НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНА УСТАНОВА «НАУКОВИЙ ЦЕНТР АЕРОКОСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗЕМЛІ ІНСТИТУТУ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК НАЦІОНАЛЬНОЇ АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНИ»

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНА УСТАНОВА «НАУКОВИЙ ЦЕНТР АЕРОКОСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗЕМЛІ ІНСТИТУТУ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК НАЦІОНАЛЬНОЇ АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНИ»

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

РОМАНЧУК ІННА ФЕДОРІВНА

УДК 528.8:04:(551.579.5:551.4.04)(477)

ДИСЕРТАЦІЯ

МЕТОДИКА ВИЗНАЧЕННЯ ВОЛОГОСТІ ЗЕМНОГО ПОКРИВУ ЗА ДАНИМИ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ

05.07.12 – Дистанційні аерокосмічні дослідження
Геологічні науки

Подається на здобуття наукового ступеня **кандидата геологічних наук**

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____І. Ф. Романчук

Науковий керівник: Пазинич Наталія Вікторівна, кандидат географічних наук.

Київ – 2020

АНОТАЦІЯ

Романчук І. Ф. Методика визначення вологості земного покриву за даними дистанційного зондування. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук за спеціальністю 05.07.12 – Дистанційні аерокосмічні дослідження. – Державна установа «Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук Національної академії наук України», Київ, 2020.

У дисертаційній роботі запропоновано методику визначення вологості земного покриву за даними дистанційного зондування. Необхідність дослідження вологості земного покриву зростає у зв’язку з глобальними кліматичними змінами, що проявлені переважно у порушенні водного та температурного режимів. Крім того, вологість земного покриву є важливми параметром у питаннях безпеки природного середовища та життєдіяльності людства.

Недостатня кількість вологості земного покриву призводить до порушення властивостей ґрунтів, активізуючи процеси їхньої деградації, а також до тривалих періодів посушливості, втрати ґрунтами родючості та урожайності сільськогосподарських культур.

Впровадження системи геоекологічного моніторингу, що враховує вологість земного покриву, дозволить мінімізувати втрати від нестачі вологи та пом’якшити наслідки сучасних кліматичних змін.

Розроблена у дослідженні методика визначення вологості земного покриву може бути застосована на регіональному та локальному масштабних рівнях, що дозволяє всебічно характеризувати сучасний стан території України. Дана методика відрізняється комплексуванням даних наземних спостережень та даних дистанційного зондування.

При проведенні моніторингових робіт у регіональному масштабі запропоновано застосування супутникових знімків, які мають велике просторове охоплення та можуть покривати територію держави. Наразі таких вимог

дотримується зйомка з супутників серії MODIS, яку застосовано у проведеному дослідженні. Одним із поширених способів визначення вологості за даними багатоспектральної космічної зйомки є застосування різноманітних водних індексів, спектральні канали яких є чутливими до вологості в ґрунтовому та рослинному покриві. У роботі проаналізовано п’ять різних водних індексів з метою виявлення найбільш вірогідного за них. Для регіонального рівня дослідження було обрано водні індекси NDII та RDI, які розраховуються за даними продукту MOD13C2 супутнику TERRA/MODIS. Методика проведення регіональних досліджень вологості земного покриву побудована на узгодженні даних дистанційного зондування з урахуванням кліматичних та фізико-географічних особливостей.

З позиції ландшафтного аналізу у дослідженні розглянуто рівнинну територію України, в якій виділяється зона мішаних лісів, широколистяних лісів, лісостепова та степова зони. Диференціація фізико-географічних умов залежить від співвідношення тепла, вологи та характеру циркуляції атмосфери, що дозволяє виділити межі фізико-географічних зон. Тому на регіональному рівні дослідження вологості земного покриву запропоновано спиратися не тільки на кліматичні показники, а й брати до уваги межі фізико-географічних зон, що зміщуються, як зазначають вчені з різних галузей.

Основним джерелом надходження вологи в ґрунт є атмосферні опади, які залежать від температури. При проведенні дослідження проаналізовано атмосферні опади, температуру повітря та температурний режим орного шару ґрунту на глибині 5, 10, 15, 20 см. За останні роки в Україні спостерігається послаблення опадоутворюючих процесів та їхній значний перерозподіл у часі. Відбуваються тривалі періоди посухи, що змінюються періодами зливових дощів.

За проведеною діагностичною оцінкою метеорологічних показників сучасної кліматичної ситуації для визначення вологості земного покриву обрано три репрезентативних модельних роки: 2007 – в якому спостерігалася сильна посуха при високих температурах та недостатньої кількості опадів під час

вегетаційного періоду, 2015 – як найбільш аномальний рік у глобальному та регіональному масштабах із підвищеним температурним режимом та 2016 – як типовий рік XXI століття.

За розрахованими значеннями водних індексів укладено карти для всієї території України, що відображають просторовий розподіл вологості земного покриву. Нанесені на карти фізико-географічні зони є реперними лініями типових природно-кліматичних умов України. За розподілом значень водних індексів NDII та RDI спостерігається значна нестача вологи у степовій зоні протягом всіх трьох обраних років: 2007, 2015 та 2016. Лісостепова зона характеризується як мало зволожена. У 2007 році ознак посушливості набуває лісостепова зона та зона широколистяних лісів, а степова зона набуває значень катастрофічної посухи, що при тривалих умовах може призводити до опустелювання. При збереженні тенденції до зростання температури та зменшення кількості опадів умови 2007 року можуть стати типовими для України.

На локальному рівні на розподіл вологості значно впливає рельєф земної поверхні. Характерними місцевими ландшафтоутворюючими елементами території є мікрозападинні форми рельєф у, які обумовлюють просторову мінливість вологості ґрунтів та їхню трансформацію.

У сучасному рельєфі мікрозападини утворюють скупчення дрібних локальних водозбірних базисів ерозії, місць підвищеного волого- і масоперенесення, наслідком чого є трансформація складу ґрунтів та їхнє заболочування, зміна типу рослинності у центральній частині мікрозападини. За даними гідрогеологічних досліджень з мікрозападинами пов’язані ділянки підвищеної фільтрації та міграції вологи (геодинамічно активні зони), які суттєво ускладнюють умови землекористування, обумовлюючи просторову мінливість водного режиму ґрунтів. В практиці сільськогосподарських робіт виявлення мікрозападин викликає великі труднощі.

Основою методики визначення вологості земного покриву на локальному рівні є дані дистанційного зондування для розрахунку водного індексу NWI. Дані

дистанційного зондування повинні мати високу просторову та часову розрізненність, оскільки вологість є дуже мінливою величиною.

Важливою складовою методики визначення вологості ґрунтового покриву на локальному рівні є проведення наземних спостережень, які здійснено в межах Баришівського полігону. Під час проведення наземних спостережень з квітня по липень відбиралися зразки поверхневого шару ґрунту на 10 см від поверхні. У лабораторних умовах вологість ґрунтового покриву визначалася термостатно-ваговим методом, який відповідає вимогам ДСТУ. Порівнюючи фактичний вміст вологості ґрунтового покриву та значення розрахованого водного індексу NWI, отримано рівняння лінійної регресійної залежності. Отримані на підставі наземних спостережень значення вологості ґрунтового покриву корелюють із значеннями водних індексів, які було отримано за розрахунками даних багатоспектральної космічної зйомки з коефіцієнтом кореляції R^2=0,82. Надалі застосовано багатовимірну регресію залежності вологості ґрунтового покриву від різних метеорологічних та природних показників, що дає можливість встановити вологість ґрунтового покриву у місцях із схожими метеорологічними та природними умовами, де не проводилися наземні спостереження.

За розрахованими регресійними залежностями укладено карту вологості ґрунтового покриву для окремих полів Баришівського полігону. Карта зображує нерівномірний розподіл вологості ґрунтового покриву за рахунок природних особливостей земної поверхні.

Утворені на лесовидних суглинках ґрунти, що поширені в межах Баришівського полігону, при змочуванні мають здатність до просідання. У такий спосіб формуються мікрозападинні форми рельєфу, які можуть бути визначені за підвищеною вологістю ґрунтового покриву.

Суттєвою складовою методики є застосування методу пластики рельєфу, доповненого морфодинамічним аналізом на базі радарної зйомки. Укладені карти пластики рельєфу території є динамічними та відображають напрямки руху поверхневих водних та ґрунтових мас, місця локального перезволоження та пересушення, що є основою для впровадження точного землекористування з

метою покращення екологічної складової землекористування та раціонального використання ресурсів.

Розроблена методика відрізняється комплексуванням даних наземних спостережень із даними дистанційного зондування та дозволяє визначити вологість земного покриву на регіональному та локальному рівнях дослідження з метою впровадження геоекологічного моніторингу.

Результати дослідження та впровадження запропонованої методики визначення вологості земного покриву за даними дистанційного зондування на регіональному рівні можуть бути основою для прийняття стратегічних рішень у сільському господарстві, оцінки земельних ресурсів, моніторингу впливу кліматичних змін на навколишнє природне середовище всієї України або її великих регіонів.

Запропонована методика визначення вологості земного покриву на локальному рівні показала хорошу залежність фактичного вмісту вологості в ґрунтовому покриві та значені водного індексу NWI. Це дозволило укласти карту вологості ґрунтового покриву для окремих полів Баришівського полігону, яка відображає нерівномірний розподіл вологості за рахунок наявності мікрозападинних форм рельєфу. Укладена карта вологості земного покриву дозволяє визначити локалізацію мікрозападинних форм рельєфу для впровадження точного землеробства.

Таким чином, пді час створення загальнодержавної системи геоекологічного моніторингу доцільно включати оцінювання вологості земного покриву. Розроблена методика може бути застосована як складова геоекологічного моніторингу, а також адаптована для проведення досліджень та вирішення різних задач.

Ключові слова: дані дистанційного зондування, вологість земного покриву, регіональні дослідження, кліматичні зміни, мікрозападинні форми рельєфу, індекси вологості, посухи, наземні спостереження.

ABSTRACT

Romanciuc I. F. Method for Determining Land Cover Moisture Content Bsed on Remote Sensing Data. – Qualifying scientific work as a manuscript.

The thesis for the Candidate of Sciences degree on specialty – 05.07.12 – Remote Sensing. – State Institution “Scientific Centre for Aerospace Research of the Earth of the Institute of Geological Science of the National Academy of Sciences of Ukraine”, Kyiv, 2020.

A methodology for determining land cover moisture content based on remote sensing data is offered in the thesis. The need to study land cover moisture content is increasing due to the global climatic change expressed mainly in the disruption of water and temperature regimes. In addition, land cover moisture content is an important parameter on the environmental safety and human life issues.

An insufficient amount of land cover moisture content results in a disturbance of soil characteristics, intensifying their degradation processes, a long period of drought, loss of soil fertility and crop productivity.

Implementation of geoecological monitoring, which takes into account the land cover moisture content, enables to minimize the losses from the lack of moisture and mitigate the consequences of current climate change.

The developed methodology for determining land cover moisture content could be applied at the regional and local scale levels. It allows to comprehensively characterize the current state of the land cover moisture content within the Ukraine. This technique is notable for the integrating field observations with remote sensing data.

When conducting monitoring work at a regional level, the use of large spatial coverage satellite images available to cover the whole territory of the state was suggested. Currently, such requirements are adhered to by the MODIS series satellites imagery, considered in the study. According to multispectral satellite imagery data, the use of various water indices is one of the most widespread methods of moisture level determination. Spectral channels of these indices are sensitive to moisture in the soil and vegetation cover.

To identify the most appropriate water index, five different water indices were analyzed. For regional level, NDII and RDI water indices were selected, as recorded by the MOD13C2 product data from the TERRA/MODIS satellite. The methodology for regional studies of determining land cover moisture content was based on the correlation of the remote sensing data with the climatic and physiographic regions.

From the standpoint of landscape analysis, the study examines the plain of Ukraine within mixed forests, deciduous forests, forest-steppe and steppe zones. Differentiation of physical and geographical conditions depends on the ratio of heat, moisture, atmospheric circulation pattern. This allows to identify the boundaries of physiographic regions. Therefore, while studying land cover moisture content at the regional level it is proposed to take into account both the climatic indicators and limits of physiographic regions that are shifting as noted by scientists from different fields.

Temperature-dependent atmospheric precipitations are the main source of soil moisture. Precipitation, air temperature and temperature condition of the topsoil at the depth of 5, 10, 15, 20 cm were analyzed. A weakening of precipitation processes and their significant redistribution through time have been observed in recent years in Ukraine. As a result, the prolonged drought periods occur, followed by periods of heavy rains.

According to the diagnostics of current climatic situation meteorological indicators, three representative model years were selected to determine land cover moisture content: 2007 was characterized by the severe drought provoked by the high temperatures and insufficient precipitation during the growing season, 2015 was the most anomalous year on a global and regional scale with the increased temperature regime, and 2016 was a typical year of the XXI century.

The entire territory of Ukraine maps, reflecting the spatial distribution of the land cover moisture content, were calculated and compiled in accordance to water indices values. The physiographic regions shown on the maps represent the reference lines of typical natural and climatic conditions of Ukraine. According to the NDII and RDI water indices values distribution, significant lack of moisture in the steppe zone was observed during the selected years: 2007, 2015 and 2016. The forest-steppe zone was

characterized by the low-moisture level. In 2007, the forest-steppe zone and the zone of deciduous forests acquired the signs of aridity, and the steppe zone become catastrophic drought, as such conditions could lead to desertification over the long run. If the trend towards the temperature increase and continuous decrease in precipitation be kept, the conditions of 2007 may become typical for Ukraine.

At the local level, the distribution of moisture is significantly influenced by the surface relief. The local landscape-forming elements of the territory are characterized by the micro-depression landforms, which determine the spatial variability of soil moisture and its transformation.

In the modern relief the micro-depression landforms accumulate small local catchment bases of erosion and places of increased moisture and soil mass transfer. This provokes transformation of soils' composition, their swamping and changes in vegetation type in the central part of a micro-depression. According to the hydrogeological studies, micro-depressions represent the associated areas with the increased filtration and moisture migration (geodynamically active zones), which significantly complicates the land use conditions, causing the spatial variability of water regime in soils. Appearance of the micro-depressions on the land cover provokes great difficulties in agriculture.

At the local level the methodology for determining land cover moisture content was based on calculating of NWI water index using the remote sensing data with high spatial and temporal resolution, since the moisture value is very variable.

Field observations, carried out within the Baryshiv landfill, held a valuable place in determining of the soil moisture at the local level. During April-July field observations period, the samples of the surface soil layer had been taken at the 10 cm depth. In laboratory conditions, soil moisture was determined by the thermostat-weight method that met the requirements of State Standards of Ukraine. While comparing the calculated water index NWI with actual soil moisture content, the linear regression equation was obtained.

The soil moisture content values obtained during the field observations are relevant to the values of water indices having been obtained on the basis of

multispectral satellite imagery data calculations with correlation coefficient R^2=0.82. Subsequently, the multivariate regression of the soil moisture content dependence on various meteorological and natural parameters was applied, which made it possible to establish the soil moisture content in the areas with similar meteorological and natural conditions, where the field observations were not performed.

Based on the regression dependences calculation, the soil cover moisture map for the selected fields of the Baryshiv landfill was created. The map depicts the uneven distribution of soil moisture due to the earth's surface natural features.

Baryshiv landfill soils, being formed on forest-wooded loams, are capable to subside while wetting. Thus, the micro-depression landforms appear, which can be identified by the increased soil moisture content.

Another essential methodology component embraces the application of relief plasticity method, supplemented by the morphodynamic analysis based on the radar imaging. The developed maps of the plasticity of investigated relief are dynamic and reflect the direction of surface water and ground masses, areas of local over-wetting and over-drying. These maps could serve a basis for implementation of precise land use in order to improve its ecological component and rational resource usage.

The developed methodology is distinguished by integration of the field observations data with the remote sensing data and makes it possible to determine the soil moisture contents at the regional and local levels of research with the aim of geoecological monitoring introducing.

The study results and implementation of the proposed methodology for land cover moisture content determination based on remote sensing data at the regional level could be key to making the strategic decisions in agriculture, land resources assessing, monitoring of the climate change impact on the environment of Ukraine or its large regions.

The proposed methodology for determining land cover moisture content at the local level has demonstrated a good dependence of NWI water index values on the actual moisture content in the soil cover. This made it possible to develop a soil moisture map for Baryshiv landfill’s selected fields, which reflects the uneven

distribution of moisture due to the presence of micro-depressions landforms. The developed map of the land cover moisture content allows to determine the localization of micro-depression landforms to be used in precision farming.

Thus, the assessment of the land cover moisture content proposed in the thesis is of utmost importance while elaborating a national geoecological monitoring system. The devised method can be applied both as a component of geoecological monitoring, and be adapted for further research and solving various land use problems.

Key words: remote sensing data, land cover moisture content, regional studies, climate change, micro-depression landforms, water indices, droughts, field observation.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

монографія:

1. Romanciuc I. F., Pazynych N. V., Manilov A. I. Remote Detection of Environmentally Vulnerable Terrain in terms of Chemical Pollution of Soil and Groundwater. *Emerging Developments and Environmental Impacts of Ecological Chemistry. Ed.: G. Duca, A. Veseashta,* 2019. Chapter 15. P. 325-340. Режим доступу: https://www.igi-global.com/gateway/book/231905
DOI: https://doi.org/10.4018/978-1-7998-1241-8
(Особистий внесок – співавтор ідеї, участь у експерименті, теоретичне обґрунтування, узагальнення результатів, тематична інтерпретація результатів, узагальнення).

статті у наукових фахових виданнях:

2. Романчук І. Ф., Сахацький О. І., Апостолов О. А. Оцінка вологості ґрунту за допомогою супутникових знімків Sentinel-2 (на прикладі Баришівського полігону Київської області). *Доповіді НАН України*, 2018. № 1. С. 60-66. https://doi.org/10.15407/dopovidi2018.01.060 (Особистий внесок – експериментальні дані та їх аналіз, інтерпретація експериментальних даних, узагальнення результатів, висновки).

3. Lyalko V., Romanciuc I., Elistratova L., Apostolov A., Chekhniy V. Detection of Changes in Terrestrial Ecosystems of Ukraine Using Remote Sensing Data. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 2020. Vol. 29 (1). C. 102-110. DOI: https://doi.org/10.15421/112010 (Особистий внесок – участь у проведенні статистичних розрахунків, інтерпретація одержаних результатів).

4. Апостолов О. А., Єлістратова Л. О., Романчук І. Ф., Чехній В. М. Виявлення осередків опустелювання в Україні на основі розрахунків водних індексів за даними дистанційного зондування Землі. *Український географічний журнал*, 2020. №1(109). С. 16-25. DOI: https://doi.org/10.15407/ugz2020.01.016 (Особистий внесок – участь у проведенні статистичних розрахунків, інтерпретація одержаних результатів).

5. Романчук І. Ф. Вплив водного режиму ґрунтів на ступень їх деградації з використанням космічних знімків та даних наземної польової завірки. *Український журнал дистанційного зондування Землі*, 2018. № 17. С. 26-30. DOI: https://doi.org/10.36023/ujrs.2018.17.126 (Особистий внесок – отримання та узагальнення експериментальних даних, дослідження стану проблеми, розрахунки та узагальнення результатів, написання висновків).

6. Пазинич Н. В., Романчук І. Ф. Характеристика стану вологості ґрунтів з використанням картографічних методів та даних супутникової зйомки. *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки,* 2018. Т. 23. Вип. 2(33). С. 43-54. DOI: https://doi.org/10.18524/2303-9914.2018.2(33).146631 (Особистий внесок – участь у експерименті, дослідження стану проблеми, узагальнення висновків).

7. Romanciuc I. F., Pazynych N. V. Applications of Remote Sensing to Precision Agriculture Recommendations. *ACADEMOS,* 2019. № 1(52). С. 66-70. https://zenodo.org/record/2906766#.Xpn4oGYzaM8
DOI: https://doi.org/10.5281/zenodo.2906766 (Особистий внесок – участь у експерименті, інтерпретації даних, узагальнення висновків).

тези конференцій, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

8. Романчук И. Ф. Выявление соровых понижений рельефа с помощью космической съемки. *Науково-практична конференція з космічних досліджень*: Праці 15-ї науково-практичної конференції (Одеса, 24-28 серпня 2015). Одеса, 2015. С. 210.

9. Романчук И. Ф., Сахацкий А. И. Использование спектральных данных Sentinel для оценки распределения подов и влажности грунта на сельскохозяйственных полях (на примере Барышевского исследовательского полигона ДЗЗ). *Науково-практична конференція з космічних досліджень*: Праці 16-ї науково-практичної конференції (Одеса, 22-27 серпня 2016). Одеса, 2016. С. 222.

10. Romanciuc I. Application of satellite Data for Investigation of Micro Depressions of Relief-Source of the Groundwater Pollution by Mineral Fertilizers. *The*

6th International Conference Ecological Chemistry: Proceedings of the International conference (Chisinau, Republic of Moldova, 2-3 March 2017). Chisinau, 2017. P. 105.

11. Романчук И. Ф. Определение засухоустойчивости растительного покрова степных территорий Украины по многоспектральным данным дистанционного зондирования. *Ідеї та новації в системі наук про Землю.* Праці IV Всеукраїнської молодіжної конференції. (Київ, 25-27 жовтня 2017). Київ, 2017. С. 76-77.

12. Романчук І. Ф. Виявлення географічних закономірностей формування ресурсів ґрунтової вологи у вегетаційний період. *Екологічна безпека держави.* Праці XII Всеукраїнської науково-практичної конференції молодих учених та студентів. (Київ, 19 квітня 2018). Київ, 2018. С. 205-206.

13. Romanciuc I., Pazynych N. Using the Digital Elevation Model for Studying Water Balance of the Territory. *Information technologies in solving modern problems of geology and geophysics.* Proceedings of 7th International Scientific Conference of young scientists and students. (Baku, Azerbaijan, 15-18 October 2018). Baku, 2018. P. 167-168.

14. Lyalko V. I., Elistratova L. A., Apostolov A. A., Romanciuc I., Hodorovskiy A. Ya. Application of space imagery for express-evaluation of soil degradation in Ukraine. *Почвы и земельные ресурсы: современное состояние, проблемы рационального использования, геоинформационное картографирование.* Материалы Международной научно-практической конференции, посвященной 85-летию кафедры почвоведения БГУ и 80-летию со дня рождения д.г.н., профессора В. С. Аношко. (Минск, Республика Беларусь, 20-23 сентября 2018). Минск, 2018. С. 172-177.

15. Lyalko V. I., Elistratova L. A., Apostolov A. A., Romanciuc I., Hodorovskiy A. Ya. Evaluation of the natural environment changes in Ukrainian Polissia based on space imagery data. *Современные проблемы ландшафтоведения и геоэкологии.* Сборник материалов VI Международной научной конференции к 110-летию со дня рождения профессора В. А. Дементьева. (Минск, Республика Беларусь, 13-16 ноября 2018). Минск, 2018. С. 168-170.

16. Romanciuc I., Piestova I. Soil water exchange modeling with water index application based on the multispectral satellite data. *VI Всеукраїнська конференція «GEO-UA».* Праці 6-ї Всеукраїнської конференції (Київ, 18-19 вересня 2018). Київ, 2018. С. 131-133.

17. Романчук І. Ф., Томченко О. В. Характеристика засоленности земель средствами ДЗЗ. *Всеукраїнська молодіжна наукова конференція «Ідеї та новації в системі наук про Землю».* Праці VI Всеукраїнської молодіжної наукової конференції. (Київ, 10-12 квітня 2019). Київ, 2019. С. 50-51.

18. Лялько В. І., Єлістратова Л. О., Апостолов О. А., Романчук І. Ф. Досвід оцінювання змін природного середовища в Україні з застосуванням матеріалів космічної зйомки. *Міжнародна науково-практична конференція «Екологічна безпека та збалансоване природокористування в агропромисловому виробництві».* Збірник праць Міжнародної науково-практичної конференції. (Київ, 3-5 липня 2019). Київ, 2019. С. 164-168.

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ…….. 19
ВСТУП……... 20
РОЗДІЛ 1 СУЧАСНИЙ СТАН ЗАСТОСУВАННЯ ДАНИХ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ДЛЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ВОЛОГОСТІ ЗЕМНОГО ПОКРИВУ…….. 27
1.1 Традиційні контактні методи визначення вологості ґрунтового покриву……. 28
1.2 Дистанційні методи визначення вологості земного покриву…….. 30
1.2.1 Спектральні характеристики ґрунтів……...…….. 32
1.2.2 Багатоспектральна космічна зйомка при дослідженнях вологості земного покриву……...…….……... 34
1.2.3 Застосування радіолокаційної зйомки при оцінки вологості земного покриву…….….. 36
1.2.4 Теплове інфрачервоне випромінювання при оцінці вологості земного покриву…….….. 40
1.2.5 Картування вологості земного покриву…….…… 42
1.2.6 Моделювання приповерхневого руху води……... 47
1.3 Досвід дослідження земного покриву території України…… 51
1.4 Постановка завдання дослідження вологості земного покриву за даними дистанційного зондування……... 59
Висновки до першого розділу……... 63
РОЗДІЛ 2 ЗВ'ЯЗОК ВОЛОГОСТІ ЗЕМНОГО ПОКРИВУ З ПРИРОДНИМИ ОСОБЛИВОСТЯМИ НА РІЗНИХ МАСШТАБНИХ РІВНЯХ ДОСІДЖЕННЯ …….. 64
2.1 Визначення вологості земного покриву на регіональному рівні дослідження…… 64
2.1.1 Вологість ґрунтового покриву фізико-географічних зон України в умовах сучасного клімату……... 65

2.1.2 Строкатість ландшафтів фізико-географічних зон України на космічних знімках……. 67
2.1.3 Водний режим ґрунтів різних фізико-географічних зон України……... 70
2.2 Вибір та характеристика локального дослідження вологості ґрунтового покриву з врахуванням місцевих природних особливостей (на прикладі Баришівського полігону)……. 72
2.2.1 Вибір та характеристика репрезентативних ділянок наземних спостережень…… 72
2.2.2 Характеристика ґрунтового покриву території дослідження……... 74
2.2.3 Геологічна характеристика ділянки дослідження……. 79
2.2.4 Взаємозв’язок вологості ґрунтового покриву з рельєфом поверхні…….. 102
Висновки до другого розділу…… 106
РОЗДІЛ 3 ОБҐРУНТУВАННЯ МЕТОДИКИ ВИЗНАЧЕННЯ ВОЛОГОСТІ ЗЕМНОГО ПОКРИВУ НА РІЗНИХ МАСШТАБНИХ РІВНЯХ ДОСЛІДЖЕННЯ…… 107
3.1 Розробка методики визначення вологості земного покриву на регіональному рівні дослідження…… 109
3.1.1 Обґрунтування вибору водних індексів за даними дистанційного зондування…… 111
3.1.2 Методика визначення вологості земного покриву на регіональному рівні досліджень за даними дистанційного зондування……. 115
3.1.3 Характеристика погодно-кліматичних умов території досліджень……. 120
3.2 Розробка методики визначення вологості ґрунтового покриву на локальному рівні дослідження…… 127

3.2.1 Методика визначення вологості ґрунтового покриву на локальному рівні дослідження за даними дистанційного зондування (на прикладі Баришівського полігону)…… 131
3.2.2 Геоморфологічні особливості території дослідження……... 137
Висновки до третього розділу……..…… 139
РОЗДІЛ 4 РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА РЕКОМЕНДАЦІЇ ЩОДО ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДИКИ ДЛЯ ГЕОЕКОЛОГІЧНОГО МОНІТОРИНГУ ЗЕМНОГО ПОКРИВУ……...……. 141
4.1 Результати регіонального картування вологості земного покриву (на прикладі території України)…..... 141
4.1.1 Картування вологості земного покриву агроландшафтів України……... 141
4.1.2 Розвиток посухи та ділянки, схильні до опустелювання….. 144
4.1.3 Рекомендації щодо застосування методики визначення вологості земного покриву……... 146
4.2 Результати локального визначення вологості ґрунтового покриву (на прикладі Баришівського полігону)……... 146
4.2.1 Визначення вологості ґрунтового покриву на локальному рівні досліджень…… 151
4.2.2 Картування вологості ґрунтового покриву …..…….. 158
4.2.3 Комплексування даних дистанційного зондування з геоморфологічними реконструкціями…… 159
4.2.4 Рекомендації щодо застосування методики оцінки вологості ґрунтового покриву…….. 162
Висновки до четверного розділу…….…. 165
ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ…….. 167
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ……. 169
ДОДАТКИ…….. 197

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalized difference vegetation index
NDII	Normalized difference infrared index
NWI	Normalized water index
RDI	Ratio Drought Index
SAR	Synthetic-aperture radar
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
USGS	United Stated Geological Survey
ГІС	Геоінформаційна система
ДЗЗ	Дистанційне зондування Землі
МЦТ	Морфоструктури центрального типу
ЦМР	Цифрова модель рельєфу

ВСТУП

Актуальність теми

До 70% земельного фонду України займають землі сільськогосподарського призначення на ґрунтах із високим вмістом гумусу. Приблизно 54% орних земель придатні для ведення агробізнесу [1]. Ґрунти та їх властивості формуються під впливом багатьох факторів, основними з яких є клімат, рельєф, материнська гірська порода, час, живі організми тощо. Сучасні кліматичні тенденції призводять до зміни властивостей ґрунтів, особливо це пов'язано з водним та тепловим режимами. Важливим завданням в наш час є обґрунтування оптимальної моделі забезпечення збалансованого зволоження ґрунтів сільськогосподарського призначення з урахуванням природних особливостей. Для цього потрібне розуміння взаємозв'язку вологості ґрунтів та визначення показників, за якими можна надати швидку та достовірну оцінку стану навколишнього середовища при проведенні моніторингових робіт.

Результати моніторингу змін приземної температури повітря та інших показників, представлені у роботах кліматологів [1-5], свідчать про те, що територія України є одним з найуразливіших до кліматичних змін регіонів планети [6-8]. Наслідком цього є зміна місцевих кліматоутворюючих факторів – рослинні угрупування, вітер, перерозподіл тепла та вологи, що обумовлює процеси водного режиму ґрунтів у сезонному циклі процесів водообміну, різку активацію сучасних геодинамічних процесів (водна ерозія, зсуви, площинна денудація, збільшення ділянок, схильних до опустелювання). Все це посилює ризики деградації, особливо збільшення посушливих явищ, що описано в роботах О. Г. Тараріко та інших [6-10]. При цьому відмічається, що середньорічна кількість опадів відносно кліматичної норми суттєво не змінилася. Проте змінився просторовий розподіл опадів та режим вологості ґрунтів, значно зросла інтенсивність опадів, повторюваність аномальних злив з періодами тривалих посух. Останні фіксуються навіть на Поліссі, яке донедавна відрізнялося надмірною зволоженістю. За оцінкою вітчизняних вчених-кліматологів Т. І. Адаменко [11], С. Г. Бойченко [12], В. І. Лялька [13],

підвищення середньорічної температури повітря призвело до зміщення меж кліматичних зон.

Вологість земного покриву є життєво важливою складовою природного середовища, що забезпечує умови існування живих організмів, взаємообмін енергії та речовини між організмами та навколишнім середовищем.

Висока рухливість води, яка залежить від літологічних та морфологічних особливостей території, і вплив кліматичних змін на вологість земного покриву вимагають постійного спостереження за станом їх вологозабезпечення. Для цього найбільш ефективним є використання даних дистанційного зондування як унікального за оперативністю, оглядовістю та об’єктивністю засобу моніторингових досліджень земної поверхні на всіх масштабних рівнях.

Ефективність застосування методів дистанційного зондування Землі при дослідженнях природного середовища та доцільність поєднання дистанційних методів із наземними завірковими спостереженнями були розвинуті в розробках науковців ЦАКДЗ ІГН НАН України – В. І. Лялька, М. М. Митника, Л. Д. Вульфсона, З. М. Шпортюк, О. І. Сахацького, О. Т. Азімова, О. А. Апостолова, Л. О. Єлістратової, НААН України – О. Г. Тараріко, Т. Л. Кучми, Т. В. Ільєнко, О. В. Сиротенко, НУБіП України – С. С. Кохан, В. М. Стародубцева та ін., ННЦ «ІГА імені О. Н. Соколовського» – М. М. Гічка, С. Р. Трускавецького, та ін.

Актуальним науковим завданням є створення методики визначення вологості земного покриву за даними дистанційного зондування як інформаційної основи геоекологічного моніторингу.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертація виконана в рамках науково-дослідних робіт, що проводились у Державній установі “Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України” за такими темами: “Розробка теоретико-методичних основ використання матеріалів космічних і полігонних спектро- та газометричних зйомок для забезпечення раціонального природокористування в умовах сталого розвитку суспільства“ (№ ДР 0116U003032), “Розробка нових методик космічного

моніторингу земних покривів (рослинність, ґрунти, водні ресурси), біорізноманіття в умовах кліматичних змін з метою управління ризиками надзвичайних ситуацій” (№ ДР 0112U000703), “Методи дистанційного оцінювання біофізичних параметрів лісових рослинних угруповань та агрофітоценозів в межах різних ландшафтно-кліматичних зон території України” (№ ДР 0114U001664), “Оцінка впливу регіональних змін клімату на екосистеми та визначення ризиків їх негативних наслідків з використанням даних дистанційного зондування та наземних спектро-, газометричних та гідрометеорологічних вимірів” (№ ДР 0116U002674), “Розробка і впровадження сучасних аерокосмічних технологій дослідження Землі для оцінювання та прогнозування небезпечних природних і антропогенних процесів і явищ, формування рекомендацій з оптимізації пошуків, розвідки і експлуатації родовищ корисних копалин з метою мінімізації негативного впливу на довкілля” (№ ДР 0118U005384).

Мета і завдання дослідження. Метою роботи є покращення інформаційного забезпечення геоекологічного моніторингу шляхом розробки методики визначення вологості земного покриву за даними дистанційного зондування.

Для досягнення поставленої мети були визначені такі *завдання*:

– аналіз досвіду застосування матеріалів дистанційного зондування для оцінки вологості ґрунтового покриву;

– укладання оглядових карт України для років з різними погодно-кліматичними умовами з метою картування просторових та часових змін вологості земного покриву як інформаційної основи моніторингових даних;

– проведення наземних спостережень вологості ґрунтового покриву та оцінки впливу рельєфу на просторовий розподіл вологості;

– розрахунок регресійної залежності між дистанційно отриманими показниками та наземними спостереженнями вологості земного покриву;

−визначення локалізації мікрозападинних форм рельєфу шляхом порівняльного аналізу вологості ґрунтового покриву та місцевих природних особливостей;

−укладання детальних карт земного покриву для впровадження ведення точного землекористування.

Об'єкт дослідження – вологість земного покриву.

Предмет дослідження – методи визначення вологості земного покриву за даними дистанційного зондування.

Методи дослідження. У роботі застосовано методи комп'ютерної обробки космічних зображень, наземні спостереження, лабораторні дослідження вологості ґрунтового покриву, методи математичної статистики, геоінформаційних технологій, пластики рельєфу та морфодинамічного аналізу, картування.

Наукова новизна одержаних результатів полягає у наступному:

1. *Вперше* розроблено методику визначення вологості земного покриву за даними дистанційного зондування, яка базується на комплексуванні ландшафтних, кліматичних та геоморфологічних показників.

2. *Вперше* укладено карту розподілу водних індексів для території України, яка моделює просторові та часові зміни вологості земного покриву для оцінювання посушливих явищ та меж фізико-географічних зон в різних погодно-кліматичних умовах.

3. *Удосконалено* аналіз вологості ґрунтового покриву на локальному рівні дослідження із застосуванням методу пластики рельєфу, доповненого морфодинамічним аналізом.

4. Вперше для Браишівського полігону одержано багатовимірну регресію залежності вологості ґрунтового покриву від різних метеорологічних та природних показників, що дає можливість встановити вологість ґрунтового покриву у місцях із схожими метеорологічними та природними умовами, де не проводилися наземні спостереження.

Практичне значення одержаних результатів. Застосування розрробленої методики та результати виконаного картування вологості земного покриву та їхнього просторового розподілу можуть бути використані як складова у розробці бази даних земельних ресурсів і прогнозування їхньої схильності до деградації, враховуючи кліматичні зміни та геоморфологічні особливості території. Результати оцінки просторового розподілу вологості земного покриву на базі даних дистанційного зондування зі схемою локалізації мікрозападинних форм рельєфу передано для використання ТОВ “Баришівська зернова компанія”, що підтверджується актом впровадження (Додаток А).

Особистий внесок здобувача. Постановка завдань дослідження та інтерпретація одержаних результатів виконані здобувачем спільно з науковим керівником. Проаналізовано методи визначення та оцінки вологості земного покриву за допомогою застосування супутникової зйомки.

Автором розроблено методику проведення дослідження, яка включає поєднання даних дистанційного зондування та матеріалів наземних спостережень. Проведено класифікацію космічних знімків та розраховано водні індекси як основу для картування вологості земного покриву різного масштабного рівня. Проведено наземні спостереження, відібрано зразки ґрунтового покриву. Розраховано регресійні залежності між різними типами даних (наземними завірковими спостереженнями, даними дистанційного зондування, кліматичними даними), проведено розрахунки метеорологічних показників. Укладено карти та розроблено шкалу вологості земного покриву, надано рекомендації щодо застосування результатів дослідження при веденні геоекологічного моніторингу та впровадженні точного землеробства. Всі наукові результати дисертаційної роботи викладено в наукових публікаціях:

- у роботах [2, 5, 9] – викладено результати наземних спостережень та розрахунку водного індексу NWI для визначення вологості ґрунтового покриву;
- у роботах [2, 5] − описано методику укладання карт вологості ґрунтового покриву на базі водного індексу NWI;

- у роботах [8-12, 14-17] – виявлено особливості вологості земного покриву, які пов’язані з проблемами ризиків деградації ґрунтів, визначених за даними дистанційного зондування;
- у роботах [1, 6, 7, 13] − використано метод пластики рельєфу для моделювання поверхневого стоку та визначення мікрозападинних форм рельєфу;
- у роботах [3, 4, 18] − проаналізовано вплив кліматичних змін на сучасні умови вологості земного покриву України.

Апробація результатів дисертації.

Попередні результати дисертаційного дослідження та основні теоретичні і методичні аспекти були представлені та обговорені на 15-й науково-практичній конференції з космічних досліджень (Одеса, 24-28 серпня 2015 р.), 16-й науково-практичної конференції з космічних досліджень (Одеса, 22-27 серпня 2016 р.), 6-й міжнародній конференції “International Conference Ecological & Environmental Chemistry” (Кишинів, Республіка Молдова, 2-3 березня 2017 р.), Всеукраїнській IV молодіжній конференції “Ідеї та новації в системі наук про Землю” (Київ, 25-27 жовтня 2017 р.), Всеукраїнській XII науково-практичній конференції молодих учених та студентів “Екологічна безпека держави” (Київ, 19 квітня 2018 р.), 7-й міжнародній конференції молодих вчених та студентів “Information technologies in solving modern problems of geology and geophysics” (Баку, Азербайджан, 15-18 жовтня 2018 р.), Міжнародній науково-практичній конференції, присвяченій 85-річчю кафедри ґрунтознавства БГУ та 80-річчю з дня народження д. г. н., професора В. С. Аношко “Почвы и земельные ресурсы: современное состояние, проблемы рационального использования, геоинформационное картографирование” (Мінськ, Республіка Білорусь, 20-23 вересня, 2018 р.), 5-й міжнародній науковій конференції “Мониторинг и оценка состояния растительного покрова мира” (Мінськ, Республіка Білорусь, 8-11 вересня, 2018 р.), 6-й міжнародній науковій конференції “Современные проблемы ландшафтоведения и геоэкологии” (Мінськ, Республіка Білорусь, 13-16 листопада 2018 р.), 18-й науково-практичній конференції з космічних досліджень GEOUA-2018 (Київ, 24-28 серпня 2018 р.), Всеукраїнській VI

молодіжній науковій конференції «Ідеї та новації в системі наук про Землю». (Київ, 10-12 квітня 2019 р.), Міжнародній науково-практичній конференції «Екологічна безпека та збалансоване природокористування в агропромисловому виробництві». (Київ, 3-5 липня 2019 р.).

Публікації. За темою дисертації опубліковано 18 робіт, у тому числі: у журналах, що внесені до Переліку наукових фахових видань України з геологічних наук – 5 (з яких: 1 – виконано одноосібно, 2 – включено у наукометричні бази Web of Science та Scopus); 2 – у зарубіжних виданнях; 11 – у збірниках матеріалів і тез доповідей вітчизняних та міжнародних конференцій.

Структура і обсяг дисертації. Дисертація складається зі вступу, чотирьох розділів, висновків, списку використаних джерел (247 найменувань на 28 сторінках) і 18 додатків на 30 сторінках. Робота викладена на 227 сторінках, що містять 160 сторінок основного тексту, 54 рисунків і 8 таблиць.

Автор висловлює щиру подяку академіку НАН України В. І. Ляльку та член-кореспонденту НАН України М. О. Попову за наукові консультації, постійну увагу і допомогу при виконанні роботи. Автор щиро дякує науковому керівнику к.геогр.н. Н. В. Пазинич та колегам ЦАКДЗ ІГН НАН України О. А. Апостолову та к.геогр.н. Л. О. Єлістратовій. Особливо автор вдячний д.геол.н. О. І. Сахацькому за розвиток ідеї та перші кроки у дослідженнях.

РОЗДІЛ 1
СУЧАСНИЙ СТАН ЗАСТОСУВАННЯ ДАНИХ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ДЛЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ВОЛОГОСТІ ЗЕМНОГО ПОКРИВУ

Водні ресурси Землі – атмосферна волога, поверхневі, підземні та ґрунтові води тісно взаємозв’язані з кругообігом води та енергії у природі.

Вологість земного покриву є джерелом води для сумарного випаровування на континентах. Всесвітньою Метеорологічною Організацією (World Meteorological Organization (WMO)) вологість ґрунту у 2010 році була визнана у якості суттєвої кліматичної змінної (Essential Climate Variable (ECV)), яка є ключовою для правильної характеристики клімату Землі [14] в межах Глобальної системи спостереження за кліматом (Global Climate Observation System (GCOS)) [15].

Земний покрив включає в себе ґрунтовий покрив, як верхню гідродинамічну зону літосфери, та рослинний покрив, який складає біорізноманіття рослинних видів та угрупувань.

За даними Управління наук про Землю NASA, вологість ґрунтового покриву у різних дисциплінах визначає різні процеси та явища. Уявлення фермера про вологість ґрунтового покриву відрізняється від уявлення менеджера з водних ресурсів або синоптиків, які передбачають погоду. Вологість ґрунтового покриву – це вода, яка утримується у проміжках між частинками ґрунту. Однак, поверхнева вологість ґрунтового покриву – це вода, яка знаходиться у верхньому, 10 см шарі ґрунту, а вологість ґрунту кореневої зони – це вода, яка доступна для рослинності та знаходиться у верхньому 200 сантиметровому шарі ґрунту [16].

Від вологості залежить транспірація та фотосинтез рослин, що впливає на водний, енергетичний та біохімічний цикли. Фактично, вологість земного покриву є ядром системи, яке контролює гідрологічну взаємодію між ґрунтом,

рослинністю та кліматичним впливом, грає головну роль в регулюванні водного та енергетичного балансу між поверхнею Землі та атмосферою [17, 18].

Набори даних про вологість земного покриву необхідні для широкого спектру застосування у гідрології [19], метеорології [20], кліматології [21], управлінні водними ресурсами [22].

Функції, які виконує вода у ґрунті: - забезпечення рослин водою; - рівень вологості впливає на склад ґрунту, його засоленість та вміст токсичних речовин у ґрунті; - підтримка ґрунтової структури, пластичності та щільності; - вплив на температурний режим та теплоємність; - запобігання вивітрюванню ґрунту; - визначає придатність землі до сільськогосподарських та агротехнічних заходів. Вологість ґрунтового покриву впливає на розчинність, переміщення та ефективність органічних та мінеральних добрив, на ступінь забрудненості ґрунту пестицидами та іншими продуктами техногенного походження, те, наскільки сільськогосподарські рослини засвоюють шкідливі для здоров’я людей хімікати. Від вологості ґрунтового покриву залежить прояв всіх морфологічних властивостей. Складність визначення та спостереження за вологістю ґрунтового покриву полягає в тому, що це не є стійким показником ґрунту. Вона залежить від багатьох факторів: метеорологічних умов, рівня ґрунтових вод, гранулометричного складу ґрунту, характеру рослинності та інших [23].

1.1 Традиційні контактні методи визначення вологості ґрунтового покриву

Дослідження вологості ґрунтового покриву традиційними (наземними методами) виконується двома різними шляхами. За одним із методів відбирається зразок частини ґрунту для подальшого дослідження у лабораторних умовах. Другий заснований на встановленні датчиків на необхідній ділянці ґрунту, за допомогою яких вимірюється вологість [24].

Контактні методи потребують прямого контакту з ґрунтом. Приклади контактних методів включають ємнісні датчики [25, 26], електромагнітні методи вимірювання вологості ґрунтового покриву, як правило, рефлектометрія у

тимчасовій області для локальних оцінок, георадар, ємнісні зонди та рефлектометрія у частотній області вимірюють шляхом оцінки діелектричної проникності [27]. Використовуються також інші прилади, такі як імпезантні датчики, тензіометри [28], блоки опору [29], датчик розсіювання тепла [30] та нейтронні датчики, можуть бути використані для вимірювання вмісту вологи у ґрунтовому покриві [29], вимірювання питомого електричного опору [31], датчики теплового імпульсу [32], волоконно-оптичні датчики [33]. Такі методи дослідження вологості ґрунту забезпечують просторові та часові спостереження високої достовірності з великим охопленням точок просторово-часової динаміки вологості ґрунту в межах поля. Також часто застосовуються гідрогеофізичні та гравіметричні методи, з яких ефективними є радіолокатори [34] та електромагнітна індукція [35]. Такі методи підходять для періодичного картування, але не можуть забезпечити дані для постійного моніторингу. Контактні методи вимірювання надають найбільш точну оцінку вологості ґрунтів, проте вони обмежені за часом та простором [36], тому їх використовують переважно для калібрування та тестування гідрогеологічних моделей, які в порівнянні надають вертикальні та горизонтальні профілі вологості ґрунтового покриву.

Методи визначення вологості також поділяють на прямі та непрямі. Прямі засновані на видаленні води у процесі сушки та визначенні втрати маси, яка відповідає волозі що випаровується. Не прямі – фізико-хімічні, засновані на залежності фізичних та хімічних властивостей ґрунту від вмісту в ньому вологи [23]. Ступінь вологості впливає на виразність інших морфологічних ознак ґрунтів, наприклад, вологий ґрунт має темніший колір відносно сухого. Крім того, ступінь вологості впливає на склад ґрунту, структуру та інше [37].

Найбільш відомим способом для отримання даних про вологість ґрунту є *термостатно-ваговий метод.* Він надає можливість отримати точні дані про вологість ґрунтового покриву для всієї глибини залягання коренів рослин. Але термостатно-ваговий метод потребує матеріальних затрат та великої ручної праці, які призводять до підвищення цін на таку інформацію. При дослідженні

вологості цим методом слід дотримуватися державних стандартів ДСТУ [38]. Термостатно-ваговий метод полягає у визначенні втрати вологи при висушуванні ґрунту. Заснований на зваженні, висушуванні та визначенні кількості випарів води. Різниця ваги висушеного та вологого ґрунту визначає кількість води у ґрунті.

Відомі також *тензометричний, радіоактивний, електричний методи, метод діелектричних зондів NDX та EDR, органолептичний метод,* застосування яких потребує спеціалізованого обладнання. Існує також експрес-метод, при якому слід взяти в руку жменю ґрунту та оцінити її властивості на дотик, але такий метод є суб'єктивним та не надає достовірної інформації.

1.2 Дистанційні методи визначення вологості земного покриву

Традиційні методи визначенні вологості ґрунтового покриву проводяться за допомогою спеціальних датчиків, приладів (вологомірів). Такі підходи забезпечують високу точність вимірювань, але вони не придатні для дослідження великих важкодоступних територій, для яких доцільне застосування дистанційних методів, перш за все – на основі даних дистанційного зондування з космосу. Глобальні продукти вологості ґрунтового покриву, отримані з різних датчиків дистанційного зондування, стають у сучасний час легко доступними з майже щоденним інтервалом. Основним недоліком є необхідність набору репрезентативних еталонних зразків. Збір наземних вимірювань вимагає участі людини і зазвичай є трудомістким та дорогим завданням. Це обмежує можливість поширення їх використання на різні області і різні системи дистанційного зондування, оскільки вони залишаються дійсними тільки в умовах, в яких були зібрані еталонні зразки. В основі існуючих дистанційних методів визначення вологості ґрунтового покриву лежить використання даних випромінювання і відображення ґрунтом електромагнітної радіації.

Методи дистанційної оцінки вологості ґрунтового покриву включають пасивні та активні радіометри [39], радари із синтезованою апертурою [40],

скаттерометри [41], багатоспектральні сенсори [42] та інші датчики та сенсори. Ці датчики встановлені на бортових та космічних платформах.

В даний час на орбіті працює декілька спеціалізованих супутників, дані яких можливо застосовувати для дослідження вологості ґрунтового покриву. Серед них найпопулярніші наступні:

-Супутник SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), який оснащений радіометром MIRAS (Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis), був запущений в листопаді 2009 року Європейським космічним агентством (ESA). Призначений для вимірювання вологості ґрунту та солоності океану в глобальному масштабі, що дає загальну характеристику всієї земної кулі. Забезпечується просторова розрізненність біля 30-50 км, на частоті 1,42 ГГц [43].

-Супутник GCOM-W1 (Global Change Observation Mission 1st-Water), запущений в травні 2012 року Японським агентством аерокосмічних досліджень. Супутник оснащений надчутливим скануючим СВЧ-радіометром AMSR-2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer – вдосконалений мікрохвильовий скануючий радіометр) з просторовою розрізненністю 5-50 км, який є вдосконаленим варіантом радіометрів AMSR-E та AMSR, встановлених на супутниках ADEOS-2 и Aqua. За допомогою радіометра AMSR-2 можна зібрати дані спостережень з 99% поверхні Землі всього за 2 дні, так як його антена, створюючи один оберт в 1,5 секунди, дозволяє охопити територію в 1,450 км.

-Супутник SMAP (Soil Moisture Active Passive), який запущений NASA (Національне управління з аеронавтики та дослідженням космічного простору США) у січні 2015 року. На борту супутника SMAP встановлено пасивний мікрохвильовий радіометр, який працює в L-діапазоні (1,400-1,427 ГГц) та призначений для вимірювання поверхневої вологості земного покриву та води у стані замороження-танення з просторовою розрізненністю біля 40 км. Нажаль, встановлений на супутнику активний радар високого просторового розрізнення (3 км) втратив свою працездатність у вересні 2015 року.

1.2.1 Спектральні характеристики ґрунтів

Найбільш яскраво виражена спектральна характеристика ґрунтів в червоній частині оптичного спектру, в ближньому, середньому та тепловому діапазонах інфрачервоного (ІЧ) випромінювання. На спектральне відображення, поглинання та випромінювання ґрунтів впливає: мінералогічний склад, зернистість (розмір часток), вміст сполук заліза та органічних речовин (гумус), а також структура та рівнинність поверхні.

Спектральні характеристики різного ступеню вологості земного покриву змінюються в просторі і часі та залежать від багатьох факторів (кількості опадів, температури, типу ґрунту, механічного складу, вмісту гумусу, рослинності та ін.) [44-47]. Найбільш ефективними при визначенні вологості є довжини хвиль приблизно 970, 1200, 1450 та 1650 нм, оскільки в них відбувається поглинання сонячної радіації водою. При дослідженнях вологості земного покриву активно застосовують інфрачервоні діапазони електромагнітного спектру. Слід також враховувати, що чим вища вологість ґрунту, тим нижче спектральне відбиття у всіх діапазонах електромагнітного спектру [48].

Мінеральний склад. Окиси та гідроокиси заліза у короткохвильовій частині видимого діапазону зменшують, а у довгохвильовій та ближній інфрачервоній підвищують відбивну здатність ґрунтів. При збільшенні вмісту окисів заліза зменшується відбивання.

Зернистість. Тонкозернисті мінерали в ґрунті створюють відносно рівну поверхню, яка відбиває сильніше ніж грубі та шорсткуваті нерівні поверхні.

Органічна речовина. Зменшена кількість гумусу (особливо при 0-8%) знижує інтенсивність спектрального відбивання ґрунтів в зоні більше 0,6 мкм.

Гірські породи та ґрунти характеризуються підвищенням спектральних яскравостей при наближенні до червоної зони спектру, а водні поверхні монотонним зменшенням відбивною здатністю від синьо-фіолетової до червоної зони спектру, оскільки при збільшенні довжини хвилі, вода поглинається більше.

Значний вплив на спектральні характеристики ґрунту в видимій та ближній інфрачервоній частинах оптичного діапазону надає вологість (вміст води в

ґрунті). З підвищенням вологості зменшується спектральна яскравість всіх ґрунтів незалежно від довжини випромінювання. Вологі та мокрі ґрунти на багатозональних зображеннях завжди мають більш темний тон, ніж сухий ґрунт. Ділянки сухих та вологих ґрунтів розпізнаються за величиною спектральної яскравості [44-47].

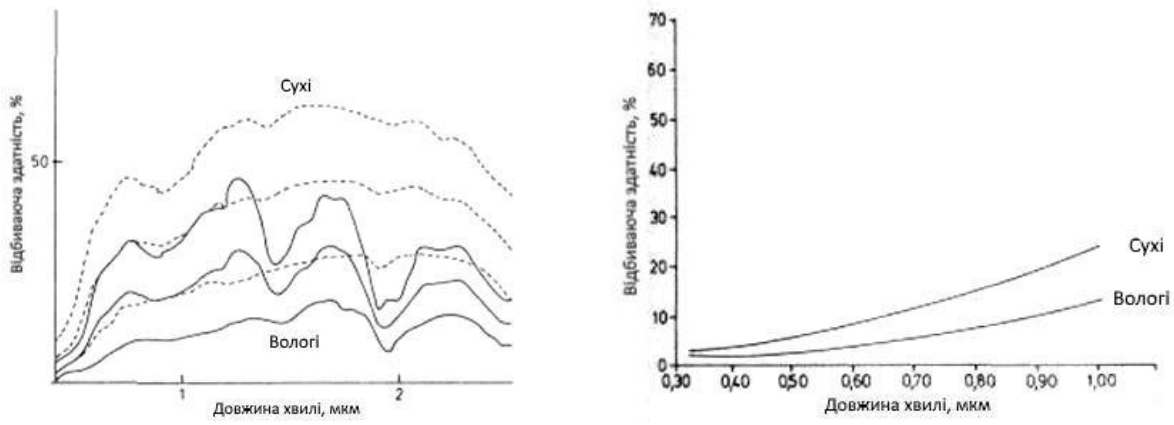
Залежність коефіцієнта спектральної яскравості ґрунтів від вологості зумовлено двома ефектами:

1) Зменшенням показника заломлення (для ґрунту n = 1,5…1,7, а для води n = 1,2…1,3);

2) Збільшення показника поглинання.

Обидва ефекти призводять до зменшення коефіцієнту спектральної яскравості [46, 49].

Ділянки сухих та вологих ґрунтів можна розпізнавати за величиною спектральної яскравості, як відображено на рис. 1.1 [49].



а б

Рис. 1.1. Спектральна відбивна здатність а) сухих і вологих суглинків у видимому, ближньому ІЧ та середньому ІЧ-діапазонах; б) чорноземи у видимому і ближньому ІЧ-діапазонах [49]

На графіках, відображених на рис. 1.1 а зміна величини спектральної яскравості для вологих ґрунтів смуги поглинання вологи відображені значними мінімумами, а для сухого ґрунту мінімуми лише намічаються.

На графіках рис. 1.1 б, для чорноземів спостерігається нахил кривої, який

від початку і до кінця залишається приблизно однаковим, хоча інтенсивність спектрального відбиття зростає із довжиною хвилі випромінювання. Суглинки характеризуються швидким зростанням інтенсивності відбивання, особливо в інтервалі між 0,32 і 0,45 мкм [49].

1.2.2 Багатоспетральна космічна зйомка при дослідженнях вологості земного покриву

Багатоспектральна космічна зйомка виконується в оптичному діапазоні, який включає видимий, ближній, середній та дальній інфрачервоні діапазони, та має довжину електромагнітних хвиль 400-2400 нм. Прямі вимірювання розподілу вологості у ґрунтовому покриві на базі багатоспектральної космічної зйомки у інфрачервоному та видимому діапазонах обмежені проникненням хвиль цих спектрів крізь рослинність та визначають вологість лише приповерхневого шару ґрунту (до 5 см).

Одним з дієвих методів, визначення вологості земного покриву за багатоспектральними даними дистанційного зондування є застосування різних водних індексів. Ці індекси розроблені для визначення наявності вологості в рослинному або ґрунтовому покриві. Наявність вологості в рослинному покриві є прямим показником її стану. Високий рівень вологості характеризує здорову рослинність, яка відрізняється хорошим ростом та стійкістю до пожеж. Ці індекси також широко застосовуються для оцінки посухи, пожежонебезпеки території та комбінують з індексами стану рослинності [50].

Найбільш широко застосовуються наступні індекси:

1. Water Band Index. WBI=ρ970/ρ900. Цей індекс є чутливим до зміни вологості рослинності. При збільшенні вмісту вологи в рослинному покриві, збільшується здатність поглинання у 970 нм. Застосовується при спостереженнями за кронами дерев, прогнозуванні та моделюванні продуктивності, аналізу умов пожежонебезпеки, веденні сільського господарства, досліджень стану екосистеми. Діапазон для зеленої рослинності складає від 0,8 до 1,2 [51].

2. Normalized Difference Water Index. NDWI=(ρ857-ρ1241)/(ρ857+ρ1241). Індекс чутливий до зміни вмісту вологості в рослинному покриві. Розсіювання світла кронами дерев підвищує поглинання вологості при 1241 нм. Застосовується для аналізу вологості в рослинному покриві, можливі дослідження при густо вкритих рослинністю територіях, моделювання продуктивності рослинності та пожежонебезпеки. Значення індексу в межах від -1 до 1, для зеленої рослинності від -0,1 до 0,4 [52].

3. Moisture Stress Index. MSI=ρ1599/ρ819. Індекс є чутливим до збільшення вмісту вологості у листах. При збільшенні вологості в листах рослинності, збільшується поглинання біля 1599 нм. Поглинання при 819 нм, практично не залежить від зміни вмісту вологості, тому воно застосовується в якості еталону. Індекс застосовується при аналізі водонасиченості рослинності, прогнозуванні та моделюванні продуктивності, дослідженнях фізіології екосистем та моніторингу пожежонебезпеки. Найбільші значення індексу вказують на менший вміст вологості. Значення індексу коливається від 0 до 3 і більше. Загальний діапазон для зеленої рослинності складає від 0,4 до 2 [53].

4. Normalized Difference Infrared Index. NDII=(ρ819-ρ1649)/(ρ819+ρ1649). Чутливий до зміни вмісту вологості у кронах рослинного покриву. Індекс побудований на нормованій різниці, замість простого співвідношення. Значення індексу підвищується із вмістом вологи. Застосовується при веденні сільського господарства, моніторингу лісу, визначення стресового стану рослинності. Значення індексу коливається в межах від -1 до 1. Зелена рослинність відповідає діапазону від 0,02 до 0,6 [54].

Також активно застосовуються і інші індекси, яких на даний момент вже визначено понад 160 [55]. За допомогою дистанційного зондування проводиться моніторинг вологості ґрунту у напівпосушливому регіоні [56] та у посушливих регіонах Близького Сходу та Африки [57, 58].

Wang и Qu розробили нормалізований багатозональний індекс посухи Normalized Multi-band Drought Index. NMDI=(ρ860-(ρ1640-ρ2130))/(ρ860+(ρ1640-ρ2130)). Індекс застосовується для виявлення вмісту води у ґрунті та рослинності

методом дистанційного зондування на базі спектральних сигнатур ґрунту та рослинності [59]. Подібно до традиційного нормалізованого різницевого водного індексу NDWI, NMDI застосовує канал в діапазоні 0,86 мкм, який не є чутливим до змін вологості у листовій поверхні та слугує в якості еталону. Однак, замість застосування однієї смуги поглинання рідкої вологи він застосовує різницю між двома смугами поглинання рідкої вологи (1,64 та 2,13 мкм) в якості смуги, яка чутлива до ґрунту та рослинності. Даний індекс був успішно застосований при виявлення лісових пожеж.

1.2.3 Застосування радіолокаційної зйомки при оцінки вологості земного покриву

При дистанційному зондуванні в мікрохвильовому діапазоні, застосовуються електромагнітні хвилі з довжиною від 1 м до 1 см, що відповідає частотам від 0,3 до 300 ГГц. Важлива властивість мікрохвильової зйомки є висока стійкість до атмосферних перешкод, що дозволяє проводити дослідження незалежно від погодних умов та хмарності. Як активні так і пасивні мікрохвильові спостереження широко досліджувалися для оцінки вологості ґрунтів протягом декількох десятиріч [57, 60]. Однак проблемними досі залишаються вимоги до врахування шорсткості земної поверхні, рослинності, та мікрорельєфу території дослідження [61].

Пасивні мікрохвильові методи фіксують природне випромінювання земної поверхні, активні мікрохвильові датчики вимірюють енергію, яка розсіюється зворотно від поверхні землі після передачі електромагнітного імпульсу [61, 62].

До основних систем радіометрії (пасивні датчики) включають скануючий багатоканальний мікрохвильовий радіометр Special Sensor Microwave Radiometer (SMMR) 1978-1987 рр., з розрізненням від 27 км до 148 км [63]; вдосконалений мікрохвильовий скануючий радіометр AMSR-E, запущений у 2002 році з розрізненням 38-56 км; нова місія Європейського космічного агентства (European Space Agency (ESA)) що спеціалізується на визначенні ґрунтової вологи та солоності океану (SMOS) [64, 65]. Системи SMMR та AMSR-E

надають дані з С-діапазону, а SMOS працює у L-діапазоні, що в деяких роботах вважається більш придатним для дослідження вологості ґрунтового покриву [66]. Пасивні мікрохвильові радіометри можуть забезпечувати постійні спостереження, але як правило вони мають низьке просторове розрізнення.

Активні мікрохвильові датчики та радари з синтезованою апертурою (SAR) здатні забезпечити більш високу просторову розрізненність, аніж пасивні радіометри [67]. Супутникові дані, які охоплюють великі смуги з щоденним часовим діапазоном зйомки, можуть застосовуватися при калібровці, оцінці та періодичному оновленні просторово розподілених гідрологічних моделей, оскільки вони надають інформацію стосовно еволюції процесів в часі [68].

Сьогодні для дослідження вологості ґрунтового покриву застосовуються дані радіолокаторів із синтезованою апертурою та скаттерометрів, які базуються на залежності коефіцієнта зворотного розсіювання та об’ємного вмісту вологи у ґрунті у вигляді позитивної лінійної кореляції. При визначенні вологості земної поверхні радіолокаційною зйомкою, враховують зміни діелектричних характеристик, шорсткість поверхні ґрунту [69, 70].

Дослідження потенціалу радарів для визначення вологості ґрунтового покриву було започатковано ще у 1960-ті роки, та набуло розвитку у 1990-ті завдяки запуску декількох супутників, на борту яких був радар із синтезованою апертурою SAR. SAR − це радар, що призначений для покриття великих територій 100x100 км.

При регіональних дослідженнях, як правило, досягається просторова розрізненність <30 м. Метод ScanSAR може застосовуватися для формування зображень шириною 300-500 км. Однак, це відбувається за рахунок гіршої просторової розрізненності (>100 м). Більшість космічних супутників SAR працюють в С-діапазоні. Європейські супутники ERS-1/2 та ENVISAT, а також SAR в L-діапазоні.

