

УДК556.332.5:556.324:556.3.04

DOI: 10.18524/2303-9914.2021.2(39).246202

О.Л. Шевченко¹, д. геол. наук, гол. наук. співроб.**А.Д. Скорбун**², д. техн. наук, гол. наук. співроб.**Д.В. Чарний**³, д. техн. наук, ст. наук. співроб.¹Український гідрометеорологічний інститут

НАН та ДСНС України, пр. Науки, 37, Київ, 03028

shevch62@gmail.com, [http:// orcid.org/0000-0002-5791-5354](http://orcid.org/0000-0002-5791-5354)²Інститут проблем безпеки атомних електростанцій НАН України,вул. Кірова, 36-а, м. Чорнобиль, Київська обл., 07270, anskorbun@gmail.com³ДУ «ІГНС НАН України», просп. акад. Палладіна, 34-А, м. Київ-142, 03680,dmitriych10@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-4632-0558>

ПІДПОРЯДКОВАНІСТЬ КОЛИВАНЬ РІВНІВ ҐРУНТОВИХ ВОД В БАСЕЙНІ Р.ПІВДЕННИЙ БУГ КЛІМАТИЧНИМ ЗМІНАМ

Для зон розвантаження ґрунтових вод до річки Південний Буг (Вінницька та Хмельницька області України) виділено багаторічні етапи та закономірності в режимі рівнів ґрунтових вод, пов'язані із змінами клімату. Проаналізовано зміни характеру впливу зростаючої температури на умови живлення ґрунтових вод по виділених етапах загальною тривалістю більш ніж 40 років. Ступінь зв'язку коливань РГВ з режимоформуючими чинниками визначено статистичними методами: вейвлет-аналізом та множинним кореляційним аналізом. 1989 рік, який пов'язують з початком найбільш помітних змін клімату в Україні, є також поворотним для режиму ґрунтових вод, що проявляється в екстремумах інтегральних кривих РГВ, змінах 5–6 річної циклічності на 7–8 річну тощо. До цього, у 1982–1983 рр. відбувся перехід від статистично передбачуваних змін режиму РГВ до гіпервипадкових (важко передбачуваних) змін. За результатами вейвлет-аналізу та множинного кореляційного аналізу встановлено тісний зв'язок між змінами РГВ та температури повітря. З роками цей зв'язок посилюється.

Ключові слова: рівні ґрунтових вод, режим, температура, зміни клімату, циклічність, атмосферні опади, вейвлет-аналіз.

ВСТУП

Аномальні зниження рівнів ґрунтових та напірних підземних вод, які спостерігались в Україні протягом 2014–2019 рр., відбувались та відбуваються і у багатьох регіонах планети (Taylore^{et al.}, 2013; Dengetal., 2018; Yangetal., 2021; Стан, 2020). Здебільшого їх пов'язують із впливом глобального потепління та зменшенням кількості атмосферних опадів. Проте, зважаючи на нещодавні широкомасштабні підтоплення територій України наприкінці минулого-початку нинішнього століття, цілком логічними можуть бути й припущення щодо тимчасовості як посухи так і перезволоження, що обґрунтовується закономірною

циклічністю або послідовними змінами маловодних та багатоводних періодів. Наприклад, у верхів'ях та середній частині басейну річки Південний Буг помітні зміни в режимі ґрунтових вод відбулись після 1989 р., з яким пов'язаний перший за весь період спостережень з 1936 р. (метеостанції Гайсин, Любашівка та ін.) перехід середньомісячних температур лютого до позитивних значень. Внаслідок підвищення середньої зимової температури на $1,2^{\circ}\text{C}$ за період 1990–2012 рр. середні рівні ґрунтових вод (РГВ) зимового сезону зросли на 67 см порівняно із середніми РГВ періоду 1950–1989 рр. На нашу думку, причини широкомасштабних підтоплень, на з'ясування і обмеження яких було спрямовано багато наукових програм, зусиль та коштів, слід шукати переважно у кліматичних змінах. Цілком вірогідно, що тривале підтоплення а також сучасна гідрогеологічна посуха є лише полярними наслідками одного, поки що незворотного процесу – підвищення температури повітря. І ці події не вкладаються у звичне наслідування багатоводних та маловодних циклів. Аналізуючи характер розподілу внутрішньорічних температур та поверхневого стоку за 80-ті – 90-ті роки минулого сторіччя легко дійти висновку, що зміни водного балансу та режиму річкового стоку на той час відбувались під впливом поступового підвищення температури зимового періоду та перерозподілу атмосферних опадів впродовж року. Зимові відлиги, що почастишали у 90-ті роки, призвели до збільшення інфільтраційного живлення ґрунтових вод. Поповнення їх запасів і підвищення рівня відбувалось інтенсивніше, ніж розвантаження, утруднене не лише у зв'язку із природною слабкою дренаваністю територій, а й внаслідок їх забудови, зарегулювання річок, відсутності дренажу. Ґрунтовність таких міркувань цілком підтверджується збільшенням зимового меженого стоку та зменшенням весняного повеневого стоку річок (Джамалов и др., 2015; Жовнір, 2019, Кущенко та ін., 2019); хронологічними графіками змін РГВ та рівнів перших від поверхні напірних підземних вод (Шевченко та ін., 2019).

Метою даної роботи є пошук доказів тому, що рушійною силою або головним чинником змін у режимі рівнів ґрунтових вод є підвищення температури приземного шару повітря та пов'язані із цим гідрометеорологічні події (відлиги, посухи, короткочасні зливи тощо), які вплинули на внутрірічний перерозподіл опадів, живлення ґрунтових вод та поверхневий стік.

ОБ'ЄКТИ, МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Найбільш вразливими до кліматичних змін на нашу думку є ґрунтові води у лісостеповій та лісовій або Поліській зонах України, оскільки в природних умовах степової зони рівні здебільшого перебувають на достатній глибині (5–10 м) для того щоб не проявляти помітної реакції на підвищення температури або нестачу опадів, а отже і на можливе зростання випаровування. У лісостеповій зоні України та в тих ландшафтах степової зони, де РГВ лежать близько до поверхні, дуже чітко проявляється вплив посухи на режим рівня по очевидних аномальних зниженнях РГВ (рис. 1 а, б).

