

Государственная гидрометеорологическая служба Украины

Гидрометеорологический центр
Черного и Азовского морей

ВЕСТНИК

**ГИДРОМЕТЦЕНТРА
ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ**

№ 1 (15)

Одесса - 2013

**Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей.
Государственная гидрометеорологическая служба Украины.
— 2013. — № 1(15). — 119 с. — Языки: укр., рус.**

Редакционная коллегия

Главный редактор: Сытов В. Н.
Зам. гл. редактора: Савилова А. И.
Члены редколлегии: Чумак П. К.
Лаврентьева В. Н.
Драган А. Н.
Компьютерная верстка: Щеголева М. А.

Адрес редакционной коллегии: Украина, 65009, г. Одесса,
ул. Французский б-р, 89
ГМЦ ЧАМ
тел. (0-482) 63-16-10
www.odessabul@ukr.net

Свідоцтво про держ. реєстрацію друкованого засобу масової інформації серія ОД № 1690-561Р від 12.03.2013 р.

*С. Т. Разумова,
С. А. Васильев*

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ БУДАКСКОГО ЛИМАНА

Обзор научной литературы по исследованию северо-западной части Черного моря, дает представление о характеристике географических и природно-климатических особенностей этого региона [1; 2]. Современное Черное море, как и многие другие моря Земли, находится под сильным влиянием практической деятельности людей, что отражается на его природных границах, качестве воды, составе фауны и флоры, численности отдельных видов и других параметров своей экосистемы [3].

Черное море является важнейшим лечебным фактором Одесского региона. Вода Черного моря характеризуется значительной минерализацией. В ее состав входят поваренная соль, хлористый и сероводородный магний, углекислый кальций, соли йода, брома, железо, и другие микроэлементы. В зоне прибоя образуется большое количество отрицательно заряженных гидроионов, оказывающих активное физиологическое воздействие на организм человека. Кроме этого, воздух на берегу моря обогащен кислородом, ионами солей брома, хлора, йода, что делает его особенно полезным.

На участке побережья между реками Дунай и Днепр находятся 21 лиман с площадью водного зеркала более 5 км². По географическому положению и некоторым морфометрическим характеристикам они объединяются в две основные группы: дунай-днестровскую и днестровско-днепровскую. Все лиманы отделены от моря песчано-ракушечными пересыпями или косами. Изоляция бывает полной или частичной.

Лиманы северо-западного Причерноморья отличаются как генезисом, так и современными условиями развития. Лиманы междуречья Дунай-Днепр: Джантшейский, Малый Сасык, Тузловская группа (Шаганы, Карачаус, Алибей, Хаджидер, Курудиол, Бурнае) и Будаковский представляют собой морские заливы, отделенные от моря пересыпями, в которых проведены обводно-запускные каналы и периодически формируются прорвы, соединяющие лиманы с морем [1; 2].

Будаковский лиман относительно невелик. Длина его 17 км, максимальная ширина 2,7 км, наибольшая глубина 2,2 м, средняя глубина 1,1 м, площадь 31 км². Он представляет собой вы-

тянутый вдоль моря в направлении с юго-запада на северо-восток водоем и отделен от моря косой средней ширины 90 м. Двумя обловно-запускными каналами — ериками он постоянно соединен с Днестровским лиманом, а через канал на юго-западной оконечности пересыпи — периодически с морем. Кроме того, во время сильных штормов и интенсивных паводков происходит прорыв пересыпи, лиман на короткое время соединяется с морем, соленость вод лимана изменяется в пределах 2-32 ‰ [4]. В конце мая 2003 года она составила 13 ‰. Лиман мелководен, максимальная глубина его достигает 2,2 м, а средняя — 1,05 м. Вследствие мелководности лиман хорошо прогревается летом, когда температура воды может достигать 28-30 °С. Зимой она понижается до отрицательных значений. В суровые зимы лиман покрывается льдом толщиной до 50 см.

Отрицательное воздействие на качество водной среды Будаковского лимана и его обитателей оказывает выход сероводорода из донных отложений лимана [5]. Очень часто наблюдается “цветение” лимана, то есть развитие клеток фитопланктона.

Вода Будаковского лимана значительно более минерализована, чем воды моря. Концентрирование ее солей происходит при испарении в условиях слабого водообмена с морем. Воды лимана относятся к хлоридно-магниевому типу и сульфатно-кальциевому подтипу; по основному ионному составу она очень сходна с водой Черного моря, но отличается относительно меньшей щелочностью, т.к. насыщена карбонатом кальция [6].

Берег Будацкого (Шаболатского) лимана со стороны материка обрывистый; средняя высота 8-12 м, а в районе курорта Сергеевка — до 18-35 м. Будацкий (Шаболатский) лиман, как и другие в этом регионе является важным источником природных ресурсов, имеет важное хозяйственное значение и подвергается значительному антропогенному прессу.

К основным лечебным ресурсам Одесской области, которые широко используются в практике санаторно-курортного лечения, относятся уникальные климатические зоны побережья Черного моря, лечебные грязи и рапа Будацкого, Куяльницкого, Тилигульского, Хаджибеевского лиманов и Тузловской группы озер, а также разнообразные минеральные воды. Однако, воды Будаковского лимана можно рассматривать как регион в прибрежной зоне Черного моря, испытывающий мощное влияние как природных, так и антропогенных факторов.

Ведущее место среди многочисленных природных богатств, которые активно используются в курортной зоне, занимают уникальные лечебные грязи. Типичными накопителями лечебных грязей являются Куяльницкий и Хаджибеевский лиманы, которые характеризуются высоким содержанием сульфидов и минерального грязевого раствора.

Особое значение в развитии курортно-рекреационного комплекса Одесской области занимает Будаковский лиман — водоем с уникальным сочетанием климатических, грязевых и бальнеологических ресурсов. Главным рекреационным ресурсом лимана есть лечебная иловая грязь. В лечебных и оздоровительных целях грязь используется в комплексе с лиманной рапой, которая в разных частях лимана имеет несколько отличающийся состав ингредиентов. В воде лимана, как и в морской содержится 79 элементов, находящихся в ионном состоянии. Кроме них в морской и лиманной воде есть десятки таких микроэлементов, как золото, серебро и др., а также биологически активные вещества: антибиотики, гормоны, витамины. Эта лиманная вода, наряду с грязелечением, используется для лечения ваннами заболеваний органов дыхания и пищеварения, опорно-двигательного аппарата, центральной и периферической нервной системы.

На берегу Будаковского лимана расположен п. Сергеевка — экологически чистый климатобальнеологический курортный регион. Он находится в 80 км к югу от г. Одесса и в 18 км от одного из древнейших городов мира (2500 лет) Белгород-Днестровский. В здравницах, расположенных на территории п. Сергеевки проводят оздоровление и лечение детей и подростков, проживающих на территории Украины с повышенным радиационным фоном, а также реабилитацию участников ликвидации последствий аварии на Чернобыльской АЭС.

Связь Будаковского лимана с Днестровским лиманом и Черным морем обуславливает большое видовое разнообразие фитопланктона и фитобентоса (более 170 видов морских, солоноватоводных и пресноводных водорослей), что представляет собой существенную кормовую базу для ихтиофауны лимана, которая формируется в основном за счет захода рыб из моря и Днестровского лимана. За последние 50 лет видовой состав рыб претерпел существенные изменения. В 1965 году Ф. С. Замбриборщ зарегистрировал для Будаковского лимана 22 вида рыб, а на конец

1990-х годов Л. И. Старушенко и С. Г. Бушуев приводят список из 31 вида. В настоящее время в лимане встречается до 40 видов рыб. Сравнивая количественные и качественные характеристики ихтиофауны лимана за прошедшие 40 с лишним лет, можно проследить прямую связь между ее видовым разнообразием и функционированием рыбозапускных каналов. Нерегулярная работа искусственных каналов в настоящее время не позволяет заходить на нагул достаточному количеству мальков черноморских кефалей и других рыб, в связи с этим недоиспользуется богатая кормовая база лимана.

Экспериментальный кефалевый завод, расположенный на берегах Будаковского лимана в 1970-90-х годах был своеобразным полигоном для проведения работ по акклиматизации, воспроизводству и товарному выращиванию новых видов рыб, таких как радужная форель, стальноголовый лосось, белуга, бестер, полосатый окунь, сомик кошка, кефаль пиленгас [1].

Как видно, ресурсы Будаковского лимана используются в народном хозяйстве региона, что подвергает его значительному антропогенному влиянию. Так, по оценкам специалистов, в 1992 году произошла экологическая катастрофа, вызванная “залповым” сбросом загрязняющих веществ, в результате которой резко ухудшилось качество воды. Негативные последствия этого события наблюдались до конца 2002 года. Это явилось следствием многолетнего накопления критической массы отдыха и оздоровления людей на его берегах: отходы жизнедеятельности баз отдыха, стоки племенных заводов, свиноферм безнаказанно поступали в этот некогда кристально чистый водоем, а затем его превратили в яму с мутным содержимым [7].

Одним из решений проблемы, с точки зрения экологии, может послужить соединение Будаковского лимана широкими и глубокими каналами с морем в наиболее подходящих узких местах песчаной косы. Тогда, предполагают специалисты, произойдет естественное очищение, лиман получит реальный шанс вернуться в свое природное состояние.

Однако, результаты исследований (2012 г.) Украинского научно-исследовательского института медицинской реабилитации и курортологии Министерства здравоохранения г. Одессы и Украинского научного центра экологии моря Министерства экологии (Мокиенко А. В., Никипелова Е. М., Цимбалюк К. К., Солодова Л. Б., Шевченко М. В.) показали, что дальнейшее загрязне-

ние акватории Будаковского лимана продолжается. Это свидетельствует о настоятельной необходимости систематического мониторинга антропогенного загрязнения ценных природных лечебных ресурсов лимана.

Проблемы современного экологического состояния Будаковского (Шаболатского) лимана требуют неотложных решений, об этом неоднократно заявляют госинспекция охраны Черного моря, Министерство экологии и природных ресурсов Украины.

И все же, Будаковский лиман находится в потенциально благоприятных условиях для производства морепродуктов, создания марикультуры, для рекреационного использования его. При планировании использования его природных ресурсов приоритетное внимание следует уделить снижению антропогенного пресса. В дальнейшем целесообразно установить режим оптимального природопользования.