Пасивне мікрохвильове спостереження, а також данні скаттерометру створюють основу для глобально доступних наборів даних про вологість ґрунтового покриву завдяки їх кращій часовій виборці. Тому продукти, отримані

із супутників AMSR-E, ASCAT, SMOS та SMAP широко застосовуються. Для застосування радіолокаційних спостережень, було запропоновано декілька алгоритмів, таких як метод виявлення змін даних (change detection), який розроблено у Віденському технологічному університеті (TUWIEN) [71] та метод Байєсового злиття (Bayesian merging method) [72].

Набори даних були отримані також на борту європейських супутників дистанційного задування ERS-1 (1991-2000 рр.) та ERS-2 (з 1995 р.), а також від вдосконаленого скаттерометру ASCAT (від 2006 р.) на борту метеорологічного оперативного супутника MetOp [73].

Багато перших досліджень скаттерометрів ERS були на основі отримання параметрів рослинності, та вологості в рослинному покриві. Однак, подальші дослідження показали, що чутливість скаттерометру ERS до ґрунтової вологи вищі. Таким чином, було застосовано напівемпіричну модель для середземноморського регіону Іспанії та Західній Африці [74]. Задовільний сигнал, який би відображав сезонну рослинність не було отримано, проте було досліджено відбивну здатність поверхні ґрунту у відповідності до щомісячної кількості опадів. В іншому дослідженні на Піренейському півострові було виявлено, що за часовим рядом скаттерометр ERS є більш чутливим до зміни вологості ґрунту, аніж динаміки рослинності [75]. Був представлений перший багаторічний глобальний набір даних з вологості ґрунтового покриву, отриманий на базі даних скаттерометра ERS за період 1992-2000 [76]. Цей набір даних є у вільному доступі, та містить дані про вологість ґрунтового покриву на поверхні та індекс води у ґрунті Soil Water Index (SWI), який являє собою міру вмісту вологи у профілі ґрунту, що отримана шляхом фільтрації часових рядів вологості ґрунту на поверхні по експоненті [76].

Одним з новітніх підходів до визначення вологості ґрунтового покриву є застосування радіолокаційних висотомірів. Доведеним фактом є те, що радіолокаційний висотомір виявився чутливим до великомасштабних сезонних змін стану поверхонь.

У своїх роботах М. А. Мамаєва досліджувала можливість дрібномасштабних варіацій вологості ґрунтового покриву, викликану опадами, а також розробила методику оцінки зміни запасів вологи на коротких часових інтервалах [77]. В роботі розроблено принципи моніторингу та алгоритм визначення запасів вологи поверхневого десятиметрового шару ґрунту з застосуванням даних, отриманих радіолокаційними висотомірами, які встановлені на борту апаратів ERS-1 та ERS-2.

При моделюванні визначення вологості ґрунтового покриву Н. В. Родіонова запропонувала використовувати алгоритм визначення шорсткості поверхні за даними мікрохвильового зондування. Але за рахунок спотворення сигналу рослинністю та параметрам мікрохвильової зйомки алгоритм не враховує топографію поверхні та працює в певних межах грудкуватості ґрунту [69]. В. Н. Сагалович та інші у своїх роботах обґрунтовують необхідність враховувати неоднорідність та шорсткість ґрунту та рослинний покрив, що впливають на сигнал [70].

О. І. Сахацький у своїх роботах [48, 78] порівняв результати визначення вологості земної поверхні за даними багатоспектральних супутникових знімків Terra/MODIS та мікрохвильової супутникової зйомки AMSR-E для степових та степово-чагарникових ландшафтів. За даними супутника Terra/MODIS за осінній період 2005 року було розраховано водний індекс NWI, значення якого зіставлене з даними AMSR-E, що дозволило отримати кореляційні залежності r^2 =0,72.

При експериментальному дослідженні визначення вологості ґрунту дистанційними методами К. В. Музавлевським встановлено коефіцієнт кореляції 0,780-0,897 між фактичною вологістю ґрунту, та радіолокаційних даних на частоті 5,4 ГГц (С-діапазон) та 0,63 ГГц (Р-діапазон) [79].

За допомогою радіолокаційної зйомки, яка має високе часове розрізнення, широку смугу зйомки, зручно досліджувати часову зміну характеристик ґрунту. При цьому часто застосовуються емпіричні, полуемпіричні та теоретичні моделі

із прямою інверсією, методом найменших квадратів або методом нейронних мереж [80].

Для врахування рослинного покриву у поєднанні із даними радіолокаційної зйомки застосовують оптичну зйомку, на базі якої розраховуються різноманітні вегетаційні індекси та індекси рослинності. Найчастіше при комплексуванні із радарною зйомкою застосовують індекс листкової поверхні LAI (Leaf Area Index) [81], серед вегетаційних − нормалізований вегетаційний індекс NDVI (Normalized Vegetation Index) [82].

До недоліків відносяться: 1) необхідність врахування шорсткості поверхні, неоднорідність поверхневого шару земної поверхні; 2) моделювання зворотного відбивання для різних довжин електромагнітних хвиль від невідомої структури неоднорідностей підповерхневого шару в загальному вигляді виконати неможливо; 3) важко картографувати вологість ґрунту для неоднорідної земної поверхні, оскільки якість сигналів залежить від топографічних особливостей, щільності рослинного покриву, шорсткості поверхні.

1.2.4 Теплове інфрачервоне випромінювання при оцінці вологості земного покриву

Теплове інфрачервоне дистанційне зондування вимірює теплове випромінювання Землі в діапазоні довжин хвиль електромагнітного випромінювання від 3,5 до 14 мкм. Оцінка поверхневої вологості ґрунтового покриву з використанням дистанційно вимірюваних теплових діапазонів хвиль, головним чином, заснована на використанні змін температур поверхні ґрунтів, а також, за методом теплової інерції, або у поєднанні з показниками рослинності.

При поєднанні врахування радіаційної температури поверхні та вологості ґрунтового покриву з врахуванням рослинності було запропоновано застосовувати Water Supply Vegetation Index WSVI= $NDVI/T^0$ [55]. У результаті проведених досліджень взаємозв’язків між виміряною температурою поверхні та нормалізованим вегетаційним індексом NDVI на основі даних радіометру AVHRR, отримано співвідношення індексу рослинності та температури і

вологості ґрунтового покриву, яка вимірювалася під час наземних робіт, та корелює на рівні r^2=0,77 [83]. Між вологістю ґрунту, рослинним покривом та радіаційною температурою поверхні простежують залежність багато дослідників [84, 85].

Існує також декілька підходів для непрямого виявлення вологості ґрунтового покриву, застосовуючи теплове інфрачервоне знімання з різних супутників, таких як експлуатаційний супутник спостереження за оточуючим середовищем GOES (Geostationary Operational Environment Satellite), удосконалений радіометр дуже високої просторової розрізненості AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), спектрорадіометр середньої розрізненності MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), Landsat та інші.

Один з підходів є метод трикутника, заснований на емпіричному взаємозв’язку між вологістю ґрунту та фрагментарним рослинним покривом. Цей взаємозв’язок, продемонстрований J. C. Price [86], відображений у трикутному графіку розсіювання приземних температур та нормалізованого диференційного індексу рослинності, розрахованого на базі даних дистанційного зондування. Підхід трикутника пізніше був застосований в декількох дослідженнях для оцінки вологості ґрунту [87, 88].

Інший підхід застосовує різницю теплових властивостей води та ґрунту. Вода відрізняється від багатьох інших речовин відносно великою теплоємністю та тепловою інерцією. Теплова інерція визначається як опір нагріву об'єкту. Теплова інерція води відносно висока, що визначає високий опір змінам температур. Було продемонстровано [89, 90], Яшо характеристики температури поверхні суші вранці значною мірою залежать від вологості в ґрунті, оскільки вода нагрівається повільніше. Одним з підходів, де застосовується така характеристика, є розрахунок за формулою 1.1 теплової інерції ATI (Apparent Thermal Inertia), що визначається як різниця між максимальною та мінімальною температурами протягом дня.

$$ATI = \frac{1 - A}{\Delta T}, \quad (1.1)$$

де A - альбедо піксела у видимому діапазоні, ΔT - різниця між мінімальною та максимальною температурами. Потенціал застосування ATI для опису просторової та часової мінливості вологості ґрунту був оцінений в роботах W. W. Verstraeten, J. Van Doninck та інших [89, 90].

Ще один метод визначення даних про вологість ґрунтового покриву, застосовуючи дистанційне зондування у тепловій інфрачервоній смузі, полягає в інтегруванні даних в моделях земної поверхні. Вологість ґрунтового покриву контролює потоки тепла за рахунок випаровування, транспірації, де умови вологості ґрунту призводять до підвищення випаровування та транспірації. В інверсійній моделі обміну між атмосферою та сушею (Atmosphere-Land Exchange Inversion Model-ALEXI) застосовується взаємозв'язок між випаровуванням, транспірацією та вологістю ґрунту для отримання даних про вологість ґрунтового покриву. Порівняння даних вологості земного покриву, отриманих на базі дистанційного зондування в мікрохвильовому діапазоні, та ALEXI, показало, що обидва комплекти даних взаємодоповнюються: ALEXI при оцінці вологості ґрунтового покриву над щільною рослинністю, а дистанційне зондування в мікрохвильовому діапазоні відображає більш надійні результати для низькій та помірній рослинності [91].

1.2.5 Картування вологості земного покриву

Картування вологості ґрунтового покриву проводяться вченими по всьому світу [92, 93]. Оскільки вологість ґрунтового покриву є важливою складовою водного балансу, NIDIS (National Integrated Drought Information System) і USDA (United States Department of Agriculture) сумісно керують розробкою стратегії загальнонаціонального моніторингу вологості ґрунтового покриву Сполучених штатів Америки (США). Метою Національної скоординованої мережі моніторингу вологості ґрунту NCSMMN (National Coordinated Soil Moisture Monitoring Network) є створення національної мережі США, яка об’єднує

декілька джерел даних про вологість ґрунту через федеральні і державні мережі моніторингу на місці, супутниковий моніторинг та моделювання. На офіційному сайті NIDIS [94] доступні поновлювальні картографічні дані з вологості ґрунтів для території США з 2008 року, включаючи карту США з високою просторовою розрізненістю на основі вимірювання вологості ґрунтів на місцевості [95].

NASA розроблено візуалізатор вологості ґрунту [96]. Візуалізатор створено у 2011 році NASA та Аргентинським космічним агентством на базі супутнику Aquarius/SAC-D для спостереження за вмістом солі на поверхні океану. На основі супутника розроблено метод створення глобальних карт вологості ґрунту. На орбіті Землі, на висоті 400 миль супутник вимірює вологість ґрунту за рахунок мікрохвильової зйомки. Карти відображають як погодні умови та сезонні цикли впливають на стан ґрунтів у різних частинах світу, та застосовують при передбаченнях повеней та посух.

Карту вологості ґрунту для території США створює компанія Green Cast (Syngenta), яка дає значення вологості у відсотках на даний момент часу, середнє значення вологості ґрунтового покриву на 24 години, а також середнє значення вологості на 5 та 10 років [97].

Для території США на рис 1.2. показано створену національну мережу з вологості ґрунту (National Soil Moisture Network) [98]. В цьому проекті застосовуються наземні вимірювання вологості ґрунту, які щоденно автоматично інтегруються та моделюють карти вологості ґрунту на базі моделі SMAP.

Банк відкритих даних уряду США U.S. Government’s Open Data (https://www.data.gov/) випускає щоденні змішані продукти з вологості ґрунту. Приклад подання даних відображено на рис. 1.3. Система вимірювання вологості ґрунту SMOPS поєднує дані про вологість ґрунту деяких супутникових датчиків для укладання глобальної карти вологості ґрунту широкого просторового охоплення. SMOPS забезпечує безшовну карту вологості ґрунту з чотирьох супутників GCOM-W1, SMOS, Metop-A, Metop-B. Карта оновлюється раз на 24

години, та представляє дані приповерхневої вологості ґрунту (1-5 см) у відсотках. [99].

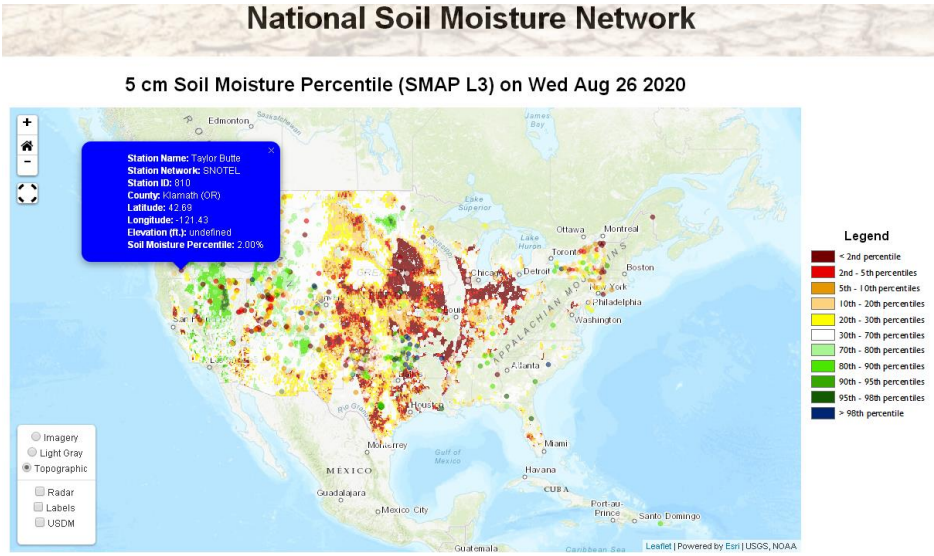


Рис. 1.2. Національна мережа з вологості ґрунтів для США

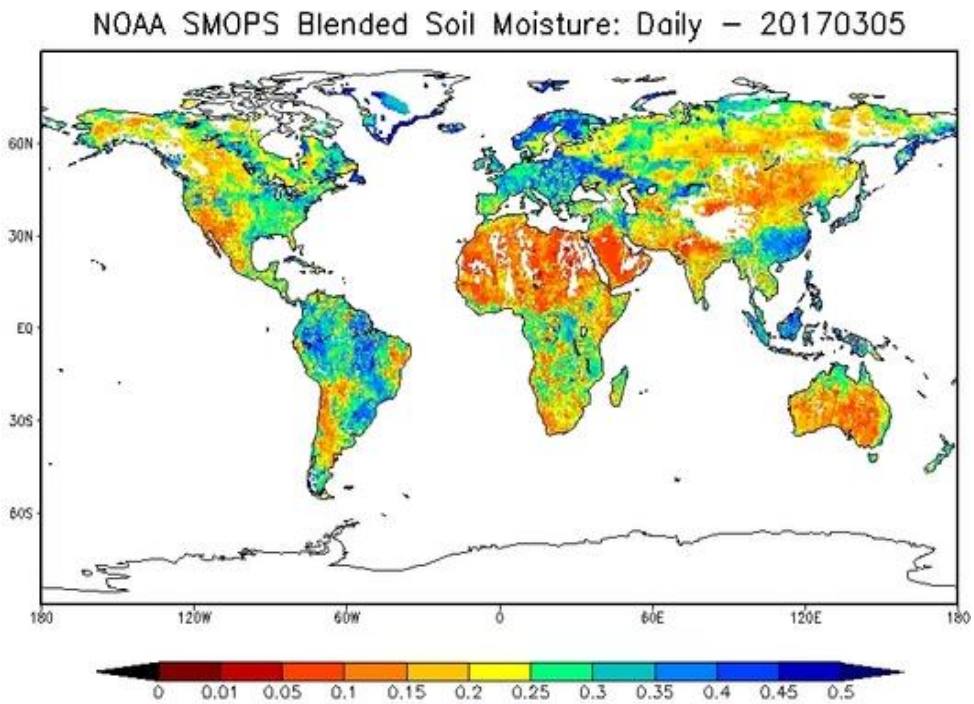


Рис. 1.3. Щоденна Світова карта вологості ґрунту. Приклад на дату 05.03.2017

Американським Космічним Агентством (NASA) спільно з Архівним Центром Біогеохімічної Динаміки (ORNL DAAC) було зроблено карту візуалізації вологості ґрунту Soil Moisture Visualizer (SMV) (https://daac.ornl.gov/soilmoisture/). Метою візуалізатора ґрунтової вологи на рис

1.4 є об’єднання декількох джерел даних про вологість ґрунту для Північної Америки в єдину платформу для візуалізації та завантаження. Візуалізатор гармонізує набори даних про вологість ґрунту поверхні та кореневої зони, що знаходяться у різноманітних формах та форматах даних та охоплює різні часові та просторові діапазони спостережень. Таким чином розрізнені дані були поєднані у єдину систему. Карта вологості ґрунту складається з веб-додатку для візуалізації та просторового підмноження даних про вологість ґрунту та супровідні служби для доступу до початкових даних. Доступ до проекту та його інструментів є відкритий та безкоштовний. Візуалізатор вологості ґрунту дозволяє порівнювати вимірювання вологості ґрунту від декількох джерел для однакової території. У програму включені наземні дані та дані дистанційного зондування, які включають SMAP, SMOS та інші [100].

Рис. 1.4. Візуалізатор ґрунтової вологи США

На офіційному сайті уряду Канади у розділі сільське господарство та агропродовольство Канади (Agriculture and Agri-Food) представляє різноманітні карти вологості ґрунту, аномалій вологості, тощо [101]. Дані представлені у відсотках для всіє території Північної Америки та відображають щотижневий, двотижневий, щомісячний набір даних про вологість ґрунту поверхневого шару (до 5 см). Основою карт є дані пасивного мікрохвильового супутника з вологості ґрунту та солоності океану SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity).

Канадська провінція Манітоба та агентство Сільського господарства та ресурсів Manitoba Agriculture and Resource Development збирає дані з вологості ґрунту на глибинах: 1-15 см, 15-30 см, 30-60 см, 60-90 см, 90-120 см. На основі отриманих даних укладаються карти вологості ґрунту для різних глибин, як представлено на рис. 1.5 [102].

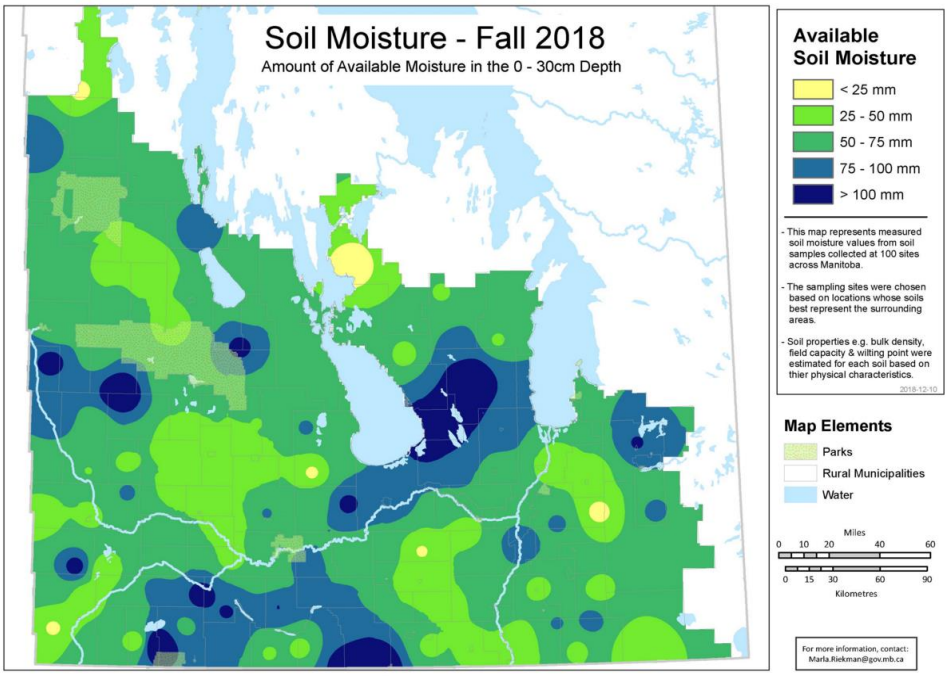


Рис. 1.5. Карта вологості ґрунту Канадської провінції Манітоба на глибині 30 см для 2018 року

Уряд Австралії надає національну карту посухи, де є окремі шари водного балансу ландшафту Австралії, де відображено опади та вологість ґрунту кореневої зони (0 - 100 см) [103].

Національний Центр Екологічного прогнозування NCEP (The National Centers for Environmental Prediction) (https://www.ncep.noaa.gov/). Доступні оглядові карти вологості ґрунтів з 14-денним оновленням для Європи [104], які надають уявлення про вологість ґрунту на глибині 2 метрів від поверхні Землі та зміни вологості ґрунту, карти аномальної зони вологості ґрунту та інші.

За підтримкою таких компаній, як John Deere, Kondinin Group та інших утворюються щомісячні карти вологості ґрунту Агрометеорологічним центром Австралії (Agrometeorology Australia) (рис. 1.6.) [105].

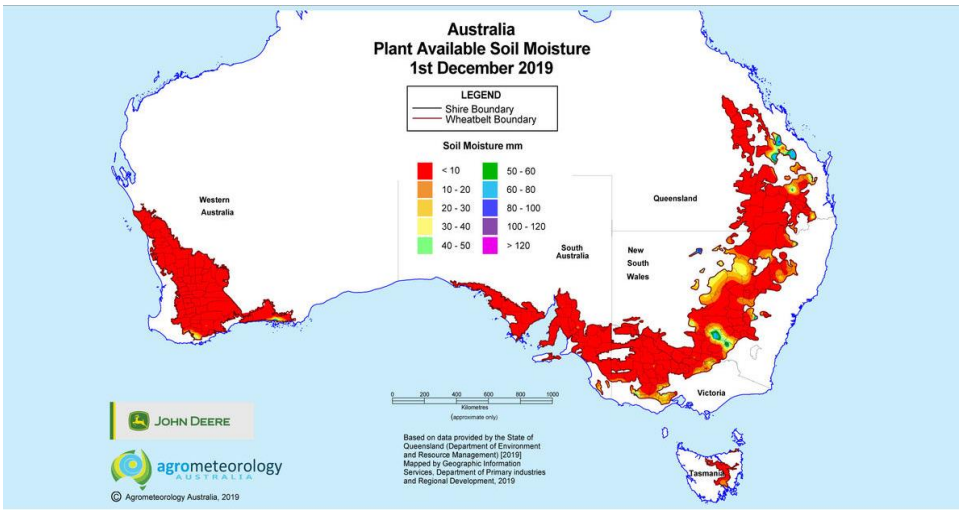


Рис. 1.6. Карта вологості ґрунту для території Австралії на 1 грудня 2019 року

На локальному рівні, в межах окремих ділянок проводять моніторинг та дослідження, картування вологості ґрунту та її мінливості [106, 107].

1.2.6 Моделювання приповерхневого руху води

Моделювання є одним із найбільш повних методів, які демонструють водообмінні процеси. Найбільш розповсюдженими є гідрологічні та гідрогеологічні моделі. Як правило, для моделювання враховується велика кількість складових параметрів. Часто враховують кількість атмосферних опадів, поверхневий стік, випаровування та поглинання води рослинністю та ґрунтом, шорсткуватість поверхні та інше.

У своїй роботі О. І. Сахацький розглянув можливості комплексної оцінки складових водного балансу в зоні активного водообміну верхньої гідродинамічної зони геосистеми з урахуванням багатоспектральних супутникових даних та моделювання геофільтрації [48].

У роботі Maria Helena Lopes описано створення моделі залежності кількості опадів та вологості ґрунтового покриву, де в якості одного з параметрів обрано рослинність, яка розрахована на основі вегетаційних індексів за даними супутників Landsat та MODIS [108].

Вологість ґрунтів є суттєвою складовою моделей балансу поверхневої енергії. Такі дослідження зазвичай проводяться у місцевому масштабі та дають просторово-часові прогнози фактичного сумарного випаровування, яке може

бути пов’язане з вологістю земного покриву. Найбільш доступні та широко застосовані моделі: 1) Ґрунтовий енергетичний баланс Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), який враховує ґрунт та рослинність для оцінки просторово-часової динаміки випаровування (evapotranspiration (EP)) [109]; 2) Джерело енергетичного балансу – підхід до моделювання енергетичного балансу – Two-Source Energy Balance (TSEB), який відокремлює ґрунт від рослинності [110]; 3) Система балансу енергії поверхні. SEBS (Surface Energy Balance System) оцінює поверхневе випаровування та турбулентні атмосферні потоки з використанням оптичної та теплової областей електромагнітного спектру EMS [111]. Для отримання змінних поверхні, які є необхідні в якості вихідних даних для моделювання енергії, застосовувалися космічні зображення ASTER, MODIS, SMOS, AMSR-E [112]. Загальними складностями застосування моделей поверхневого балансу енергії є отримання всіх необхідних складових даних достатньої просторової розрізненності для калібрування моделей [113].

SWAT (Soil&Water Assessment Tool) – Інструмент оцінки ґрунтів і води - це модель, масштабного річкового басейну, яка розроблена для імітації якісної і кількісної імітації поверхневих та ґрунтових вод та прогнозування впливу на навколишнє середовище, практики землеустрою та змін клімату. Модель широко застосовується для оцінки запобігання та контролю ерозії ґрунтів, контролю забруднення джерел та регіонального управління вододілами [114]. Моделювання SWAT базується на багатьох даних дистанційного зондування, включаючи теплову зйомку.

SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer) – Модель поверхнево-вегетаційно-атмосферного переносу – це математичні відображення фізичних механізмів між поверхнею суші та атмосферою, що контролюють енергетичні та масопереносні міграції в ґрунті, рослинності та атмосфері. Однією із основних переваг цієї моделі є точний часовий крок (як правило, менше однієї години), що задовільно відповідає часовій шкалі фізичних процесів, що моделюються. Також ця модель надає детальний опис великої кількості ґрунтових та рослинних покривів [115].

SWAP (Soil, Water, Atmosphere and Plant) – модель ґрунт - вода - атмосфера - рослина імітує транспортування води, розчинних речовин та тепла у ґрунтах. Модель розроблена для імітації потокових та транспортуючих процесів на рівні окремих полів, протягом вегетаційних періодів та протягом тривалих періодів часу. Модель застосовується для вирішення як наукових, так і практичних питань у галузях сільського господарства, управління водними ресурсами та охорони навколишнього середовища [116].

SWIM (Soil Water Infiltration Movement) – розроблено для моделювання руху води та розчинних речовин в ґрунтах. Моделі SWIM, та похідні від неї SWIMv1, SWIMv2, SWIMv3, застосовувалися переважно для вивчення варіантів управління водою та розчинними речовинами в сільськогосподарських мережах, або для оцінки альтернативних чисельних методів для ефективного рішення, моделювання руху на поглинання води рослинами [117].

GLEAMS (Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems) – модель впливу навантаження сільськогосподарського управління на ґрунтові води. Це математична модель, яка розроблена для ділянок розміром окремого поля для оцінки впливу системи управління сільським господарством на переміщення сільськогосподарських хімікатів на кореневу систему дерев. Комплекс застосовує гідрогеологічні, ерозійні та пестицидні компоненти [118].

WAVE (Water and Agrochemicals in the soil, crop and Vadose Environment) – модель води та агрохімікатів в ґрунті. Описує перенос та перетворення речовин та енергії в ґрунті, сільськогосподарських культурах та в зоні аерації. Це детермінована чисельна та інтегрована модель, яка імітує поведінку води, тепла та агрохімікатів у вертикальному напрямку [119].

BEACH (Bridging Event and Continuous Hydrological modeling) – гідрогеологічна модель, розроблена для виявлення вологості ґрунту, для моделювання ерозії ґрунту та поверхневого стоку на основі послідовності ряду атмосферних опадів. Модель включає щоденні метеорологічні спостереження, фізичні властивості ґрунту, основні характеристики сільськогосподарських

культур та топографічні дані. Модель дозволяє дослідити процеси інфільтрації, транспірації, випаровування, поверхневий стік, ріст рослин [120].

Основні види даних дистанційного зондування, методів, переваг та недоліків представлено у таблиці 1.1.

Таблиця 1.1.

Методи дистанційного зондування, які застосовуються для оцінки вологості земного покриву

Категорія	Метод	Переваги	Недоліки
оптичний	Візуальні спостереження	Середня просторова розрізненність, надійний метод, доступність багатьох діапазонів	Вплив рослинності, низька часова розрізненність, атмосферні та часові ефекти
	Тепловий інфрачервоний	Середня просторова розрізненність, велика кількість доступних супутників	Вплив рослинності, хмарності, нічні ефекти, низька часова розрізненність, атмосферні ефекти
Пасивне мікрохвильове	(напів-) емпіричні, фізичні методи	Висока точність на відкритому ґрунті, зображення не обмежені хмарністю, денним часом зйомки, висока часова розрізненність	Невисока просторова розрізненність, вплив рослинності, шорсткуватість поверхні
Активне мікрохвильове	(напів-) емпіричні, фізичні методи	Висока просторова розрізненність, зображення не обмежені хмарністю або денним часом зйомки	Вплив шорсткуватості поверхні та рослинного покриву, низька часова розрізненність

Продовження таблиці 1.1.

Поєднання методів	Оптичний і тепловий інфрачервоний	Висока просторова розрізненність, проста та зрозуміла реалізація	Обмежено безхмарними денними умовами, низька часова розрізненність, поверхневе охоплення
	Активна та пасивна мікрохвильова зйомка	Покращене часова та просторова розрізненність	Масштабування та валідація потребують навичок та досвіду, можливість глибинного охоплення
	Мікрохвильовий та оптичний	Мінімізація впливу рослинності та шорсткуватості поверхні	Масштабування та валідація потребують навичок та досвіду, можливість глибинного охоплення

1.3 Досвід дослідження земного покриву території України

В Україні дослідження ґрунтового покриву з застосуванням даних дистанційного зондування набули широкого розвитку з кінця минулого століття. Значним поштовхом в організації та координації досліджень було створення у 1987 р. Наукової Ради Відділення наук про Землю НАН України «Вивчення природних ресурсів дистанційними методами».

На початку досліджень в системі космічного землезнавства обмежувалися переважно ландшафтно-індикаційним дешифруванням на основі візуального вивчення земної поверхні. Одночасно супутникові дані почали широко використовуватися як унікальний засіб екологічного моніторингу природного середовища за міжнародними та національними спеціалізованими програмами:

GMES (Global Monitoring for Environment and Security), GEOSS (Global Earth Observing System of Systems), GEO-UA, УкрГео та інших.

З 80-х років починають широко застосовуватися матеріали спектральної супутникової зйомки. З швидким вдосконаленням космічних технологій, розвитком багатоспектральної зйомки, збільшенням кількості каналів, чутливості супутникових сенсорів, просторового, спектрального та часового розрізнення значно зросла можливість застосування супутникових даних для оцінки вологості ґрунтів, параметрів рельєфу, рослинності, та інших складових земної поверхні.

Більшість відомих на сьогодні досліджень земної поверхні України з застосуванням водних та вегетаційних індексів обмежується порівняно невеликими за площею сільськогосподарськими угіддями та базується на аналізі продуктивності рослинних культур. Особлива увага приділяється південним областям, які найбільш перебувають в зоні ризику посушливих явищ [121-124]. З урахуванням посилення впливу кліматичних змін на навколишнє середовище велику увагу приділено удосконаленню досліджень екологічного напрямку [125, 126].

Суттєвий вплив на подальші космічні дослідження земної поверхні території України мало створення у 1992 році при Інституті Геологічних наук НАН України Наукового Центру аерокосмічних досліджень Землі (ЦАКДЗ) під керівництвом (на той час) член-кореспондента НАН України В. І. Лялька. За його науковими розробками розвинуто нові шляхи космічних досліджень ґрунтового покриву як геологічного середовища верхньої частини літосфери, що являє собою гідродинамічну зону активного водообміну поверхневих та підземних вод в геосистемах. Науково-методичні основи системного підходу та головні положення запропонованої ним комплексної методики було викладено у його наукових розробках, як міждисциплінарного напрямку геокосмічних досліджень [127-129]. За цією методикою передбачається врахування багатофакторного характеру формування супутникових сигналів, які фіксуються на космічних знімках у вигляді різнотипових аномалій земної поверхні, що

використовуються для геопросторового моделювання у вирішенні різних тематичних задач. Важливою складовою комплексної методики є поєднання та узгодження матеріалів космічної зйомки з наземною інформацією та контрольно-випробувальними даними на тестових полігонах, що забезпечує надійність розшифровки супутникової інформації та зменшує розбіжності в її інтерпретації. Ці положення були розвинуті в розробках науковців Центру М. М. Митника, Л. Д. Вульфсона, З. М. Шпортюк, О. І. Сахацького, М. О. Попова, Ю. В. Костюченка, О. Т. Азімова, А. Я. Ходоровського, О. А. Апостолова, Л. О. Єлістратової.

Обґрунтуванню фізичних моделей формування корисних сигналів в температурних полях земної поверхні (ІЧ- та НВЧ-діапазонах), інформативних щодо вологовмісту ґрунтів, присвячені науково-методичні розробки Л. Д. Вульфсона. Їх ефективність застосування для оцінки вологості ґрунтового покриву була доведена на полігонних тестових ділянках для картування вологості ґрунтів, визначення рівня ґрунтових вод та оконтурювання зони підтоплення та просідання на окремих ділянках Київської, Дніпропетровської областей та Криму [130, 131]. Визначено вологість приповерхневих шарів ґрунту з використанням скаттерометра Р-діапазону. Розроблені моделі формування відбитого сигналу дозволили отримати залежності для визначення вологості ґрунтового покриву за даними зондування як для довільних сталих вертикальних розподілів вологості, так і в процесі їх зміни у зв’язку з поливами або опадами [132, 133].

Розробці нових підходів до оцінки вологості ґрунтового покриву та впливу на їх стан гідрогеологічних процесів були присвячені роботи О. І. Сахацького. За результатами аналізу інформативності сучасних космічних знімків різної просторової і спектральної розрізненності (SPOT, Landsat, Terra/MODIS, NOAA та ін.) та тестових випробувань на полігонах була доведена можливість використання матеріалів багатоспектральних комічних зйомок для класифікації земного покриву з метою оцінки вологості ґрунтового покриву та впливу місцевих чинників на процеси водообміну та просторовий розподіл. Ним був

запропонований новий нормалізований водний індекс NWI для визначення вологості як рослинного, так і ґрунтового покриву і доведена ефективність його застосування у вирішенні екологічних та агротехнічних задач [48, 124, 134].

Великий обсяг робіт в ЦАКДЗ виконаний з визначення за новітніми космічними даними різних складових моніторингу стану ґрунтового покриву України. Складено карту розподілу індексу інтенсивності ерозійного розчленування рельєфу (ER), розрахованого на основі цифрової моделі рельєфу (DEM) за даними топографічної зйомки з супутника Shuttle під час місії SRTM [135, 136]. За знімками Landsat-5 TM розроблено методику експрес-оцінки ступеня небезпеки розвитку водних ерозійних процесів як індикатора ризику деградації ґрунтів за розподілом модифікованого індексу ER на основі DEM з врахуванням метеорологічних показників атмосферних опадів (R) та стану рослинності за вегетаційним індексом NDVI [136].

В зв’язку з загрозою поширення зон ризику посухи та небезпеки опустелювання за даними багатоспектральних знімків Landsat-4/MSS та Landsat-5/TM середньої просторової розрізненості з врахуванням стану рослинного покриву за модифікованим ґрунтовоскорегованим індексом MSAVI F_v на прикладі земель Херсонської області була розроблена модель оцінки деградації ґрунтів за періоди 1983-1991 та 1991-2010 рр. як інформаційної основи моніторингу зміни стану ґрунтів [123].

На основі спільного аналізу метеорологічних (гідротермічного коефіцієнта Селянинова – ГТК) та супутникових даних (водного індексу посухи – ID) продуктів Terra/MODIS (MOD11C3, MOD13C2) визначені межі поширення посухи 2007 р. з урахуванням ландшафтно-кліматичної зональності. Доведена інформативна перевага супутникових даних у визначенні просторового розповсюдження сільськогосподарської посухи, вологозабезпечення ґрунтів і агрофітоценозів у моніторингових екологічних дослідженнях, можливості виконувати поетапний аналіз ґрунтового покриву протягом всього вегетаційного періоду, виявляти найнебезпечніші для рослин часові інтервали та обирати запобіжні заходи щодо коригування технології землеробства [121, 137].

О. І. Сахацьким та С. А. Станкевичем запропоновано при визначенні вологості ґрунтового та рослинного покриву враховувати радіаційну температуру поверхні на прикладі зіставлення супутникової зйомки MODIS та AMSR-E. За космічними даними розраховано водний індекс NWI для тестових полігонів в межах Дніпропетровської та Миколаївської областей. Одержана кореляційна залежність вологості склала r^2 =0,725 [48].

Л. П. Ліщенко, Н. В Пазинич, В. Є. Філіпович та інші застосовували дані дистанційного зондування з метою моніторингу розвитку зсувних процесів та ярів та прогнозу їх подальшого розвитку. На основі розробленої методики також спостерігалися підтоплення та затоплені території м. Київ [138-140].

На базі використання супутникових спостережень розроблений комплексний підхід до оцінки ризиків, пов’язаних із розвитком небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів. При цьому враховується вплив водного стресу на рослинність та зміну спектрального відбиття. Розглянуто зв'язок динаміки параметрів рослинного покриву з можливими процесами підтоплення та заболочення [141, 142].

На сьогодні в Україні використання супутникових матеріалів для дослідження ґрунтів набуло широкого розвитку. Вивченням їх дистанційними методами займаються різні наукові та державні установи переважно агрономічного напрямку. Головна увага при цьому приділяється оцінці просторової неоднорідності вологості ґрунтів [89,143-145].

Ефективне застосування методів дистанційного зондування Землі для оцінці стану рослинного та ґрунтового покриву та процесів деградації ґрунтів обґрунтовано в роботах М. М. Гічка [146, 147], Т. В. Ільєнко [148] та інших вчених. Свою роботу Т. В. Ільєнко присвятила оцінці можливостей застосування даних дистанційного зондування та використання індексів посухи та вологості для дослідження вологозабезпеченості агрофітоценозів [148].

Значний вклад внесено у моніторинг рослинного покриву вченими з Національного університету біоресурсів і природокористування України, зокрема С. С. Кохан, та інші, застосовують дані дистанційного зондування для

дослідження різноманітних параметрів сільськогосподарських культур та лісів України [149, 150].

Група вчених Харківського Інституту ґрунтознавства та агрохімії ім. О. Н. Соколовського активно займається вивченням та картографуванням ґрунтів Харківської області. У своїх роботах М. М. Гічка, С. Р. Трускавецький, Т. Ю. Биндич, А. В. Шатихін та інші визначали вологість ґрунтів для дослідження їх зв'язків із гумусом, деградацією та можливістю картографування. М. М. Гічка дослідив різні фізико-хімічні властивості ґрунту оптичними, радіолокаційними та георадарними методами, які дали позитивну кореляцію з наземними випробувальними дослідженнями. Досліджено сезонні особливості радіолокаційного зондування з урахуванням ґрунтових властивостей, зокрема вологості [106, 146, 147]. На базі супутникової зйомки та ЦМР створено електронні карти ґрунтів на території різних полігонів Харківської області. Велика увага приділяється картографуванню ґрунтів з метою їх моніторингу, оцінки вмісту гумусу, врахування рельєфу [151-153].

Вчені з Харкова вивчали вплив рельєфу на гідротермічний режим ґрунтів. За отриманими результатами запропонований коефіцієнт ксероморфності, який враховує відміни у надходженні сонячної радіації та неоднорідність умов зволоження в залежності від експозиції та крутизни схилів на основі геоінформаційного аналізу на рівні мезорельєфу [143, 154].

Укладанням електронних ґрунтових карт зони Полісся для ґрунтового моніторингу, оцінки вмісту гумусу із застосуванням дистанційного зондування землі як додаткової інформації у комплексі з традиційними методами картографії займаються С. Р. Трускавецький, А. В. Шатохін та інші. Вологість території А. Б. Ачасов оцінював з урахуванням гумусу, рельєфу та інсоляції земної поверхні [155].

Роботи В. М. Стародубцева присвячені оцінці просторової неоднорідності вологості ґрунтів, продуктивності земель з врахуванням мікрорельєфу території (мікрозападин). Дослідження проводяться на місцевості та за допомогою

супутникових зображень Sentinel-2 і БЛА (безпілотних літальних апаратів) [89, 145, 156].

Дослідженням зсувів, як одного з небезпечних екзогенних процесів, враховуючи геологічну та геоморфологічну складові території займаються вчені з Інституту геологічних наук НАН країни, зокрема Т. В. Кріль, С. Б. Шехунова та інші. При дослідженнях та моніторингу небезпечних екзогенних процесів застосовується радарна зйомка та БЛА [157, 158].

Світличний О. О. вивчає просторову неоднорідність вологості ґрунтів в залежності від форми рельєфу, поздовжньої форми профілю схилу, аспекту і градієнта нахилу. Велика увага приділяється моделюванню водної ерозії ґрунтів з застосуванням геоінформаційних систем [159-161].

Д. М. Бичков для виявлення зон підтоплень та поверхневого нагріву ґрунтів, вкритих рослинністю, запропонував застосування авіаційних засобів активно-пасивного радіофізичного дистанційного зондування [162].

Досліджено вологість ґрунтового покриву у денний та нічний час в режимі моніторингу [163]. При моніторингу підтоплення застосовано авіаційний комплекс дистанційного зондування АКДЗ-30 в межах тестового полігону ніжинського району Чернігівської області. При натурних спостереженнях застосовано радіолокатор бокового огляду 8-мм діапазону (РБО), сканер теплового ІЧ-діапазону та дані аерофотоапарату АФА-41/7,5. На нічних знімках чітко спостерігалися потемніння у зонах підтоплень при візуальних спостереженнях. Проводячи натурні спостереження враховувалися метеорологічні дані температури ґрунту, води та повітря в денний та нічний час. В умовах сухої осені сумісне застосування даних послідовного денного та нічного зондування дозволяє в комбінуванні ІЧ денних, ІЧ нічних та радіолокаційних матеріалів надійно виявляти області перезволоження ґрунту (з рослинністю та без) в результаті підняття рівня ґрунтових вод.

На сьогодні в Україні виконаний великий обсяг космічних моніторингових досліджень природного середовища різними науковими та державними установами. Велика увага при цьому приділяється оцінці просторової

неоднорідності параметрів ґрунтового покриву та задачам удосконалення методів екологічного дослідження [125, 164, 165]. Проте, суттєвою прогалиною залишається відсутність єдиної, затвердженої на державному рівні, програми використання даних дистанційних досліджень у вивченні ґрунтового покриву України, як важливого екологічного фактора, який обумовлює регуляцію водного режиму та енергетичного балансу між земною поверхнею та атмосферою, контролюючи взаємодію між ґрунтами, рослинністю, погодно-кліматичними умовами, і тим самим впливаючи на структуру ґрунту, його речовинний склад, температуру та родючість. Більшість відомих досліджень виконано на відносно невеликих за площею ділянках для різних часових періодів на основі застосування різних методик, апаратів та параметрів, що ускладнює порівняння їх результатів і використання в єдиній системі загального моніторингу стану ґрунтового покриву України та його просторових і часових змін.

Недостатньо уваги приділяється оцінці суттєвого впливу кліматичних змін на ґрунтовий покрив, необхідність якої різко зростає під час проведення земельної реформи [166]. Нагальною задачею залишається накопичення базових картографічних та статистичних матеріалів, як локального, так і регіонального масштабних рівнів, що необхідні для розробки та накопичення інформаційної бази архівної документації. Її недостатність особливо відчувається в умовах посилення кліматичних змін і проведення в Україні земельної реформи. Важливість вирішення цих питань обумовило вибір теми дисертації та визначення головних завдань досліджень.

Найбільш активними видами деградації на території України є процеси ерозії. Роботи О. Г. Тараріко [8], О. О. Світличного [167] та інших вчених говорять про те, що в Україні процеси ерозії розвиваються з великою швидкістю. В процесі ерозії, внаслідок площинного та лінійного змиву зменшується шар гумусу. Для вивчення ерозійних процесів на території України впроваджувалися геоекологічні методи, ландшафтно-екологічні, геолого-геодинамічні дослідження, геоінформаційне картографування. Розроблено карти поширення,

інтенсивності та щільності процесів ерозії. Дослідження проведено для різних регіонів України. Оцінено також геоекологічні наслідки прояву ерозійних процесів. Стаціонарні та експериментальні дослідження ерозійних процесів започатковані І. П. Ковальчуком [168]. У його роботах проводилася оцінка масштабів розвитку трансформаційно-деградаційних процесів структури річкових систем, картографічне моделювання геоекологічного стану басейнових систем, картографування земельних та водних об’єктів, досліджувалися процеси деградації природного середовища та його компонентів під впливом антропогенних та природних чинників.

Застосовуючи багатозональні космічні знімки, П. І. Трофіменко, В. І. Зацерковний та інші досліджують емісії парникових газів із ґрунту, а також забруднення ґрунту та рослин радіонуклідами, зокрема на території Полісся [169, 170].

Найбільш активно при оцінці ерозії застосовувалися методи моделювання, які включають врахування комплексу показників деградації ґрунтів та їх взаємозв’язок. Моделюванням ерозійних процесів на території України займалися Г. І. Швебс [171], О. О. Світличний [157], О. М. Трофімчук [172] та інші. У роботах С. Г. Чорного надано методику оцінки втрати ґрунту від деградації [173]. Розробками концепцій щодо охорони ґрунтів, необхідності прийняття управлінських рішень та запобігання процесів деградації займалися такі вчені, як В. В. Медведєв [174], О. Г. Тараріко [175], С. А. Балюк [176], М. Волощук [177], К. Ситник [178].

1.4 Постановка завдання дослідження вологості земного покриву за даними дистанційного зондування

Сумісна обробка даних видимого та інфрачервоного діапазонів космічних знімків та даних наземних спостережень або архівних матеріалів дозволяє оцінити розподіл вологості земного покриву на різних масштабних рівнях.

Основним інструментом досягнення мети дослідження становлять методичні підходи до обробки та узгодження даних дистанційного зондування

та наземних спостережень при оцінці вологості земного покриву. Запропонована методика визначення вологості земного покриву представлена на рис. 1.7 включає дослідження на різних масштабних рівнях – регіональному, якому відповідає вся територія України, та локальному – невеликі ділянки в межах окремих полів.

На схемі методики відображено показники, які враховувалися при досліджені вологості земного покриву. Методика складається з наступних кроків:

– підбір вихідних даних згідно масштабного ряду дослідження;

– аналіз та попередня обробка вихідних даних, визначення та обрання основних та додаткових показників вологості земного покриву;

– розрахунки водних індексів за даними дистанційного зондування землі та уточнення розрахунків за даними наземних спостережень;

– картування вологості земного покриву, для подальшої тематичної інтерпретації;

– тематична інтерпретація одержаних результатів: дослідження посушливості, визначення ділянок, схильних до опустелювання на регіональному рівні дослідження, мікрозападинних форм рельєфу, переміщення поверхневих водних та ґрунтових мас на локальному рівні дослідження.

При картуванні земних покривів використання даних дистанційного зондування в сучасній практиці належить до числа найінформативніших методичних підходів в дослідженнях земної поверхні. Застосування даних багатоспектральної космічної зйомки значно розширило коло тематичних задач і можливість їх вирішення на основі картографування.

Особливе місце приділено оцінці вологості земного покриву – як одного з головних факторів, що визначає розвиток процесу деградації. Поєднання даних дистанційного зондування з даними наземних спостережень сприяє удосконаленню картографічної генералізації стану природного середовища геосистем у відповідності до необхідного масштабу завдяки оглядовості та просторовій безперервності космічних зображень. Наземні спостереження та

інші архівні дані є додатковою інформацією для розрахунків показників та індексів, чутливих до вологості земного покриву.

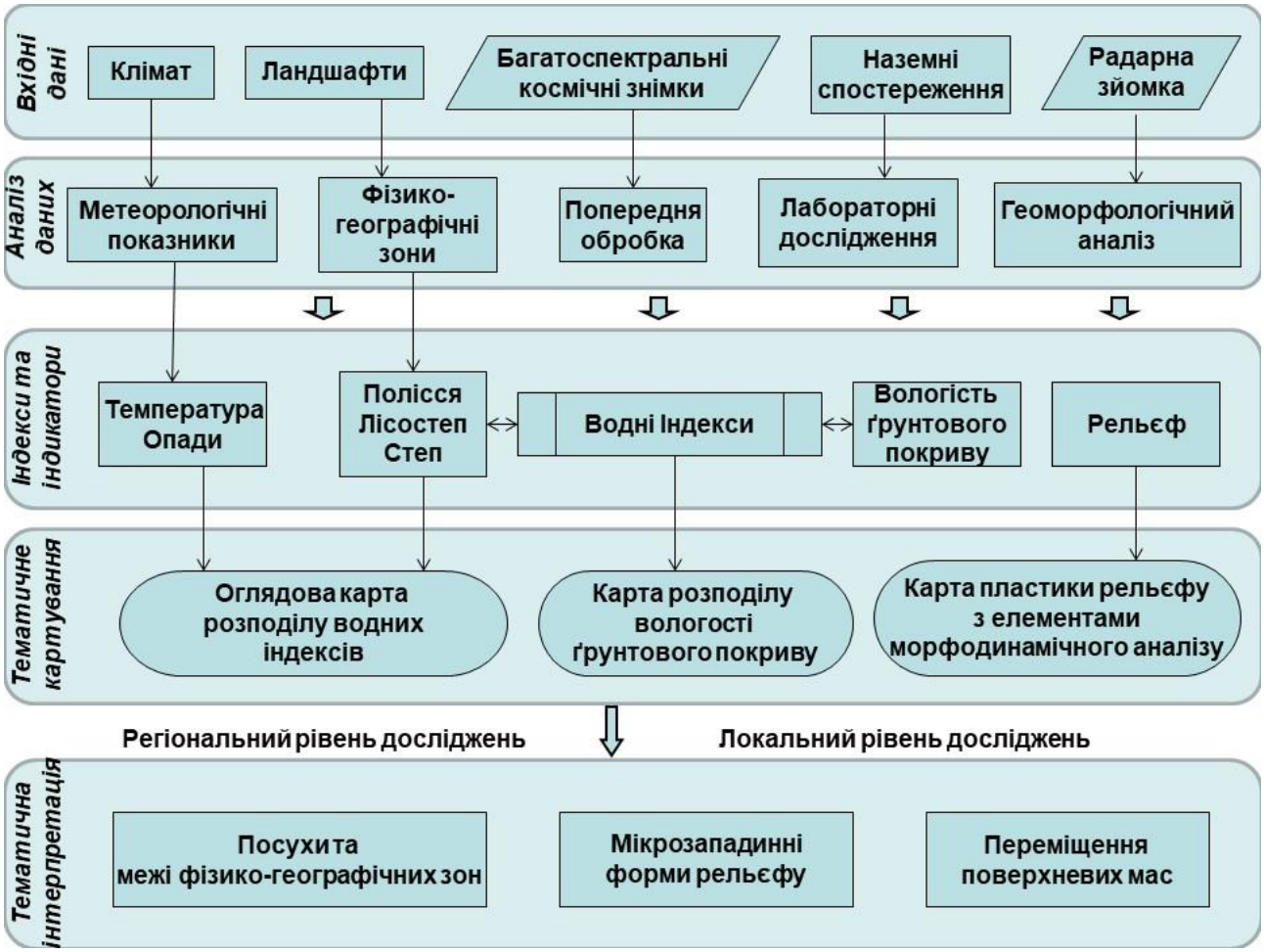


Рис. 1.7. Графічна модель методики проведення дослідження

Дослідження вологості земного покриву є підставою для оцінки процесів посушливості, які призводять до опустелювання. На основі методики визначення вологості земного покриву можливо визначити зони, які схильні до опустелювання. Фізико-географічні зони України характеризуються неоднорідними кліматичними умовами, проте мають близькі умови температури та зволоження, що визначають типи ґрунтів, рослинність та інші компоненти природного середовища, які впливають на процеси деградації ґрунтів. Отже, ландшафтний аналіз характеризує відмінність та схожість умов для різних фізико-географічних зон України, та дає можливість подальшої оцінки впливу вологості ґрунтового покриву на просторову рухливість меж зональності.

Дистанційні дані для досліджень регіонального масштабу мають високу оглядовість, широку смугу зйомки, певний рівень генералізації об’єктів та наявність необхідної для вирішення завдання кількості спектральних смуг зйомки. При регіональних дослідженнях статистичні показники з метеорологічних станцій, розташованих по всій території України, поєднуються з природно-ландшафтними характеристиками окремих зон та є базою для вибору даних дистанційного зондування Землі. Картування вологості земного покриву проводиться на базі розрахунків водних індексів, при цьому враховується сучасний стан клімату та природна зональність, на базі чого можливо оцінити посухи та осередки опустелювання, прогнозувати зміщення природних зон.

Для локальних досліджень вихідними даними є космічні знімки високої просторової та часової розрізненності в узгодженні з даними наземних спостережень. При поєднанні фактичного вмісту вологи в ґрунті та водного індексу, розрахованого за даними супутникової зйомки, укладається карта вологості ґрунтового покриву, яка відображає нерівномірну зволоженість території та локалізації мікрозападинних форм рельєфу (мікрозападин).

Мікрозападини характерні для лісостепової та степової зон. Для визначення локалізації мікрозападинних форми рельєфу дослідження проводяться на невеликих за площею ділянках, окремих сільськогосподарських угіддях. Вологість ґрунтового покриву, яка визначається на тестових полігонах у поєднанні з супутниковою зйомкою. При дослідженнях мікрозападинних форм рельєфу слід враховувати природні особливості рельєфу території, який визначає нерівномірність розподілу вологи. Поєднуючи морфологічні (морфоскульптури) та природні (вологість ґрунтового покриву) показники, можна оцінити ділянки, які є потенційно небезпечними щодо забруднення хімічними речовинами підземних вод та ґрунту, надати рекомендації до застосування отриманих результатів при плануванні меліоративних робіт, внесення добрив, та інших сільськогосподарських заходів. Рекомендовано враховувати такі показники при впровадженні точного землеробства.

Радарна зйомка дозволяє провести аналіз рельєфу, застосовуючи методику пластики рельєфу, доповнену елементами морфодинамічного аналізу, що надає уявлення про рух поверхневих водних та ґрунтових мас. Тематична інтерпретація локальних досліджень надає інформацію про міграцію поверхневих шарів ґрунту та вологи, локалізацію місць живлення та розвантаження підземних вод та є базою для подальших моніторингових геоекологічних спостережень, досліджень мікрозападинних форм рельєфу.

Висновки до першого розділу

1. Обґрунтовано можливість застосування даних дистанційного зондування для оперативності та інформативності при оцінці вологості земного покриву.

2. Проведено аналіз існуючих методик визначення вологості земного покриву, який показує, що вони досить трудомісткі та недостатньо оперативні, а іноді потребують великої кількості коштів та спеціалізованого обладнання.

3. Проведений аналіз сучасних дистанційних методів оцінки вологості ґрунтового покриву з використанням супутникових даних підтверджує основні переваги цих методів – оперативність, оглядовість, моніторинговість (сприяння відслідковуванню розвитку стану вологості у часі).

4. Визначено завдання та розроблено загальну схему проведення дослідження, яка включає в себе аналіз статистичних та архівних даних, наземні спостереження, та застосування багатоспектральних космічних знімків, як основи картографування вологості земного покриву на регіональному та локальному рівнях дослідження, у комплексі з даними радарних космічних знімків.

РОЗДІЛ 2

ЗВ'ЯЗОК ВОЛОГОСТІ ЗЕМНОГО ПОКРИВУ З ПРИРОДНИМИ ОСОБЛИВОСТЯМИ НА РІЗНИХ МАСШТАБНИХ РІВНЯХ ДОСЛІДЖЕННЯ

Відбивна та поглинаюча здатність природних поверхонь залежать від матеріалу та довжини хвилі. Тому поверхні гірських порід, ґрунтів або рослинного покриву мають свою специфіку спектрального сигналу або імпульсу, який від них відходить.

Характеристики ґрунтового покриву мають різні особливості сезонної динаміки. В період року суттєво не змінюються мінералогічний, механічний склад ґрунту, їхня структура. Вологість, температура, концентрація різних видів з’єднань в ґрунтовому поглинаючому комплексі, навпаки, значно відрізняється в залежності від сезону та умов. Динаміка відповідно відображається на значеннях спектральних характеристик.

2.1 Визначення вологості земного покриву на регіональному рівні дослідження

Регіональний рівень дослідження включає територію всієї України. При наземних регіональних дослідженнях слід спиратися, перш за все, на ландшафтний аналіз. Рівнинна частина території України представлена зоною мішаних лісів, широколистяних лісів, лісостеповою та степовою зонами. Це дозволяє отримати уявлення про головні природні фактори впливу на вологість ґрунтового покриву України: зонально-кліматичний, геологічний, геоморфологічний, рослинний, а також масштаб змін, обумовлених господарською діяльністю людини.

2.1.1 Вологість ґрунтового покриву фізико-географічних зон України в умовах сучасного клімату

За схемами фізико-географічного районування [179] рівнинна територія України, що розташована в межах південно-західної частини Східноєвропейської платформи займає понад 93% території України, поділяється на такі фізико-географічні зони: північну – мішаних лісів, північно-західну – широколистяних лісів, центральну – лісостепову та південну – степову. Зони суттєво відрізняються за фізично-географічними умовами, ландшафтною структурою, ступенем господарського освоєння, кліматичним режимом, вологістю земного покриву - від надмірно вологого на півночі до посушливого на півдні. Формування фізико-географічних зон зумовлено головним чином балансом тепла і вологи та літогенною основою [180].

Ґрунтовий покрив рівнинної частини України представлений різноманітними ґрунтами, просторовий розподіл яких має закономірний зонально-кліматичний характер. Дослідженню еволюції ґрунтового покриву України, його змін та перетворенню в процесі господарської діяльності людини присвячені фундаментальні праці геологічного, географічного та ґрунтознавчого напрямків [125, 181-186]. На півночі України в межах зони мішаних лісів з високою і надмірною вологістю розвинуті дерново-підзолисті ґрунти, в зоні широколистяних лісів переважають сірі лісові ґрунти, в лісостеповій – опідзолені та степові чорноземи, в степовій, найбільш посушливій зоні, – південні чорноземи та у причорноморської смузі степу – каштанові.

Відомо, що в геологічній історії клімат Землі зазнавав багаторазових змін. На фоні тривалих за часом періодів геологічного розвитку відбувалися і відносно короткочасні його коливання. Неодноразовий прояв кліматичних змін фіксується за залишками різновікових викопних ґрунтів у геологічному розрізі четвертинних відкладів. Суттєвий вплив на сучасний стан ґрунтів мають наявні кліматичні зміни, які пов’язані з глобальним потеплінням. Їх негативні наслідки в найбільшій мірі позначилися в порушенні теплового та водного режимів, що призвело до змін меж кліматичних зон України. Ознаки посушливості вже

фіксуються на півночі країни в лісостеповій зоні, що донедавна відрізнялася достатньою вологістю.

На всій Україні відмічаються небезпечні стихійні метеорологічні явища, які пов'язуються з особливостями циркуляції атмосферних процесів (зливові опади, снігопади, штормові вітри, посухи) [2-5, 187]. Найбільше ці явища проявляються у східних та південних областях, де вони відрізняються значною часовою та просторовою мінливістю. В розподілі вологості та її просторової мінливості найвиразніше відчуваються орографічні особливості ландшафтних зон та сучасні рельєфоутворюючі водоерозійні процеси [135, 136]. Активність останніх залежить від інтенсивності атмосферних опадів та частоти чергування посушливих та зливових режимів [188].

За висновками Європейської конвенції про ландшафти [189], що набула чинності для України 1 липня 2006 року, ландшафтознавство складає наукову основу оцінки стану ґрунтів, прогнозу їх трансформації та ризику деградації, яка необхідна для розробки ландшафтної політики землекористування, його екологоорієнованого реформування та визначення шляхів відновлення родючості ґрунтів.

Сучасні кліматичні умови України характеризуються зростанням температурних показників, зміни режиму атмосферних опадів, збільшенням частоти чергування короткочасних аномальних злив з тривалими періодами надмірної спеки. Це призводить до погіршення типових природних умов вологозабезпечення ґрунтів, їх деградаційних перетворень, і, як наслідок, порушенням ходу біологічних процесів в рослинному покриві і зниженні його продуктивності. Через підвищення посушливості клімату відбулося різке зниження рівня поверхневих і ґрунтових вод в ріках, озерах, колодязях, що викликало проблеми в гідроенергетиці.

З кліматичними змінами та обумовленими ними змінами водного режиму закономірно пов'язана активізація сучасних екзогенних геодинамічних процесів. Серед сучасних геодинамічних процесів найбільшого розвитку мають площинна та лінійна водна ерозія, яка призводить до змиву верхнього найбільш

родючого шару ґрунтового покриву. Розвиток ерозійних процесів на рівнинній частині території України та ураження ними ґрунтового покриву суттєво різний в залежності від географічної зональності, геологічної будови і геоморфологічних особливостей. Суттєво впливає на інтенсивність ерозійних процесів режим неотектонічних і сучасних рухів земної кори. На площах, де переважають висхідні рухи, їх поширеність інтенсивно зростає разом з утворенням в ґрунтах промоїн та ярів. Їх просторовий прояв та ступень уразливості ґрунтів в значній мірі узгоджується з природно-кліматичною зональністю, що склалася в процесі тривалої геологічної історії розвитку території України.

2.1.2 Строкатість ландшафтів фізико-географічних зон України на космічних знімках

Важливого значення набуває регулярний моніторинг змін вологості земного покриву для попередження негативних економічних наслідків і визначення негативних наслідків щодо збереження рослинно-ґрунтового покриву. Головною перевагою космічної інформації є можливість здійснення регіонального контролю за часовими та просторовими змінами вологозабезпечення рослинного та ґрунтового покриву та оперативного визначення зон критичного зневоднення з метою впровадження необхідних запобіжних заходів. Сучасні технології дистанційного зондування дозволяють отримати знімки з різнобічною інформацією для розрахунку водних та вегетаційних індексів, необхідних, для вирішення задач оцінки рівня вологозабезпечення рослинного покриву як на регіональному, так і локальному рівнях, та характеристики водного режиму ґрунтового покриву.

На території Євразії було проведено визначення меж природних зон за типами рослинності (біомами) проведено за аналізом багаторічних часових рядів вегетаційного індексу NDVI, методом ковзної дисперсії. Застосовані дані AVHRR/NOAA GIMMS з 1982 по 2006 роки [190]. Для автоматизованого

картографування ландшафтів, окрім досліджень рослинності, вчені пропонують враховувати радіаційну температуру поверхні [191].

Визначення різних типів ландшафтів проводиться на базі спостережень за різнорідними властивостями рослинного покриву та його змінами. При цьому найчастіше застосовуються різні вегетаційні індекси, у тому числі LAI та NDVI [192, 193].

Як показано на рис. 2.1 природні зони на космічних знімках відрізняються між собою за текстурно-структурними особливостями, навіть при візуальних спостереженнях. Між собою природні зони відрізняються строкатістю структури ландшафтів. Північна - зона полісся (мішаних лісів) та зона широколистяних лісів при природних кольорах відображається на рис. 2.1 а високою строкатістю зеленого кольору, від темно - до світло-зеленого, іноді із сірувато-бежевими прогалинами. Для лісостепової зони характерна менша строкатість на відміну від полісся, на рис. 2.1 б загальним фоном є природний зелений колір з присутніми темно-зеленими плямами (ліси). Для степу на рис. 2.1 в характерною особливістю є сіро-бежевий тон, який суцільно покриває територію природної зони.