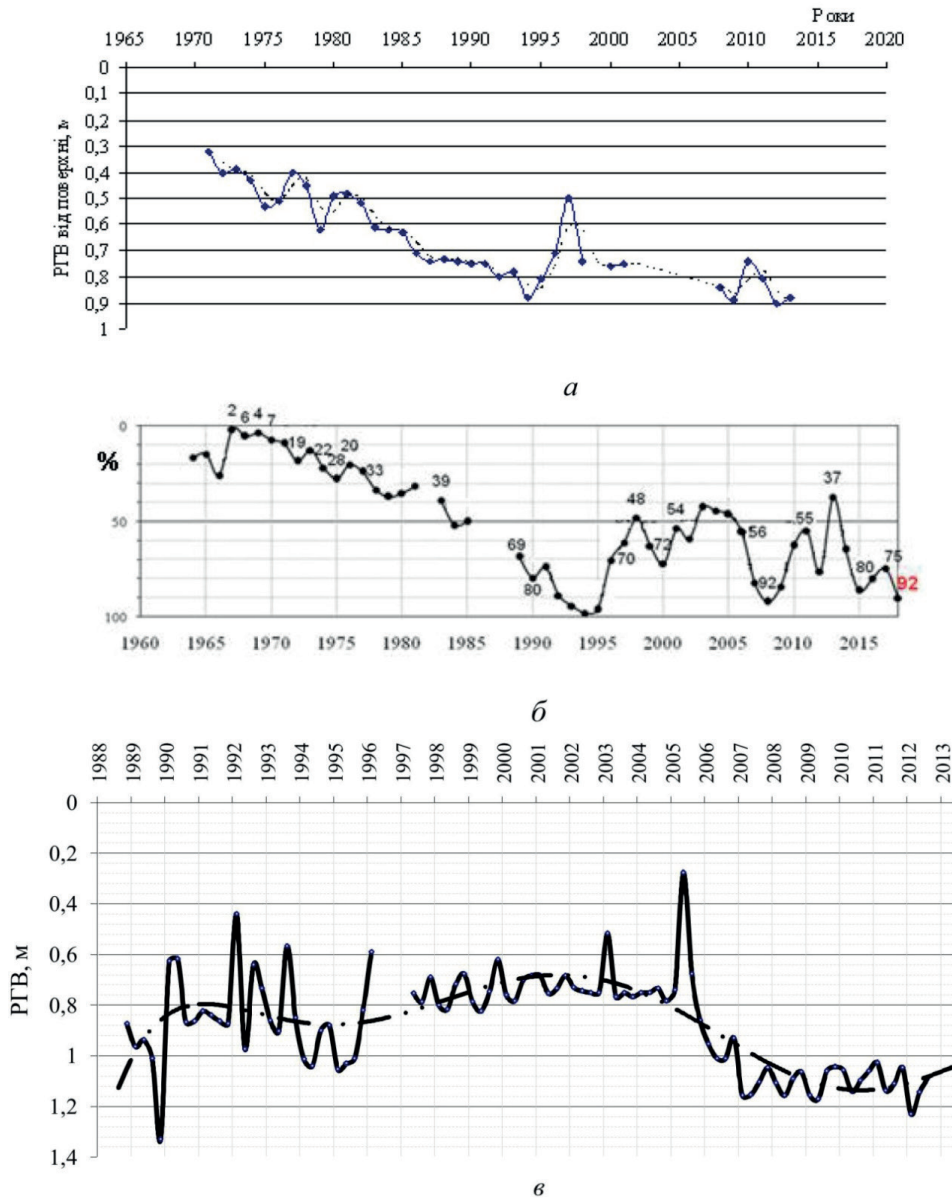


Рис. 1. Багаторічний хід мінливості РГВ у водоносних горизонтах (пунктирна лінія – згладжуючий фільтр): а – в алювіальних відкладах голоцену (свердловина № 13–205 в басейні р. Інгул, м. Кропивницький); б – у четвертинних відкладах по свердловині № 408 с. Веселе Миколаївського району Одеської області, басейн р. Тилігул, – у відносних середньорічних рівнях (% відносного положення рівня); в – у св. № 142 в басейні р. Півд. Буг, смт Криве Озеро, Миколаївська обл. На ділянках пропусків дані відсутні (заміри не проводились).

З графіка на рис. 1в видно, що багатоводний цикл 1996–2005 рр. змінився маловодним (2006–2013 і далі), проте середні рівні під час цього циклу істотно нижчі за середні рівні маловодного етапу 1985–1995 рр. На інших ділянках теж проглядається загальний тренд до поглиблення гідрогеологічної посухи на сучасному етапі. З чого випливає, що вплив певних чинників під час 2006–2015 рр. був більш потужним, або самі чинники істотно змінились. До таких чинників у першу чергу належить температура приземного повітря, що буде доведено нижче.

Для досліджень було обрано режим ґрунтових вод на ділянках водозбору р. Південний Буг в м. Хмільник (рис. 2), де хід РГВ не виглядає надто загрозливим (рис. 3) порівняно з попередніми прикладами (рис. 1).

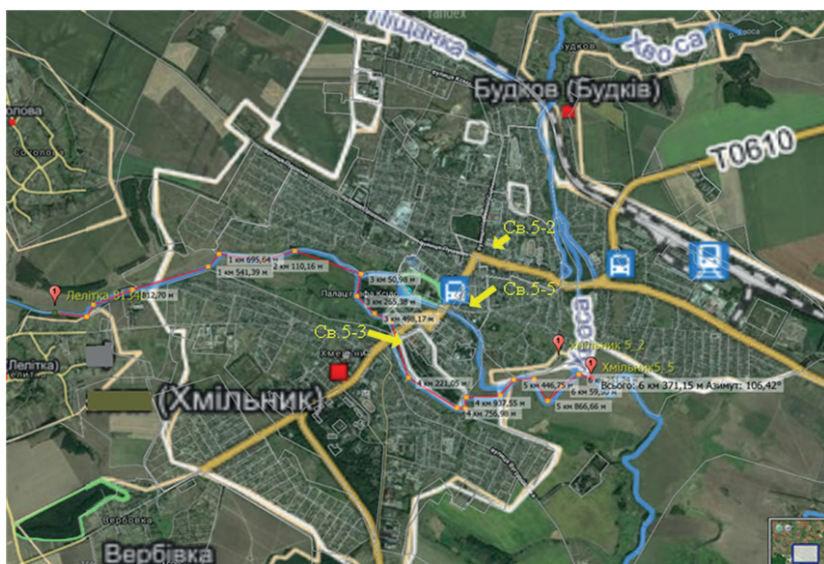


Рис. 2. Карта розташування спостережних свердловин на ґрунті (№№ 5–3, 5–5) та напірні (№ 5–2) підземні води в м. Хмільник Вінницької області.

Це дозволяє вивчати зміни в режимі РГВ більш неупереджено, тобто перевірити гіпотезу про відсутність вирішального впливу кліматичних змін, враховуючи міркування про циклічність і оберненість змін та наявність лише локальних знижень рівнів, що можуть бути викликані надмірним водовідбором. До того ж, можливо, це дасть змогу виявити чинники, які забезпечують відносну стійкість режиму водообмінної системи в умовах «гідрогеологічної посухи» (Fanetal, 2007; Mishra & Singh, 2010). На першій з ділянок (свердловина № 5–3, що на острові), водоносний горизонт голоценових алювіальних відкладів заплави представлений жовтими різнозернистими, з прошарками крупнозернистих, пісками та супісками, режим водоносного горизонту прирічковий (85 м від річки). Свердловина № 5–5, що знаходиться на першій лівобережній надзаплавній терасі, має глибину

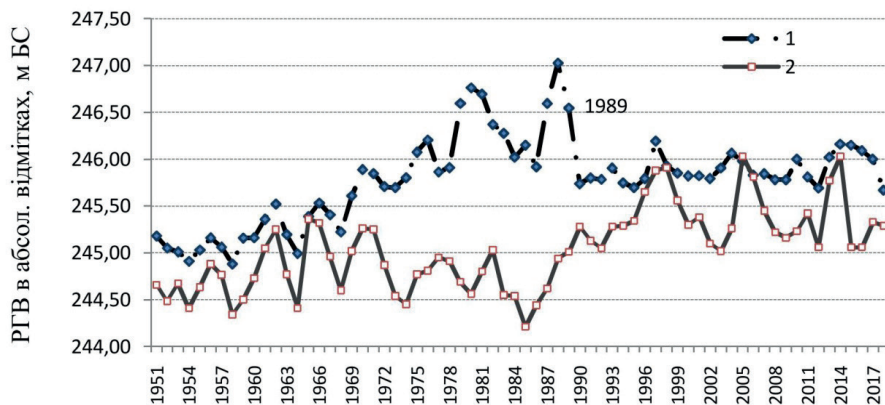


Рис. 3. Рівні ґрунтових вод на острівній (свердловина № 5–3) (1) та лівобережній (свердловина № 5–5) (2) ділянках в створі спостережних свердловин м. Хмільник за період 1951–2018 рр..

7,3 м і відстань до річки 136 м, водомісткі породи представлені пісками крупнозернистими, місцями з прошарками супісків і суглинків, режим терасового типу (Ковалевський, 1973), хоча у 80-ті роки минулого сторіччя проявлявся вплив на РГВ режиму річки.

Для аналізу багаторічних показників режиму РГВ використано дані гідрогеологічного моніторингу Державної геологічної служби, гідрометеорологічних показників – дані Українського гідрометеорологічного інституту НАНУ та ЦГО ім. Срезневського ДСНС України.

Для виявлення тісноти зв'язку між змінами в характері коливань РГВ та режимоформуючими чинниками (температурою повітря, опадами, режимом поверхневого стоку) використано метод вейвлет-аналізу (Grossmann & Morlet, 1984; Астафьева, 1996) за допомогою якого також було виділено час виникнення і тривалість різних циклічностей та зв'язок між ними. Для встановлення ступеню залежності коливань РГВ від режимоформуючих чинників використано модульні блоки системи «STATISTICA» (STATISTICA, 2018). Оцінка статистичної стійкості даних РГВ проводилася за розробленою в роботах (Горбань, 2011, 2011 а) методикою, заснованою на розрахунку параметрів, що характеризують порушення статистичної стійкості на кінцевому інтервалі спостережень.

Слід зауважити, що сезонна та річна динаміка коливань РГВ обумовлюється значною мірою видатковими складовими балансу (бічні витрати до області розвантаження, перетікання вниз, випаровування). Проте, для вивчення умов формування запасів підземних вод з метою їх практичного використання нам необхідно шукати зв'язки між чинниками живлення та їх відображенням в динаміці РГВ. Прибуткові та витратні складові пов'язані як з динамічними кліматичними, біологічними (транспірація рослинами в різні фази їх розвитку), гідрогеологічними, так і з місцевими сталими геоморфологічними та геологічними

чинниками (умовами). Коли на останні накладається дія мінливих геофізичних процесів, полів та явищ виникають напружено-деформаційні стани порід, що викликають значущі переміщення мас води в ненасиченій та насиченій зонах, які приводять до помітних коливань РГВ (Шевченко та ін., 2016).