Литература

1. Абозовский В. В., Богатова Ю. И., Воля Е. Г., Гаркавая Г. П. и др. Будаковский (Шаболатский) лиман. Северо-западная часть Черного моря (биология и экология). — К.: Наукова думка, 2006. — С. 700.
2. Зайцев Ю. П. Чорноморські береги України. — К.: Академперіодика, 2008.
3. Зайцев Ю. П. Самое синее в мире. — Изд-во ООН, 1998. — С. 142.
4. Воля Е. Г., Рыжко В. Е., Бушуев С. Г., Черников Г. Б. Современное состояние Шаболатского и Тузловской группы лиманов в свете их дальнейшего использования для рыбохозяйственных целей / Матер. науч.-практ. конф. — Сентябрь, 2002. — С. 99-101.
5. Розенкурт М. Ш. Органическое вещество в воде лиманов и лагун Северного Причерноморья // Динамика вод и вопросы гидрохимии Черного моря. — К.: Наукова думка, 1967. — С. 167-176.
6. Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Гидрогеохимия донных осадков Черного моря. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — С. 147.
7. Гуричева Т. Экология края — экология души. Почему Шаболату дышится тяжело // Одесские вести. — 2005.
8. Энциклопедический словарь Ф. А. Брокгауза и И. А. Ефрона. Будаковский лиман (историческая справка).

**МЕТОДИЧНІ РЕКОМЕНДАЦІЇ ЩОДО ВИКОРИСТАННЯ
РЕЗУЛЬТАТІВ ОБ'ЄКТИВНОГО АНАЛІЗУ
АТМОСФЕРНИХ ФРОНТІВ**

Фронтологічний аналіз є однією з найскладніших та відповідальних операцій, що здійснюється синоптиком на картах погоди. Лінії фронтів проводяться фахівцем на основі їх визначення як межі розділу повітряних мас з різними властивостями, при цьому неабияке значення має досвід синоптика. В прогностичних центрах, що обробляють та розповсюджують аеросиноптичну інформацію, фронтологічний аналіз здійснюється за допомогою розрахунку полів деяких чисельних характеристик — фронтальних параметрів, критичні значення яких приймаються за положення фронтальних розділів.

Під об'єктивним аналізом атмосферних фронтів розуміється визначення їх положення на різних рівнях на основі кількісного врахування особливостей полів метеорологічних величин в області фронту [1]. Фронтальні параметри звичайно включають до себе горизонтальний градієнт температури, враховують розподіл вологості повітря, структуру баричного поля, тип синоптичної ситуації та ін. [2].

Популярною в світовій практиці кількісною характеристикою, що ґрунтується на розподілі горизонтального градієнта температури повітря, є термічний фронтальний параметр (ТФП) [3]:

$$TФП = -\nabla|\nabla T| \frac{\nabla T}{|\nabla T|} , \quad (1)$$

де $\nabla = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y}$; $|\nabla T| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}$ — модуль горизонтального градієнта температури.

Для врахування процесів хмаро- та опадоутворення в зоні фронту в формулі (1) замість звичайної температури повітря T часто використовується еквівалентна температура T_e :

$$T_e \cong T + 2,5q , \quad (2)$$

де q — питома вологість, г·кг⁻¹.

Температура, яка використана в формулі для ТФП, може бути взята для будь-якого рівня, а може бути обчислена, як середня температура деякого шару повітря. Звичайно використовується середня температура шару 850-500 гПа.

Обчислені поля термічного фронтального параметру мають вигляд смуг, плям, областей, які розташовані переважно в областях зниженого тиску. Положення лінії фронту асоціюється з зоною максимальних додатних значень ТФП, від'ємні значення не відповідають фронтальним умовам і тому не використовуються. Поля термічного фронтального параметру добре узгоджується з хмарними полями на супутникових знімках: зонам додатних значень ТФП зазвичай відповідають найяскравіші ділянки фронтальної хмарності (рис. 1).

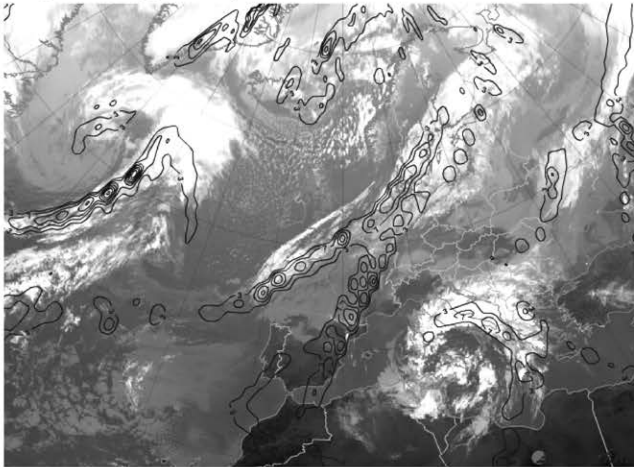


Рис. 1. ІЧ-знімок та поле ТФП за 12.11.2013 р., 12 СГЧ (проект EUMeTrain, <http://eumetrain.org>)

Діагностичні та прогностичні поля термічного фронтального параметру розраховуються в крупних метеорологічних центрах за даними об'єктивного аналізу та рекомендовані звичайно для використання в якості консультативного матеріалу, як наприклад, на метеорологічному сайті Wetter3.de (<http://www.wetter3.de>) в розділі центру Deutscher Wetterdienst Offenbach (DWD Analyse - Archiv) (рис. 2).

Аналогічно термічному фронтальному параметру, у роботі [4] був впроваджений так званий фронтальний параметр ψ , що

являє собою горизонтальний градієнт модуля градієнта еквівалентної товщини шару ZTE між ізобаричними поверхнями 850 та 500 гПа (або 925 та 700 гПа):

$$\psi = \nabla |\nabla ZTE| \bar{n}_{ZTE}, \quad (3)$$

де ZTE — еквівалентна товщина шару від p_l до p_u ;

$ZTE = -\sum (R/g) \bar{T}_e \ln \left(\frac{p_u}{p_l} \right)$; g — прискорення сили тяжіння; R — питома газова стала; \bar{T}_e — функція середньої еквівалентної температури шару від p_l до p_u ;

$\bar{n}_{ZTE} = \frac{\nabla ZTE}{|\nabla ZTE|}$ — одиничний вектор, спрямований у бік зменшення еквівалентної товщини ZTE .

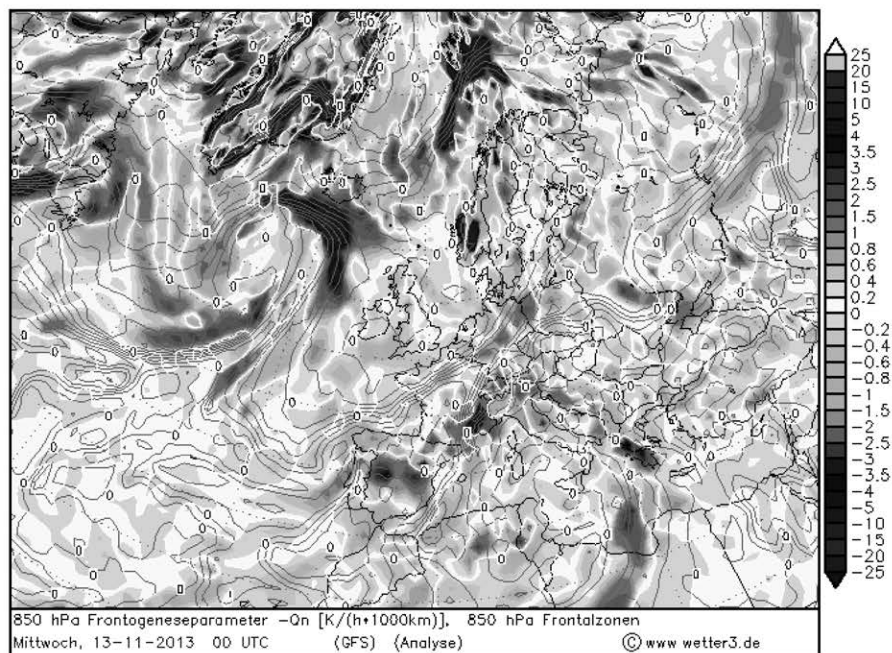


Рис. 2. Поле ТФП на рівні 850 гПа від DWD Analyse

Як і у випадку термічного фронтального параметра, фронтальним умовам відповідають додатні значення, а лінія фронту збігається з лінією максимальних значень фронтального параметра.

Розраховані величини параметрів ψ і ТФП мають порядок 10^{-10} та 10^{-11} відповідно, тому в готовому фронтологічному аналізі оперують одиницями (од.) ψ або ТФП, які вже враховують порядок величин.

Інформативною характеристикою атмосферних фронтів є також “індекс вологості” HIX [4], який описується співвідношенням:

$$HIX = \frac{\nabla ZTE - \nabla ZT}{\nabla ZTES - \nabla ZT} , \quad (4)$$

де $ZTES$ — еквівалентна товщина шару, що розраховується з використанням насиченої вологості; ZT — аналог функції ZTE , яка обчислюється з використанням звичайної, а не еквівалентної температури.

Індекс вологості HIX дозволяє виділяти ті ділянки фронтів, на яких спостерігаються смуги хмарності та опади. На фронті повинна виконуватися умова: $HIX > 0,7$. Взагалі HIX може змінюватися від 0, коли повітряна маса суха, до 1, коли повітря досягає стану насичення.

В дослідженнях, виконаних в Російському ГМЦ [2; 5-7], було показано, що фронтальний параметр можна використовувати для визначення фронтальних областей, з якими пов'язані зони опадів, та встановлені статистичні зв'язки, які дозволяють окреслити ділянки фронту з опадами певної ймовірності. Чисельні експерименти на різних сітках показали, що фронтальний параметр ψ краще використовувати для виділення атмосферних фронтів, якщо він розраховується за даними об'єктивного аналізу метеорологічних величин у вузлах сітки з кроком $2,5^0$ по широті і довготі. Зменшення кроку до 1^0 і менше утруднює фронтологічний аналіз, тому що в полі ψ виявляються бароклині зони, які пов'язані з неоднорідністю підстильної поверхні.

