційних техногенних процесів під час освоєння і розробки нафтових та газових родовищ, а це зумовлює виділення як окремого наукового напрямку – гідрогеодинамічної екології.

Аналіз досліджень проблеми. Як назва науки геологічного циклу про підземні води слово “гідрогеологія” появилось у кінці XIX століття, а появу гідродинаміки під назвою теорії фільтрації пов’язують з іменем французького вченого А. Дарсі, який у результаті дослідів із фільтрації води в пісках встановив основний закон фільтрації (1856 р.) названий пізніше його іменем [9; 10]. Відтоді, зрозуміло виконано дуже багато робіт в обох науках, які сформуvalи основний наукові напрямки – загальна гідрогеологія, гідрогеохімія, динаміка підземних вод (у т.ч. міграція підземних вод як розчинів різних речовин), нафтогазова підземна гідрогазомеханіка, гірничопромислова гідрогеологія, регіональна гідрогеологія, кріогідрогеологія. Основи досліджень підземних вод заклали А. Дарсі (1887 р.), Ж. Дюноі (1863 р.), К. Е. Лембке (1887 р.), Ч. Сліхтер (1898 р.), Ф. Форхгеймер (1886 р.), А. А. Краснопольський (1912 р.), М. Є. Жуковський (1889 р.), Н. Н. Павловський (1922 р.), Г. Н. Каменський (1935 р.), а відтак Н. К. Гірінський, П. Я. Полубарінова-Кочіна, В. І. Аравін, С. Н. Нумеров, Н. Н. Веригін та ін. Нафтогазовий напрям почав розвиватися на початку 20-х років минулого століття в працях

Л. С. Лейбензона (1937 р.), М. Маскета (1937 р.), В. М. Щелкачова (1945 р.), Г. Б. Пихачова (1939 р.), Б. Б. Лапука (1949 р.) та інші.

В основному розв'язано задачі фільтрації вод в обхід і під гідротехнічними спорудами, зокрема у новому науковому напрямі гідрогеомеханіки, створеного В. А. Мироненком та В. М. Шестаковим, завдання гірничопромислової гідрогеології, задачі фільтрації із водосховищ і каналів, фільтрації до водозаборів різної конструкції і просторового розміщення та різної їх кількості, задачі міграції підземних вод із урахуванням процесів гідратації, розчинення, гідролізу, сорбції, іонного обміну, дифузії, хімічної кінетики в умовах зміни температури та концентрації підземних розчинів і т.д. [9]. Значні дослідження, пов'язані з обґрунтуванням охорони підземних вод від забруднення (зміни якості та фізичних, хімічних і біологічних властивостей води, що призводить її до часткової або повної непридатності для використання), прогнозами міграції забруднення і підземних вод та розрахунками зон санітарної охорони водозаборів, виконали Ф. М. Бочевер, Ф. Д. Бабушкін, М. М. Веригін, Є. Л. Мінкін, А. Є. Орадовська, В. М. Шестаков, А. С. Белицький, В. М. Щелкачов, М. А. Гусейн-Заде, В. М. Гольдберг та інші [5, 6]. Погіршення якості прісних підземних вод на водозаборі в прибережних районах внаслідок солоних вод за різних гідродинамічних умов розглянуто в роботі [6].

Щодо перетікання вод між пластами в гідрогеологічній літературі [4] питання розглядається якісно як констатація можливих каналів перетікання.

Робота М. А. Гусейн-Заде і Ч. К. Колосовської [8] висвітлює математичний апарат дослідження перетікання рідини із пласта в пласт при пружному режимі фільтрації за наявності між ними слабопроникного шару (покрівлі або підшви) для випадків плоского паралельного і осесиметричного потоків у пласті, із якого перетікає рідина. Розв'язки подано складними формулами, часто у вигляді нескінчених рядів із використанням функцій Бесселя, Гріна, Хевісайда і дельта-функції Дірака, операторів Лапласа і Фур'є. У ряді випадків ці формули зведено до вигляду, зручного для практичного використання. Показана прийнятність за деяких умов наближеного гідравлічного методу, який відомий в динаміці підземних вод гідрогеологам, зазвичай називається схемою Мятієва-Гірінського і полягає в усередненні тиску по вертикалі в продуктивних пластах.

Виділення невирішених питань загальної проблеми. Невирішеними залишились питання формулювання умов та дослідження процесу перетікання підземних вод між пластами внаслідок порушення герметичності (непроникності) підшви чи покрівлі пласта, в який перетікає вода.

Формулювання цілей статті. Метою є постановка задачі та дослідження перетікання підземних вод між пластами та структури потоків у пласті, в який перетікає вода, оцінки умов зміни якості змішування вод внаслідок перетікання та визначення напрямків екологічного захисту вод від забруднювання.

Методи дослідження. Для вирішення цих питань використано гідрогеологічні та гідродинамічні положення, методи комплексного потенціалу і суперпозиції, фізико-хімічні методи аналізу змішаних вод.

Виклад основного матеріалу. Перетікання вод із нижнього пласта у верхній пласт чи навпаки можливе тільки за наявності певних умов.

Для простоти і ясності викладу матеріалу назвемо воду, яка перетікає в інший пласт, техногенною, тобто спричиненою діяльністю людини, а природною назвемо воду, котра залягає в пласті, куди перетікає перша.

Умови перетікання води. Перетікання техногенної води у пласт природної води можливе, *по-перше*, за наявності перепаду зведених тисків (зведених до одної площини порівняння) чи, інакше, зведених гідравлічних напорів.

У гідрогеологічній літературі [3, 10, 13] широко обговорюється питання розрахунку зведеного тиску (напору) і вибору площини порівняння. За І. Я. Єрміловим мінералізовані води перераховуються на прісні води, зводяться до спільної площини порівняння, а розрахунок виконується так:

$$p_{зв} = (h + z)\rho g , \quad (1)$$

де $p_{зв}$ – зведений тиск; h – висота статичного рівня води у свердловині; ρ – густина води у свердловині; g – прискорення вільного падіння; z – висота вибою свердловини над вибраною площиною порівняння.

А. І. Сілін-Бекчурін запропонував ввести функціональну залежність густини води із глибиною залягання (потоків змінної густини), тоді зведений тиск

$$p_{зв} = p_i + g \int_a^i \rho(z) dz , \quad (2)$$

де p_i – відомий гідростатичний тиск на будь-який із площин, проведених вздовж потоку; $g \int_a^i \rho(z) dz$ – статичний тиск стовпа рідини між площинами i (подібний підхід є і в М. Hubbert), а для випадку прямолінійної зміни густини з глибиною (усереднена густина)

$$p_{зв} = h\rho_1 g + \frac{\rho_1 - \rho_2}{2} z g , \quad (3)$$

де h – висота статичного рівня рідини у свердловині; ρ_1 і ρ_2 – густини води відповідно у свердловині і на вибраній площині порівняння; z – висотою вибою свердловини над площиною порівняння.