Добові коливання неглибоких РГВ, що звісно відрізняються меншою дисперсією та амплітудою, ніж міжсезонні, можуть бути спричинені низкою динамічних чинників фізичної (в т.ч. метеорологічні) та біологічної природи. Серед таких чинників можна виділити: чергування процесів заморожування та розморожування (Gribovszki et al., 2006); добовий цикл поглинання води рослинністю (Gribovszki et al., 2010); зміни знаку та величини заряду електромагнітного поля ґрунтового покриву під впливом сонячної радіації та зовнішніх електричних сил (напруженості електромагнітного поля приземної атмосфери), що в першу чергу впливає на напрямок руху пароподібної води (Бублясь та ін., 2008), зміни атмосферного тиску та ін. На коливаннях рівнів підземних вод в районах поширення скельних і напівскельних порід позначається зміна ритмів стискання-розтягування порід, що фіксується за ступенем розкриття тріщин (Шестопапов, Бублясь, 2016). Ці коливання, як і деформаційні ритми, мають спільний чинник – зміну швидкості обертання Землі.

Отже тип режиму ґрунтових вод визначають сталі місцеві чинники (приуроченість до певного ландшафту, характер водообміну з іншими водоносними горизонтами), а напрямок та інтенсивність коливань РГВ – динамічні чинники. Встановити ступінь їх впливу на РГВ *можна лише окремо*: для визначення ролі динамічних чинників порівнюють характер сезонних, річних коливань РГВ та величини питомого підземного стоку до річки в межах однієї невеликої однорідної ділянки водозбору за тривалий період; а для визначення впливу сталих чинників порівнюють кілька ділянок у різних ландшафтних, проте однакових погодних умовах за один рік.

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

За хронологічними графіками коливань РГВ на різних глибинах в районі м. Хмільник Вінницької області добре видно (рис. 3), що чим менше розрив між рівнями в двох свердловинах, тим більш синхронними є їх коливання, і навпаки, чим більша різниця РГВ, тим більше між собою відсуваються екстремуми в часі, звісно, із запізненням на більшій глибині. Так, мінімум 1973 року для вищих рівнів (свердловина № 5–3, водоносний горизонт у сучасних алювіальних відкладах) змістився у свердловині № 5–5 (водоносний горизонт у верхньочетвертинних і сучасних алювіальних відкладах першої лівобережної надзаплавної тераси) на один рік; максимум 1976 року – теж на рік, але ще й подовжився до 1978 р. За різниці у рівнях близько 1,4–1,8 м мінімум та максимум підйому рівня більшої глибини спізнюється на 2 роки. З наближенням рівнів після 1995 р., коливання їх стають більш синхронними і запізнення піків максимумів повертається до терміну в 1 рік. Можна помітити також, що цикли водності для різних глибин

зміщені в часі: для РГВ 1,0–2,5 м (св. № 5–3) багатководний етап тривав приблизно з 1975–1976 по 1989 рр., для РГВ 2,7–4,5 м (св. № 5–5) – з 1989 по 2014 рр. Ці закономірності важливі для подальшого аналізу та висновків.

Для виділення одноманітних за трендом періодів в режимі РГВ та переламних років, що можуть кореспондуватись із істотними метеорологічними змінами, побудовано різниці інтегральні криві, що відображають багаторічні зміни відношення відхилення модульного коефіцієнту ($K-1$) від середнього модульного коефіцієнту $K=1$ до коефіцієнту варіації (Cv). На них добре виділяються два тривалих етапи – зниження та підйому (рис. 4). Переламна точка (екстремум), що розділяє ці два етапи для РГВ по свердловині № 5–5 (середньобагаторічне значення РГВ 3,65 м від поверхні) припадає на 1989 рік (рис. 4, лінія 2). Для свердловини № 5–3 (середньобагаторічний РГВ = 1,76 м) цей рік започатковує третій етап, який виділяється за помітним переламом кривої підйому (рис. 4, лінія 1). Цілковито обумовленими є зміни цієї інтегральної кривої і у попередній період. Так, падіння кривої припиняється у 1969 р., який започаткував фазу зниження значень температури повітря періоду літньо-осінньої межени (Жовнір, 2019), тобто припинення значного випаровування з РГВ.

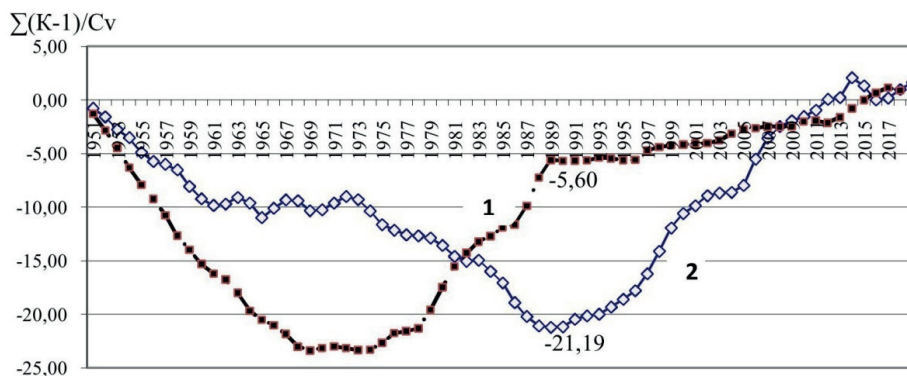


Рис. 4. Різницеві інтегральні криві по РГВ в свердловинах №№ 5–3 (1) і 5–5 (2) в м. Хмельник Вінницької області на період 1951–2019 рр.

1989 р., від якого починається період високих РГВ для св. № 5–5 (багаторічні РГВ в межах 2,5–4,3 м) (рис. 3,4), відзначився, окрім вищевказаного, також абсолютним багаторічним максимумом температури повітря в грудні місяці (Осадчий та ін., 2013; Шакірзанова, Казакова, 2015). Після цього, приблизно до 1995 рр. тривав період інтенсивного зростання зимових температур повітря та незначне зниження (до 1993 р.) температур літньо-осінньої межени відносно норми, що супроводжується повільним підйомом інтегральної кривої. З уповільненням інтенсивності зростання температур зимового сезону та зростанням літніх температур крива приймає форму полицьки (2002–2004 рр.), проте в проміжку 2005–2007 рр. круто здійснюється, що можна пов'язати із підвищеною

кількістю літніх опадів, – середнє значення за 4 роки (2004–2007) – 342,7 мм за середньобогаторічних літніх значень 265,4 мм; зимових опадів – 114,6 мм, за середньобогаторічних – 107,6 мм.

Натомість інтегральна крива для ґрунтових вод з РГВ 0,5–1,5 м, що дренуються малими притоками Південного Бугу, зокрема р. Згар, мають позитивний екстремум у 2006–2007 рр., що збігається з початком фази «пониженого стоку» річок басейну р. Південний Буг на час літньо-осінньої межені. Цей період (межінь) має визначальний вплив на формування не лише стоку за теплий період (Жовнір, 2019), але й загального річного стоку. Отже режим ґрунтових вод у верхів'ях малих річок значною мірою визначається режимом річки.

На форму інтегральної кривої найбільший вплив повинен створювати характер багаторічних змін рівнів і, перед усе, – інтенсивність та тривалість основних та другорядних *циклів* коливань рівня (Коноплянцев, Семенов, 1979). Оскільки свердловини №№ 5–5 і 5–3 знаходяться на різних гіпсометричних рівнях (друга нижче), на різній віддаленості від річки (перша – на лівому березі; друга – на острові, на 50 м ближче), мають істотно різний середньобогаторічний РГВ, тобто, очевидно мають різний тип режиму, а отже і різні домінуючі режимоформуючі чинники, то і характер інтегральних кривих у них відрізняється (рис. 4). Вважається, що для РГВ 1,0–2,0 м провідним режимоформуючим чинником є температура повітря, а для глибин 3,0–4,5 м – атмосферні опади (Ковалевский, 1973).

Для виділення тривалих періодів регулярної циклічності виконано вейвлет-аналіз даних РГВ, завдяки чому для всіх спостережних свердловин з непорушеним або слабопорушеним режимом у верхній частині басейну р. Півд. Буг вдалось виявити незвичну 7–8 річну циклічність коливань РГВ (Shevchenko et al., 2020), яка не співпадає із тривалістю сонячних циклів (11 років). Зокрема, для свердловини № 5–5 така циклічність найбільш чітко простежується знову ж таки приблизно з 1989 р. (рис. 5, навпроти нижньої стрілки), який вже згадувався як переламний для інтегральних кривих. Саме його за багатьма ознаками визнано роком початку найбільш значущих кліматичних змін в Україні (Степаненко та ін., 2015). До 1972 р. добре витримувалася 5 річна циклічність, яка з 1972 по 1989 рр. «зсунулася» до 7–8 річної. «Сонячна» 10–11 річна циклічність проявилась лише на час маловодного періоду 1972–1988 рр. (рис. 3), тобто як раз на час переходу від 5–6 річної до 8-річної циклічності. Після 2011 р. (750 місяць на періодограмі) 7–8 річна циклічність порушується, що можна пов'язати з реакцією режиму РГВ на початок маловодного періоду (на інтегральних кривих (рис. 4) – наближення та перехід вище «0»), або «посушливої» (Жовнір, 2019) фази.

