

Ю. В. Костюченко, І. М. Копачевський, М. В. Ющенко

Державна установа «Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі
Інституту геологічних наук Національної академії наук України», Київ

ТЕОРЕТИКО-МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ОЦІНКИ ГІДРОЛОГО-ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ РИЗИКІВ ЗА ДАНИМИ ДЗЗ

Пропонується комплексний підхід до оцінки ризиків, пов'язаних із розвитком небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів, який базується на використанні даних супутникових спостережень. Наводиться теоретичне обґрунтування взаємозв'язку між впливами, викликаними водними стресами на рослинність та змінами спектрального відбиття, викликаними змінами концентрації рослинних пігментів. Запропоновано кількісний підхід до оцінки ймовірності наявності стресу, викликаного дією небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів за даними супутникових спостережень, а також до оцінки комплексного ризику, пов'язаного із гідролого-гідрогеологічною небезпекою.

ВСТУП

Кількість та інтенсивність надзвичайних ситуацій у світі зростає протягом останніх десятиліть [22], у тому числі зважаючи на наявні зміни клімату і довкілля [11]. В цьому контексті задача оцінки ризиків, пов'язаних з ескалацією небезпечних природних і антропогенних процесів, набуває особливої актуальності. Як показує світовий досвід [35], використання новітніх засобів моніторингу, зокрема супутникових спостережень, зможе забезпечити необхідний прогрес у галузі визначення відповідних ризиків. Так, Європейська програма з глобального моніторингу навколишнього середовища і безпеки GMES (Global Monitoring for Environment and Security) передбачає на період 2012—2014 рр. значну увагу приділити саме питанням прогнозування ризиків надзвичайних ситуацій та аналізу небезпек [32]. Протягом останніх років розроблено кілька прикладних підходів [5, 17, 18], що дозволяють отримати кількісні оцінки ризиків, пов'язаних з небезпечними природними явищами. Як правило, вони оперують термінами екологічних і соціально-екологічних ризиків, оцінками впливу

вості екосистем до зовнішніх навантажень [29, 30]. При цьому слід зазначити, що моделі екосистем характеризуються великими невизначеностями і високою чутливістю щодо вхідних даних [34], тому застосування засобів моніторингу має базуватися на ґрунтовній методологічній основі. Метою роботи є створення теоретико-методичних основ комплексного підходу до оцінки регіональних ризиків, пов'язаних із розвитком небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів, який базується на використанні даних супутникових спостережень.

МОДЕЛЬ ВОДНОГО БАЛАНСУ

В рамках розгляду питання оцінки параметрів гідрологічної та гідрогеологічної безпеки розглянемо задачу про формування водного режиму території. Модель водозбірного басейну зі змінною областю живлення може бути представлена у загальному вигляді як [2]

$$q(t) = \left[A_1 k \frac{dH}{dx} \right] + [A_2(t) \cdot P_a(t)] + [A_3 P(t)], \quad (1)$$

де $A_1(t)$ — площа області повного насичення у межах басейну; A_2 — площа горизонтальної проекції області повного насичення у межах басейну; A_3 — непроникна для води площа; $P_a(t)$ — інтенсивність опадів (в тому числі сніготанення);

k — коефіцієнт фільтрації при повному насиченні; H — гідравлічний напір.

Процеси переносу вологи описуються моделями стоку, які можуть бути представлені таким чином. Для опису поверхневого дощового стоку одиничної ширини малого нахилу при відсутності на схилі зон підпору в умовах мінімального впливу інерційних сил можна використати рівняння кінематичної хвилі:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = P - F, \quad (2)$$

$$q = \alpha h^\beta, \quad (3)$$

$$h(0, t) = h(x, 0) = 0, \quad (4)$$

де x — просторова координата, t — час, h — глибина поверхневого потоку, q — витрати води, P — інтенсивність опадів, F — інтенсивність фільтрації, α та β — емпіричні параметри, які залежать від режиму стікання. Для ламінарного потоку $\alpha = 8gi/k\gamma$, $\beta = 3$, а для турбулентного $\alpha = i^{0.5}/n$ та $\beta = 5/3$.

Розглянемо також модель підповерхневого стоку по відносній водотривкій поверхні:

$$n \frac{\partial h_g}{\partial t} + \frac{\partial q_g}{\partial x} = f, \quad (5)$$

$$q_g = k_f h_g \left(i_g - \frac{\partial h_g}{\partial x} \right), \quad (6)$$

$$q_g(0, t) = 0, h_g(D_s, t) = h_r, h_g(x, 0) = h_g^0(x), \quad (7)$$

де n — пористість ґрунту, h_g — відстань між поверхнею депресії ґрунтових вод та поверхнею стоку (потужність підповерхневого стоку), q_g — витрати підповерхневого стоку, i_g — нахил стоку, k_f — коефіцієнт горизонтальної фільтрації, D_s — довжина схилу, h_r — рівень води в річці, h_g^0 — початкова потужність підповерхневого стоку. Якщо градієнт h_g є малим, це рівняння фактично перетворюється в лінійний варіант рівняння кінематичної хвилі з $q_g = k_f i_g h_g / m$.