Формула І. Я. Єрмілова придатна тільки для випадків коли води незначно відрізняються за мінералізацією і густиною, а формула А. І. Сілін-Бекчуріна з усередненою густиною у звичайних умовах при правильному виборі площини порівняння дає похибку в декілька процентів, а тому в даний час є основною формулою.

Площину порівняння рекомендується вибирати так, щоб у всіх точках її перетину із водоносним пластом гідростатичні тиски були однаковими, а це рівнозначно тому, щоб густини були однакові. Оскільки для цього треба мати дані, які часто відсутні, то на практиці площину порівняння вибирають на глибині, на якій відома максимальна густина води в межах досліджуваного пласта.

І. К. Зерчанінов запропонував відмовитися від загальної площини порівняння і попарно зіставляти напори свердловин по вибраних профілях, базуючись на формулі А. І. Сілін-Бекчуріна:

$$\Delta p'_{зв} = g \frac{h_1 \rho_1 + \Delta z'(\rho_1 \rho_2)}{2} - h_2 \rho_2 g , \quad (4)$$

де $\Delta p'_{зв}$ – різниця зведених пластів у порівнюваних свердловинах; h_1 , ρ_1 – висота статичного рівня і густина води в першій (за вибраним профілем) свердловині; h_2 , ρ_2 – аналогічно у другій свердловині; $\Delta z'$ – різниця глибин розкриття пласта у двох свердловинах.

В. В. Ягодін запропонував уточнений спосіб розрахунку зведення тиску на основі емпіричних кривих зміни густини вод g у залежності від глибини h , характерних для даного конкретного району і взяти замість лінійної залежності за А. І. Сілін-Бекчуріним степеневу залежність $\rho = (h/b)^{1/n}$, b , n – коефіцієнти в емпіричній залежності (визначаються шляхом подання цієї залежності в логарифмічних координатах $b - \lg h = \lg + n \lg \rho$). Цей метод придатний тільки під час детальних досліджень у добре вивчених районах, що уможливорює із достатньою точністю виявити характер зміни густини вод із глибиною і правильно вибрати площину порівняння.

У разі великих глибин залягання пластів необхідно також враховувати температурну поправку щодо густини води.

По-друге, перетікання води (чи нафти, газу) із пласта в пласт можливе тільки за наявності каналів перетікання та гідравлічної відкритості (акумуляційної здатності) пласта, в який відбувається перетікання. Не заглиблюючись у питання походження і накопичення підземних вод, відмітимо, що вода в земній корі зустрічається майже повсюди; пористі гірські породи, заповненні або рідиною (водою, нафтою), або газом. Самовільна пустота в породі існувати не може. Протягом геологічних віків сформувалась гідростатична рівновага флюїдів (води, нафти, газу, яка може порушуватися внаслідок різних рухів земної кори (опускання, піднімання, скиди, вскиди і т.д.), але в наш час рівновага швидко відновлюється.

Розмаїття умов залягання підземних вод визначається фізико-географічними, геологічними та термодинамічними чинниками і техногенними процесами. У роботах В. І. Вернадського, Ф. П. Саваренського, Н. І. Толстихіна, К. Кельчака, О. Мейнцера, Е. В. Піннекера та інші [10] виділено в літосфері (стосовно суші) дві основні зони – зону аерації і зону насичення.

Зоні аерації відповідають води підвішеного типу (класу верховодки, приповерхневих вод), зоні насичення – ґрунтові (переважно безнапірні) та напірні міжпластові (інфільтраційні води, що надходять зверху) в пористих і тріщинуватих породах з гідростатичним напором та ексфільтраційні води, що надходять знизу, осадових товщ із геостатичним або геодинамічними тиском, а на великих глибинах – із впливом термічної дегідратації мінералів (за винятком вод криолітозони та районів сучасного вулканізму).

Ґрунтові води приурочені до водоносного горизонту (пласта), який залягає на першому від земної поверхні витриманому водоупорі. Зверху горизонт ґрунтових вод, відділений від зони аерації вільною поверхнею води (дзеркалом ґрунтових вод), слід якої на вертикальній площині називають рівнем ґрунтових вод.

Зміна цього рівня залежить головним чином від кліматичного фактора (кількості опадів та інтенсивності випаровування), тобто від надходження води зверху через зону аерації, а також в окремих випадках за рахунок перетікання нижніх напірних вод через літологічні “вікна”, по різних розломах порід, по заколонному простору негерметичних свердловин (неякісний цементний камінь із кавернами і тріщинами, щілини між цементним каменем та гірськими породами) і т.д.

Різниця в рівнях ґрунтових вод зумовлює їх рух, утворення потоку ґрунтових вод.

Пластові порові води пов’язані із уламковими зернистими колекторами (піщано-алевритові породи, гравійно-галькові відклади гірських районів, конусів винесення в передгірських западинах і т.д.), пластові тріщинно-порові води характерні для піщаних та інших осадових порід, котрі знаходяться на перших етапах формування в них тріщинуватої структури і поширені в осадових породах платформних областей та в кристалічних масивах, а пластові тріщинно-карстові води характерні для карбонатних і теригенно-карбонатних порід, котрі містять деколи пласти або лінзи піску, ангідриту, кам’яної солі.

Тріщинно-жильні води зон вивітрювання та тектонічної і літологічної тріщинуватості характерні для гірсько-складчастих областей. Карстово-жильні води залягають у карбонатних і теригенно-карбонатних породах, а локально-тріщинні води зон тектонічних порушень поширені переважно в гірсько-складчастих областях.

При природному виході підземних вод на денну поверхню (дренуванні водоносного горизонту) відбувається розвантаження вод у вигляді розосереджених джерел (спадних джерел за гідравлічним станом), а при природному виході напірних вод маємо висхідні джерела підземних вод.

Дренування водоносних пластів у природних умовах може відбуватися джерелами безпосередньо на поверхню землі (на схилах гористої місцевості, ярів, бескидів, на берегах річок і потічків, у видолинках), шляхом підземного стоку води у поверхневі

водостоки та водоймища, у формі переливання підземних вод у нижчезалеглі (вижчезалеглі) пласти.

Виникання джерел пов'язано із різними видами природних порушень та неоднорідностями будови масиву гірських порід, основними із яких є ерозійна розчленованість рельєфу, тектонічні порушення, тріщини, пустоти, фільтраційна неоднорідність масиву гірських порід, а літологічна неоднорідність (наявність літологічних “вікон”), а також порушення, зумовлені техногенним впливом (сейсмічні роботи, буріння свердловин, негерметичність стовбурів свердловин, шахт, котлованів і т.д.).