На періодограмі РГВ по свердловині № 5–3 також виділяються ритми в середньому по $5 \pm 0,6$ років (найбільш чітко з 1961 по 1978 рр.), а ритми у $8,1 \pm 1,0$ років починають простежуватись раніше, ніж для більш глибоких вод (св. № 5–5) – приблизно з 1975 року. Приблизно з цього ж року для даної ділянки розпочався тривалий етап високих РГВ, що закінчився 1989 р. (рис. 3). 1974 рік на заході країни відзначався абсолютним багаторічним максимумом температури повітря

у березні місяці, а 1976 – в грудні, у **1975** році зафіксовано одне з найбільших додатних відхилень середнього максимуму температури січня ($5,2^{\circ}\text{C}$) (Осадчий та ін., 2013). Цілком вірогідно, що саме ці події, які добре узгоджуються із концепцією глобального потепління, призвели до кардинальних змін в режимі неглибоких (РГВ = 1,0...2,0 м) ґрунтових вод та започаткували для них період високої водності. З початком відчутного зростання літніх температур (1996–1998 рр.) **8-річна** циклічність для РГВ на даній глибині (1,76 м) практично зникає (натомість з'являється 11-річна), що знову вказує на вирішальну роль температури приземного повітря у регулюванні режиму та циклічності РГВ ґрунтових вод.

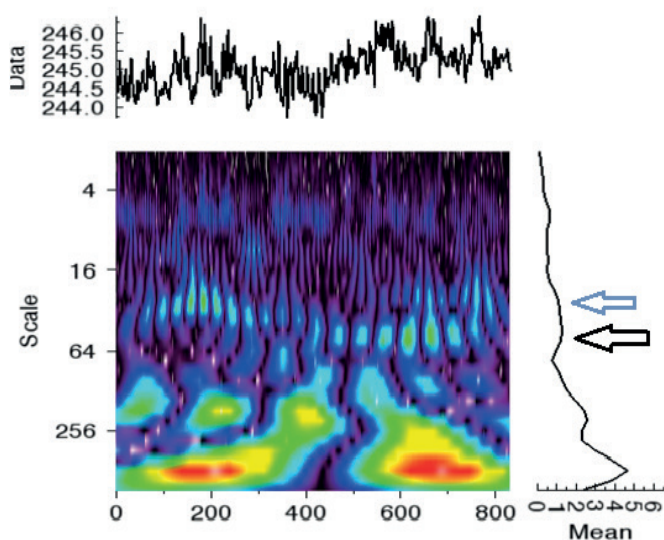


Рис. 5. Вгорі – хронологічний ряд середньомісячних значень РГВ (в абсолютних відмітках БС) в свердловині № 5–5 (м. Хмільник, лівобережжя р. Півд. Буг) за 1950–2020 рр. Під ним – двовимірний періодограма його вейвлет-розкладу. По горизонталі – місяць від початку спостережень. По вертикалі – напівперіод в одиницях горизонтальної осі. Стрілками показано ряди плям, для яких можна достатньо надійно визначити період.

На 1974–1975 та 1988–1989 роки в басейні р. Півд. Буг припадають певні граничні значення температури, які викликали відчутні зміни в режимі РГВ, відповідно, спочатку на середньобагаторічних глибинах 1,5–1,8 м від поверхні (1975 р.), а пізніше (1989 р.) – на глибинах 3,0–4,4 м, призвівши до переходу і закріплення рівнів на вищих відмітках (рис. 3). Проте для інших водозбірних басейнів такі зміни в режимі припадають і на інші дати, по яких слід окремо аналізувати місцеві метеорологічні події.

На водозборах малих приток р. Півд. Буг для ґрунтових вод також характерні близькі до 7-річного циклу із несуттєво меншою тривалістю. Так в басейні р. Соб (м. Липовець, св. № 312 державної мережі гідрогеологічного моніторингу) для РГВ (в межах **3,0–6,0** м за весь період) від початку спостережень у 1988 році встановлено цикли у $6,9 \pm 0,3$ роки, проте після 2013 р. вони практично зникають. Достатньо чіткий цикл у 2,2 роки зникає вже після 1998 року, ще менш тривалим є цикл у 3,9 років (з 2001 по 2011 р.), проте добре проявляється ритм у 26 років (рис. 6, а, ряд нижніх плям). Для РГВ (**0,4–1,8** м) у верхів'ях зарегу-

льованої р. Згар (с. Городище, св. № 8–270) проявляється, та й то недостатньо виразно, циклічність у $7,1 \pm 0,4$ років, ще меншою мірою – у 3,9 років (з 1999 по 2009 р.; спостереження почались у 1986 р.) (рис. 6, б). Помітне зниження РГВ тут почалось з 2007 року.

В басейні р. Остер (Ніжинський район Чернігівської області) також проявилась циклічність у 7,8 років починаючи з 1988 по 2018 р. (закінчення ряду спостережень), при тому що РГВ коливались в межах **7,3–9,5** м від поверхні (св. № 33–621). Для напірних вод в басейні р. Півд. Буг (м. Хмільник), що лежать на ще більших глибинах (**13,5–14,5** м) найбільш витримані 13 річні цикли, в той час як менш тривалі ритми майже не проявляються. Отже, для більш глибоких горизонтів ґрунтових вод з непорушеним режимом фаза позитивного впливу потепління (через збільшення інфільтраційного живлення) триває довше і вони є більш захищеними від негативного впливу, пов'язаного із збільшенням глибини випаровування.

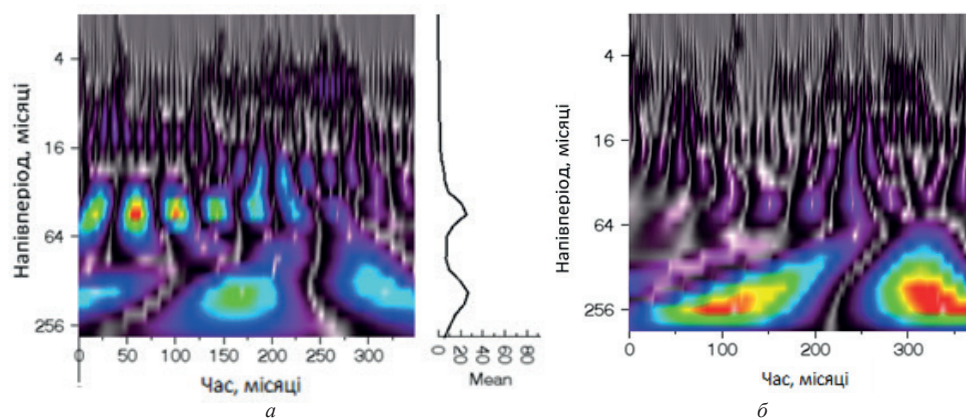


Рис. 6. Періодограми вейвлет-аналізу РГВ по свердловинах в басейнах приток р.Півд. Буг: а – р. Соб (м. Липовець), середні РГВ = 4,3 м; б – р. Згар (с.Городище), середні РГВ = 0,88 м.

Для ґрунтових вод з РГВ **0,5–2,3** м (середні багаторічні 0,94 м) в басейні р. Згар в районі Вінниці (с. Селище, св. № 115) **5-річні** (сонячні) цикли добре проявились у період з 1975 по 1989–1990 рр. (спостереження з 1969 р.), тобто до початку значущого впливу глобального потепління. Важливо відмітити, що **4 річні** цикли є теж не постійними і проявляються для РГВ на тій самій широті в басейні р. Айдар (за РГВ_{сер} = 4,5 м встановлюються з 1972 р.), а також північніше – в басейні р. Снов (РГВ_{сер} = 1,6 м – тривали з 1959 по 1985 р.) і південніше – в басейні р. Оскіл (РГВ_{сер} = 1,1 м – з 1954 до 1979 р.).

Ритми у **12,4–13,0 років** були виділені на періодограмах РГВ різної глибини, як в басейні р. Згар (св. № 115) – з 1982 р. до нашого часу, так і в басейнах річок Остер (з 1970 р. до 2010 р. після чого переходять до 11 річних), Снов (тривали до 1987 р.), Оскіл (до 1993 р.) та ін.