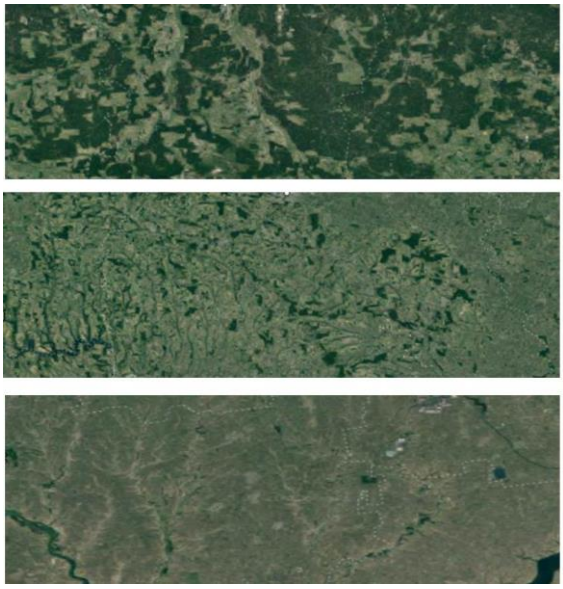


Рис. 2.1. Фізико географічні зони України на космічних зображеннях Google Earth: а) зона полісся; б) лісостепова зона; в) степова зона

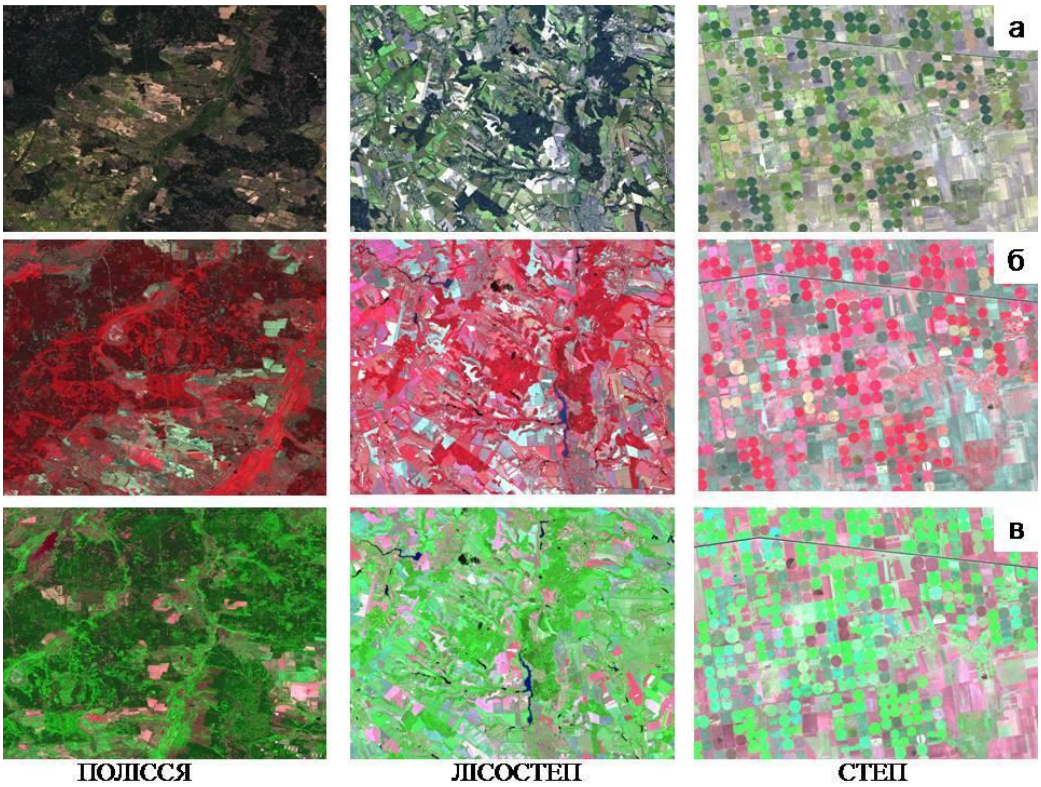


Рис. 2.2. Фізико-географічні зони України на космічному зображенні Landsat-8, у комбінації каналів: а) Red, Green, Blue; б) SWIR-2, NIR, Red; в) NIR, Red, Green

На космічних знімках спостерігається значна різниця у строкатості зображення. На рис. 2.2 представлено космічний знімок Landsat-8 в літній період для полісся, лісостепу та степу у різних комбінаціях каналів. Природні кольори відображає комбінація каналів 4-червоний (Red), 3-зелений (Green), 2-синій (Blue). Це канали видимого діапазону, тому об’єкти земної поверхні на рис. 2.2 мають вигляд звичний для людського ока. Здорова рослинність має зелений колір, нездорова рослинність коричнева та жовта. Світлими є оброблені поля, де зібраний врожай. Дороги мають сірий колір. Ця комбінація каналів дозволяє аналізувати антропогенні та водні об’єкти, важко розрізняються різновиди рослинності.

Комбінація «штучні кольори» на рис. 2.2 б формується при поєднанні 5-ближнього ІЧ (NIR), 4-червоного (Red), 3-зеленого (Green) каналів космічного знімку. Рослинність набуває відтінків червоного кольору, міська забудова зелено-голубого, ґрунти від темно до світло коричневого. Хвойні ліси відображено темно-червоними та на відміну від широколистяної рослинності,

яка має яскраво-червоні кольори. Комбінація каналів застосовується для дослідження лісів, агрокультур, стану рослинності.

Комбінація каналів на рис. 2.2 в, яка складається із 6-ближнього ІЧ (SWIR-2), 5-ближнього ІЧ (NIR) та 4-червоного (Red) надає дуже багато інформації за рахунок контрастів кольорів. Яскраво-зеленою є здорова рослинність. Ґрунти відображені рожевими відтінками. Така комбінація каналів зручна при дослідженнях рослинного покриву, стану лісових угрупувань, розпізнавання різних видів рослинності, аналізу сільськогосподарських угідь.

Як видно на космічних зображеннях з рис. 2.2, фізико-географічна зона полісся відрізняється значною кількістю рослинності, в основному хвойних типів. Мало спостерігається сільськогосподарських угідь та листяних видів рослинності. Зона лісостепу включає осередки лісів, представлених в більшій мірі листяними видами, які розташовуються ближче до річкових мереж. Також в зоні лісостепу спостерігаються сільськогосподарські угіддя, що представлені різними видами культур. Зона степу практично вся зайнята сільським господарством, в її межах майже відсутні ліси. Отже, навіть при візуальному дешифруванні космічного знімку, можна зрозуміти деякі особливості, притаманні фізико-географічним зонам.

2.1.3 Водний режим ґрунтів різних фізико-географічних зон України

Водний режим ґрунтів пов'язаний з надходженням вологи у ґрунт, її переміщенням та зміною у ґрунті. Водний режим ґрунтів залежить від природних умов, ґрунтового покриву та інших факторів. Основним джерелом ґрунтової вологи є атмосферні опади, кількість та розподіл яких залежить від клімату місцевості [194].

Вода атмосферних опадів, що потрапляє на поверхню ґрунтів та рослинності, частково випаровується з поверхні ґрунтів та листяного покриву рослинності, частково переміщується у понижені форми рельєфу, потрапляє в річки та моря, частково просочується у ґрунт та поповнює підземні води. Вода також є чинником ґрунтоутворення, механічно змиваючи та розчинюючи частки

ґрунту та формуючи профіль ґрунту. Найголовніше значення атмосферних опадів у ґрунтоутворенні полягає у зволожуючому ефекті, від якого залежить біологічна діяльність ґрунту.

Вологість ґрунту більш за все впливає на водну ерозію та опустелювання. Ерозія ґрунтів під час опадів відбувається при сумісній дії потоків води та падаючих крапель. Краплі води руйнують структуру ґрунту, створюють додаткову турбулентність, підвищують його розмиваючу та транспортуючу здатність навантажуючи потік частками ґрунтів.

Частина вологи, що надходить до земної поверхні формує поверхневий стік, який спостерігається навесні під час сніготанення, а також після зливових опадів. Величина поверхневого стоку залежить від кількості опадів, куту нахилу місцевості та вологопроникності ґрунту. Волога, яка надходить у ґрунт фільтрується через поверхневі горизонти, та потрапляючи до горизонту із більш важким гранулометричним складом, формує водоносний горизонт (верховодка). Частина вологи з верховодки надходить у більш глибокі шари, потрапляючи у ґрунтові води. При наявності нахилів місцевості частина вологи у водоносному горизонті може затікати у понижені ділянки рельєфу місцевості. Поверхневі води та поверхневий стік формує рельєф поверхні. Розмиваючи відклади, змиваючи розпушені породи, вони утворюють ерозійні форми рельєфу (яри, річкові долини, балки та інше). В інших місцях матеріал, що виноситься відкладається, утворюючи нові акумулятивні форми рельєфу (конуси виносу та тераси річок і струмків).

У зоні Полісся (мішаних лісів) переважає промивний тип водного режиму ґрунтів. Середньорічна сума опадів цієї зони перевищує річне випаровування, створюючи умови для щорічного багаторазового наскрізного промочування ґрунтового шару.

Для лісостепової зони характерним є періодично промивний тип водного режиму ґрунтів, де середньорічна сума опадів приблизно дорівнює середньому випаровуванню. Для такого типу характерне не щорічне наскрізне промивання ґрунтового шару, а одноразове.

Непромивний тип водного режиму розповсюджений там, де середньорічна сума опадів значно менша середньорічного випаровування. Ґрунт рідко промочується до ґрунтових вод. Вологість глибших шарів ґрунту характеризується низькою зволоженістю. Такий тип водного режиму розповсюджений у степовій зоні та зоні напівпустель. Ґрунтові води при даних умовах підіймаються вище до денної поверхні та також частково випаровуються [194].

2.2 Вибір та характеристика локального дослідження вологості ґрунтового покриву з використанням місцевих природних особливостей (на прикладі Баришівського полігону)

Рельєф земної поверхні грає значну роль при веденні та планування сільськогосподарських робіт. Більшість території України розташована на неоднорідних за будовою рівнинах. Рівнинна частина України сформована на фундаменті південно-західної частини Східноєвропейської платформи. Під впливом кліматичних змін, які викликали зміну холодних льодовикових періодів та теплих міжльодовикових, поступового зміщення меж ландшафтів фізико-географічних зон. Це обумовило розвиток морфоскульптурних форм рельєфу: льодовиковий та водно-льодовиковий в північної частині України та ерозійно-акумулятивний в середній та південній її частинах.

2.2.1 Вибір та характеристика репрезентативних ділянок наземних спостережень

Територія наземних завіркових спостережень розташована у межах Баришівського району Київської області (Баришіського полігону) на сільськогосподарських угіддях Баришівської зернової компанії. Ділянка дослідження, що представлена на рис. 2.3 розташована на північному сході від міста Березань, обмежена географічними координатами 50°20'-50°25' північної широти та 31°30'-31°40' східної довготи. Орографічно територія належить до Лівобережно-Дніпровської лісостепової зони на Дніпровській низовинній

терасовій рівнині, яка представлена слаборозчленованою пластово-акумулятивною рівниною з комплексом заплавних та надзаплавних терас, заболоченими долинами рр. Трубіж та Супій. Абсолютні висоти денної поверхні змінюються від 82,0 м в заплаві р. Трубіж, до 141,0 м ближче до вододілу річок Недра та Супій. Територію дослідження переважно займають сільськогосподарські угіддя [195, 196].

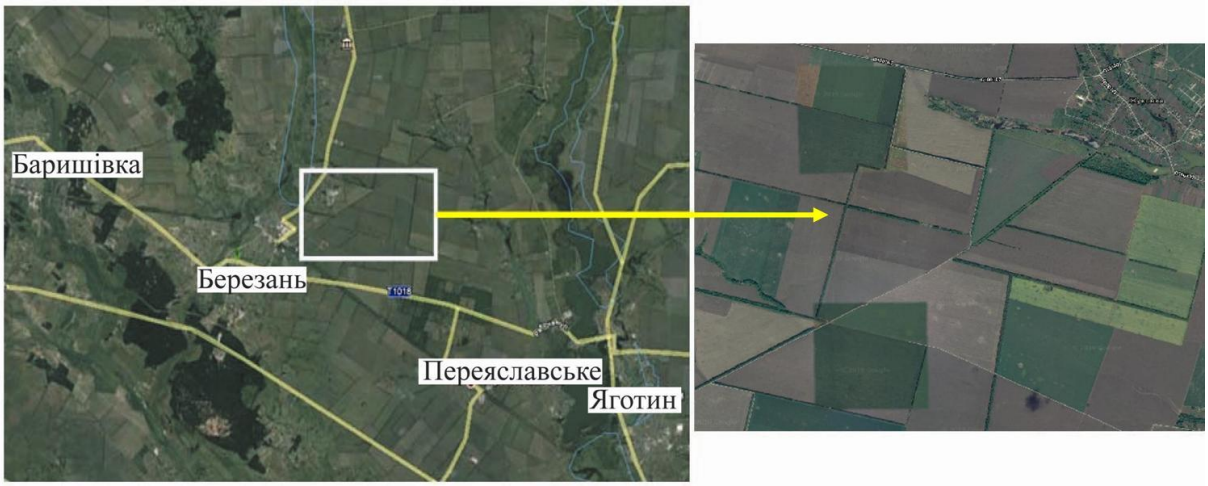


Рис. 2.3. Загальний вигляд території досліджень в програмному продукті Google Earth

Клімат району помірно континентальний. Характерними є теплий літній період та м’яка зима. Середня температура січня -6,4°, липня +19,2°, Мінімальна температура січня становить -33°, максимальна у липні +34°. Середня кількість опадів для регіону 490 мм.

Особливості рельєфу Дніпровської низовинної рівнини пов’язані з діяльністю льодовикових талих вод та формуванням системи різновікових терас Дніпра [197]. За схемою ландшафтного районування територія полігону належить до перехідних північно-лісостепових районів зі значним проникненням елементів поліських ландшафтів, формування яких пов’язується з існуючими в минулому значними озерними басейнами та пониженими заболочуваними ділянками. В них сформувалися заболочені пониження північно-східного напрямку, які місцями зливаються з сучасними річками Трубежем, Супоєм, Альтоєм та ін.

Вибір цієї ділянки для наземних спостережень був обумовлений: 1) існуванням на території оптимальних для України природно-кліматичних умов та вологозабезпечення (Київська область належить до території з сільськогосподарським водокористуванням нижче середнього рівня) [188]; 2) багаторічним сільськогосподарським використанням; 3) проведенням на ній різнобічних тематичних досліджень: геоморфологічних [198], гідрогеологічних [199], комплексних геологічних і геофізичних досліджень з оцінки небезпечного забруднення геологічного середовища в зв'язку з Чорнобильською аварією [200-202].

В Баришівському районі переважають дерново-підзолисті ґрунти, у долинах річок – дерново-глейові, лучні та болотні, проте у межах полігону розвинені чорноземи (неглибокі, слабкогумусні, вилугувані) та лісостепові слабкогумусні чорноземи. Характерними екзогенними формами території є лесові острови з розвиненими на них процесами ерозії, заболочені масиви, моренні горби, лесовидні суглинки, воднольодовикові долини.

2.2.2 Характеристика ґрунтового покриву території дослідження

Переважну частину території займають чорноземи – неглибокі, слабкогумусні, вилугувані та неглибокі лісостепові, переважно на лесовидних суглинках [188, 197].

Для лесів та лесовидних суглинків, які займають 80% території України та відносяться до просадових порід, характерним є промивний водний режим. За гранулометричним складом такі породи складені 50% пилуватих часток, легко - та середньо-розчинними солями та карбонатами кальцію, мають палевий (світло-жовтий) колір, велику пористість. Особливістю таких ґрунтоутворюючих порід є здатність до просідання при змочуванні.

Для просідання необхідними умовами є: 1) наявність навантаження, яке при вологому стані перевищує сили зчеплення (просідання ґрунту під власною вагою); 2) достатня зволоженість, при якій знижується міцність ґрунту; 3) розчинення водою карбонатів та інших солей.

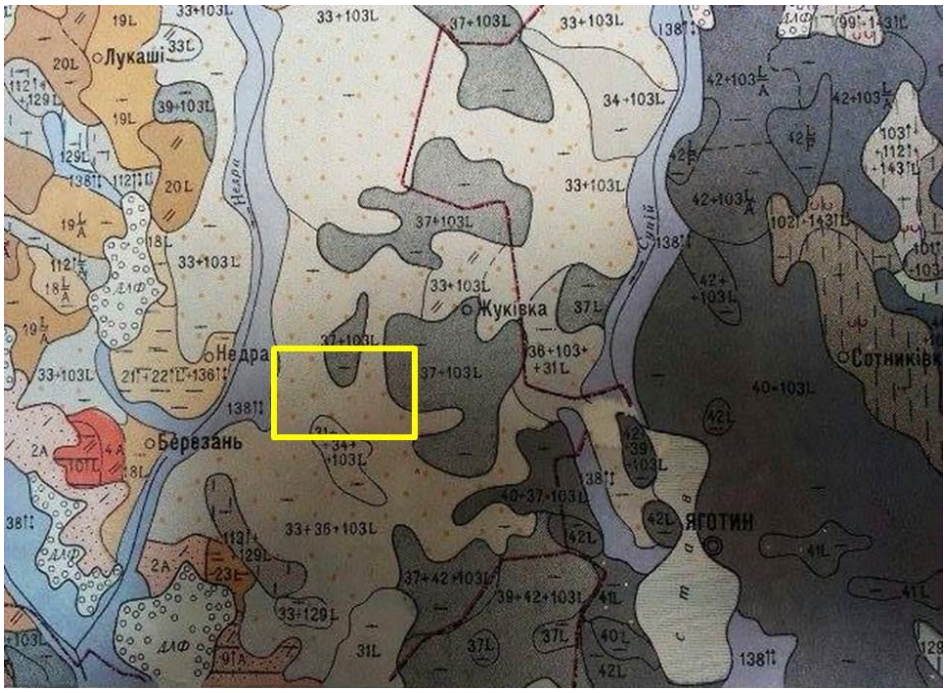


Рис. 2.4. Карта ґрунтів Київської області. Міністерство сільського господарства УРСР (37+103L – чорноземи неглибокі, слабкогумусні переважно на лесових породах, 33+36+103L – чорноземи неглибокі слабкогумусні вилуговані переважно на лесових породах)

На рис 2.4 жовтим прямокутником виокремлено ділянку дослідження. Під позначеннями на карті 37+103L – чорноземи неглибокі, слабкогумусні переважно на лесових породах, 33+36+103L – чорноземи неглибокі слабкогумусні вилуговані переважно на лесових породах. Для відображення лесових та лесовидних порід, на яких формуються ґрунти застосовано позначення L та 103L, які розвинені майже на всій території рис. 2.4.

На офіційному сайті Державного земельного кадастру (https://map.land.gov.ua/) та на рис. 2.5 представлено державну публічну карту України. У шарі ґрунтів для ділянки дослідження визначено наступні типи: 33 – Чорноземи неглибокі слабогумусні вилуговані / Чорноземи неглибокі малогумусні вилуговані / Лучно-чорноземні глибоковилуговані (осолоділі) ґрунти западин; 34 – Чорноземи неглибокі малогумусні / Лучно-чорноземні глибоковилуговані (осолоділі) ґрунти западин; 37 – Чорноземи глибокі слабогумусовані / Лучно-чорноземні глибоковилуговані (осолоділі) ґрунти западин; 40 – Чорноземи глибокі малогумусні / Лучно-чорноземні

глибоковилуговані (осолоділі) ґрунти западин. Ближче до р. Недра розташовані 138 – Торфовища низинні та 21 – Ясно-сірі опідзолені оглеєні ґрунти / Сірі опідзолені оглеєні ґрунти / Торфово-болотні ґрунти.

Рис. 2.5. Карта ґрунтів ділянки дослідження

Чорноземи типові, слабогумусні займають 227,7 тис. га зони лісостепу та широколистяних лісів, що складає 47,1 % території цих двох природних зон. З них на ріллю припадає 192,8 тис. га, що становить 52,2 % території [203]. На території лісостепової та степової зони України переважають чорноземи, для яких характерною є зерниста структура та крупнопилувата фракція. Фракції механічних елементів розподілено рівномірно за вертикальним профілем, серед яких 54-57 % крупного пилу та 20-24 % мулу.

За морфологією для чорноземів типових малогумусних на лесових відкладах характерні чітко сформовані горизонти, та майже весь профіль, як правило, перерритий землериями, що надає рихлості. Для ділянки дослідження характерними є чорноземи малогумусні (4-6 %) та слабогумусні (<4 %). Для профілю типових чорноземів характерною особливістю є зменшення з глибиною гумусового забарвлення і карбонатів, що може затушовувати межі генетичних горизонтів. За гранулометричним складом переважають малогумусні чорноземи, легкосуглинкові і середньосуглинкові (розмір часток 0,25-0,01 мм) [204].

Чорноземи мають темне забарвлення, оскільки містять гумус. Потужний гумусовий горизонт, сформований на чорноземах типових під впливом різнотравно-ковилових біоценозів і органічним та еоловим поступленням лесових відкладів, що зумовлює ріст ґрунту вверх [203]. На території дослідження також зустрічаються чорноземи вилуговані. Вилугованість характеризується промиванням карбонатів кальцію, та відсутністю морфологічних та аналітичних ознак диференціації профілю за елювіально-ілювіальним (Е-І) типом. Вилуговані чорноземи є перехідними між типовими та опідзоленими чорноземами. Від типових вони відрізняються вимитими у нижній (110-130 см) перехідний горизонт (РНк) карбонатами. Природна родючість вилугованих чорноземів вища за типові чорноземи [203].

Ґрунтовий профіль чорноземів, розвинених на лесових породах, для лісостепової зони, як правило, має наступний вигляд, представлений на рис. 2.6:

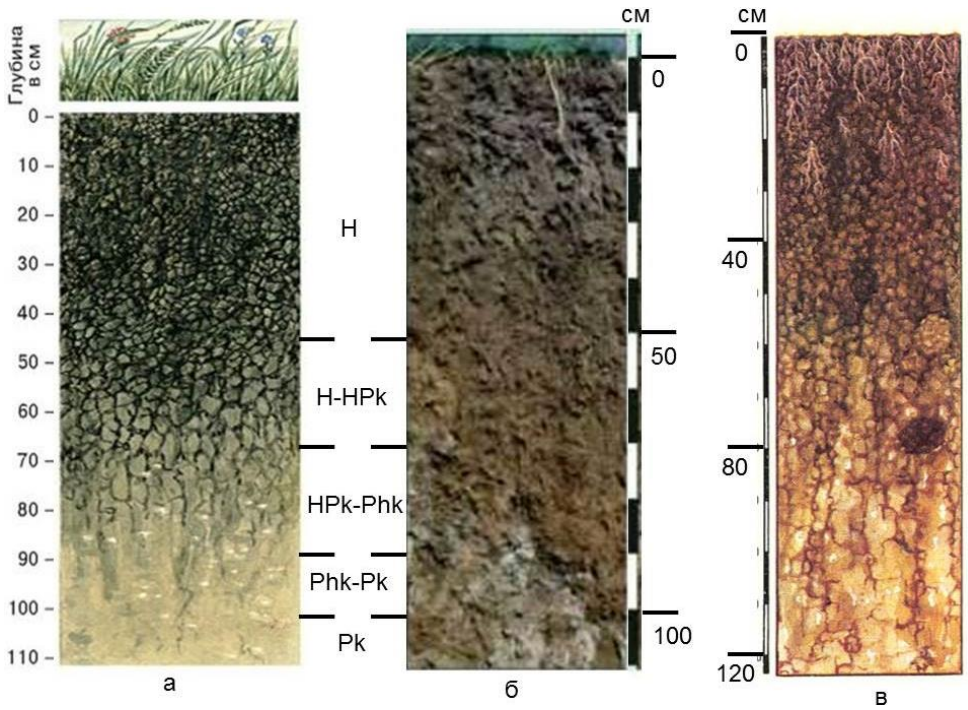


Рис. 2.6. Приклади ґрунтових профілів: а) чорнозем типовий [205]; б) чорноземи типовий (фото) [206]; в) чорноземи вилуговані [207]

Н – гумусовий горизонт темно-сірий, у вологому стані майже чорний має грудкувато-зернисту структуру, містить червориїни, ходи землероїв, у нижній частині шару можуть бути карбонати, перехід є поступовим, приблизна глибина

складає 0-25 см, найбільше присутні частки розміром 0,25-0,01 мм, більша частина складає фізичний пісок (біля 77 %, >0,01), менша фізичну глину (біля 23 %, <0,01), вміст гумусу 2,69 % (88,09 т/га);

Н-НРк – Гумусовий перехідний горизонт, темно-сірий із коричневим кольором, має ґрудкувато-горіхувату структуру, глибина горизонту 25-35 см, збільшується кількість ґрудок розміром 0,25-0,05 мм, вміст гумусу 2,3 % (28,75 т/га);

НРк-Рhк – Верхній темно-сірий, буває слабкий бурий відтінок, горіхувата структура, ущільнений, глибина горизонту складає 35-45 см, розмір грудкуватості структури збільшується, фізичний пісок знижується до 75 % (>0,01), фізична глина підвищується до 24-25 % (<0,01), вміст гумусу 2,18 (25,5 т/га);

Рhк-Рк – Перехідний нижній, темно-бурого кольору шар, має грудкувато-призматочну структуру, на глибині біля 50 см можуть бути помітні карбонати, при глибині 70 см характерним є сірувато-пальовий відтінок, який є перехідним до підстилаючої породи, глибина складає 45-120 см, переважають кількість часток 0,25-0,05 мм вміст гумусу 1,78 (161,04 т/га);

Рк – підстилаюча поверхня - лесовидний суглинок, палево-бурий або палевого кольору, глибина горизонту складає 120-135 см, фізичний пісок зменшується до 73 % (>0,01), фізична глина зростає до 26-27 % (<0,01).

В чорноземах наявна висока пористість, особливо в гумусових горизонтах, що забезпечує хороший водний та повітряний режим [208].

Орний шар чорнозему малогумусного є придатним для більшості сільськогосподарських культур. За профілем кількість піску зменшується, а кількість мулуватих часток збільшується.

Серед усіх типів деградації ґрунтового покриву на території переважають водна площинна ерозія, просідання (суфозія), заболочування, вилуговування,

За рахунок просідання ґрунтів на території з'являються мікрозападинні форми рельєфу – понижені ділянки поверхні, які періодично заповнюються водою.

У центрі мікрозападинних форм рельєфу за публічною кадастрову картою ґрунт ідентифікується як лучно-чорноземний глибоковилугований (осолоділий) ґрунт западин. Лучно-чорноземний ґрунт характерний для пониззя, де ґрунтові води знаходяться на глибинах 2-4 м. Глибина ґрунтових вод значно залежить від кількості опадів, та може понижуватися при недостатній їх кількості. Як правило у ґрунтотворній породі такого типу виражений процес оглеєння. Потужність гумусового горизонту (Н+Нр) приблизно 80-90 см. За механічним складом цей ґрунт пилувато-супіщаний. [209].

2.2.3 Геологічна характеристика ділянки дослідження

Територія проведення наземних спостережень за геологічною будовою відноситься до закритих районів з будовою середньої складності четвертинного і дочетвертинного двоповерхневих структурних ярусів. Ділянка розташована на південно-західному борту Дніпровсько-Донецької западини, Інгулецького мегаблока Українського Щита.

Територія проведення наземних спостережень описана за Державною геологічною картою аркуша М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький) 2009 року на, виконаної співробітниками Лівобережної ГЗП ЦРГД ПДРГП «Північгеологія», Центру гідрогеологічних та геолого-екологічних досліджень ПДРГП «Північгеологія», ІГН НАН України. Геологознімальні роботи проводилися у масштабі 1:200 000 [210].

Геологічну будову території дослідження складають докембрійські кристалічні утворення і потужна товща осадових відкладів. У складі присутні системи кам’яновугільних, пермських, тріасових, юрських, крейдових, неогенових та четвертинних відкладів. На рис. 2.7 відображено стратиграфічну приналежність полігону дослідження, а саме: Фанерозойську еонотему, Кайнозойську ератему, четвертинну систему, голоценовий відділ.

Четвертинні відклади території мають різні літолого-генетичні типи. Територія дослідження, яка представлена на рис. 2.8 розташована в межах

Української платформеної рівнини (В) – Лесової області (В-ІІ) – Дніпровської лесово-алювіальної підобласті (В-ІІ-7) – та Району моренних терас (В-ІІ-7-б).

У районі моренних терас поширені субаквальні відклади нижнього та середнього неоплейстоцену, переважно алювіально-воднольодовикові, алювіальні, озерно-льодовикові, широко представлені моренні утворення дніпровського льодовика. Все це складає потужну товщу до 18 м елювіальних та еолово-делювіальних середньо-верхньоплейстоценових лесових суглинків. Потужність четвертинних відкладів в середньому становить 40-60 м, абсолютні відмітки поверхні 120-138 м.

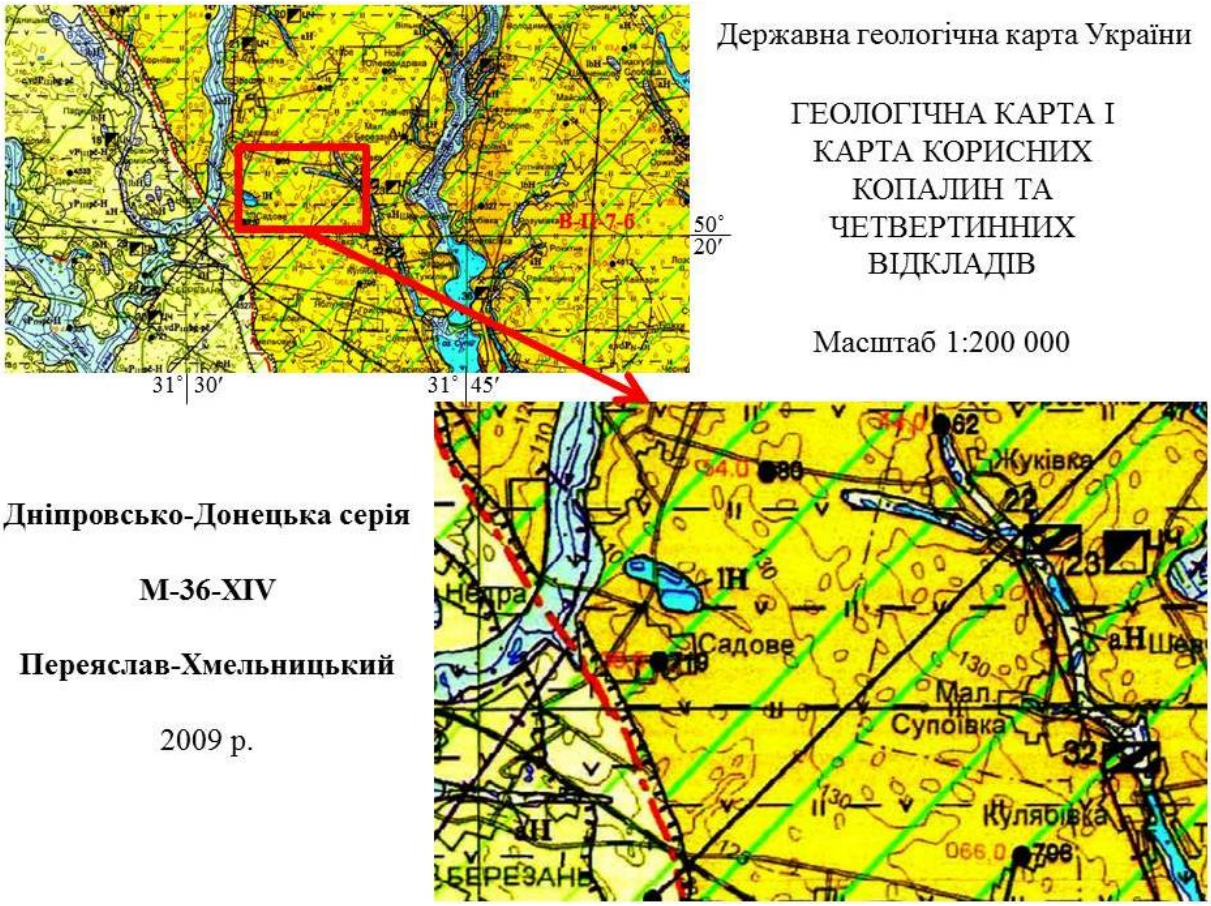


Рис. 2.7. Фрагмент геологічної карти і карти корисних копалин та четвертинних відкладів. Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький) [210]

Рис. 2.8. Схема районування четвертинних відкладів [210]

Нижню ланку неоплейстоценових відкладів складають алювіальні та воднольодовикові відклади тигульського кліматоліту, як відображено на рис. 2.9 та 2.10.

Алювіальні та воднольодовикові відклади (a,fP_1tl) мають потужність понад 25 м, та представлені пісками світло-сірими, пухкими, сипучими, кварцовими, прошарками польовошпато-кварцовими, в підошві з домішками глауконіту. Піски різнозернисті від дрібнозернистих до грубо- крупнозернистих. У підошві виділяється прошарок піску грубозернистого, погано сортованого, з гравієм і дрібною галькою кристалічних порід. В нижній частині розрізу спостерігаються включення осадових порід – мергелів, алевритів, пісковиків, іноді піщаних фосфоритів. Для тилігульського кліматоліту характерна двочленна будова: нижня частина складена більш грубозернистими піщаними відкладами з прошарками слабко глинистих порід, верхня – дрібно-, середньозернистими пісками, часто глинистими.

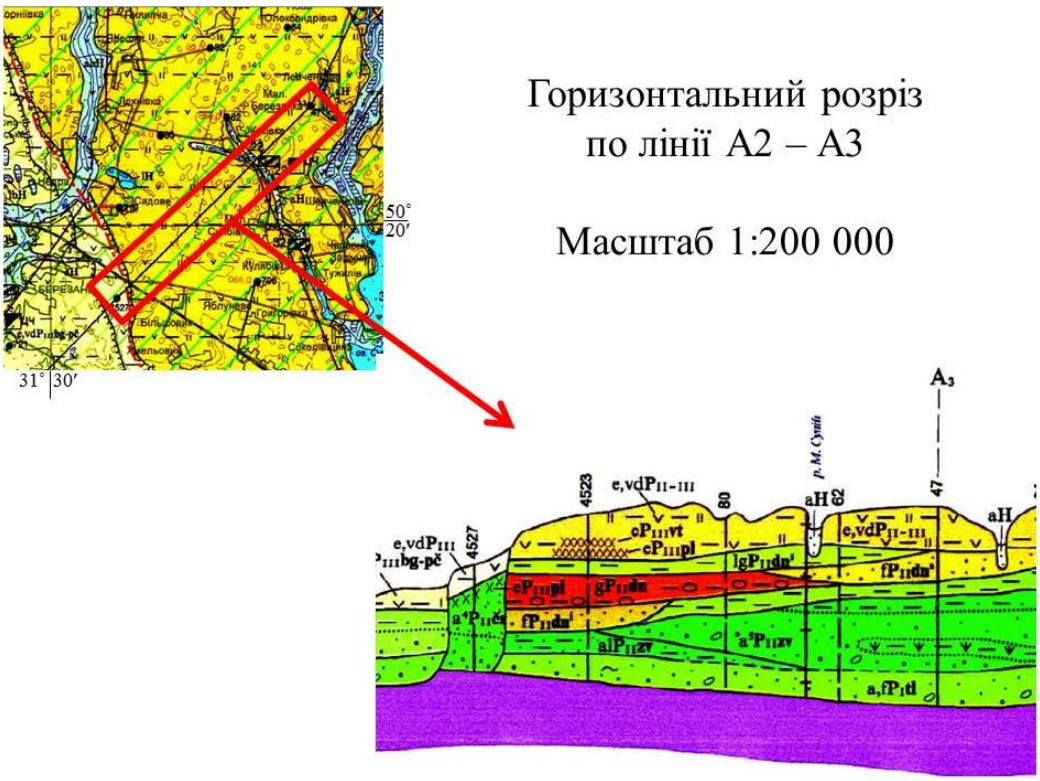


Рис. 2.9. Горизонтальний розріз по лінії А2-А3. Фрагмент геологічної карти і карти корисних копалин та четвертинних відкладів. Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький) [210]

Середня ланка неоплейстоцену складена: воднольодовиковими та озерно-льодовиковими надмеоренними відкладами, льодовиковими відкладами, а також озерно-льодовиковими підморенними відкладами дніпровського кліматоліту. Завадівський кліматоліт середньої ланки неоплейстоценових відкладів складений алювіальними, алювіально-озерними та озерно-болотними відкладами. Моренні відклади дніпровського кліматоліту виходять на денну поверхню на крутих схилах балок та в долині р. Супій. Найбільш поширеними є алювіальні і озерно-алювіальні відклади завадівського кліматоліту та льодовикові, озерно-льодовикові і воднольодовикові утворення дніпровського кліматоліту (рис. 2.9, 2.10, 2.11).

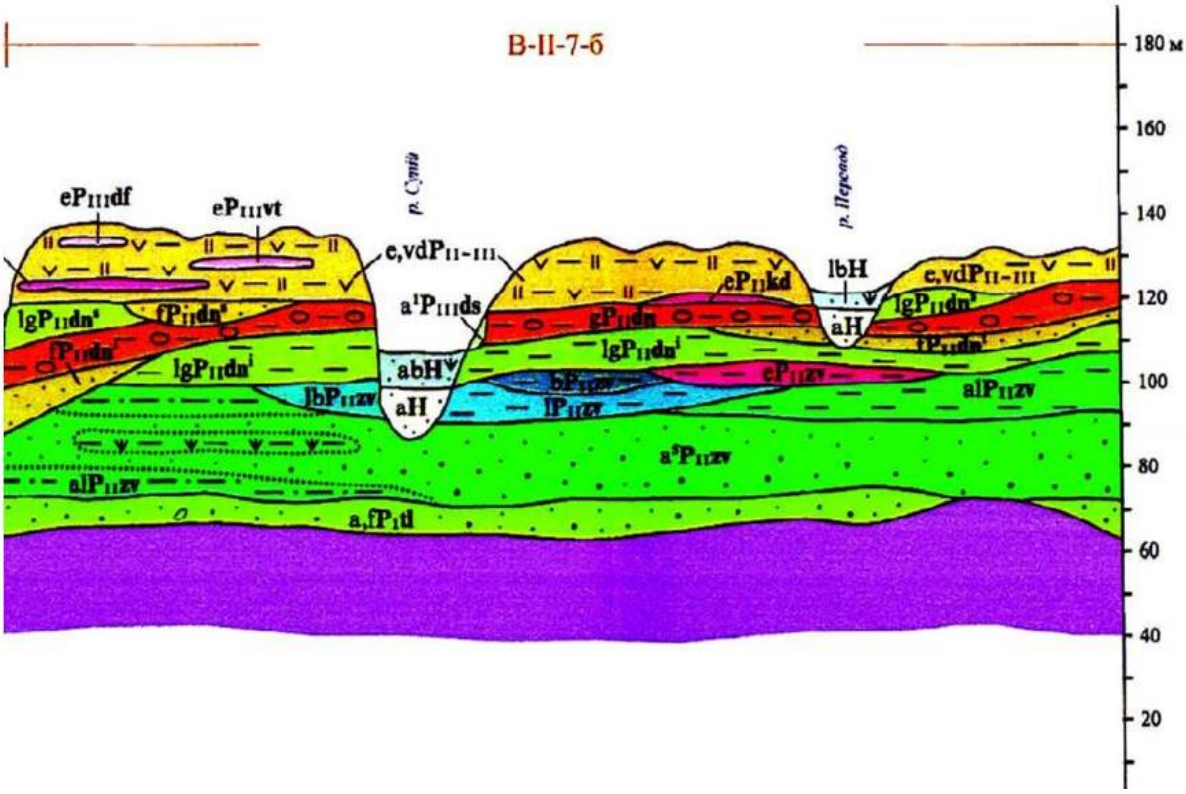


Рис. 2.10. Схема будови четвертинних відкладів ділянки В-II-7-б [210]

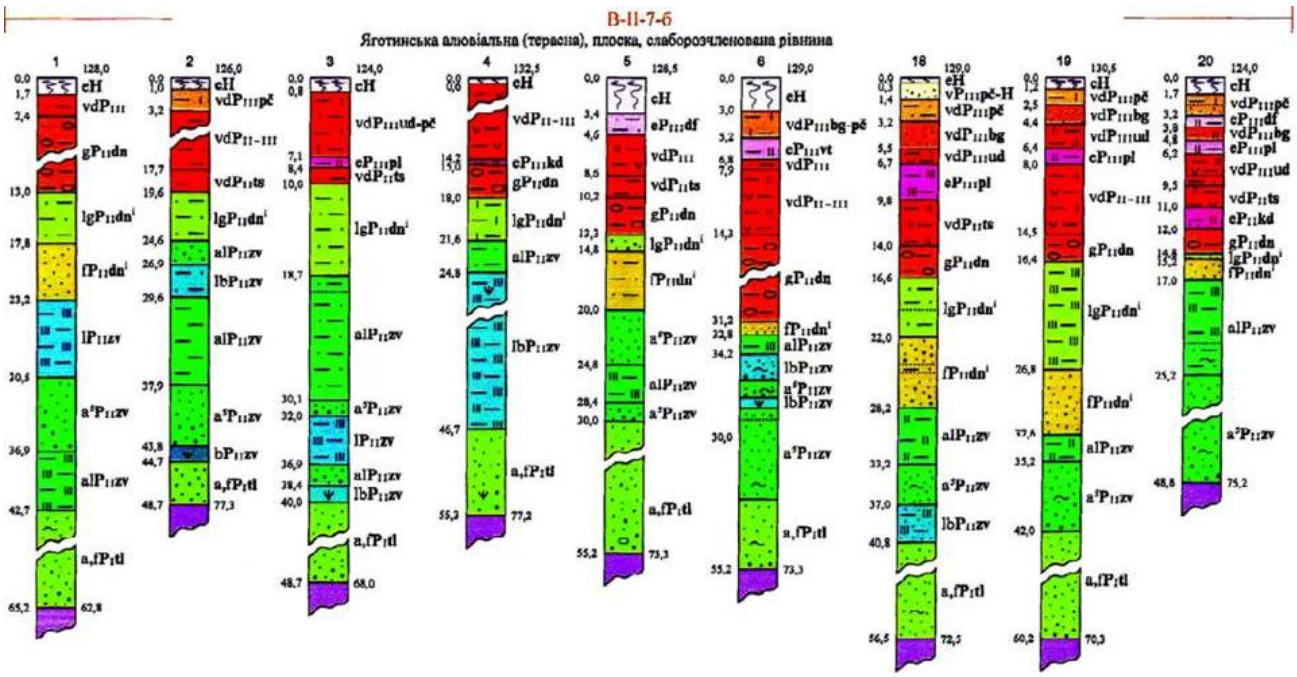


Рис. 2.11. Типові літолого-стратиграфічні колонки четвертинних відкладів. Вертикальний розріз. Масштаб 1:2000 [210]

Фрагментарне розповсюдження мають озерно-болотні відклади ($IbP_{II}zv$), які залягають у вигляді лінз і прошарків серед алювіальних або алювіально-озерних

утворень. Вони приурочені до понижених ділянок тераси і генетично пов'язані з озерними відкладами, які їх підстилають. Представлені суглинками бурими, сірувато-бурими, сірими, середніми, з прошарками торфу. Відклади сильно насичені рештками тонкостінних прісноводних молюсків, дещо менше – уламками вуглефікованої деревини. Потужність відкладів в середньому становить 1,5-5 м.

Алювіально-озерні відклади ($alP_{II}zv$) разом з алювіальними формують п’яту (хаджибейську) надзаплавну терасу Дніпра. Перекриваються воднольодовиковими або озерно-льодовиковими відкладами дніпровського кліматоліту та залягають переважно у верхній частині розрізу. Абсолютні відмітки підошви коливаються в межах 84-90 м. Максимальна потужність складає 18 м, та спостерігається в межах перезаглиблених ділянок тераси, в середньому потужність 6-8 м. Відклади представлені суглинками сірими, темнувато-сірими, зеленувато-сірими, середніми, щільними, з прошарками супісків і пісків. В нижній частині розрізу виділяються піски польовошпат-кварцеві, середньо-дрібнозернисті, з горизонтальною шаруватістю, глинисті, зустрічаються уламки вуглефікованої деревини.

Алювіальні відклади завдівського кліматоліту, хаджибейський ступінь ($a^5P_{II}zv$) в межах району «Моренних терас» залягають плащеподібно та складають основну частину п’ятої (хаджибейської) надзаплавної тераси Дніпра. Відклади спостерігаються тільки в розрізах свердловин та не мають виходу на поверхню. Залягаючи із розмивом на субаквальних відкладах тигульського кліматоліту. Мають перекриття озерно-льодовиковими та водно-льодовиковими відкладами дніпровського кліматоліту, іноді алювіально-озерними відкладами завадівського кліматоліту. Коливання абсолютних відміток підошви становить 76-84 м. Потужність відкладів становить 2-4 м. В місцях, де вплив льодовика був незначний та в місцях еродованих дніпровським льодовиком ділянках тераси спостерігається потужність до 16 м. Відклади утворені пісками кварцовими з домішками польового шпату, сірими, світло-сірими, пухкими, різнозернистими. В третій частині розрізу, в підошві шару спостерігаються піски більш крупнозернисті – від середньо- до грубозернистих з дрібним гравієм та галькою кристалічних порід, вапняків та пісковиків. Ближче до верхній частини розрізу зменшується розмір зерен та

збільшується кількість часток алевритистого та глинистого матеріалу, чітко простежується горизонтальна та коса шаруватість.

Озерно-льодовикові підморенні відклади ($lgP_{II}dn^{i}$) плащоподібно залягають на алювіальних та алювіально-озерних утвореннях п'ятої надзаплавної тераси Дніпра і перекриті моренними та водно-льодовиковими відкладами. Абсолютні відмітки підошви коливаються в межах 96-111 м. Мінімальні відмітки приурочені до понижених ділянок V тераси Дніпра. Максимальна потужність відкладів досягає 8-12 м. Складені суглинками, рідше супісками, жовтувато-сірими, сизувато-сірими, зеленувато-світло-сірими, середніми, щільними, іноді лесоподібними, часто пористими. Характерна тонка горизонтальна шаруватість, подекуди вапнистість, наявність органічних домішок.

Льодовикові відклади (морена) ($gP_{II}dn$) широко поширені в межах району «Моренних терас». На лівому схилі р. Супій та деяких його приток, відклади виходять на денну поверхню. На окремих ділянках морена в розрізі четвертинних відкладів відсутня, що пов'язано з її розмивом талими водами льодовика під час його відступу. Залягають відклади на підморенних воднольодовикових і озерно-льодовикових пісках, супісках і суглинках дніпровського кліматоліту. Абсолютні відмітки підошви коливаються в межах 95-122 м, потужність становить 5-8 м, максимальна відмічається до 16 м. Відклади представлені одноманітною товщею суглинків жовто-бурого, жовтувато-сірого і сірувато-жовтого кольорів, з вохристо-жовтими плямами, різною мірою піскуватими. Суглинки щільні, з примазками оксиду марганцю, карбонатними стягненнями, насичені галькою, гравієм і валунами осадових і кристалічних порід розміром від 0,1 до 5-6 см, іноді зустрічаються валуни до 1-2 м в діаметрі. Галька і валуни складені переважно із кварцу, граніту, гнейсу, пісковику, вапняків, кременів.

Воднольодовикові надморенні відклади ($fP_{II}dn^{S}$) поширені обмежено, та в основному приурочені до понижених ділянок. Залягають на поверхні морени, в місцях розмиву морени – на підморенних озерно-льодовикових суглинках. Абсолютні відмітки підошви коливаються від 2,3 м, в улоговині льодовикового виорювання можуть бути до 108-116 м. Потужність становить 4-6 м,

максимальна 18,3 м. Відклади складені пісками сірими, світло-сірими, жовтувато-сірими, кварцовими з незначними домішками польових шпатів і мінералів темного кольору, різнозернистими, переважно дрібно-середньозернистими. В підошві присутня дрібна галька кварцу і кристалічних порід від 0,2 до 2 см.

Озерно-льодовикові надморенні відклади ($lgP_{II}dn^{S}$) розташовані в основному в окремих понижених ділянках постльодовикового рельєфу «Моренних терас». Залягають в більшої мірі на морені та перекриваються лесоподібними суглинками і викопними ґрунтами тясминського і кайдацького кліматолітів, меншою мірою над воднольодовиковими надморенними пісками дніпровського кліматоліту. Відмітки підошви складають 108-116 м. Потужність становить 0,3-12 м. Відклади представлені суглинками зеленувато-світло-сірими, сірими, голубовато-сірими, з вохристими плямами. Суглинки тонковідмучені, щільні, середні, слабо слюдисті, можуть бути уламки прісноводних черепашок молюсків.

Середня-верхня ланка неоплейстоценових четвертинних відкладів представлена елювіальними та еолово-делювіальними відкладами (e,vdP_{II-III}). Елювіальні утворення представлені викопними ґрунтами коричнювато-сірими, темнувато-бурими, щільними. Часто проявляються ознаки ілювіального ґрунтового горизонту верхньої дніпровської морени. Потужність шару до 1,2-1,5 м.

В межах району моренних терас на рис. 2.9 поширені елювіальні та еолово-делювіальні відклади (e,vdP_{II-III}), які залягають на вододільних ділянках та їх схилах. Товща лесоподібних порід ускладнена поширенням викопних ґрунтів. Комплекс залягає переважно на морені дніпровського льодовика. Абсолютні відмітки підошви 116-124 м. Еолово-делювіальні відклади представлені суглинками та супісками, лесоподібними, палево-жовтими, сірувато-жовтими, пористими, слабо вапнистими лінзами та тонкими прошарками тонкого дрібнозернистого піску. Елювіальні відклади складені викопними ґрунтами коричнювато-сірими, темнувато-бурими, щільними.

Еолово-делювіальні відклади представлені суглинками, меншою мірою –

супісками, лесоподібними, палево-жовтими, сірувато-жовтими, пористими, слабо вапнистими, іноді з лінзами і тонкими прошарками тонко-дрібнозернистого піску до 1,8 м.

Верхня ланка четвертинних неоплейстоценових відкладів на рис. 2.9, 2.10, 2.11 має включення елювіальних відкладів прилуцького кліматоліту, дофінівського кліматоліту та витачівського кліматоліту. Елювіальні відклади залягають в межах основного шару елювіальних та еолово-делювіальних відкладів середній-верхній ланки неоплейстоцену.

Дофінівський кліматоліт. Елювіальні утворення ($eP_{III}df$). Відклади поширені переважно на вододільних ділянках. Залягають на субаеральних утвореннях верхнього неоплейстоцену, перекриваються еолово-делювіальними суглинками і супісками причорноморського кліматоліту та сучасними ґрунтами, як відображено на рис. 2.10 та 2.11. Потужність викопних ґрунтів становить 0,5-1,2 м. Ґрунти складені в основному суглинками темно-сірими, бурувато-сірими, середніми, іноді супісками гумусовидними, які формуються на лісостепових ландшафтах.

Витачівський кліматоліт ($eP_{III}vt$). Викопні ґрунти витачівського кліматоліту частково поширені в межах району моренних терас (В-ІІ-7-б). Часто приурочені до вододільних ділянок рельєфу, де абсолютні відмітки коливаються в межах 120-122 м. Потужність у середньому 1,6 м. Ґрунтовий покрив складено слабо розвинутими бурими суглинистими лесовими ґрунтами, якій у верхній частині горизонту розбитій тріщинами.

Елювіальні відклади прилуцького кліматоліту ($eP_{III}pl$), які поширено та обмежено виділяються в межах лесової слабоеродованої рівнини лівобережної частини долини Дніпра. Ґрунти включені до комплексу елювіальних та еолово-делювіальних середньо- та верхньонеоплесйтоценових утворень. Вони залягають на субаеральних відкладах середнього неоплейстоцену. Перекриваються товщею еолово-делювіальних суглинків та супісків верхнього неоплейстоцену. Виділені у розрізі свр. 4523 та ін. Абсолютні відмітки підошви ґрунтів відповідають 94-111 м, із потужністю 0,8-1,8 м. Викопні ґрунти складені

чорноземовими суглинками, рідше супісками темно-сірими, буровато-сірими, середніми, рідше опідзоленими. Ґрунтовий комплекс, представлений на рис. 2.10 є характерним для лісостепових ландшафтів.

Голоценові відклади представлені озерними відкладами субареальних западин (lH) та алювіальними відкладами (aH).

Озерні відклади (lH) поширені та виділені на лівобережжі рр. Трубіж та Недра. Приурочені до замкнутих западин, частіше в межах третьої-другої надзаплавних терас Дніпра. Відклади складені суглинками, мулами сірими, блакитнувато-сірими і зеленувато-сірими, із потужністю 1,2-2,5 м.

Алювіальні відклади (aH) розвинені на заплавах водотоків лівого берегу Дніпра (Трубіжа, Супою). Тут поширені піски різнозернисті, представлені польовошпатово-кварцовим, супісками та суглинками руслових, заплавних, старичних фацій. Потужність в межах алювіальних відкладів Дніпра, Трубіжа та Супою досягає в середньому 8-16 м, а максимальна, в долині Трубіжа, – 24 м, у заплавах інших річок та водотоків коливається в межах 1-10 м.

Тектоніка. Територія дослідження розташована на північно-східному схилі Українського щита, на стику південно-західного борту Дніпровсько-Донецької западини. Нижнім структурним поверхом є кристалічний фундамент, верхнім – осадовий чохол, який залягає на денудованій та еродованій поверхні фундаменту, що занурюється в північно-східному напрямку.

В кристаличному фундаменті мезо-кайнозойського осадового чохла виявлені розривні порушення, закладені пізнім археєм-протерозоєм. Це вплинуло на диференціацію території на більш дрібні блоки нижчих порядків.

В межах території дослідження наявні розломи ортогональної та діагональної систем. Система тектонічних порушень скидового характеру північно-західного простягання вплинула на занурення поверхні фундаменту в північно-східному напрямку.

Складнодислокативний фундамент представлений метаморфізованими вулканогенними та осадовими породами, ультраметаморфічними та інтрузивними утвореннями неоархею – палеопротерозою. Чохол складають

слабодислоковані утворення палеозою та майже не дислоковані породи мезозою та кайнозою.

У четвертинний час територія зазнала відносно слабких диференційованих в просторі піднять, результатом яких став повний розмив неогенових та частково палеогенових утворень лівобережжя Дніпра. Новітній морфоструктурний план, який сформувався протягом неотектонічного етапу розвитку та проявлений і сучасному рельєфі, пов'язаний з ослабленими зонами тектонічних порушень і переважно успадковує більш давній [211].

За результатами морфоструктурного аналізу встановлено, що на даній території поширені лінійні (лініаментні), лінійно-площові та морфрструктури центрального типу (МЦТ). Серед лінійно-площових морфрструктур особливу увагу привертають морфрструктури високого порядку. Ядлівська та Переяслівська (рис. 2.12). Кожна з них має свої особливості прояву. Субмеридіяльна Переяслівська зона розломів трасується в рельєфу лише до смт. Березань, південніше якого вона «затушована» більш молодими морфоструктурами. Переяслівська морфоструктура разом з Ядлівською та Недрівською МЦТ формують потужний Березанський морфрстркутурний вузол, який контролює морфоструткурні особливості ділянки нижньої течії р. Надра та місця впадіння її у р. Трубіж. Положення даного морфоскульптурного вузла визначається з півдня досить активною регіональною Канівською МЦТ III порядку. Зовнішня границя останньої відділяє Березанський вузол від розташованого південніше Переяславського морфоструктурного вузла, що досить надійно корелюється з особливостями геологічної будови даної території.

Лінійно-площові морфоструктури нижнього рангу діагонального (північний захід – південний схід) напрямку приурочені до долиноподібних понижень, переважно до річкових долин.

Особливе місце займають локальні МЦТ, які у рельєфі фіксуються за дугоподібним, доцентровим чи відцентровим рисунком гідромережі. Більшість з них проявляються у палеорельєфі. Практично всі МЦТ не мають суцільного проявленого контуру. Найбільша з них – Переяславська МЦТ, якій у

палеорельєфі відповідає улоговина льодовикового виорювання в нижній течії р. Трубіж. Крім того, можна виділити одні вісь північно-східного напрямку, на яку нанизані чотири МЦТ: Переводівська, Ново-Олександрівська, Недрівська та Борівська [211].

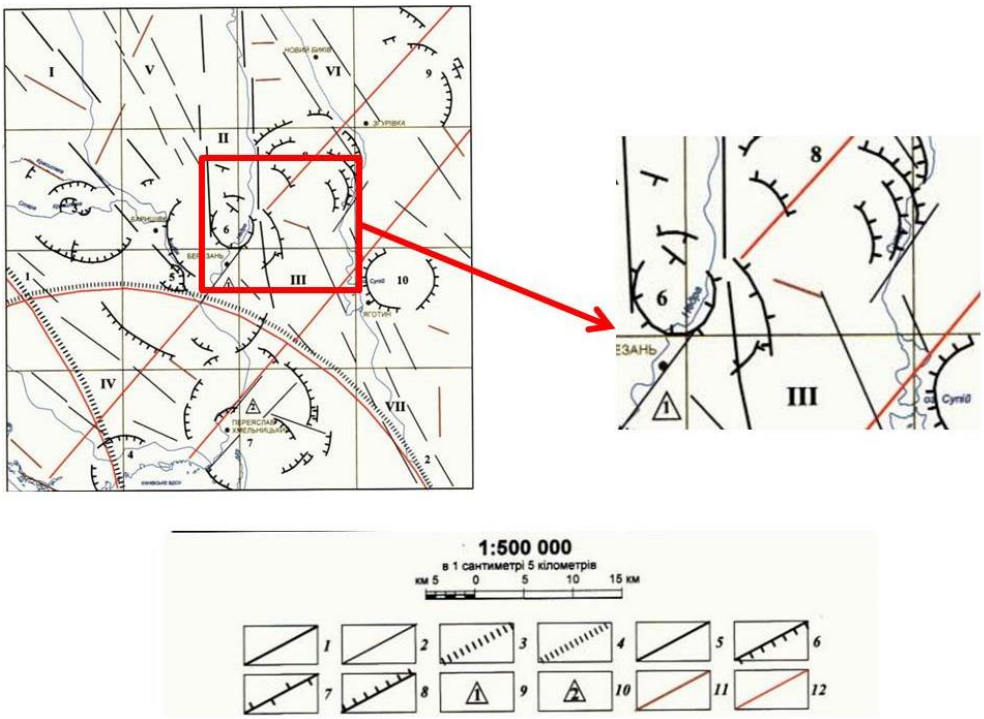


Рис. 2.12. Морфоструктурна схема

Умовні позначення до Рис. 2.12. Лінійно-площинні морфоструктури: ***1*** - трансрегіональні: I - Ядлівська, II - Переяславська, III - Немирівська; ***2*** - регіональні: IV - Васильківсько-Єрківська, V - Мочалищенська, VI - Верхньосупійська, VII - Середньосупійська. Морфоструктури центрального типу: ***3*** - трансрегіональні МЦТ: 1 - Правобережна; ***4*** - регіональні МЦТ III порядку: 2 - Канівська; ***5*** - локальні МЦТ: 3 - Красилівська, 4 - Давичківська, 5 - Борщівська, 6 - Надрівська, 7 - Переяслівська, 8 - Ново-Олександрівська, 9 - Переводівська, 10 - Яготинська, Тип МЦТ: ***6*** - депресійні, ***7*** - купольно-депресійні, ***8*** - купольні. Морфоструктурні вузли: ***9*** - Березанський, ***10*** - Переяславський. Лініаменти, виділені за: ***11*** - геоморфологічними матеріалами, ***12*** - матеріалами аерокосмічної зйомки [211]

Територія належить до підзони слабких успадкованих підняттів за особливостями прояву неотектонічних рухів земної кори. Сумарні амплітуди

неотектонічних рухів становлять +100-130 м. Сучасні коливання рухів земної кори з диференціацію показників опускань і підняттів від -2 до +2 мм/рік.

Ділянка дослідження розташована в межах регіональної тектонічної структури – Інгульський мегаблок, яка поділена на блоки більш високих порядків глибинними роломами та розривними порушеннями. Поверхня фундаменту поступово занурюється в північно-східному напрямку, ускладнюючись системою тектонічних порушень скидового характеру північно-західного простягання. На сході від ділянки проведення наземних спостережень простежується Козелецько-Яготинський розлом, протягом 70 км – від с. Щаснивка до с. Новомиколаївка. З півдня на північ на заході від ділянки дослідження простежується серія субмеридіональних тектонічних порушень Переяслівського розлому. Супракрустальна основа складена кам'яно-костовацькою та рощахівською світами. В центральній частині, розлом проявлений зонами підвищених градієнтів і різкою зміною характеру поля і напрямку ізоаномал.

В гідрологічному відношенні територія дослідження на рис. 2.13 та 2.14 розташована на заході Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну.

За гідрогеологічною картою основних водоносних горизонтів та комплексів, яка представлена на рис. 2.13, 2.14, 2.15 та 2.16 на території наземних спостережень виділяються наступні водоносні горизонти та комплекси: водоносний комплекс в алювіальних відкладах 4-5 надзаплавних терас та воднольодовикових, озерно-льодовикових та льодовикових відкладах нижнього-середнього неоплейстоцену (a^{4-5},f,lg,gP_{I-II}+e,vdP_{I-II}); водоносний горизонт у відкладах канівської та бучацької серії еоцену (P_2kn+bč); водотривка товща київської та обухівської світ еоцену (P_2kv-ob); слабоводоносний горизонт у відкладах сумської серії неоплейстоцену (P_1sm); водоносний комплекс у відкладах загорівської, журавинської, кегичівської світ нижньої крейди та бурімської світи нижньої та верхньої крейди (K_1zg+kg+K_{1-2}bz); слабоводноносний комплекс у відкладах іваницької світи середньої та верхньої юри (J_{2-3}iv); водотривка товща підлужної, нижньої та ічнянської світ батського і

нижньоклявейського ярусів середньої юри (J_2pd-ič); водноносний горизонт у відкладах ореальської світи середньої юри (J_2or); водотривка товща серебрянської світи нижнього та середнього тріасу (T_{1-2}sr); водотривка мергельно-крейдяна товща основамнського-маастрихтського ярусів верхньої крейди (K_2km).