Моделі стоку свідчать, що динаміка процесів підтоплення та заболочування може бути описана змінами вмісту вологи в зоні накопичення s_1 та зоні розвантаження s_2 , відповідно до [33] за допомогою системи рівнянь:

$$ds_1 = A(s_1, s_2)dt + B(s_1, s_2)dW_t, \quad (8)$$

$$ds_2 = C(s_1, s_2)dt + D(s_1, s_2)dW_t. \quad (9)$$

Тут dW_t — інкремент процесу Вінера для опису флуктуацій евапотранспірації та опадів у довгостроковій перспективі (він описує флуктуації параметра $\alpha = LE_p/2wu$, де L — загальний розмір досліджуваної території, E_p — евапотранспірація, w — середній обсяг атмосферної вологи, u — середня швидкість вітру. Він має такі статистичні властивості: $\langle dW_t \rangle = 0$, $\langle dW_t dW_t \rangle = 1$ при $t = t'$ та $dW_t = 0$ у всіх інших випадках). Функції $A(s_1)$, $B(s_1)$, $C(s_1)$ і $D(s_1)$ можуть бути задані як [33]

$$A(s_1, s_2) = \frac{P_a}{nz_r} \{1 + \langle \alpha \rangle [(1 - f_g)s_1^c + f_g s_2^c]\} (1 - \epsilon s_1^r) - \frac{E_p s_1^c - k_s s_1^b}{nz_r}, \quad (10)$$

$$B(s_1, s_2) = \frac{P_a}{nz_r} [(1 - f_g)s_1^c + f_g s_2^c] (1 - \epsilon s_1^r) \sigma, \quad (11)$$

$$C(s_1, s_2) = \frac{P_a}{nz_r} \{1 + \langle \alpha \rangle [(1 - f_g)s_1^c + f_g s_2^c]\} (1 - \epsilon s_2^r) - \frac{E_p s_2^c - Q_2(t)}{nz_r}, \quad (12)$$

$$D(s_1, s_2) = \frac{P_a}{nz_r} [(1 - f_g)s_1^c + f_g s_2^c] (1 - \epsilon s_2^r) \sigma. \quad (13)$$

Тут P_a — атмосферні опади, f_g — доля площі території, зайнята зоною розвантаження; ϵ , r , c — емпіричні параметри; n — пористість; z_r — товщина активного кореневого шару; потоки підземних вод Q_i описуються як [14]:

$$Q_1(s_1) = k_s s_1^b, \quad (14)$$

$$Q_2(t) = \left(\frac{1 - f_g}{f_g} \right) \frac{k_s}{J} \int_{-\infty}^t s_1^b (t - \tau) e^{-\tau/J} d\tau, \quad (15)$$

де k_s — проникненість за умов повного насичення, t , τ — час, b — емпіричний параметр, J — середня затримка ґрунтових вод, що відповідно до [27] описується як $J = S_y l^2 / \pi^2 T$, де S_y — дебіт водонасиченої зони, T — середня проникненість зони, l — середня відстань між зонами розвантаження води (щільність дренажування). Параметри J та f_g описують гідрогеологічні (властивості водоносного горизонту) та геоморфологічні (розташування та розміри зон розвантаження води) особливості поверхні.

Для розрахунків величини випаровування слід розглянути середньодобову евапотранспірацію у точці, що перебуває вище рослинного покриття, тобто з поверхні евапотранспірації, для чого можна використати комбіноване рівняння Монтейта у формі [8]:

$$E_p = \left\{ \frac{[f(A)+1][R_n - G]\Delta}{[\sigma f(A)+1]C_p \rho} + [f(A)+1] \frac{\rho_2^* - \rho_2}{r_a} \right\} \times \left\{ \frac{r_a + r_x}{r_a} + \frac{[f(A)+1]L_v \Delta}{[\sigma f(A)+1]C_p \rho} \right\}^{-1}, \quad (16)$$

Δ — похідна тиску пари в умовах повного насичення, C_p — питома теплота повітря при постійному тиску, L_v — прихована теплота перетворення води у пару, σ — відношення площі конвекції к площі евапотранспірації, r_a — опір з боку атмосфери руху пари з поверхні рослинного покриття, R_n — кількість сонячного тепла, що потрапляє на поверхню евапотранспірації, G — кількість енергії, що виходить з рослинного покриття у ґрунт за певний час, r_x — опір з боку поверхні евапотранспірації виходу водяної пари; ρ — щільність повітря розрахована за середніх значень тиску і фактичної вологості, ρ_2^* — щільність пари в умовах повного насичення при відповідній середньодобовій температурі, ρ_2 — фактична щільність пари в атмосфері над рослинним покривом, $f(A)$ — ефективна площа рослинного покриття (площа, через яку здійснюється евапотранспірація) на одиницю загальної площі ділянки, що досліджується.