Отже, 5–6 річна циклічність (а подекуди й 11 та 12–13 річна) найяскравіше проявляється у тривалі періоди переважного *зниження* РГВ, а 7–8 річна – під час періодів відносно *високих* рівнів. Спостерігаються й нетривалі ритми іншої періодичності для певних діапазонів РГВ та ритми «перехідного» характеру. Від глибини РГВ залежить реакція ґрунтових вод на вплив зовнішніх чинників і, відповідно, час початку та закінчення 7–8 річної або іншої циклічності. Восьмирічна циклічність, яка *також характерна для температури повітря*, для глибоких вод (>10м) майже не проявляється, з чого можна зробити висновок, що цей вид циклічності (можливо й 4–5 річні цикли) пов’язаний із зовнішніми метеорологічними чинниками, а ритми в 11 (а можливо й їх напівритми у 5–6 років) і більше років – з космічними або ендегенними. Різна тривалість певних ритмів може бути пов’язана з ландшафтними відмінностями, в т.ч. різними умовами дренажності. Роль цих сталих чинників можна встановити шляхом порівняння характеру циклічності для однакових РГВ за однакових кліматичних проте різних ландшафтних умов. Оскільки для такої процедури даних недостатньо проведемо регресійний аналіз для визначення важливості впливу на РГВ так званих динамічних режимоформуючих чинників або змінних: температури, опадів, стоку р. Півд. Буг. Так як вважається, що глобальне потепління почало себе проявляти приблизно з 1980 р. (Хохлов та ін., 2016) обмежимо термін вхідних даних саме цією датою. Окрім того, доцільно виділити етапи за характером мінливості даних. Для цього виконаємо оцінку ступеню порушень статистичної стійкості коливань РГВ. Виконаний *аналіз ступеню гіпервипадковості* щодобових вимірювань РГВ в свердловинах басейну р. Півд. Буг за період 1950–1990 рр. (рис. 7) допоміг виявити часовий перехід від випадкових але статистично передбачуваних змін режиму РГВ до *гіпервипадкових* (важко передбачуваних) змін, який припадає приблизно на 1982–1983 роки. Для порівняння пунктиром показано рівень флуктуацій статистично стійкого процесу з такими ж параметрами (величини середнього та середньоквадратичного відхилення). Флуктуації реальних даних (параметр гіпервипадковості h на нижньому графіку) виходять за межі таких випадкових значень, починаючи з 400 місяця (1983 рік). Отже, вибір 1980 р. для початку аналізу цілком виправданий.

Закінчення першого етапу в режимі РГВ 2,5–4,5 м (св. № 5–5) доцільно пов’язати із завершенням витриманого підйому рівня у 1998 р. (рис. 3). Враховуючи також визначальний вплив на режим РГВ метеорологічних подій 1998 року, закінчення періоду розгалуження 8-річної циклічності температури (1989–2000 рр.) та для врівноваження періодів порівняння, приймемо початок другого етапу з 1999 р.

За результатами множинної кореляції даних першого етапу, навіть за невисоких характеристик моделі (коефіцієнт множинної кореляції $R=0,37$, коефіцієнт детермінації $R^2=0,135$, $p=0,00000035$, $F=11,747$) значення стандартизованих коефіцієнтів змінних свідчать про істотно вищу роль температури повітря, ніж

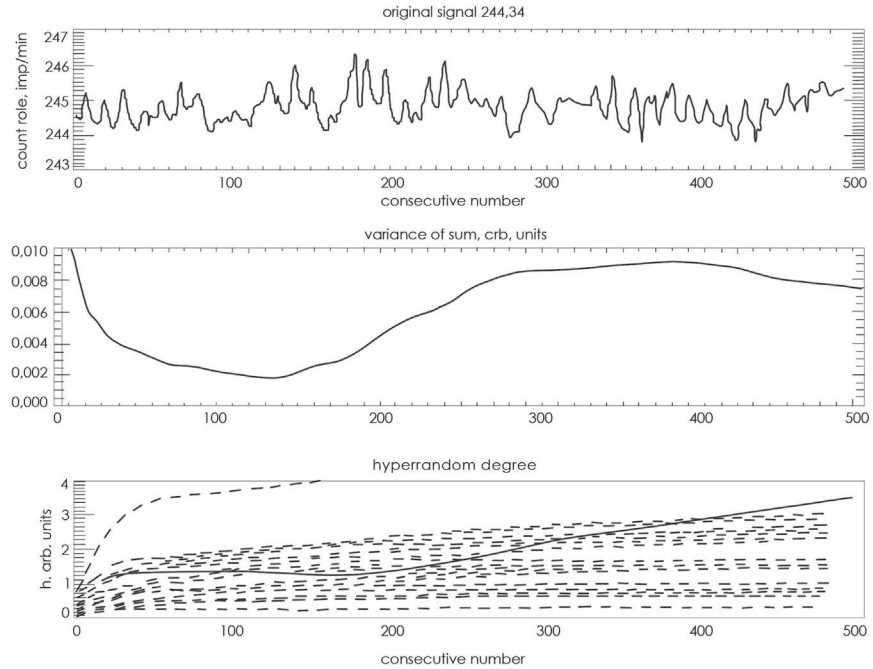


Рис. 7. Аналіз ступеню гіпервипадковості вимірювань рівня ґрунтових вод у свердловині № 5–5 за період 1950–1990 рр., тобто до початку періоду найбільш помітних кліматичних змін (після 1989 р.). З нижнього графіку видно, що суцільна крива, яка описує фактичні події, перекривається випадковими варіантами пунктирних кривих, отже даний період характеризується нормальною статистикою випадкових рядів.

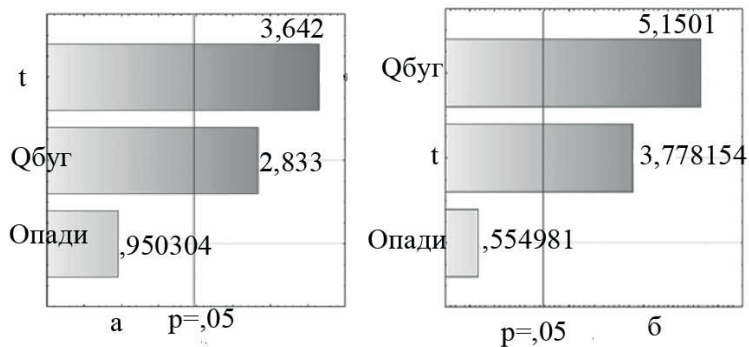


Рис. 8. Діаграми Парето значущості отриманих коефіцієнтів регресійного рівняння, що характеризують ступінь зв'язку між РГВ (2,5–4,5 м від поверхні), опадами, температурою (t) і витратами р. П. Буг на період: а – 1980–1998 рр. (рівняння (1)); б – 1999–2016 рр. (рівняння (2)) за t-критерієм Стьюдента; значення t-критерію визначаються як відношення взятого по модулю коефіцієнта регресії до його стандартної похибки. На діаграмі Парето відображаються значення t відсортовані за їх абсолютною величиною. Вертикальна лінія вказує на мінімальну величину статистично значущих оцінок параметрів, враховуючи поточний критерій статистичної значущості.

інших чинників (рис. 8 а). Рівняння регресійної багатофакторної моделі для РГВ на першому етапі виглядає наступним чином:

$$РГВ = 244,708 + 0,000988 \cdot P + 0,0172 \cdot T + 0,0099 \cdot Q_{\text{Бвз}} \quad (1)$$

де: РГВ – середньомісячні рівні ґрунтових вод, м; P – місячна сума опадів, мм; t – середньомісячна температура, °С; $Q_{\text{Бвз}}$ – середньомісячні витрати річки на посту «с. Лелітка», м³/с.

Другий етап характеризується коливаннями РГВ з амплітудою 1,0 м (рис. 3). З використанням тих самих предикторів РГВ можна визначати з рівняння (2), що має дещо кращі характеристики: $R = 0,402$, $R^2 = 0,16$, $p = 0,00000004$, $F = 13,548$.

$$РГВ = 245,079 + 0,00049 \cdot P + 0,012 \cdot T + 0,0134 \cdot Q_{\text{Бвз}} \quad (2)$$

Для РГВ 2,5–4,5 м від поверхні зростання впливу температури простежується за збільшенням t -критерію Стьюдента з 3,64 до 3,78 на другому етапі (рис. 8 б), хоча ще більше зростає та випереджає вплив температури взаємний вплив режимів поверхневого стоку РГВ. Обумовленість РГВ опадами за останні два десятиріччя стала ще меншою.