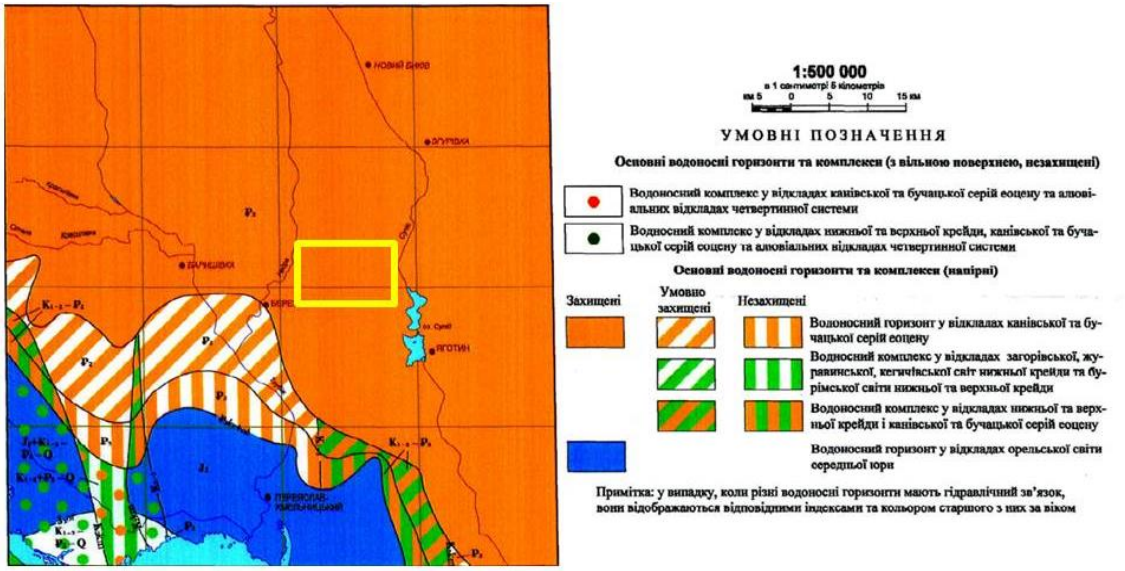


Рис. 2.13. Схема природної захищеності підземних вод. Фрагмент гідрогеологічної карти основних водоносних горизонтів та комплексів. Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький) [212]

Водоносний комплекс в алювіальних відкладах 4-5 надзаплавних терас та воднольодовикових, озерно-льодовикових, льодовикових відкладах нижнього-середнього неоплейстоцену та елювіальних, еолово- делювіальних відкладах середнього-верхнього неоплейстоцену (a4-5,f,lg,gPI-II+e,vdPII-III) приурочений до флювіогляціальних, та алювіальних відкладів нижнього-середнього неоплейстоцену, представлених підморенними льодовиковими і надморенними різнозернистими пісками та суглинками з прошарками дрібнозернистих пісків. У покрівлі надморенних відкладів залягають лесоподібні суглинки та леси, які нерідко в нижній частині також обводнені. Загальна потужність водовмісних порід понад 45-50 м.

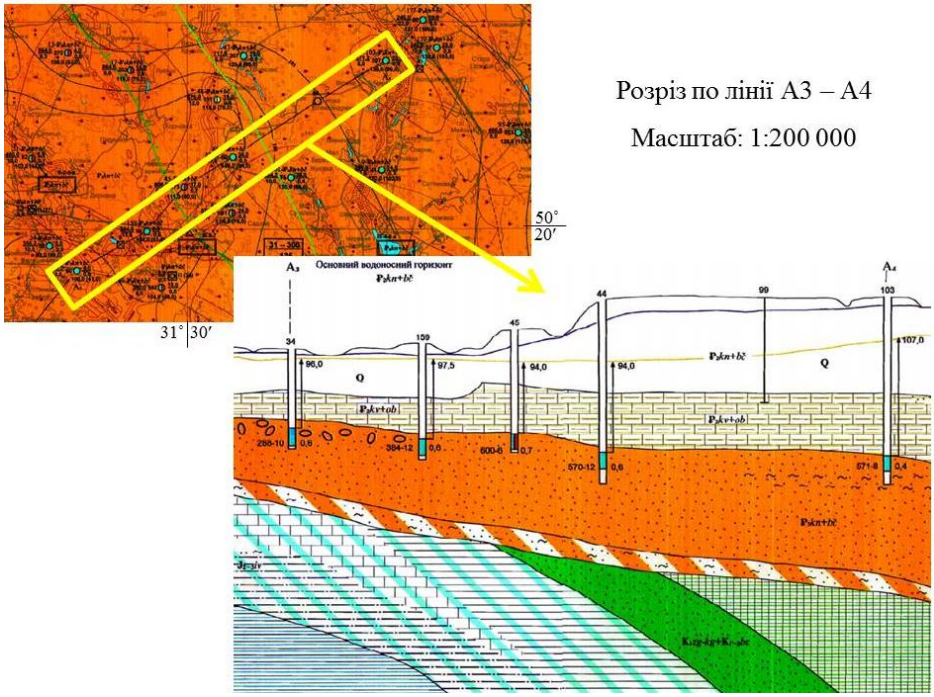


Рис. 2.14. Розріз по лінії А3-А4. Фрагмент гідрогеологічної карти основних водоносних горизонтів та комплексів. Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький) [212]

За хімічним складом води даного комплексу гідрокарбонатні магнієво-кальцієві, натрієві, переважно прісні. Мінералізація вод нижньої, найбільш промитої частини комплексу, представленої пісками, не перевищує 0,7 г/дм^3, складаючи в середньому 0,4-0,6 г/дм^3. Більшою мінералізацією (0,7-0,9 г/дм^3) характеризуються води, що містяться в суглинках, глинистих пісках та лесах. Подекуди спостерігається зміна гідрокарбонатного складу води на гідрокарбонатно-сульфатний, гідрокарбонатно-хлоридний, хлоридно-нітратний і збільшення мінералізації від 0,9 до 4,3 г/дм^3. Різка зміна хімічного складу та мінералізації пов'язана з локальним техногенним забрудненням вод верхньої частини комплексу. Реакція води переважно нейтральна.

Водоносний комплекс має велике практичне значення і є одним з основних джерел водопостачання. За рахунок вод нижньої частини комплексу здійснюється водопостачання населених пунктів, заводів, залізниць та ін. Води верхньої частини комплексу широко використовуються місцевим населенням для господарсько-побутових потреб. Даний водоносний комплекс є першим від поверхні в межах ділянки дослідження Баришівського полігону.

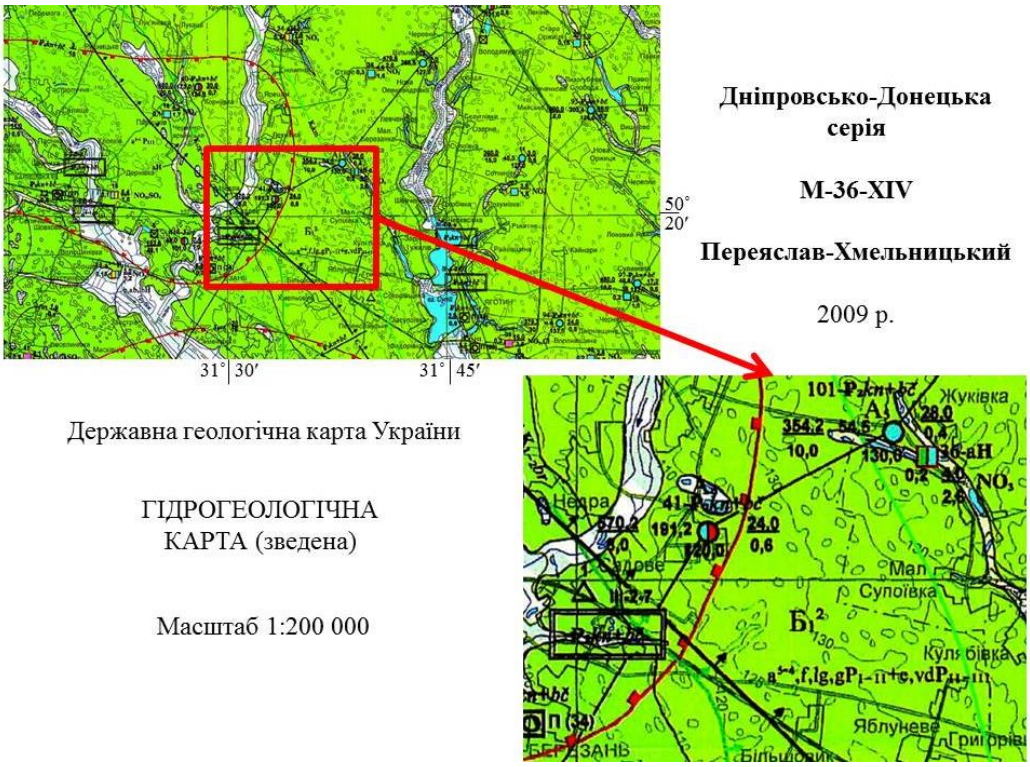


Рис. 2.15. Фрагмент гідрогеологічної карти (зведеної). Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький) [213]

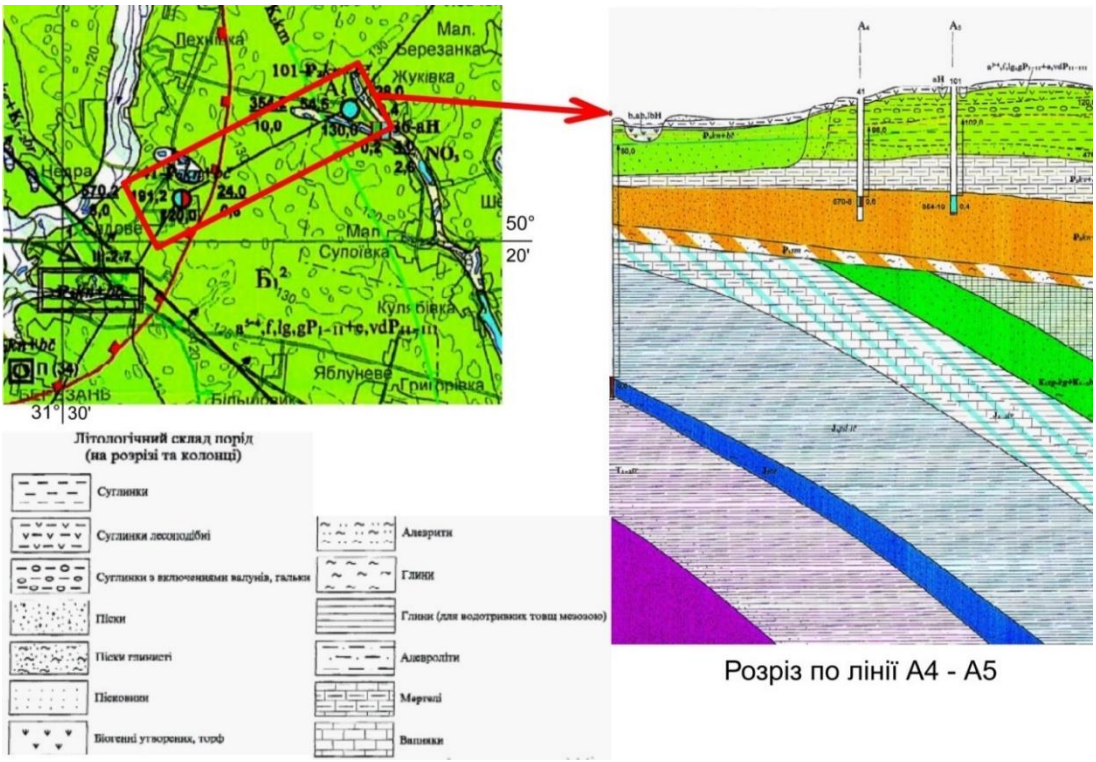


Рис. 2.16. Розріз по лінії А4-А5. Фрагмент гідрогеологічної карти (зведеної). Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький) [213]

Водоносний горизонт у відкладах канівської та бучацької серій еоцену ($P_2kn+bč$) поширений повсюдно. Водовмісними породами є дрібно-середньозернисті кварцові піски бучацької серії і глауконіт-кварцові дрібно-тонкозернисті піски канівської серії, що подекуди містять прошарки пісковиків і глин. Водоносна товща залягає на тонко-дрібнозернистих глинистих пісках, алевритах і глинах мерлинської світи палеоцену, перекривається водотривкими щільними мергелями, рідше глинами київської світи еоцену. В південно- західній частині району дослідження, за лінією розмиву мергелів київської світи, водоносний горизонт в канівсько-бучацьких відкладах залягає безпосередньо під обводненими пісками четвертинного віку, утворюючи з ними єдиний, гідравлічно пов'язаний водоносний комплекс.

Найбільш висока водозбагаченість пісків бучацької серії. Відклади канівської серії відрізняються слабкими фільтраційними властивостями і в складі водовмісної товщі мають підпорядковане значення.

Глибина залягання водоносного горизонту, як і його потужність, збільшується в північно-східному напрямку. Води горизонту напірні. Величина напору на лівобережжі р. Дніпро коливається від 33,5 до 89,0 м. Абсолютні відмітки п'єзометричних рівнів на право- та лівобережжі знижуються в сторону Дніпра, що є для напірних вод канівсько-бучацьких відкладів областю розвантаження.

Води горизонту прісні, мінералізація їх коливається від 0,3 до 0,9 г/дм3. За хімічним складом води гідрокарбонатно-кальцієво-натрієві та гідрокарбонатно-натрієві. Реакція води переважно нейтральна. За ступенем жорсткості води відносяться до помірно-жорстких, рідше до жорстких.

Водоносний горизонт у канівсько-бучацьких відкладах має високу водозбагаченість, вирізняється доброю якістю води і є надійним джерелом водопостачання.

Слабоводоносний горизонт у відкладах сумської серії палеоцену (P_1sm) залягає на крейдових відкладах, представлених переважно водотривкими мергельно-крейдяними утвореннями. Відклади сумської серії перекриваються водоносними породами канівської світи.

Потужність відкладів змінюється від 0,5 до 28 м. Вони представлені тонко-дрібнозернистими, сильно глинистими пісками, які на північному сході фаціально заміщуються алевритами і глинами.

Виходячи з умов залягання і літологічного складу, можна стверджувати, що відклади сумської серії обводнені. Породи сумської серії характеризуються вкрай низькою водовіддачею через несприятливий гранулометричний склад. Для цілей водопостачання води відкладів сумської серії не використовуються.

Водоносний комплекс у відкладах загорівської, журавинської, кегичівської світ нижньої крейди та бурімської світи нижньої та верхньої крейди (K1zg-kg+K_{1-2}br) поширений на більшій частині території. Водовмісними породами є відклади загорівської, журавинської, кегичівської та бурімської світ. Відклади бурімської світи представлені дрібно- та тонкозернистими, рідше середньозернистими пісками з прошарками пісковиків; товща порід загорівської, журавинської та кегичівської світ складена різнозернистими, переважно грубо- та крупнозернистими, рідше середньозернистими пісками з прошарками глин і каолінів. У товщі водовмісних пісків загорівської та журавинської світ іноді зустрічаються прошарки каолінів і глин, що на окремих ділянках утруднюють зв'язок вод усього комплексу. В районі, що прилягає зі сходу до Остерсько-Золотоніського підняття, де відклади мергельно-крейдяної товщі відсутні, в покрівлі водовмісних порід залягають дрібно- та тонкозернисті, глинисті, алевритисті палеоценові піски, що обумовлює гідравлічний зв'язок даного комплексу з водами канівсько-бучацьких відкладів, що залягають вище.

Води комплексу напірні. Глибина залягання статичних рівнів від 4 до 32 м. Абсолютні відмітки рівнів знижуються в південному напрямку, до Дніпра, що є областю розвантаження даного водоносного комплексу.

Води крейдових відкладів прісні, мінералізація їх змінюється від 0,33 до 0,72 г/дм3, збільшуючись по мірі занурення водоносного комплексу. За хімічним складом вони представлені різними типами. На ділянці, де відсутні мергельно-крейдяні відклади і води комплексу мають зв'язок з водами палеогенових та четвертинних відкладів, склад їх гідрокарбонатний магнієво-кальцієвий. По мірі

заглиблення водоносного комплексу в північному та північно-східному напрямках склад води змінюється на гідрокарбонатний кальцієво-натрієвий, потім на хлоридно-гідрокарбонатний натрієвий. Реакція гідрокарбонатних кальцієвих вод нейтральна, для вод інших гідрохімічних типів – слаболужна. Даний водоносний комплекс має велике практичне значення і є перспективним джерелом водопостачання.

Слабоводоносний комплекс у відкладах іваницької світи середньої та верхньої юри ($J_{2\text{-}3}$iv) поширений повсюдно. Літологічний склад відкладів іваницької світи дуже різноманітний. В західній частині району дослідження вони представлені переважно вапняками, алевритами, мергелями з прошарками глин. На сході, де комплекс занурюється в бік Дніпровсько-Донецької Западини, спостерігається зміна літологічного складу до щільних глин, серед яких подекуди зустрічаються прошарки вапняків.

За своїми фільтраційними властивостями відклади іваницької світи на різних ділянках території аркуша також дуже відрізняються. Фільтраційні властивості вапняків, алевролітів залежать від їх тріщинуватості. Вздовж Остерсько-Золотоніського підняття, в розрізі переважають вапняки та мергелі і водоносність має тріщинний характер. На сході, зі збільшенням глибини залягання та фаціальним переходом до глин водоносність та водозбагаченість різко знижуються.

Виходячи з умов залягання, літологічного складу та даних по суміжних територіях, можна стверджувати, що відклади іваницької світи середньої та верхньої юри є локально водоносними і для цілей водопостачання інтересу не становлять.

Водоносний горизонт у відкладах орельської світи середньої юри (J_2or) залягає на глинах серебрянської світи середнього тріасу, занурюється в східному напрямку, перекривається щільними водотривкими глинами батського ярусу середньої юри. Водовмісними породами є піски, неоднорідні за літологічним та гранулометричним складом. У верхній і нижній частинах переважають різнозернисті (переважно середньо- та дрібнозернисті) кварцові піски, що майже не містять глинистих часток. Середня частина товщі зазвичай представлена сильно

глинистими, вуглистими, дрібнозернистими пісками і пластами глин, рідше алевритів, невитриманими по простяганню.

Найбільш водозбагаченими в складі порід орельської світи є піски, які залягають у нижній частині розрізу та часто містять значну кількість гравію і дрібної гальки кварцу.

Води орельської світи напірні. У районі м. Переяслав-Хмельницький, внаслідок інтенсивної експлуатації вод горизонту, має місце депресійна воронка. Зниження п'єзометричного рівня в центрі воронки, порівняно з природним, складає близько 20 м.

Води горизонту солоні хлоридно-натрієві, з мінералізацією до 4,9 г/дм3 (м. Яготин). Реакція вод у більшості випадків слаболужна. За величиною жорсткості води м'які.

Мінералізовані води містять такі фізіологічно активні компоненти як залізо, марганець, фтор, бром, метаборна і кремнієва кислоти, а тому рекомендуються для подальшого вивчення з метою їх використання в якості лікувальних мінеральних вод.

Геоморфологія та рельєфотворні процеси. Згідно із схемою геоморфологічного районування, представленої на рис. 2.17, територія проведення наземних спостережень розташована в межах Східноєвропейської полігенної рівнини, в області Придніпровської пластово-акумулятивної низовинної рівнини (II), в підобласті Придніпровської пластово-акумулятивної низовинної рівнини на палеогенових та неогенових відкладах (II-2), у районі Яготинської алювіальної (5-ої тераси Дніпра), плоскої, слаборозчленованої рівнини (II-2-25).

Придніпровська пластово-акумулятивна низовина рівнина II-2. Сучасний рельєф території сформований на породах палеогену. Його формування розпочалося в кінці раннього неоплейстоцену і відбувалося в умовах слабких неотектонічних підняттів. Морфоскульптурні особливості зумовлені переважно алювіальними та льодовиковими формами рельєфу. В цілому рельєф території плоский, слабохвилястий та слаборозчленований. Основними його елементами є

молоді річкові долини лівих приток Дніпра – Трубіжа та Супою зі слабо розвинутими терасовими комплексами. Серед сучасних геоморфологічних процесів важливе значення мають заболочування та суфозійно-просадкові явища.

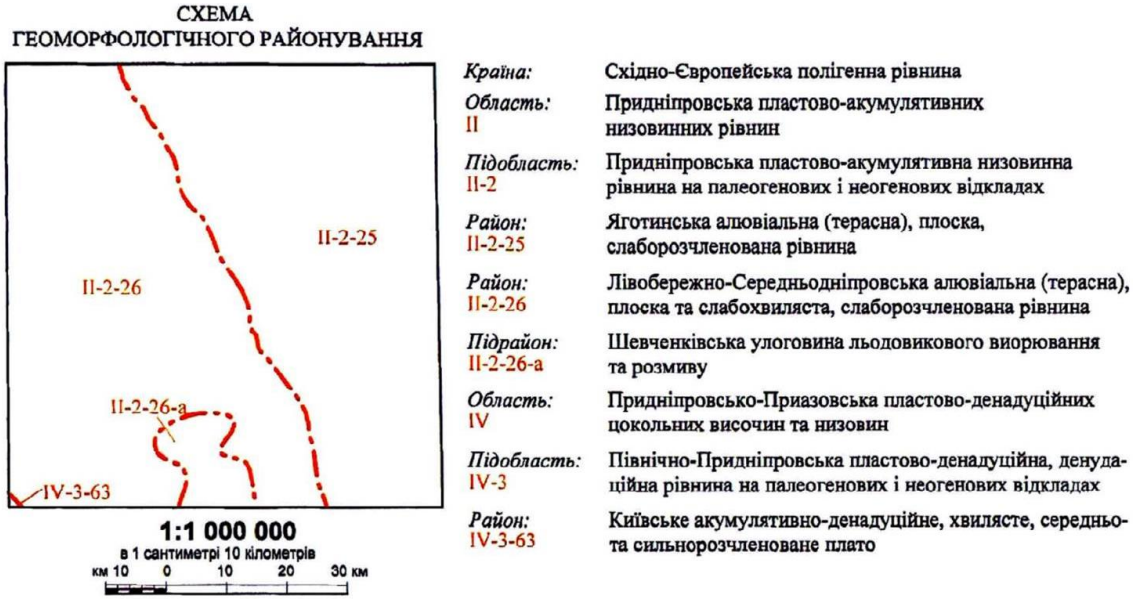


Рис. 2.17. Схема геоморфологічного районування [210]

У будові Яготинської алювіальної (терасної), плаской та слабохвилястої, слаборозчленованої рівнини бере участь комплекс нижньонеоплейстоценових алювіально-водно-льодовикових відкладів, субаквальні утворення V (хаджибейської) надзаплавної тераси, комплекс льодовикових, озерно-льодовикових і водно-льодовикових відкладів дніпровського кліматоліту та середньо- верхньонеоплейстоценові лесовидні суглинки та супіски з прошарками викопних ґрунтів. Потужність неоплейстоценових відкладів становить 50-60 м, а у перезаглиблених частинах – до 80 м. Потужна товща лесових утворень зумовила розвиток блюдцеподібних, іноді заболочених, суфозійних западин.

П’ята (хаджибейська) надзаплавна тераса Дніпра займає більшу частину площі Яготинської алювіальної рівнини, в межах території робіт. На південному заході вона межує з IV (черкаською) надзаплавною терасою, від якої відокремлена вираженим у рельєфі уступом. Уступ тераси пологий (5-10°), висотою до 10 м. Ширина тераси може перевищувати 30 км, висота над урізом Дніпра – 40-50 м. Поверхня тераси плоска, слаборозчленована балками. Рівнинність поверхні місцями порушується еоловими формами рельєфу, заболоченими западинами та

блюдцеподібними суфозійними западинами. Будова тераси відображена на рис 2.18. Тераса складена алювіальними відкладами, - різнозернистими пісками, часто з лінзами і прошарками суглинків, торфу, супісків, загальна потужність яких близько 40 м. Залягають вони розмивом на алювіально-воднольодовикових пісках тигульського часу. Перекриваються моренними суглинками, пісками і супісками дніпровського кліматоліту, на яких в свою чергу, сформувалася субаеральна товща лесоподібних суглинків з прошарками викопних ґрунтів, переважно верхнього неоплейстоцену.

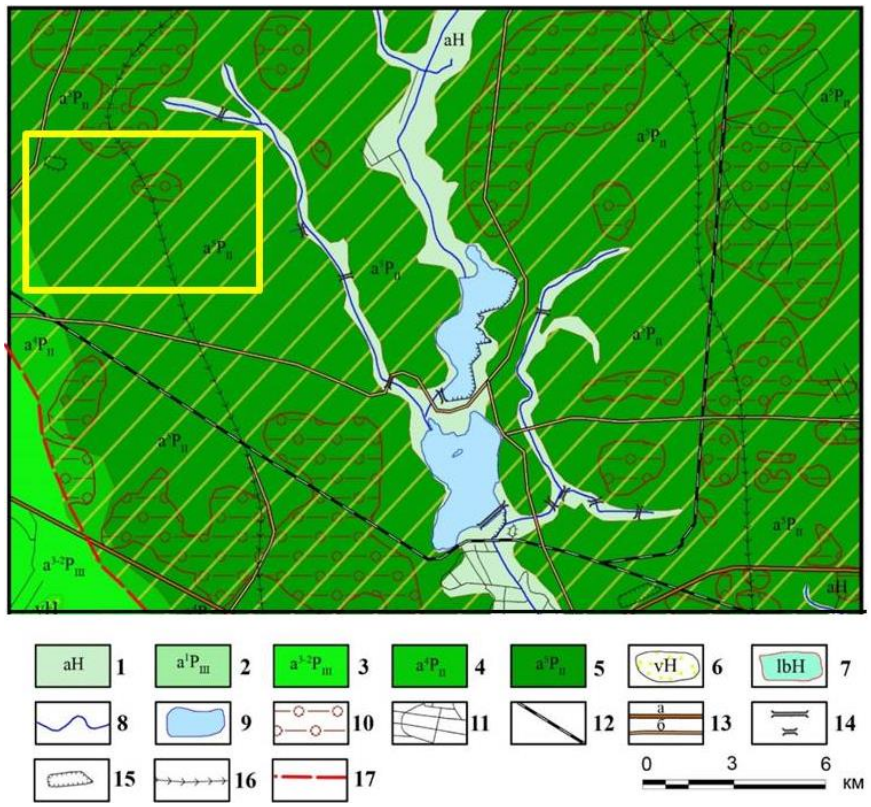


Рис. 2.18. Геоморфологічні умови ділянки дослідження

Умовні позначення до Рис. 2.18. Генетичні типи рельєфу. Флювіальний рельєф. Терасові рівнини та переважно акумулятивні тераси: 1 – заплави та днища балок (aH), 2 – I (деснянська) надзаплавна тераса (a1PIII), 3 – нерозчленована III-II (трубізько-вільшанська) надзаплавна тераса (a3-2PIII), 4 – IV (Черкаська) надзаплавна тераса (a4PII), 5 – V (хаджибейська) надзаплавна тераса (a5PII). Еоловий рельєф: 6 – поверхні еолової акумуляції (vH). Озерно-болотний рельєф: 7 – заболочені зниження (lbH). Генетичні форми рельєфу. Флювіальні: 8 – русла річок, струмків. Озерні: 9 – озерні западини. Суфозійно-просадочні: 10 – ареали

широкого розповсюдження суфозійно-просадочних форм («степових блюдець»). Техногенні:11 – меліоративні канали; 12 – залізничні насипи; 13 – автомобільні магістралі з твердим покриттям: а – міжнародні б – регіональні і територіальні; 14 – греблі; 15 – вали, дамби. Інші позначення: 16 – осьові лінії вододілів; 17 – межа між геоморфологічними районами.

Урізноманітнюють рельєф тераси долини річок Супій та Трубіж, що її прорізають. Річка Супій є лівою притокою Дніпра. Загальний напрямок течії субмеридіональний. Долина річки слабо звивиста, шириною 1,5-3 км, місцями зменшується до 1 км. Схили долин слабкорозчленовані, круті (20-25°), місцями обривисті (до 30-35°), правий схил зазвичай вищий і більш крутіший, ніж лівий.

Морфоскульптурні форми рельєфу. Серед сучасних геоморфологічних процесів району важливе значення мають суфозійно-просадочні та, значно меншою мірою, яружно-балкові. Суфозійно-просадочні форми рельєфу − «степові блюдця» поширені на всій площі району дослідження. Їх формування пов’язане з просадкою лесоподібних суглинків і супісків при перезволоженні. Мікрозападинні форми рельєфу також зустрічаються як западинні морфоструктури, суфозійно-просадочні западини, поди, «степові блюдця», мікрозападини [48, 124, 195, 196, 200, 202, 214-222]. Вони являють собою округлі та овальні замкнуті пониження рельєфу, зустрічаються розміром від 10-20 до 150-300 м у діаметрі. Схили таких западин пологі, глибина в середньому 1-2 м. Яружно-балкова мережа на території району розвинута слабо, виділяється на схилах долин р. Супій, в її нижній течії. Балки характеризуються однотипною будовою і незначною глибиною врізу.

Слід зазначити, що територія розташована в лісостеповій зоні з помірно вологим кліматом (коефіцієнт зволоження 1,2-1,4). Негативним проявом клімату є нестійкість зволоження внаслідок чергування вологих і посушливих років. Річкові системи (рр. Трубіж, Недра, Супій) мають широкі долини – від 1 до 6 км, повільну течію води. Така ситуація сприяє розвитку процесів заболочування. На заплавах річок розвинуті торф’яні болота [211].

2.2.4 Взаємозв'язок вологості ґрунтового покриву з рельєфом поверхні

Мікрозападинні форми рельєфу (мікрозападини), сформовані на різних ґрунтах, мають різні властивості та генезис. У лісостеповій зоні такі процеси мають назву мікрозападинних морфоскульптур [48, 188, 200, 211].

Характерними місцевими ландшафтоутворюючими елементами території Баришівського полігону, що досліджується на локальному рівні є мікрозападини представлені на рис. 2.19, які обумовлюють просторову трансформацію ґрунтів та ризики їх деградації [195, 196]. Розповсюдження цих форм в лісостеповій зоні спостерігається дослідниками ще з кінця XIX століття [214].

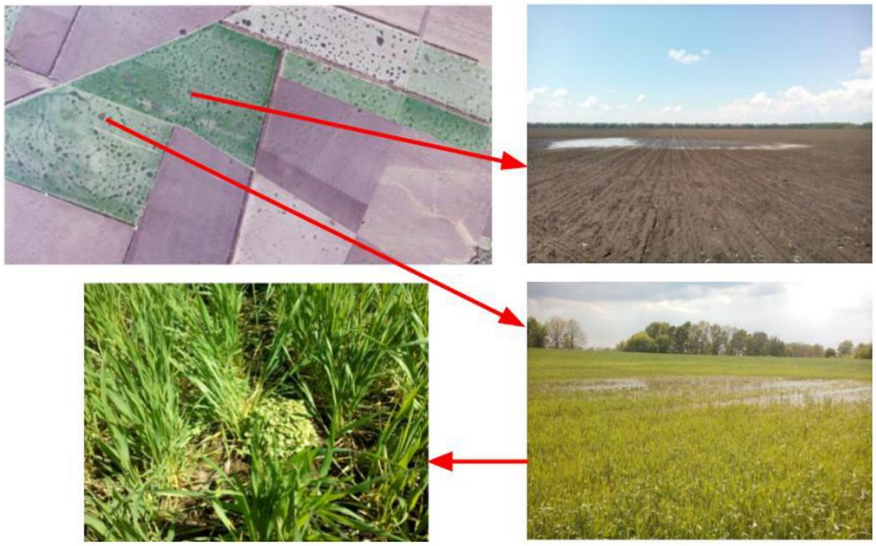


Рис. 2.19. Мікрозападинні форми рельєфу, заповнені водою. Зміна рослинного покриву у центрі мікрозападини

За результатами досліджень І. І. Молодих (1993) [188] на дніпровському лівобережжі переважають мікрозападинні морфоскульптури розміром переважно від 20-40 до 100-150 м, глибиною 2-3 мерти. Поверхня рівнини – полого-хвиляста, максимальні відносні перевищення складають 10-15 м. Щільність розміщення складає 60-84 форм на 1 км, відстань між окремими формами – 50-100 м та більше. За багатьма дослідженнями мікрозападинні структури характерні для рівнинних територій, з розповсюдженням лесових відкладів. Окрім того, поширені значні від'ємні форми – безстічні асиметричні

улоговини, діаметр яких іноді перевищує 1 км, а днище ускладнене мікрозападинами.

За даними гідрогеологічних досліджень з мікрозападинами пов’язані ділянки підвищеної фільтрації та міграції вологи (геодинамічно активні зони), які суттєво ускладнюють умови землекористування, обумовлюючи просторову мінливість водного режиму ґрунтів [202, 215].

В практиці сільськогосподарських робіт виявлення мікрозападин викликає великі труднощі. Навіть при детальних меліоративних заходах та зйомках вони не виділяються. Планові заходи по нівелюванню мікрозападин часто безрезультатні. В багатьох випадках вони відновлюються ще в більших розмірах. Цей факт, а також встановлення їх просторового зв’язку з вузлами перетину лінеаментів, дає підставу для висновків про їх тектонічну обумовленість [200, 215]. Попередніми дослідженнями доведена ефективність застосування даних дистанційного зондування для визначення місць їх розташування. Це, зокрема, було показано дослідженнями О. І. Сахацького (2007-2009) під час полігонних досліджень на Київщині в районі села Ерківці. Ним було встановлено ефективність використання водних індексів, що обчислюються за матеріалами багатоспектральної зйомки супутника SPOT, використовуючи спектральне відбиття в інфрачервоному діапазоні хвиль, чутливого до зволоження ґрунтового покриву. Була доведена також важливість застосування водних індексів для встановлення локалізації мікрозападин, які характеризуються підвищеною вологістю ґрунтового покриву. Ним був запропонований новий нормалізований водний індекс NWI (Normalized Water Index), за допомогою якого можливо оцінювати вміст вологи, як в рослинному покриві, так і у верхньому шарі ґрунту. Було встановлено, що просторова розрізненність знімків 10 м є критичною для виявлення мікрозападин Київщини [216].

Вченими виконано аналіз космічних знімків територій різних континентів, на основі якого виявлено взаємозв’язок тенденції виникнення та розвитку западин з тріщинуватістю порід нижнього структурного поверху. Западини, як

правило, не розвиваються на територіях, які мають розчленований рельєф. Також, в більшості випадків, простежується приуроченість та підпорядкованість западин тріщинним системам [217].

Особливості мікрозападинних форм рельєфу висвітлені в працях переважно геоморфологічного напрямку, з детальною характеристикою їх морфологічних і морфометричних особливостей [188, 198]. Замкнені від'ємні форми мікрорельєфу, для яких характерно планове розміщення у вигляді сотоподібних скупчень [188]. Замкнені пониження є місцевими базисами ерозії, в яких накопичуються паводкові та дощові води, що ускладнює умови сільськогосподарських робіт. Негативним наслідком цього є вимокання в їх контурах сільськогосподарських культур з незначними втратами врожаю. Під дією перетоку вологи відбувається змив до центральної частини западини глинистої фракції ґрунтів, що супроводжується процесами оглеєння. Також до центру мікрозападин переміщуються поживні речовини та органічні добрива з прилеглих міжзападинних площ, що призводять до місцевої трансформації ґрунтового покриву та втрати його родючості.

Мікрозападинні форми вивчаються з позиції відображення у сучасному рельєфі геологічних неоднорідностей літосфери, що контролюють ділянки підвищеної проникності земної поверхні, спрямованого вологопереносу та прискореної інфільтрації поверхневих вод у підземні. Виявлення площ розвитку мікрозападинних форм має важливе екологічне значення як можливих шляхів забруднення підземних вод [218, 219]. Активна їх роль у переносі забруднення доведена на Київщині в межах Чорнобильської зони. Встановлено, що в контурах мікрозападин концентрація забруднення ґрунтів радіонуклідами на порядок вище фонового [220, 221]. Активний вплив мікрозападинних форм в інфільтраційному живленні підземних вод доведено гідрогеологічними дослідженнями В. М. Шестопалова, В. М. Бубляса, О. Т. Азімова та інших [199 - 215]. Концептуальну схему живлення та забруднення підземних вод через мікрозападинні форми рельєфу представлено на рис. 2.20.

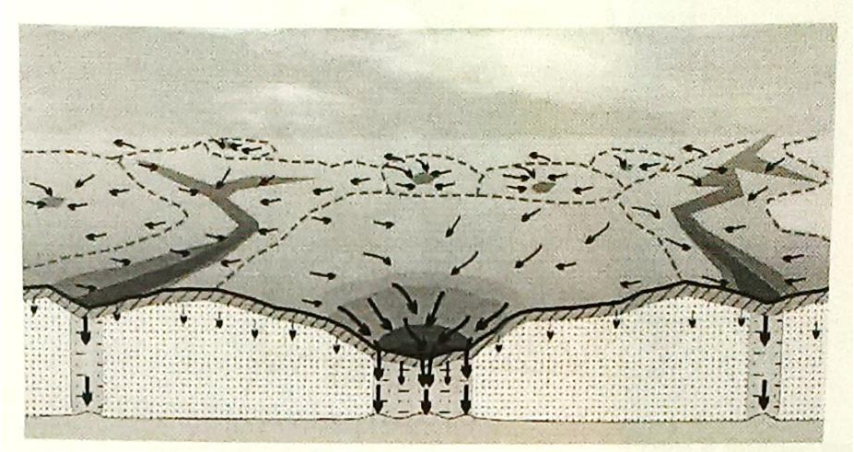


Рис. 2.20. Концептуальна схема живлення та забруднення підземних вод через западини [200]

Западини середніх розмірів 200-400 м у діаметрі є характерними для рівнин та плато лісостепової зони, які сформовані на лесових породах та лесовидних суглинках. В породах, які мають легкий механічний склад та вологопереток від 200 мм на рік та більше, відбувається механічна та хімічна суфозія (лесиваж), що руйнує структуру та вимиває легкорозчинні речовини, частки мулу, глини та іншого. Для степової зони характерні великі западини від 500 до 2000 м, які мають назву поди. Чим важча порода, тим важче відбувається інфільтрація, таким чином активніше відбувається горизонтальне змочування порід, їх деградація та просідання [222].

Незважаючи на невеликі розміри та слабку рельєфну контрастність, мікрозападинні форми суттєво впливають на режим водообміну, і внаслідок цього на просторову мінливість вологості ґрунтового покриву.

Висновки до другого розділу

1. Охарактеризовано фізико-географічні зони України та водний режим ґрунтового покриву, характерний для кожної зони.

2. Розглянуто можливість застосування даних дистанційного зондування для виділення строкатості ландшафтів фізико-географічних зон. Показано різницю кожної із фізико-географічних зон України на основі строкатості відображення супутникових знімків.

3. Обґрунтовано вибір ділянки дослідження для локального дослідження вологості ґрунтового покриву.

4. Наведено всебічну геологічну, гідрогеологічну, геоморфологічну характеристику обраної ділянки дослідження для локального спостереження вологості ґрунтового покриву.

5. Обґрунтовано взаємозв’язок у природному середовищі вологості ґрунтів та рельєфу поверхні.

РОЗДІЛ 3

ОБҐРУНТУВАННЯ МЕТОДИКИ ВИЗНАЧЕННЯ ВОЛОГОСТІ ЗЕМНОГО ПОКРИВУ НА РІЗНИХ МАСШТАБНИХ РІВНЯХ ДОСЛІДЖЕННЯ

Методичну основу виконаних досліджень складали головні положення розробленої ЦАКДЗ методики, що передбачає об’єднання та узгодження даних дистанційного зондування з даними наземних спостережень.

При виборі космічних знімків враховувалися результати попередніх досліджень вчених ЦАКДЗ О. І. Сахацького [48] (2009, 2010), А. С. Станкевича [78], О. М. Попова [123], В. І. Лялька, О. А. Апостолова, Л. О. Єлістратової [135-137] та ін. з визначення інформативності багатоспектральних зображень, отриманих на основі застосування різних сучасних сенсорів (NOAA/AVHRR, Terra/MODIS, Landsat TM, ETM+, OLI, SPOT -4, -5, Sentinel та інші) для оцінки земного покриву окремих районів та всієї території України.

Сучасний досвід дистанційної оцінки вологості ґрунтів України базується на результатах досліджень переважно локального рівня в окремих районах України. Великий обсяг таких робіт виконано зокрема в ЦАКДЗ ІГН НАН України в різних ландшафтах фізико-географічних зонах. Підвищена увага до проблеми оцінювання та картографування вологості земного покриву на основі багатоспектральних знімків викликана посиленням на всій території України проявів посухи в зв’язку з кліматичними змінами, найбільш відчутними в степовій зоні, особливо після жорсткої посухи 2007 року.

Значно менше робіт присвячено дослідженням вологості ґрунтового покриву на регіональному рівні з охопленням усієї території України. Відсутність базової регіональної картографічної інформації вологості ґрунтів ускладнює розробку загальної програми моніторингу сучасного стану ґрунтів України та їх родючості.

При виборі космічних знімків враховувались, перш за все, масштабний рівень досліджень та їх цільове призначення, а також, досвід попередніх досліджень інформативності багатоспектральних зображень. У таблиці 3.1 наведено найбільш ефективні супутникові системи для дослідження земного покриву та розрахунку водних індексів.

Таблиця 3.1.

Порівняння показників інформативності супутникових знімків з масштабом картографічних матеріалів з доповненнями

Супутник	Рік запуску	Кількість каналів	Часова розрізненність доба	Просторова розрізненність, м	Смуга зйомки, км	Масштаб
Terra/ MODIS	1999	36	1-2	250, 500, 1000, 5600	2330	1:350000-1:1000000
MODIS/ MOD13C2	2000	6	щомісяця	0,05° (5600)	2330	1:350000-1:1000000
SPOT-5	2002-2015	5	2-3	2,5/5, 10, 20	60	1:25 000, 1:10 000
Sentinel-2	2015	13	3-5	10, 20,60	290	1:15000-1:50000
Landsat 7 ETM+	1999	8	16	15, 30	185	1:25000-1:80000
Landsat 8 OLI	2013	11	16	15, 30	185	1:25000-1:80000

Головні складності в обґрунтуванні методики визначення вологості земного покриву за даними дистанційного зондування пов’язані з її високою просторовою та часовою мінливістю, що обумовлено рухливістю води під впливом багатьох факторів: погодно-кліматичних, типу рельєфу, ґрунтів, рослинного покриву, рівня ґрунтових вод, ступеня господарського навантаження та ін. Багатофакторний характер просторового розподілу вологості земного покриву та його складне відображення на космічних знімках в залежності від масштабу площ досліджень, часової переодізації зйомок та їх цільового призначення обумовлює різний зміст задач з оцінки вологості земного покриву

на регіональному і локальному рівнях та особливості методичних підходів до їх вирішення.

3.1 Розробка методики визначення вологості земного покриву на регіональному рівні дослідження

Комплексна методика визначення вологості земного покриву на рис. 3.1 для регіонального рівня дослідження передбачає об’єднання та узгодження супутникових даних з даними наземних спостережень та складається з наступних етапів:

1. Обґрунтування вибору даних дистанційного зондування. При виборі космічних знімків для регіонального рівня досліджень слід враховувати інформативність знімка та ступінь генералізації відображених об’єктів, як описано у таблиці 3.1, розділі 3. Знімки необхідно обирати з великою смугою покриття території та достатньою просторовою розрізненністю. Для того, щоб вкрити територію України, просторове розрізнення краще обирати 1-5 км. Часове розрізнення має відповідати поставленим завданням. Якщо задача полягає в тому, щоб відобразити стан території за місяць або за сезон, краще обрати тижневі дані. Якщо необхідно показати ситуацію за рік, краще обирати середньомісячні дані. Дані дистанційного зондування мають містити чутливі до вологості канали зйомки, які необхідні для розрахунку водних індексів.

2. Аналіз та розрахунки показників погодно-кліматичних умов території дослідження. Як джерело вихідної метеорологічної інформації, яка впливає на вологість, обрано добові дані температурного режиму повітря (T, °C), кількість опадів (R, мм), температуру ґрунту на глибинах 5, 10, 15, 20 см. За кліматичними даними розраховуються середньомісячні показники. Вони відображають кліматичну характеристику території за певний місяць року. За середньомісячними показниками розраховуються річні показники, які відображають ситуацію, що склалася за рік. Розраховані метеорологічні дані температури повітря та кількості опадів порівнюються для того, щоб обрати найбільш інформативні роки згідно поставлених задач. У якості наземних

спостережень застосовано дані інструментальних метеорологічних спостережень на станціях, які застосовуються для уточнення інтерпретації космічної інформації, відображення кліматологічної ситуації, яка склалася на території України, та пов'язаного з нею природного середовища.

3. Обробка даних дистанційного зондування та розрахунки індексів. Якщо це необхідно, проводять географічну прив'язку космічних знімків, атмосферну та радіометричну корекцію. Аналізуючи відомі індекси, чутливі до вологи, обирається найкращий, який притаманний та має хороші показники для території дослідження.

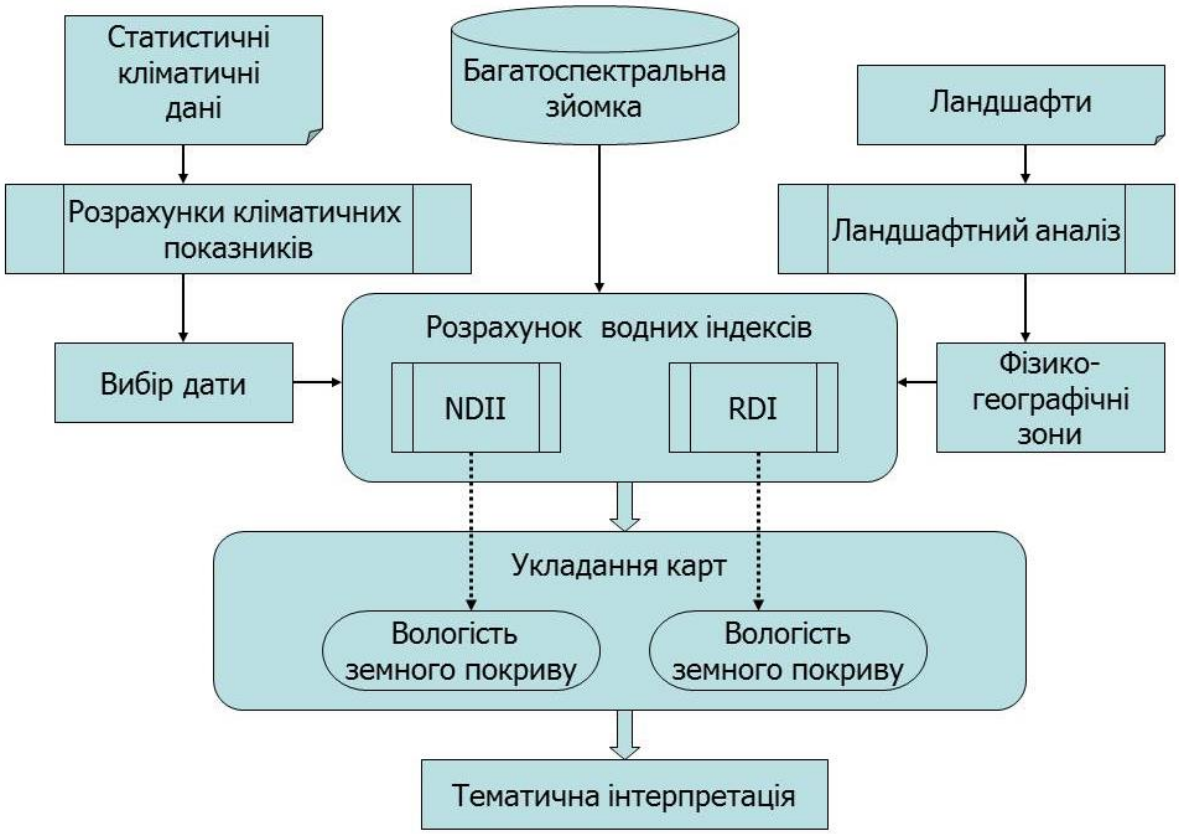


Рис. 3.1. Графічна модель методики дослідження вологості земного покриву на регіональному рівні

4. Ландшафтний аналіз території дослідження. На отриману карту розподілу водних індексів наносяться кордон країни та межі фізико-географічних зон України. Базуючись на метеорологічних даних температури повітря, можна зробити прогноз зміни меж зональності України. За даними

гідрометеорологів, екологів та ботаніків зміна середньої температури на +1° С призводить до зміщення зони степу на північ приблизно на 100 км [6, 223].

5. Порівняльна характеристика показників наземних спостережень та даних дистанційного зондування. Супутникові зображення поєднуються з наземними спостереженнями для картування показників геоекологічного моніторингу земного покриву та оцінки і прогнозування процесів деградації в регіонах та країні.

6. Укладання карт вологості земного покриву. За отриманими розрахованими водними індексами та результатами обраних репрезентативних дат за метеорологічними розрахунками укладається карта вологості земного покриву.

7. Тематична інтерпретація отриманих результатів. Отже, за укладеними картами вологості земного покриву можна оцінити процеси посушливості у різних природно-кліматичних зонах України, можливе переміщення меж природних зон та визначити ділянки з найменшим вологовмістом, які можуть бути схильні до опустелювання.

3.1.1 Обґрунтування вибору водних індексів за даними дистанційного зондування

Водні індекси розроблені для оцінки вмісту вологи в рослинному та ґрунтовому покриві. Для розрахунків індексів використовуються ближній та середній інфрачервоні діапазони. Порівнюючи результати розрахунків індексів з наземними спостереженнями, можна обрати індекс, який максимально точно відображає досліджені властивості. Вода, зазвичай, дуже добре відбивається у видимому спектрі, особливо у зеленому діапазоні. Велика кількість розчинених неорганічних матеріалів у водоймах має тенденцію зсувати пік видимої відображеної дійсності від зеленої (більш чиста вода) у бік червоної області спектру. У ближньому та середньому інфрачервоних діапазонах вода все більше поглинає світло, що описано у підрозділі 1.2.1. Основним критерієм для даних

дистанційного зондування є наявність видимої та інфрачервоної областей спектру.

Часто водні індекси можуть показати стресовий стан рослинності ще до того, як це буде помітно при натурних спостереженнях. Для вирішення поставлених задач дослідження вологості земного покриву на локальному та регіональному рівнях, було зроблено підбір водних індексів, на базі супутникової зйомки Landsat було проаналізовано 5 різних індексів з таблиці 3.2.

Таблиця 3.2.

Водні індекси

Номер	Індекс	Формула
1	DSWI	DSWI = (NIR+GREEN)/(SWIR+RED)
2	NDII	NDII = (NIR-SWIR)/(NIR+SWIR)
3	SR-SWIR	SR-SWIR=SWIR1/SWIR2
4	RDI	RDI = SWIR/NIR
5	NWI	NWI = (GREEN-SWIR)/(GREEN+SWIR)

Визначення значень індексів здійснено безпосередньо за даними каналів супутника Landsat та за розрахунковими значеннями коефіцієнта відбиття для п’яти різних типів поверхні [224 - 226].

Для розрахунку цих індексів за значеннями коефіцієнта відбиття було проведено перерахунок значень яскравості в каналах супутника Landsat у значення випромінювання, що надходить на сенсор за формулами 3.1 та 3.2. Методика розрахунку коефіцієнта відбивання складається з 2 етапів: на першому етапі відбувається перерахунок значення в каналах у випромінювання, що надходить на сенсор за формулою:

$$L_{\lambda} = \frac{L_{\max\lambda} - L_{\min\lambda}}{Q_{cal\max} - Q_{cal\min}}(Q_{cal} - Q_{cal\min)} + L_{\min\lambda}, \quad (3.1)$$

де L_{λ} – кількість випромінювання, що надходить на сенсор, $L_{\min\lambda}$, $L_{\max\lambda}$ – мінімальна і максимальна кількість випромінювання, що надходить для теплового каналу (табличні значення), $Q_{cal\min\lambda}$, $Q_{cal\max\lambda}$ – мінімальне і максимальне каліброване значення DN (табличні значення), Q_{cal} – каліброване значення (DN), значення в тепловому каналі Landsat.

На другому етапі здійснюється розрахунок самого коефіцієнта відбиття за наступною формулою:

$$\rho_\lambda = \frac{\pi L_\lambda d^2}{ESUN_\lambda Cos\theta_S}, \tag{3.2}$$

де ρ_λ – безрозмірне планетарне відбиття, L_λ – кількість випромінювання, що надходить на сенсор, d – відстань від Землі до Сонця в астрономічних одиницях в конкретний день зйомки сцени на конкретній місцевості (табличні значення), $ESUN_\lambda$ – середня сонячна позаатмосферна інтенсивність випромінювання (табличні значення), θ_s – сонячний зенітний кут в градусах (табличні значення).

Отже, для розрахунку водних індексів, наведених в таблиці 3.2, замість значень яскравості в каналах використано значення коефіцієнта відбиття за формулою 3.2 та отримано наступні формули для розрахунку індексів:

Для індексу DSWI:

$$\frac{ESUN_{red} \cdot ESUN_{swir}}{ESUN_{nir} \cdot ESUN_{green}} \cdot \left(\frac{ESUN_{green} \cdot L_{nir} - ESUN_{nir} \cdot L_{green}}{ESUN_{red} \cdot L_{swir} + ESUN_{swir} \cdot L_{red}}\right), \tag{3.3}$$

Для індексу NDII:

$$\frac{ESUN_{swir} \cdot L_{nir} - ESUN_{nir} \cdot L_{swir}}{ESUN_{swir} \cdot L_{nir} + ESUN_{nir} \cdot L_{swir}}, \tag{3.4}$$

Для індексу SR-SWIR:

$$\frac{ESUN_{swir2} \cdot L_{swir1}}{ESUN_{swir1} \cdot L_{swir2}}, \tag{3.5}$$

Для індексу RDI:

$$\frac{ESUN_{nir} \cdot L_{swir}}{ESUN_{swir} \cdot L_{nir}}, \tag{3.6}$$

Для індексу NWI:

$$\frac{ESUN_{swir} \cdot L_{green} - ESUN_{green} \cdot L_{swir}}{ESUN_{swir} \cdot L_{green} + ESUN_{green} \cdot L_{swir}}, \tag{3.7}$$

Для дослідження вологості земного покриву було проаналізовано можливість застосування водних індексів, наведених у таблиці 3.2, які оцінювалися за вологозабезпеченістю для 5-ти типів поверхонь, показаних на

рис. 3.2: відкритого ґрунту, розрідженої рослинності, лісу, зрошувальних полів та відкритих водних поверхонь [224 - 226].

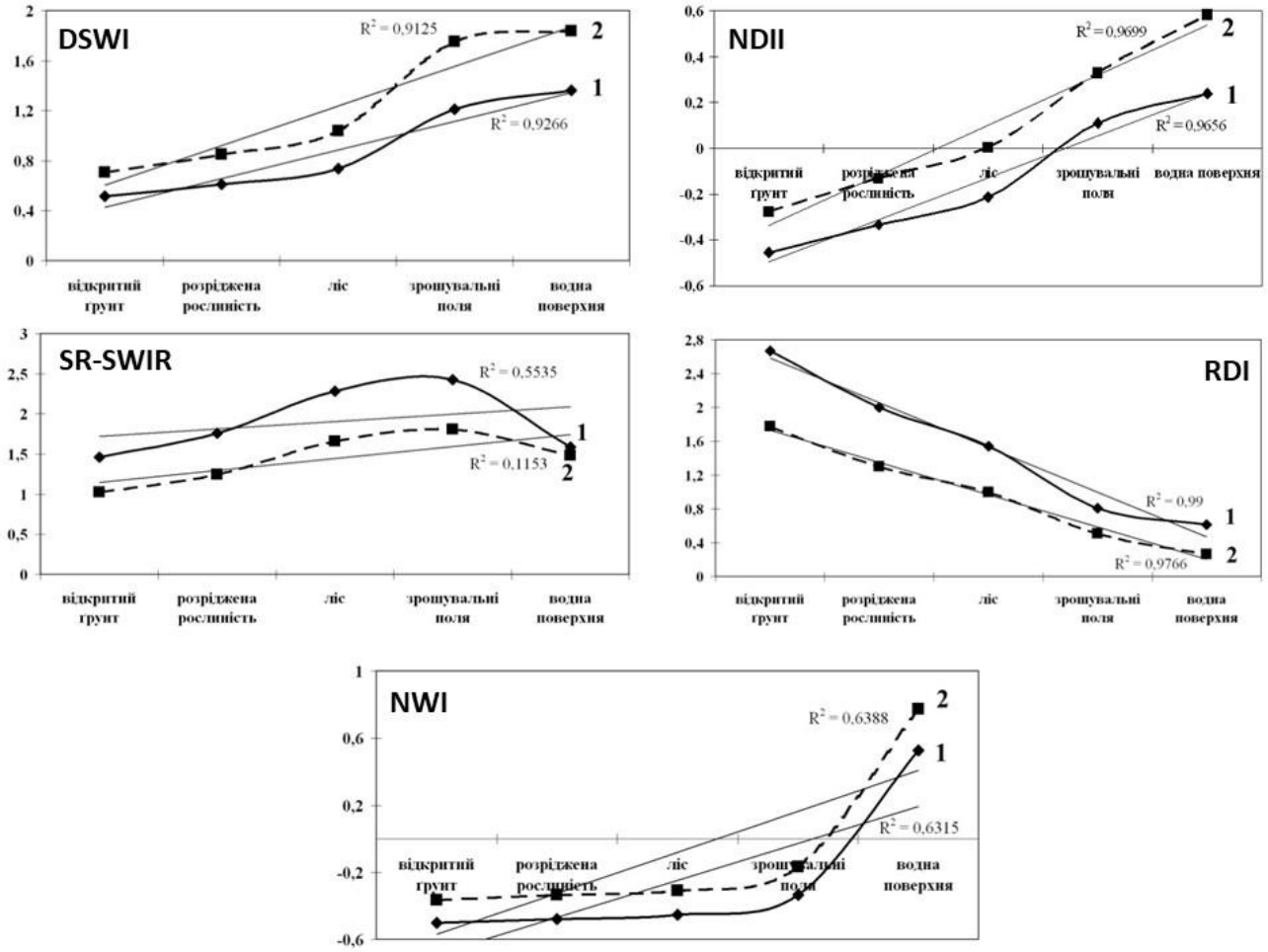


Рис. 3.2. Розрахунок водних індексів для 5-ти різних типів поверхні.
Умовні позначення: 1 – безпосередньо за даними каналів супутника Landsat, 2 – за розрахунковими значеннями коефіцієнта відбиття.

Аналіз розрахунків за наведеними водними індексами 1-5 з таблиці 3.2 та рис. 3.2 засвідчив, що індекс SW-SWIR некоректно характеризує територію за ступенем вологозабезпечення, значення водного індексу для «водної поверхні» менші, ніж зазначення для класів «ліс» та «зрошувальні поля», тому рекомендовано у подальших дослідженнях його не використовувати [224 - 226].

Використання значень коефіцієнта відбиття для розрахунку водних індексів забезпечило можливість збільшити діапазон значень індексів: для DSWI – на 33,69%, для NDII – на 23,85%, для NWI – на 10,49% і лише для індекса RDI відбулося зменшення на 26,5%, як видно з таблиці 3.3. Крім того, було

розраховано, на скільки відсотків збільшився інтервал значень між класами земної поверхні.

Таблиця 3.3.

Різниця діапазонів значень індексів між різними типами земної поверхні

Індекс	Різниця між розрідженою рослинністю та відкритим ґрунтом (%)	Різниця між лісом та розрідженою рослинністю (%)	Різниця між зрошувальним и полями та лісом (%)	Різниця між водною поверхнею та зрошувальни ми полями (%)	Різниця між водною поверхнею та відкритим ґрунтом (%)
DSWI	49,474	49,606	50,526	-43,62	33,69
NDII	20,492	12,295	1,2422	93,846	23,85
RDI	-29,75	-32,24	-33,38	23,59	-26,5
NWI	26,087	3,7037	18,803	9,1541	10,49

Аналіз таблиці 3.3 також показує, що для трьох індексів діапазон збільшився між усіма використовуваними класами, і лише один індекс RDI показав, що проведення розрахунку індексу за значеннями коефіцієнта відбиття зменшує як загальний діапазон значень індексу, так і відстань між класами. Це доводить, що для розрахунку індексів доцільно використовувати коефіцієнт відбиття. За допомогу у розрахунках дякую О. А. Апостолову, який є співавтором сумісних публікацій [224-226].

3.1.2 Методика визначення вологості земного покриву на регіональному рівні досліджень за даними дистанційного зондування

1. Вибір даних дистанційного зондування. Для оцінки вологості земного покриву України на регіональному рівні були обрані матеріали космічної зйомки Terra/MODIS. Супутник Terra/MODIS дозволяє отримати інформацію на великі території (таблиця 3.1) та оцінити вологозабезпечення екосистем і агроценозів у межах значних регіонів. Дані такого характеру використовуються для проведення моніторингових екологічних досліджень у межах різних фізико-географічних зон всієї території України та інших держав [107, 121, 135-137].

Для регіональної оцінки вологості земного покриву території України були обрані знімки супутника Terra/MODIS, продукт MOD13C2.

При створенні щомісячного продукту MOD13C2 алгоритм обирає всі продукти MOD13A2, які перекривають місяць зйомки, та використовує середньовагове часове значення. Всі вхідні піксели мають розмір 1 км (номінально 6x6). Як правило, вхідні дані бувають або прозорі, або хмарні, або змішані. Схеми усереднення працюють наступним чином: якщо всі вхідні піксели чіткі (чисті), вони всі будуть усереднені для отримання одного вихідного значення; якщо всі вхідні піксели хмарні, піксел буде розрахований з історичної бази даних; та, якщо вхідні піксели змішані (частина чиста, частина вкрита хмарністю), усередняться тільки чисті піксели для отримання одного вихідного значення. Дані можливо отримати на офіційному сайті Національної геологічної служби США або Центру спостереження та дослідження ресурсів Землі (EROS), а також Центру обробки даних активного архіву Land Processes (https://lpdaac.usgs.gov/).

Згідно розробленої методики визначення вологості земного покриву на регіональному рівні дослідження у підрозділі 3.1, дані космічні знімки мають просторову розрізненність 5600 м та смугу зйомки 2330 км, що забезпечує охоплення всієї території України. Вони надають усереднені дані щомісяця, що зручно для розрахунків середньорічних показників вологості. Продукт MOD13C2 – це місячні спектральні дані в каналах: blue, red, NIR та MIR, які необхідні для розрахунку водних індексів. Недоліком продукту MOD13C2 є відсутність зеленої смуги спектру, що не дозволяє розрахувати індекси DSWI та NWI. Перевагою є те, що цей продукт дозволяє використовувати інфрачервоні канали для розрахунків двох водних індексів NDII та RDI. Перший NDII (Normalized Difference Infrared Index) застосовується для спостереження вмісту води в рослинному покриві [227]. Другий RDI (Ration Drought Index) характеризує період стресу рослин, викликаних посухою [228]. Для розрахунку водних індексів за даними продукту MOD13C2 обрано три модельні роки з різними погодно-кліматичними умовами (2007, 2015, 2016).

Перевага у використанні даних багатоспектральних знімків сенсора MODIS для розрахунку водних індексів була доведена дослідженнями О. І. Сахацького [48].

Переваги використання саме продукту MOD13C2: 1) цей продукт надається раз на місяць, охоплює всю територію України, та має необхідні для розрахунків водних індексів спектральні канали. 2) безхмарність досягається шляхом заміни хмар історичним кліматологічним редактором часових рядів MODIS [224-226].

2. Обробка даних дистанційного зондування. Вся обробка даних з продукту MOD13C2 виконувалась за допомогою програмного забезпечення Erdas Imagine для роботи з космічними знімками.

Робота проводилася за наступними етапами:

1. Перетворення вхідних даних продукту MOD13C2 з формату .hdf в формат img, що виконується за допомогою модуля Import/Export та з використанням Type – HDF Raster. Оскільки дані MODIS надаються у форматі hdf (Hierarchical Data Format) – ієрархічному форматі даних, який розроблений для збереження значної кількості цифрової інформації, це перетворення у формат img необхідно зробити для зручного використання растрових зображень в середовищі Erdas Imagine.

2. Формування місячних канальних зображень для каналів NIR та MIR за допомогою модуля Interpreter та функції Layer Stack (Interpreter/Utilities/Layer Stack) для необхідного періоду дослідження.

3. Виокремлення території України в каналах NIR та MIR із усієї смуги виконаної зйомки, що виконується за допомогою функції Subset програми Erdas Imagine та контуру України в форматі aoi.