Узагальнюючи, зазначимо, що в умовах басейну (1)—(7) динаміка вологи може бути описана через її накопичення (8) та розвантаження (9) при відомих значеннях гідрологічних, гідрогеологічних, геоморфологічних показників та флуктуація евапотранспірації і опадів (10)—(14), та стохастичному характері потоків (15), з урахуванням параметрів випаровування через рослинний покрив (16). Тобто, з метою контролю процесів підтоплення можна аналізувати часову поведінку рівнянь (10) і (12) з урахуванням (16). Таким чином, задачу контролю гідрологічних та гідрогеологічних ризиків (зокрема підтоплення та заболочування) за допомогою дистанційних методів моніторингу можна звести до визна-

чення методики аналізу набору індикаторів стану поверхні, що відповідають змінним рівнянь (10)—(16) та забезпечують контроль змін показників реакції локальних екосистем на зміни водного балансу.

ВІДГУК ЕКОСИСТЕМ НА ЗОВНІШНІ НАВАНТАЖЕННЯ

Реакція екосистем на зміни водного режиму територій буде позначатися на стані рослинності, тобто пригніченні або активізації біохімічних процесів, що відобразиться на концентрації рослинних пігментів (хлорофілу, ксантофілу, каротиноїдів тощо), що у свою чергу позначиться на оптичних властивостях рослинного покриття [10, 37]. В оптичному діапазоні, що включає діапазон фотосинтетично активного випромінювання (400—800 нм) та ближній інфрачервоний діапазон, експериментальним шляхом було встановлено кілька важливих співвідношень, що пов'язують концентрацію пігментів та відбиття в окремих смугах спектру. Так, наприклад, за допомогою польового спектрометра SIRIS було досліджено спектри відбиття листя бука, дуба, клена та каштана та запропоновано відповідні співвідношення для концентрації пігментів [7, 28]:

$$C_{cla} = 16.72r_{665.2} + 9.16r_{652.4}, \quad (17)$$

$$C_{clb} = 34.09r_{652.4} + 15.28r_{665.2}, \quad (18)$$

$$C_{x+c} = (1000r_{470} - 1.63C_{cla} - 104.96C_{clb})/221. \quad (19)$$

Тут r_λ — коефіцієнт відбиття у відповідній смузі спостереження, C_{cla} — концентрація хлорофілу a , C_{clb} — концентрація хлорофілу b , C_{x+c} — сумарна концентрація ксантофілів і β -каротину. Наведені рівняння описують співвідношення між коефіцієнтом відбиття та концентраціями пігментів з кореляцією, не гіршою, ніж 0.98 [7].

Дані спектрометричних досліджень, проведених в польових умовах та каліброваних за результатами лабораторних вимірювань [7, 13], дозволяють визначити більш загальні ніж (17)—(19) співвідношення для концентрацій пігментів та коефіцієнта відбиття. Комбінуючи наявні спектральні індекси [10, 37] та отримані залежності, можна запропонувати співвідношення:

$$C_{cla} = 9.41 \cdot \exp\left(4.59 \cdot \frac{r_{800} - r_{680}}{r_{800} + r_{680}}\right) = 7.87 \cdot \exp\left(4.57 \cdot \frac{r_{800} - (2r_{680} - r_{450})}{r_{800} + (2r_{680} - r_{450})}\right), \quad (20)$$

$$C_{clb} = 7.59 \cdot \exp\left(4.31 \cdot \frac{r_{800} - r_{680}}{r_{800} + r_{680}}\right) = 6.91 \cdot \exp\left(4.18 \cdot \frac{r_{800} - (2r_{680} - r_{450})}{r_{800} + (2r_{680} - r_{450})}\right), \quad (21)$$

$$C_{(x+c)} = C_{cla} \left[3.91 \cdot \ln\left(\frac{r_{800} - r_{445}}{r_{800} - r_{680}}\right) + 0.71 \right] = 17.36 \cdot \frac{r_{800}}{r_{450}} + 24.92. \quad (22)$$

Рівняння (20) і (21) фактично встановлюють залежність концентрації хлорофілу a і b від нормалізованого вегетаційного індексу $NDVI$ (Normalized Difference Vegetation Index), який згідно з роботою [24], може бути визначений з виразу

$$NDVI = \left(\frac{r_{800} - r_{680}}{r_{800} + r_{680}}\right) / g. \quad (23)$$

Цей індекс відображає розподіл та загальний стан рослинності по території досліджень. В умовах значного антропогенного навантаження (зокрема аерозольного забруднення атмосфери) потенційно ефективнішим виглядає використання приведеної форми цього індексу $ARVI$ (Atmospherically Resistant Vegetation Index) [26]:

$$ARVI = \frac{r_{800} - (2r_{680} - r_{450})}{r_{800} + (2r_{680} - r_{450})}. \quad (24)$$

Зв'язок концентрації хлорофілу a та b і цього індексу також визначається рівняннями (20)—(21).