В роботах [2; 7] на основі результатів суб'єктивного аналізу атмосферних фронтів був отриманий додатковий параметр P , який враховує ступінь циклоничності баричного поля. Лінійна комбінація параметрів ψ і P об'єднана у комбінований фронтальний параметр F , який враховує бароклиніть нижньої половини тропосфери і циклоничність баричного поля. Саме цей параметр використовується в Російському ГМЦ для об'єктивного аналізу атмосферних фронтів. Крім того, результати досліджень зв'язку кількісних характеристик атмосферних фронтів з опадами показали, що опади найбільш тісно пов'язані з фронтальним

параметром F в зимовий період [7; 8]. Цей результат повністю відповідає фізиці процесу опадоутворення, адже відомо, що опади в холодну пору року формуються, як правило, в області атмосферних фронтів, тобто в бароклічних зонах, які найчастіше пов'язані з циклонічними баричними полями. З урахуванням конвективної нестійкості (через висоту нульової конвекції) прогноз опадів може покращуватися.

На інформаційному сайті ГМЦ Росії (<http://www.meteoinfo.ru/>) в розділі “Прогностические карты метеорологических полей по результатам глобальной спектральной модели Гидрометцентра России” щоденно викладаються результати моделювання фронтальних розділів для території Російської Федерації для двох прогностичних строків 24 та 36 год у вигляді карт, що містять приземне баричне поле (ізобари) та кольорову заливку поля фронтального параметра. Чим яскравіше зелений колір, тим інтенсивніша ділянка фронту (рис. 3).

00-00 13.11.2013

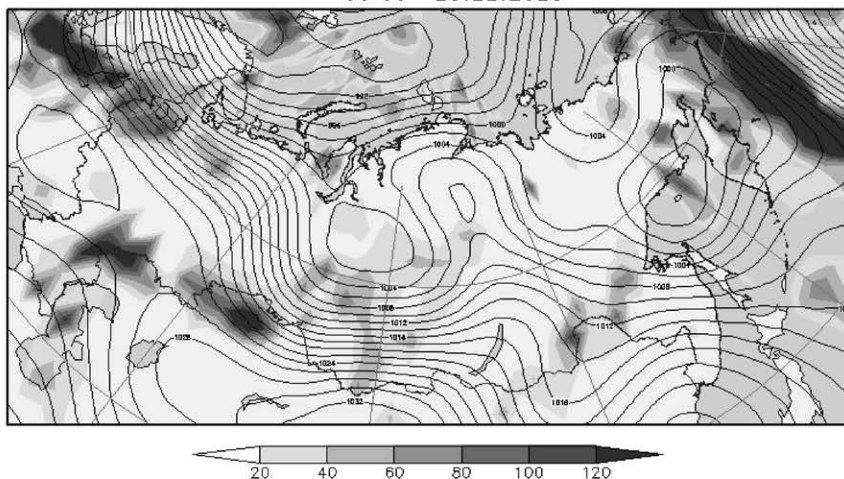


Рис. 3. Прогноз поля фронтального параметра (F) за моделлю ГМЦ Росії

Процеси фронтогенезу і фронтолізу в середній і верхній тропосфері прийнято досліджувати з використанням потенціального вихору Ертеля (PV) [9]:

$$PV = -g(\Omega_p + l) \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (5)$$

де $\Omega_p = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ — відносний вихор швидкості вітру; $l = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Коріоліса; w — кутова швидкість обертання Землі; θ — потенціальна температура; p — тиск; u, v — зональна та меридіональна складові швидкості вітру.

У вільній тропосфері поле потенціального вихору є порівняно однорідним: $PV < 1 \text{ } pvi$, де $pvi = 10^{-6} K \cdot m^2 \text{ } c^{-1}$ — прийнята одиниця виміру потенціального вихору [10]. Для стратосфери характерні значення PV на порядок більші, ніж для тропосфери. В перехідному шарі — тропопаузі, PV змінюється від 1 до 5 pvi . Виконані дослідження показали [7; 11], що значення $PV = 1 \div 3 \text{ } pvi$ характерні для субстратосферного повітря перехідного шару, а $PV = 3 \div 4 \text{ } pvi$ звичайно відповідають тропопаузі. Тобто, повітря, в якому потенціальний вихор $PV < 1 \text{ } pvi$, слід вважати тропосферним, а повітря, де $PV > 4 \text{ } pvi$, слід відносити до стратосферного.

Процеси фронтогенезу і фронтолізу, що відбуваються в вільній тропосфері, зумовлюють розвиток поперечних до фронтальних зон вертикальних циркуляцій, які часто охоплюють не тільки тропосферу, а й нижню стратосферу. Внаслідок консервативності потенціального вихору, динамічна тропопауза при опусканні стратосферного повітря не руйнується, а утворює складку або глибоку воронку на холодному боці ВФЗ; висхідні рухи на теплом боці ВФЗ створюють “куполи” високої тропопаузи. Таким чином, потенціальний вихор є індикатором поперечних вертикальних циркуляцій в інтенсивних бароклічних зонах, які відіграють істотну роль як в процесах циклогенезу, так й в процесах хмаро- і опадоутворення.

В оперативній синоптичній практиці особливого значення властивості потенціального вихору набувають в зв'язку з прогнозуванням процесів швидкого (вибухового) циклогенезу, адже дослідження показують [12], що напередодні такого циклогенезу відбувається швидке опускання сухого та холодного тропосферного повітря в тилу частину висотної улоговини, з якою пов'язаний приземний циклон. Такий процес відбувся, наприклад, в циклоні “Ксинтія” у лютому 2010 р. [13], аналогічна ситуація спостерігалася при утворенні інтенсивного циклону 26-27 червня 2011 р. над півднем України. В останньому випадку прорив стратосферного повітря спостерігався до рівнів середньої тропо-

сфери (рис. 4, а) та мав типовий вигляд “жала скорпіона” на супутниковому ВП-знімку (рис. 4, б).

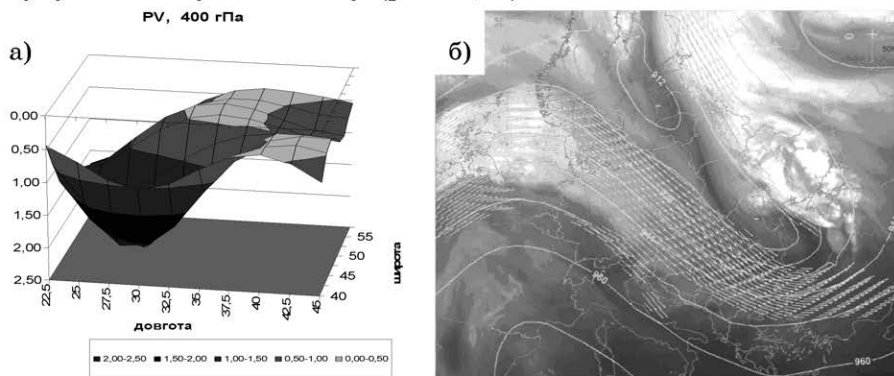


Рис. 4. Деформація поверхні потенціального вихору рівня 400 гПа (а) та ВП-знімок з полем геопотенціальної висоти та вітру на рівні 300 гПа (б) за 26.06.2011 р.

Узагальнюючі результати досліджень ГМЦ Росії та результати чисельних експериментів [14-17], проведених з описаними фронтальними параметрами на кафедрі теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів Одеського державного екологічного університету, можна надати такі рекомендації щодо практичного використання кількісних параметрів для фронтологічного аналізу:

1. Найкращі результати об'єктивного аналізу фронтів за допомогою параметра ψ отримують, якщо він розраховується в шарі атмосфери 850-500 гПа. Добре виявляються ділянки основних холодних і теплих фронтів, але практично не виявляються вторинні фронти. Слід мати на увазі, що лінії градієнтних фронтів, тобто лінії максимальних значень параметра ψ , завжди зсунуті відносно приземних фронтів в бік холодного повітря, але розташовуються в межах однієї макромасштабної барокліни зони.
2. Параметр ψ краще використовувати для ідентифікації фронтів при аналізі зимових процесів, коли внесок конвективної нестійкості мінімальний і найбільший зв'язок з опадами.
3. Значення $\psi > 5$ од. виділяють ті ділянки фронтів, де ймовірність опадів коливається в межах 50-60 %, але для інтенсивних атмосферних процесів (південні, пірнаючі циклони), які досягають Чорноморського басейну, ймовірність може перевищувати 70 %.

4. Зв'язок сильних опадів (інтенсивність > 6 мм/12 год.) з параметром ψ набагато тісніший, ніж для опадів інтенсивністю > 1 мм/12 год. Цей зв'язок зростає зі збільшенням ψ . Відмітимо, що градації інтенсивності надані стосовно до стандартів інтенсивності для твердих опадів. З метою одноманітності такий же розподіл по інтенсивності застосовується для усіх сезонів.
5. В полі комбінованого фронтального параметра F за межу фронтальної зони з опадами приймається значення $F = 20$ од. Опади інтенсивністю > 1 мм/12 год. за допомогою цього параметра прогнозуються з ймовірністю 63-72 %, а сильні та дуже сильні опади з ймовірністю 68-76 % (ці цифри характеризують ймовірність прогнозу наявності опадів даної градації, якщо в якості предиктора використовується параметр F).
6. Для більш детального фронтологічного аналізу доцільно використовувати разом поля параметру ψ та індексу вологості HIX , адже це дозволяє виявити ділянки фронтів, з якими пов'язані сильні опади (при $\psi > 5$ і $HIX > 0,85-0,90$). Цей висновок відноситься перш за все до південних циклонів, для яких характерна підвищена вологість повітряних мас.
7. Циклонічність поля тиску в нижній тропосфері, яка суттєво впливає на інтенсивність атмосферних фронтів, при фронтологічному аналізі за допомогою параметра ψ можна враховувати шляхом включення до аналізу поля відносного вихору (Ω_p) на ізобаричній поверхні 850 гПа. При значній циклонічності $\Omega_p \gg 2 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹.
8. Для процесів цикло- та фронтогенезу над територією України найкраще узгодження з положенням приземних ліній атмосферних фронтів і полем хмарності одночасно дає поле ТФП в шарі 850-700 гПа або 925-700 гПа. Включення рівня 500 гПа значно згладжує термічні контрасти. Тобто, при використанні продукції прогностичних центрів перевагу слід віддавати тим полям ТФП, що містять розрахункові рівні, близькі до 850 гПа.
9. Аналіз поля потенціального вихору Ертеля, який є показником інтенсивності вертикальних рухів в області фронтальних зон, допомагає виявити ділянки фронтів, де можливі сильні опади: максимальна повторюваність опадів з інтенсивністю > 6 мм/12 год спостерігається при високій тропопаузі (тиск $P < 200$ гПа на рівні, де $PV = 1$ *pvu*), а мінімальна при

низькій (тиск $P > 450$ гПа на нижній межі тропопаузи, за яку приймається рівень з $PV = 1$ *pvu*).