За результатами кореляційного аналізу об'єднаного масиву даних з 1980 по 2016 рр. температура за впливом на РГВ лишається на першому місці з t -критерієм 5,61, істотно випереджаючи вплив опадів (0,43). Можна констатувати, що реакція РГВ на температурні зміни є більш швидкою, ніж на зміни кількості опадів. Крім того, саме підвищення температури повітря зменшує ефективність дощових опадів у живленні ґрунтових вод. Тому не слід очікувати швидкого відновлення РГВ там де він опустився нижче 4,0 м, навіть якщо забезпеченість опадів у 2021 р. буде менша за 20%.

Оскільки рівень води та витрати річки мають загальну тенденцію до зниження, відповідна тенденція передається й на РГВ: зниження рівнів води у річках призводить до зростання градієнтів підземного стоку, що позначається на збільшенні його обсягів. При зменшенні загальної кількості опадів (або зменшенні їх надходження до ґрунтових вод внаслідок посилення випаровування) це безумовно призводить до спрацювання запасів ґрунтових вод та, врешті, – до істотного зниженні їх рівня.

Якщо раніше, до початку глобального потепління, РГВ нижче 3,0 м у лісостеповій зоні вважалися практично недосяжними для сонячного тепла, то, починаючи з середини 80-х років минулого сторіччя підвищення температури, як бачимо (рис. 8), позначається на режимі ґрунтових вод вже на глибинах 3,4–4,0 м, що більше характерно для степової зони. Відчутні зміни в режимі ґрунтових вод з рівнями 1,5–2,5 м відбулись приблизно на 10–14 років раніше, – ще у 1975 р., – як вірогідна реакція режиму РГВ та циклічності на додатні відхилення абсолютних багаторічних максимумів зимових температур. Отже глибина залягання РГВ, до якої поширюється вплив температурного чинника на ґрунтові води з часом зростає, на що ми звертали увагу під час аналізу коливань РГВ на різних гли-

бинах (див. рис. 3). Поки що важко передбачити, на яку максимальну глибину пошириться цей вплив за найближчі роки. Проте, якщо використати екстраполяцію тривалості 7–8 річної циклічності на різних глибинах на одній території, то для верхньої частини басейну р. Півд. Буг (район м. Хмільник) така циклічність може проявитися для ґрунтових вод з РГВ 7,0 м в проміжку з 2019 по 2046 рр., а посушливий період, пов'язаний із циклічністю у 4–5 років в басейні річки Соб – з 2012 по 2028 рр. для ґрунтових вод з середньобагаторічними РГВ 2,5 м.

Спектральний аналіз даних положення РГВ в діапазоні значень від 2,5 до 4,0 м методом швидких перетворень Фур'є (рис. 9) також доводить, що на другому етапі (1999–2016 рр.) домінуючу роль має циклічність 4,5–6,0 років (найбільший пік відповідає періодам 54–72 місяці по осі абсцис, рис. 9б), яка характерна для посушливої фази змін клімату. Ця фаза приходить на зміну відносно багатоводного періоду (рис. 9а).

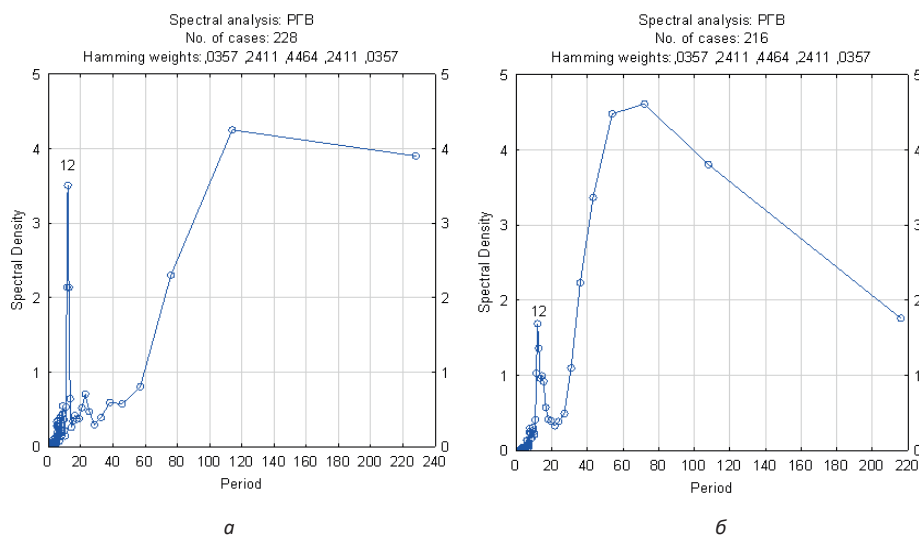


Рис. 9. Спектральний аналіз даних положення РГВ в діапазоні значень від 2,5 до 4,5 м по свердловині № 5–5 методом швидких перетворень Фур'є для етапів: а – 1980–1998 рр.; б – 1999–2016 рр.

Для другого етапу також можна виділити «поворотні» дати, пов'язані з метеорологічними подіями, які помітно вплинули на режим РГВ. Для вищих РГВ (1,0–2,5 м) у верхній частині басейну Південного Бугу такою граничною датою стали 2004–2005 рр., що започаткували порушення 8-річної циклічності опадів, перехід від 7–8 річної циклічності до 11 (як і для поверхневих вод) і 5-річної, а згодом і до маловодного циклу років; для РГВ 2,5–3,5 м – це 2011–2013 роки (порушення 7–8 річної циклічності), що відзначаються зростанням літньо-осінніх температур та деяким зменшенням річної кількості опадів.

ВИСНОВКИ

Глибина залягання РГВ, на яку поширюється вплив температури на ґрунтові води, зросла у верхній частині басейну р. Півд. Буг після 1989 року до 3,5–4,5 м. Ознаки змін режиму ґрунтових вод проявляються за результатами оцінки ступеню порушення статистичної стійкості рядів спостережень за РГВ: перехід від випадкового до гіпервипадкового характеру даних припадає на 1982–1983 рр.

Згідно з виконаним множинним кореляційним аналізом за останні 40 років температура вийшла на домінуючу позицію за впливом на режим ґрунтових вод з РГВ від 2,5 до 4,0 м. Таким чином спростовується традиційне (основане на спостереженнях за РГВ 1950–1970-х років) твердження про те, що режим ґрунтових вод з РГВ 3,0–4,5 м визначається перш за все режимом атмосферних опадів, а вплив температури приземного повітря у лісостеповій ґрунтово-кліматичній зоні поширюється лише до глибини 2,0–2,5 м (максимальна критична глибина).

Екстремуми на хронологічних графіках режиму РГВ та інтегральних кривих пов'язані з аномальними змінами сезонних та місячних температур, які добре асоціюються із проявами глобального потепління. Цілком вірогідно, що саме ці аномальні події (в першу чергу перехід до позитивних значень зимових температур) викликають зміни ритмічності в режимі РГВ (з 5–6 річних циклів на 7–8 річні і навпаки), що може бути використано для прогнозних побудов. Отже, під впливом потепління клімату та змін вологозабезпечення порушуються та змінюються циклічності в режимі ґрунтових вод. З 1975 р. для РГВ 0,5–2,0 м та з 1986 р. для РГВ 2,5–4,0 м, внаслідок зростання температури холодного періоду та посилення інфільтраційного живлення, РГВ піднімався, що супроводжувалось 7–8 річною циклічністю. Поглиблення посухи у верхів'ях басейну р.Півд. Буг з 2003–2004 рр. ідентифікується появою та закріпленням 5–6 річної циклічності для менших, а з 2011–2014 рр. – для більших РГВ, істотним послабленням та зникненням 7–8 річних ритмів в динаміці РГВ.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

- Астафьева Н. М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения. *Успехи физических наук*. 1996. № 166 (11). С. 1145–1170.
- Бублясь В. М., Шестопалов В. М., Бублясь М. В. Электрогеодинамичні явища в атмосфері і літосфері та їх вплив на масообмін. *Вісник Київського національного ун-ту ім. Т. Г. Шевченка. Геологія*. 2008. 44. 67–72.
- Горбань И. И. Теория гиперслучайных явлений: физические и математические основы. К.: Наукова думка, 2011. 320 с.
- Горбань И. И. Статистическая неустойчивость физических процессов. *Известия вузов. Радиоэлектроника*. 2011 а. Т. 54, № 9. С. 40–52.
- Джамалов Р. Г., Фролова Н. Л., Телегина Е. А. Изменение зимнего стока рек европейской части России. *Водные ресурсы*. 2015. т. 42. № 6. С. 581–588.
- Жовнір В. В. Багаторічні коливання характеристик стоку води річок басейну Південного Бугу в період літньо-осінньої межени. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 3 (54). С. 44–46.
- Ковалевский В. С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. Москва, 1973. 152 с.
- Коноплянцев А. А., Семенов С. М. Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод. Москва, 1979. 193 с.
- Кушенко Л. В., Гопцій М. В., Тодорова О. І., Прокоф'єв О. М. Гідролого-генетичний аналіз часових рядів мінімального стоку річок в зоні недостатньої водності України за сучасних кліматичних умов. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 3 (54). С. 51–53.