Як окремі контрольні параметри для врахування впливу довгострокових ефектів, пов'язаних із ландшафтними змінами, можна запропонувати також інші індекси. Це зокрема індекс EVI (Enhanced Vegetation Index) [23]:

$$EVI = 2.5 \left(\frac{r_{800} - r_{680}}{r_{800} + 6r_{680} - 7.5r_{450} + 1} \right) / g, \quad (25)$$

який враховує не тільки горизонтальний розподіл, але і щільність біомаси. Особливо цікавим може бути зіставлення розподілів індексів $NDVI$

(або $ARVI$) та EVI , що дасть змогу визначити тенденції змін досліджуваних екосистем.

Крім того, з метою відокремлення впливів, не пов'язаних із негативними досліджуваними явищами, можна використати індекс PRI (Photochemical Reflectance Index) [20]:

$$PRI = \left(\frac{r_{531} - r_{570}}{r_{531} + r_{570}}\right) / g, \quad (26)$$

який дає змогу оцінювати фотосинтетичну активність рослинного покриву.

Рівняння (22) включає так звані «стресові» індекси, що застосовуються для визначення зон екстремального водного режиму (перезволоження або пересушення). Це індекс $SIPI$ (Structure Intensive Pigment Index) [31]:

$$SIPI = \left(\frac{r_{800} - r_{445}}{r_{800} - r_{680}}\right) / g \quad (27)$$

та індекс стресу рослинності PSI (Plant Stress Index) у формі [38], яка базується на лабораторно визначеному індексі $PSSR$ [31]:

$$PSI = \left(\frac{r_{800}}{r_{450}}\right) / g. \quad (28)$$

У рівняннях (25)—(28) g — «gain-factor» — калібрувальний напівемпіричний розрахунковий коефіцієнт, що залежить від властивостей спектрOMETричної знімальної системи і розраховується окремо для кожного сенсора (так, для сенсорів ТМ і ЕТМ супутника «Landsat» значення коефіцієнта g складає 200 для індексу $NDVI$, 600 для PRI , 500 для EVI , 50 для $SIPI$ та PSI і 100 для $NDWI$).

Як окремий контрольний параметр для врахування впливу інших стресових факторів можна використовувати індекс $NDNI$ (Normalized Difference Nitrogen Index) [19]:

$$NDNI = \frac{\lg(1/r_{510}) - \lg(1/r_{680})}{\lg(1/r_{510}) + \lg(1/r_{680})}. \quad (29)$$

Таким чином, рівняння (20)—(22) можна переписати у формі

$$C_{cla} = 9.41 \cdot \exp(4.59 \cdot NDVI) = 7.87 \cdot \exp(4.57 \cdot ARVI), \quad (30)$$

$$C_{clb} = 7.59 \cdot \exp(4.31 \cdot NDVI) = 6.91 \cdot \exp(4.18 \cdot ARVI), \quad (31)$$

$$C_{(x+c)} = C_{cla} (3.91 \cdot \ln(SIPI) + 0.71) = 17.36 \cdot PSI + 24.92. \quad (32)$$

Зазначимо, що згідно з даними [7] коефіцієнт кореляції для залежностей (30)—(32) складає 0.92, 0.87 та 0.78 відповідно.

Тоді загальне рівняння, яке пов'язує концентрацію хлорофілу певного типу (j) та спектральні індекси SRI (Spectral Reflectance Index), згідно з даними польових та лабораторних спектрометричних досліджень [7, 10, 13, 31, 37] може бути запропоноване у простій формі:

$$C_{cl(j)} = \eta \cdot e^{\mu \cdot SRI} \quad (33)$$

Тут коефіцієнти η та μ є емпіричними і залежать від типу пігмента та конкретного виду спектрального індексу.

У таблиці наведено значення коефіцієнтів η і μ , розраховані за даними [7, 10, 13, 31, 37]. Крім того, цілком очевидно є доцільність використання «водних» індексів, зокрема індексу $NDWI$ (Normalized Difference Water Index), що відповідає за вміст води в рослинному покриві [21]:

$$NDWI = \left(\frac{r_{857} - r_{1241}}{r_{857} + r_{1241}} \right) / g, \quad (34)$$

та індексу MSI (Moisture Stress Index) як контрольного параметра для відокремлення впливу водного стресу на рослинність [9]:

$$MSI = \frac{r_{1599}}{r_{819}} \quad (35)$$

Наведені вирази обґрунтовують взаємозв'язок між впливами, викликаними стресами (водними, а також взаємопов'язаними температурними) на рослинність та змінами спектрального відбиття, внаслідок змін концентрації рослинних пігментів.