4. Перетворення даних NIR та MIR на територію України з географічної системи координат в прямокутну систему координат UTM/WGS84 zone 36 за допомогою функції Reproject програми Erdas Imagine, що необхідно для подальших розрахунків, які зручно виконувати у метричній системі координат.

5. Розрахунок водних індексів NDII та RDI.

В результаті аналізу водних індексів в розділі 3.1 було обрано два індекси – NDII [227] та RDI [228] як такі, що розраховуються за даними продукту MOD13C2 та використовуються для регіонального рівня досліджень [224, 225].

Формули для розрахунку індексів:

$$NDII = \frac{(NIR - SWIR1)}{(NIR + SWIR1)}, \tag{3.8}$$

$$RDI = SWIR1 / NIR, \tag{3.9}$$

За даними центру архівів Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) (https://lpdaac.usgs.gov/products/mod13c2v006/) канал MIR в продукті MOD13C2 має діапазон 2105-2155 нм, тобто, відповідає діапазону SWIR2 для супутників Landsat та Sentinel-2. Діапазон SWIR2 також, як SWIR1, є чутливим до вмісту вологості у ґрунтовому покриві. Тоді для розрахунку цих індексів формули (3.8) та (3.9) за продуктом MOD13C2 приймають наступний вигляд:

$$NDII = \frac{(NIR - MIR)}{(NIR + MIR)}, \tag{3.10}$$

$$RDI = MIR / NIR, \tag{3.11}$$

Розрахунок значень водних індексів NDII та RDI за цими формулами дозволяє отримати щомісячні дані та усереднені значення індексів за рік, або за певний період року за допомогою засобів Erdas Imagine, а саме: модуля Spatial Modeler / Model Maker. На рис. 3.3 представлено модель в програмі Erdas Imagine для розрахунку значень водних індексів NDII та RDI за формулами (3.10) та (3.11) для 2007 року.

Паралельне використання цих індексів та моделювання розподілу їх значень за градацією кольору у Erdas Imagine дає більш повне уявлення про характер змін вологості ґрунтового покриву.

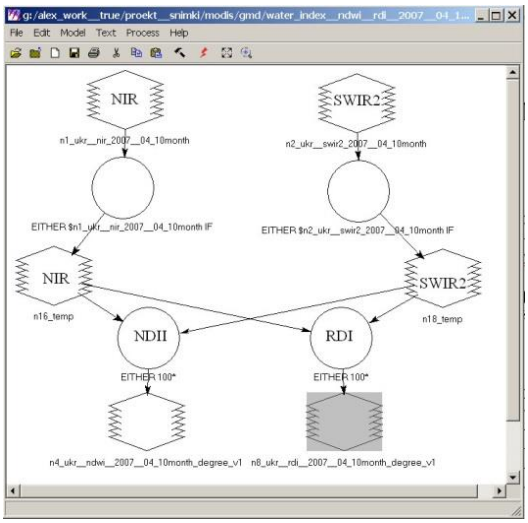


Рис. 3.3. Модель для розрахунку значень індексів вологості NDII та RDI за формулами (3.10), (3.11) для 2007 року

3. Ландшафтний аналіз території дослідження. У роботі розглянуто рівнинну частину території України в межах наступних фізико-географічних зон: північної – мішаних лісів; західної – широколистяних лісів; центральної – лісостепової та південної – степової. В межах цих фізико-географічних зон розвинуті агроландщафти.

Межі фізико-географічних зон Украніи винесені на карту вологості земного покриву згідно даних ландшафтного районування Національного Атласу Україи [179]. Ландшафтний аналіз враховує поділ території України за фізико-природними особливостями і є базою для тематичної інтерпретації та прогнозування змін природного навколишнього середовища при моніторингу геоекологічного стану країни.

В останні десятиріччя суттєві корективи в фізико-геогрфічне районування України вносить глобальне потепління, вплив якого простежується на всій її території. Його наслідки фіксуються в змінах водного режиму ґрунтового покриву, порушенні водного балансу, інтенсивності опадів, випаровуванні, та ін., що призводить до трансформації ґрунтів і зниженню їх родючості. Регіональний масштаб цих змін доведено С. Г. Бойченко [12], С. В. Краковською [69], І. Букша [9], Т. І. Адаменко [11], та відображається у видових змінах і міграції рослинного покриву.

4. Порівняльна характеристика наземних спостережень та даних дистанційного зондування. Поєднання даних дистанційного зондування з даними наземних спостережень та архівної інформації сприяє удосконаленню картографічної генералізації стану вологості геосистем у відповідності до необхідного масштабу завдяки оглядовості та просторовій безперервності супутникових зображень, а також отриманню додаткової інформації для розрахунків показників та водних індексів, що відображають вологість земного покриву.

5. Укладання оглядових карт вологості земного покриву та тематична інтепретація одержаних результатів. Для укладання оглядової карти вологості земного покриву території України були використані розраховані за даними багатоспектральної космічної зйомки Terra/MODIS водні індекси, які містять всі необхідні спектральні канали для розрахунку індексів NDII та RDI.

Укладання карти вологості земного покриву передбачає розробку шкали якісних характеристик його вологовмісту. В основу шкали покладено зміни від найбільших до найменших розрахованих значень водних індексів NDII та RDI всієї території України та в межах кожної окремої природної зони. Шкалу розроблено від порогових значень водних індексів, які за максимальними значеннями належать до катастрофічної посухи, а за мінімальними значеннями водних індексів – до надмірної зволоженості. Шкала має ділення діапазоном у 10 одиниць, що відповідають дев’яти класам, які характеризують вологість земного покриву. Таку шкалу можна застосовувати при оцінці перезволожених ділянок території дослідження, моніторингу посушливих явищ та ділянок, схильних до опустелювання внаслідок недостатньої кількості вологості [224 - 226].

3.1.3 Характеристика погодно-кліматичних умов території досліджень

Як попередньо розглянуто в розділі 2.1, безпосередній вплив на вологість земного покриву мають такі кліматичні показники як сумарна кількість опадів, їх тривалість, інтенсивність, час випадіння. Також важливо враховувати температуру і вологість повітря. При статистичних дослідженнях

метеорологічного режиму вважається, що часовий ряд спостереження відображає характерні зміни обраних метеорологічних величин. Сутність кліматологічної обробки полягає в тому, щоб на основі аналізу часового ряду отримати основні вірогідні закономірності, які характерні для цього всього процесу [229]. При аналізі наземних даних регіональних спостережень використовувались також метеодані та графічні матеріали для оцінки кліматичних змін.

Результати аналізу відхилень температури повітря від кліматичної норми (1961-1990) за роки XXI століття (2000-2017 рр.) показують, що на території України вона підвищилася в цілому на 1,5 °С [224-226]. Як показано у таблиці 3.4, особливо аномально теплими були останні роки, починаючи з 2015 року.

Таблиця 3.4

Відхилення температури повітря (ΔТ, ºС) від кліматичної норми на території України за 2000 - 2017 рр.

2000	***2001***	***2002***	***2003***	***2004***	***2005***	***2006***	***2007***	***2008***
1,5	1,1	1,6	0,5	0,9	1,0	0,7	2,2	1,9
2009	***2010***	***2011***	***2012***	***2013***	***2014***	***2015***	***2016***	***2017***
1,7	1,7	1,4	1,3	1,7	1,7	2,8	1,8	2,0

За різними моделями над територією України очікується продовження підвищення температури повітря, до кінця XXI століття вона може підвищитися в порівнянні з періодом 2001-2010 рр. на 0,7-3,0 ºС («м'який» сценарій В1), або на 2,6-4,6 °С («жорсткий» сценарій А2) [9].

На рисунку 3.4 відображено багаторічний хід температури повітря в Україні за період інструментальних спостережень з 1900-2018 рр. За зазначений період спостерігається тренд підвищення температури 0,8-1 ºС для зони мішаних лісів, широколистяних лісів та зони лісостепу, та 0,5 ºС – для степової зони. Температура підвищується на 0,1 ºС в кожне десятиліття, але на більшості станцій спостереження за останнє десятиріччя температура підвищилася на 0,3 °С. Для території України найбільш впливовими на процеси змін клімату є

зміна ландшафтів внаслідок багатовікової господарської діяльності, сучасної зміни водних ресурсів меліорацією, процесів урбанізації [230].

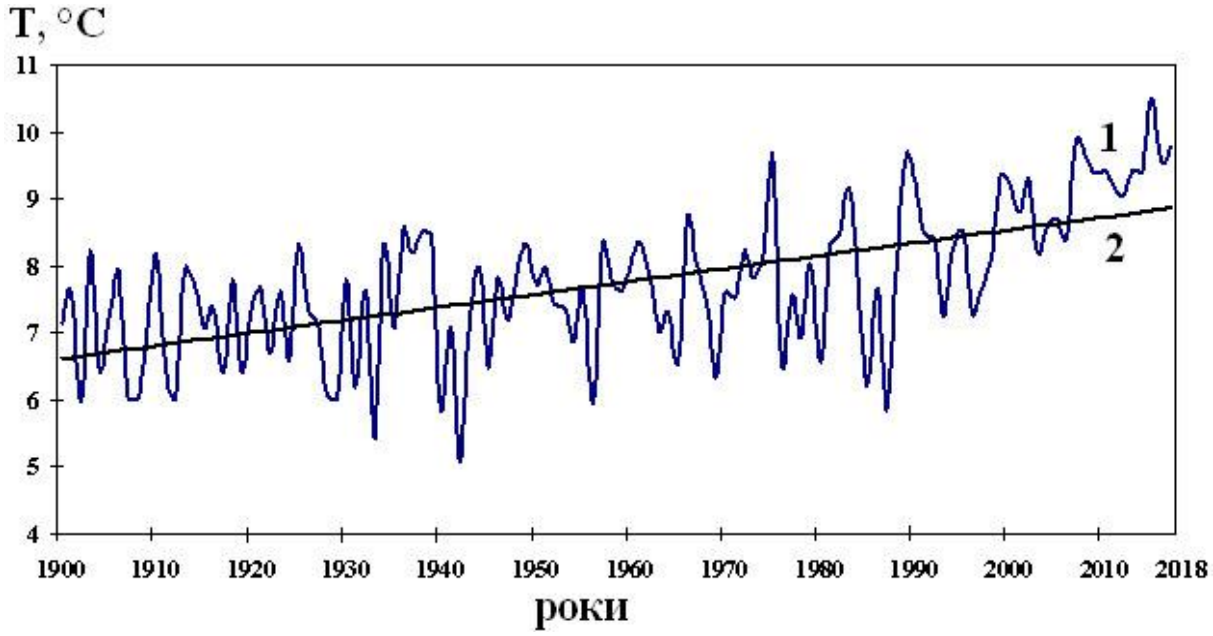


Рис. 3.4. Багаторічний хід температури повітря (Т, ° С) в Україні: 1 – фактичний хід, 2 – віковий хід (тренд), за матеріалами метеорологічних станцій [230]

В Україні зміни клімату, зокрема зміни кількості і сезонності розподілу опадів, високі температури є вагомим фактором змін у часі меж між природними зонами та зонами водного режиму ґрунтового покриву.

За умов глибокого рівня залягання ґрунтових та підземних вод (для України – це більша частина території степової, лісостепової, зони широколистяних лісів та окремих ділянок зони хвойно-широколистяних лісів), атмосферна посуха призводить до ґрунтової посухи, що проявляється в дефіциті вологи, необхідної для розвитку рослин. Отже, основною проблемою є посилення посушливості, коли потреба в евапотранспірації за теплішого і сухішого клімату не буде збалансовуватися наявністю опадів. Весь цей процес трендових змін температури повітря і кількості опадів в межах сучасних і прогнозованих змін може супроводжуватися частотою і суворістю екстремальних ситуацій (теплові хвилі та посухи), а в окремих випадках – до пересихання невеликих водних об’єктів.

Про негативні наслідки температурних змін свідчать і дані про суттєві коливання опадів. На рисунку 3.5, де наведені відхилення від середньої кількості опадів по Україні за роки XXI століття, видно, що за період 2010-2016 рр. йде незначне зменшення кількості опадів за даними вимірювання на метеорологічних станціях, що свідчить про незначне ослаблення опадоутворюючих процесів. Зменшення кількості опадів при одночасному підвищенні температури призводить до погіршення вологозабезпеченості ґрунтів.

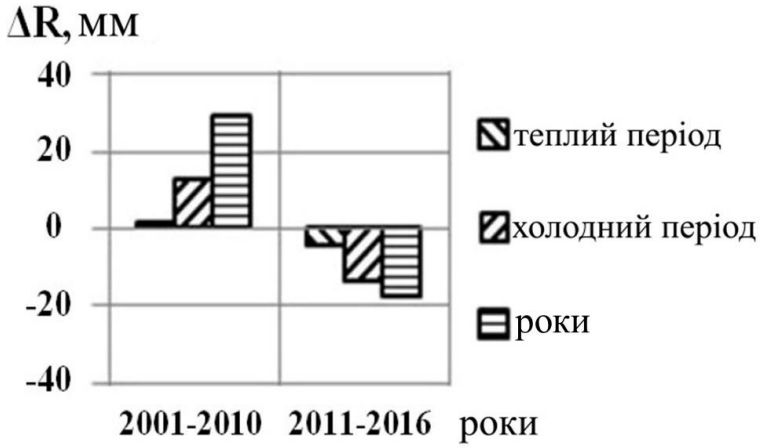


Рис. 3.5. Відхилення середньої по Україні суми опадів від норми по десятиліттях (2000-2016 рр.) [231]

Було також досліджено температурний режим ґрунтового покриву, який визначається температурою ґрунту на різних глибинах (5, 10, 15, 20 см) [225]. Ці глибини характеризують орний шар ґрунту. Цей показник був взятий в якості вихідних даних з метеорологічних станцій. Саме ця ґрунтова товща чутлива до змін теплового режиму на денній поверхні і приймає найактивнішу участь у формуванні температурного режиму приземного шару повітря.

На рис. 3.6 представлені відхилення температури ґрунту від кліматичної норми (1961-1990 рр.) за наземними метеорологічними даними на глибинах у період 2000-2016 рр. для зон лісостепу і степу на рис. 3.6. За цими даними на тлі річних коливань спостерігається тенденція поступового зростання температурного режиму, та збільшення прогріву ґрунту на всіх глибинах.

Негативних відхилень температури ґрунту не відмічається. Температурні піки, що спостерігаються на графіках, збігаються з посушливими роками [229].

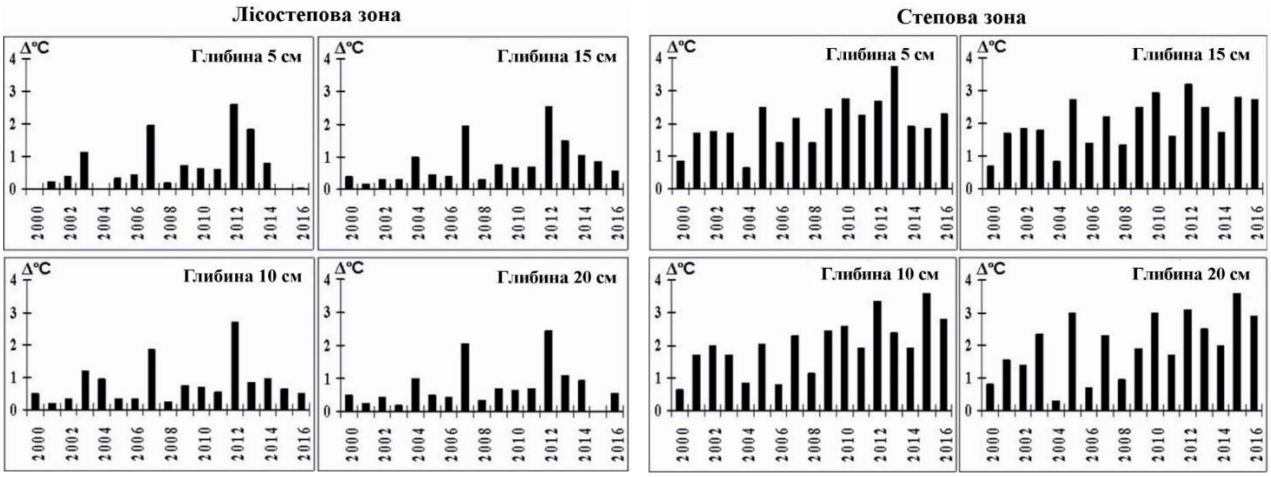


Рис. 3.6. Відхилення температури ґрунту від кліматичної норми (1961-1990 рр.) на різних глибинах у лісостеповій та степовій природній зоні

Порівнюючи рис. 3.6, можна зробити висновок, що степова зона на сьогоднішній час набуває посушливості, що підтверджується більш значним прогрівом ґрунту на глибинах 5, 10, 15 та 20 см. Такі відхилення спричинені зменшенням кількості опадів, а відповідно надходженням води до ґрунту та проявом все більшого глибокого залягання підземних вод. Оскільки температурний режим повітря підвищений, температура ґрунту на глибинах теж збільшується, більше нагрівається земна поверхня степової зони [225].

Порівняльний аналіз метеорологічних даних з супутниковими допомагає в уточненні міри впливу погодно-кліматичних показників, зокрема температурного режиму та кількості опадів на зміни вологості земного покриву.

Було досліджено поширення та інтенсивність вологості у 2007, 2015, 2016 роках під час активного періоду вегетації рослин.

В роботі проаналізовано дані інструментальних спостережень за температурою повітря приповерхневих шарів та кількості опадів на мережі наземних метеорологічних станцій України. Для аналізу температурного режиму було використано бази даних 56 станцій, рівномірно розташованих по території України. Для характеристики опадів проаналізовано дані з 49 станцій у різних ландшафтних зонах країни. Аналіз даних проведено з метою виявлення

загальних закономірностей розподілу температури повітря та кількості опадів по території України. Обробка даних спостережень у просторі та часі виконана за допомогою статистичних методів [232]. За цими даними на рис 3.8, 3.9, 3.10 були побудовані графіки середніх річних змін температури повітря та опадів по місяцях.

2007 рік був обраний як найпосушливіший у XXI столітті, 2015 – як рік з аномально високою температурою повітря, а 2016 – як типовий за метеорологічними показниками рік XXI століття.

Весна 2007 характеризується високою температурою повітря та практично повною відсутністю опадів у весняний період, це спостерігається на рис. 3.7. Це призвело до того, що запаси вологи в орному шарі ґрунту були недостатніми. Через значний дефіцит вологи у період наливу зерна це призвело до сільськогосподарської посухи та втрати урожаю. Сільськогосподарська посуха зберігалася і протягом літнього періоду. В літній період метеорологічна ситуація покращилася порівняно з весною.

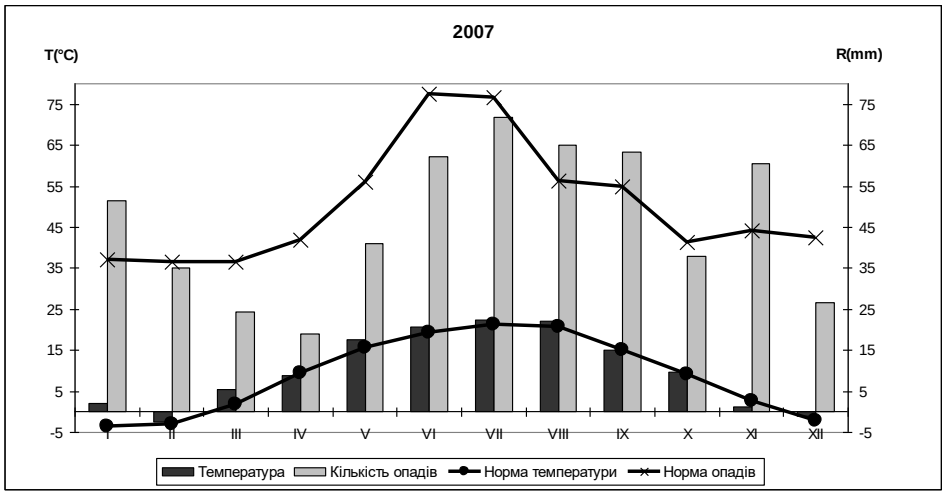


Рис. 3.7. Середній річний хід змін від середнього багаторічного періоду (1981-2010 рр.) температури повітря та кількості опадів по місяцях за 2007 рік

Кількість опадів була ближча до норми, а температура повітря мала незначні показники вище норми. Проте, сільськогосподарська посуха продовжувалася протягом всього літнього періоду через недостатнє зволоження рослин та ґрунту навесні. Саме цю погодно-кліматичну особливість 2007 року,

обумовлену сільськогосподарською посухою, відображають індекси вологості NDII та RDI.

2015 рік. Незважаючи на те, що 2015 рік відносять до лідерів аномально високої температури повітря, цей рік був більш сприятливим для росту і розвитку рослин. В цілому погодні умови періоду вегетації 2015 року були більш сприятливими у порівнянні з 2007 роком. Як видно на рис. 3.8, посуха, яка виникла через дефіцит опадів у серпні 2015 року, вже не мала визначального впливу на врожай зернових культур.

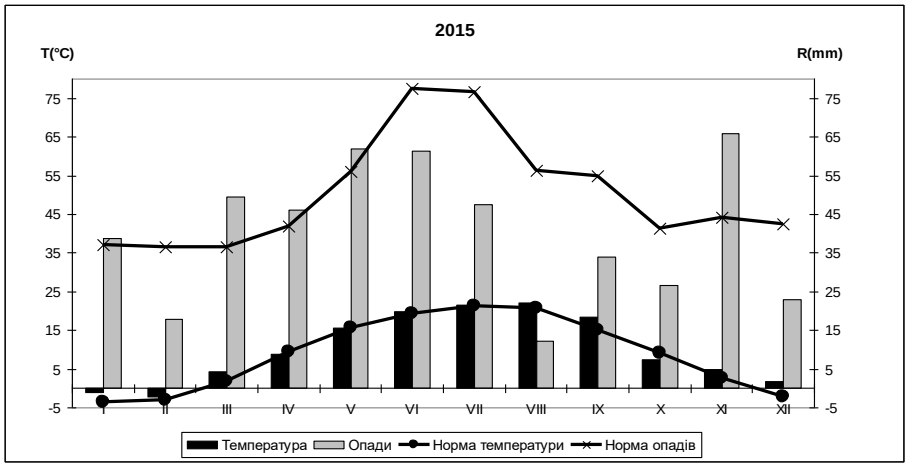


Рис. 3.8. Середній річний хід змін від середнього багаторічного періоду (1981-2010 рр.) температури повітря та кількості опадів по місяцях за 2015 рік

2016 рік є типовим роком для XXI століття. Березень та квітень були дуже теплими. Середня весняна температура перевищує норму на 1,5° С. Як спостерігається за рис. 3.9 кількості опадів було достатньо для стабільного періоду вегетації рослинності.

Протягом всіх трьох літніх місяців спостерігалося підвищення температури вище норми в середньому на 0,9 °С. Літо характеризується недостатньою кількістю опадів відносно норми.

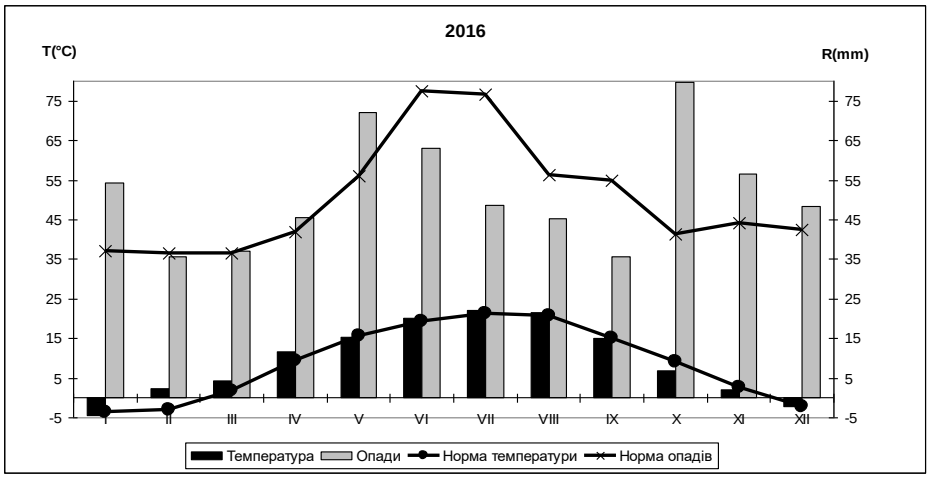


Рис. 3.9. Середній річний хід змін від середнього багаторічного періоду (1981-2010 рр.) температури повітря та кількості опадів по місяцях за 2016 рік

На рис. 3.9 спостерігається ситуація, коли восени кількість опадів була вище норми, а температура трохи не доходила до показників середнього багаторічного періоду 1981-2010 рр.

3.2 Розробка методики визначення вологості ґрунтового покриву на локальному рівні дослідження

При локальному рівні дослідження суттєвою складовою методики є наземні спостереження, які узгоджуються з даними дистанційного зондування. На локальному рівні дослідження вологість ґрунтового покриву залежить найбільше від місцевих природних факторів мікрорельєфу. Методика визначення вологості ґрунтів на локальному рівні дослідження показана на схемі рис. 3.10 та є подібною до регіонального, що складається з наступних етапів:

1. Обґрунтування вибору даних дистанційного зондування. При підборі супутникових знімків слід спиратися на просторову та часову розрізненність, які мають бути високими. Основою локальних досліджень вологості ґрунтового покриву є багатоспектральні супутникові знімки, які повинні мати високу просторову (не менше 30-50 м) та часову (не менше одного разу на тиждень) розрізненність. Дати наземних спостережень бажано узгоджувати зі зйомкою супутника, для отримання синхронної інформації для однакових метеорологічних умов. При виборі супутника важливим є наявність необхідних

спектральних каналів (видимого та інфрачервоного) для подальшого розрахунку індексів, чутливих до вологості ґрунтів.

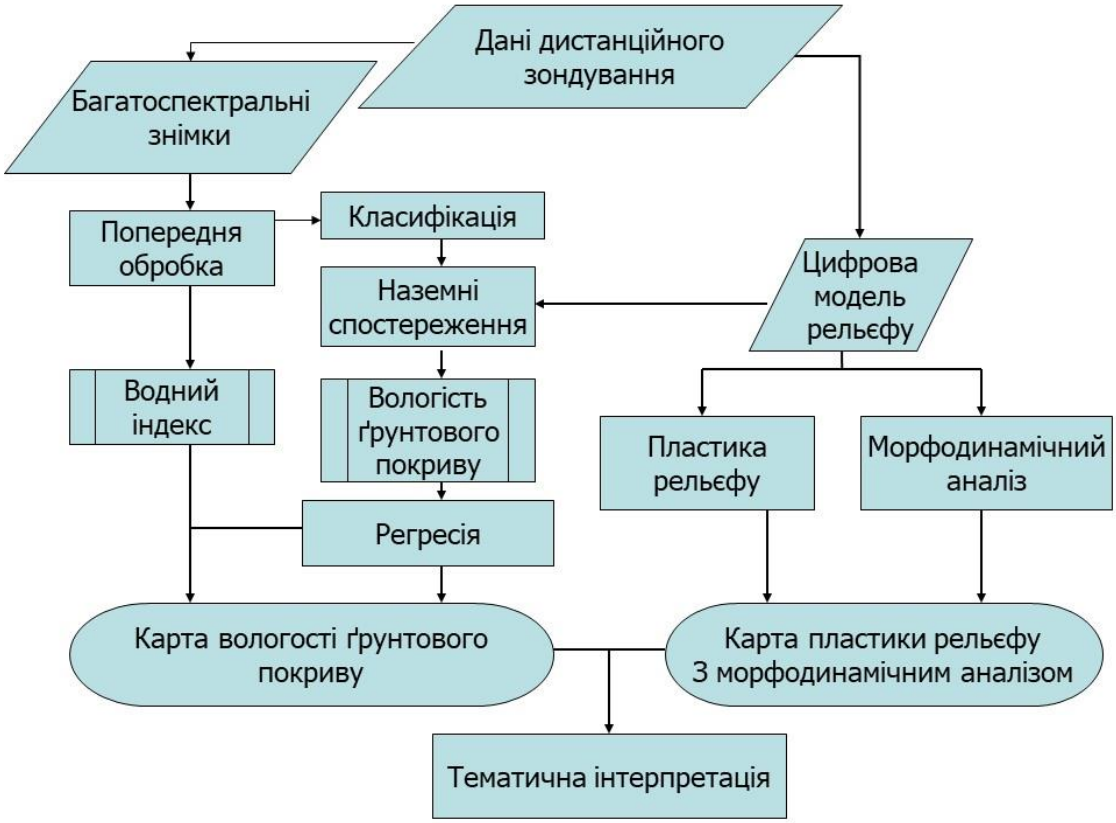


Рис. 3.10. Графічна модель методики дослідження вологості ґрунтового покриву на локальному рівні

2. Наземні спостереження. Особливе місце при локальних дослідженнях мають наземні завіркові спостереження та застосування лабораторних визначень вологості ґрунтового покриву, як еталонних, для узгодження із спектральними супутниковими показниками, їх кількісної оцінки, та визначення факторів впливу на її просторову мінливість. Дослідження необхідно планувати на весну або осінь, коли ґрунт не вкритий рослинністю (влітку). Відбір зразків ґрунту повинен здійснюватися на однаковій із супутниковим знімком території, синхронно із супутниковою зйомкою. Відбір проб здійснюється рівномірно в межах ділянки досліджень. Крок відбору має бути від 15 до 150 м, проби відбираються на ділянках з якомога більшим контрастом у значеннях вологості. У лабораторних умовах проводиться аналіз на процентний вміст вологи у верхньому шарі ґрунтового покриву.

Щоб оцінити можливий кількісний зв'язок між значеннями водного індексу та процентним вмістом вологи в поверхневому шарі ґрунту (до 10 см), зразки відібрані вздовж профілю на рис. 3.11, що перетинає центр мікрозападин. Вологість в ґрунтах визначається термостатно-ваговим методом, який відповідає вимогам ДСТУ Б В.2.1-17:2009 [38].

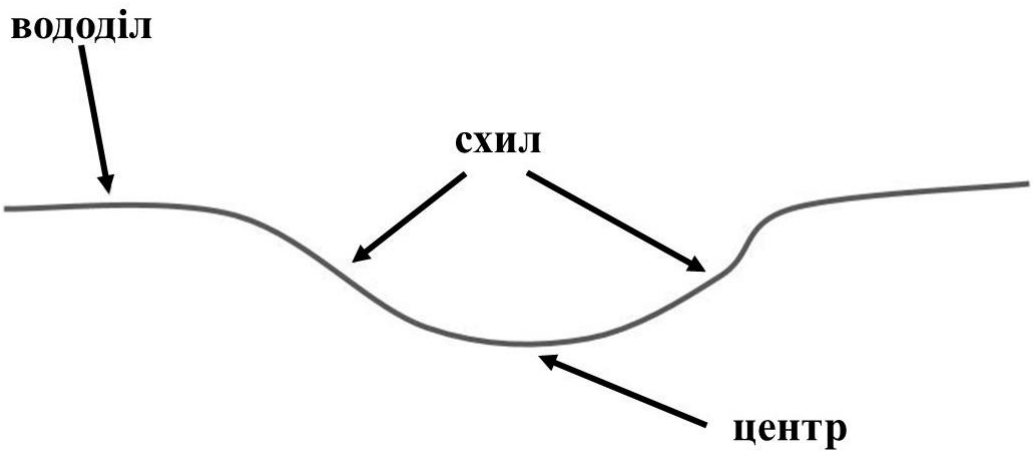


Рис. 3.11. Схема відбору проб вологості ґрунту на завіркових ділянках полігону

На основі взятих проб у лабораторних умовах термостатно-ваговим методом визначається процентний вміст вологи. Результати наземних та лабораторних досліджень розраховуються за формулою 3.12 і фіксуються у таблицях, які представлено у додатках В-Є для подальших розрахунків.

Вологість ґрунтового покриву визначають за формулою:

$$W = \frac{B1 - B2}{B2 - B} * 100,\%, \qquad (3.12)$$

де, w – вологість ґрунту від маси сухого ґрунту, %; В – маса пустого бюксу, г; В1 – маса бюксу з вологим ґрунтом до сушки, г; В2 – маса бюксу з сухим ґрунтом після сушки, г.

3. Обробка даних дистанційного зондування. Для характеристики просторових змін вологості ґрунтового покриву за даними дистанційного зондування був використаний нормалізований водний індекс NWI (Normalized Water Index), запропонований О. І. Сахацьким [48, 124], який розраховувався в зеленій та середній інфрачервоній смугах спектра супутника Sentinal-2. Індекс був розроблений на базі індексу NDSI (Normalized Difference Snow Index),

запропонованого спочатку M. K. Griffin [233] для відокремлення снігового покриву. О. І. Сахацький вперше зазначив необхідність брати за основу нормовану різницю спектрального відбиття в зеленій та середній інфрачервоній смугах спектра за формулою:

$$NWI = \frac{(GR - SWIR)}{(GR + SWIR)}, \tag{3.13}$$

де GR – спектральне відбиття в зеленому діапазоні електромагнітного спектра на довжині хвиль близько 500-590 нм; SWIR – спектральне відбиття в середньому інфрачервоному діапазоні електромагнітного спектра на довжині хвиль близько 1570-1750 нм.

Ефективність застосування даного водного індексу при локальних дослідженнях експериментально показано у роботах О. І. Сахацького в межах тестового полігону, що розташований в Переяслав-Хмельницькому районі Київської області.

За координатами спостережень на випробувальному полігоні значення NWI-зображення порівнювалися з відібраними значеннями вологості ґрунтового покриву *w*(%). Для розрахунків коефіцієнтів застосовувалось рівняння регресії NWI та *w*(%).

4. Геоморфологічні особливості території досліджень. Цифрова модель рельєфу за радарною зйомкою надає можливість за методом пластики рельєфу та морфодинамічним аналізом укласти карту, яка моделює напрямки переміщення води та верхніх часток ґрунту в межах рельєфу території та є інформативним доповненням до карти вологості ґрунтового покриву.

5. Порівняльна характеристика наземних спостережень та даних дистанційного зондування. На локальному рівні дослідження важливою складовою природного середовища є рельєф поверхні, який впливає на нерівномірність розподілу вологості. Врахування місцевих особливостей є необхідним при веденні господарської діяльності.

6. Укладання карти вологості ґрунтового покриву. На базі знайденої кореляції між наземними спостереженнями визначення вологості та

розрахованим за даними дистанційного зондування водним індексом NWI укладається карта розподілу вологості ґрунтового покриву для окремих ділянок дослідження.

7. Тематична інтерпретація отриманих результатів.

3.2.1 Методика визначення вологості ґрунтового покриву на локальному рівні дослідження за даними дистанційного зондування (на прикладі Баришівського полігону)

Локальне картування вологості ґрунтового покриву концептуально подібне до регіонального, проте точність картографічних побудов залежить від масштабу ділянки досліджень, цільового завдання, просторової розрізненності даних дистанційного зондування, місцевих ландшафтних особливостей. Необхідним додатком до супутникової інформації є врахування місцевих природних факторів, структурної позиції, приналежності до певних ландшафтних зон, мікрорельєфу, що детальніше описано у розділі 2.2.

Дослідження вологості ґрунтового покриву на локальному рівні складається з наступних етапів:

1. Вибір даних дистанційного зондування. Для дослідження вологості ґрунтового покриву території на локальному (крупномасштабному) рівні було накопичено дані супутникової зйомки Sentinel-2. Вибір обумовлений тим, що зйомка проводиться приблизно 1 раз на три-п’ять днів. Sentinel-2 – це сімейство супутників дистанційного зондування Землі Європейського космічного агентства, які створені в рамках проекту глобального моніторингу оточуючого середовища та безпеки “Копернікус” (Copernicus). Супутники призначені для моніторингу стану земель, рослинності, лісових, водних ресурсів, і можуть бути застосовані при ліквідації наслідків стихійних явищ. Супутник Sentinel-2 запущений 23 червня 2015 року.

Сенсор MSI (Multi Spectral Instrument), встановлений на супутнику, має 13 спектральних каналів (443-2190 нм), від видимого та ближнього інфрачервоного

до короткохвильового інфрачервоного діапазону з просторовим розрізненням від 10 до 60 м.

Дані супутника є у вільному доступі на офіційному сайті Європейського космічного агентства для Sentinel (https://sentinel.esa.int/web/sentinel/sentinel-data-access), офіційному сайті програми “Коперникус” (https://scihub.copernicus.eu/), також дані є на сайті геологічної служби США (https://www.usgs.gov/).

Супутник Sentinel-2 на рис 3.12 дозволяє отримати детальну інформацію з частотою 1-2 рази на тиждень та проводити дослідження території в масштабному ряді 1:15000-1:50000. Супутниковий знімок підбирався на дату наземних спостережень.

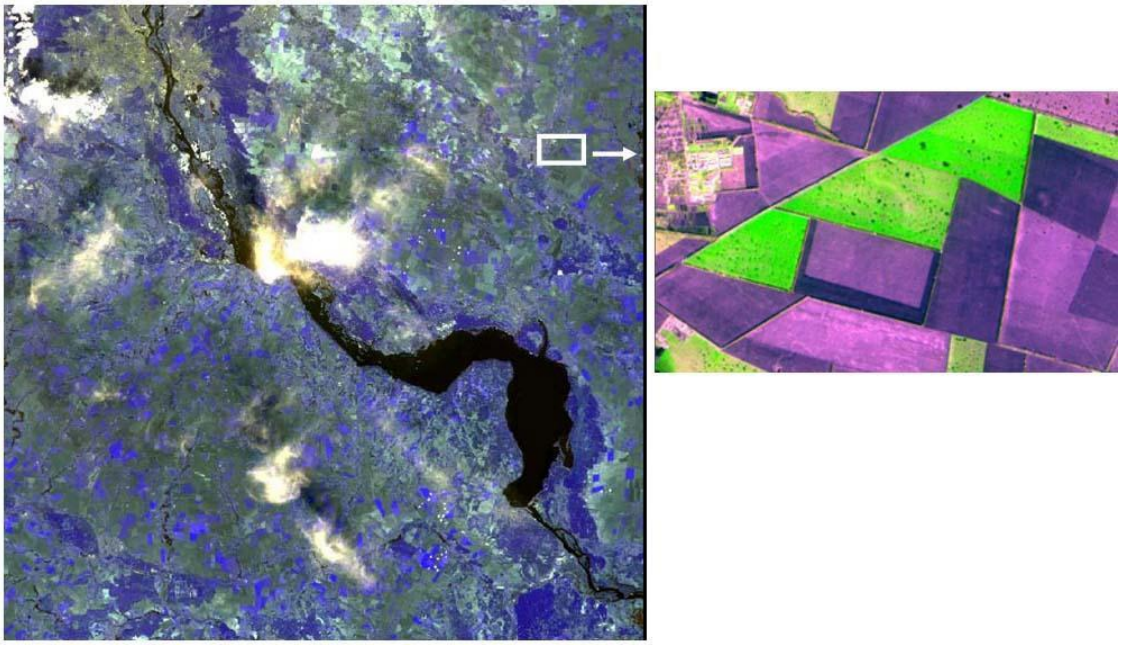


Рис. 3.12. Загальний вигляд знімка Sentinel (08.04.2016) та його збільшене зображення для дослідного полігону ДЗЗ в Баришівському районі Київської області.

Для подальшого проведення наземних спостережень було проведено попередній аналіз можливості застосування даних супутникової зйомки Sentinel-2 для визначення локалазації мікрозападинних форм рельєфу. Для цього зроблено керовану класифікацію зображення алгоритмами мінімальної відстані, максимальної вирогідності та методом Махаланобіса. Результати класифікації

представлено у додутку Б, де зображення а) ілюструє вихідний знімок Sentinel-2 у комбінації каналів SWIR, NIR, Green; б) за методом максимальної вирогідності; в) за методом Махаланобіса; г) за методом мінімальної відстані. Нацкращі результати було отримано при використанні методу мінімальної відстані. На класифікованих зображеннях добре відрізняються мікрозападинні форми рельєфу, яки у додатку Б відображено блакитиним кольором, а на рис. 3.13 чорним кольором.

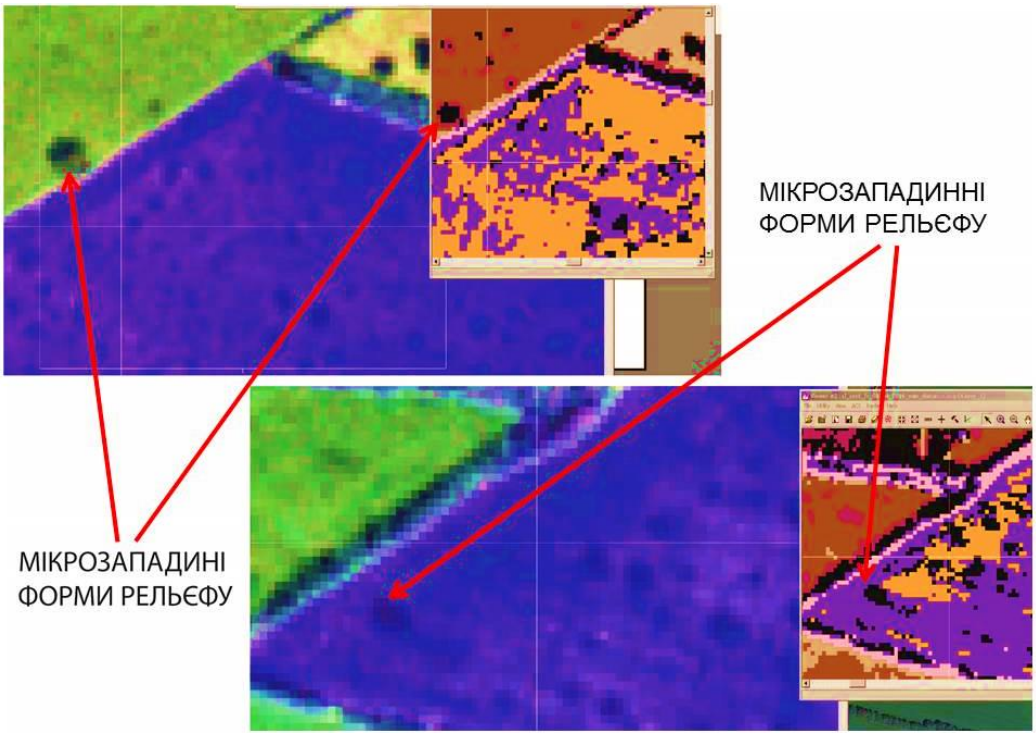


Рис. 3.13. Фрагмент космічного знімку Sentinel-2 та результату класифікації за методом мінімальної відстані

Класифіковані космічні знімки є основою для попереднього визначення точок відбору зразків ґрунту на визначення вологості. Таким чином, спираючись отримані космічні знімки було заздалегідь визначено приблизні координати відбору проб для їх кращої розрізненності та відмінності у значеннях на вододілах та у центрі мікрозападинних форм ркльєфу.

2. Обробка даних дистанційного зондування. Для характеристики просторових змін вологості ґрунтового покриву за даними дистанційного зондування був використаний нормалізований водний індекс NWI.

Було доведено, що у порівнянні з іншими відомими водними індексами, індекс NWI добре розпізнає вологу саме на локальному рівні дослідження [48, 124, 134, 195, 196, 224].

При застосуванні індексу для знімка Sentinel-2 розрахунки проводяться за наступною формулою:

$$NWI = \frac{(GR560 - SWIR1650)}{(GR560 + SWIR1650)}, \tag{3.14}$$

де GR560 – спектральне відбиття в діапазоні довжини хвиль 560 нм, що відповідає зеленому спектральному каналу (канал 3) зйомки супутника Sentinel-2; SWIR1650 – спектральне відбиття в діапазоні довжини хвиль 1650 нм, що відповідає середньому інфрачервоному каналу (канал 11) зйомки супутника Sentinel-2.

Значення індексу NWI на рис. 3.14 обчислюються в кожному пікселі космічного знімка у програмному продукті Erdas Imagine.

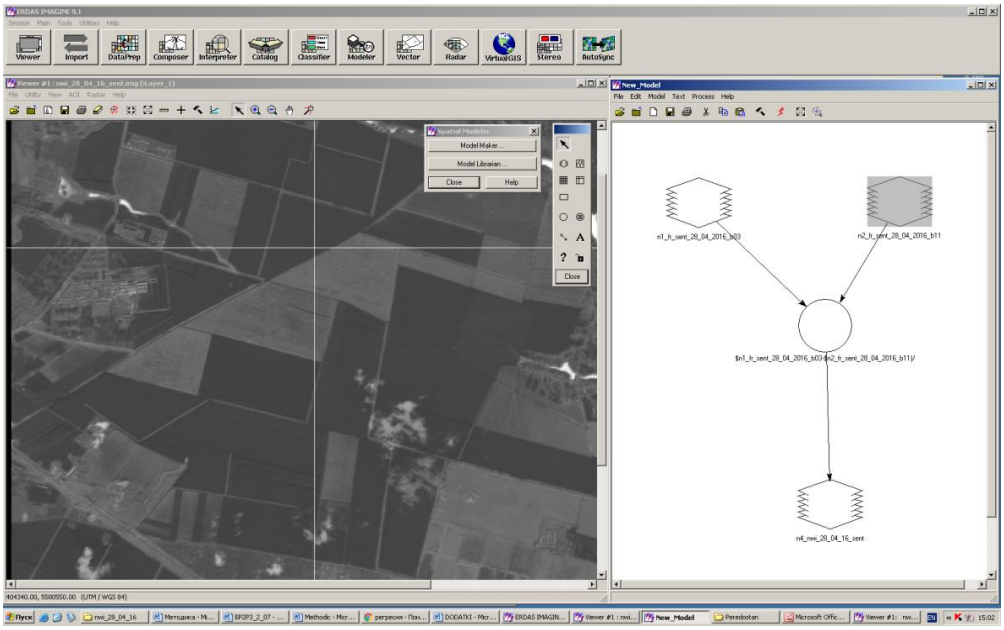


Рис. 3.14. Модель для розрахунку значень нормалізованого водного індексу NWI

В результаті розрахунків отримано NWI-зображення чорно-білого кольору із значеннями водного індексу у кожному пікселі. Значення вологості не можуть бути меншими за нуль.

Рис. 3.15. Приклад ділянки з розрахованим водним індексом NWI

Значення індексу обраховуються в інтервалі від -1 до 1. За розподілом індексу NWI на рис. 3.15 більш зволожені місця (ближче до одиниці) мають світлий колір. Із збільшенням вологості значення індексу зростає [48, 195, 196]. Відкриті водні поверхні відповідають білому кольору на рис. 3.15, та мають значення вище за нуль.

3. Наземні спостереження. Відбір проб описано у підрозділі 3.2 та здійснено синхронно з супутниковою зйомкою на однаковій території. Проби відбиралися рівномірно з кроком від 50 до 100 метрів для різних умов зволоження дослідженої ділянки. Для подальших робіт координати точок відбору фіксувалися за допомогою GPS-приймача.

1. Відбір проб за профілем різної вологості.

З урахуванням розповсюдження на території дослідження мікрозападинних форм рельєфу, зразки вологості ґрунту відбиралися у поверхневому 10-сантиметровому шарі на вододілах, схилах та у центрі мікрозападинних форм рельєфу, як описано у підрозділі 3.2 та показано на рис. 3.11.

2. Наземні спостереження при застосуванні нормалізованого водного індексу NWI проводилися у час відкритого ґрунту − навесні, коли немає снігового покриву, та ґрунт не вкритий рослинністю. Для цього обрано квітень та травень місяць.

3. Лабораторні дослідження. В лабораторних умовах визначався відсотковий вміст вологи в ґрунті за термостатно-ваговим методом, який описано у підрозділі 3.2.

4. Порівняльна характеристика наземних та супутникових даних.

1. Калібрування наземних та супутникових даних за регресійним аналізом. Використовуючи програму для статистичної обробки даних Grapher 9, розраховано регресійні залежності між відібраними значеннями вологості ґрунту *w*(%) та значеннями NWI-зображення.

Регресійний аналіз – це набір статистичних процедур для визначення залежностей між випадковими змінними [234].

Регресійну модель описує формула:

$$y = f(x,b) + \varepsilon, \tag{3.15}$$

де *x*,– змінна, *b* – параметри моделі, ε – випадкова похибка моделі.

2. Оцінка вологості в кожному пікселі. Оцінка проводиться на основі регресійної залежності між відсотковими значеннями вологості ґрунтового покриву, які отримані за наземними спостереженнями, та значеннями розрахованого за формулою 3.14 індексу вологості NWI. Оцінка вологості дозволяє укласти карту розподілу вологості в межах ділянки дослідження [195, 196].

3. Регресійна модель оцінювання вологості ґрунтового покриву. Для можливості встановлення вологості ґрунтового покриву у місцях із схожими метеорологічними та природними умовами, де не проводяться наземні спостереження є доцільним застосування багатовимірної регресії.

Багатовимірною є лінійна регресія, в моделі якої число незалежних змінних два та більше [234]. Функція багатовимірної лінійної регресії має вигляд:

$$f(x,b) = b_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + ... + b_n x_n + \varepsilon, \tag{3.16}$$

де b_i – коефіцієнти (параметри) регресії, x_i – регресори, *n* – кількість регресорів.

5. Укладання карти вологості ґрунтового покриву та тематична інтерпетація одержаних результатів. Укладання карти вологості земного

покриву базується на результатах порівняьного аналізу даних наземних спостережень та даних дистанційного зондування землі. Укладання карти передбачає розробку шкали градації вологості ґрунтового покриву. За допомогою отрманої залежності, значення водного індексу NWI перераховано у відоткові зачення вологості грунтового покриву, які покладено в основу шкали умовних позначень. Укладена карта вологості грунтового покриву відображає нерівномірний розподіл вологості в межах ділянки дослідження, та дозволяє локалізувати мікрозападинні форми рельєфу.

3.2.3 Геоморфологічні особливості території дослідження

Рельєф земної поверхні є одним із головних ландшафтоутворюючих факторів та елементів ландшафту. Від нього залежать розподіл та конфігурація гідрографічної мережі, характер ґрунтового та рослинного покриву та інші особливості місцевості. Рельєф земної поверхні відображає геологічну структуру території та її палеогеографічну історію.

Рельєф є універсальним фактором, що відповідає за формування ґрунтових комплексів та особливості їх розвитку. До того ж як описано у підрозділі 2.2, геоморфологічна вивченість ґрунтів включає аналіз взаємозв’язків між формами рельєфу, ґрунтовим покривом то просторовим розподілом вологості земного покриву.

Додаткову інформацію для визначення місцевих особливостей рельєфу ґрунтового покриву надають результати геоморфологічного моделювання на основі застосування методу пластики рельєфу та морфодинамічного аналізу з використанням даних цифрової моделі рельєфу Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) [235]. Виконані за цією методикою побудови каркасної мережі рельєфу з відображенням просторового розміщення ділянок відносного перевищення та пониження земної поверхні дозволяють уточнити вплив рельєфу на динаміку стоку поверхневих та дощових вод та прогнозувати місця підвищеної вологості.

У роботі для врахування рельєфу досліджуваної території застосовано метод пластики рельєфу [235] та метод морфодинамічного аналізу [236, 237]. В

основу методів покладено аналіз морфології рельєфу та певні побудови, що базуються на гіпсометричних показниках земної поверхні. Згідно методики, для дослідження і картування ґрунтового покриву була введена нова умовна лінія – морфоізографа, що є похідною від горизонталей топографічної карти та розділяє ділянки денудації та акумуляції [238]. Морфоізографа за дослідженнями П. Шарого і В. Волошина [239, 240] є лінією, що з'єднує певні точки горизонталей, та поділяє їх на додатні, від'ємні і нульові. Рельєф має значну роль, при просторовому розподілі вологості ґрунтового покриву, що доведено у підрозділі 2.2. Для побудови базової карти пластики рельєфу була використана цифрова модель рельєфу (ЦМР) з наступною обробкою в програмі Global Mapper.

Етапи укладання карти пластики рельєфу:

1. Для побудови базової карти пластики рельєфу було застосовано радарну зйомку земної поверхні SRTM, на базі якої отримано цифрові моделі рельєфу з просторовим розрізненням 90 м (3 arc-second). Через меню програми Global Mapper (аналіз топографії) створено контури (generated contours) – горизонталі. Враховуючи рівнинну місцевість, трасування горизонталей було задано з кроком 1 м. Підготовлені матеріали – ЦМР та горизонталі були трансформовані в картографічну програму MapInfo, в якій проведені морфографічні побудови з укладання карти пластики рельєфу з елементами морфодинамічного аналізу.

2. Земна поверхня за принципами морфодинамічного аналізу розчленовується умовними лініями на грані, що є каркасом рельєфу. По точках перегинів виділяють морфоізографи – границі між пониженнями та підвищеннями. Сукупність понижень та підвищень формують геосистему. Було проведено комп'ютерну обробку даних ЦМР з метою побудови каркасної мережі рельєфу що дозволило отримати дренажні (drainage line) лінії, які з'єднують точки абсолютних мінімумів та відбивають нижню частину грані, або дренажні та гребеневі лінії (ridge line) – лінії, що з'єднують точки абсолютних максимумів та відбивають верхню частину грані. На рис. 3.16 відображено базову каркасну структуру після редагування, яке полягало у максимальному узгодженні з рельєфом, використана при морфодинамічному аналізі.

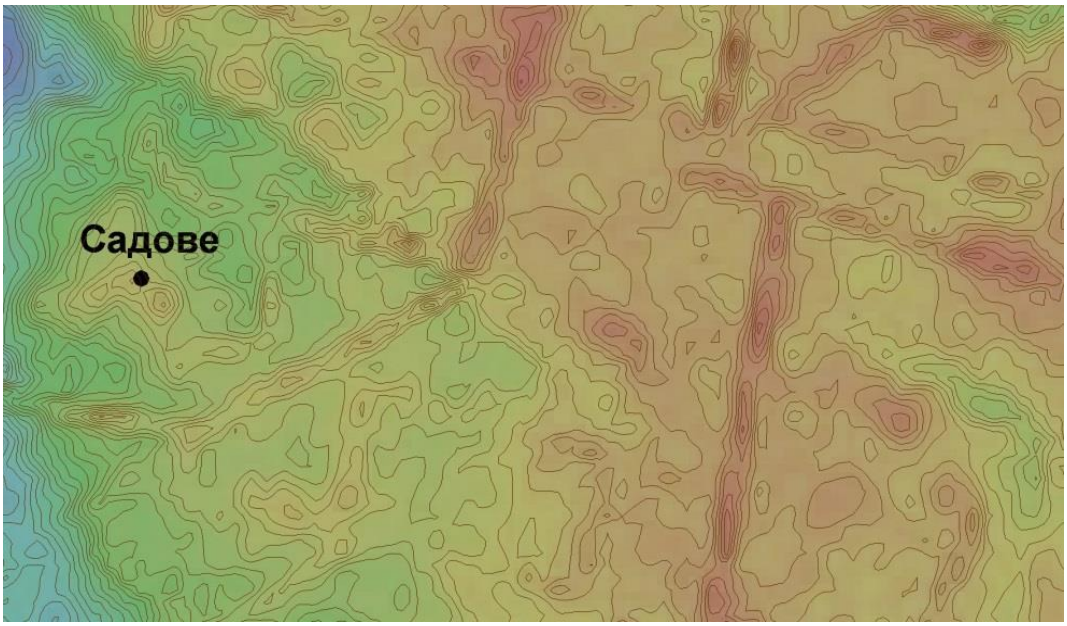


Рис. 3.16. Базова каркасна структура рельєфу поверхні

3. Карта пластики рельєфу укладалась шляхом трасування нульової морфоізографи, що об’єднує візуально визначені точки нульової кривизни, розташовані на межі увігнутих та опуклих частин горизонталей, отриманих в результаті обробки ЦМР. Результатом трасування морфоізограф є створення тематичної двопланової карти, на якій виділяються дві елементарні форми – опуклі і увігнуті ділянки, тобто виділяються не абсолютні, а відносні перевищення і пониження Земної поверхні. Комплексування карти пластики рельєфу та карти морфодинамічного аналізу, побудованих у програмі MapInfo, формує ГІС, яка є базовою і може доповнюватись іншими даними [219, 241-243].

Висновки до третього розділу

1. Обґрунтовано вибір водних індексів NDII та RDI для оцінки вологості земного покриву на регіональному рівні дослідження, для цього проаналізовано коефіцієнт відбиття 5-ти індексів вологості на п’яти різних поверхнях земного покриву.

2. Доведено ефективність застосування багатоспектральних космічних знімків Terra/MODIS для оцінки вологості земного покриву на регіональному рівні дослідження.

3. Проведена діагностична оцінка кліматичних умов території України та окремих фізико-географічних зон для різних часових періодів.

4. Доведено ефективність використання багатоспектральних супутникових знімків Sentinel-2 у поєднанні з даними наземних спостережень та запропоновано використання аналізу пластики рельєфу, доповненого морфодинамічними дослідженнями для оцінки вологості ґрунтового покриву та виявлення мікрозападинних форм рельєфу.

5. Запропоновано підхід комплексування вологості ґрунтового покриву та морфологічних особливостей рельєфу при дослідженнях мікрозападинних форм рельєфу на основі поєднання наземних завіркових спостережень і даних дистанційного зондування Землі на невеликих за площею ділянках.

6. Запропонований комплекс методичних підходів може бути застосований на територіях з подібними кліматичними та природно-територіальними умовами, а також при аналогічних природних процесах та геоморфологічних особливостях.

7. Застосований комплексний методичний підхід у виконаних дослідженнях вологості ґрунтового покриву сприяє розширенню доказової бази при інтерпретації отриманих результатів та обмежує кількість недостатньо обґрунтованих припущень і, як наслідок, може служити для отримання додаткової інформації при подальших науково-методичних пошуках.

РОЗДІЛ 4

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА РЕКОМЕНДАЦІЇ ЩОДО ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДИКИ ДЛЯ ГЕОЕКОЛОГІЧНОГО МОНІТОРИНГУ ЗЕМНОГО ПОКРИВУ

4.1 Результати регіонального картування вологості земного покриву (на прикладі території України)

Для оцінки просторового розподілу вологості земного покриву території України були застосовані два індекси: NDII (Normalized Difference Infrared Index) та RDI (Ratio Drought Index). На базі розрахованих водних індексів NDII та RDI за їх розподілом укладено оглядову карту вологості земного покриву на базі індексів, для вегетаційного періоду (квітень-жовтень) на прикладі трьох різних за погодно-кліматичними умовами років – 2007, 2015, 2016.

4.1.1 Картування вологості земного покриву агроландшафтів України

Враховуючи поширення агроландшафтів в різних фізико-географічних зонах рівнинної частини території України при оцінці результатів регіональних досліджень автор спирався, перш за все, на описаний у підрозділі 2.1 ландшафтний аналіз. Це дозволило визначити роль впливу природних факторів на вологість земного покриву України: зонально-кліматичного, геологічного, геоморфологічного, рослинного а також обумовленого господарською діяльністю людини.

Для розрахунку водних індексів застосовано методику визначення вологості земного покриву на регіональному рівні дослідження, яка описана у підрозділі 3.1. Це дозволяє у режимі моніторингу спостерігати зміни вмісту вологи в рослинному і ґрунтовому покриві та виявляти періоди стресу рослин, викликаного посухою.

За значеннями індексу було укладено оглядову карту просторового розподілу вологості земного покриву України, що відображено на рис. 4.1.

Значення водних індексів NDII та RDI, що визначають вологозабезпеченість території, представлені в таблиці 4.1.

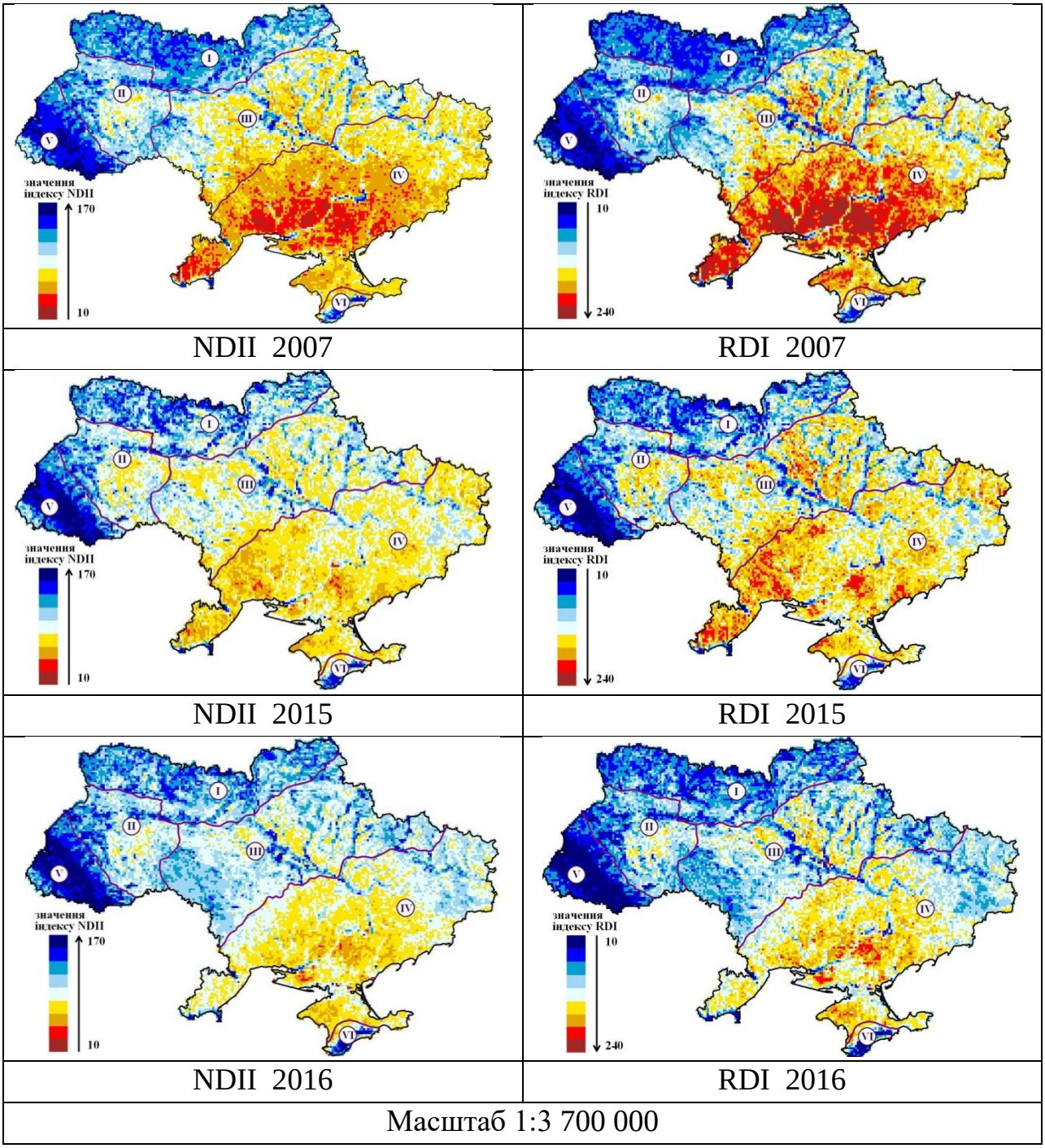


Рис. 4.1. Розподіл значень водних індексів NDII та RDI для території України: I – зона мішаних (хвойно-широколистяних) лісів, II – зона широколистяних лісів, III – лісостепова зона, IV – степова зона, V – Українські Карпати, VI – Гірський Крим

Таблиця 4.1

Шкала вологості на основі значення водних індексів NDII та RDI

№	Вологозабезпеченість території	NDII		RDI	
		колір	значення індексу	колір	значення індексу
1	Надмірно зволожена		>160		<126
2	Сильно зволожена		150…160		126...136
3	Достатньо зволожена		140…150		137...147
4	Зволожена		130…140		148...158
5	Мало зволожена		120…130		159…169
6	Посушлива		110…120		170…180
7	Сильно посушлива		100...110		181…191
8	Надмірно посушлива		90…100		192…205
9	Катастрофічно посушлива		<90		>205

Градаціями кольору показано інтенсивність розподілу вологості за усередненими з квітня по жовтень значеннями індексів NDII та RDI. Обидва розподіли індексів мають схожі риси, вони враховують підстильну поверхню (ліс, водну поверхню та ін.). Для оцінки масштабу просторових змін вологості земного покриву на карти були винесені межі природних ландшафтних зон України: північної – зона мішаних лісів (I), західної – широколистяних лісів (II), центральної – лісостепової (III), та південної степової (IV) [179]. Ці межі використовувалися як реперні лінії типових природно-кліматичних умов.