- Осадчий В.І., Бабіченко В.М., Набиванець Ю.Б., Скринник О.Я. Динаміка температури повітря в Україні за період інструментальних метеорологічних спостережень. Київ, 2013. 306 с.
- Стан підземних вод України у 2019 році. Щорічник. Київ: ДНВП «ГЕОІНФОРМ України». 2020. 129 с.
- Степаненко С.М., Польовий А.М., Лобода Н.С. Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України. Одеса, 2015. 520 с.
- Хохлов В.М., Боровська Г.О., Уманська О.В., Тенетко М.С. Зміна погодних умов на території України в умовах зміни клімату. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. № 17. С. 32–36.
- Шакірзанова Ж.Р., Казакова А.О. Гідрометеорологічні чинники і характеристики весняних водопіль в басейні р. Півд. Буг в сучасних кліматичних умовах. *Вісник Одеського держ. екол. унів.* 2015. № 19. С. 100–105.
- Шевченко О.Л., Бублясь В.М., Коломієць С.С. Основи перенесення вологи в зоні аерації, Навчальний посібник. К.: ВПЦ «Київський університет». 2016. С. 200–223.
- Шевченко О.Л., Чарний Д.В., Шум І.П., Осадчий В.І. Загрози для ресурсів підземних вод, викликані глобальним потеплінням клімату. Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування: мат-ли 6-ї міжнар. наук.-пр. конф. (м. Трускавець. 7–11 жовт. 2019 р.). Київ: ДКЗ, 2019. Т. 2. С. 286–290.
- Шестопалов, В. М., Бублясь, В. Н. О формировании западинно-канальных структур миграции. *Геологический журнал*. 2016. 3 (356), 73–88.
- Deng S., Chen T., Yang N., Qu L., Li M., Chen D. Spatial and temporal distribution of rainfall and drought characteristics across the Pearl River basin. *Sci. Total Environ.* 2018. v.619.P. 28–41.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Kucsara, M. Streamflow characteristics of two forested catchments in Sopron Hills. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*. 2006. 2, 81–92.
- Gribovszki, Z.; Szilagyi, J. and Kalicz, P. Diurnal Fluctuations in Shallow Groundwater Levels and in Streamflow Rates and their Interpretation: A Review. Papers in Natural Resources.978. <https://digitalcommons.unl.edu/natrespapers/978>. *Journal of Hydrology*. 2010. 385. 371–383.
- Grossmann A. and Morlet J. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM J. Math. Anal.* 1984. № 15.P.723–736.
- Fan Y., Miguez-Macho G., Weaver C.P., Walko R. and A. Robock (). Incorporating water table dynamics in climate modeling: 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. *J. Geophys. Res.* 2007. 112. D10125.
- Mishra A. K., Singh V. P. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*. 2010. № 391(1–2). Pp. 202–216.
- Shevchenko O., Skorbut A., Charny D. Seven-year cyclicity manifestations in groundwater mode revealed by wavelet analysis. EAGE Geoinformatics 2020: Theoretical and Applied Aspects – Proceedings 19-th International Conference (11–14 May 2020), art.no. 18148. Conference Paper CiteScore 2020 = n/a. код 163300; Kyiv, 2020. P.1–5.
- STATISTICA. Режим доступу: <http://www.statsoft.com/USA>. 2018.
- Taylor R. G., Scanlon B., Döll P., Rodell M., Van Beek R., Wada Y., Longuevergne L., Leblanc M., Famiglietti J. S., Edmunds M., Konikow L., Green T. R., Chen J., Taniguchi M., Bierkens M. F. P., Macdonald A., Fan Y., Maxwell R. M., Yeh P. J.-F., Allen D. M., Shamsudduha M., Hiscock K., Yeh P. J.-F., Holman I., Treidel H. Groundwater and climate change. *Nature Climate Change*. 2013. № 3. P. 322–329.
- Yang J., Rajanayaka C., Kees L. and Zammit C. Assessing the impact of climate change on groundwater in an area in New Zealand, EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21–3527. 2021.

REFERENCES

- Astafyeva, N. M. (1996). Vevlet-analiz: osnovy teorii i primery primeneniya (Wavelet analysis: basics of theory and examples of application). *Uspekhi fizicheskikh nauk*. 166 (11). 1145–1170. [in Russian].
- Bublyas', V. M., Shestopalov, V. M., Bublyas', M. V. (2008). Elektrogeodynamychni yavyshecha v atmosferi i litosferi ta yikh vplyv na masoobmin. (Electrogeodynamic phenomena in the atmosphere and lithosphere and their influence on mass transfer). *Visnyk Taras Shevchenko National University of Kyiv (Geology)*. 44. 67–72. [in Ukrainian].
- Corban, I. I. (2011). Teoriya gipersluchajnyh yavlenij: fizicheskie i matematicheskie osnovy. (Theory of hyper-random phenomena: physical and mathematical foundations). Kyiv, 320. [in Russian].
- Corban, I. I. (2011a). Statisticheskaya neustojchivost' fizicheskikh processov. (Statistical in stability of physical processes). *Izvestiya vuzov. Radioelektronika*. T. 54, No. 9. 40–52. [in Russian].
- Jamalov, R.G., Frolova, N.L., Telegina, E.A. (2015). Izmenenie zimnego stoka rek evropejskoj chasti Rossii. (Changes in the winter runoff of rivers in the European part of Russia). *Water Resources*, 42, 6, 581–588.
- Zhovnir, V.V. (2019). Bahatorichni kolyvannya kharakterystyk stoku vody richok baseynu Pivdennoho Buhu v period litn'o-osinn'oyi mezheni. (Perennial fluctuations in the characteristics of water runoff of rivers of the

Southern Bug basin during the summer-autumn mezhenni). *Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 3 (54). 44–46. [in Ukrainian].

Kovalevsky, V.S. (1973). *Usloviya formirovaniya i prognozy estestvennogo rezhima podzemnykh vod.* (Conditions for the formation and forecasts of the natural regime of groundwater). Moscow, 152. [in Russian].

Konoplyantsev, A. A., Semenov, S. M. (1979). *Izuchenie, prognoz i kartirovanie rezhima podzemnykh vod.* (Study, forecast and mapping of groundwater regime). Moscow, 193. [In Russian].

Kushchenko, L. V., Gopstiy, M. V., Todorova, O. I., Prokofiev, O. M. (2019). Hidroloho-henetychnyy analiz chasovykh ryadiv minimal'noho stoku richok v zoni nedostatn'oyi vodnosti Ukrainy za suchasnykh klimatychnykh umov. (Hydrological and genetic analysis of time series of the minimum runoff of rivers in the zone of insufficient water content of Ukraine under modern climatic conditions). *Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 3 (54). 51–53.[in Ukrainian].

Osadchyy, V. I., Babichenko, V. M., Nabyvanets, Yu. B., Skrynnyk, O. Ya. (2013). *Dynamika temperatury povitrya v Ukraini za period instrumental'nykh meteorologichnykh sposterezen'.* (Dynamics of air temperature in Ukraine during the period of instrumental meteorological observations). Kyiv, 306.[in Ukrainian]

Stan pidzemnykh vod Ukrainy u 2019 rotsi. Shchorichnyk. (The state of groundwater in Ukraine in 2019. (2020). Kyiv: DNPV “GEOINFORM of Ukraine”. 129. URL: http://geoinf.kiev.ua/Schorichnyk_PV_2019.pdf. [in Ukrainian]

Stepanenko, S. M., Poliiovyi, A. M., Loboda, N. S. (2015). *Klimatychni zminy ta yikh vplyv na sfery ekonomiky Ukrainy.* (Climate change and its impact on the economy of Ukraine). Odesa, 520. [in Ukrainian]

Khokhlov, V. M., Borovskaya, G. O., Umanskaya, O. V., Tenetko, M. S. (2016). *Zmina pohodnykh umov na terytoriyi Ukrainy v umovakh zminy klimatu.* (Change of weather conditions on the territory of Ukraine in the conditions of climate change). *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, 17.P.32–36.

Shakirzanova, Zh. R., Kazakova, A. O. (2015). *Hidrometeorologichni chynnyky i kharakterystyky vesnyanykh vodopil' v baseyni r. Pivd. Buh v suchasnykh klimatychnykh umovakh.* (Hydrometeorological factors and characteristics of spring floods in the basin of the Pivd. Bug in modern climatic conditions). *Visnyk of the Odessa state. ecol. univ.* 19. 100–105.[in Ukrainian]

Shevchenko, O. L., Bublyas, V. M., Kolomiets, S. S. (2016). *Osnovy perenesennya volohy v zoni aeratsiyi.* (Fundamentals of moisture transfer in the aeration zone). VPTs «Kyiv University». P. 200–223.