10. В зонах ймовірного циклогенезу доцільно проводити аналіз поля потенціального вихору, звичайно у вигляді висот (тиску) на певній фіксованій поверхні (наприклад, на проекті EUMeTrain $PV = 1,5$ *pvu*) з метою виявлення ділянок опускання стратосферного повітря, що може спричинити швидкий циклогенез.

Таким чином, розглянуті фронтальні параметри мають корисні властивості для їх застосування в об'єктивізації процесу фронтологічного аналізу та можуть бути рекомендовані для консультативного використання в оперативній практиці.

Література

1. Шакина Н. П., Калугина Г. Ю., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Субъективный и объективный анализ атмосферных фронтов. — Ч. I (Объективные характеристики фронтов, проведенных синоптиками) // Метеорология и гидрология. — 1998. — № 7. — С. 19-30.
2. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р., Калугина Г. Ю. Субъективный и объективный анализ атмосферных фронтов. — Ч. II (Объективное выделение зон фронтов) // Метеорология и гидрология. — 1998. — № 8. — С. 5-15.
3. Creswick W.S. Experiments in objective frontal contour analysis // J. Appl. Meteor. — 1967. — V. 6. — P. 774-781.
4. Huber-Pock F., Kress Ch. An operational model of objective frontal analysis based on ECMWF products // Meteorol. Atmos. Phys. — 1989. — V. 40. — № 2. — P. 170-180.
5. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности // Метеорология и гидрология. — 2000. — №7. — С. 5-16.
6. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. и др. Диагностические исследования и моделирование процессов циклогенеза, фронтогенеза и погодных условий на различных стадиях развития циклонов // Труды ГМЦ РФ. — 2000. — Вып. 335. — С. 5-25.
7. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Расчет динамических факторов генерации осадков по данным объективного анализа // Метеорология и гидрология. — 2001. — № 5. — С. 22-34.

8. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Прогностическая значимость динамических факторов генерации осадков // Метеорология и гидрология. — 2008. — № 5. — С. 31-44.
9. Шакина Н. П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. — Л: Гидрометеиздат, 1985. — 236 с.
10. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р., Горлач И. А. Оценка механизмов генерации вертикальных движений в глобальных моделях и их начальных полях в связи с численным прогнозом осадков // Метеорология и гидрология. — 2009. — № 7. — С. 14-32.
11. Шакина Н. П., Борисова В. В. Опыт использования потенциального вихря для расчета высоты тропопаузы // Метеорология и гидрология. — 1992. — № 9. — С. 57-65.
12. Manders A. M. M., Verkley W. T. M., Diepeveen J. J., Moene A. R. Application of a potential vorticity modification method to a case of rapid cyclogenesis over the Atlantic Ocean // Q. J. R. Meteorol. Soc. — 2007. — V. 133. — P. 1755-1770.
13. Семенова И. Г. Еволюція інтенсивного циклону “Ксинтія” над Європою // Вісник ГМЦ ЧАМ. — 2010. — № 1 (11). — С. 66-74.
14. Хоменко Г. В. Оценка эффективности объективного анализа атмосферных фронтов // Метеорология, климатология и гидрология. — 2008. — Вып. 50. — Ч. I. — С. 124-129.
15. Ивус Г. П., Хоменко Г. В. Результати моделювання фронтогенезу і сильних опадів // Український гідрометеорологічний журнал. — 2012. — № 11. — С. 86-92.
16. Хоменко Г. В. Фронтогенез і фронтоліз в середній і верхній тропосфері // Вестник ГМЦ ЧАМ. — 2011. — № 2 (13). — С. 61-67.
17. Семенова И. Г., Ивус Г. П. Использование термического фронтального параметра для моделирования бароклинных зон в процессах циклогенеза // Наукові праці УкрНДГМІ. — 2011. — Вып. 261. — С. 56-71.

Резюме

Рассмотрены основные свойства численных характеристик объективного анализа атмосферных фронтов — фронтальных параметров, которые используются в мировой метеорологической практике. Даны рекомендации об особенностях их применения в условиях оперативных прогностических подразделений.

Г. П. Івус,
Г. В. Хоменко,
І. А. Ковальков

ПАРАМЕТРИ БАРОКЛІННОСТІ ТА ЇХ ВИКОРИСТАННЯ У ФРОНТОЛОГІЧНОМУ АНАЛІЗІ

В останні роки в синоптичній практиці і наукових дослідженнях до аналізу атмосферних процесів залучається велика кількість гідродинамічних характеристик. Так, для ідентифікації атмосферних фронтів використовуються різні фронтальні параметри: температурний параметр TFP (найбільш простий), який описує барокліність, що обумовлена лише горизонтальною неоднорідністю поля температури на деяких рівнях або в певних шарах атмосфери [4]; параметр ψ , який є показником барокліності нижньої половини тропосфери (ураховує не тільки контрасти температури, а і вологості повітря); параметр P — характеристика ступеня циклонічності нижньотропосферного баричного поля і, нарешті, комбінований фронтальний параметр F (лінійна комбінація параметрів ψ і P), що характеризує барокліність нижньої половини тропосфери і циклонічність поля тиску.

В багатьох дослідженнях [1-3] отримано, що перелічені кількісні характеристики дозволяють виявляти фронтальні розділи, які добре простежуються в полях хмарності та опадів. Навіть температурний параметр TFP , якщо замість звичайної температури T використовувати еквівалентну температуру T_e (тобто ураховувати вологість), допомагає визначати ділянки фронтів, з якими пов'язані хмарні масиви та опади [4].

В даній роботі для дослідження фронтів використано параметр ψ , який є більш інформативним ніж параметр TFP і має значно простіший алгоритм розрахунку в порівнянні з комбінованим параметром F .

До аналізу залучені приземні карти, карти баричної топографії, поля добових сум опадів і розраховані поля відносного геострофічного вихору Ω_p та параметра ψ за період 11-16 жовтня 2009 року, коли над районами Західної Європи та України спостерігалися небезпечні явища, зокрема сильні опади.

Для розрахунку параметра ψ використані дані об'єктивного аналізу полів температури повітря та вологості (масової долі водяної пари) на ізобаричних поверхнях 850, 700, і 500 гПа за

відповідні дні і строки; для приблизної оцінки циклонічності баричного поля використано відносний вихор Ω_p , який розрахований за даними об'єктивного аналізу поля геопотенціалу поверхні 850 гПа. Область розрахунку займає територію від 10 до 60° сх.д. та від 30 до 65° пн.ш.; крок сітки 2,5° по широті і довготі (рис. 1 а, б).

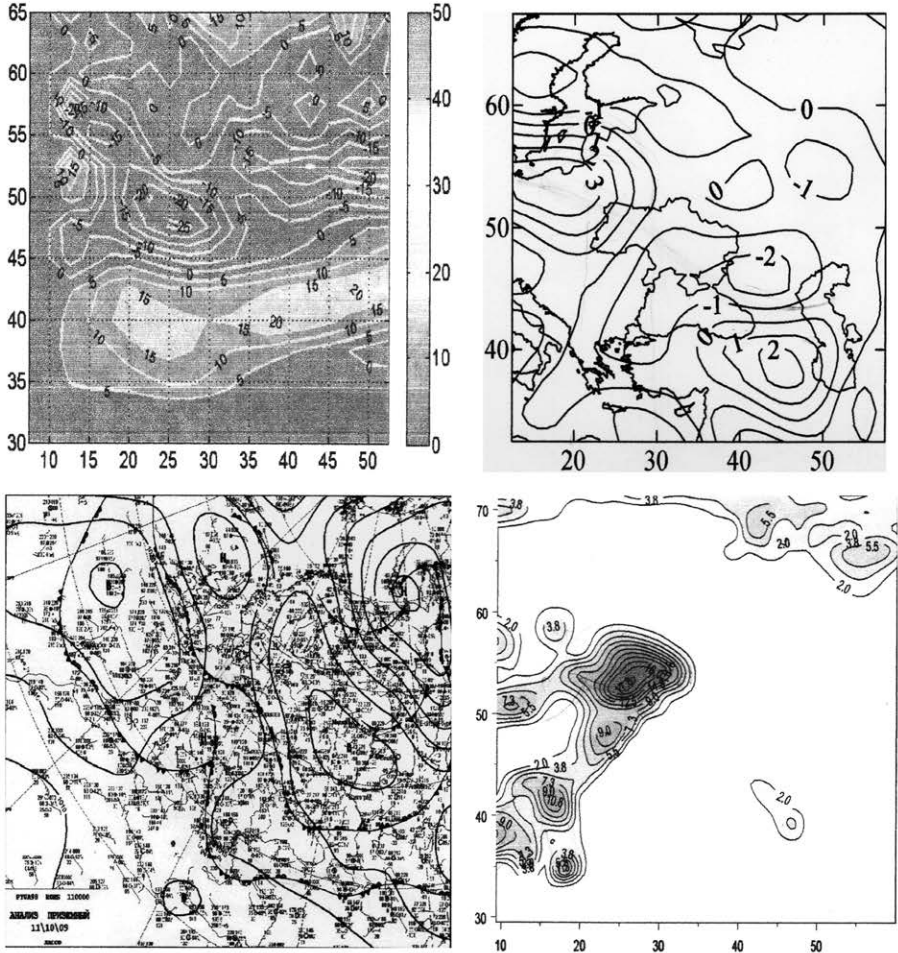


Рис. 1. Фронтальний параметр ψ , од. (а);
вихор швидкості, 10^5 с^{-1} (б);
приземний аналіз (в);
опади, мм/добу (г) за 11.10.2009 р.

Як показав аналіз приземних карт та карт баричної топографії (АТ 500), на початку розглянутого періоду (11.10.2009 р.) територія України знаходилася під впливом південно-західної периферії антициклону з максимальним тиском біля 1030 гПа в районі Москви. По західній та південно-західній периферіях цього антициклону проходить тепла гілка арктичного фронту, а холодна розташована над Західною Європою поблизу 50⁰ пн.ш. (рис. 1 в). Як видно із рисунку, полярна система фронтів проходить майже в широтному напрямку через Піренейський півострів, Середземне море та півострів Мала Азія.