Звідси висновок, що наявність природних (самочинних) виходів підземних вод зони насичення є ознакою перетікань води між пластами, тобто відкритості водоносного пласта. Якщо виходи відсутні, то акумуляційна здатність пласта є невеличкою за рахунок підвищення тиску (пружності водонасичених порід) в ньому, наприклад, в разі нагнітання води з метою витіснення нафти в сусідньому пласті за високих тисків нагнітання. Пласти ґрунтових вод слід відносити до відкритих систем, акумуляційна здатність яких контролюється дзеркалом ґрунтових вод, характеризується наявністю та інтенсивністю поверхневих джерел (криниць із протічною водою) і глибиною рівня води у колодязях (із певним відбором води).

До зон тектонічних порушень приурочені також виходи мінеральних джерел.

Джерела підземних вод в окремих випадках пов'язані із нафтогазовими родовищами, так як належать до одної водонапірної системи.

Подібні судження стосуються також й перетікань нафти та газу.

Прикладів перетікань води, нафти і газу на Прикарпатті маємо багато. Так, у Східниці (Бориславський нафтопромисловий район) відомо кілька природних джерел мінеральної води «Нафтуса», із свердловин, пробурених на нафту витікають мінеральні води «Нафтуса», содова і залізна. У Биткові (Надвірнянський нафтопромисловий район) недавно появилася нафта в колодязі, газ витікає із берега потічка. Накопичення газу зафіксовано у соляній шахті Долини. На початках розвитку нафтової промисловості в Прикарпатті було багато природних витікань нафти на поверхню, а під час розробки нафтових родовищ вони виснажились.

Отже, в аспекті захисту підземних вод під час видобування нафти і газу інжекційні процеси (привнесення у літосферу речовин, зокрема водних розчинів) проявляються у вигляді міжпластових перетікань і можливих грифоно-утворень та землетрусів, опріснення чи забруднення підземних вод і т.п., а ежекційні процеси (вилучання корисних копалин, зокрема і підземної води, і нафти, і газу) – енергетичного зубожіння запасів підземних вод (у т.ч. мінеральних вод), міжпластових перетікань флюїдів, засолення чи погіршення якості підземних вод і т.д.

Гідродинамічна характеристика перетікання вод. Перетікання техногенної води може відбуватися як зверху (із накопичувачів промстоків, нафтосховищ, сховищ бурових промивних рідин і хімреагентів, котлованів пошкоджених цистерн, водо - та нафтопроводів і т.д.), так і знизу (неякісно пробурені свердловини різного призначення, неякісна ізоляція окремих інтервалів стратиграфічного розрізу, негерметичні міжтрубні і затрубні простори внаслідок неякісного цементування, порушення регламентних норм під час освоєння, інтенсифікації припливу та експлуатації свердловин, літологічні “вікна” і таке інше). Але гідродинамічна характеристика потоків природної і техногенної води в пласті, куди перетікає вода, не зміниться.

Гідродинамічну характеристику цих потоків дослідимо структурою їх. Під структурою потоку (термін гідрогеології) розуміємо гідродинамічну (гідромеханічну) сітку (сітку фільтрації) як сукупність на горизонтальній (чи вертикальній) площині лінії рівних напорів (ізобар, еквіпотенціалей), проведених через задані інтервали зміни напорів, та ліній течій, дотичні до яких визначають напрям руху рідини в кожній точці [6, 3, 1].

Представимо канал перетікання свердловиною, рівновеликою по площі цьому каналу (негерметичний затрубний простір дефектної свердловини, літологічне “вікно”, канали в тріщині чи в розломі, котрі невідомі і реально не піддаються вимірюванню), з інтенсивністю потоку перетікання g (питомою витратою що припадає на одиницю товщини h пласта, в котрий перетікає вода). Такий пласт назвемо стогом-пластом, а свердловину – джерелом-свердловиною.

Рух частинок рідини в стоку-пласті відбувається під впливом природного потоку підземних вод і техногенного потоку із джерела-свердловини. Природний рух підземних вод враховуємо за лінійним законом Дарсі через його швидкість у швидкісній формі $v_{n_1} = K_{\phi} i_n$, де K_{ϕ} – коефіцієнт фільтрації (змінюється в межах $0,1-10^3$ м/добу); i_n – природний похил пласта (гідродинамічний похил, п’езометричний похил, градієнт гідродинамічного напору, напірний градієнт).

Переміщення вод у пласті припускаємо в умовах усталеного режиму фільтрації. Це припущення обґрунтовується тим, що збурення тиску в пласті відбувається набагато швидше, ніж саме переміщення підземних вод, а також спеціальними розрахунками тривалості часу руху підземних вод за умов усталеного і неусталеного режимів фільтрації в нескінченному пласті (похибка в часі не виходить за межі 3–4 % [6]).

Невелика різниця в мінералізації прісної (природної) і солоної (техногенної) води (за мінералізації 1 г/л і температури 20°C в’язкість і густина води відповідно рівні 1 сПз та 1 г/см³, за мінералізації 40 г/л – відповідно 1,04 сПз та 1,02 г/см³, тобто збільшуються в 1,04 та в 1,02 рази (мінералізація солоних ґрунтових вод рідко перевищує 50 г/л, зазвичай становить 5-15 г/л) [6], тому наближено, враховуючи похибки в інших величинах, систему прісні-солоні води можна вважати однорідною з густиною і в’язкістю прісної води.

Формуванням «язика» солоних (техногенних) вод у пласті прісної води під дією різниці густин (за умови, що початкова границя розділу цих вод була вертикальною) на основі даних багатьох досліджень [6] можна знехтувати.

Також можна знехтувати різницею в проникностях для прісних і солоних вод у піщаних відкладах та тріщинуватих породах [6].

Похибка в оцінці переміщення границі солоних вод без урахування конвективної дифузії (фільтраційної дифузії, дисперсії) буде незначною [6]. Систему прісні-солоні води наближено можна розглядати як однорідну; фільтраційні властивості порід стоку-пласта можна приймати однаковими для прісних і солоних вод, тобто дослідимо одночасний рух так званих «різноколірних рідин».

Для дослідження використаємо метод комплексного потенціалу (характеристичної функції) [1, 7, 12], за яким комплексний потенціал:

$$F(z) = \Phi(x, y) + i\Psi(x, y) , \quad (5)$$

котрий виражається через спряжені гармонічні функції $\Phi(x, y)$ та $\Psi(x, y)$ в області комплексної змінної:

$$z = x + iy , \quad (6)$$

де $\Phi(x, y)$, $\Psi(x, y)$ – функції відповідно потенціалу і течії; x, y – просторові декартові координати; i – уявна одиниця.