Shevchenko, O. L., Charny, D. V., Shum, I. P., Osadchy, V. I. (2019). *Zahrozy dlya resursiv pidzemnykh vod, vyklykani hlobal'nym poteplinnyam klimatu. Nadrokorystuvannya v Ukraini.* (Threats to groundwater resources caused by global warming. Subsoil use in Ukraine). *Investment prospects: Materials 6th International. scien.-pract. conf.(7–11 octob. 2019).* Kyiv, 2. 286–290.[in Ukrainian].

Shestopalov, V. M. and Bublyas, V. N. (2016). *O formirovani zapadinno-kanal'nykh struktur migracii.* (On the formation of depression-channel structures of migration). *Geological journal*, 3 (356), 73–88. [in Russian]

Deng, S.; Chen, T.; Yang, N.; Qu, L.; Li, M.; Chen, D. (2018). *Spatial and temporal distribution of rainfall and drought characteristics across the Pearl River basin.* *Sci. Total Environ.* 619, 28–41.

Gribovszki, Z., Kalicz, P., Kucsara, M. (2006). *Streamflow characteristics of two forested catchments in Sopron Hills.* *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*, 2, 81–92.

Gribovszki, Z., Szilagy, J. and Kalicz, P. (2010). *Diurnal Fluctuations in Shallow Groundwater Levels and in Streamflow Rates and their Interpretation: A Review.* *Papers in Natural Resources*.978. <https://digitalcommons.unl.edu/natrespapers/978>. *Journal of Hydrology*, 385. 371–383.

Grossmann, A. & Morlet, J.(1984). *Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape.* *SIAM. J. Math. Anal.* 15. 723–736.

Fan, Y., G. Miguez-Macho, C.P. Weaver, R. Walko, and A. Robock (2007). *Incorporating water table dynamics in climate modeling: 1. Water table observations and equilibrium water table simulations.* *J. Geophys. Res.*, 112, D10125.

Mishrac, A. K. Singh, V. P. (2010). *A review of drought concepts.* *Journal of Hydrology*, 391(1–2), 202–216.

Shevchenko, O., Skorbut, A., Charny, D. (2020). *Seven-year cyclicity manifestations in groundwater mode revealed by wavelet analysis.* *EAGE Geoinformatics 2020: Theoretical and Applied Aspects – Proceedings* 19-th International Conference (11–14 May 2020), art.no. 18148. Conference Paper Cite Score 2020 = n/a.код 163300; Kyiv; Ukraine. 1–5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2020geo005>

STATISTICA. (2018). Access mode: <http://www.statsoft.com/USA>.

Taylor, R.G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., VanBeek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J.S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T.R., Chen, J., Taniguchi M., Bierkens, M.F.P., Macdonald, A., Fan, Y., Maxwell R.M., Yechieli, Y., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Shamsudduha, M., Hiscock, K., Yeh, P.J.-F., Holman, L., Treidel, H. (2013). *Groundwater and climate change.* *Nature Climate Change*, 3, 322–329.

Yang, J., Rajanayaka, C., Kees, L., and Zammit, C. (2021). *Assessing the impact of climate change on groundwater in an area in New Zealand.* EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21–3527.

Надійшла 14.11.2021

А.Л. Шевченко¹, док. геол. наук, главн. науч. сотр.

А.Д. Скорбун², д. техн. наук, главн. науч. сотр.

Д.В. Чарный³, д. техн. наук, ст. науч. сотр.

¹Украинский гидрометеорологический институт
НАН и ГСЧС Украины, пр. Науки, 37, Киев, 03028
shevch62@gmail.com, [http:// orcid.org/0000-0002-5791-5354](http://orcid.org/0000-0002-5791-5354)

²Институт проблем безопасности атомных электростанций НАН Украины,
ул. Кирова, 36-а, г. Чернобыль, Киевская обл., 07270, anskorbun@gmail.com

³ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»,
просп. акад. Палладина, 34-А, м. Київ-142, 03680, dmitriych10@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0002-4632-0558>

ПОДЧИНЕННОСТЬ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД В БАССЕЙНЕ Р.ЮЖНЫЙ БУГ КЛИМАТИЧЕСКИМ ИЗМЕНЕНИЯМ

Резюме

Для областей разгрузки грунтовых вод в реку Южный Буг (Винницкая и Хмельницкая области Украины) выделено многолетние этапы и закономерности в режиме уровней грунтовых вод, связанные с изменениями климата, преимущественно характера влияния растущей температуры на условия питания грунтовых вод более чем за 40 лет. Степень связи колебаний УГВ с режимоформирующими факторами определялась статистическими методами: вейвлет-анализом и множественным корреляционным анализом. 1989 год, который связывают с началом наиболее заметных изменений климата в Украине, является также поворотным для режима грунтовых вод, что проявляется в экстремумах интегральных кривых РГВ, изменениях 5–6 годовой цикличности на 7–8 летнюю и т.д. До этого, в 1982–1983 гг. произошел переход от статистически прогнозируемых изменений режима РГВ к гиперслучайным (трудно предпологаемым) изменениям. По результатам вейвлет-анализа и множественного корреляционного анализа установлена тесная связь между изменениями РГВ и температурой воздуха. С годами эта связь усиливается.

Ключевые слова: уровни грунтовых вод, режим, температура, изменения климата, цикличность, атмосферные осадки, вейвлет-анализ.

Shevchenko O. L.¹

Skorbun A. D.²

Charny D. V.³

¹Ukrainian Hydrometeorological Institute NAS of Ukraine,

Nauki av., 37, Kyiv, 03028, Ukraine

shevch62@gmail.com, [http:// orcid.org/0000-0002-5791-5354](http://orcid.org/0000-0002-5791-5354)

²Institute for Safety Problems of Nuclear Power Plants of the NAS of Ukraine, 36a,

Kirov Str., Chornobyl, 07270, Ukraine, anskorbun@gmail.com

³The institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine,

Palladin av. 34-A, Kyiv – 142, MCP 03680. Ukraine

dmitriych10@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-4632-0558>

SUBORDINATION OF FLUCTUATIONS OF GROUNDWATER LEVELS IN THE SOUTHERN BUG RIVER BASIN TO CLIMATE CHANGE

Abstract

Problems Statement and Purpose. Prolonged flooding of territories, as well as modern drought, are only polar consequences of one, so far irreversible process – rising air temperature. And these events do not fit into normal cycles with high and low water levels.

The aim of this work is to find evidence that the driving force or the main factor in changing the groundwater regime is the increase in air temperature and related meteorological events that affected the intra-annual redistribution of precipitation, groundwater recharge and surface runoff.

Data & Methods. The degree of connection of GWL fluctuations with regime-forming factors was determined by statistical methods: wavelet analysis and multiple correlation analysis.

Results. It is established that the depth of groundwater level (GWL), which was affected by the temperature in the upper part of the basin of the Southern Bug river, reaches 3.5–4.5 m after 1989. Signs of changes in the groundwater regime are manifested in the results of assessing the degree of violation of the statistical stability of a number of observations of GWL: the transition from random to hyperrandom data occurs in 1982–1983.

According to the results of different statistical analysis over the past 40 years, the temperature has become dominant in terms of the impact on the regime of GWL 2.5–4.0 m. This refutes the traditional (based on observations of 1950–1970's) statement that that the regime of groundwater with GWL 3.0–4.5 m is determined primarily by the regime of precipitation, and the active influence of surface air temperature (evaporation from GWL) in the forest-steppe zone extends only to a depth of 2.0–2.5 m.

Extremes on the chronological graphs of the GWL regime and on integral curves are associated with abnormal changes in seasonal and monthly temperatures, which reflect the manifestations of global warming. It is likely that these anomalous events (primarily the transition to positive values of winter temperatures) cause changes

in rhythm in the GWL mode (from 5–6 years cycles to 7–8 years ones and vice versa), which can be used for forecasting. From 1975 for GWL 0.5–2.0 m and from 1986 for GWL 2.5–4.0 m, due to the increase in the temperature of the cold period and increased GWL supply through infiltration, the GWL was raised. This process was accompanied by a 7–8 year cycle of changing. Deepening of the drought in the Southern Bug River Basin upper waters from 2003–2004, is manifested by the appearance and consolidation of 5–6 year cycle for smaller, and from 2011–2014–for larger GWL, and by a significant weakening and disappearance of 7–8 year rhythms.

Keywords: groundwater levels (GWL), regime, temperature, climate change, cyclicity, wavelet analysis, precipitations.