Щоб з'ясувати як вказані фронти виявляються в полі фронтального параметра ψ , проаналізуємо останнє спільно з полем опадів, наявність яких визначає інтенсивність окремих ділянок фронтів. На рис. 1а, 1в видно, що арктичний фронт повністю розташований в зоні від'ємних значень ψ , тобто цей параметр не виявляє навіть активну теплу ділянку фронту, з якою пов'язані інтенсивні опади з максимумом біля 16 мм за добу. Нагадаємо, що параметр ψ в основному є характеристикою бароклінності нижньої половини тропосфери, а ступіть циклоничності баричного поля він практично не враховує [2]. Тому можна вважати, що головну роль в формуванні зон опадів на теплому фронті, який проходить між 50 та 60⁰ пн.ш. від 15 до 30⁰ сх.д., головну роль відіграла циклонічність поля тиску: на рис. 1б, 1г видно, що зони опадів відповідає область додатних значень відносного вихору, які майже утричі перевищують порядок цієї величини і досягають $3,5 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Проте за допомогою параметра ψ добре виявляється широтно спрямована фронтальна зона, де ψ перевищує порогове значення $5 \cdot 10^{-11} \text{ м}^{-1}$ (в подальшому 5 од.). З найбільш активними гілками полярного фронту (над Адріатичним морем, Апеннінським півостровом та Балканами) пов'язана область підвищених значень ψ , які змінюються від 10 до 20 од. і зона опадів з максимальною кількістю 10,8 мм біля точки оклюзії (рис. 1 а, в, г). Тобто в даному випадку можна говорити про кількісний зв'язок між параметром ψ і інтенсивністю опадів. Але для гілок полярного фронту, що проходять східніше 20⁰ сх.д., такого висновку зробити неможливо, тому що хоча ці фронти менш інтенсивні (опадів на них немає), параметр ψ в їх зоні також приймає значення 10-20 од.

Розглянемо ситуацію за 12 жовтня, коли над північно-східними районами Західної Європи сформувався циклон з мінімаль-

ним тиском 1004 гПа. З циклоном пов'язані дві системи атмосферних фронтів: арктична, що проходить між 50-55⁰ пн.ш. та полярна, яка проходить паралельно арктичній системі, над північними узбережжями Середземного та Чорного морів і над районами Кавказу (рис. 2в).

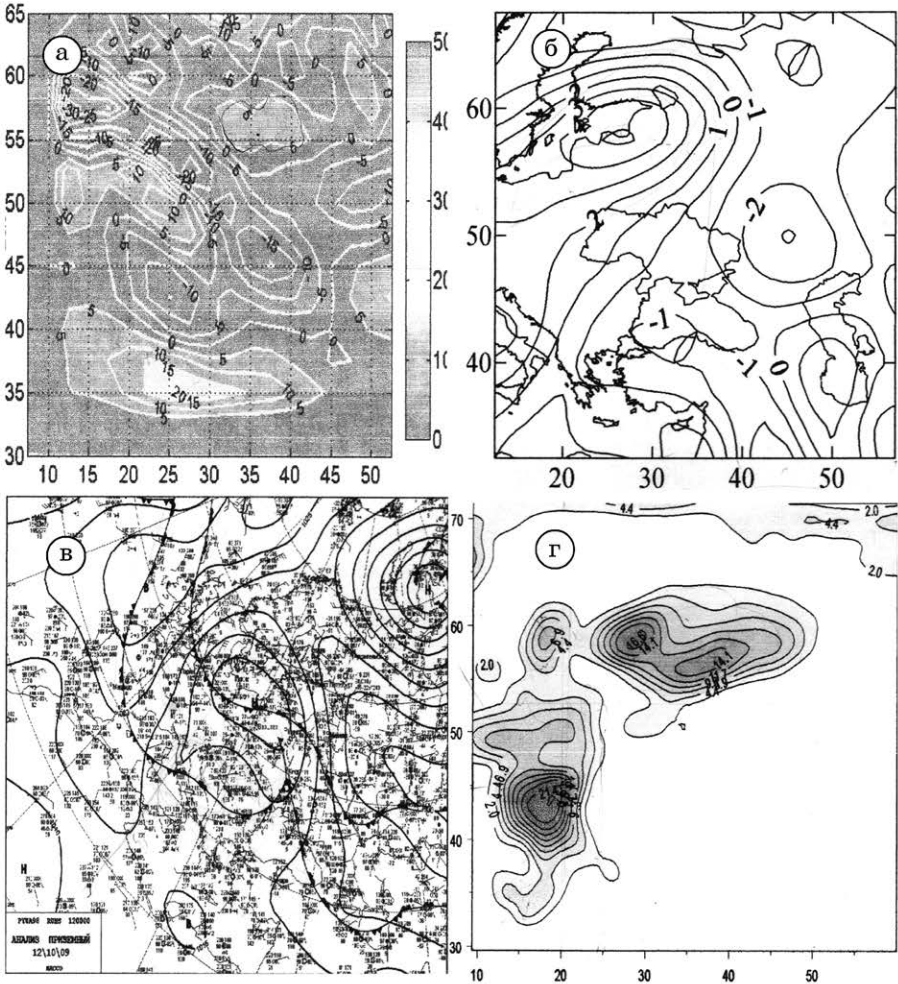


Рис. 2. Фронтальний параметр ψ , од. (а);
вихор швидкості, 10^5 с^{-1} (б);
приземний аналіз (в);
опаді, мм/добу (г) за 12.10.2009 р.

На відміну від ситуації попереднього дня в полі фронтального параметра простежується як полярна, так і арктична системи фронтів, що свідчить про загострення температурних контрастів на арктичному фронті. Холодній ділянці цього фронту відповідають значення ψ від 5 до 10 од., а теплій 5 од. (рис. 2а). На обох ділянках спостерігаються опади інтенсивністю до 17 мм, тобто підтверджуються результати робіт [2; 3], відповідно до яких значення $\psi=5$ од. і більше характерні для фронтальних зон з опадами.

Полярна система фронтів краще, ніж арктична, виявляється в полі параметра ψ , який в зоні фронту змінюється від 5 до 20 од. Максимальні його значення відзначаються поблизу хвилі на холодному фронті в районі Адріатичного моря, де спостерігаються опади до 20 мм (рис. 2 а, в, г). Щодо впливу циклоничності на формування зон опадів, то вона максимальна в області циклону над районами Прибалтики, де вихор Ω_p досягає $4 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ (рис. 2б). Тобто можна зробити висновок, що в утворенні опадів на полярному фронті головну роль відіграла барокліністичність нижньої половини тропосфери, а на арктичному фронті більший внесок належить циклоничності баричного поля.

На протязі доби (з 12 на 13 жовтня) над Балканським півостровом сформувався південний циклон з мінімальним тиском 996 гПа. Цей циклон увійшов до системи циклону над Прибалтикою, завдяки чому сформувався двохцентровий циклон з двома системами фронтів, що мають переважно меридіональну спрямованість. Як видно із рис. 3б, в центрах циклону відповідають максимальні значення Ω_p (4 та $6 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ відповідно).

В полі фронтального параметра добре виявляються теплі та холодні ділянки як полярного, так і арктичного фронту. Ці ділянки розташовані у центральній частині південного циклону і їм відповідають значення ψ від 10 до 20 од. Проте найбільш інтенсивні опади (> 30 мм за добу) пов'язані з теплою ділянкою полярного фронту, яка проходить над Карпатами та північним узбережжям Чорного моря. Кількість опадів на теплій гільці арктичного фронту не перевищує 2 мм, хоча параметр ψ в цій зоні також приймає значення від 10 до 20 од. Можна вважати, що зона опадів на полярному фронті сформувалася не тільки під впливом барокліністичності, а і завдяки циклоничності баричного поля (відносний вихор у п'ять разів перевищує порядок) і впливу орोगрафії (рис. 3 а, б, в).

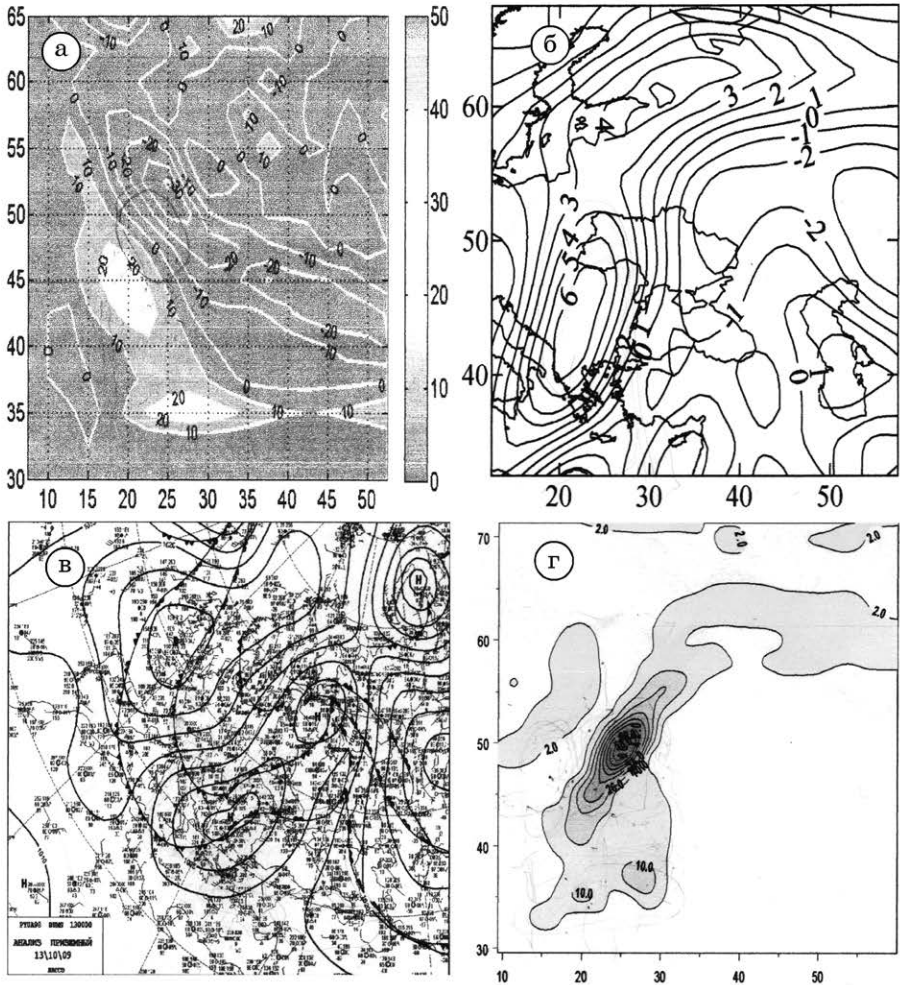


Рис. 3. Фронтальний параметр ψ , од. (а);
 вихор швидкості, 10^5 c^{-1} (б); приземний аналіз (в);
 опади, мм/добу (г) за 13.10.2009 р.