За розподілом значень індексів територію України класифіковано за кольоровою градацією від найпосушливих до найвологіших умов: для індексу NDII – від менших 90 (теракотовий колір), що відповідають катастрофічній посушливості з мінімальним вологовмістом або його відсутністю, до 160 і більше (темно-синій) – при надмірному зволоженні; для індексу RDI – від 205 і більше (теракотовий колір), що відповідають катастрофічній посушливості з мінімальним вологовмістом або його відсутністю, до менших 126 для надмірного зволоження (темно-синій колір) [225].

Комплексний аналіз картографічного відображення розподілу індексів NDII та RDI дозволяє отримати різнобічну та взаємодоповнюючу інформацію щодо вологості земного покриву як за ступенем вологозабезпечення рослинного покриву, так і ознаками водного стресу рослин внаслідок катастрофічної сільськогосподарської посухи та пожежної небезпеки [225].

4.1.2 Розвиток посухи та ділянки, схильні до опустелювання

Розрахунки індексу RDI показали сильну посуху на півдні, південному сході, центральному та східному лісостепу. Під час посухи 2007 р., яка детально описана у підрозділі 3.1, значення розрахованого індексу RDI були досить значні в липні та серпні. Розрахунки водних індексів NDII та RDI підтвердило спалахи посухи у ці місяці.

За аналізом розподілу водних індексів найбільшим дефіцитом вологості виділяється степова зона, в межах якої значення NDII та RDI відповідають посушливому, сильно-посушливому та надмірно посушливому режимам, а у 2007 р. – катастрофічній посушливості. В цьому ж році ознаки посушливого та сильно-посушливого режиму поширилися північніше на територію лісостепової зони, які у інші роки були характерні лише для кліматичних умов степової зони.

Є загроза, що при подальшому прогнозованому потеплінні на території України кліматичні умови 2007 року можуть набути системного характеру. Тобто, будуть відбуватися істотні зміни як температури повітря, так і зволоженості.

Що стосується лісостепової зони (III), то в період з найбільшою температурою повітря (2007 рік), водні індекси набувають характерні значення степової зони (посушливий, сильно посушливий). Таким чином, значення водних індексів, які раніше були притаманні степовій зоні, територіально зміщуються в лісостепову зону. Розподіл значень водних індексів вказує на поширення площі дефіциту вологості у посушливі роки протягом вегетаційного періоду й на територію зони широколистяних лісів (II).

Зону мішаних лісів (хвойно-широколистяних) лісів (I) також не можна однозначно відносити до регіонів достатнього або надлишкового зволоження. Для зони є характерними строкатість природних ландшафтних умов, що описано у підрозділі 2.1 та наслідки заходів водної меліорації. Діапазони значень розрахованих в цій зоні водних індексів показують наступні категорії – достатньої та сильної зволоженості.

Однією з причин зменшення вологості земного покриву навіть на півночі України є зміни морфологічних характеристик, що викликані водною ерозією. На Волинській височині, де більшу частину атмосферних опадів (до 500 мм) складають зливові дощі, фіксується дефіцит вологи в ґрунтах через руйнування їх поверхні водною ерозією, що призводить до посилення випаровування води (до 400-420 мм) та процесів видування [188]. Ці ділянки фіксуються в розподілі значень водних індексів зміною їх діапазону на схемах.

Враховуючи отримані результати дослідження, можна зазначити, що зростання посушливості клімату території України у контексті сучасних кліматичних змін і зміщення фізико-географічних зон має істотний вплив на ландшафти, перш за все, на їх біоту [6]. Такі зміни проявляються, насамперед, у заміні зональних типів рослинності, зсуві меж розповсюдження лісів, зміні співвідношення лісових формацій та типів лісу, зниженні стійкості лісів до шкідників та хвороб, їх всиханні [9, 223]. Так, зокрема, на сьогоднішній час особливо помітний цей процес у південних регіонах України, де згідно останніх супутникових спостережень втрачено 20-30% вкритих лісом земель практично в усіх степових областях [223, 244].

Результати розрахунку водних індексів NDII та RDI, за даними багатоспектральної космічної зйомки з супутника MODIS, дають змогу зробити висновок про можливе поступове зміщення зони напівпустель на територію сучасної степової зони, степової зони – до лісостепу, а також перетворення зони широколистяних лісів у лісостепову зону, відповідно зменшення території лісостепової зони, та зони широколистяних лісів. Дискусійним питанням залишається лише швидкість прояву таких змін.

Таким чином, запропоновані карти вологості земного покриву за водними індексами NDII та RDI можуть бути використані при вирішенні екологічних та агротехнічних проблем території України [225].

4.1.3 Рекомендації щодо застосування методики визначення вологості земного покриву

Водні індекси NDII та RDI, розрахунок яких описано у підрозділі 3.1, вловлюють водний стрес рослин, що є одним з наслідків посухи. Перевага обраних водних індексів в тому, що можна оцінити вміст вологи при обмеженій кількості даних, тобто, обчислення проводиться тільки за даними дистанційного зондування.

Індекс NDII: надає загальне уявлення про розподіл вологості на регіональному рівні та в межах різних фізико-географічних зон. Індекс NDII – простий в обчисленні та може бути використаний як стандартний продукт – показник вологості.

Індекс RDI більш чутливий до стресу рослин при нестачі вологості, ніж NDII. Індекс RDI може показувати вплив посухи на сільськогосподарські культури, дозволяє моделювати посуху на великих ділянках, оцінювати масштаби опустелювання.

За розподілом значень водних індексів NDII та RDI розроблена шкала стану вологозвбезпечення рослинного покриву (таблиця 4.2).

Коли рослинність страждає від посухи, значення індексу NDII у таблиці 4.2 зменшуються від 100 та менше, а значення RDI навпаки зростають від 190 та вище. Для нормального росту рослин, значення NDII у таблиці 4.2 відповідають діапазону від 150 до 110, значення RDI для гарного росту рослин відповідають значенням від 147 до 170.

Виміряні значення індексів NDII та RDI коливаються в межах, зазначених у таблиці 4.2. Проведений розрахунок індексів дозволяє запропонувати спосіб моніторингу вологості земного покриву, виявити дефіцит вмісту вологи в ґрунті та рослинному покриві. Доведено придатність водних індексів NDII та RDI для

проведення класифікації земного покриву території України з виділенням посушливих ділянок, схильних до опустелювання чи сильної посухи. Це надає змогу оцінити стан рослинності в умовах недостатньої вологості, охарактеризувати розподіл вологості земного покриву в межах кожної фізико-географічної зони в умовах кліматичних змін.

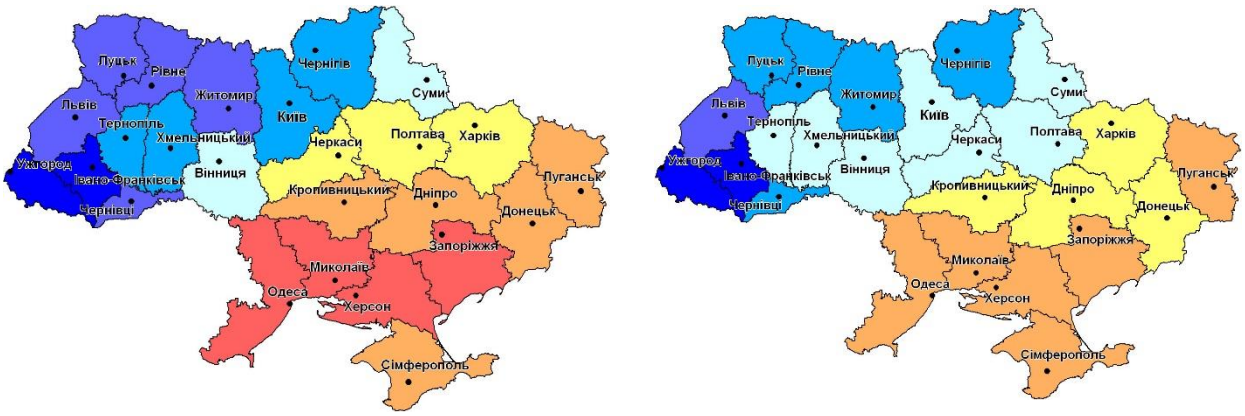
Таблиця 4.2

Шкала вологозабезпечення рослинного покриву

№	Умови перебування рослин	Колір відображення	Значення індексу NDII	Значення індексу RDI
1	Сприятливі умови для росту вологолюбних рослин		150…160 140…150	126...136 137...147
2	Оптимальні умови для росту рослин		130…140 120…130	148...158 159…169
3	Слабка посуха, загибель рослинності		110…120 100...110	170…180 181…191
4	Сильна посуха, яка веде до опустелювання		90…100 <90	192…205 >205

Отже, при подальшій тенденції кліматичних змін до посушливості та зростання високих температур, очікується значна нестача води, що може призвести до зміни природних екосистем. Наразі, існує багато дослідників, які підтверджують тенденції до зміщення природних зон через вивчення різних складових (біота, рослинність, клімат та ін.).

Кліматичні фактори мають великий вплив на формування врожаю сільськогосподарських культур. Вагомим фактором впливу на врожайність в будь-якій кліматичній зоні є вологість. На рис. 4.2 представлена відповідна кількісна інформація про вологозабезпеченість території України, яка зроблена по адміністративних областях за водним індексом NDII з використанням продукту MOD13C2 [224].



а б

Умовні позначення:

- надмірна зволоженість (>150)
- дуже сильна зволоженість (140-150)
- сильна зволоженість (130-140)
- помірна зволоженість (125-130)
- слабка посушливість (120-125)
- сильна посушливість (110-120)
- катастрофічна посушливість (<110)

Рис. 4.2. Ранжування адміністративних областей України за вологозабезпеченістю за індексом NDII: а) 2007 р., б) 2015 р.

На рис. 4.2 наведено результати ранжування території адміністративних областей України за значеннями індексу NDII за 2007 та 2015 рр. від надмірно зволожених(>150) до катастрофічно посушливих (<110). У 2007 році, в якому країну охопила тривала посуха, зокрема, в період активної вегетації, дванадцять областей України були віднесені до території з різним ступенем нестачі вологи, з яких чотири області – до катастрофічно посушливих (<110) (Одеська, Миколаївська, Херсонська, Запорізька) за значеннями індексу NDII. У 2015 році десять областей мали проблеми з вологозабезпеченістю, але в цілому по областях не виявлена катастрофічна посушливість. Натомість, області (Волинська, Рівненська, Житомирська і Чернівецька), які за індексом NDII належали до дуже сильно зволожених (140-150), перейшли в категорію сильно зволожених (130-140), а області з категорії сильно зволожених (Тернопільська, Хмельницька і Київська) перейшли до категорії помірно зволожених (125-130).

Було розраховано площу земель, які потерпають від нестачі вологи за категоріями від посушливих до катастрофічно посушливих. Розрахунок проводився наступним чином: 1) для кожної області встановлювалась кількість пікселів, за даними продукту MOD13C2, значення яких менше 120, що відповідає території з різним ступенем посушливості, 2) вираховувався відсоток «посушливих» пікселів від загальної кількості пікселів території області, 3) вираховувалась площа області в км^2, що відповідає «посушливим» пікселам. Такі розрахунки були зроблені для 2007, 2015 та 2016 років, умови яких детальніше описано в підрозділі 3.1.3, та проведено ранжування областей за значенням відсотка посушливих пікселів, які подані у таблицях в додатках В - Д.

Розрахунки, відображені у додатку В, дають можливість говорити про те, що в 2007 році найбільш потерпали від нестачі вологи території таких областей: Донецька, Кіровоградська, Дніпропетровська, Одеська, Херсонська, Запорізька, Миколаївська, де відсоток посушливої території становить від 80.80 до 98.88%, за площею це відповідає від 20688 км^2 до 28412 км^2. Посушливими були території таких областей: Харківська, Черкаська, Полтавська, Луганська, Автономна республіка Крим (від 46.35 до 73.32%, за площею – від 10801 км^2 до 19122 км^2). Решта адміністративних областей відносяться від помірно зволожених до надмірно зволожених. Серед цих областей виділяються Волинська, Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська і Чернівецька, де індекс NDII дорівнює нулю, тобто, в цих областях не спостерігається відсутність вологи. Для 2015 та 2016 рр. (додаток Г, Д) за значеннями індексу NDII посушливі області залишаються ті ж, тільки знижується відсоток посушливості відносно площі охоплення та відповідно – площа охоплення [224].

Було проведено аналіз катастрофічної посухи 2007 року (додаток В) з виробництвом сільськогосподарської продукції в грошовому еквіваленті та значеннями індексу NDII. За значеннями індексу NDII були взяті дві категорії областей: катастрофічно посушливі та надмірно вологі. Для цих областей проаналізовано дані державної статистики та на рис. 4.3 побудовано графік розподілу сільськогосподарської продукції в гривневому еквіваленті.

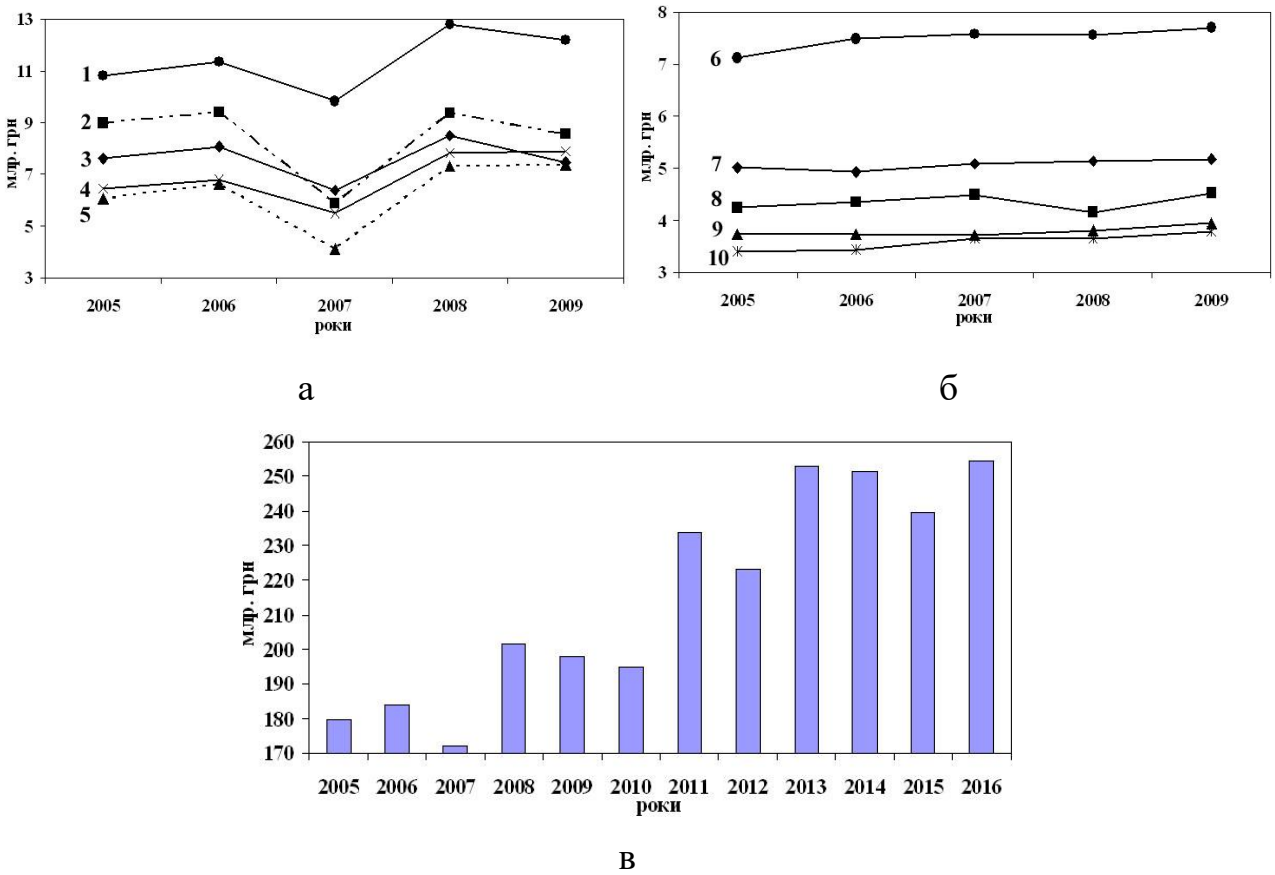


Рис. 4.3. Продукція сільського господарства в грошовому еквіваленті за 2005 – 2009 рр.: а) – розподіл с/г продукції для катастрофічно посушливих областей: 1 – Дніпропетровська, 2 – Одеська, 3 – Запорізька, 4 – Херсонська, 5 – Миколаївська; б) – розподіл с/г продукції для надмірно зволожених областей: 6 – Львівська, 7 – Волинська, 8 – Івано-Франківська, 9 – Закарпатська, 10 – Чернівецька; в) – розподіл с/г продукції для всієї території України.

Аналіз показав, що для областей, виділених за індексом NDII, у 2007 році в період посухи відбулося зменшення виробництва сільськогосподарської продукції (13 - 38%), а в 2008 р. відбувалося його зростання (23 - 44%). Разом з тим для областей, ранжованих за індексом NDII, як надмірно зволожені, посуха 2007 року не мала впливу на виробництво сільськогосподарської продукції, оскільки не спостерігалося катастрофічного падіння виробництва. Як показано на рис. 4.3, для території України в 2007 році продукція сільського господарства зменшилась на 12 млрд. грн. порівняно з 2006 роком, а в 2008 році продукція сільського господарства зросла на 29.43 млрд. грн. [224].

4.2 Результати локального визначення вологості ґрунтового покриву (на прикладі Баришівського полігону)

4.2.1 Визначення вологості ґрунтового покриву на локальному рівні досліджень

Для встановлення поширення мікрозападинних морфоскульптур, що характеризуються підвищеною зволоженістю земного покриву і часто відповідають ділянкам живлення підземних вод, ефективним є використання водних індексів, які обчислюють за даними дистанційного зондування, частіше використовуючи багатоспектральні та гіперспектральні дані. При розрахунках використовують спектральне відбиття в каналах та діапазонах зйомки, чутливих до вологості земного покриву.

Наземні завіркові спостереження включали виїзди на дослідний полігон ДЗЗ в Баришівському районі Київської області з проведенням відбору проб на вологість ґрунтового покриву для валідації даних дистанційного зондування відбулися 08.04.2016, 28.04.2016, 10.05.2016 17.06.2016 та 11.07.2016, що дозволило виконати зіставлення розрахованого індексу NWI за даними Sentinel-2 з наземними вимірами. Дані супутникової зйомки Sentinel-2 представлені у таблиці 4.3 підбиралися синхронно, або близько до дати наземних спостережень. Загальну схему точок відбору ґрунту для визначення вологості відображено у додатку Е.

Визначення вмісту гігроскопічної вологи в ґрунтовому покриві було проведено для всіх експериментальних спостережень для кожної дати польового виїзду: 08.04.2016, 28.04.2016, 10.05.2016, 17.06.2016, 11.07.2016 значення вологості та розрахунки для кожної дати приведено в додатках Ж-М.

Використовуючи розрахункові значення вологості поверхні ґрунту у відсотках, було побудовано розподіл значень на вододілі, схилі мікрозападини та у її центрі. Наведено результати на рис. 4.4, де на всі представлені на малюнку дати видно, що у центрі мікрозападини ґрунт має більші значення вологості.

Ступень вологості профілю залежить від погодних умов дати наземних спостережень, а особливо від кількості опадів, які могли бути напередодні.

Таблиця 4.3

Таблиця дат наземних спостережень та даних супутникової зйомки

Данні польових робіт:	Данні космічної зйомки
Дати наземних спостережень 08/04/2016 28/04/2016 10/05/2016 17/06/2016 11/07/2016	Супутникові знімки Sentinel: 07/04/2016 08/04/2016 28/04/2016 01/05/2016 13/05/2016 17/06/2016 17/07/2016
	Супутникові знімки Landsat: 08/04/2016 24/04/2016 10/05/2016 13/07/2016 20/06/2016

Найвологіший період за даними гідрометеостанції найближчого пункту метеорологічних спостережень Яготин був на початку травня. Вологість ґрунтового покриву, що відібрано у центрі мікрозападини 10.05.2016, становить 38%, на вододілі – 24%. В мікрозападині ґрунт на 14% вологіший за вододіл. Наступна дата польового виїзду – 17.06.2016. Це середина червня і умови сухіші, ніж у травні. Вологість ґрунтового покриву у центрі мікрозападини становить 21%, на вододілі – 11%. За рахунок меншої кількості опадів ґрунтова волога розподілена більш рівномірно, і у центрі западини на 10% вологіше, ніж на вододілі.

У першій половині липня на території Баришівського полігону фіксувалась велика кількість опадів. На дату виїзду 11.07.2016 були відібрані проби на вологість ґрунтового покриву тільки на вододілі, вологість становила 11%. Мікрозападини були повністю залиті водою після рясних опадів. Вологість ґрунтового покриву у мікрозападинах становила 100%.

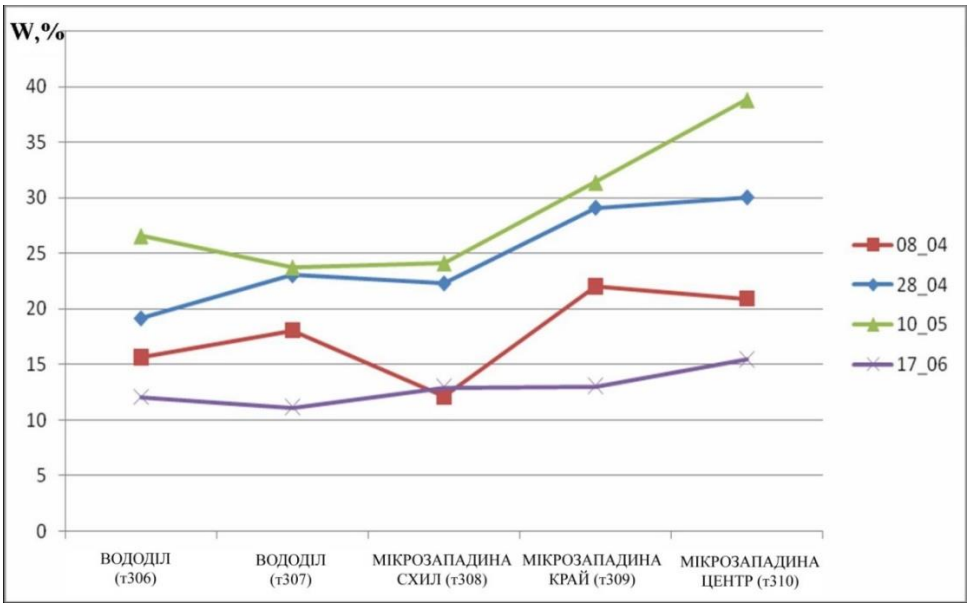


Рис. 4.4. Відображення вологості ґрунтового покриву на вододілі, схилі та центрі мікрозападини за наземними спостереженнями для: 08.04.2016, 28.04.2016, 10.05.2016, 17.06.2016.

У додатках Н-Т представлено космічні знімки Landsat-8, які відображають рослинність на кожну із дат проведення наземних спостережень. За знімками можна побачити де і в яку пору присутня рослинність на ділянці локальних досліджень. У додатках Н-Т відображено космічні знімки у комбінації «штучні кольори», яка формується при поєднанні ближнього ІЧ (NIR), червоного (Red) та зеленого (Green) каналів спектру. Червоний колір свідчить про наявність рослинного покриву. У додатках Н-Т також відображено фрагмент розрахованого вегетаційного індексу NDVI, який відображає активну рослинність в кольорових відтінках від світло-сірого до білого. У додатках Н-Т відображено космічні знімки із розрахованим індексом вегетаційного покриття VCF, за яким рослинний покрив представлений чорним кольором.

Для розрахунку водного індексу NWI були обрані новітні знімки супутника Sentinel-2 високої просторової розрізненості у 3-му та 11-му спектральних каналах зеленого та інфрачервоного діапазонів. Розрахунки індексу вологості та необхідні вимоги до даних дистанційного зондування при проведенні локальних досліджень розглянуто в підрозділі 3.2.

Для оцінки кількісного зв'язку між значеннями водного індексу NWI та вмістом вологи в поверхневому шарі ґрунту для дат зйомки в польових умовах було виконано опробування ґрунту вздовж профілів перетину мікрозападинних форм для визначення відсоткового вмісту вологи. Координати точок відбору проб визначалися за допомогою GPS.

За результатами проведеного регресійного аналізу була встановлена чітка кореляція із коефіцієнтом R^2=0,82 між значеннями водного індексу NWI та значенням вологи в ґрунтовому покриві для 28 квітня 2016 р. Це дозволило побудувати карту вологості на рис. 4.7 і зафіксувати на ній мікрозападини, які обумовлюють просторову мінливість вологості і ускладнюють умови землеробства [195, 196]. Рівняння залежності значень водного індексу та вологості ґрунтового покриву є наступним:

$$Y = 211{,}659 \cdot X + 143{,}079, \tag{4.1}$$

де, Y – вологість ґрунтового покриву у %, X – значення водного індексу NWI.

Характерною особливістю розташування визначених мікрозападин є групування їх у довгасті скупчення (щільникоподібне розташування за визначенням І. І. Молодих [198]), просторово підпорядковані системі лініаментів. Найбільша на полігонній ділянці виділяється смуга скупчень мікрозападин, орієнтована на північний захід, згідно простяганню системи розломів зон розчленування Українського щита та Дніпровсько-Донецької западини. Аналогічну лінійну зональність відмічено О. І. Сахацьким на сусідньому полігоні «Ерківці» на Київщині, що підтверджує висновки про успадкованість довгоживучих мікрозападин від тектонічних порушень [48].

Крім того, для тестового полігону за даними Sentinel-2 виконано аналіз розподілу мікрозападинних форм рельєфу, які в лісостеповій зоні України можуть займати значні площі і впливати на водний режим території, вміст аерозолів в приповерхневому шарі атмосфери, а також – на тип ґрунту та рослинність. Найбільші проблеми мікрозападини складають у аграрному секторі країни, впливаючи на врожайність посівів та родючість ґрунту. Вода, що довго

перебуває у мікрозападинних формах рельєфу, веде до заболочування ґрунту, затримки росту рослин та зміни типу рослинності у межах пониження. Ґрунт у центрі мікрозападини з часом заболочується, що призводить до появи нових рослин болотного типу: очерет (Scírpus), молочай болотний (Euphorbiapalustris), а також до різного роду мохів (Bryophyta) [195, 196].

Значення відсотка вмісту вологості ґрунтового покриву у центрі мікрозападин та на вододілі значно відрізняються, це добре видно на рис. 4.6, де утворились 2 групи точок. Сукупність точок вододілу згруповані та мають показники водного індексу NWI в межах -0.6 - -0.55, що значно менше за значення водного індексу NWI для точок у мікрозападинах.

За даними на рис. 4.5 та 4.6 можна побачити, що, як правило, вологість у центрі мікрозападини в середньому на 8% вища за вологість ґрунту на вододілі.

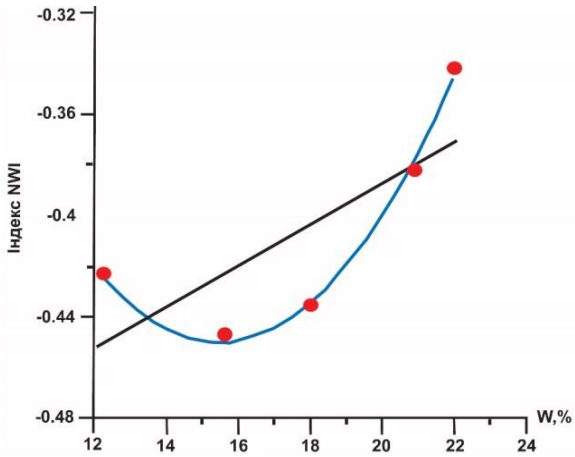


Рис. 4.5. Графік залежності між вологістю в ґрунтовому покриві (*w*,%) та індексом NWI (08 квітня 2016 р.)

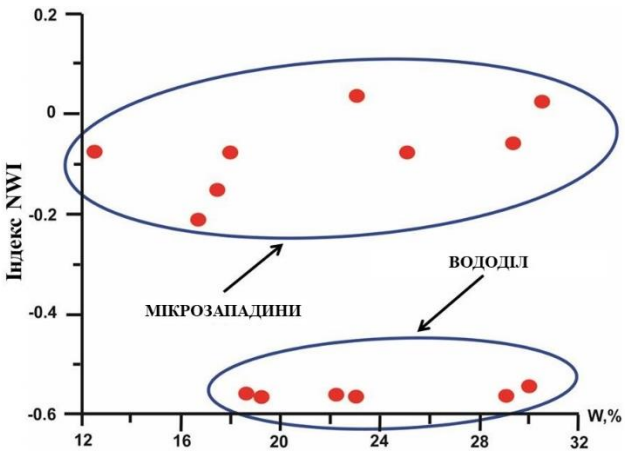


Рис. 4.6. Графік розподілу між значеннями вологості ґрунтового покриву (*w*,%) та індексом NWI (28 квітня 2016 р.)

Для даних за 08 квітня 2016 року було проведено кореляційний аналіз між вологістю в ґрунтовому покриві та індексом NWI, розрахованим за даними з супутника Sentinel-2 (08 квітня 2016 р). Результати дослідження наведені на рис. 4.5. Для дати 28 квітня 2016 року було побудовано графік залежності індексу NWI від вологості ґрунтового покриву (*w*,%), як відображено на рис. 4.6.

На рис. 4.5 відображено лінійну та поліноміальну кореляцію між значеннями вологості ґрунтового покриву та індексу NWI на 08 квітня 2016 р.

При лінійній залежності, отримано коефіцієнт кореляції R^2=0,56, а рівняння має наступний вигляд:

$$Y = 0.8092119397 * X - 0.5493558165, \quad (4.2)$$

де, Y – значення водного індексу NWI, X – вологість ґрунтового покриву у %.

При поліноміальній кореляції отримано коефіцієнт кореляції R^2=0,99, а рівняння має наступний вигляд:

$$Y = 0.1356378019 - 7.565442129 * X + 24.4355095 * X^2, \quad (4.3)$$

Графік рівняння (3.3) кореляції другого ступеня відображено на рисунку 4.6 синім кольором [195, 196].

Застосування багатовимірної регресії для оцінювання вологості ґрунтового покриву *w* базувалося на вхідних даних – як дистанційного зондування, так і метеорологічних даних: нормалізованого вегетаційного індексу NDVI, нормалізованого водного індексу NWI, температури земної поверхні T_0 (К), висоти над рівнем моря *H* (м), температури повітря *t* (К), кількості опадів *r* (мм), атмосферного тиску *P* (мм) та відносної вологості повітря φ (%). Значення використаних даних наведено у таблиці У.1, додатку У.

Розрахунки індексів NDVI та NWI проводилися за даними супутнику Sentinel-2. Оскільки супутник Sentinel-2 не має каналів теплового діапазону зйомки, при визначенні температури земної поверхні застосовано дані довгохвильового інфрачервоного діапазону Landsat-8. Розрахунки проводилися за методикою, описаної в роботі [244, 245]. В регресії також враховано параметри, надані наземною метеорологічною станцією Баришівка. Висота над рівнем моря визначалася за матеріалами супутника ALOS.

За даними наземних спостережень, проведених на 60 точках, побудовано робастну регресію із коефіцієнтом детермінанти R^2=0,753. За результатами моделювання встановлено, що регресійна залежність є сильно нелінійною, отже

виконано попередню лінеаризацію за допомогою нелінійних перетворень незалежних змінних. Прикінцева регресійна модель має вигляд:

$$w = b_0 + b_1 NDVI^4 + b_2 (1 + NWI)^4 + \frac{b_3}{\log T} + \frac{b_4}{\log t} + b_5 r^3 - b_6 P^2 + \frac{b_7}{\log \varphi} + \frac{b_8}{\log H}, \qquad (4.4)$$

Для розрахунку багатовимірної регресії застосовано скрипт в обчислювальному середовищі SciLab, програмний код якого представлено у додатку Ф.

В результаті відновлення регресійної моделі (4.4), отримано наступні оптимальні значенні коефіцієнтів регресії: b_0=1,9144521, b_1=0,0172526, b_2=0,1325408, b_3=6,1056342, b_4=33,839604, b_5=0,0002703, b_6=-0,0000175, b_7=1,5369268, b_8=4,6497755.

Оскільки багатовимірну регресійну залежність неможливо представити у графічному вигляді, для її візуалізації, ліву частину (4.4) згорнуто до одномірного регресора. Відповідний графік одномірної регресійної залежності представлено на рис. 4.7.

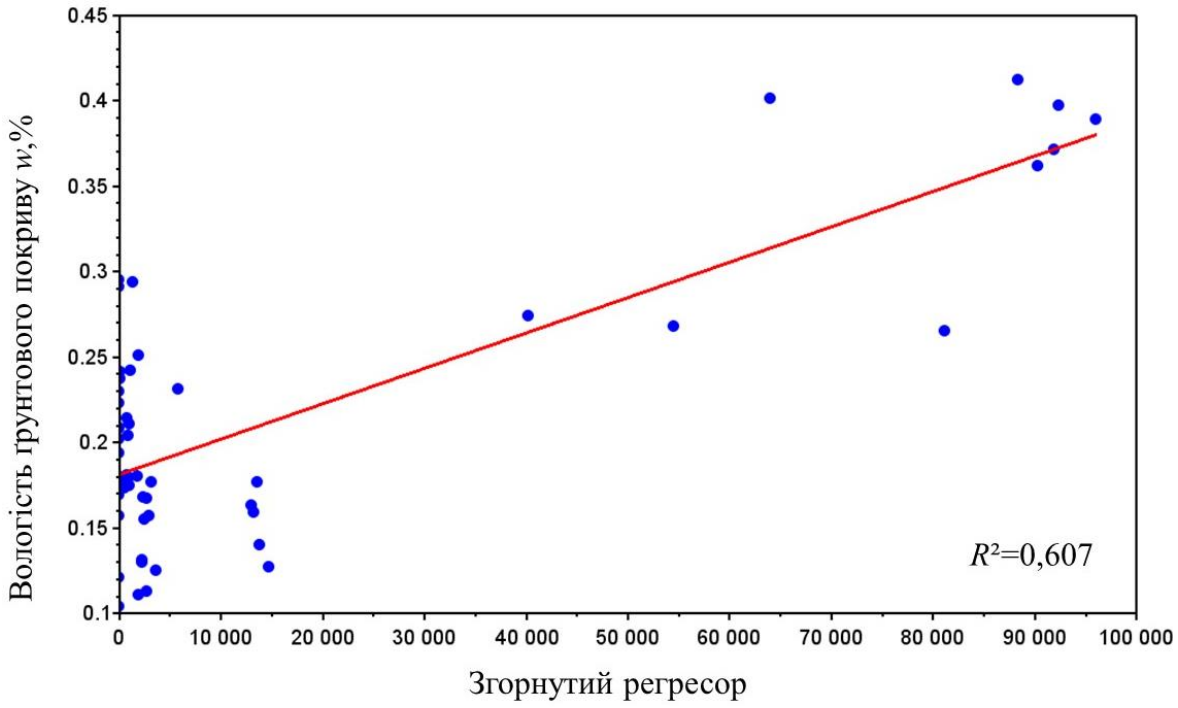


Рис. 4.7 Графік одномірної регресійної залежності

Отримана багатовимірна регресія дозволяє встановити вологість ґрунтового покриву у місцях із схожими метеорологічними та природними умовами, де не проводилися наземні спостереження.

4.2.2 Картування вологості ґрунтового покриву

На базі знайденої кореляції між експериментальними даними визначення вологості ґрунтового покриву на завірковому полігоні та розрахованим за супутниковими даними Sentinel-2 водним індексом NWI на 28 квітня 2016 р. укладено карту розподілу вологості ґрунтового покриву окремих полів Баришівського району Київської області, яка відображена на рис. 4.8.

На отриманому зображенні 4.8, складеному на 28 квітня 2016 р. на базі розрахунків водного індексу NWI, більш зволожені місця відповідають світлому кольору.

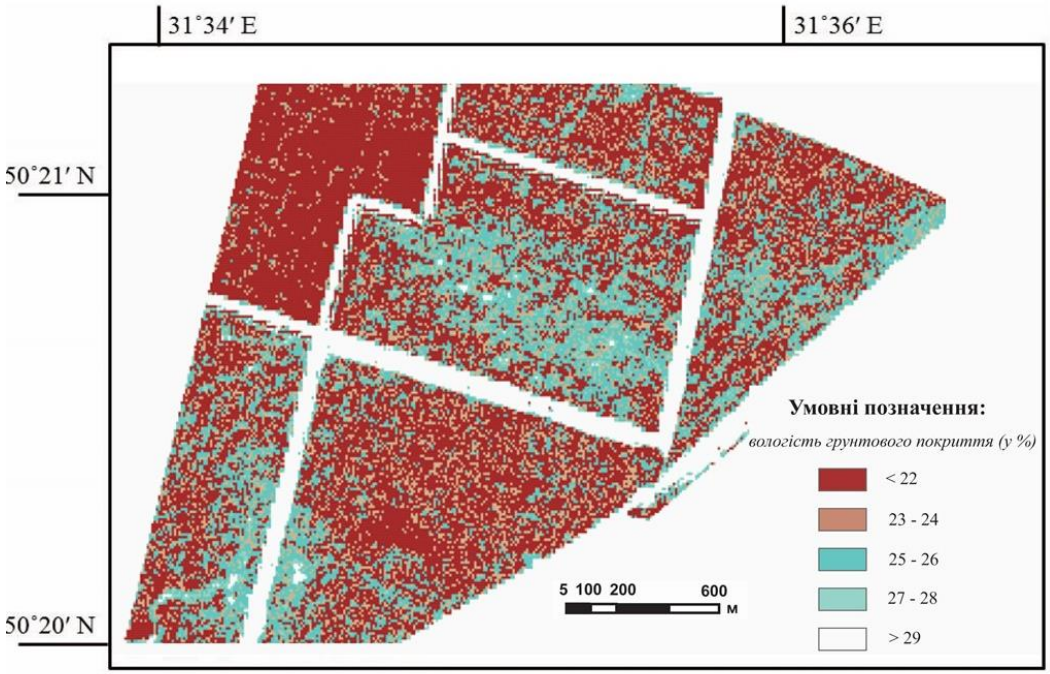


Рис. 4.8. Карта просторового розподілу вологості ґрунтового покриву за даними супутника Sentinel-2 для 28 квітня 2016 року

В даному випадку світлі плями на зображенні на рис. 4.8 виявляють мікрозападинні морфоскульптури, що частково заповнені водою. Білі лінії на рис. 4.8 це лісозахисні смуги. Темніші кольори відображають більш сухі ділянки

поверхні, які є вододілами. Шкала вологості поділена на п'ять сегментів, які відображають вологість ґрунтового покриву у відсотках. Найтемнішим кольором відображено найбільш сухі території, де вологість поверхні становить менше 22 %. Білим кольором відтворено найвологіші зони, де майже постійно перебуває вода, внаслідок чого відбуваються процеси заболочування, і вологість становить більше 30 % [195, 196].

Таким чином, отримано розподіл вологості ґрунтового покриву полів Баришівського полігону за наземними спостереженнями та даними дистанційного зондування. Встановлено позитивну кореляцію між експериментальними даними та розрахованим індексом NWI на базі супутникових даних Sentinel-2. Використання NWI може бути ефективним для оцінки евапотранспірації, що підтверджується отриманою кореляційною залежністю між значеннями NWI та евапотранспірації в межах різних типів земного покриву.

Використання водного індексу NWI в межах дослідної ділянки показало високу ефективність для оцінки вологості земного покриву та виявлення мікрозападин рельєфу за даними багатоспектральної космічної зйомки Sentinel- 2 [195, 196]. Отримані результати було запроваджено в “Баришівській зерновій компанії”, дивись додаток А.

4.2.3 Комплексування даних дистанційного зондування з геоморфологічними реконструкціями

Дослідження морфологічної складової рельєфу ґрунтового покриву отримало широке впровадження в останні десятиліття. Визначено два перспективних напрямки геоморфологічних досліджень, що використовуються у ґрунтознавстві, – метод пластики рельєфу, та метод морфодинамічного аналізу, які описані у підрозділі 3.2. Обидва ці методи мають різне прикладне спрямування, проте їх об’єднує те, що в основу покладено аналіз морфології рельєфу та певні побудови, які базуються на гіпсометричних показниках земної

поверхні. Цим пояснюється доцільність використання цих методів з поєднанням даних дистанційного зондування для визначення особливостей мікрорельєфу.

Слід зазначити, що сучасні дані багатоспектральної космічної зйомки мають широке застосування при визначенні вологості, вмісту гумусу у ґрунтах та деградації орних земель (зокрема перезволоження).

Методика пластики рельєфу розроблена, перш за все, для картування ґрунтів. В роботі доведено можливість застосування методу пластики рельєфу для визначення понижених та підвищених ділянок. При доповненні отриманої карти пластики рельєфу морфодинамічним аналізом, складено модель напрямків переміщення поверхневих водних потоків та змитих часток ґрунту з вододілів у мікрозападини.

Фрагмент карти пластики рельєфу Баришівського району представлено на рис. 4.9, де жовтим кольором відображено верхній шар карти – це підвищені привододільні ареали, звідки відбувається винос та переміщення ґрунтових мас, поверхневих і ґрунтових вод, а також добрив в понижені форми рельєфу. Гребеневі лінії визначають поділ напрямків стоку. Нижнім, фоновим шаром карти є безпосередньо зображення ЦМР. Ці ділянки акумуляції більш зволожені, що характеризуються підвищеною потужністю ґрунтів. Вектори кільових ліній визначають напрямки латеральних речовинних потоків. Окрім того, карта ускладнена безвідпливними западинами і мікрозападинами. Саме у ці від’ємні форми відбувається змив з вище розташованих рівнів ґрунту та добрив і накопичення надлишкової вологи. При відсутності латерального виносу надлишкова волога та привнесені речовини (добрива) інфільтруються у ґрунтові води [241-243].

До складностей використання ЦМР для Баришівського полігону відноситься чітке відображення об’єктів антропогенного походження, які мають значні відносні перевищення. В даному випадку мова йде про лісозахисні смуги, які на ЦМР створюють лінійну геометричну структуру і ускладнюють природну морфологію рельєфу.

Проте, при дослідженні вологості ґрунтового покриву врахування

положення лісозахисних смуг, які є механічними та геохімічними бар'єрами водної та хімічної міграції, є доцільним. Обрана просторова розрізненність ЦМР достовірно дозволяє виділяти мікрозападини або інші форми рельєфу лише розміром 160 і більше метрів.

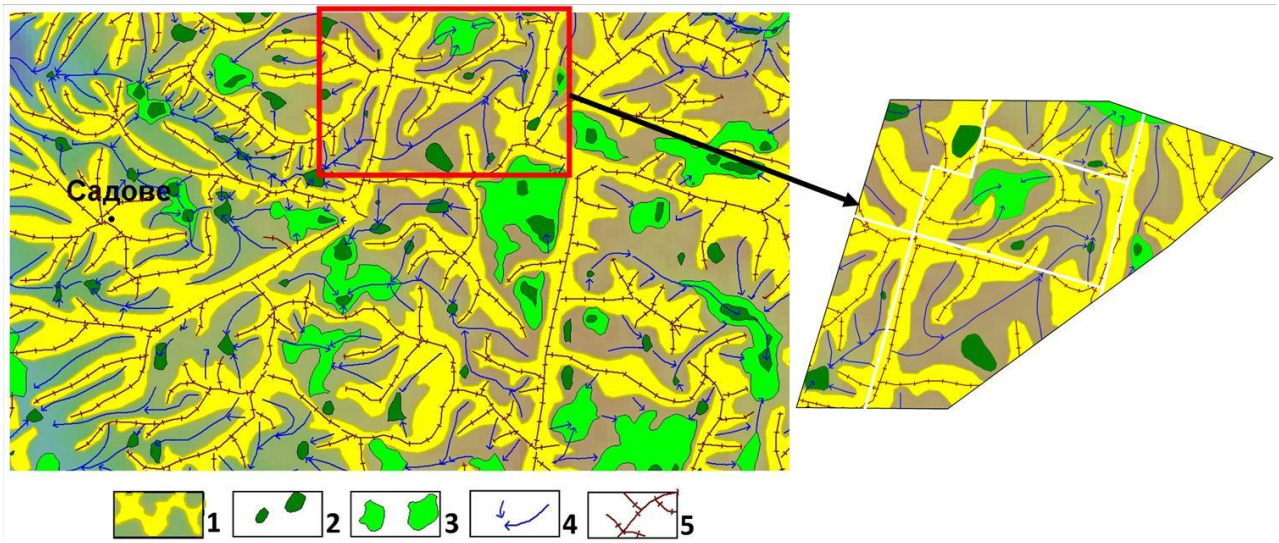


Рис. 4.9. Карта пластики рельєфу з елементами морфодинамічного аналізу. Умовні позначення: 1 – вододіли та схили; 2 – мікрозападини; 3 – улоговини; 4 – дренажні (кільові) лінії; 5 – гребеневі лінії

Метод пластики рельєфу дає можливість виділити *площинні* об'єкти відносних підвищень та понижень денної поверхні, а морфодинамічний аналіз дозволяє розчленувати рельєф мережею *лінійних* елементів на окремі грані шляхом трасування каркасних елементів рельєфу, визначити межі водозбірних басейнів, векторами кільових ліній позначити напрямки переміщення водних і ґрунтових потоків [235, 247].

Структура горизонталей земної поверхні, яка використовується у методі пластики рельєфу, дозволяє виявити навіть незначні підвищення або пониження.

Карта пластики з морфрдинамічним аналізом, представлена на рис. 4.9 складена на основі цифрової моделі рельєфу, враховує рельєф поверхні та напрямки руху водних потоків, так само виділяє мікрозападинні морфоскульптури на території дослідження [219, 241-243]. Такі карти дозволяють отримати додаткову інформацію про структуру та динаміку процесів і зволоження земної поверхні.

4.2.4 Рекомендації щодо застосування методики визначення вологості ґрунтового пориву

Аналіз карт пластики з морфодинамічним аналізом рельєфу дозволяє отримати нову інформацію, яка необхідна для моделювання руху вологи у ландшафтно-геохімічних формах при обґрунтуванні водної меліорації. Кожне окреме поле агроландшафту, або окремий ландшафт району можна охарактеризувати набором якісних морфодинамічних показників.

Комп’ютерна обробка ЦМР дозволяє моделювати особливості поверхневого стоку шляхом виділення дренажної мережі і окремих басейнів, що відображено на рис. 4.10. В результаті обробки, на рис 4.10 отримано мережу дренажних ліній (drainage_lines) і гребеневих ліній (ridge_lines). Дренажна мережа має достатньо складну будову. Різними кольорами відображаються фрагменти долин у залежності від їх порядку. Напрямки стоку визначаються структурою дренажних ліній, що закладені по найнижчих ділянках поверхні. Ареали, що оточують дренажні лінії, відповідно мають підвищене зволоження ґрунтового покриву [219, 242].

Ця модель має враховуватись при визначенні напрямків стоку поверхневих і ґрунтових вод, що переміщують частки ґрунтових мас і добрив.

Останнім часом активно починають впроваджуватись технології точного землекористування, або прецизійного землеробства – (precision agriculture). Метою є збільшення врожайності при одночасній економії природних та господарських ресурсів. Точне землекористування зумовлює оперування площинними одиницями не окремих полів, а окремих ділянок цих полів, що вирізняються абсолютними позначками поверхні і, відповідно, зволоженістю та кількістю гумусу у ґрунтовому покриві.

Особливе значення має рельєф місцевості при сільськогосподарському освоєнні території, меліоративних та гідротехнічних будівництвах. Рельєф – це сукупність форм земної поверхні, утворює суцільне, безперервне та в цілому поле висотних відміток, яке плавно змінюється.

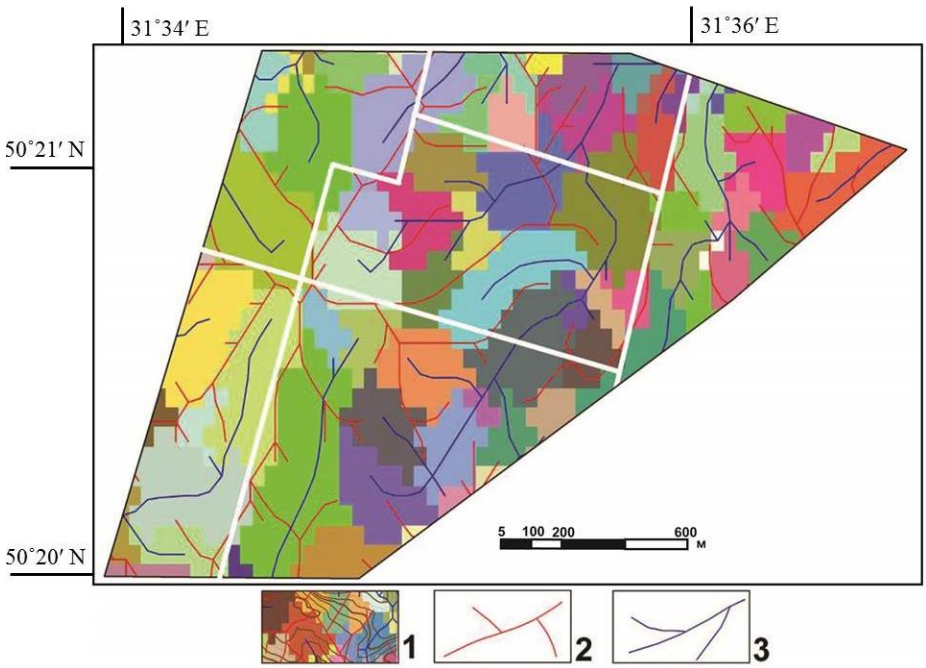


Рис. 4.10. Модель басейнової структури ділянки досліджень.
Умовні позначення: 1:– окремі басейни; 2 – гребеневі лінії; 3.– дренажні (кільові) лінії

На базі комплексу проведених досліджень, які включали складання карти вологості ґрунтового покриву, пластику рельєфу та модель басейнової структури, що мають різне інформаційне навантаження, але доповнюють одна одну, була розроблена схема рекомендацій у форматі ГІС на рис. 4.11 для застосування у точному землеробстві. Схема на рис. 4.11 складається з трьох шарів, які визначають ділянки зносу, акумуляції та інфільтрації. Найвищі ділянки відповідають зонам, з яких буде відбуватися знос часток ґрунту та змивання добрив. У понижених ділянках акумулюється вода, у сухий період вони мають більш високі показники вологості ґрунтового покриву. Найнижчі ділянки – зони мікрозападинних форм рельєфу, що являють собою безстічні западини, де відбувається інфільтрація поверхневих вод у підземні [219, 241-243].

Схема рекомендацій на рис. 4.11 підтверджує просторову відповідність від’ємних форм рельєфу перезволоженим ділянкам. Ця відповідність дає можливість більш точно визначати ділянки зносу і накопичення вологи і добрив

та ділянки звідки відбувається винос ґрунтових і мінеральних часток, що визначає деградацію ґрунту.

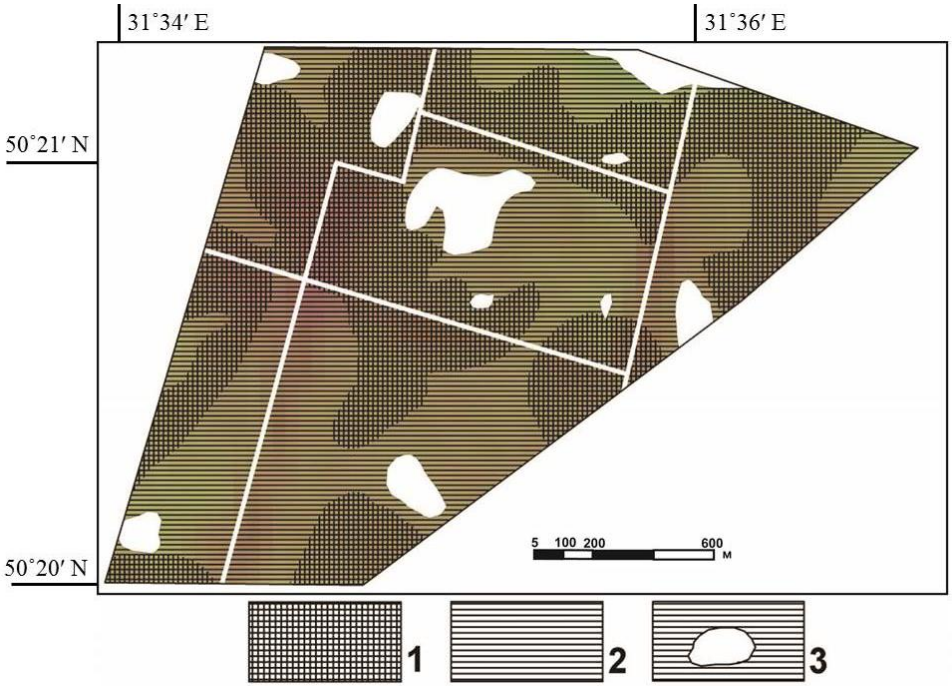


Рис. 4.11. Схема рекомендацій ведення точного землекористування.

Умовні позначення до Рис. 4.11: 1:– підвищені ділянки, області зносу; 2 – понижені ділянки, області акумуляції; 3 – мікрозападини і безстічні низини, ділянки інфільтрації.

Підвищені ділянки поверхні з відносно меншою вологістю є ареалами, звідки відбувається постійний винос та переміщення часток ґрунту, ґрунтових вод, внесених добрив. На цих ділянках існують умови для виснаження ґрунтів і тому виникає необхідність постійного внесення добрив. У межах понижених ділянок, виділених на схемі, відбувається внесення органічних та мінеральних сполук з вище розташованих рівнів. Ці ділянки можуть отримувати відносно меншу норму добрив, що не впливатиме на врожайність. Ділянки мікрозападин, виділені на схемі білим кольором, є областями акумуляції. Для них характерні надлишкове зволоження, змивання ґрунтових часток і розчинів з вище розташованих рівнів, активні інфільтраційні процеси. Внесення добрив в межах цих ділянок має бути обмеженим, щоб запобігти забрудненню ґрунтових вод.

Густота посівів має залежати від властивостей родючості ґрунту, запасів вологи, рельєфу поверхні поля.

Створена схема рекомендацій ведення точного землеробства сприятиме збільшенню потенційних можливостей поля через диференціювання норми внесення добрив, що призведе до їх заощадження і підвищить врожайність.

Екологічний аспект точного землеробства сприяє не тільки збільшенню урожайності при одночасній економії ресурсів, але й захисту довкілля, особливо ґрунтових вод, від внесених на поверхню добрив, або продуктів захисту рослин [219, 241-243].

Проведенні дослідження мають використовуватись для вдосконалення теорії та практики відображення структури ґрунтового покриву для розбудови прецизійного (точного) землеробства та всіх його складових елементів.

Висновки до четвертого розділу

1. Результат спільного аналізу картографічних побудов за розподілом супутникових індексів та статистичних метеорологічних даних наземних спостережень свідчить про очевидні переваги супутникової інформації щодо визначення просторового розподілу вологості земного покриву завдяки оглядовості та безперервності космічних зображень на відміну від точкових показників розрідженої мережі метеостанцій.

2. На основі укладеної карти розподілу водних індексів NDII та RDI змодельовано якісну характеристику розподілу вологості земного покриву всієї території України за роки з різними погодно-кліматичними умовами.

3. Для оцінки ризиків зміщення фізико-географічних зон в умовах сучасних кліматичних змін доведено доцільність застосування карт розподілу вологості у поєднанні з ландшафтним аналізом.

4. Доведено доцільність застосування карт розподілу вологості ґрунтового покриву України за водними індексами NDII та RDI для оцінки просторового розподілу процесів опустелювання у роки з різними погодно-кліматичними умовами.

5. Результат порівняння водних індексів виявив, що індекс RDI є більш чутливим до катастрофічної посухи та є базою для досліджень процесів опустелювання і можливих осередків пожежонебезпечних ділянок при оцінці ризиків небезпечних ситуацій.

6. Зростання посушливих явищ, яке особливо активно проявляється у окремі роки, має істотний вплив на окремі галузі господарства України, особливо на сільське господарство. У такі роки зменшення сільськогосподарського виробництва може сягати кілька десятків відсотків. Супутникові дані надають важливу інформацію щодо районів прояву сільськогосподарської посухи з якою пов’язані найбільші збитки сільськогосподарської продукції.

7. У результаті співставлення даних наземних спостережень вологсті ґрунтового покриву та значеннями водних індексів за даними дистанційного зондування, отримано регресійну залежність з позитивним коефіцієнтом кореляції R^2=0,82.

8. Отримано багатовимірну регресію залежності вологості ґрунтового покриву від різних метеорологічних та природних показників. На основі отриманої залежності можна визначити вологість ґрунтового покриву у місцях, які мають схожі метеорологічні та природні умови.

9. Укладено цифрову карту розподілу вологості ґрунтового покриву, яка відображає розташування мікрозападин рельєфу, що характеризуються підвищеною вологістю або перезволоженням ґрунту, в межах окремих полів.

10. Встановлена доцільність комплексування виконаних автором картографічних побудов за даними дистанційних досліджень з геоморфологічними реконструкціями пластики рельєфу як важливої додаткової інформації для практичних рекомендацій при моделюванні нормативів точного землеробства і водорегулюючих заходів.

ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі проведено теоретичне узагальнення і запропоновано нове вирішення наукового завдання, що полягає у визначенні вологості земного покриву на основі даних дистанційного зондування для підвищення ефективності геоекологічного моніторингу. Основні результати дисертації дозволяють зробити такі висновки:

1. Розроблено методику визначення вологості ґрунтового покриву шляхом комплексування даних наземних спостережень та даних дистанційного зондування. Вона включає аналіз статистичних і архівних даних, наземні спостереження, обробку даних дистанційного зондування і картування вологості земного покриву на регіональному та локальному рівнях дослідження.

2. Оглядові карти розподілу водних індексів NDII та RDI відображають вологість земного покриву та дозволяють кількісно характеризувати рівень посухи в межах фізико-географічних зон України, для яких простежується нестача вологості в роки із звичайними сучасними кліматичними умовами, та зростання посушливості в аномальні роки, яка з південної степової зони розповсюджується у лісостепову.

3. Проведені наземні спостереження вологості ґрунтового покриву в межах Баришівського полігону показали, що вологість нерівномірно розподіляється за причиною наявності мікрозападинних форм рельєфу. Отримані протягом наземних спостережень значення вологості ґрунтового покриву корелюють із значеннями водних індексів, отриманими за розрахунками даних багатоспектральної космічної зйомки з коефіцієнтом кореляції R^2=0,82.

4. Вперше застосовано багатовимірну регресію залежності вологості ґрунтового покриву від різних метеорологічних та природних показників, яка дає можливість встановити вологість ґрунтового покриву у місцях із схожими метеорологічними та природними умовами, де не проводилися наземні спостереження.

5. Укладена карта розподілу вологості ґрунтового покриву, яка розроблена на базі порівняльного аналізу вологості ґрунтового покриву та значень водних

індексів і побудована за даними багатоспектральної космічної зйомки, є ефективним засобом визначення місць локалізації мікрозападинних форм рельєфу.

6. Укладена на базі радарної зйомки модель пластики рельєфу у доповненні з морфодинамічним аналізом слугує основою визначення ділянок виносу, переміщення та акумуляції поверхневих шарів ґрунту і води, напрямки руху стоку поверхневих мас.

7. Багатоспектральні космічні знімки Sentinel-2 та Terra/MODIS продемонстрували можливість визначення вологості земного покриву і оцінки наслідків нерівномірного розподілу вологості для локального та регіонального рівнів досліджень.

8. В умовах наростаючого дефіциту водних ресурсів внаслідок глобальних кліматичних змін та антропогенного навантаження на природне середовище, запропонована методика визначення вологості земного покриву за даними дистанційного зондування може використовуватись для підвищення інформативності систем геоекологічного моніторингу стану земного покриву.

Проведені дослідження можуть бути основою для подальшого вивчення природних процесів, пов’язаних з просторовим розподілом вологості земного покриву, прогнозування родючості ґрунтів та урожайності сільськогосподарських культур, оцінки ризиків деградації ґрунту, змін клімату, забруднення ґрунтів і підземних вод, оцінки економічних та екологічних збитків.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Національна доповідь про стан навколишнього природного середовища в Україні у 2014 році. Київ: Міністерство екології та природних ресурсів України, 2016. 348 с.

2. Балабух В.О. Зміна інтенсивності конвекції в Україні: причини та наслідки. [Електронний ресурс]. – URL: http://meteo.gov.ua/files/content/docs/Vinnitsa/UkrGMI.pdf – назва з екрану.

3. Мартазінова В. Ф., Иванова Е. К., Чайка Д. Ю. Изменение крупномасштабной циркуляции атмосферы на протяжении XX в. и ее влияние на погодные условия и региональную циркуляцию воздуха в Украине. *Геофіз. журнал,* 2006. Т. 28. № 1. С. 51-60.

4. Осадчий В. І., Бабіченко В. М. Динаміка метеорологічних стихийних явищ в Україні. *Укр. географічний журнал,* 2012. №4. С. 8-14.

5. Кульбіда М. І., Барабаш М. Б., Єлістратова Л. О. Прогноз змін клімату на початку XXI ст. *Наук. зап. Вінницького держ. пед. ун-ту ім. Михайла Коцюбинського. Сер. Географія,* 2011. № 23. С. 10-18.

6. П’яте національне повідомлення України з питань змін клімату. Підготовлене на виконання статті 4 та 12 Рамкової конвенції ООН про зміну клімату та статті 7 Кіотського протоколу. Київ, 2009. 281 с.

7. Оцінка вразливості до змін клімату: Україна. Київ: Myflaer, 2014. 61 с.

8. Тараріко О. Г., Сиротинко О. В., Ільєнко Т. В., Величко В. А. Космічний моніторинг посушливих явищ. *Вісник аграрної науки*, 2012. № 10. С. 16-19.

9. Леса и изменение климата в Восточной Европе и Центральной Азии. Под ред. проф. Ч. Матиаша. Продовольственная и сельскохозяйственная организация объединенных наций. Рим, 2010. 202 с.

10. Тараріко О. Г., Кучма Т. Л., Ільєнко Т. В., Дем’янюк О. С. Ерозійна деградація ґрунтів України за впливу змін клімату. *Агроекологічний журнал*, 2017. №1. С. 7-15. URL: http://ekmair.ukma.edu.ua/handle/123456789/12918 (Дата звернення: 09.04.2020).

11. Адаменко Т. І. Агрокліматичне зонування території України з врахуванням змін клімату. Біла Церква: ТОВ «РІА» БЛІЦ, 2014. 18 С.

12. Бойченко С. Г. Сценарії можливої трансформації природних зон на території України при глобальному потеплінні. *Фізична географія та геоморфологія*, 2003. №44. С. 12-18.