Значення коефіцієнтів рівняння (33) в залежності від спектральних індексів

Пігмент	Індекс	η	μ
Chlorophyll <i>a</i>	<i>NDVI</i>	9.41	4.59
	<i>ARVI</i>	7.87	4.57
	<i>EVI</i>	7.92	4.58
Chlorophyll <i>b</i>	<i>NDVI</i>	7.59	4.31
	<i>ARVI</i>	6.91	4.18
	<i>EVI</i>	7.12	4.27

ВИЗНАЧЕННЯ РИЗИКІВ ЗА ДАНИМИ СУПУТНИКОВИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Визначимо взаємозв'язок між змінами спектральних характеристик відбиття поверхні та стресом, викликаним дією зовнішніх факторів (Q_{stress}). Для опису спектрального відбиття окремого типу поверхні N (де N — клас відповідно до попередньо проведеної класифікації земних покривів) введемо інтегрований індикатор — індекс спектрального відбиття SRI , який буде представлено комбінацією спектральних характеристик в окремих смугах спектру r_{λ} . В загальному випадку він матиме вигляд $SRI_{\tau} = f(r_{\lambda})_{\tau}$, де τ — момент зйомки. В нашому випадку це може бути будь-який з індексів (23)—(25), (27), (28) та (34), а також контрольні параметри (26), (29) і (35).

В залежності від контрольованого параметра будь-який із спектральних індексів може бути використаний як інтегрований індикатор. Враховуючи можливість отримання багаторазових довгострокових зйомок, можна ввести індекс, що відображатиме зміни досліджуваних спектральних показників за період спостережень — нормований індекс. Нормований індекс спектрального відбиття можна запропонувати у формі

$$SRI_{\tau}^* = \frac{\max\{SRI_{\tau}\} - SRI_{\tau}}{\max\{SRI_{\tau}\} - \min\{SRI_{\tau}\}} \quad (36)$$

Тоді інформативною ознакою можна вважати різницю $\Delta SRI^* = SRI^* - SRI_{\tau}^*$ — між середнім по періоду спостережень значенням та значенням, зафіксованим на момент зйомки τ . Слід зазначити, що досліджувані зміни спектральних характеристик мають бути окремо оцінені для окремих класів земної поверхні, тобто подальші оцінки мають базуватися на класифікації земних покривів.

Зважаючи на стохастичний характер даних спостережень та виходячи з сукупності спектральних характеристик досліджуваних класів земної поверхні, рівняння, що визначає ймовірність стресу, відповідно до правила Байєса [6] можна запропонувати у вигляді:

$$P(\Delta SRI^*(x, y) | Q_{stress}) = \frac{P_S(x, y) \cdot \prod_N P_N(\Delta SRI^* | Q_{stress})}{\int_{x, y} P_N(\Delta SRI^* | Q) dP_S(x, y)} = \frac{P_S(x, y) \cdot P_N(\Delta SRI^* | Q_{stress})}{P_N(\Delta SRI^* | Q_{stress}) P_S(x, y) + P_N(\Delta SRI^* | Q_0) P_0(x, y)} \quad (37)$$

Тут індекс Q_{stress} стосується ділянок, що перебувають під впливом стресових факторів, а індексом Q_0 позначено клас пікселів, у яких дії таких факторів достовірно немає. Ймовірність $P_S(x, y)$ визначається із розподілу даних спостережень, тобто напівемпірично. Співвідношення ймовірностей $P_S(x, y)$ та $P_0(x, y)$ визначається як $\lim_{x, y, \tau} (P_S(x, y)_\tau + P_0(x, y)_\tau) = 1$, тобто на достатньо великих періодах спостережень можна вважати, що $P_S(x, y) = 1 - P_0(x, y)$.

Для визначення ймовірності $P_S(x, y)$ можна скористатися правилом, що базується на використанні вагової функції Гауса. Якщо піксел на знімку не стосується місця, в якому спостерігається дія стресових факторів (наприклад, підтоплення) і не може бути однозначно віднесений до класів поверхні, в яких стресу немає, ймовірність невизначеної наявності стресу у місці, що відповідає положенню цього пікселя на поверхні, є функцією геометричної відстані від найближчого місця, яке знаходиться під зареєстрованою дією стресу:

$$P_S(x, y) = P_{\min} + (P_{\max} - P_{\min}) \exp(d_s^2 / 2\sigma_p^2). \quad (38)$$

Тут $P_S(x, y)$ — ймовірність наявності стресу або його виникнення у масштабах часу періоду спостережень, P_{\max} — максимально можлива ймовірність поточної наявності стресу у досліджуваному місці (незареєстрованого під час інтерпретації), яка залежить від типу сенсора, фізико-географічних особливостей регіону та типу поверхні (виходячи із загальних міркувань [3, 6], P_{\max} для сенсорів ТМ і ЕТМ супутників «Landsat» можна оцінити на рівні 0.25—0.3), P_{\min} — мінімальна ймовірність, що залежить від типу сенсора, фізико-географічних особливостей регіону та типу поверхні (згідно з [3, 6] P_{\min} можна прийняти близьким до 0.01), $d_s(x, y)$ — відстань від найближчого місця, яке знаходиться під зареєстрованою дією стресу, σ_p — емпіричний показник, що має визначатися на основі полігонних досліджень, виходячи з особливостей рослинного покриття території досліджень та типу сенсора (для сенсорів ТМ і ЕТМ супутників «Landsat» у регіоні досліджень $\sigma_p \approx 1.1—1.5$ км [12]). Для регіону досліджень і сенсорів ТМ та ЕТМ супутників «Landsat» показник $P_S(x, y)$ може бути приблизно

визначений за допомогою простої формули

$$P_S(x, y) = 0.01 + 0.26 \exp(d_s^2 / 1.69).$$

Таким чином, задачу визначення ділянок у межах класів N з координатами x, y під дією стресу, викликаного впливом факторів Q_{stress} , можна звести до задачі класифікації знімків у межах обраних періодів, спектральних смуг r_λ , типів сенсорів та регіону досліджень.