В даній ситуації добре виявляються також ділянки холодних фронтів обох систем, які над Західною Європою проходять між 35 та 45° пн.ш. Значенням фронтального параметра, біля 20 од. відповідають добові суми від 2 до 10 мм (рис. 3 а, г); максимальні суми до 50 мм охоплюють незначні території і свідчать про

наявність конвективних явищ над цими районами (фронтальні умови тут відсутні, тому що $\psi < 0$).

За добу циклон змістився на схід і 14.10.09 його центр з мінімальним тиском 993 гПа знаходився вже в районі Києва, де відносний вихор досягав значення $10 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (відзначимо, що рисунки до ситуацій за 14 та 15 жовтня не наводяться). Фронти прийняли більш меридіональне положення, спостерігається максимальна кількість небезпечних явищ на території України. Значення параметра ψ збільшилося до 60 од, хоча кількість опадів, пов'язаних з фронтами не перевищує 24 мм за добу. На холодних фронтах обох систем спостерігаються невеликі зони опадів інтенсивністю до 6 мм.

З 14 на 15.10.09 тиск в центрі циклону виріс до 999 гПа, значення відносного вихору відповідно зменшилися до $7 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. В полі фронтального параметра добре виявляються холодні ділянки полярної та арктичної систем де ψ досягає 40 од. З цими ділянками пов'язані опади інтенсивністю 8 мм. Теплі ділянки фронтів також простежуються в полі параметра ψ , який тут досягає 30 од і якому відповідають суми опадів до 25 мм.

Особливість ситуації, яка спостерігалася 16 жовтня, полягає в тому, що циклон стає висотним і у вигляді замкненого центру на приземній карті не простежується (рис. 4в). У полі фронтального параметра виявляється хвиля на полярному фронті над півднем Італії, де ψ досягає 30 од. і спостерігаються опади до 15 мм. Максимальні суми опадів (до 20 мм) пов'язані з зоною, де значення фронтального параметра змінюються від 10 до 20 од. (рис. 4 а, в, г).

На рис. 4а, в видно, що на арктичному фронті найбільш активною є ділянка холодного фронту з хвилею, де ψ складає 30-40 од., а сума опадів досягає 15 мм; на ділянці цього фронту, що проходить над атлантичним узбережжям Західної Європи, незважаючи на високу барокліність опади не перевищують 8 мм за добу. Проте, на фронтах, що проходять поблизу 65° пн.ш. інтенсивність опадів майже в два рази більша, а показник барокліності не перевищує 20 од. Тобто в цьому випадку також не виявляється кількісний зв'язок між параметром ψ і кількістю опадів.

Отже, за результатами сумісного аналізу полів тиску, відносного вихору, параметра ψ і опадів зроблено такі висновки:

- у розглянутих випадках в полі фронтального параметра краще простежується полярна система ніж арктична;
- найбільші значення фронтального параметра спостерігались у випадках зближення арктичної та полярної систем фронтів, коли контрасти в полях метеорологічних величин значно зростають;

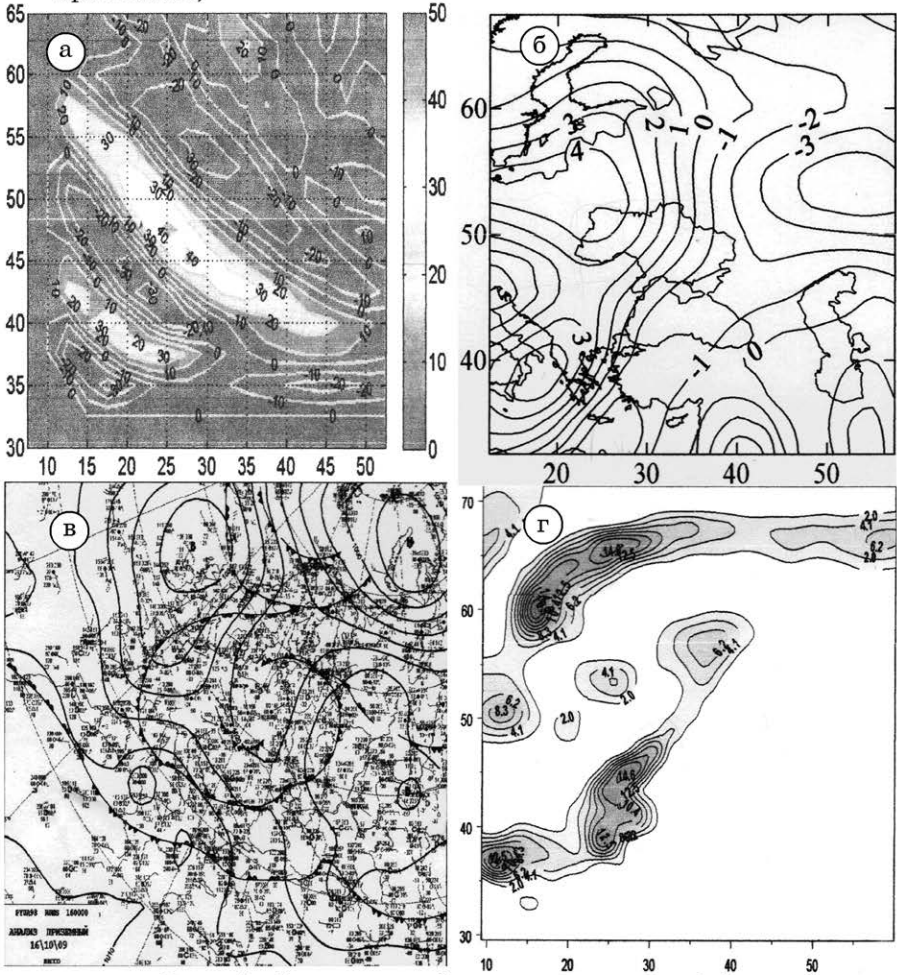


Рис. 4. Фронтальний параметр ψ , од. (а);
вихор швидкості, 10^5 s^{-1} (б);
приземний аналіз (в);
опаді, мм/добу (г) за 16.10.2009 р.

- циклонічність баричного поля в нижній тропосфері істотно впливає на інтенсивність фронтів, зокрема на формування зон опадів;
- підтверджуються результати робіт, відповідно до яких ізолінію $\psi = 5$ од. можна використовувати у якості межі зони фронту, з якою пов'язані опади, тобто для виявлення найбільш активних ділянок фронту;
- в розглянутих ситуаціях добре простежується зв'язок фронтального параметра ψ з опадами, але прямої залежності інтенсивності опадів від значень ψ не виявлено.

Література

1. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р., Калугина Г. Ю. Субъективный и объективный анализ атмосферных фронтов. — Ч. II (Объективное выделение зон фронтов) // Метеорология и гидрология. — 1998. — № 8. — С. 5-16.
2. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности // Метеорология и гидрология. — 2000. — №7. — С. 5-16.
3. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Расчет динамических факторов генерации осадков по данным объективного анализа // Метеорология и гидрология. — 2001. — № 5. — С. 22-34.
4. Семенова И. Г., Ивус Г. П. Использование термического фронтального параметра для моделирования бароклинных зон в процессах циклогенеза // Наукові праці УкрНДГМІ. — 2011. — Вип. 261. — С. 56-71.

*Л. М. Гурська,
О. Е. Камфорвич*

ЗАСТОСУВАННЯ ФІЗИКО-СТАТИСТИЧНОГО МЕТОДУ О. В. ПЕРЕХОДЦЕВОЇ ДЛЯ ПРОГНОЗУ ШКВАЛІВ

Вступ. Зростання кількості та інтенсивності стихійних явищ погоди, яке спостерігається в Європі та Україні з 90-х років ХХ століття і набирає все більших темпів [1], вимагає дослідження причин цього явища, його механізмів. При цьому однією з найбільш актуальних задач метеорології є дослідження стихійних явищ погоди пов'язаних із зонами активної конвекції (зливи, гроз, граду, шквалу, смерчів), їх повторюваності, умов формуван-

ня, просторово-часової мінливості, оскільки саме ці явища дають значну долю збитків економіці багатьох країн, у тому числі й України. Прогноз цих явищ є надзвичайно складним, що зумовлено значною неоднорідністю конвекції у часі та просторі і недостатньою вивченістю просторово-часової мінливості її кліматичних характеристик. Більша частина розроблених методів прогнозу конвективних явищ не задовольняє в достатній мірі ні спеціалістів, ні запитам споживачів.

Дана проблема досить актуальна для більшості країн, оскільки рівень вивченості і прогнозування згаданих явищ відстає від сучасних вимог до метеорологічного забезпечення різних галузей господарської діяльності.

Матеріали та методи досліджень. Метою даного дослідження є аналіз метеорологічних характеристик при шквалах на Хмельниччині за даними спостережень ст. Шепетівка та оцінка можливості прогнозування цього стихійного гідрометеорологічного явища (СГЯ) з використанням фізико-статистичного методу О. В. Переходцевої.

Вихідними матеріалами послужили приземні карти погоди та карти баричної топографії, карти штормових сповіщень, стиковані карти метеорологічних радіолокаторів (МРЛ) із архіву програмного комплексу АРМсин за період 2010-2012 рр. За вказаний період на ст. Шепетівка шквал фіксувався 14 разів. На основі цієї інформації досліджено хід метеорологічних параметрів від час виникнення шквалу та складено його прогноз за фізико-статистичним методом О. В. Переходцевої

Аналіз результатів досліджень. Відомо [2], що у теплих повітряних масах, переважно у малоградієнтному полі підвищеного або зниженого тиску, і в холодних масах, які переміщуються на теплу підстильну поверхню, відбувається розвиток внутрішньомасової конвективної хмарності. Над континентом цей процес спостерігаються головним чином в тепле півріччя в після полуденні години, коли температура повітря біля поверхні землі максимальна. Конвективні осередки, як правило, мають невеликі розміри і переміщуються з незначною швидкістю (10...15 км·год⁻¹). Проте вони спричиняють такі небезпечні явища погоди як грози, град, сильні зливи і шквали.