13. Лялько В. І., Єлістратова Л. О., Апостолов О. А. Використання індексу ID для виявлення можливої трансформації екосистем у типових ландшафтно-кліматичних зонах України при сучасному кліматі. *Доповіді Нац. акад. наук України*, 2015. №3. С. 94-99.

14. Wagner W., Dorigo W. Soil Moisture. [Електронний ресурс]. URL: https://gcos.wmo.int/en/essential-climate-variables/soil-moisture/ – назва з екрану.

15. Brocca L., Hsenauer S., Lacava T., Melone F., Moramarco T., Wagner W., Dorigo W., Matgen P., Martinez-Fernandez J., Liorens P., Latron J., Martin C., Bittelli M. Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe. *Remote Sensing of Environment*, 2011. № 115(12). P. 3390-3408. DOI: 10.1016/j.rse.2011.08.003.

16. Soil Moisture. U. S. Drought Portal. NIDIS. [Електронний ресурс]. URL: https://www.drought.gov/drought/data-maps-tools/soil-moisture – назва з екрану.

17. Ochsner T., Cosh M., Cuenca R., Dorigo W., Draper C., Hagimoto Y., Kerr Y., Larson K., Njoku E., Small E., Zreda M. State of the Art in Large-Scale Soil Moisture Monitoring. *Soil Science Society of America Journal*, 2013. №77 (6). P. 1888-1919. DOI: 10.2136/sssaj2013.03.0093.

18. Western A., Grayson R., Bloschl G. Scaling of Soil Moisture^ A Hydrologic Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2002. № 8(30). P. 149-180. DOI: 10.1146/annurev.earth.30.091201.140434.

19. Robinson D., Lebron I., Kocar B., Phan K., Sampson M., Crook N., Fendorf S. Time-lapse geophysical imaging of soil moisture dynamics in tropical deltaic soils. An aid interpreting hydrological and geochemical processes. *Water Resources Research*, 2009. № 45(4). W00D32. DOI: 10.1029/2008WR006984.

20. Loew A., Stacke T., Dorigo W., de Jeu R., Hagemann S. Potential and limitations of multidecadal satellite soil moisture observations for selected climate model evaluation studies. *Hydrol. Earth Syst. Sci*., 2013. № 17. P. 3523–3542. DOI: 10.5194/hess-17-3523-2013.

21. Anderson M., Norman J., Mecikalski J., Otkin J., Kustas W. A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 2. Surface moisture climatology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2007. № 112. D11112. DOI: 10.1029/2006JD007507.

22. Dobriyal P., Qureshi A., Bodal R., Hussain S. A. A review of the methods available for estimating soil moisture and its implications for water resource management. *Journal of Hydrology*, 2012. № 458-459. P. 110-117. DOI:10.1016/j.jhydrol.2012.06.021.

23. Алиев З. Г. Состояние изученности влажности почв сельскохозяйственного производства в Азербайджане с целью получения экологически чистых продуктов. *Перспективы Науки и Образования*, 2013. №3. С. 190-202.

24. Роде А. А. Методы изучения водного режима почв. Изд-во АН СССР, 1960. 171 с.

25. Bogena H. R., Huisman J. A., Oberdorster C., Vereecken H. Evaluation of a low-coast soil water content sensor. *Journal of Hydrology*, 2007. № 344. P. 32-42. DOI:10.1016/j.jhydrol.2007.06.032.

26. Blonquist Jr. J. M., Jones S. B., Lebron I., Robinson D. A. Microstructural and phase configurational effects determining water content: Dielectric relationship of aggregated porous media. *Water Resources Research*, 2006. № 42(5). W05424 DOI: 10.1029/2005WR004418.

27. Topp G. C. State of the art of measuring soil water content. *Hydrological Processes*, 2003. № 17(14). P. 2993-2996

28. Chow L., Xing Z., Rees H. W., Meng F., Monteith J., Stevens L. Field performance of nine soil water content sensors on a sandy loam soil in new Brunswick,

maritime region. Sensors (Basel). Canada. 2009. №9(11). P. 9398-9413. DOI:10.3390/s91109398.

29. Hignett C., Evett S. Direct and surrogate measures of soil water content. Field estimation of soil water content: a practical guide to methods, instrumentation and sensors technology. IAEA, Vienna. 2008. P. 1-22.

30. Ling P. A review of soil moisture sensors. Assn. Flor. Prof. Bull, 2004. № 886. P. 22-23.

31. Hymer D. C., Moran M. S., Keefer T. O. Soil water evaluation using a hydrologic model and calibrated sensor network. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 2000. №64. P. 319-326. DOI:10.2136/sssaj2000.641319x.

32. Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D., Tabbagh A. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. *Water Resour. Res.*, 2003. №39(5). P. 1138. DOI:10.1029/2002WR001581, 2003.

33. Robinson D. A., Campbell C. S., Hopmans J. W., Hornbuckle B. K., Jones S. B., Knight R., Ogden F., Selker J., Wendroth O. (), Soil moisture measurements for ecological and hydrological watershed scale observatories: A review. *Vadose Zone Journal*, 2008. № 7(1). P. 358-389, DOI:10.2136/vzj2007.0143.

34. Lambot S., Slob E., Chavarro D., Lubczynski M. W., Vereecken H. Measuring soil surface water content in irrigated areas of southern Tunisia using Full-waveform inversion of proximal GPR data. *Near Surface Geophysics*, 2008. № 6(6). P. 403-410. DOI:10.3997/1873-0604.2008028.

35. Corwin D. L.; Lesch S. M. Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture. *Comput. Electron. Agric.*, 2005. № 46(1-3). P. 11-43. DOI:10.1016/j.compag.2004.10.005.

36. Brocca L., Melone F., Toramarco T., Morbidelli R. Spatial-temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. *Water Resources Research*, 2010. № 46(2). W02516. DOI:10.1029/2009WR008016.

37. Почвоведение: Учебник для СПО. Отв. ред. К. Ш. Казеев, С. И. Колесников. Москва: Юрайт, 2018. 427 с.

38. ДСТУ Б В.2.1-17:2009. Національний стандарт України. Основи та підвалини будинків і споруд. Ґрунти. Методи лабораторного визначення фізичних властивостей. Київ: Мінрегіонбуд України, 2010. 32 с.

39. Thomas J. Schmugge, William P. Kustas, Jerry C. Ritchie, Thomas J. Jackson, Al Rango. Remote sensing in hydrology. *Advances in Water Resources*, 2002. № 25. P. 1367-1385.

40. Wagner W., Verchoest N., Ludwig R., Tedesco M. Editorial "Remote Sensing in Hydrological Sciences". *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009. № 13(6). P. 813-817. DOI:10.5194/hess-13-813-2009.

41. Willem W. Verstraeten, Veroustraete F., Wagner W., Tom Van Roey, Heyns W., Verbeiren S., Feyen J. Remotely sensed soil moisture integration in an ecosystem carbon model. The spatial implication. *Climatic Change*, 2010. № 103. P. 117-136. DOI:10.1007/s10584-010-9920-8.

42. Willem W. Verstraeten, Veroustaete F., Corne J. van der Sande, Grootaers I., Feyen J. Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal spaceborne data, validated for European forests. *Emote Sensing of Environment*, 2006. № 101(3). P. 299-314. DOI:10.1016/j.rse.2005.12.016.

43. Bitar A. A., Mialon A., Kerr Y. H., Cabot F., Richaume P., Jacquette E., Quesney A., Mahmoodi A., Tarot S., Parrens M., Al-Yaari A., Pellarin T., Rodriguez-Fernandez N., Wigneron J.-P. The global SMOS Level 3 daily soil moisture and brightness temperature maps. *Earth Syst. Sci. Data*, 2017. № 9. P. 293-315. DOI:10.5194/essd-9-293-2017.

44. Андронников В. Л. Аэрокосмические методы изучения почв. Москва: Колос, 1979. 280 с.

45. Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Федченко П. П. Аэрокосмические исследования почв и растительности. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1986. 229 с.

46. Кринов Е. Л. Спектральное отражение природных объектов. Москва: Гидрометеоиздат, 1947. 280 с.

47. Федченко П. П., Кондратьев К. Я. Спектральное отражение некоторых почв. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1981. 231 с.

48. Сахацький О. І. Методологія використання матеріалів багатоспектральної космічної зйомки для вирішення гідрогеологічних задач. Автореф. дис. … д-ра. геол. наук: 05.07.12. НАН України. Ін-т. геол. наук. ЦАКДЗ. Київ, 2009. 39 с.

49. Кронберг П. Дистанционное изучение Земли: Основы и методы дистанционных исследований в геологи. Москва: Мир, 1988. 343 с.

50. Gao B.C. NDWI — a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 1996. № 58. P. 257-266.

51. Ruiliang Pu, Peng Gong, Qian Yu Comparative Analysis of EO-1 ALI and Hyperion, and Landsat ETM+ Data for Mapping Forest Crown Closure and Leaf Area Index. *Sensors*, 2008. № 8(6). P. 3744-3766. DOI:10.3390/s8063744.

52. Jackson J. T., Chen D., Cosh M., Li F., Anderson M., Walthall C., Doriaswamy P., Hunt E. R. Vegetation Water Content Mapping Using Landsat Data Derived Normalized Difference Water Index for Corn and Soybeans. *Remote Sensing of Environment*, 2004. № 92. P. 475-482.

53. Ceccato P., Flasse S., Tarantola S., Jacquemoud S., Gregoire J.-M. Detecting Vegetation Leaf Water Content Using Reflectance in the Optical Domain. *Remote Sensing of Environment*, 2001. №7 7. P. 22-33.

54. Hardisky M., Klemas V., Smart R. The Influences of Soil Salinity Growth Form and Leaf Moisture on the Spectral Reflectance of Spartina Alterniflora Canopies. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1983. № 49. P. 77-83

55. Shen R., Huang A., Li B., Guo J. Construction of a drought monitoring model using deep learning based on multi-source remote sensing data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2019. № 79. P. 48-57. DOI:10.1016/j.jag.2019.03.006.

56. Jalilvand E., Tajrishy M., Hashemi S. A. G. Z., Brocca L. Quantification of irrigation water using remote sensing of soil moisture in a semi-arid region. *Remote Sensing of Environment*, 2019. № 231. P. 111-226. DOI:10.1016/j.rse.2019.111226.

57. Mohamed E. S., Ali A., El-Shirbeny M., Abutaleb K., Sameh M. Shaddad. Mapping soil moisture and their correlation with crop pattern using remotely sensed data in arid region. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 2019. № 22(1). P. 73-79. DOI:10.1016/j.ejrs.2019.04.003.

58. Myeni L., Moeletsi M. E., Clulow A. D. Present status of soil moisture estimation over the African continent. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2019. № 21. P. 14-24. DOI:10.1016/j.ejrh.2018.11.004.

59. Wang L., Gu J. NMDI: A normalized multi-band drought index for moisturing soil and vegetation moisture with satellite remote sensing. *Geophysical Research Letters*, 2007. № 34(20). L20405. DOI:10.1029/2007GL031021.

60. De Jeu R. A. M., Wagner W., Holmes T. R. H., Dolman A. J., Van de Giesen N. C., Friesen J. Global Soil Moisture Patterns Observed by Space Borne Microwave Radiometers and Scatterometers. *Surveys in Geophysics*, 2008. № 29. P. 399-420. DOI:10.1007/s10712-008-9044-0.

61. Calabia A., Molina I., Jin S. Soil Moisture Content from GNSS Reflectometry Using Dielectric Permittivity from Fresnel Reflection Coefficients. *Remote Sensing*, 2020. № 12(1). P. 122. https://doi.org/10.3390/rs12010122.

62. Al-Yaari A., Wigneron J.-P., Ducharne A., Kerr Y. H., Wagner W., De Lannoy G., Reichle R., Al Bitar A., Dorigo W., Richaume P., Mialon A. Global-scale comparison of passive (SMOS) and active (ASCAT) satellite based microwave soil moisture retrievals with soil moisture simulations (MERRA-Land). *Remote Sensing of Environment*, 2014. № 152. P. 614-626. DOI:10.1016/j.rse.2014.07.013.

63. Senevirantne S. I., Corti T., Davin E. L., Investigating soil moisture – climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 2010. № 99. P. 125-161.

64. Wigneron J.-P., Kerr Y., Waldteufel P., Saleh K., Escorihuela M.-J., Richaume P., Ferrazzoli P., De Rosnay P., Gurney R., Calvet J.-C., Grant J. P., Guglielmetti M., Hornbuckle B., Matzler C., Pellarin T., Schwank M. L-band Microwave Emission of the Biosphere (L-MEB) Model: Description and calibration

against experimental ata sets over crop fields. *Remote Sensing of Environment,* 2007. № 107(4). P. 639-655. DOI:10.1016/j.rse.2006.10.014.

65. Kerr Y. H., Waldteufel P., Richaume P., Wigneron J. P., Ferrazzoli P., Mahmoodi A., Al Bitar A., Cabot F., Gruhier C., Juglea S. G., Leroux D., Mialon A., Delwart S. The SMOS Soil Moisture Retrieval Algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,* 2012. № 50(5). P. 1384-1403. DOI:10.1109/TGRS.2012.2184548.

66. Gruhier C., De Rasnay P., Hasenauer S., Holmes T., De Jeu R., Kerr Y., Mougin E., Njoku E., Timouk F., Wagner W., Zribi M. Soil Moisture active and passive microwave products: intercomparison and evaluation over a Sahelian site. *Hydrology and Earth System Sciences,* 2010. № 14. P. 141-156.

67. Wagner W., Dorigo W., de Jeu R. A. M., Fernandez D., Benveniste J., Haas E., Ertl M. Fusion of active and passive microwave observations to create an Essential Climate Variable data record on soil moisture. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2012. № (1-7). P. 315-321. DOI:10.5194/isprsannals-I-7-315-2012.

68. Houser P. R., Lannoy G. J. M., Walker J. P. Hydrologic Data Assimilation. *Approaches to Managing Disaster – Assessing Hazards, Emergencies and Disaster Impacts,* 2012. № 3. P. 41-64.

69. Родионова Н. В. Оценка параметров почвы по радарным данным с использованием эмпирической модели и декомпозиции по механизмам рассеяния. *Исследование Земли из Космоса*, 2009. № 1. С. 3-8.

70. Сагалович В. Н., Альков Є. Я., Царева Т. И. Определение влажности почвы по данным активного микроволнового дистанционного зондирования в L –диапазоне. *Исследование Земли из Космоса*, 2007. № 1. С. 3-6.

71. Zribi M., Kotti F., Amri R., Wagner W., Shabou M., Lili-Chabaane Z., Baghdadi N. Soil moisture mapping in a semiarid region, based on ASAR/Wide Swath satellite data. *Water Resources Research, American Geophysical Union*, 2014. № 50 (2). P. 1-13. DOI:10.1002/2012WR013405ff.

72. Peng J., Loew A., Merlin O., Verhoest N. E. C. A review of spatial downscaling of satellite remotely sensed soil moisture. *Reviews of Geophysics*, 2017. № 55(2). P. 341-366. DOI:10.1002/2016RG000543.

73. Bartalis Z., Wagner W., Naeimi V., Hasenauer S., Scipal K., Bonekamp H., Figa J., Anderson C. Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT). *Geophysical Research Letters*, 2007. № 34(20). L20401. DOI:10.1029/2007GL031088.

74. Woodhouse I. H., Hoekman D. H. A model-based determination of soil moisture trends in Spain with the ERS-scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2000. № 38(1). P. 126-140. DOI:10.1109/36.823907.

75. Wagner W., Lemoine G., Rott H. A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment*, 1999. № 70(2). P. 191-207.

76. Wagner W., Scopal K., Pathe C., Gerten D., Lucht W., Rudolf B. Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003. № 108(19). 4611. DOI:10.1029/2003JD003663.

77. Мамаева М. А. Определение запасов влаги в почве дистанционными методами зондирования. Дис. … канд. физ.-мат. наук: 25.00.30-метеорология, климатология, агрометеорология. СпБ, 2004. 162 с.

78. Сахацький О. І., Станкевич С. А. До можливостей оцінювання зволоженості земного покриття за багато спектральними космічними зображеннями оптичного діапазону на прикладі території України. *Допов. Нац. акад. наук Укр.,* 2007. № 11. С. 122-129.

79. Музалевский К. В. Дистанционное измерение влажности в поверхностном слое минеральной почвы на двух частотах. *Журнал радиоэлектроники,* 2020. № 1. С. 1-23. DOI:10.30898/1684-1719.2020.1.7.

80. Pathe C., Wagner W., Sabel D., Doubkova M., Basara J. Using ENVISAT ASAR Global Mode data for surface soil moisture retrieval over Oklahoma, USA. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2009. № 47(2). P. 468-480.

81. Quast R., Albergel C., Calvet J-C., Wagner W. A Generic First-Order Radiative Transfer Modeling Approach for the Inversion of Soil and Vegetation Parameters from Scatterometer Observation. *Remote sensing*, 2019. № 11(3). P. 285. DOI:10.3390/rs11030285.

82. Bousbih S., Zribi M., Hajj M. E., Baghdadi N., Lili-Chabaane Z., Gao Q., Fanise P. Soil Moisture and Irrigation Mapping in A Semi-Arid Region, Based on the Synergetic Use of Sentinel-1 and Sentinel-2 Data. *Remote Sensing,* 2018. № 12(2). P. 1953. DOI:10.3390/rs10121953.

83. Xin J., Tian G., Liu Q., Chen L. Combining vegetation index and remotely sensed temperature for estimation of soil moisture in China. *Inter. J. Rem. Sensing,* 2006. № 27(9). P. 2071-2076.

84. Nemani R. R., Pierce L. L., Running S. W. Developing satellite-derived estimates of surface moisture status. *Journal Applied Meteorology*, 1993. № 32. P. 548-557.

85. Jingfeng X., Guoliang T., Qinhuo L., Liangfu C. Combining vegetation index and remotely sensed temperature for estimation of soil moisture in China. *Ibid*, 2006. № 27(10). P. 2071-2075.

86. Price J. C. Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1990. № 28(5). P. 940-948.

87. Sandholt I., Rasmussen K., Andersen J. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 2002. № 79(2-3). P. 213-224.

88. Carlson T. N., Gillies R. R., Perry E. M. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. *Remote Sensing Reviews*, 1994. № 9. P. 161-173.

89. Verstraeten W. W., Veroustraete F., Van der Sande C. J., Grootaers I. Feyen J. Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal spaceborne data, validated for European forests. *Remote Sensing of Environment*, 2006. № 101(3). P. 299-314.

90. Van Doninck J., Peters J., De Baets B., De Clercq E., Ducheyne E., Verhoest N. The potential of multitemporal Aqua and Terra MODIS apparent thermal inertia as a soil moisture indicator. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2011. № 13(6). P. 934-941.

91. Hain C. R., Crow W. T., Mecikalski J. R., Anderson M. C. Holmes T. An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2011. № 116. D15107.

92. Wu C.-Y., Cao G.-C., Chen K.-L., E C.-Y., Mao Y.-H., Zhao S.-K., Wang Q., Su X.-Y., Wei Y.-L. Remotely sensed estimation and mapping of soil moisture by eliminating the effect of vegetation cover. *Journal of Integrative Agriculture*, 2019. № 18(2). P. 316-127. DOI:10.1016/S2095-3119(18)61988-4.

93. Poppiel R. R., Lacerda M. P. C., Dematte J. A. M., Oliveria Jr M. P., Gallo B. C., Safanelli J. L. Pedology and soil class mapping from proximal and remote sensed data. *Geoderma*, 2019. № 348. P. 189-206. DOI:10.1016/j.geoderma.2019.04.028.

94. Soil Moisture. U. S. Drought Portal. NIDIS. [Електронний ресурс]. URL: https://www.drought.gov/drought/documents/nidis-soil-moisture – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

95. National Soil Moisture Network. [Електронний ресурс]. URL: NationalSoilMoisture.com – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

96. Kasha Patel. Mapping Soil Moisture. NASA Visualization Explorer. 2014. [Електронний ресурс]. URL: https://svs.gsfc.nasa.gov/11585 – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

97. Soil Moisture Maps. GreenCast. Syngenta. 2020. [Електронний ресурс]. URL: https://www.greencastonline.com/tools/soil-moisture – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

98. National Soil Moisture Network. [Електронний ресурс]. URL: http://nationalsoilmoisture.com/ – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

99. NOAA Soil Moisture Products System (SMOPS) Daily Blended Products. National Oceanic and Atmospheric Administration, Department of Commerce. Data

Catalog. Data.Gov. 2019. [Електронний ресурс]. URL: https://catalog.data.gov/dataset/noaa-soil-moisture-products-system-smops-daily-blended-products – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

100. ORNL DAAC. 2017. Soil Moisture Visualizer. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. [Електронний ресурс]. URL: https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1366 – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

101. Percent Saturated Surface Soil Moisture from SMOS Satellite Data. Government of Canada. Agriculture and Agri- Food Canada. [Електронний ресурс]. URL: https://www.agr.gc.ca/atlas/agpv?webmap-en=e749b74eb15c48df8a0198618986db61&webmap-fr=1971a264a6a64957a03f7c824950038f – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

102. Manitoba Fall Soil Moisture Survey. Manitoba. [Електронний ресурс]. URL: https://www.gov.mb.ca/agriculture/environment/soil-management/manitoba-fall-soil-moisture-survey.html – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

103. Australian Landscape Water Balance. National Drought Map. Australian Government. [Електронний ресурс]. URL: https://map.drought.gov.au/catalog/d4951b1a – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

104. Soil Moisture Outlook for Europe. Grid Analysis and Display System. GrADS / COLA. 2020. [Електронний ресурс]. URL: http://wxmaps.org/pix/soil4 – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

105. National Soil Moisture Maps. Agrometeorology Australia. 2019. [Електронний ресурс]. URL: https://www.farmingahead.com.au/weather/news/1377263/national-soil-moisture-maps-december-2019 – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

106. Mohamed E. S., Ali A., El-Shirbeny M., Abutaleb K., Shaddad S. M. Mapping soil moisture and their correction with crop pattern using remotely sensed

data in arid region. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 2019. In press. DOI: 10.1016/j.ejrs.2019.04.003.

107. Paloscia S., Pettinato S., Santi E., Notarnicola C., Pasolli L., Reppucci A. Soil moisture mapping using Sentinel-1 images: Algorithm and preliminary validation. *Remote Sensing of Environment*, 2013. № 134. P. 234-248. DOI:10.1016/j.rse.2013.02.027.

108. Serrano M. H. L. R. Satellite Remote Sensing of Soil Moisture. Dissertation for the degree of Master of Science in Applied Meteorology. University of Reading. Department of Meteorology, 2010. 61 p.

109. Bastiaanssen W. G. M., Noordman E. J. M., Pelgrum H., Davids G., Thoreson B. P., Allen R. G. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 2005. № 1(85). P. 126-131. DOI:10.1061/(ASCE)0733-9437.

110. Aly Z., Bonn F. J., Magagi R. Analysis of the Backscattering Coefficient of Salt-Affected Soils Using Modeling and RADARSAT-1 SAR Data. *Geoscience and Remote Sensing*, 2007. № 45. P. 332-341.

111. Van Der Kwast J. Quantification of top soil moisture patterns Evaluation of field methods, process-based modeling, remote sensing and an integrated approach, Ph.D. Thesis. Utrecht University, Utrecht. 2009. 317 p.

112. Merlin O., Rudiger C., Al Bitar A., Richaume P., Walker J.P., Kerr Y.H. Disaggregation of SMOS soil moisture in South-eastern Australia. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2012. № 50. P. 1556-1571.

113. Mulder V. L., De Bruin S., Schaepman M. S., Mayer T. R. The use of remote sensing in soil and terrain mapping -A review. *Geoderma*, 2010. № 162. P. 1-19.

114. Gassman P. W., Reyes M. R., Green C. H., Arnold J. G. The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions. *Transactions of the ASABE*, 2007. № 50(4). P. 1211–1250. DOI:10.13031/2013.23637.

115. Petropoloulos G., Carlson T. N., Wooster M. J. An Overview of the Use of the SimSphere Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) Model for the Study of Land-Atmosphere Interactions. *Sensors,* 2009. №9(6). P. 4286-4308. DOI:10.3390/s90604286.

116. Kroes J. G., Wesseling Jan G.,van Dam J. C. Integrated modeling of the soil-water-atmosphere-plant system using the model SWAP 2.0 an overview of theory and an application. *Hydrological Processes,* 2000. № 14(11-12). P. 13-32. DOI: 10.1002/1099-1085(20000815/30)14:11/123.0.CO.

117. Ross P.J. Numerical Solution of the Continuity Equation for Soil Water Flow Using Precomputed Steady-State Fluxes. *Vadose Zone Journal,* 2011. № 10. P. 760-766.

118. Leonard R. A., Knisel W. G., Still D. A. GLEAMS: Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems. *American Society of Agricultural and Biological Engineers,* 1987. № 30(5). P. 1403-1418. DOI:10.13031/2013.30578.

119. Gabriel J. L., Almendros P., Hontoria C., Quemada M. The role of crops in irrigated systems: soil salinity and salt leaching. *Agriculture, Ecosystems&Environment,* 2012. № 158(1). P. 200-207. DOI:10.1016/j.agee.2012.06.012.

120. Sheikh V., Visser S., Stroosnijder L. A simple model to predict soil moisture: Bridging Event and Continuous Hydrological (BEACH) modeling. *Environmental Modeling & Software,* 2009. № 24(4). P. 542-556. DOI:10.1016/j.envsoft.2008.10.005.

121. Лялько В. І., Єлістратова Л. О., Апостолов О. А. Дослідження проблем посушливості на території України з використанням наземної та супутникової інформації. *Український журнал дистанційного зондування Землі,* 2014. № 2. С. 18-28.

122. Ачасов А. Б. Оцінка просторової діфереціфції гідротермічних умов ґрунтоутворення на рівні мезорельєфу. *Вісник ХНАУ,* 2009. № 3. С. 51-55.

123. Попов М. А., Станкевич С. А., Козлова А. А. Дистанционная оценка риска деградации земель с использованием космических снимков и

геопространственного моделирования. *Допов. Нац. акад. наук Укр.,* 2012. № 6. С. 100-104.

124. Сахацький О. І. Досвід використання водних індексів супутникових зйомок TERRA/MODIS для моніторингу засухи південних районів України на прикладі вегетаційного періоду 2007 року. *Допов. Нац. акад. наук Укр.,* 2008. № 5. С. 127-130.

125. Тараріко О. Г., Ізюмові О. Г. Досягнення нейтрального рівня деградації ґрунтів у ерозійнонебезпечних агроландшафтах України. *Агроекологічний журнал,* 2017. № 2. С. 117-126.

126. Балюк С. А., Медведєв В. В., Мірошниченко М. М., Скрильник Є. В., Тимченко Д. О., Фатєєв А. І., Христинко А. О., Цапко Ю. Л. Екологічний стан ґрунтів. *Український географічний журнал*, 2012. № 2. С.38-42.

127. Лялько В. И., Митник М. М., Ткаченко В. Г. Оценка теплопереноса в зоне затрудненности водообмена. Энергетика геологических и геофизических процессов. Москва: Наука, 1972. С. 105-110.

128. Лялько В. И., Вульфсон Л. Д. О возможности применения дистанционной ИК-съемки для выявления раскрытости глубинных разломов. *Геол. журнал,* 1988. № 3. С. 71-75.

129. Тепломассоперенос в литосфере. Киев: Наук. Думка, 1985. 260 с.

130. Вульфсон Л. Д. Особливості формування температури та коефіцієнтів відбиття земних покровів у тепловому ІЧ- і НІЧ-діапазонах стосовно дистанційного зондування у геологічних і природоохоронних цілях. Автореф. дис. … канд. физ-мат. наук: 05.07.12. НАН України. Ін-т геол.. наук. ЦАКДЗ ІГН У. Київ, 2000. 21 с.

131. Лялько В. И., Вульфсон Л. Д., Жарий В. Ю. Аэрокосмические методы в геоэкологии. Киев: Наук. Думка, 1992. 206 с.

132. Лялько В. І., Вульфсон Л. Д., Котляр А. Л., Рябоконенко А. Д., Фрейлихер В. Д. Під поверхневе зондування Р-діапазоні з метою визначення вологості ґрунтів у різних ландшафтно-кліматичних умовах. *Косм. наука і технол.,* 2007. № 13. С. 15-18.

133. Blumberg D. G., Freilikher V., Lyalko V. I., Vulfson L. D., Kotlyar A. L., Shevchenko V. N., Ryabokonenko A. D. Soil Moisture (Water-Content) Assessment by an Airborne Scatterometer: The Chernobyl Disaster Area and the Negev Desert. *Remote Sensing of Environment,* 2000. Vol. 71. № 3. P. 309-319. DOI: 10.1016/S0034-4257(99)00087-5.

134. Сахацький О. І. Досвід використання супутникових даних для оцінки стану ґрунтів з метою розв'язання природо ресурсних задач. *Допов. Нац. акад. наук Укр.,* 2008. № 3. С. 109-115.

135. Лялько В. І., Єлістратова Л. О., Апостолов О. А., Чехній В. М. Аналіз ґрунтово-ерозійних процесів в Україні на основі застосування даних дистанційного зондування Землі. *Вісник Нац. акад. наук України,* 2017. № 10. С. 34-41. DOI: 10.15407/visn2017.10.034.

136. Лялько В. І., Єлістратова Л. О., Апостолов О. А., Ходоровський А. Я., Чехній В. М. Експресс-оцінка ерозійнонебезпечних ділянок ґрунтового покриву на території України з використанням даних дистанційного зондування Землі з врахуванням кліматичних факторів та рослинності. *Допов. Нац. акад. наук Укр.,* 2018. № 3. С. 87-94. DOI: 10.15407/visn2017.10.034.

137. Лялько В. І., Єлістратова Л. О., Апостолов О. А. Порівняльні дослідження посухи за супутниковими та метеорологічними індексами на прикладі 2007 року в Україні. *Косм. наука і технол.,* 2015. № 21(3). С. 27-30. DOI: 10.15407/knit2015.03.027.

138. Ліщенко Л. П., Пазинич Н. В., Теременко О. М. Дослідження зсувних процесів на території м. Києва в режимі дистанційного моніторингу. *Укр. журн. дистанціного зондування Землі,* 2014. № 2. С. 29-34.

139. Пазинич Н. В., Ліщенко Л. П., Мичак А. Г., Філіпович В. Є., Теременко О. М. Використання матеріалів дистанційного зондування Землі при вирішенні завдань екологічної геоморфології в міських умовах (на прикладі долини р. Либідь в м. Києві). *Укр. журн. дистанційного зондування Землі,* 2015. № 5. С. 33-36.

140. Філіпович В. Є. Використання космічної інформації для прогнозу розвитку небезпечних геологічних процесів (підтоплення та затоплення) на прикладі окремих районів м. Києва. *Укр. журн. дистанційного зондування Землі,* 2015. № 7. С. 58-63.

141. Лялько В. І., Мовчан Д. М., Костюченко Ю. В., Копачевський І. М. Контроль параметрів динаміки регіональної рослинності на основі даних ДЗЗ з метою підвищення ефективності довгострокового управління гідролого-гідрогеологічними ризиками. *Геоінформатика,* 2012. № 1. С. 50-56.

142. Костюченко Ю. В., Копачевський И. М., Ющенко М. В. Теоретико-методические оценки гидролого-гидрогеологических рисков по данным ДЗЗ. *Косм. Наука і технол.,* 2011. № 17(6). С. 10-18.

143. Ачасов А. Б., Ачасова А. О., Селіверстов О. Ю., Сєдов А. О., Товстокорий О. В. Використання геоінформаційних технологій для оцінки просторової неоднорідності вологості орних ґрунтів. *Людина та довкілля. Проблеми неоекології,* 2015. № 1-2. С. 18-23.

144. Ачасов А. Б. Деякі аспекти формалізації гідротермічних умов ґрунтоутворення. *Вісник аграрної науки,* 2006. № 9. С. 17-21.

145. Starodubtsev V. M., Basarab R. M. Ecologic and economic estimation of land productivity spatial heterogeneity in forest-steppe zone. *Environ Econ*, 2019. № 1(1). P. 39-42.

146. Гічка М. М. Наукове обґрунтування використання методів дистанційного зондування в моніторингу ґрунтів: Автореф. дис. … канд. с.-г. наук: 06.01.03. Ін-т ґрунтознавства та агрохімії ім. О. Н. Соколовського УААН. Харків, 2007. 22 С.

147. Гічка М.М. Дистанційна зйомка в оптичному та мікрохвильовому діапазонах з метою картографування та моніторингу ґрунтів. *Вісник аграрної науки*, 2004. № 12. С. 65-68.

148. Ільєнко Т. В. Оцінювання вологозабезпеченості агрофітоценозів за даними дистанційного зондування Землі з космосу. Автореф. дис. … канд. с.-г.

наук: 03.00.16. НААН України, Ін-т. агроекології і природокористування. Київ, 2014. 21 С.

149. Kokhan S., Vostokov A. Using Vegetation Indices to Quantify Agricultural Crop Characteristics. *Journal of Ecological Engineering,* 2020. No. 21(4). P. 120-127. DOI: 10.12911/22998993/119808.

150. Kokhan S., Moskalenko A., Drozdivskiy O. Quantitative land sustability mapping for crop cultivation. *Scientific Letters of the University of Zhilina,* 2018. No. 20(3). P. 77-83. DOI: 10.26552/com.C.2018.3.77-83.

151. Трускавецький С. Р. Гічка М. М., Биндич Т. Ю. Напрямки удосконалення дистанційних методів картографування та моніторингу ґрунтів. *Науковий вісник НАУ,* 2005. № 81. С. 176-180.

152. Шатохін А. В., Ачасов А. Б., Кудрик А. П., Трускавецький С. Р. До питання методології ґрунтового картографування. *Вісник Державного агроекологічного університету*, 2003. № 1. С. 261-265.

153. Ачасов А. Б. К вопросу влияния рельефа на гумуированность черноземов. *Почвоведение,* 2006. № 9. С. 931-938.

154. Ачасов А. Б. Використання цифрових моделей рельєфу при дослідженні ґрунтового покриву. *Вісник ХНАУ,* 2008. № 1. С. 157-159.

155. Ачасов А. Б. Ґрунтово-геоінформаційні засади протиерозійної оптимізації агроландшафтів: теорія і практика. Автореф. дис. … док. с.-г. наук: 06.01.03. Нац. Ун-т біоресурсів і природокористування України. Київ, 2009. 40 с.

156. Стародубцев В., Власенко І., Басараб Р., Комарчук Д. Просторова неоднорідність продуктивності типових чорноземів на полях з мікрозападинами. *Наукові доповіді НУБІП України,* 2018. № 3(73). DOI: 10.31548/dopovidi2018.03.004.

157. Shekhunova S. B., Aleksieienkova M. V., Kril T. V., Stadnichenko S. M., Siumar N. P. Natural and man-induced landslides formation factors within the Tysa-Apshytsia influve (Transcarpathia, Ukraine). Second EAGE Workshop on Assessment of Landslides Hazards and impact on cmmunities. 2020. European Association of Geoscientists&Engineers. No. 1. P. 1-6. DOI: 10.3997/2214-4609.202055018.

158. Kril T., Shekhunova S. Terrain elevation changes by radar satellite images interpretation as a component of geo-images interpretation as a component of geo-environmental monitoring. Monitoring 2019. European Association of Geoscientists&Engineers. 2019. No.1. P. 1-5. DOI: 10.3997/2214-4609.201903176.

159. Svetlichniy A. A., Plotnitskiy S. V., Stepovaya O. Yu. Spatial distribution of soil moisture content within catchments and its modeling on the basis of topographic data. *Journal of Hydrology,* 2003. Vol. 277. № 1-2. P. 50-60. DOI: 10.1016/S0022-1694(03)00083-0.

160. Светличный А. А., Пяткова А. В. Геоинформационное моделирование водной эрозии почв. *Вісник ХНУ ім. Н. В. Каразіна серія Екологія,* 2014. № 19. С. 83-87.

161. Светличный А. А., Швебс Г. И., Плотницкий С. В., Кугут В. Ф., Степовая О. Ю. Проблемы оценки и пространственного моделирования характеристик противоэрозионных свойств Лесостепи. *Наук. праці УкрНДГМІ,* 2002. № 250. С. 162-178.

162. Бичков Д. М. Радіофізичні методи дистанційного моніторингу підтоплення, під поверхневого само розігріву ґрунту та нафтових забруднень поверхні моря. Автореф. канд. … фіз-мат. наук: 01.04.03. Ін-т. радіофізики та електроніки ім. О. Я. Усикова. Харків, 2017. 22 с.

163. Иванов В. К., Матвеев А. Я., Цымбал В. Н., Яцкевич С. Е. Определение проявлений переувлажнения почв при радиолокационно-радиотепловом авиационном мониторинге. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса,* 2012. № 9(4). С. 235-242.

164. Ачасов А. Б., Титенко Г. В., Власов О. В., Круглов В. І. Сучасні географічні та екологічні дослідження довкілля. *Людина та довкілля. Проблеми неоекології,* 2014. № 1-2. С. 9-14.

165. Медведєв В. М., Тітенко Г. В. Новітні матеріали про стан ґрунтового покриву Європейських країн і України. *Вісник ХНУ ім.В. Н. Карабіна, Серія Екологія,* 2017. № 16. С. 9-17.

166. Тихоненко Д. Г. Пропозиції щодо майбутніх повторних великомасштабних обстежень ґрунтів України. *Агрохімія і ґрунтознавство,* 2017. № 86. С. 79-80.

167. Світличний О. О. Оцінка змін гідрометеорологічних умов зливової ерозії ґрунту в степу та лісостепу України у зв'язку із змінами клімату. *Вісник ОНУ, серія геогр. та геол. науки,* 2018. Т. 23. № 1(32). С. 53-71. DOI: 10.18524/2303-9914.2018.1(32).141951.

168. Ковальчук І. П. Ерозійні процеси Західного Поділля: польові, стаціонарні, експериментальні та морфо метричні дослідження: Монографія. Київ-Львів.: Ліга-Прес, 2013. 296 с.

169. Trofimenko P., Zubova O., Trofimenko N., Karas I., Borysov F. The use of spectrum-zonal images by Landsat 7 ETM+ for diagnosing soil characteristics of Ukraine Polissya. *Eastern-European Journal of Enterprise Technologies,* 2017. № 1/10(85). С. 11-19. DOI: 10.15587/1729-4061.2017.9125.

170. Zatserkovnyi V. I., Trofimenko P. I., Trofimenko N. V., Makedonska I. O. Analysis of Spatial Variability of Soil Fertility in Precision Agriculture Technologies. 18th International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects. 2019. № 1. С. 1-7. DOI: 10.3997/2214-4609.201902026.

171. Швебс Г. И. Теоретические основы эрозиоведения. Киев; Одесса: Вища школа, 1981. 222 с.

172. Венгерський П. С., Трофимчук О. М. Аналіз різних підходів для опису математичних моделей фільтрації рідини в насиченій зоні ґрунту *Математичне моделювання в економіці*, 2016. № 2(6). С. 36-51. http://dspace.nbuv.gov.ua/handle/123456789/131850.

173. Чорний С. Г., Волошенюк А. В. Потенційні втрати ґрунту від дефляції за On-Till-технології. *Агрохімія та ґрунтознавство*, 2014. № 81. С. 45-50. http://nbuv.gov.ua/UJRN/agrohimigrn_2014_81_8.

174. Медведєв В. В. Обґрунтування чинних і перспективних стандартів, що убезпечать орні ґрунти від фізичної деградації. *Вісник аграрної науки*, 2016. № 4 (16). С. 19-24.

175. Тараріко О. Г. Охорона родючості ґрунтів у контексті продовольчої безпеки. *Вісник аграрної науки,* 2003. № 9. С. 5-9.

176. Балюк С. А., Медведєв В. В., Воронинцева Я. І., Шинель В. В. Сучасні проблеми деградації ґрунтів і заходи щодо досягнення нейтрального рівня. *Вісник аграрної науки*, 2017. № 8. С. 5-77.

177. Волощук М. Деградація ґрунтів-глобальна екологічна проблема. *Вісник Львівського ун-ту. Серія географічна*, 2017. № 51. С. 63-70.

178. Ситник К., Багнюк В. Стан ґрунтів і майбутні людства. *Вісник НАНУ*, 2008. № 8. С. 3-27.

179. Національний атлас України. НАН України. Ін-т географії. Держ. Служба геодезії, картографії та кадастру. Голов. ред. Л. Г. Руденко, Голов. ред. кол. Б. Є. Патон. Київ: ДНВП «Картографія», 2007. 435 с.

180. Герасименко Н. П. Зміни положення ландшафтних зон на території України у плейстоцені і голоцені. *Укр. геогр. журнал,* 2004. № 3. С. 20-28.

181. Стратиграфія УРСР: Том 11. Антропоген (четвертинні відклади). Київ: Наукова думка, 1969. 328 с.

182. Шищенко П. Г. Принципы и методы ландшафтного анализа в региональном проектировании (на примере Украинской ССР). Автореф. дис. … д-ра геогр. наук: 11.00.01. АН УССР. Институт геофизики им. С. И. Субботина. Отделение географии, 1984. 41 с.

183. Денисик Г. І. Вистона диференціація рівнинних ландшафтів України: монографія. Вінниця: ПП «ТД Едельвейс і К», 2010. 168 с.

184. Чехний В. М. Теоретико-методологічні засади вивчення сезонних станів ландшафтних комплексів. *Укр. геогр. журн,* 2003. № 2. С. 9-12.

185. Маринич А. М., Пащенко В. М., Шищенко И. Г. Природа Украинской ССР. Ландшафты и физико-географическое районирование. Киев: Наукова Думка, 1985. 224 с.

186. Клімов О. В. Проблема формування ландшафтної політики в Україні. *Вісник ХНУ імені В. Н. Каразіна. серія «Екологія»,* 2013. № 1070(9). С. 35-41.

187. Барабаш М., Кульбіда М., Корж Т. Зміна глобального клімату і проблема опустелювання в Україні. *Наукові записки Терноп. Держ. Пед. Ун-ту. Сер. Географія*, 2004. № 2. С. 82-88.

188. Экологическая геология Украины. АН Украины. Ин-т геологических наук. Отв. ред. Е. Ф. Шнюков. Киев: Наукова думка, 1993. 408 с.

189. Європейська ландшафтна конвенція N 2831-IV (2831-15) від 07.09.2005. ВВР, 2005. N 51. ст. 547. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/994_154. - назва з екрану.

190. Шевырногов А. П., Ларько А. А., Высоцкая Г. С., Сомова Л. А. Определение границ биомов на территории Евразии по динамике дисперсии NDVI на основе спутникового мониторинга. *Успехи современного естествознания,* 2019. № 1. С. 123-128

191. Зареи С. Картографирование ландшафтов по данным спутникового термического зондирования и моделирования тепловых полей. Автореф. дис. ... канд. технич. наук. 25.00.34 – аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия. Москва, 2018. 24 с.

192. Wu J., Liang S. Assessing Terrestrial Ecosystem Resilience using Satellite Leaf Area Index. *Remote Sens*, 2020. № 12(4). P. 595. DOI:10.3390/rs12040595.

193. Pasher J., Smith P. A., Forbes M. R., Duffe J. Terrestrial ecosystem monitoring in Canada and the greater role for integrated earth observation. *Environmental Reviews*, 2014. № 22(2). P. 179-187. DOI:10.1139/er-2013-0017.

194. Клебанович Н. В. Почвоведение и земельные ресурсы. Минск: Белорусский гос. ун-т., 2013. 390 с.

195. Романчук І. Ф., Сахацький О. І., Апостолов О. А. Оцінка вологості ґрунту за допомогою супутникових знімків Sentinel-2 (на прикладі Баришівського полігону Київської області). *Доповіді НАН України*, 2018. № 1. С. 60-66. DOI: 10.15407/dopovidi2018.01.060.

196. Романчук І. Ф. Вплив водного режиму ґрунтів на ступень їх деградації з використанням космічних знімків та даних наземної польової завірки.

Український журнал дистанційного зондування Землі, 2018. № 17. С. 26-30. DOI: 10.36023/ujrs.2018.17.126.

197. Физико-географическое районирование Украинской ССР. Под ред. В. П. Попова, А. М. Маринича, А. И. Лянько. Киев: Изд-во Киев ун-та., 1968. 682 с.

198. Молодых И. И. Инженерно-геологические основы изучения территорий регионального распространения западинных форм рельефа Украинской части Русской платформы в связи с мелиоративным строительством. Автореф. дис. … д-ра. г.-м. наук: 04.00.07. ИГН АН УССР. Киев, 1982. 40 С.

199. Шестопалов В. М., Звольський С. Т., Бублясь В. М. Визначення показників інфільтрації в гірських породах зони аерації за допомогою хлорного индикатора. *Доповіді Академії наук України,* 2002. № 9. С. 130-136.

200. Азімов О. Т., Бублясь В. М. Дослідження геодинамічних процесів у зонах аномального масопереносу. *Вісник КНУ. Геологія,* 2005. № 34-35. С. 97-102.

201. Азімов О. Т., Левашов С. П., Бублясь В. М. Використання комплексу дистанційних і геофізичних даних як інформаційного ресурсу при дослідження сучасних тектонічних напруг у межах аномальних зон вертикального масопереносу (на прикладі Старошепелицької ділянки Зони відчуження ЧАЕС). *Геоінформатика*, 2002. № 3. С. 64-74.

202. Шестопалов В. М., Богуславский Ф. С., Бублясь В. Н. Оценка защищенности и уязвимости подземных вод с учетом зон быстрой миграции. Киев: НИЦ РПИ НАН Украины, 2007. 118 с.

203. Паньків З. П. Ґрунти України: Навчально-методичний посібник. Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 2017. 112 с.

204. Хотиненко О. М. Ґрунти, їх класифікація і номенклатура. Методичні рекомендації. Миколаїв: Миколаївський Нац. Аграрн. Ун-т., 2015. 86 с.

205. Геннадиев А. Н., Глазовская М. А. География почв с основами почвоведения. Москва: Изд-во высшая школа, 2005. 461 с.

206. Кобернік С. Г., Коваленко Р. Р. Географія. Підручник для 8 класу. Київ: Література ЛТД, 2016. 303 с.

207. Почвы СССР. Отв. ред. Г.В.Добровольский. Москва: "Мысль", 1979. 380 с.

208. Матвієнко М. І., Кравченко Ю. С. Ознаки, склад та властивості чорнозему типового малогумусного Яготинського району Київської області. Заходи щодо підвищення родючості ґрунтів. Двадцять третя всеукраїнська практично-пізнвавальна інтернет-конференція «Наукова думка сучасності і майбутнього». [Електронний ресурс]. URL: http://naukam.triada.in.ua/index.php/konferentsiji/dvadtsyat-tretya-vseukrajinska-praktichno-piznavalna-internet-konferentsiya – назва з екрану. (дата звернення: 02.09.2020).

209. Северин І. М. Морфологічна та агрохімічна характеристика ґрунтів у ландшафтах різного типу дендропарку «Тростянець» НАН України. *Інтродукція рослин,* 2015. № 2. С. 96-107.

210. Державна геологічна карта України: Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. Аркуш М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький). – Київ: Державна геологічна служба. Північне державне регіональне геологічне підприємство «Північгеологія», 2009.

211. Пояснювальна записка до Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький). Ред. Охинько З. П., Відповідальний виконавець Дерій М. М. Центр регіональних геологічних досліджень ПДРГП «Північгеологія». Держ. Геол. служба Міністерство охорони навколо природного середовища України, 2009 р. 92 С.

212. Гідрогеологічна карта основних водоносних горизонтів та комплексів. Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. Аркуш М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький). – Київ: Державна геологічна служба. Північне державне регіональне геологічне підприємство «Північгеологія», 2009.

213. Фрагмент гідрогеологічної карти (зведеної). Масштаб 1:200 000. Дніпровсько-Донецька серія. Аркуш М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький). –

Київ: Державна геологічна служба. Північне державне регіональне геологічне підприємство «Північгеологія», 2009.

214. Воронова Г. И. Микрозападинные формы рельефа и методы их изучения (на примере отдельных районов УССР). АН УССР. Сектор географии, Киев, 1975. 21 с.

215. Бублясь В., Бублясь М. Процеси і явища в мікрогеодинамічних зонах покривних відкладів рівнинних територій. *Вісник КНУ. Геологія,* 2013. № 1 (60). С. 42-46.

216. Сахацький О. І. Використання матеріалів багатоспектральних супутникових зйомок для оцінки водообміну ґрунтових вод (на прикладі басейну р. Трубіж). *Геол. журнал,* 2009. № 3. С. 79-89.

217. Бублясь В. М. Мікрогеодинамічні зони як елементарні складові структур літосфери і роль електромагнітних явищ в ух розвитку. Енергетика Землі, її геолого–екологічні прояви, науково-практичне використання. *Вісник КНУ. Геологія*, 2006. № 1 (60). С. 86-90.

218. Romanciuc I. Application of satellite Data for Investigation of Micro Depressions of Relief-Source of the Groundwater Pollution by Mineral Fertilizers. *The 6th International Conference Ecological Chemistry:* Proceedings of the International conference (Chisinau, Republic of Moldova, 2-3 March 2017). Chisinau, 2017. P. 105.

219. Romanciuc I. F., Pazynych N. V., Manilov A. I. Remote Detection of Environmentally Vulnerable Terrain in terms of Chemical Pollution of Soil and Groundwater. *Emerging Developments and Environmental Impacts of Ecological Chemistry. Ed.: G. Duca, A. Veseashta,* 2019. Chapter 15. P. 325-340. DOI:10.4018/978-1-7998-1241-8.

220. Шестопалов В. М., Богуславский А. С., Бублясь В. Н. Оценка защищенности и уязвимости подземных вод с учетом зон быстрой миграции. Киев: ИГН НАН Украины, 2007. 118 с.

221. Шестопалов В. М., Климчук А. Б., Понищенко И. П. Развитие гидрогеологии в мире и гидрогеологические исследования в институте геол. наук НАН Украины. *Геол журнал*, 2018. № 3 (364). С. 5-58.

222. Бублясь В. Н. Закономерности развития западинных морфрскульптур (степных блюдец) средней части бассейна р. Днепр. Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук: 04.00.01. ИГН АНУ. Киев, 1993. 26 с.

223. Дідух Я. П. Екологічні аспекти глобальних змін клімату: причини, наслідки, дії. *Вісник НАН України,* 2009. № 2. С. 34-44.

224. Апостолов О. А., Єлістратова Л. О., Романчук І. Ф., Чехній В. М. Виявлення осередків опустелювання в Україні на основі розрахунків водних індексів за даними дистанційного зондування Землі. *Український географічний журнал*, 2020. № 1 (109). С. 16-25. DOI:https://doi.org/10/15407/ugz2020.01.016.

225. Lyalko V., Romanciuc I., Elistratova L., Apostolov A., Chekhniy V. Detection of Changes in Terrestrial Ecosystems of Ukraine Using Remote Sensing Data. *Journal of Geology, Geography and Geoecology,* 2020. № 29 (1). С. 102-110. DOI:10.15421/112010.

226. Лялько В. І., Єлістратова Л. О., Апостолов О. А., Романчук І. Ф. Досвід оцінювання змін природного середовища в Україні з застосуванням матеріалів космічної зйомки. *Міжнародна науково-практична конференція «Екологічна безпека та збалансоване природокористування в агропромисловому виробництві».* Збірник праць Міжнародної науково-практичної конференції. (Київ, 3-5 липня 2019). Київ, 2019. С. 164-168.

227. Hardinsky M. A., Klemas V., Smart R. M. The Influence of Soil Salinity, Growth From, and Leaf Moisture on the Spectral Radiance of Spartina Gaoaltermiflore Canopies. *Photogrametric Engineering and Remote Sensing,* 1983. № 49 (1). P. 77-83.

228. Abdulah H., Skidmore A. K., Darvishzaden R., Heurich M. Sentinal-2 accurately maps green-attack stage of European spruce bark beelte (Ipstypographus, L.) compared with Landsat-8. *Remote sensing in ecology and conservation,* 2019. № 5(1). P. 87-106. DOI:10.1002/rse2.93.

229. Климатология. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1989. 568 с.

230. Парниковий ефект і зміни клімату в Україні. За ред. акад. В. І. Лялька. Київ: Наукова думка, 2015. 283 с.

231. Єлістратова Л. О., Апостолов О. А. Про стан і подальші зміни клімату України при його потеплінні. *Наукові записки Вінницького Держ. Пед. Ун-ту. ім. М. Коцюбинського. «Серія Географія»,* 2018. № 30 (1-2). С. 25-34.

232. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. Ленинград: Гидрометиздат, 1978. 296 с.

233. Griffin M. K., Hsu S. M., Burke H. K., Orloff S. M., Upham C. A. Examples of EO-1 Hyperion Data Analysis. *Linkoln Laboratory Journal,* 2005. № 15. P. 271-296.

234. Фёрстер Э., Рёнц Б. Методы корреляционного и регрессионного анализа. Руководство для экономистов. Перевод с немецкого и предисловия В. М. Ивановой. Москва: «Финансы и статистика», 1983. 304 с.

235. Степанов И. Н., Степанова В. И., Баранов И. П., Винокуров И. Ю. Потоки карт пластики рельефа – физико-математические экологические системы. *Известия Самарского науч. центра РАН,* 2009. Т. 11. № 1 (7). С. 1581-1586.

236. Ласточкин А. Н. Морфодинамический анализ. Ленинград: Недра, 1987. 257 с.

237. Ласточкин А. Н. Морфодинамическая концепция общей геоморфологии. Ленинград: Недра, 1991. 340 с.

238. Пазинич Н. В. Дослідження та прогнозування зсувних явищ Придніпровської зони м. Києва на основі матеріалів дистанційного зондування Землі та геоморфологічних методів. *Український журнал дистанційного зондування Землі,* 2017. № 13. С. 10-16. DOI:10.36023/ujrs.2017.13.104.

239. Волошин В., Король П., Рудик О. Математично-картографічне забезпечення моніторингових досліджень ерозійнонебезпечних земель із застосуванням методу оцінювання пластики рельєфу. Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва: збірник наукових праць Західного геодезичного товариства УТГК, Західне геодезичне товариство Українського товариства геодезії і картографії, Національний університет «Львівська

політехніка». Львів: Видавництво Львівської політехніки, 2013. № 1(25). С. 96-99.

240. Шарий П. А. Топографический метод вторых производных. Геометрия структур земной поверхности. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1991. С. 28-58.

241. Пазинич Н. В., Романчук І. Ф. Характеристика стану вологості ґрунтів з використанням картографічних методів та даних супутникової зйомки. *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки,* 2018. Т. 23. Вип. 2(33). С. 43-54. DOI:10.18524/2303-9914.2018.2(33).146631.

242. Romanciuc I. F., Pazynych N. V. Applications of Remote Sensing to Precision Agriculture Recommendations. *ACADEMOS,* 2019. № 1 (52). С. 66-70. DOI:10.5281/zenodo.2906766.

243. Romanciuc I., Pazynych N. Using the Digital Elevation Model for Studying Water Balance of the Territory. *Information technologies in solving modern problems of geology and geophysics.* Proceedings of 7th International Scientific Conference of young scientists and students. (Baku, Azerbaijan, 15-18 October 2018). Baku, 2018. P. 167-168.

244. Лубський С. М. Методика підвищення інформативності інфрачервоного аерокосмічного знімання на основі субпіксельної обробки сигналів. Дис. … к. т. н.: 05.07.12. НАН України. Ін-т. геол. наук. ЦАКДЗ. Київ, 2017. 179 с.

245. Piestova I., Lubskyi M., Svideniuk M., Golubov S., Sedlacek P. Satellite Imagery Resolution Enhancement for Urban Area Thermal Micromapping. *Central European Researchers Journal*, 2018. № 4 (1). P. 35-39.

246. Shvidenko A., Buksha I., Krakovska S., Lakyda P. Vulnerability of Ukraine forests to Climate Change. *Sustainability,* 2017. № 9. P. 1152.

247. Дмитрук Ю. М., Стужук О. В. Картографічне моделювання ґрунтового покриву та ерозійних процесів методом пластики рельєфу. *Геополітика и екогеодинаміка регіонів,* 2014. № 10 (1). С. 41-43.

ДОДАТКИ

Додаток А

Впровадження результатів дисертаційного дослідження

ЗАТВЕРДЖУЮ
Директор ЦАКДЗ
академік НАН України

В.І. Лялько
«17» 06 2016

ЗАТВЕРДЖУЮ
Генеральний директор
ТОВ «Баришівська зернова компанія»

В.П. Безсмертний
«17» 06 2016

АКТ ВПРОВАДЖЕННЯ
(приймання-передачі матеріалів науково-дослідних розробок)

Ми, що нижче підписалися, завідувач лабораторії дослідження природних ресурсів дистанційними методами відділу енергомасообміну в геосистемах Державної установи "Науковий Центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук Національної академії наук України" (ЦАКДЗ ІГН НАНУ), доктор геологічних наук Сахацький О.І., молодший науковий співробітник відділу ЕМОГС ЦАКДЗ ІГН НАНУ Апостолов О.А., аспірант відділу ЕМОГС ЦАКДЗ ІГН НАНУ Романчук І.Ф. з одного боку та начальник планово-економічного відділу ТОВ «Баришівська зернова компанія» Заглада Є.В., перший заступник генерального директора Черемха Б.М. та головний агроном Коваль О.Ю. з іншого боку, склали цей акт про те, що ЦАКДЗ ІГН НАНУ передає, а ТОВ «Баришівська зернова компанія» приймає цифрову карту-схему розташування мікрозападин рельєфу та подів, що характеризуються підвищеною вологістю або перезволоженням ґрунту, в межах окремих полів ТОВ «Баришівська зернова компанія» у Баришівському районі Київської області. Карта-схема створена на основі класифікованих даних космічного знімку Sentinel-2 (08.04.2016 р.).

Карта-схема та короткий опис до неї будуть використані для планування захисних агрономічних заходів зі збереження родючості ґрунтів на полях ТОВ «Баришівська зернова компанія».

Від ЦАКДЗ ІГН НАНУ

завідувач лабораторії
відділу ЕМОГС ЦАКДЗ ІГН НАНУ
доктор геологічних наук
_____ О.І. Сахацький

молодший науковий співробітник відділу
ЕМОГС ЦАКДЗ ІГН НАНУ
_____ О.А. Апостолов

аспірант відділу ЕМОГС ЦАКДЗ ІГН
НАНУ
_____ І.Ф. Романчук

Від ТОВ «Баришівська зернова компанія»

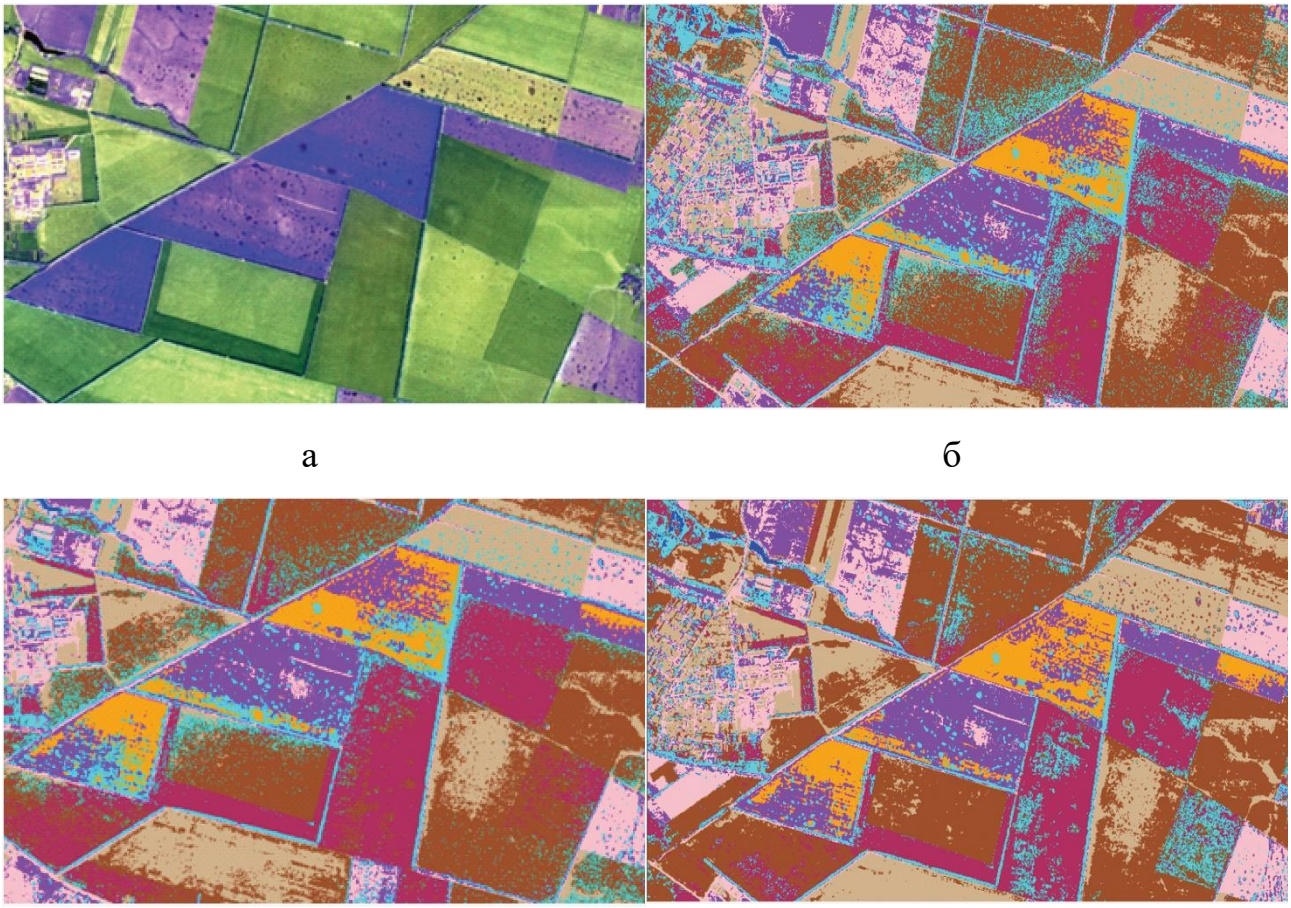
Начальник планово-економічного відділу
ТОВ «Баришівська зернова компанія»
_____ Є.В. Заглада

Перший заступник генерального директора
ТОВ «Баришівська зернова компанія»
_____ Б.М. Черемха

Головний агроном ТОВ «Баришівська
зернова компанія»
_____ О.Ю. Коваль

Додаток Б

Знімки супутника Sentinel-2 та результати класифікації Баришівського полігону: а) знімок супутнику Sentinel-2 у комбінації каналів SWIR, NIR, Green; б) метод максимальної вірогідності; в) метод відстані Махаланобіса; г) метод мінімальної відстані



а б

в г

Додаток В

Таблиця В.1.

Результати ранжування адміністративних областей України за 2007 рік за значеннями водного індексу NDII

Області	2007	Площа км^2	Площа "поганих"
Волинська	0,00	20144	0
Закарпатська	0,00	12777	0
Івано-Франківська	0,00	13928	0
Львівська	0,00	21834	0
Чернівецька	0,00	8097	0
Рівненська	0,53	20047	106
Житомирська	2,78	29832	829
Хмельницька	5,60	20645	1156
Чернігівська	9,81	31865	3126
Тернопільська	10,40	13823	1438
Вінницька	18,21	26513	4828
Київська	26,43	28131	7435
Сумська	27,06	23834	6449
Харківська	46,35	31415	14561
Черкаська	51,68	20900	10801
Полтавська	56,13	28748	16135
Луганська	60,68	26684	16193
Автономна республіка Крим	73,32	26081	19122
Донецька	80,80	26517	21427
Кіровоградська	84,14	24588	20688
Дніпропетровська	84,24	31974	26936
Одеська	85,30	33310	28412
Херсонська	92,04	28461	26196
Запорізька	94,19	27180	25602
Миколаївська	98,88	24598	24323

Додаток Г

Таблиця Г.1.