Із запропонованих рівнянь випливає можливість оцінки комплексного ризику. Така оцінка є складною задачею, оскільки вимагає врахування довгострокових тенденцій змін та недостатньо вивчених взаємозв'язків компонентів екосистеми [15]. У загальному випадку для визначення такого роду ризиків можна запропонувати рівняння у вигляді [16]:

$$R(t) = f_A(R^L(t), R_0(t)) \iiint_{xy, t_0}^t p(v) f(x, y, v) dt dx dy. \quad (39)$$

У цьому рівнянні $f_A(R^L(t), R_0(t))$ — апроксимаційна функція впливу, яка описує відносну взаємодію короткочасових та довготривалих факторів впливу на формування комплексної гідролого-гідрогеологічної небезпеки (яка може бути представлена, в залежності від моделі, у будь-якому вигляді, навіть як лінійна суперпозиція відповідних ймовірностей); $p(v)$ — ймовірність негативного впливу при настанні визначених умов; v — ефективна швидкість розвитку небезпечного процесу (що описується рівняннями (5)—(7)); $R_0(t)$ — загальна (середня) ймовірність події (яка в загальному випадку є функцією ймовірнісного розподілу впливів $f^\alpha(\psi, I)$ у межах ділянки $\psi(x, y)$, функції збитку — параметричного опису негативного впливу $f_v(I)$; та функції ризику H , яка визначається із статистики надзвичайних ситуацій в регіоні [36]), яка може бути розрахована за даними ДЗЗ за допомогою рівнянь (36)—(38); $R^L(t)$ — ризик настання події, пов'язаний з ескалацією довгострокових змін середовища (що залежить від розрахованих, відповідно до прогнозних моделей [4, 11, 25], факторів впливу Q_j з множини $j \in \mathfrak{J}$, що пов'язані з довгостроковими кліматичними та екологічними змінами, а також від розрахованих за відповідними сценарними моделями, зокрема за рівняннями (8)—(9), (16) розподілів частоти та інтенсивності довго-

строкових впливів $F(Q)$; $f(x, y, v)$ — функція поширення небезпечного процесу, яка описується в нашому випадку через розподіл гідрогеологічних (властивості водоносного горизонту) та геоморфологічних (розташування та розміри зон розвантаження води) особливостей поверхні за допомогою рівнянь (10)—(15). Зазначимо, що функцію поширення $f(x, y, v)$ також можна отримати шляхом класифікації супутникових знімків, каліброваних та верифікованих за даними наземних полігонних вимірювань [1].

ВИСНОВКИ

В рамках запропонованої гідрологічної моделі розглянуто процеси поверхневого і підповерхневого стоку, процеси накопичення та стоку води у залежності від локальних умов території та варіабельності метеорологічних показників. Наведено теоретичне обґрунтування взаємозв'язку між впливами, викликаними водними (а також взаємопов'язаними температурними) стресами на рослинність та змінами спектрального відбиття, які спричинені змінами концентрації рослинних пігментів. Проведений аналіз підтвердив обґрунтованість застосування певного набору спектральних індексів оптичного діапазону для визначення зон впливу на екосистему стресів, пов'язаних із варіаціями водного режиму, і в тому числі з розвитком небезпечних гідрологічних і гідрогеологічних процесів (підтоплення, заболочування, пересушення тощо). До цього набору віднесено вегетаційні пігментні індекси $NDVI$ та EVI як такі, що найбільш точно серед існуючих відображають співвідношення між вмістом пігментів та відбиттям [7]. При цьому зазначимо, що в умовах наявності значного антропогенного навантаження (зокрема аерозольного забруднення атмосфери) ефективнішим буде використання індексу $ARVI$ [26] замість $NDVI$. Як контрольний параметр запропоновано індекс PRI , який дає змогу оцінювати фотосинтетичну активність, і, таким чином, відокремлювати впливи, не пов'язані із негативними досліджуваними явищами. Для визначення зон екстремального водного режиму (перезволоження або пересушення) запропоновано використовувати індекс $SIFI$ [31] та індекс стресу

рослинності PSI [38]. Як окремий контрольний параметр для урахування впливу інших стресових факторів запропоновано індекс $NDNI$ [19]. Для оцінки параметрів балансу вологи зокрема вмісту вологи у рослинному покриві, запропоновано індекс $NDWI$ [21], а також індекс MSI як контрольний параметр для відокремлення впливу водного стресу на рослинність [9]. Аналіз наведених індикаторів має провадитися окремо для кожного окремого типу території досліджень, відповідно до попередньої класифікації за типами рослинності та особливостями водного режиму.