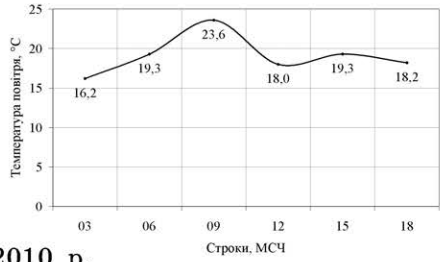
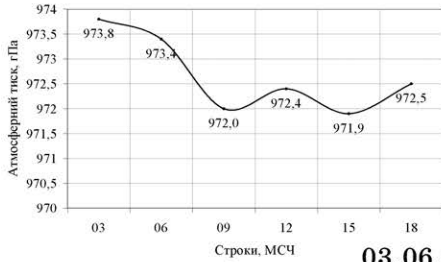
Наявність якісної аеросиноптичної інформації є основою успішного прогнозу конвективних явищ погоди. Радіолокаційна

інформація дозволяє виявити зони потужної конвективної хмарності на відстані до 300 км від пункту, де встановлено метеорологічний радіолокатор. Проте, за результатами різних досліджень [3] радіус дії МРЛ-2 і МРЛ-5 при ймовірності виявлення Сб з грозою і градом не менше 95 % знаходиться в діапазонах 150-200 км. Враховуючи той факт, що мережа аерологічного зондування атмосфери та радіолокаційних спостережень досить нерівномірно охоплює територію України, актуальною є проблема прогнозу конвективних явищ на територіях, не забезпечених такою інформацією.

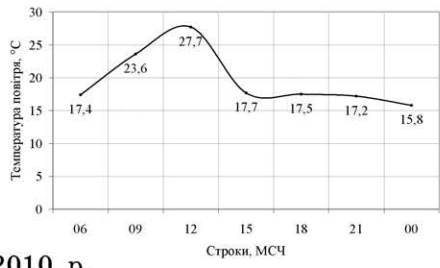
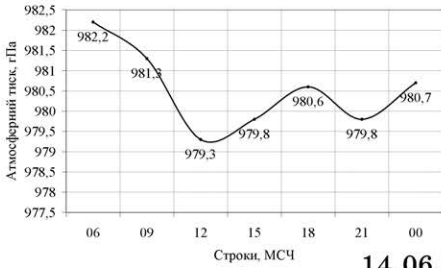
Виходячи з останніх досліджень [1] найбільш шквалонебезпечними в Україні є Львівська, Хмельницька та Рівненська області, де сильні шквали спостерігаються найбільш часто і мають найбільшу щільність по території. Лінії шквалів (або лінії нестійкості) відносяться до хмарних об'єктів мезомасштабу лінійного типу (масштаб мезо- α) і являють собою зону скупчення купчасто-дощових та потужних купчастих хмар.

Проходження шквалу через станцію характеризується різкою зміною метеорологічних величин, серед яких найбільш показовими є температура повітря та атмосферний тиск. Відомо [2], що перед шквалом повітря значно прогрівається і температура може досягати великих значень. На ст. Шепетівка шквал спостерігався у досить широкому діапазоні температур, про що свідчать дані (табл. 3.1). Так 19.04.2012 р. температура повітря була 14,6 °С, а максимальна температура зафіксована 19.07.2011 р. на рівні 29,8 °С. Зниження температури при проходженні шквалу чітко просліджується (табл. 1, рис. 1) майже у всіх випадках, за винятком 20.06.2010 р., 27.07.2010 р. та 09.08.2010 р. Слід зазначити, що в першому випадку шквал на станції був зафіксований о 20 год. 45 хв., а у два наступні дні о 8 год. 36 хв. та о 6 год. 50 хв. відповідно. Контраст температур до та після шквалу становить від 4,2 до 10,0 °С. Одночасно із шквалом виникали інші конвективні явища, такі як гроза та зливовий дощ.

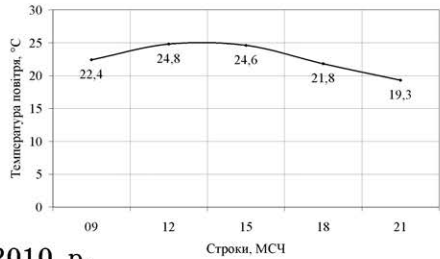
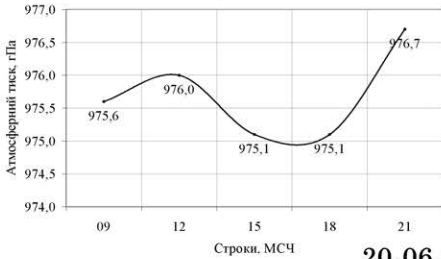
Хід баричної тенденції складно оцінити за даними строкових спостережень з інтервалом у 3 години. Проте, навіть беручи до уваги лише ці дані, вдалося дослідити зміну атмосферного тиску при проходженні шквалу. Відомо, що перед шквалом атмосферний тиск різко падає, що пов'язано з сильним висхідним потоком теплого повітря. Після проходження шквалу тиск різко



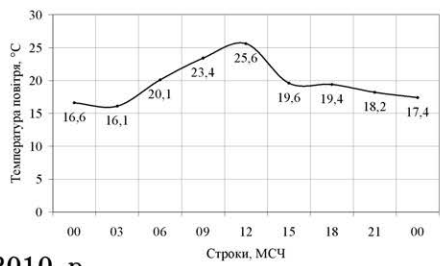
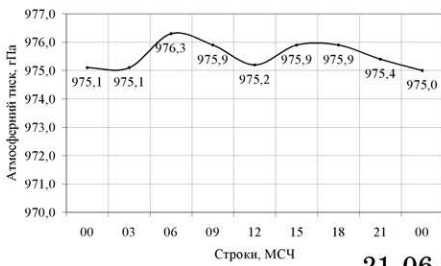
03.06.2010 р.



14.06.2010 р.



20.06.2010 р.



21.06.2010 р.

Рис. 1. Зміна атмосферного тиску та температури повітря під час виникнення шквалу на ст. Шепетівка

зростає при опусканні холодного повітря. Аналізуючи графіки зміни атмосферного тиску, які, як приклад, наведені на рис. 1, добре видно подібний вигин для більшості випадків. Таким чином проходження шквалів через ст. Шепетівка добре просліджується в зміні метеорологічних параметрів.

Таблиця 1.

Зниження температури повітря при проходженні шквалу

Дата	Температура повітря, °С		Зниження температури, °С
	перед шквалом	після шквалу	
03.06.2010	23,6	18,0	5,6
14.06.2010	27,7	17,7	10,0
20.06.2010	21,8	19,3	2,5
21.06.2010	25,6	19,6	6,0
27.07.2010	22,0	21,0	1,0
08.08.2010	27,8	21,0	6,8
09.08.2010	19,3	19,3	0,0
19.07.2011	29,8	23,6	6,2
19.04.2012	14,6	10,4	4,2
23.04.2012	16,8	12,6	4,2
05.05.2012	22,4	18,1	4,3
17.05.2012	17,6	12,6	5,0
11.06.2012	25,6	17,6	8,0
04.08.2012	27,1	21,3	5,8

Для прогнозу шквалу по ст. Шепетівка для зазначених 14 випадків скористаємось фізико-статистичним методом О. В. Переходцевої [4; 5]. Метод розроблений із застосуванням алгоритмів багатомірного статистичного аналізу. Із великої кількості інформативних предикторів, які вміщують динамічні, термодинамічні і вологісні характеристики, відібрано шість предикторів, що досить повно відображають умови утворення шквалів:

- V_{700} — швидкість вітру на ізобаричній поверхні 700 гПа, м·с⁻¹;
- H_0 — висота нульової ізотерми над пунктом прогнозу, гПа;
- $(T' - T)_{500}$ — відхилення кривої стану від кривої стратифікації на рівні 500 гПа, °С;
- $\partial T / \partial n$ — горизонтальний контраст температури повітря біля поверхні Землі, °С/500 км;
- T_{max} — максимальна температура повітря біля поверхні Землі, °С;

- Td_{max} — максимальне значення точки роси біля поверхні Землі, °С.

За умови $(T' - T)_{500} > 0$ прогноз наявності (відсутності) шквалу ($V \geq 20$ м·с⁻¹) здійснюється за допомогою дискримінантної функції

$$L = 0,44T_{max} + 0,21V_{700} + 0,18 \frac{\partial T}{\partial n} + 0,05(T' - T)_{500} - 0,02H_0 - 0,14Td_{max} + 3,9$$

При $L > 0$ прогнозується шквал, при $L < 0$ — відсутність шквалу. Як зазначає автор [4; 5], граничне значення $(T' - T)_{500} < 0$, по якому прогнозується відсутність шквалу ($V \geq 20$ м·с⁻¹), може бути змінене, виходячи із оперативної практики в конкретному районі. Так, в Україні відсутність шквалу прогнозується при значеннях $(T' - T)_{500} < 0,5$.

Для відбору предикторів використовувався метод побудови траєкторії переміщення повітряної частинки. На стандартних ізобаричних поверхнях у початкових точках траєкторій знімалися адвективні значення температури повітря (T) і точки роси (Td), а також предиктори V_{700} , $\partial T / \partial n$. За отриманими даними T і Td будувалась прогностична модель конвекції і обчислювалась решта предикторів: T_{max} , $(T' - T)_{500}$, H_0 , Td_{max} . Результати розрахунків предикторів для дискримінантної функції та значення самої функції наведені (табл. 2). Так максимальна температура повітря прогнозувалась у межах 18-39 °С в залежності від сезону року (18 °С — у квітні, а 39 °С — у червні). Горизонтальний градієнт температури повітря біля поверхні землі становив від 4 до 9 °С. Слід зазначити, що у всіх випадках на прогностичній кривій стратифікації відмічалась позитивна енергія нестійкості, тобто значення $(T' - T)_{500} > 0$ °С. Висота нульової ізотерми знаходилась на висоті від 810 до 595 гПа.

Підставивши відповідні предиктори у рівняння дискримінантної функції, отримано результати, які наведені (табл. 3). Як видно значення функції $L > 0$ у всіх випадках, за винятком 23.04.2012 р., коли значення L дорівнює -3,18. Шквали у квітні є дуже рідкісним явищем, тим більше, що максимальна температура повітря 23 квітня 2012 р. прогнозувалось на рівні 18 °С. Таким чином у 13 випадках із 14 прогноз шквалу за методом О. В. Переходцевої справдився.

Слід зазначити, що у даній роботі проведено розрахунки прогнозу шквалів для тих випадків, коли шквали були зафіксо-

вані за даними метеоспостережень. Тому, для більш об'єктивної оцінки розглянутої методики, доцільно провести аналогічні дослідження для випадків відсутності шквалів.