Природний потік підземної води в стоку-пласті розглядаємо, як прямолінійно-паралельний потік у напрямі вздовж осі x комплексний потенціал якого виражається функцією [1]:

$$F_1(z) = a_1 z + b_1 , \quad (7)$$

де a_1, b_1 – дійсні або комплексні змінні.

Комплексний потенціал точкового джерела, що імітує джерело-свердловину і розміщене в центрі координат:

$$F_2(z) = \frac{q}{2\pi} \ln z + b_2, \quad (8)$$

де q – витрата (інтенсивність) потоку техногенної води із джерела свердловини, що припадає на 1 м товщини стоку-пласта; b_2 – комплексна або дійсна змінна.

На природний потік накладається потік від джерела. Оскільки функції $\Phi(x, y)$, $\Psi(x, y)$, як спряжені функції, задовольняють рівнянню Лапласа і зв'язані між собою рівняннями Коші-Рімана, Ейлера-Даламбера, то комплексні потенціали також можна додавати за методом суперпозиції [1], тобто:

$$F(z) = F_1(z) + F_2(z) + c, \quad (9)$$

де c – деяка постійна.

Похідну $\frac{dF_1(z)}{dz}$ – називають комплексною швидкістю і вона дорівнює модулю швидкості фільтрації v .

Тоді комплексний потенціал набуває вигляду:

$$F(z) = -vz - \frac{q}{2\pi} \ln z + c, \quad (10)$$

Або після подання комплексної координати того ж потоку в показниковій формі:

$$F(z) = -vre^{i\theta} - \frac{q}{2\pi} \ln(re^{i\theta}) + c, \quad (11)$$

де r, θ – полярні координати довільної точки потоку; $|z| = \sqrt{x^2 + y^2} = r$.

Оскільки із використанням формули Ейлера і показникової формули $re^{i\theta} = r(\cos \theta + i \sin \theta)$, то відділивши в одержуваному виразі дійсні частини від уявних, знаходимо:

$$\Phi(x, y) = -vr \cos \theta - \frac{q}{2\pi} \ln r + c', \quad (12)$$

$$\Psi(x, y) = -vr \sin \theta - \frac{q}{2\pi} \theta + c'' . \quad (13)$$

Поклавши в останніх виразах $\Phi(x, y) = \text{const}$ і $\Psi(x, y) = \text{const}$, одержуємо рівняння екіпотенціальних ліній та ліній течії. Тобто в площині декартових координат (x, y) матимемо структуру загального потоку.

Для аналізу структури потоку розглянемо наступні три випадки: а) відсутність перетікання техногенної води; б) відсутність фільтрації природної води; в) наявність потоку природної води і перетікання техногенної води.

1. *Відсутність перетікання техногенної води.* Припустимо, що перетікання рідини в пласт відсутнє, тобто $q = 0$, а спостерігається тільки рух природної води зі швидкістю фільтрації v_n .

Тоді записуємо комплексний потенціал:

$$F(z) = F_1(z) = -v_n z + c_1 = -v_n(x + iy) + c_1, \quad (14)$$

звідки маємо функції:

$$\Phi(x, y) = -v_n x + c_1', \quad (15)$$

$$\Psi(x, y) = -v_n y + c_1'' . \quad (16)$$

Рівняння екіпотенціалі буде за $\Phi(x, y) = \text{const}$, а саме при $x = \text{const}$.

Оскільки

$$-v_n x + c_1' = \text{const}, \quad (17)$$

то

$$x = \frac{d_1'}{v_n}, \quad (18)$$

де $d_1' = \text{const}$.

Це останнє рівняння описує сім еквіпотенціальних горизонтальних ліній, котрі паралельні осі y , а отримуємо їх, надаючи різних числових значень постійній d_1' .

Для функції течії можна аналогічно записати $\Psi(x, y) = \text{const}$:

$$-v_n y + c_1'' = \text{const}, \quad (19)$$

звідки
$$y = \frac{d_1''}{v_n}, \quad (20)$$

або
$$y = \text{const}, \quad (21)$$

де $d_1'' = \text{const}$.

Це рівняння є рівнянням прямих, паралельних осі x і паралельних до напрямку фільтрації природного потоку, а надаючи різних числових значень постійній d_1' і d_1'' задаються за арифметичною прогресією (з однаковими приростами).

Разом маємо прямокутну гідродинамічну сітку взаємно перпендикулярних ліній течії та еквіпотенціалей для такого одновимірного прямолінійно-паралельного потоку вздовж осі x із постійною швидкістю фільтрації підземних вод v_n як і закладено вище.

Побудуємо структуру потоку за таких даних. Коефіцієнт фільтрації K_f змінюється в межах $0,1 \cdot 10^3$ м/добу (див. вище) задаємо гідродинамічний похил $i_n = 0,01$ тоді швидкість фільтрації $v_n = 10^2 \cdot 10^{-2} / 86400 = 1,15 \cdot 10^{-5}$ м/с, беремо $v_n = 10^{-5}$ м/с. для побудови гідродинамічної сітки додаємо $d_1' = 0; \pm(10; 20; 30; 50) \cdot 10^{-5}$ м²/с і такі ж значення d_1'' . За формулами (18) і (20) розраховуємо координати x і y та будуємо гідродинамічну сітку, показану на рис. 1.

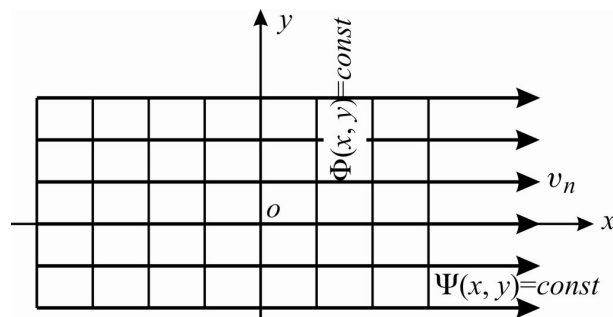


Рис.1. Структура прямолінійно-паралельного потоку природної води за відсутності перетікання інших вод

2. *Відсутність фільтрації природної води.* Припустимо, що швидкість фільтрації підземних вод $v_n = 0$ у стоку-пласті, тобто маємо умову “басейну”, названу не зовсім коректно В. М. Гольдбергом [6].

Тоді записуємо потенціальну функцію:

$$F(z) = F_2(z) = -\frac{q}{2\pi} \ln(re^{i\theta}) + c_2 = -\frac{q}{2\pi} (\ln r + i\theta) + c_2, \quad (22)$$

де $\ln(re^{i\theta}) = \ln r + i\theta; re^{i\theta} = z$.