Результати ранжування адміністративних областей України за 2015 рік за значеннями водного індексу NDII

Області	2007	Площа км^2	Площа "поганих"
Закарпатська	0,00	12777	0
Волинська	0,14	20144	27
Львівська	0,25	21834	54
Івано-Франківська	0,92	13928	128
Рівненська	4,11	20047	823
Чернівецька	7,10	8097	575
Житомирська	11,03	29832	3290
Чернігівська	12,67	31865	4038
Сумська	17,36	23834	4138
Хмельницька	21,88	20645	4516
Черкаська	25,16	20900	5258
Київська	26,24	28131	7382
Тернопільська	26,46	13823	3658
Вінницька	27,47	26513	7283
Харківська	35,71	31415	11218
Полтавська	39,22	28748	11275
Донецька	47,27	26517	12533
Дніпропетровська	49,32	31974	15769
Луганська	55,91	26684	14920
Автономна республіка Крим	56,78	26081	14809
Кіровоградська	60,99	24588	14995
Херсонська	71,70	28461	20406
Запорізька	76,25	27180	20725
Одеська	78,25	33310	26064
Миколаївська	87,37	24598	21492

Додаток Д

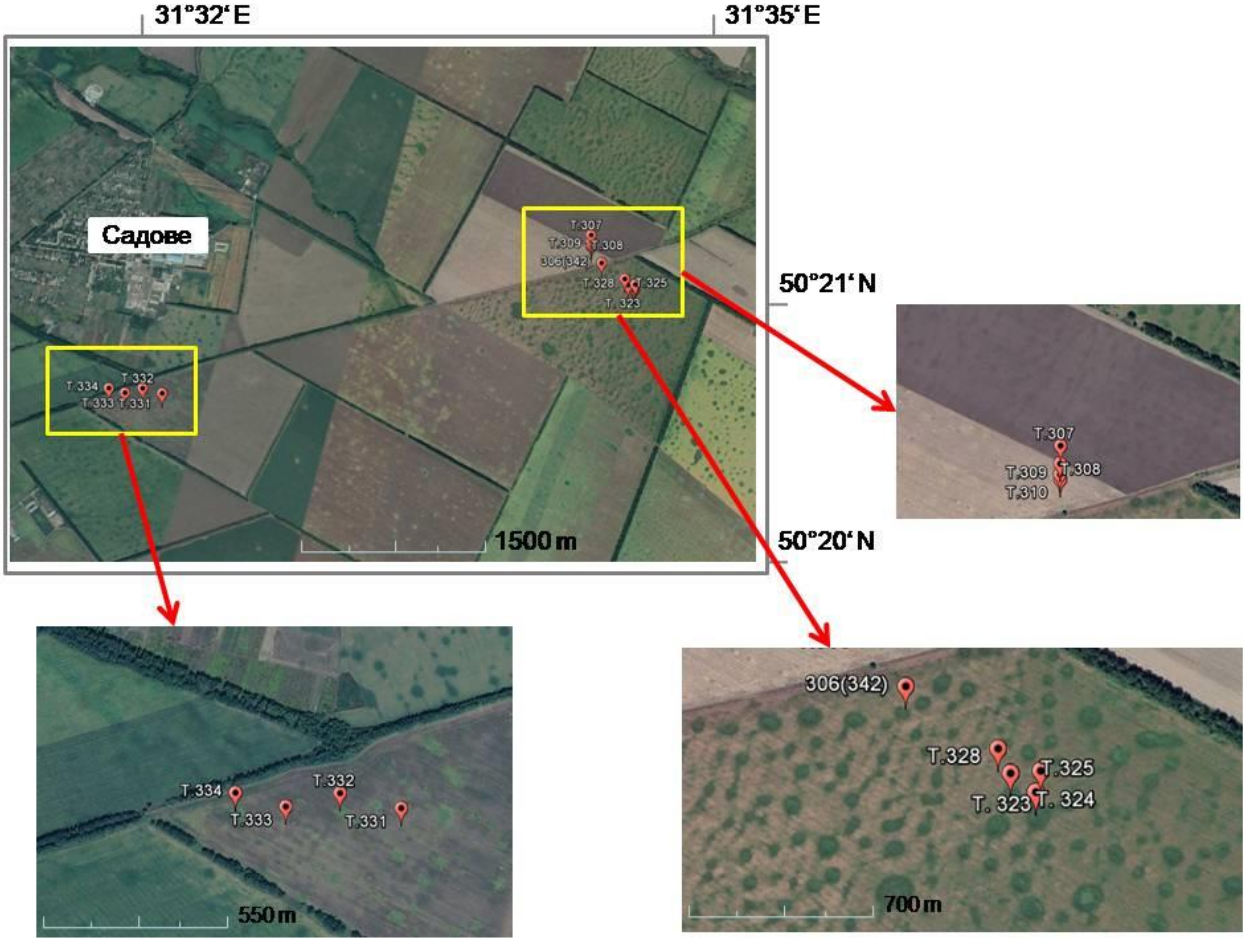
Таблиця Д.1.

Результати ранжування адміністративних областей України за 2016 рік за значеннями водного індексу NDII

Області	2007	Площа км^2	Площа "поганих"
Закарпатська	0,00	12777	0
Львівська	0,00	21834	0
Чернівецька	0,00	8097	0
Івано-Франківська	0,18	13928	26
Волинська	0,27	20144	54
Вінницька	0,51	26513	136
Рівненська	0,79	20047	159
Житомирська	1,39	29832	415
Чернігівська	1,82	31865	581
Сумська	2,93	23834	699
Хмельницька	6,25	20645	1290
Тернопільська	6,57	13823	908
Харківська	8,53	31415	2680
Київська	9,65	28131	2716
Черкаська	10,21	20900	2134
Луганська	16,60	26684	4430
Полтавська	17,00	28748	4887
Донецька	18,06	26517	4789
Кіровоградська	26,37	24588	6483
Одеська	26,70	33310	8895
Дніпропетровська	48,55	31974	15524
Автономна республіка Крим	53,35	26081	13915
Миколаївська	57,32	24598	14099
Херсонська	69,07	28461	19658
Запорізька	73,97	27180	20106

Додаток Е

Схема розташування точок відбору зразків для визначення вологості ґрунтового покриву при наземних спостереженнях



Додаток Ж

Таблиця Ж.1.

Таблиця визначення вмісту гігроскопічної води в ґрунтовому покриві на дату 08.04.2016

Ґрунт (місце відбору ґрунту, координати)	№ бюксу	Вага сухого бюксу	Навіска воздушно – сухого ґрунту	Вага бюксу з ґрунтом після сушки	Вага висушеного ґрунту	Вага води	%H_2O
Т. 306 342/2 Волога 5 см від поверхні 50 21 20.29 N 31 36 12.55 E	б. 233 к. 233	22.3	70.4-22.3= 48.1	63.9	63.9- 22.3= 41.6	48.1-41,6= 6.5	6.5*100/41,6 = 15.625%
Т. 306. 342/2 Волога 20 см від поверхні 50 21 20.29 N 31 36 12.55 E	б. 008 к. 028	21.0	80.0-21.0= 59.0	72.3	72.3- 21.0= 51.3	59.0-51,3= 7.7	7.7*100/51,3 = 15.009%
Т. 306 342/2 Волога 5 см від поверхні 2 повтор 50 21 20.29 N 31 36 12.55 E	б. 006 к. 006	21.5	73.2-21.5= 51.7	69.0	69.0- 21,5= 47.5	51.7-47,5= 4.2	4.2*100/47,5 = 8.842%
Т. 306 342/2 Волога 20 см від поверхні 2 повтор 50 21 20.29 N 31 36 12.55 E	б. 377 к. 008	22.0	83.1-22.0= 61.1	74.0	74.0- 22,0= 52.0	61.1-52,0= 9.1	9.1*100/52,0 = 17.5%
т. 307. Вододіл 50 21 09.16 N 31 36 05.49 E	б. 392 к. 005	21.7	74.7-21.7= 53.0	66.6	66.6- 21,7= 44.9	53.0-44,9= 8.1	8.1*100/44,9 = 18.040%
Т. 307 Волога 20 см від поверхні Мікрозападина Вододіл 50 21 09.16 N 31 36 05.49 E	б. 390 к. 014	22.1	68.7-22.1= 46.6	63.5	63.5- 22,1= 41.4	46.6-41,4= 5.2	5.2*100/41,4 = 12.560%

Продовження таблиці Ж.1.

т. 308 45 м від центра Волога 5 см від поверхні Мікрозападина Схил 50 21 07.49 N 31 36 06.11 E	б. 394 к. 212	22.2	71.3-22.2=49.1	66.0	66.0- 22,2=43.8	49.1-43,8=5.3	5.3*100/43,8=12.100%
Т. 308 Волога 20 см від поверхні Мікрозападина Схил 50 21 07.49 N 31 36 06.11 E	б.255 к. 390	22.8	82.0-22.8=59.2	74.3	74.3-22,8=51.5	59.2-51,5=7.7	7.7*100/51,5=14.951%
т. 309 15 м від западини Волога 5 см від поверхні Край мікрозападини 50 21 06.49 N 31 36 06.49 E	б.368	22.4	85.0-22.4=62.6	73.7	73.7- 22,4=51.3	62.6-51,3=11.3	11.3*100/51,3=22.027%
Т. 309 Волога 20 см від поверхні Край мікрозападини 50 21 06.49 N 31 36 06.49 E	б. 10 к. 385	21.6	66.0-21.6=44.4	59.7	59.7- 21,6=38.1	44.4-38,1=6.3	6.3*100/38,1=16.535%
т. 310 Волога 5 см від поверхні Мікрозападина Центр. 50 21 06.05 N 31 36 06.74 E	б. 374	22.2	88.7-22.2=66.5	77.2	77.2- 22,2=55.0	66.5-55,0=11.5	11.5*100/55,0=20.909%
Т. 310 Волога 20 см від поверхні Мікрозападина Центр. 50 21 06.05 N 31 36 06.74 E	б. 023 к. 393	22.1	68.3-22.1=46.2	61.8	61.8- 22,1=39.7	46.2-39,7=6.5	6.5*100/39,7=16.372%
т. 318	б. 400	22.3	68.0-22.3=45.7	63.8	63.8- 22,3=41.5	45.7-41,5=4.2	4.2*100/41,5=10.120%

Продовження таблиці Ж.1.

Т. 319	б. 382	22.2	77.6-22.2=55.4	74.3	74.3- 22,2=52.1	55.4-52,1=3.3	3.3*100/52,1=6.333%
Т. 320	б. 019	21.5	72.0-21.5=50.5	65.3	65.3- 21,5=43.8	50.5-43,8=6.7	6.7*100/43,8=15.296%
Т. 321	б. 375	22.3	91.9-22.3=69.9	87.1	87.1- 22,3=64.8	69.9-64,8=5.1	5.1*100/64,8=7.870%

Додаток И

Таблиця И.1.

Таблиця визначення вмісту гігроскопічної води в ґрунтовому покриві на дату 28.04.2016

Ґрунт (місце відбору ґрунту, координати)	№ бюксу	Вага сухого бюксу	Навіска воздушно – сухого ґрунту	Вага бюксу з ґрунтом після сушки	Вага висушеного ґрунту	Вага води	%H_2O
Т. 323. Доп. точка 1. Мікрозападина С. ш. 50 20 58,17 В. д. 31 36 25,59	214	22.0	80,8-22.0= 58.8	69,0	69.0- 22.0= 47.0	58.8-47.0 = 11.8	11.8*100/47.0 = 25.10%
Т. 324. Доп. точка 2. Мікрозападина С.ш. 50 20 57,35 В. д. 31 36 28,62	325	22.1	86,4-22.1= 64.3	71,8	71.8- 22.1= 49.7	64.3-49.7 = 14.6	14.6*100/49.7 = 29.37%
Т. 325. Доп. точка 3. Вододіл. С.ш. 50 20 58,86 В. д. 31 36 28,60	355	22.2	87,4-22.2= 65.2	77,7	77.7- 22.2= 55.5	65.2-55.5 = 9.7	9.7*100/55.5= 17.47
Т. 328. Доп. точка 4. Вододіл. С.ш. 50 20 59,62 В. д. 31 36 23,70	380	22.2	82,6-22.2= 60.4	73,4	73.4- 22.2= 51.2	60.4-51.2 = 9.2	9.2*100/51.2= 17.96%
Т. 332. Доп. точка 5. Мікрозападина С.ш. 50 19 57,32 В. д. 31 33 16,68	Е12	17.9	73,9-17.9= 56.0	63,4	63.4- 17.9= 45.5	56.0-45.5 = 10.5	10.5*100/45.5 = 23.07
Т. 334. Доп. точка 6. Мікрозападина С.ш. 50 19 55,02 В. д. 31 33 02,85	Б. 011 Кр. 377	22.3	70,2-22.3= 47.9	59,0	59.0- 22.3= 36.7	47.9-36.7 = 11.2	11.2*100/36.7 = 30.51
Т. 333. Доп. точка 7. Вододіл. С.ш. 50 19 54,95 В. д. 31 33 10,02	035	16.8	71,6-16.8= 54.8	65,5	65.5- 16.8= 48.7	54.8-48.7 = 6.1	6.1*100/48.7= 12.52

Продовження таблиці И.1.

Т. 331. Доп. точка 8. Вододіл. С.ш. 50 19 57,40 В. д. 31 33 25,25	Б. 193 Кр. Е58032	26.3	85,7-26.3= 59.4	77,2	77.2- 26.3= 50.9	59.4-50.9 =8.5	8.5*100/50.9= 16.69
Т. 306 342/2 Волога 5 см. 1 повтор С.ш. 50 21 20,29 В. д. 31 36 12,55	233	22,3	69,0-22,3 = 46,7	61,5	61,5 – 22,3= 39,2	46,7–39,2 = 7,5	7,5*100/39,2= 19,13%
Т. 306. 342/2 Волога 20 см. С.ш. 50 21 20,29 В. д. 31 36 12,55	Б. 008 Кр. 023	21,0	62,9 – 21,0 = 41,9	56,3	56,3 – 21,0 = 35,3	41,9–35,3 = 6,6	6,6*100/35,3 = 18,69%
Т. 306 342/2 Волога 5 см 2 повтор С.ш. 50 21 20,29 В. д. 31 36 12,55	006	21,5	75,0 – 21,5 = 53,3	66,8	66,8 – 21,5 = 45,3	53,3–45,3 = 8,0	8,0*100/ 45,3 = 17,66%
Т. 306 342/2 Волога 20 см 2 повтор С.ш. 50 21 20,29 В. д. 31 36 12,55	Б. 377 Кр. 008	22,0	73,8 – 22,0 = 51,8	66,0	66,0 – 22,0 = 44,0	51,8–44,0 = 7,8	7,8*100/44,0 = 17,72%
Т. 307 Волога 5 см. Мікрозападина. Вододіл С.ш. 50 21 09,16 В. д. 31 36 05,49	Б. 392 Кр. 005	21,7	70,9 – 21,7 = 49,2	61,7	61,7 – 21,7 = 40,0	49,2–40,0 = 9,2	9,2*100/ 40,0 = 23,0%
Т. 307 Волога 20 см. Мікрозападина Вододіл С.ш. 50 21 09,16 В. д. 31 36 05,49	Б. 390 Кр. 014	22,1	85,4 – 22,1 = 63,3	72,4	72,4 – 22,1 = 50,3	63,3–50,3 = 13,0	13,0*100/50,3 = 25,84%
Т. 308 Волога 5 см. Мікро западина Схил С.ш. 50 21 07,49 В. д. 31 36 06,11	Б. 394 Кр. 212	22,2	78,2 – 22,2 = 56,0	68,0	68,0 – 22,2 = 45,8	56,0–45,8 = 10,2	10,2*100/ 45,8 = 22,27%
Т. 308 Волога 20 см. Мікрозападина Схил С.ш. 50 21 07,49 В. д. 31 36 06,11	Б. 255 Кр. 390	22,8	72,7 – 22,8 = 49,9	62,5	62,5 – 22,8 = 39,7	49,9–39,7 = 10,2	10,2*100/39,7 = 25,69%

Продовження таблиці И.1.

Т. 309 Волога 5 см. Край Мікрозападина С.ш. 50 21 06,49 В. д. 31 36 06,49	368	22,4	73,9 – 22,4 = 51,5	62,3	62,3 – 22,4 = 39,9	51,5–39,9 = 11,6	11,6*100/39,9 = 29,07%
Т. 309 Волога 20 см. Край Мікрозападина С.ш. 50 21 06,49 В. д. 31 36 06,49	Б. 10 Кр. 385	21,6	85,0 – 21,6 = 63,4	70,3	70,3 – 21,6 = 48,7	63,4–48,7 = 14,7	14,7*100/48,7 = 30,18%
Т. 310 Волога 5 см. Мікрозападина Центр. С.ш. 50 21 06,05 В. д. 31 36 06,74	374	22,2	85,9 – 22,2 = 63,7	71,2	71,2 – 22,2 = 49,0	63,7–49,0 = 14,7	14,7*100/ 49,0 = 30,0%
Т. 310 Волога 20 см. Мікрозападина Центр. С.ш. 50 21 06,05 В. д. 31 36 06,74	Б. 023 Кр. 393	22,1	74,0 – 22,1 = 51,9	60,3	60,3 – 22,1 = 38,2	51,9–38,2 = 13,7	13,7*100/ 38,2 = 35,86%
Т. 335 Волога 5 см. 1 повтор	400	22,3	73,7 – 22,3 = 51,4	65,3	65,3 – 22,3 = 43,0	51,4–43,0 = 8.4	8.4*100/43.0= 19.53
Т. 335 Волога 20 см. 1 повтор	382	22,2	80,2 – 22,2 = 58,0	70,9	70,9 – 22,2 = 48,7	58,0–48,7 = 9,3	9,3*100/48,7 = 19,09%
Т. 336 Волога 5 см. 2 повтор	019	21,5	78,6 – 21,5 = 57,1	69,5	69,5 – 21,5 = 48,0	57,1–48,0 = 9,1	9,1*100/48,0= 18,95%
Т. 336 Волога 20 см. 2 повтор	375	22,3	75,0 – 22,3 = 52,7	66,7	66,7 – 22,3= 44,4	52,7–44,4 = 8,3	8,3*100/44,4 = 18,69%

Додаток К

Таблиця К.1.

Таблиця визначення вмісту гігроскопічної води в ґрунтовому покриві на дату 10.05.2016

Координати місце відбору ґрунту	№ бюкса	Вага сухого бюксу	Навіска воздушно – сухого ґрунту	Вага бюксу з ґрунтом після сушки	Вага висушеного ґрунту	Вага води	%H_2O
Т. 306 342/2 Волога 5 см. 1 повтор С. ш. 50 21 02,29 В. д. 31 36 12,55	233	22.3	65,7-22.3=43.4	56.6	56.6-22.3=34.3	43.4-34.3=9.1	9.1*100/34.3=26.53%
Т. 306 342/2 Волога 20 см. 1 повтор С. ш. 50 21 02,29 В. д. 31 36 12,55	Б. 008 Кр. 023	21.0	86,2-21.0=65.2	73.6	73.6-21.0=52.6	65.2-52.6=12.6	12.6*100/52.6=23.95%
Т. 306 342/2 Волога 5 см. 2 повтор С. ш. 50 21 02,29 В. д. 31 36 12,55	006	21.5	81,7-21.5=60,2	68.3	68.3-21.5=46,8	60.2-46.8=13.4	13.4*100/46.8=28.63%
Т. 306 342/2 Волога 20 см. 2 повтор С. ш. 50 21 02,29 В. д. 31 36 12,55	Б. 377 Кр. 008	22.0	85,6-22.0=63,6	73.3	73.3-22.0=51.3	63.6-51.3=12.3	12.3*100/51.3=23,97%
Т. 307 Мікрозападина Вододіл. Волога 5 см. С. ш. 50 21 09,16 В. д. 31 36 05,49	Б. 392 Кр. 005	21.7	84,3-21.7=62.6	72.3	72.3-21.7=50.6	62.6-50.6=12.0	12.0*100/50.6=23.71%
Т. 307 Мікрозападина Вододіл. Волога 20 см. С. ш. 50 21 09,16 В. д. 31 36 05,49	Б. 390 Кр. 014	22.1	94,7-22.1=72.6	80.5	80.5-22.1=58.4	72.6-58.4=14.2	14.2*100/58.4=24.31%
Т. 308 Мікрозападина Схил Волога 5 см. С. ш. 50 21 07,49 В. д. 31 36 06,11	Б. 394 Кр. 212	22.2	89,1-22.2=66.9	76.1	76.1-22.2=53.9	66.9-53.9=13.0	13.0*100/53.9=24.11%

Продовження таблиці К.1.

Т. 308 Мікрозападина Схил Волога 20 см. С. ш. 50 21 07,49 В. д. 31 36 06,11	Б. 225 Кр. 390	22.8	106,2-22.8=83.4	90.6	90.6-22.8=67.8	83.4-67.8=15.6	15.6*100/67.8=23.00%
Т. 309 Мікрозападина Край Волога 5 см. С. ш. 50 21 06,49 В. д. 31 36 06,49	368	22.4	84,4-22.4=62.0	69.6	69.6-22.4=47.2	62.0-47.2=14.8	14.8*100/47.2=31.35%
Т. 309 Мікрозападина. Край Волога 20 см. С. ш. 50 21 06,49 В. д. 31 36 06,49	Б. 10 Кр. 385	21.6	86,8-21.6=65.2	71.7	71.7-21.6=50.1	65.2-50.1=15.1	15.1*100/50.1=30.13%
Т. 310 Мікрозападина Центр. Волога 5 см. С. ш. 50 21 06,05 В. д. 31 36 06,74	374	22.2	89,1-22.2=66.9	70.4	70.4-22.2=48.2	66.9-48.2=18.7	18.7*100/48.2=38.79%
Т. 310 Мікозападина Центр. Волога 20 см. С. ш. 50 21 06,05 В. д. 31 36 06,74	Б. 023 Кр. 393	22.1	95,2-22.1=73.1	78.2	78.2-22.1=56.1	73.1-56.1=17.0	17.0*100/56.1=30.30%
Т. 344 Волога 5 см. 1 повтор	400	22.3	94,4-22.3=72.1	80.7	80.7-22.3=58.4	72.1-58.4=13.7	13.7*100/58.4=23.45%
Т. 344 Волога 20 см. 1 повтор	382	22.2	56,1-22.2=33.9	75.6	75.6-22.2=53.4	33.9-53.4=-19.5	-19.5*100/53.4=-36.51%
Т. 345 Волога 5 см. 2 повтор	019	21.5	110,0-21.5=88.5	94.0	94.0-21.5=72.5	88.5-72.5=16.0	16.0*100/72.5=22.06%
Т. 345 Волога 20 см. 2 повтор	375	22.3	94,6-22.3=72.3	83.0	83.0-22.3=60.7	72.3-60.7=11.6	11.6*100/60.7=19.11%

Додаток Л

Таблиця Л.1.

Таблиця визначення вмісту гігроскопічної води в ґрунтовому покриві на дату 17.06.2016

Координати місце відбору ґрунту	№ бюксу	Вага сухого бюксу	Навіска воздушно – сухого ґрунту	Вага бюксу з ґрунтом після сушки	Вага висушен ого ґрунту	Вага води	%H_2O
Т. 306 342/2 (356) Волога 5 см. 1 повтор С. ш. 50 21 02,29 В. д. 31 36 12,55	233	22.3	99.9-22,3=77,6	91,1	91,1-22,3=68,8	77,6-68,8=8,8	8,8*100/68,8=12,7%
Т. 306 342/2 (356) Волога 20 см. 1 повтор С. ш. 50 21 02,29 В. д. 31 36 12,55	Б. 008 Кр. 023	21.0	99.8-21,0=78,8	91,3	91,3-21,0=70,3	78,8-70,3=8,5	8,5*100/70,3=12,09%
Т. 306 342/2 (356) Волога 5 см. 2 повтор С. ш. 50 21 02,29 В. д. 31 36 12,55	006	21.5	96.5-21,5=75,0	88,5	88,5-21,5=67,0	75,0-67,0=8,0	8,0*100/67,0=11,9%
Т. 306 342/2 (356) Волога 20 см. 2 повтор С. ш. 50 21 02,29 В. д. 31 36 12,55	Б. 377 Кр. 008	22.0	102.6-22,0=80,6	94,6	94,6-22,0=72,6	80,6-72,6=8,0	8,0*100/72,6=11,01%
Т. 307 Мікрозападина Вододіл. Волога 5 см. С. ш. 50 21 09,16 В. д. 31 36 05,49	Б. 392 Кр. 005	21.7	96.5-21,7=74,8	89,0	89,0-21,7=67,3	74,8-67,3=7,5	7,5*100/67,3=11,14%
Т. 307 Мікозападина Вододіл Волога 20 см. С. ш. 50 21 09,16 В. д. 31 36 05,49	Б. 390 Кр. 014	22.1	94.7-22,1=72,6	86,6	86,6-22,1=64,5	72,6-64,5=8,1	8,1*100/64,5=12,55%
Т. 308 Мікозападина Схил Волога 5 см. С. ш. 50 21 07,49 В. д. 31 36 06,11	Б. 394 Кр. 212	22.2	91.9-22,2=69,7	83,9	83,9-22,2=61,7	69,7-61,7=8,0	8,0*100/61,7=12,96%

Продовження таблиці Л.1.

Т. 308 Мікозападина Схил Волога 20 см. С. ш. 50 21 07,49 В. д. 31 36 06,11	Б. 225 Кр. 390	22.8	104.0- 22,8= 81,2	95,3	95,3- 22,8= 72,5	81,2- 72,5= 8,7	8,7*100 /72,5= 12,0%
Т. 309 Мікозападина. Край Волога 5 см. С. ш. 50 21 06,49 В. д. 31 36 06,49	368	22.4	93.4- 22,4= 71,0	85,2	85,2- 22,4= 62,8	71,0- 62,8= 8,2	8,2*100 /62,8= 13,05%
Т. 309 Мікозападина Край Волога 20 см. С. ш. 50 21 06,49 В. д. 31 36 06,49	Б. 10 Кр. 385	21.6	89.7- 21,6= 68,1	80,4	80,4- 21,6= 58,8	68,1- 58,8= 9,3	9,3*100 /58,8= 15,81%
Т. 310 Мікозападина Центр. Волога 5 см. С. ш. 50 21 06,05 В. д. 31 36 06,74	374	22.2	85.6- 22,2= 63,4	77,1	77,1- 22,2= 54,9	63,4- 54,9= 8,5	8,5*100 /54,9= 15,48%
Т. 310 Мікозападина Центр. Волога 20 см. С. ш. 50 21 06,05 В. д. 31 36 06,74	Б. 023 Кр. 393	22.1	85.8- 22,1= 63,7	74,4	74,4- 22,1= 52,3	63,7- 52,3= 11,4	11,4*100 /52,3= 21,79%
Т. 359 Волога 5 см. 1 повтор	400	22.3	104.7- 22,3= 81,7	95,8	95,8- 22,3= 73,5	81,7- 73,5= 8,2	8,2*100 /73,5= 11,15%
Т. 359 Волога 20 см. 1 повтор	382	22.2	108.0- 22,2= 85,8	100,2	100,2- 22,2= 78,0	85,8- 78,0= 7,8	7,8*100 /78,0= 10%
Т. 360 Волога 5 см. 2 повтор.	019	21.5	106.6- 21,5= 85,1	98,3	98,3- 21,5= 76,8	85,1- 76,8= 8,3	8,3*100 /76,8= 10,80%
Т. 360 Волога 20 см. 2 повтор.	375	22.3	115.9- 22,3= 93,6	108,0	108,0- 22,3= 85,7	93,6- 85,7= 7,9	7,9*100 /85,7= 9,21%
Доп. точка 1. Мікозападина С. ш. 50 20 58,17 В. д. 31 36 25,59	Б. 384 Кр. 389	22.0	110.4- 22,0= 88,4	98,3	98,3- 22,0= 76,3	88,4- 76,3= 12,1	12,1*100 /76,3= 15,85%
Доп. точка 2. Мікозападина С. ш. 50 20 57,35 В. д. 31 36 28,62	395	22.1	107.2- 22,1= 85,1	94,4	94,4- 22,1= 72,3	85,1- 72,3= 12,8	12,8*100 /72,3= 17,70%

Продовження таблиці Л.1.

Т. 325. Доп. точка 3. Вододіл С. ш. 50 20 58,86 В. д. 31 36 28,60	355	22.2	84.2-22,2= 62,0	75,5	75,5-22,2= 53,3	62,0-53,3= 8,7	8,7*100 /53,3= 16,32%
Т. 328. Доп. точка 4. Вододіл С. ш. 50 20 59,62 В. д. 31 36 23,70	380	22.2	82,3-22,2= 60,1	74,9	74,9-22,2= 52,7	60,1-52,7= 7,4	7,4*100 /52,7= 14,04%
Т. 332. Доп. точка 5. Мікозападина С. ш. 50 19 57,32 В. д. 31 33 16,68	Е12	17.9	84,4-17,9= 66,5	75,4	75,4-17,9= 57,5	66,5-57,5= 9,0	9,0*100 /57,5= 15,65%
Т. 334. Доп. точка 6. Мікозападина С. ш. 50 19 55,02 В. д. 31 33 02,85	Б. 011 Кр. 377	22.3	125,7-22,3= 103,4	110,8	110,8-22,3= 88,5	103,4-88,5= 14,9	14,9*100 /88,5= 16,83%
Т. 333. Доп. точка 7. Вододіл С. ш. 50 19 54,95 В. д. 31 33 10,02	035	16.8	94,3-16,8= 77,5	87,4	87,4-16,8= 70,6	77,5-70,6= 6,9	6,9*100 /70,6= 9,77%
Т. 331. Доп. точка 8. Вододіл. С. ш. 50 19 57,40 В. д. 31 33 25,25	Б. 193 Кр. Е5803 2	26.3	103,9-26,3= 77,6	96,0	96,0-26,3= 69,7	77,6-69,7= 7,9	7,9*100 /69,7= 11,33%

Додаток М

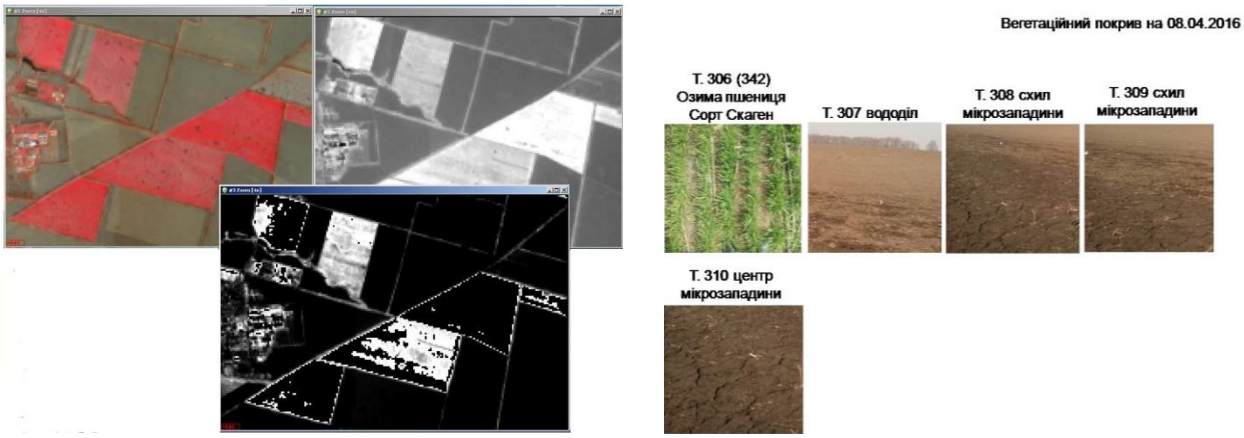
Таблиця М.1.

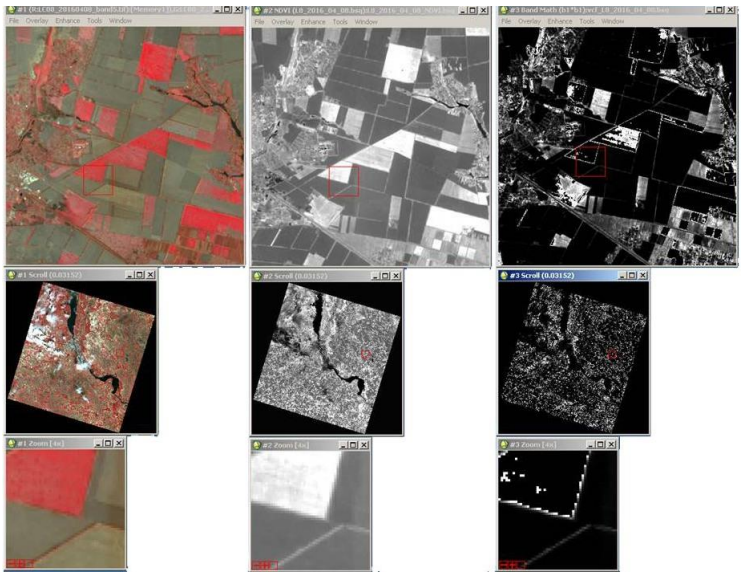
Таблиця визначення вмісту гігроскопічної води в ґрунтовому покриві на дату 11.07.2016

Координати місце відбору ґрунту	№ бюксу	Вага сухого бюксу	Навіска воздушно – сухого ґрунту	Вага бюксу з ґрунтом після сушки	Вага висушеного ґрунту	Вага води	%H_2O
Т. 307 Мікрозападина. Вододіл. Волога 20 см. С. ш. 50 21 09,16 В. д. 31 36 05,49	Б. 390 Кр. 014	22.1	89.5- 22.1= 67.4	86.4	86.4- 22.1= 64.3	67.4- 64.3= 3.1	3.1*100 /64.3= 4.82%
Т. 308 Мікрозападина Схил Волога 5 см. С. ш. 50 21 07,49 В. д. 31 36 06,11	Б. 394 Кр. 212	22.2	85.0- 22.2= 62.8	83.2	83.2- 22.2= 61.0	62.8- 61.0= 1.8	1.8*100 /61.0= 2.95%
Т. 360 Волога 5 см. 2 повтор	019	21.5	93.3- 21.5= 71.8	90.5	90.5- 21.5= 69.0	71.8- 69.0= 2.8	2.8*100 /69.0= 4.05%
Т. 328. Доп. точка 4. Вододіл. С. ш. 50 20 59,62 В. д. 31 36 23,70	380	22.2	88.9- 22.2= 66.7	82.6	82.6- 22.2= 60.4	66.7- 60.4= 6.3	6.3*100 /60.4= 10.43%

Додаток Н

Рослинний покрив ділянки наземних спостережень на дату 08.04.2016: а) у комбінації каналів NIR, Red, Green; б) за нормалізованим вегетаційним індексом NDVI; в) за індексом вегетаційного покриття VCF

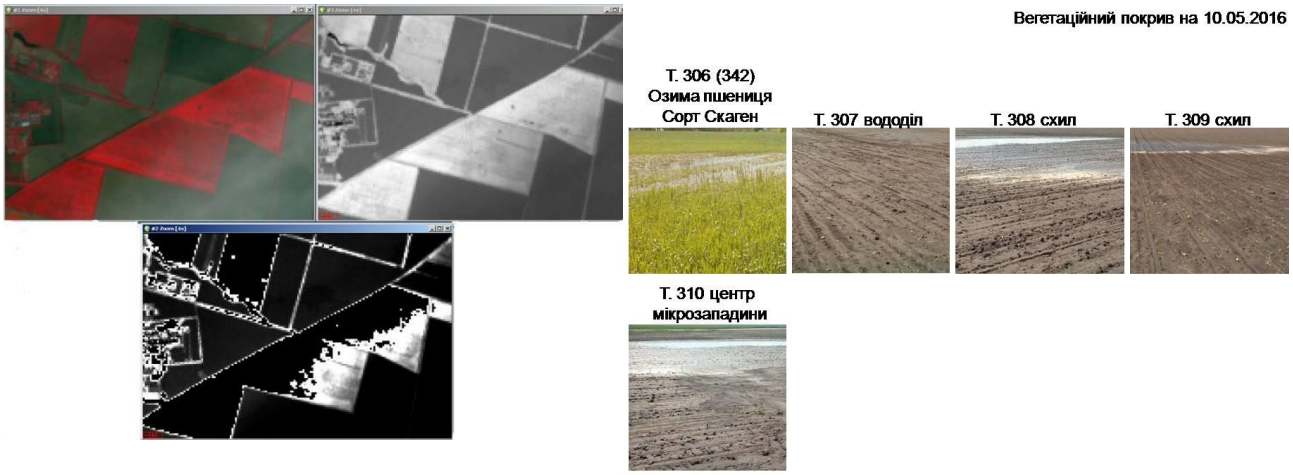


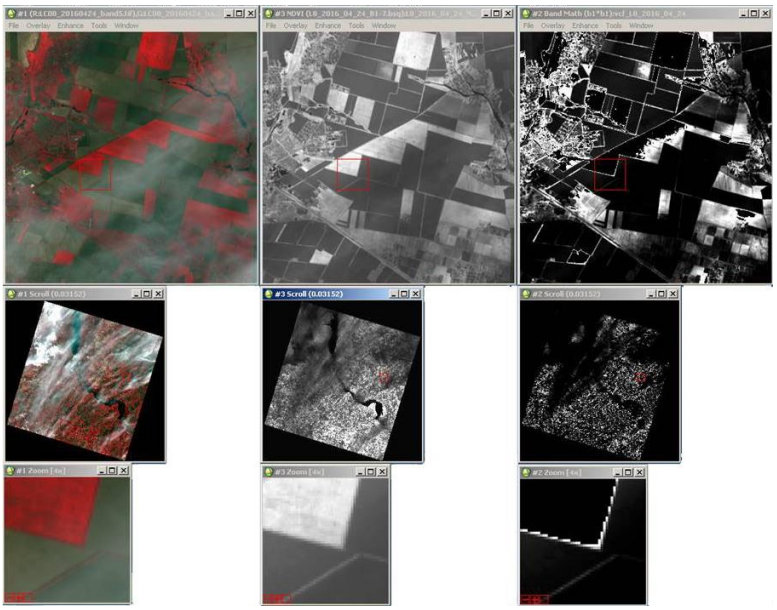


а б в

Додаток П

Рослинний покрив ділянки наземних спостережень на дату 24.04.2016: а) у комбінації каналів NIR, Red, Green; б) за нормалізованим вегетаційним індексом NDVI; в) за індексом вегетаційного покриття VCF

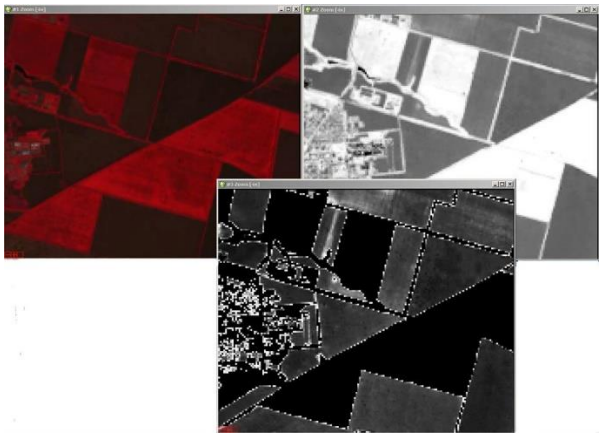


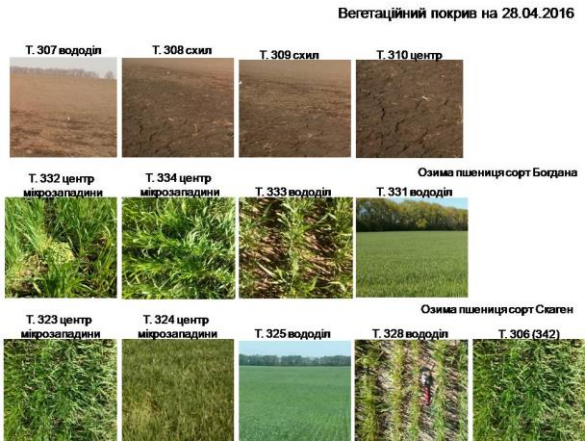


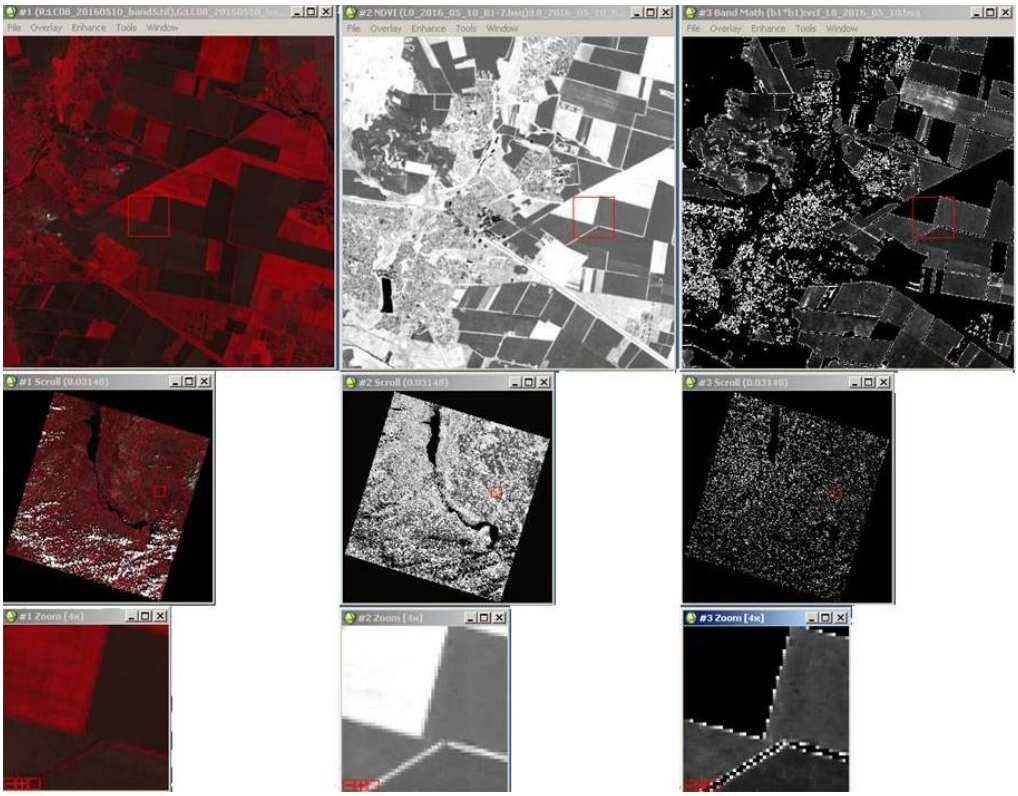
а б в

Додаток Р

Рослинний покрив ділянки наземних спостережень на дату 10.05.2016: а) у комбінації каналів NIR, Red, Green; б) за нормалізованим вегетаційним індексом NDVI; в) за індексом вегетаційного покриття VCF



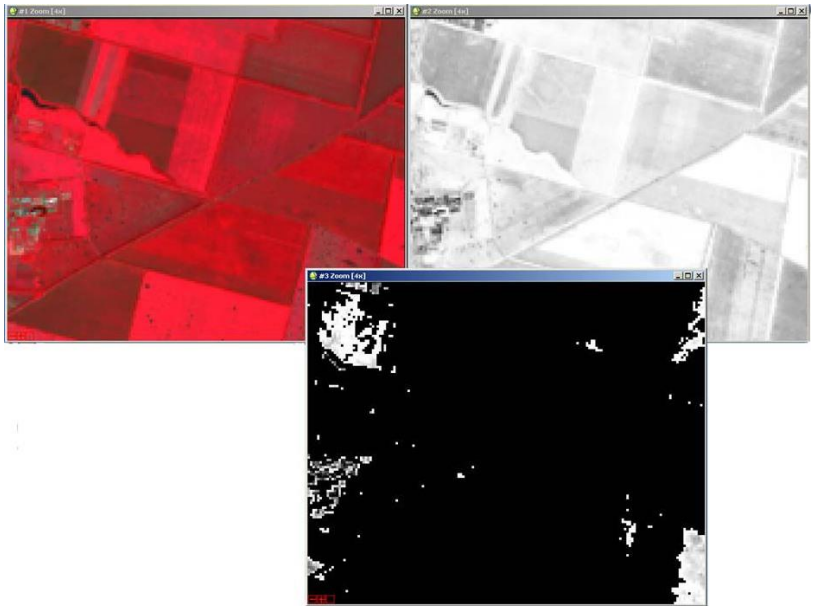


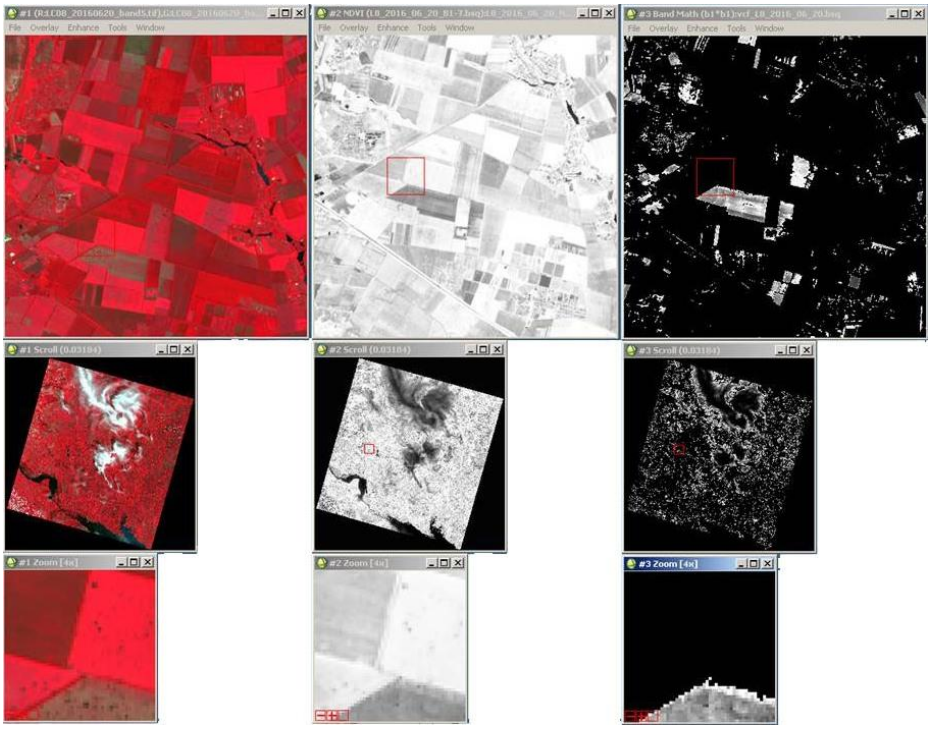


а б в

Додаток С

Рослинний покрив ділянки наземних спостережень на дату 20.06.2016: а) у комбінації каналів NIR, Red, Green; б) за нормалізованим вегетаційним індексом NDVI; в) за індексом вегетаційного покриття VCF

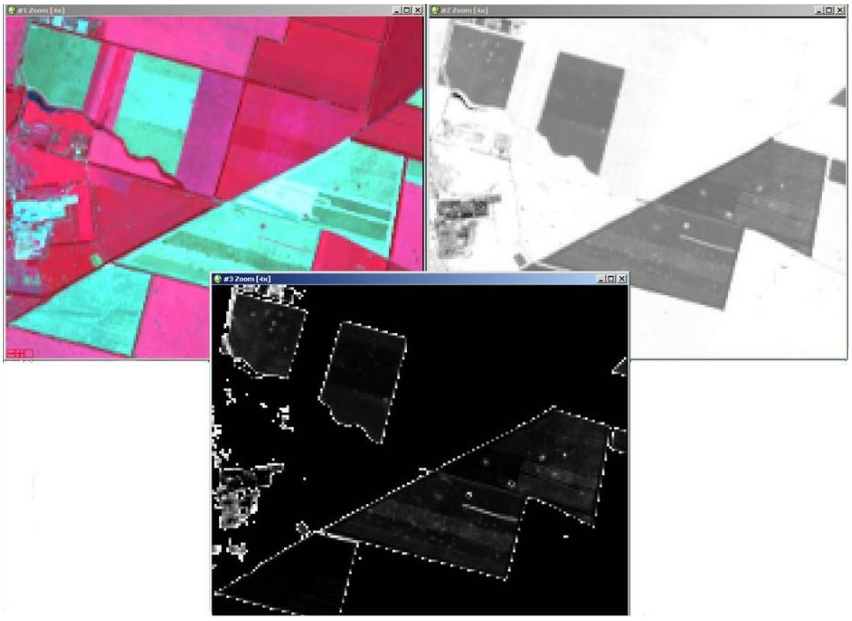


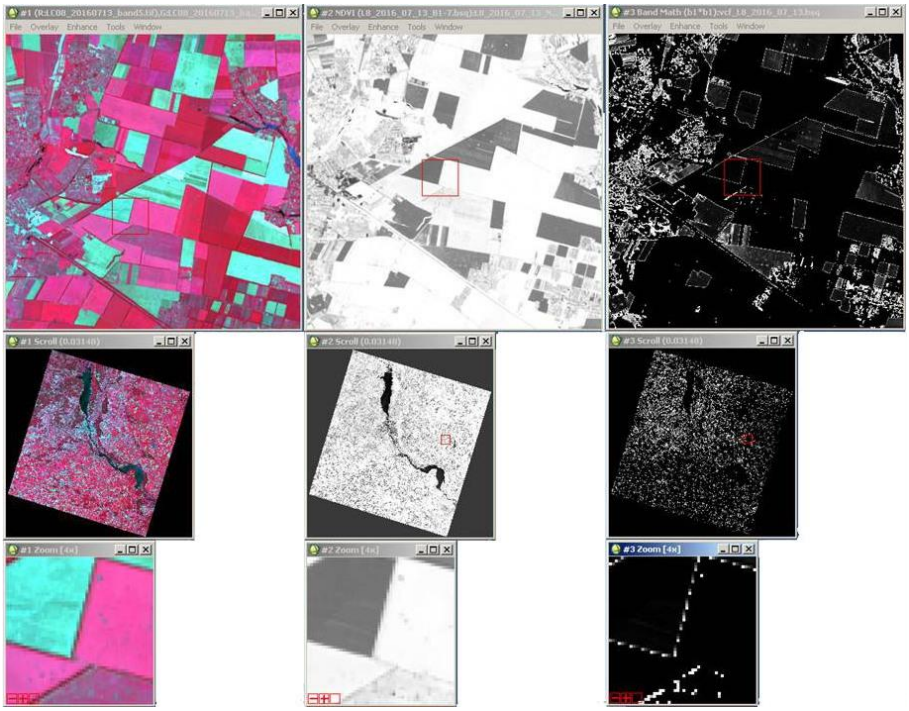


а б в

Додаток Т

Рослинний покрив ділянки наземних спостережень на дату 13.07.2016: а) у комбінації каналів NIR, Red, Green; б) за нормалізованим вегетаційним індексом NDVI; в) за індексом вегетаційного покриття VCF





а б в

Додаток У

Таблиця У.1.

Таблиця набору метеорологічних та природних показників, розрахованих даних дистанційного зондування та наземних спостережень для розрахунку багатовимірної регресії

				Sentinel-2		Field	Landsat-8		meteo st. Baryshivka					ALOS
		Lat N	Lon E	NDVI	NWI	W, %	T,(C)	T,(K)	t,(C)	t,(K)	ϕ,(%)	P,(mm)	r,(mm)	H,(m)
08.04.2016	Т. 323 под	50 20 58,17	31 36 25,59	0,580014	-0,225	0,211	29,89	303,04	13	286,2	63,6	760	3,00	126
	Т.324 под	50 20 57,35	31 36 28,62	0,563375	-0,219	0,204	29,89	303,04	13	286,2	63,6	760	3,00	125
	Т. 325 водораздел	50 20 58,86	31 36 28,60	0,558022	-0,241	0,180	30,13	303,28	13	286,2	63,6	760	3,00	125
	Т. 328 водораздел	50 20 59,62	31 36 23,70	0,560892	-0,228	0,179	30,08	303,23	13	286,2	63,6	760	3,00	127
	Т. 332 под	50 19 57,32	31 33 16,68	0,565753	-0,174	0,242	30,57	303,72	13	286,2	63,6	760	3,00	120
	Т. 334 под	50 19 55,02	31 33 02,85	0,521116	-0,201	0,214	31,12	304,27	13	286,2	63,6	760	3,00	120
	Т.333 водораздел	50 19 54,95	31 33 10,02	0,566937	-0,258	0,181	30,96	304,11	20	293,2	63,6	760	3,00	122
	Т. 331 водораздел	50 19 57,40	31 33 25,25	0,519787	-0,262	0,173	31,30	304,45	20	293,2	63,6	760	3,00	122
	Т.307 водораздел	50 21 09,16	31 36 05,49	0,233465	-0,435	0,180	36,86	310,01	20	293,2	63,6	761	3,00	127

Продовження таблиці У.1.

	Т. 308 под. Склон	50 21 07,49	31 36 06,11	0,242194	-0,441	0,121	35,59	308,74	20	293,2	63,6	761	3,00	126
	Т. 309 под край	50 21 06,49	31 36 06,49	0,253947	-0,432	0,202	34,56	307,71	20	293,2	63,6	761	3,00	125
	Т. 310 под центр	50 21 06,05	31 36 06,74	0,253947	-0,377	0,209	34,56	307,71	20	293,2	63,6	761	3,00	127
28.04.2016	Т. 323 под	50 20 58,17	31 36 25,59	0,590784	-0,355	0,251	11,33	284,48	10	283,2	60,3	760	4,70	126
	Т.324 под	50 20 57,35	31 36 28,62	0,533555	-0,339	0,294	11,03	284,18	10	283,2	60,3	760	4,70	125
	Т. 325 водораздел	50 20 58,86	31 36 28,60	0,533667	-0,391	0,175	11,64	284,79	10	283,2	60,3	760	4,70	125
	Т. 328 водораздел	50 20 59,62	31 36 23,70	0,575894	-0,348	0,180	11,61	284,76	10	283,2	60,3	760	4,70	127
	Т. 332 под	50 19 57,32	31 33 16,68	0,697009	-0,288	0,231	18,56	291,71	13	286,2	60,3	761	4,70	120
	Т. 334 под	50 19 55,02	31 33 02,85	0,661154	-0,312	0,305	19,04	292,19	13	286,2	60,3	761	4,70	120
	Т.333 водораздел	50 19 54,95	31 33 10,02	0,696875	-0,368	0,125	18,65	291,8	13	286,2	60,3	761	4,70	122
	Т. 331 водораздел	50 19 57,40	31 33 25,25	0,634187	-0,352	0,167	18,92	292,07	13	286,2	60,3	761	4,70	122
	Т.307 водораздел	50 21 09,16	31 36 05,49	0,259843	-0,568	0,230	22,72	295,87	17	290,2	60,3	761	4,70	127
	Т. 308 под. Склон	50 21 07,49	31 36 06,11	0,260153	-0,570	0,223	21,10	294,25	17	290,2	60,3	761	4,70	126

Продовження таблиці У.1.

	Т. 309 под край	50 21 06,49	31 36 06,49	0,263283	-0,559	0,291	19,82	292,97	17	290,2	60,3	761	4,70	125
	Т. 310 под центр	50 21 06,05	31 36 06,74	0,263283	-0,554	0,300	19,82	292,97	17	290,2	60,3	761	4,70	127
10.05.2016	Т. 323 под	50 20 58,17	31 36 25,59	0,914079	54,767	0,397	23,91	297,06	17	290,2	67,7	765	10,00	126
	Т.324 под	50 20 57,35	31 36 28,62	0,902273	53,504	0,389	23,36	296,51	17	290,2	67,7	765	10,00	125
	Т. 325 водораздел	50 20 58,86	31 36 28,60	0,902453	55,318	0,371	24,15	297,3	17	290,2	67,7	765	10,00	125
	Т. 328 водораздел	50 20 59,62	31 36 23,70	0,915119	54,354	0,362	23,73	296,88	17	290,2	67,7	765	10,00	127
	Т. 332 под	50 19 57,32	31 33 16,68	0,860806	72,450	0,401	31,61	304,76	17	290,2	67,7	765	10,00	120
	Т. 334 под	50 19 55,02	31 33 02,85	0,837871	73,391	0,412	32,02	305,17	21	294,2	67,7	765	10,00	120
	Т.333 водораздел	50 19 54,95	31 33 10,02	0,875663	72,495	0,268	31,63	304,78	21	294,2	67,7	765	10,00	122
	Т. 331 водораздел	50 19 57,40	31 33 25,25	0,849300	73,253	0,274	31,96	305,11	21	294,2	67,7	765	10,00	122
	Т. 306 342/2	50 21 02,29	31 36 12,55	0,914663	54,262	0,265	23,69	296,84	21	294,2	67,7	766	10,00	128
	Т. 307	50 21 09,16	31 36 05,49	0,347398	78,282	0,237	34,15	307,3	21	294,2	67,7	766	10,00	127
	Т. 308	50 21 07,49	31 36 06,11	0,366053	76,790	0,241	33,50	306,65	21	294,2	67,7	766	10,00	126

Продовження таблиці У.1.

	Т. 309	50 21 06,49	31 36 06,49	0,376851	75,458	0,314	32,92	306,07	21	294,2	67,7	765	10,00	125
	Т. 310	50 21 06,05	31 36 06,74	0,376851	75,458	0,388	32,92	306,07	21	294,2	67,7	765	10,00	127
17.06.2016	Т. 323 под	50 20 58,17	31 36 25,59	0,896412	-0,219	0,159	28,62	301,77	23	296,2	68,8	762	4,00	126
	Т.324 под	50 20 57,35	31 36 28,62	0,897537	-0,216	0,177	32,48	305,63	23	296,2	68,8	762	4,00	125
	Т. 325 водораздел	50 20 58,86	31 36 28,60	0,900145	-0,226	0,163	32,58	305,73	23	296,2	68,8	762	4,00	125
	Т. 328 водораздел	50 20 59,62	31 36 23,70	0,900265	-0,214	0,140	32,69	305,84	23	296,2	68,8	762	4,00	127
	Т. 332 под	50 19 57,32	31 33 16,68	0,638142	-0,260	0,157	32,69	305,84	26	299,2	68,8	762	4,00	120
	Т. 334 под	50 19 55,02	31 33 02,85	0,573945	-0,226	0,168	28,33	301,48	26	299,2	68,8	762	4,00	120
	Т.333 водораздел	50 19 54,95	31 33 10,02	0,657761	-0,272	0,177	28,25	301,4	26	299,2	68,8	762	4,00	122
	Т. 331 водораздел	50 19 57,40	31 33 25,25	0,660074	-0,299	0,113	28,46	301,61	26	299,2	68,8	762	4,00	122
	Т. 306 (342/2)	50 21 02,29	31 36 12,55	0,894886	-0,216	0,127	28,31	301,46	28	301,2	68,8	761	4,00	128
	Т.307 водораздел	50 21 09,16	31 36 05,49	0,758822	-0,449	0,111	33,34	306,49	28	301,2	68,8	761	4,00	127
	Т. 308 под. Склон	50 21 07,49	31 36 06,11	0,760196	-0,425	0,130	34,09	307,24	28	301,2	68,8	761	4,00	126

Продовження таблиці У.1.

	Т. 309 под край	50 21 06,49	31 36 06,49	0,742353	-0,409	0,131	33,75	306,9	28	301,2	68,8	761	4,00	125
	Т. 310 под центр	50 21 06,05	31 36 06,74	0,742353	-0,395	0,155	33,42	306,57	28	301,2	68,8	761	4,00	127
17.07.2016	Т. 306 (342/2)	50 21 02,29	31 36 12,55	0,330754	-0,353		41,81	314,96	32	305,2	54,2	758	0,60	128
	Т. 307 водораздел	50 21 09,16	31 36 05,49	0,883415	-0,319	0,482	31,55	304,7	32	305,2	54,2	758	0,60	127
	Т. 308 под склон	50 21 07,49	31 36 06,11	0,880186	-0,315	0,295	32,75	305,9	32	305,2	54,2	758	0,60	126
	Т. 309 под край	50 21 06,49	31 36 06,49	0,885163	-0,314	0,301	34,02	307,17	32	305,2	54,2	758	0,60	125
	Т. 310 под центр	50 21 06,05	31 36 06,74	0,885163	-0,323	0,346	34,02	307,17	32	305,2	54,2	758	0,60	127
	Т. 323 под	50 20 58,17	31 36 25,59	0,327399	-0,384	0,314	41,4	314,55	32	305,2	54,2	758	0,60	126
	Т.324 под	50 20 57,35	31 36 28,62	0,352522	-0,368	0,298	41,34	314,49	32	305,2	54,2	758	0,60	125
	Т. 325 водораздел	50 20 58,86	31 36 28,60	0,357519	-0,379	0,176	41,37	314,52	32	305,2	54,2	758	0,60	125
	Т. 328 водораздел	50 20 59,62	31 36 23,70	0,322769	-0,367	0,104	41,59	314,74	32	305,2	54,2	758	0,60	127
	Т. 332 под	50 19 57,32	31 33 16,68	0,273762	-0,468	0,194	50,75	323,9	32	305,2	54,2	758	0,60	120
	Т. 334 под	50 19 55,02	31 33 02,85	0,282019	-0,468	0,208	51,61	324,76	32	305,2	54,2	758	0,60	120

Продовження таблиці У.1.

	Т.333 водораздел	50 19 54,95	31 33 10,02	0,270278	-0,471	0,169	52,65	325,8	32	305,2	54,2	758	0,60	122
	Т. 331 водораздел	50 19 57,40	31 33 25,25	0,261364	-0,482	0,157	51,36	324,51	32	305,2	54,2	758	0,60	122

Додаток Ф

Програмний код модуля розрахунку моделі оцінювання вологості ґрунтового покриву

```
// Soil moisture regression
// SciLab v6.1.0 Script © S. A. Stankevich, I. O. Piestova, 1995-2020

clear();
n=60;  // number of measurements
F=read('D:\Inna-Reg\Berezan-All.txt',n,9);
// F=read('Fact-Berezan.txt',-1,8);

X=F(:,1:8);  // regressors
Y(:,1)=X(:,1).^4;  // regressand
Y(:,2)=(X(:,2)+1).^4;
Y(:,3)=1./log(X(:,3));
Y(:,4)=1./log(X(:,4));
Y(:,5)=X(:,5).^3;
Y(:,6)=X(:,6).^2;
Y(:,7)=1./log(X(:,7));
Y(:,8)=1./log(X(:,8));
[A,B,z]=reglin(Y',F(:,9)');  // multi-linear regression
W=(A*Y'+B)';  // predicted regressand
q=1-(z/stdev(F(:,9)))^2;  // determination coefficient
mprintf('   multi-dimensional regression determination coefficient = %.9f\n',q);

U=( X(:,1)).^4 .*( X(:,2)+1).^4 ./(log(X(:,3))) ./(log(X(:,4))).*
X(:,5).^3 .*X(:,6).^2 ./log(X(:,7)) ./log(X(:,8));
[C,D,s]=reglin(U',F(:,9)');  // multi-linear regression
v=(C*U'+D)';  // predicted regressand
r=1-(s/stdev(F(:,9)))^2;  // determination coefficient
mprintf('   one-dimensional regression determination coefficient = %.9f\n',r);
clf(); plot(U,F(:,9),'sg',U,v,'-r');

// exec('D:\inna-Reg\MLREG.SCI');
```