Це дозволило запропонувати кількісний підхід до оцінки ймовірності наявності стресу, викликаного дією небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів за даними супутникових спостережень. Із запропонованих рівнянь випливає можливість оцінки комплексного ризику, пов'язаного із гідролого-гідрогеологічною небезпекою.

Таким чином, запропоновано загальний комплексний підхід до оцінки ризиків, пов'язаних із розвитком небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів, який базується на використанні даних супутникових спостережень.

1. Костюченко Ю. В. Завіркові дані для вирішення задач прогнозування паводкової небезпеки // Багатоспектральні методи дистанційного зондування Землі в задачах природокористування / За ред. В. І. Лялька, М. І. Попова. — Київ: Наук. думка, 2006. — С. 282—284.
2. Костюченко Ю. В., Ющенко М. В., Білоус Ю. Г. Моделювання базових тенденцій формування та розвитку надзвичайних ситуацій гідрологічного характеру // Багатоспектральні методи дистанційного зондування Землі в задачах природокористування / За ред. В. І. Лялька, М. І. Попова. — Київ: Наук. думка, 2006. — С. 120—143.
3. *Енциклопедія кібернетики* / Под ред. В. М. Глушкова. — Київ: Гл. ред. Укр. сов. енцикл., 1974. — Т. 2. — 620 с.
4. Anthes R. A., Hsie E. Y., Kuo Y. H. Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4) // NCAR Techn. Note, Natl Cent. For Atmos. Res. — Boulder, Colo. — 1987. — NCAR/TN-282+STR. — 70 p.
5. Bartell S. M., Gardner R. H., O'Neill R. V. Ecological risk estimation. — Boca Raton: FL: Lewis Publishers, 1992.
6. Bernardo J. M., Smith A. F. M. Bayesian Theory. — Chichester, UK: Wiley, 1994.