Звідси маємо функції:

$$\Phi(x, y) = -\frac{q}{2\pi} \ln r + c_2', \quad (23)$$

$$\Psi(x, y) = -\frac{q}{2\pi} \theta + c_2'', \quad (24)$$

Рівняння еквіпотенціалей буде за $\Phi(x, y) = \text{const}$, тобто за $r = \text{const}$:

$$-\frac{q}{2\pi} \ln r + c'_2 = \text{const}, \quad (25)$$

так як

$$\frac{q}{2\pi} \ln r + d'_2, \quad (26)$$

або

$$r = \exp\left(\frac{2\pi d'_2}{q}\right), \quad (27)$$

де $d'_2 = \text{const}$.

Рівняння $r = \text{const}$ є рівнянням кола з центром на початку координатних осей $(r = \sqrt{x^2 + y^2})$, а задаючи різні числові значення постійній d'_2 , отримуємо сім'ю еквіпотенціалей. Оскільки перехід від еквіпотенціалі (ізобари) до еквіпотенціалі здійснюється в арифметичній прогресії, то радіуси повинні змінюватися в геометричній прогресії.

Лінії течії отримуємо із функції $\Psi(x, y) = \text{const}$ за $\theta = \text{const}$, тобто:

$$\Psi(x, y) = -\frac{q}{2\pi} \theta + c''_2 = \text{const}, \quad (28)$$

$$-\frac{q}{2\pi} \arctg \frac{y}{x} + c''_2 = \text{const}, \quad (29)$$

$$\arctg \frac{y}{x} = \frac{2\pi d''_2}{q}, \quad (30)$$

або

$$y = \text{tg} \frac{2\pi d''_2}{q} \cdot x, \quad (31)$$

де $d''_2 = \text{const}$.

Звідси випливає, що лінії течії є прямими лініями, котрі радіально виходять із початку координат під певним кутом θ , який відраховується від додатного напрямку осі x проти годинникової стрілки, і ортогональні до лінії рівного потенціалу, тобто потім є плоскорадіальний, що теж закладено вище.

Інтенсивність потоку взято зі знаком мінус, тобто $-q$, що відповідає, як це прийнято в гідродинаміці [1], точковому джерелу, із якого виходять лінії течії.

Функція течії характеризує частку потоку із каналу перетікання, котра надходить через кут:

$$\theta = \arctg \frac{y}{x}, \quad (32)$$

а його лінія течії проходить через деяку фіксовану точку $M(x, y)$.

Якщо точка $M(x, y)$ знаходиться на додатній частині осі x , то $\theta = 0$ та інтенсивність води перетікання через цей кут також рівна нулю. Якщо точка $M(x, y)$ розміщена на бісектрисі першого квадранта, то $\theta = \frac{\pi}{4}$ і частка інтенсивності через цей кут становить $\frac{1}{8}$ загальної інтенсивності q . Якщо точка $M(x, y)$ знаходиться на додатній частині осі y , то $\theta = \frac{\pi}{2}$ і частка інтенсивності рівна $\frac{q}{4}$. Якщо точка $M(x, y)$ знаходиться на від'ємній

частині осі x , то $\theta = \pi$ і інтенсивність рівна $\frac{q}{2}$. Якщо ж лінія течії з точкою $M(x, y)$ зробить проти годинникової стрілки повний оберті і зійдеться із додатнім напрямом осі x , то $\theta = 2\pi$ і інтенсивність потоку через такий кут буде рівна q .

Дійсна (фізична) швидкість руху частинок води перетікання вздовж кожної лінії течії рівна:

$$w_a = \frac{q}{2\pi r m}, \quad (33)$$

де m – коефіцієнт пористості породи.

Із віддаленням від каналу перетікання швидкість зменшується обернено пропорційно відстані r , по всіх лініях течії зменшується однаково, при $r \rightarrow \infty$ швидкість $w_d \rightarrow 0$, при $r \rightarrow 0$ швидкість $w_d \rightarrow \infty$ (тобто потік має дві так звані точкові особливості при $r = \infty$ і $r = 0$). Відмітимо, що канал перетікання імітуємо на площині колом із радіусом r_c , яке те ж слід вважати ізобарою. Тиск вздовж кола, зрозуміло є різним, тобто він є функцією кута θ , але, як це ще у свій час доказав М. Маскет, його можна вважати середнім, а інтенсивність потоку при цьому не зміниться.

Побудуємо структуру такого потоку, задаючи такі величини: інтенсивність потоку техногенної води $q = 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$ (із розрахунку на 1 м товщини стоку пласта), радіус джерела-свердловини $r_c = 0,5 - 1 \text{ м}$ (як першої еквіпотенціалі); постійну d_2'' не задаємо, а лінії течії проводимо при кутах θ , рівних $0; \pi/4; \pi/2; 3\pi/4; \pi; 5\pi/4; 3\pi/2; \pi$ (розрахунок кутів виконуємо проти годинникової стрілки). Побудувавши еквіпотенціалі і лінії течії, отримуємо гідродинамічну сітку плоско-радіального потоку, показану на рис. 2.

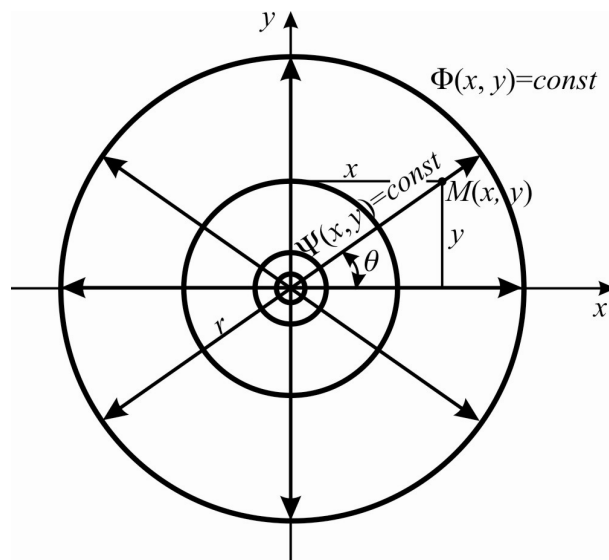


Рис. 2. Структура плоскорадіального потоку техногенної води в стоку-пласті за відсутності фільтрації природної води

3. Наявність потоку природної води і перетікання техногенної води.

Тепер повернемося до умови яка нас цікавить, наявність потоку підземної води у стоку-пласті ($v_n > 0$) і перетікання техногенної води з іншого пласта ($q > 0$).

Виведемо рівняння еквіпотенціалей із рівняння функції потенціалів:

$$\Phi(x, y) = -v_n r \cos \theta - \frac{q}{2\pi} \ln r + c' = \text{const}, \quad (34)$$

звідки послідовно отримуємо:

$$v_n r \cos \theta - \frac{q}{2\pi} \ln r = d_3', \quad (35)$$

$$\cos \theta = \frac{x}{r}, \quad (36)$$

$$r = \sqrt{x^2 + y^2}, \quad (37)$$

$$v_n x + \frac{q}{2\pi} \ln \sqrt{x^2 + y^2} = d'_3, \quad (38)$$

$$d'_3 = \text{const}.$$

Запишемо рівняння ліній течії із функції течії:

$$\Phi(x, y) = -v_n r \sin \theta - \frac{q}{2\pi} \theta + c'' = \text{const}, \quad (39)$$

звідки отримуємо послідовно рівняння ліній течії:

$$-v_n r \sin \theta - \frac{q}{2\pi} \theta = d_3, \quad (40)$$

$$\sin \theta = \frac{y}{r}, \quad (41)$$

$$\theta = \arctg \frac{y}{x}, \quad (42)$$

$$-v_n y - \frac{q}{2\pi} \arctg \frac{y}{x} = d''_3, \quad (43)$$

тобто:

$$y = x \operatorname{tg} \frac{2\pi(d''_3 - v_n y)}{q}, \quad (44)$$

де $d''_3 = \text{const}$.

Задаючи різні значення постійним d'_3 і d''_3 , знаходимо за способом послідовних наближень декартові координати ліній еквіпотенціалей та лінії течії, а з'єднуючи відповідні точки, для однакових постійних d'_3 і d''_3 отримуємо гідродинамічну сітку потоків. Для прикладу візьмемо $v_n = 10^{-5}$ м/с, $q = 10^{-3}$ м/с (див. вище п. 1 і 2).

Для розрахунків запишемо вираз (44) у вигляді:

$$l_n \sqrt{x^2 + y^2} = \frac{2\pi}{q} (d'_3 - v_n x), \quad (45)$$

або після підстановки вхідних даних в системі SI :

$$l_n \sqrt{x^2 + y^2} = \frac{2\pi}{10^{-3}} (d'_3 - 10^{-5} x). \quad (46)$$

Відмітимо, що нижня частина гідродинамічної сітки (нижче осі x) є дзеркальним відображенням верхньої частини.

Для побудови ліній течії запишемо вираз (44) у вигляді:

$$\frac{x}{y} = t_{\ddot{a}} \left[\frac{2\pi}{q} (d''_3 - v_n y) \right], \quad (47)$$

або

$$\frac{x}{y} = t_{\ddot{a}} \left[\frac{2\pi}{10^{-3}} (d''_3 - 10^{-5} y) \right]. \quad (48)$$

Побудувавши еквіпотенціали і лінії течій, отримуємо гідродинамічну сітку двох, “накладених” один на одного за принципом суперпозиції потоків-прямолінійно-паралельного і плоско радіального, показано на рис. 3.

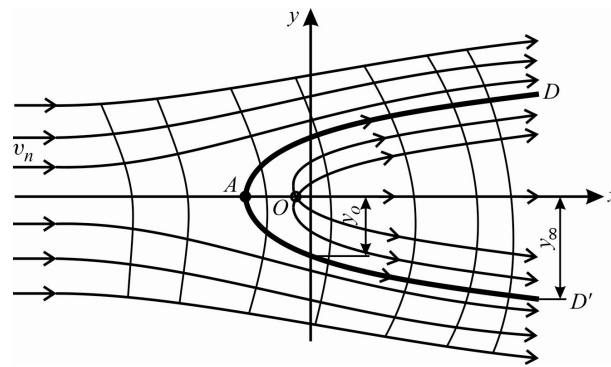


Рис. 3. Структура потоків природної води і техногенної води (із джерела свердловини)

Еквіпотенціали дещо деформовані наявністю джерела-свердловини (порів із рис. 1). Головна лінія течії – вісь x , наявність природного потоку підземних вод зумовнює структуру потоку, котра істотно відрізняється як від розглянутої вище у п. 2 за відсутності природного потоку підземних вод, так і за відсутності перетікання (п. 1).

Розглянемо лінію течії, яка ділить транзитний природний потік від потоку джерела перетікання. Для неї кут $\theta = \pi$ (див. вище п. 2), $\frac{y}{r} = \sin \theta$, а $y = r \sin \theta = 0$ так як ($\sin \pi = 0$), а витрата дорівнює $\frac{q}{2}$, тобто $c'' = \frac{q}{2}$. Отже рівняння цієї лінії буде:

$$v_n r \sin \theta + \frac{q}{2\pi} \theta = \frac{q}{2}. \quad (49)$$

Лінія течії складається із двох частин: одна при $\theta = \pi$ є від'ємна піввісь x , друга крива – крива AD, рівняння якої записуємо із останнього виразу, розв'язавши його відносно r :

$$r = \frac{q}{2\pi v_n} \frac{\pi - \theta}{\sin \theta}. \quad (50)$$

При $\theta = \pi$ крива AD проходить через водороздільну точку A, яка розміщена на від'ємній півосі абсцис x на відстані:

$$x_A = \frac{q}{2\pi v_n}, \quad (51)$$

і в якій результуюча швидкість фільтрації, що складається із швидкості природного потоку і швидкості перетікання, рівна нулю.

На лінії каналу перетікання (при $x = 0$) і на віддаленні від нього вздовж потоку (при $x \rightarrow \infty$) ширина потоку перетікання відповідно рівна:

$$y_0 = \frac{q}{4\pi v_n}, \quad (52)$$

$$y_\infty = \frac{q}{2\pi v_n}. \quad (53)$$

В інших точках ширина потоку перетікання визначається за положенням нейтральної лінії течії AD. Із останніх виразів витікає, що ширина потоку перетікання зростає із збільшенням x та інтенсивності перетікання q і зменшенням швидкості фільтрації природного потоку v_n .

При $v_n \rightarrow 0$ ширина потоку перетікання зростає до нескінченності і охоплює весь пласт, що відповідає розглянутій вище умові в п. 2.

Форма ліній течії в зоні руху рідини перетікання зумовлена діями джерела-свердловини і природного потоку.

Для малих значень x та y (тобто поблизу джерела-свердловини) вираз для лінії течії шляхом заміни котангенса тангенсом * його аргументом зводиться до вигляду:

$$\frac{x}{y} = \frac{q}{2\pi(d_3'' - v_n y)}, \quad (54)$$

$$x = \frac{2\pi d_3''}{q} - xy \frac{2\pi v_n}{q} = y, \quad (55)$$

а відтак, нехтуючи добутком x, y як величиною другого порядку малості порівняно з x та y , отримуємо

$$y = \frac{2\pi d_3''}{q} x. \quad (56)$$

Тобто отримуємо рівняння прямих, котрі виходять із початку координат, що характерно для плоско-радіального потоку.