7. Blackburn G. A. Spectral indices for estimation photosynthetic pigment concentrations: a test using senescent tree leaves // *Int. J. Remote Sens.* — 1998. — 4. — P. 657—675
8. Budyko M. I. *Climate and Life.* — New York: Elsevier, 1974. — 508 p.
9. Ceccato P., Flasse S., Tarantola S., et al. Detecting vegetation leaf water content using reflectance in the optical domain // *Remote Sens. Environ.* — 2001. — 77. — P. 22—33.
10. Choudhury B. J. Estimating gross photosynthesis using satellite and ancillary data: Approach and preliminary results // *Remote Sens. Environ.* — 2001. — 75. — P. 1—21.
11. *Climate Change 2001. The scientific basis* // Report of the intergovernmental panel on climate change. — Cambridge: Univ. Press, 2001. — 83 p.
12. de Finetti B. *Theory of Probability.* — New York: J. Wiley & Sons, 1990. — Vol. 2. — 392 p.
13. Dobrowski S. Z., Pushnic J. C., Zarco-Tejada P. J., Ustin S. L. Simple reflectance indices track heat and water stress-induced changes in steady-state chlorophyll fluorescence at the canopy scale // *Remote Sens. Environ.* — 2005. — 97. — P. 403—414. — doi:10.1016/j.rse.2005.05.006.
14. Entekhabi D., Rodriguez-Iturbe I., Bras R. Variability in largescale water balance with land surface-atmosphere interaction // *J. Clim.* — 1992. — 5. — P. 798—813.
15. Ermoliev Yu., von Winterfeldt D. Risk, security and robust solutions // IIASA Interim Report. — 2010. — IR-10-013. — 41 p.
16. Ermoliev Y. Stochastic quasigradient methods: Applications // *Encyclopedia of Optimization* / Eds C. Floudas, P. Pardalos. — New York: Springer Verlag, 2009. — P. 3801—3807.
17. Ermoliev Y., Hordijk L. Global changes: facets of robust decisions // *Coping with uncertainty, modeling and policy issues* / Eds K. Marti, Y. Ermoliev, M. Makowski, G. Pflug. — Berlin: Springer-Verlag, 2006. — P. 4—28.
18. Fisher S. G., Woodmansee R. Issue paper on ecological recovery // *Ecological risk assessment issue papers.* — Washington, DC: Risk Assessment Forum, U. S. Environmental Protection Agency, 1994. — 7. — P. 1—54. — EPA/630/R-94/009.
19. Fourty T., Baret F., Jacquemoud S., et al. Leaf optical properties with explicit description of its biochemical composition: direct and inverse problems // *Remote Sens. Environ.* — 1996. — 56. — P. 104—117.
20. Gamon J. A., Serrano L., Surfus J. S. The photochemical reflectance index: an optical indicator of photosynthetic radiation use efficiency across species, functional types and nutrient levels // *Oecologia.* — 1997. — 112. — P. 492—501.
21. Gao B. C. Normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // *Proc. SPIE.* — 1995. — 2480. — P. 225—236.
22. Guha-Sapir D., Vos F., Below R., Ponserre S. Annual disaster statistical review 2010: the numbers and trends. — Brussels: Université catholique de Louvain — Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 2011. — 50 p.
23. Huete A. R., Liu H., Batchily K., van Leeuwen W. A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS // *Remote Sens. Environ.* — 1997. — 59. — P. 440—451.
24. Jackson R. D., Slater P. N., Pinter P. J. Discrimination of growth and water stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres // *Remote Sens. Environ.* — 1983. — 15. — P. 187—208.
25. Jones R. G., Murphy J. M., Noguer M. Simulation of climate change over Europe using nested regional climate model. I. Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* — 1996. — 77. — P. 1413—1449.
26. Kaufman Y. J., Tanre D. Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: from AVHRR to EOS-MODIS // *Remote Sens. Environ.* — 1996. — 55. — P. 65—79.
27. Krayenhoff van de Leur D. A. A study of non-steady groundwater flow with special reference to a reservoir coefficient // *Ingenieur.* — 1958. — 70. — P. 87—94.
28. Lichtenthaler H. K. Chlorophylls and carotenoids: pigments of photosynthetic membranes // *Meth. Enzymol.* — 1987. — 148. — P. 350—382.
29. O'Neill B., Ermoliev Y., Ermolieva T. Endogenous risks and learning in climate change decision analysis // *Coping with uncertainty: Modeling and policy issues* / Eds K. Marti, Y. Ermoliev, M. Makowski, G. Pflug. — Berlin, Heidelberg, New York: Springer Verlag, 2006.
30. O'Neill R. V., Gardner R. H., Barnthouse L. W., et al. Ecosystem risk analysis: a new methodology // *Environ. Toxicol. Chem.* — 1982. — 1. — P. 167—177.
31. Penuelas J., Baret F., Filella I. Semi-empirical indices to assess carotenoids/chlorophyll a ratio from leaf spectral reactance // *Photosynthetica.* — 1995. — 31. — P. 221—230.
32. *Regulation (EU) No 911/2010 of the European Parliament and the Council on the European Earth monitoring programme (GMES) and its initial operations (2011 to 2013)* // *Offic. J. Eur. Union.* — 20.10.2010. — P. L 276/1—L 276/10.
33. Rodriguez-Iturbe I., Entekhabi D., Bras R. L. Nonlinear dynamics of soil moisture at climate scales. 1. Stochastic analysis // *Water Resour. Res.* — 1991. — 27. — P. 1899—1906.
34. Smith E. P., Shugart H. H. Issue paper on uncertainty in ecological risk assessment // *Ecological risk assessment issue papers.* — Washington, DC: Risk Assessment Forum, U. S. Environmental Protection Agency, 1994. — 8. — P. 1—53. — EPA/630/R-94/009.

35. *The use of Earth observing satellites for hazard support: assessments & scenarios // CEOS / NOAA.* — 2001. — 218 p.
36. *Lyalko V. I., Kostyuchenko Y. V., Márton L., et al.* EO capabilities for analysis of climate related socio-ecological risks: bio-productivity, desertification, and natural disasters // Proc. Advanced Research Workshop “Using Satellite and In Situ Data to Improve Sustainability”, Kiev, June 9 — 12, 2009. — Kiev, 2009. — P. 56—58.
37. *Verma S. B., Sellers P. J., Walthall C. L., et al.* Photosynthesis and stomatal conductance related to reflectance on the canopy scale // Remote Sens. Environ. — 1993. — **44**. — P. 103—116.
38. *Kostyuchenko Yu. V., Kopachevsky I., Solovyov D., et al.* Way to reduce the uncertainties on ecological consequences assessment of technological disasters using satellite observations // Proc. of the 4th International Workshop on Reliable Engineering Computing “Robust Design — Coping with Hazards, Risk and Uncertainty”, March 3—

5, 2010, Singapore. — Singapore: National University of Singapore, 2010. — P. 765—776.

Надійшла до редакції 06.09.11

Yu. V. Kostyuchenko, I. M. Kopachevskiy, M. V. Yushchenko

THEORETICAL AND METHODOLOGICAL
PRINCIPLES OF HYDROLOGICAL
AND HYDROGEOLOGICAL RISK ASSESSMENT
FROM REMOTE SENSING DATA

We propose an integrated approach to risk assessment of dangerous hydrological and hydrogeological processes which is based on satellite data observations. A theoretical justification of the relationship between the vegetation water stress impacts and variations of spectral reflectance caused by changes in plant pigments concentration is given. We present our quantitative approach to estimating the probability of emergency connected with dangerous hydrological and hydrogeological processes using satellite data as well as to integrated risk assessment associated with the hydrological and hydrogeological hazard.