При великих значеннях x відношення $\frac{x}{y} \rightarrow 0$, оскільки величина y є обмеженою (див. вище вирази для y_0 та y_∞). Тоді із рівняння течії отримуємо:

$$\frac{2\pi d_3''}{q} - y \frac{2\pi v_n}{q} = 0, \quad (57)$$

або

$$y = \frac{d_3''}{v_n} = \text{const}, \quad (58)$$

тобто, лінії течії на великій відстані від джерела-свердловини є прямими лініями, паралельними осі x , як і при прямолінійно-паралельному потоці (див. рис. 1).

Значить поблизу джерела-свердловини переважає перша дія (дія техногенного потоку) і потік буде близьким до плоско-радіального потоку, як і в умовах відсутності природного потоку підземних вод.

Горизонтальна і вертикальна складові швидкості фільтрації із $\Phi(x, y)$ чи $\Psi(x, y)$ записуються як похідні із них:

$$v_x = v_n + \frac{q}{2\pi} \frac{x}{x^2 + y^2}, \quad (59)$$

$$v_y = \frac{q}{2\pi} \frac{y}{x^2 + y^2} = \frac{q}{2\pi} \frac{\sin \theta}{r}, \quad (60)$$

або

$$v_y = \frac{v_n \sin^2 \theta}{\pi - \theta}. \quad (61)$$

Лінії течії, що заходять в область від'ємних значень x , мають точку перетину, про що свідчить зміна знаку в складовій швидкості v_x в інтервалі $x < 0$, а наявність точок перегину зумовлює конфігурацію ліній течії. У точці перегину $v_x = 0$. Із цієї умови знаходимо координату y_n точок перегину ліній течії потоку від джерела-свердловини в залежності від x :

$$y_n = \pm \sqrt{\frac{q}{2\pi v_n} x - x^2}, \quad (62)$$

або

$$y_n = \pm \sqrt{x_A x - x^2}. \quad (63)$$

Останні вирази завжди дійсні, так як $x_A x > x^2$, бо $|x_A| > |x|$.

Оцінка якості змішаних вод. При перетіканні вод між пластами вода, яка виходить із природного (чи штучного джерела), безсумнівно, так чи інакше змінюється внаслідок

змішування в стоку-пласті, хімічним (солевмістом, іонним складом, лужністю і жорсткістю, вмістом токсичних речовин, вуглеводнів в т.д.), фізичним (вмістом завислих частинок, запахом, присмаком, кольоровістю) і санітарно-біологічними (бактеріями та вірусами) показниками [14].

Води природні і техногенні цих пластів можуть бути в першу чергу різної мінералізації і різних генетичних типів за В. О. Суліним – сульфатно-магнієві (зона вільного водообміну), гідрокарбонатно-натрієві (зони вільного і утрудненого водообміну), хлоридно-магнієві (зона утрудненого водообміну), хлоридно-кальцієві (зона відсутності і утрудненого водообміну) [2]. У зоні вільного водообміну (до глибин 300–700 м) води, звичайно, прісні і слабо мінералізовані із вмістом переважно атмосферних газів (азоту, кисню, діоксиду вуглецю), а у зоні утрудненого водообміну (на глибинах 500–1500 м) залягають води різного типу з більшою мінералізацією (5–10 г/л), в яких розчинені гази мішаного (азотовуглеводневого і вуглеводневого азотного) складу. Води зон застійного режиму (на глибинах 1500–4000 м і більше) мають підвищену температуру (40–100°C) і високо мінералізовані (десяти-перші сотні грамів на літр). Зміна якості води в природному джерелі буде визначатися витратою солоних (техногенних) вод q , тобто вод котрі перетікають, у загальному дебіті цього джерела q_d .

Витрату солоних вод q можна оцінити або за зміною вимірюваного загального дебіту джерела до і після перетікання, або з використанням функції течії $\Psi(x, y)$, записавши потік води через довільну криву L у площині x, y через різницю значень функцій течії на кінцях цієї кривої, тобто:

$$q(x, y) = \int d\Psi = \Psi(x_2, y_2) - \Psi(x_1, y_1), \quad (64)$$

де (x_1, y_1) і (x_2, y_2) – початкова і кінцева точки кривої L .

Витрату солоних вод за цією формулою можна визначити, якщо початкові (x_1, y_1) і кінцеві (x_2, y_2) координати розглядати як координати точок межі розділу природних і технічних вод, тобто за шириною фронту техногенних вод, які надходять у природне джерело.

А. Н. Огільві показав, що при змішування двох різних вод – першої (умовно назвемо прісної) і другої (солоні) – хімічний склад води-суміші підпорядковується прямолінійному рівнянню вигляду $s = af + b$ де s і f – вміст двох яких-небудь складових частин в заданому об'ємі води; a і b – параметри, постійні для всієї групи водо-сумішей [11].

На основі цього рівняння побудовано для визначення складу води-суміші так звану діаграму змішування. Діаграма змішування представляє собою графіки довільного масштабу, по осі абсцис відкладається частка кожної із змішуваних вод у складі суміші, розпочинаючи від 100 % вмісту першої води до 100 % другої води. Із крайніх точок, які відповідають змішуваним водам, проводять дві вертикальні лінії, на яких відкладають величини вмісту різних компонентів, для першої води – по лівій лінії, для другої – по правій. Точки однакових компонентів (іонів N_a^+ , C^{2+} , M_d^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} і т.д.) з'єднують прямими лініями, які показують вміст даного компонента на всьому діапазоні змішування.

Використовуючи діаграму змішування і знаючи хімічний склад води-суміші, не трудно визначити пропорцію вмістів змішуваних вод. Вона буде відповідати абсцисі тої точки прямої вмісту якого-небудь компонента, ордината якого рівна вмісту цього компонента в суміші.

Інколи зручніше використовувати діаграми, по осі абсцис яких відкладається мінералізація вод (чи інші параметри) та їх сумішей.

А. Р. Ахундов запропонував формулу для визначення пропорції двох змішуваних вод у складі води-суміші:

$$q \frac{(x, y)}{q_d} = \frac{c(x, y) - c_o}{c_1 - c_o}, \quad (65)$$

де $c(x, y)$, c_0 , c_1 – вміст якого-небудь компоненту відповідно у солоній воді, у прісній воді та у воді-суміші. Нагадаємо, що тут q_d – загальна витрата води-суміші (із розрахунку на 1 м товщини стоку-пласта), що надходить у природне джерело.

Для підвищення точності визначення можна брати вміст вихідних вод у суміші не по одному компоненту іонно-сольового складу, а по всіх головних компонентах і знаходити як середньоарифметичну величину по окремих компонентах (хлору, натрію, барію і т.д.).

Відмітимо, що такий розрахунок пропорцій змішуваних вод можливий лише в такому випадку, якщо при цьому не відбувається випадання осадів або виділення газів внаслідок хімічних реакцій. Так, при змішуванні несумісних вод аніони Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} внаслідок взаємодії можуть давати тверді погано розчинні осадки – сульфати із катіонами Ca^{2+} (гіпс або ангідрит у вигляді осаду), стронцію Sr^{2+} (целестин), барію Ba^{2+} (барит) та карбонати із катіонами Ca^{2+} (кальцит) і магнію Mg^{2+} (магнезит), а при утворенні карбонатів ще й виділяється газ – діоксид вуглецю CO_2 .

Напрямки екологічного захисту підземних питних (чи мінеральних) вод від забруднення внаслідок перетікання. До належних охорони підземних вод входять прісні води, мінеральні лікувальні води, мінеральні промислові води, термальні води. Задачі раціонального водокористування підземних вод насамперед вимагають їх охорони від забруднення (в стоку-пласті) і виснаження (у пласті, з якого перетікає чи відбирається вода). Виснаження підземних вод відбувається міжпластових перетіканнях, самовиливаннях на поверхню, порушеннях правил і режиму буріння свердловини, розробці нафтових і газових родовищ як без підтримування пластового тиску, так і з підтримуванням, а також при порушенні гідродинамічної рівноваги в геологічному середовищі та між поверхнею Землі і геологічним середовищем [4]. В основах водного законодавства [14] і в галузевих нормативних документах юридично закріплено основні принципи екологічної політики, зокрема і щодо захисту підземних вод. Ми акцентуємо увагу тільки на питаннях, пов'язаних із міжпластових (зверху чи знизу) перетіканнями вод.

1 Перед будь-якими роботами, пов'язаними із прониканням в геологічне середовище (в літосферу) на будь-яку глибину (починаючи від приповерхневих шарів, наприклад, при копанні котлованів) необхідно скласти реєстр можливих джерел забруднення підземних вод.

2 Різними методами виявляти можливі канали перетікання води, витікання води на поверхню (з аналізом її властивостей і складу).

3 Виконувати ретельний і постійний гідрогеологічний моніторинг.

4 Виявлені канали перетікання вод негайно ліквідувати (у разі фізичної можливості, наприклад канали неякісно пробуреної свердловини).

5 У випадку перетікання некондиційної води (чи нафти) створити умови для усунення перетікання (наприклад, при заводненні нафтового родовища) або для відбору некондиційної води відносно інших, придатних для водоспоживання.

Висновки.

1 Міжпластові перетікання вод різного хімічного складу та із різними фізичними і санітарно-біологічними властивостями, без сумніву, можуть спричинювати як їх забруднювання, так і зубожіння запасів.

2 Міжпластові перетікання розглянуто як гідродинамічну задачу.

3 Перетікання води (названо її техногенною) у пласт природної (тобто не порушеної в процесі діяльності людини) можливо за наявності перепаду зведених тисків (зведених до одної площини порівняння), каналів перетікання та гідравлічної відкритості (аккумуляційної здатності) стоку-пласта. Виконано аналіз цих умов.

4 Гідродинамічну характеристику потоків природної води і техногенної води досліджено їх структурою (гідродинамічною сіткою) потоку в стоку-пласті із використанням методу комплексного потенціалу (на основі спряжених функцій потенціалу і течії) і методу суперпозиції. Виконано аналізи структури потоків для трьох випадків – відсутності перетікання, відсутності потоку природної води і наявності потоків природної і техногенної вод. Подано приклади розрахунків і структур потоків.

5 Розглянуто методи розрахункової оцінки якості змішаних вод, у першу чергу за іонним та мінеральними складами.

6 Сформульовано напрямки екологічного захисту підземних вод щодо негативної зміни їх якості.

7 Перспектива подальших досліджень пов'язується із дослідженням потоків за інших граничних умов і з деталізацією напрямків екологічного захисту підземних вод

Література

- 1 Бойко В. С. Підземна гідрогазомеханіка / В. С. Бойко, Р. В. Бойко. – Львів : Апріорі, 2007. – 452 с.
- 2 Бойко В. С. Розробка та експлуатація нафтових родовищ / В. С. Бойко. – Київ: Міжнародна економічна фундація, 2008. – 488 с.
- 3 Бочевєр М. Ф. Основы гидрогеологических расчетов / М. Ф. Бочевєр, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков. Москва: Недра, 1969. – 368 с.
- 4 Воды нефтяных и газовых месторождений СССР / Под ред. Л. М. Зорькина. – Москва: Недра, 1989. – 382 с.
- 5 Гальперин А. М. Гидрогеология и инженерная геология / А. М. Гальперин, В. С. Зайцев, Ю. А. Норватов. – Москва: Недра, 1989. – 383 с.
- 6 Гольдберг В. М. Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах / В. М. Гольдберг. – Москва: Недра, 1976. – 153 с.
- 7 Голубева О. В. Курс механики сплошных сред / О. В. Голубева. – Москва: Высшая школа, 1972. – 368 с.
- 8 Гусейн-заде М. А. Упругий режим в однопластовых и многопластовых системах / М. А. Гусейн-Заде, А. К. Колосовская. – Москва: Недра, 1972. – 456 с.
- 9 Жернов И. Е. Динамика подземных вод / И.Е. Жернов. – Киев: Вища школа, 1982. – 324 с.
- 10 Карцев А. А. Нефтегазовая гидрогеология / А. А. Карцев, С. Б. Вагин, В. П. Шургин. – Москва: Недра, 1992. – 208 с.
- 11 Кашавцев В. Е. Предупреждение солеобразования при добыче нефти и газа / В. Е. Кашавцев, Ю. П. Гаттенбергер, С. Ф. Люшин. – Москва: Недра, 1985. – 215 с.
- 12 Краснов М.Л. Функции комплексного переменного. Операционное исчисление. Теория устойчивости / С. Л. Краснов, А. И. Киселев, Г. И. Макаренко. – Москва: Наука, 1981. – 304 с.
- 13 Толстой М. П. Геология и гидрогеология / М. П. Толстой, В. А. Малыгин. – Москва: Недра, 1988. – 318 с.
- 14 Яковлев С. В. Рациональное использование водных ресурсов / С. В. Яковлев, И. В. Прозоров, Е. Н. Иванов, И. Г. Губий. – Москва: Высшая школа, 1991. – 400 с.

© В. С. Бойко,
О. М. Мандрик,
А. І. Зельманович

*Надійшла до редакції 30 листопада 2017 р.
Рекомендував до друку
докт. техн. наук Я. М. Семчук*