Таблиця 2.

Прогноз шквалу за методом О. В. Переходцевої
по ст. Шепетівка

Дата	T_{\max} , °C	V_{700} , м·с ⁻¹	$\frac{\partial T}{\partial n}$, °C/500 км	$(T - T)_{500}$, °C	H_0 , гПа	$T_{d \max}$, °C	L
03.06.2010	33,0	10	8,0	4,2	710	21,0	7,37
14.06.2010	31,0	15	6,0	5,5	620	17,0	8,14
20.06.2010	28,0	7	6,0	2,8	650	15,0	3,81
21.06.2010	39,0	10	5,0	11,0	645	23,0	4,97
27.07.2010	31,0	7	4,0	5,8	615	18,0	5,64
08.08.2010	36,0	10	5,0	9,0	595	21,0	8,79
09.08.2010	35,0	7	9,0	9,0	615	19,0	7,88
19.07.2011	32,0	5	5,0	11,0	655	20,0	4,58
19.04.2012	23,0	15	5,0	3,0	740	10,0	2,02
23.04.2012	18,0	7	4,0	5,5	810	9,0	-3,18
05.05.2012	26,0	10	8,0	9,7	700	17,1	2,97
17.05.2012	22,0	10	9,0	5,2	740	12,0	1,08
11.06.2012	34,0	12	6,0	7,7	650	18,0	7,32
04.08.2012	34,0	5	5,0	10,5	630	21,0	5,79

Висновки. Складення прогнозу вимагає мінімальних витрат часу, оскільки прогностична модель конвекції влітку будується кожен день.

Метод досить простий та має широкі можливості повної автоматизації при використанні прогностичних значень метеорологічних величин, отриманих із гідродинамічних прогнозів.

Методика прогнозування шквалів заслуговує належної уваги, і у разі відсутності якісної аеросиноптичної інформації доцільно скористатись для прогнозу шквалу фізико-статистичним методом О.В. Переходцевої.

Література

1. Балабух В. О. Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в Украине // Глобальные и региональные изменения климата. — К.: Ника-Центр, 2011. — С. 161-173.
2. Івус Г. П. Спеціалізовані прогнози погоди. — Одеса: ТЕС, 2012. — 407 с.

3. Метеорологические автоматизированные радиолокационные сети / Под ред. А. С. Солонина и др. — СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. — 332 с.
4. Переходцева Э. В., Золин Л. В. Гидродинамико-статистический прогноз и экспертная система прогноза смерчей на европейской территории России / Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 45-54.
5. E. V. Perekhodtseva. Hydrodynamic-statistical method of squalls and storm wind forecast over the territories of European part of Russia and Ukraine / Матер. конф. “Глобальні та регіональні зміни клімату”. — К., 2010.

УДК//551.5

*Л. В. Паламарчук,
З. Я. Олійник,
Є. І. Галицька*

РЕЖИМ ОПАДІВ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ ЗА ОСТАННЄ ДЕСЯТИРІЧЧЯ (2002-2011 РР.)

Вступ. Опади є однією з найважливіших характеристик погоди та клімату. В залежності від типу атмосферних процесів та особливостей підстильної поверхні, опади на території України розподіляються нерівномірно як в часі, так і в просторі. В Україні спостерігається континентальний тип річного ходу опадів, за якого кількість опадів теплого періоду перевищує кількість опадів холодного періоду. Такий розподіл найбільш виражений на височинах і у північних та північно-західних районах. Амплітуда річного ходу опадів тут становить понад 50 мм. У Степу, особливо на узбережжях морів, амплітуда зменшується до 25 мм [1]. В окремі роки найбільша і найменша кількість опадів може зміщуватись на інші місяці. Особливістю просторового розподілу опадів є їх зменшення з півночі і північного-заходу на південь, південний-схід.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Період впродовж 2001-2011 рр., за висновками ВМО, відноситься до найтеплішого за увесь час регулярних спостережень. Кількість атмосферних опадів (дощ, сніг і т.д.) за 2002-2011 рр. за середніми величинами визначеними над суходолом, знаходиться на другому місці після періоду 1951-1690 рр. для спостережень починаючи з 1901 р. При цьому середні значення місячних та річних сум опадів у

різних мали значні регіональні відмінності, в т. ч. і на території України. Особливою неоднорідністю відзначається режим опадів у теплий період року, коли вагомий вплив на утворення опадів мають як макро- так і мезомасштабні процеси (мезоциклони, конвективні комірки) [5].

Методика дослідження та фактичний матеріал. Для аналізу режиму опадів в теплий (квітень-жовтень) та холодний (листопад-березень) періоди (2002-2011 на території України використовувалися дані спостережень метеорологічних станцій обласних центрів України. Розглядалися середньорічні та середньомісячні суми опадів. Проводилося порівняння середньомісячних сум опадів за досліджуваній період з багаторічною нормою опадів [2], встановленою за 1961-1990 роки. Також, кількість опадів, що випадала за місяць, була виражені у вигляді відсотка від кількості опадів. Цей відсоток не залишається сталим в різних частинах території, а змінюється в залежності від географічного положення, а в гірських районах — іноді і в залежності від висоти чи форми рельєфу [3]. Вологим вважався місяць, коли кількість опадів перевищувала норму в 1,5 рази, посушливим — якщо кількість опадів становила менше 80 % норми [4].

Загальна характеристика розподілу опадів по території України у теплий період

Опади теплового періоду характеризуються значною мінливістю. У червні-липні повсюдно випадає максимальна за рік кількість опадів (на Поліссі місячна сума опадів може перевищувати 75 мм, місцями може сягати 100 мм, у південному Степу і на узбережжях морів — 40-50 мм, на решті території — 60-70 мм).

В липні на Поліссі спостерігається річний максимум (понад 85 мм). Серпень тут також характеризується значною кількістю опадів, а на решті території відмічається їх зниження: у Степу — до 50 мм, іноді до 40 мм. Вересень і жовтень — найсухіші місяці теплового періоду.

Найбільші середньомісячні суми опадів, що спостерігаються на території України у теплий період року, можуть перевищувати середні значення двічі-втричі і становити 65-260 мм. Найменші середньомісячні суми становлять 0-10 мм, в окремі місяці — 13-40 мм. Зі збільшенням кількості опадів збільшується і їх мінливість.

Проведені дослідження виявили деякі відмінності у річному розподілі опадів за останні 10 років у порівнянні з середніми багаторічними даними. Найбільші середньомісячні суми опадів за теплий період (так і за рік) спостерігалися у вересні-жовтні (60 %), найменші середньомісячні суми за теплий період — у квітні (50 %). Але режим опадів в окремі роки може відрізняється від середнього. Для отримання більш чіткої картини часового розподілу місячних сум опадів було встановлено періоди випадання найбільшої та найменшої кількості опадів за окремі роки на території України (рис. 1).

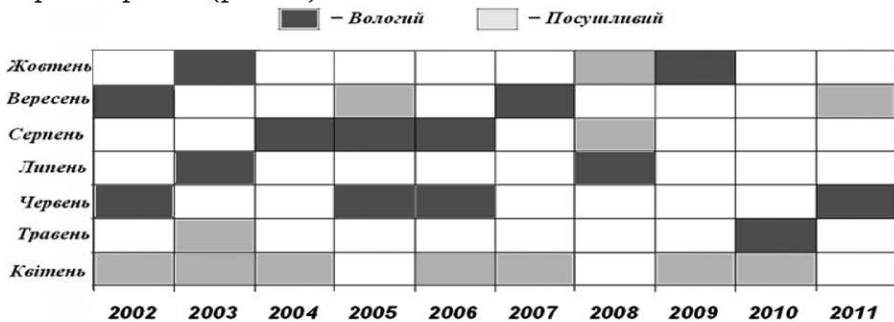


Рис. 1. Вологі та посушливі місяці на території України за теплий період 2002-2011 рр.

Серед усіх місяців теплого періоду в липні 2008 року випало найбільше опадів за останні 10 років (137-370 % від місячної норми); найменша кількість опадів — в квітні 2009 року (1-51 % від місячної норми).

На значну нерівномірність та неоднозначність часового розподілу опадів за минуле десятиріччя вказує і те, що у теплом періоді окремий місяць міг бути як вологим, так і посушливим, що видно з табл. 1.

Характеристика по областях

За період 2002-2011 рр. на території України частка посушливих місяців виявилася досить високою. Найбільша кількість — в Донецьку (58 %), Івано-Франківську (57 %), Сімферополі (55 %); в Запоріжжі, Херсоні, Миколаєві, Луганську, Сумах, Вінниці, Києві, Тернополі та Чернівцях — в межах 50-53 %. Найменше посушливих місяців спостерігалось у Львові та Рівному (40 %).

Таким чином, найбільша частка посушливих місяців відмічалась в Сімферополі, Херсоні, Запоріжжі, Донецьку та Сумах (рис. 2).

Таблиця 1.

Рік, на який припадають місяці
з екстремальною кількістю опадів

Місяць	Роки	
	вологий місяць	посушливий місяць
Квітень	2008	2009
Травень	2004	2003
Червень	2011	2008
Липень	2003	2006
Серпень	2004	2009
Вересень	2008	2005
Жовтень	2003	2011

Слід зазначити що у північній, південній та східній частині країни у переважній більшості посушливих місяців спостерігалися місячні суми опадів, що становили менше 40 % від норми.



Рис. 2. Частка вологих та посушливих місяців
у порівнянні з нормою

Частка вологих місяців на території України виявилась меншою в порівнянні з кількістю посушливих місяців.

Найбільша кількість вологих місяців спостерігалась в центральних областях — 33 % (кількість опадів перевищувала 1,5 норми), а найменша кількість — у південних областях (27 %).

Для окремих метеорологічних станцій: у Кіровограді та Луцьку (37 %), в Херсоні, Луганську, Ужгороді, Львові, більшості центральних та північних областей їх частка коливалась в межах 30-33 %, найменше (22-23 %) — у Хмельницькому, Тернополі, Івано-Франківську та Чернівцях. Майже у половині, а у за-

хідних областях у більшості випадків, місячні суми опадів вологих місяців, більше ніж у двічі перевищують норму. При цьому кількість місяців, коли суми опадів співпадали з нормою коливається в середньому у межах 17-28 %, найменше у Донецьку (13 %), а найчастіше суми опадів близькі до норми спостерігалися у Одесі, Рівному, Львові, Хмельницькому (30-33 %).

Наведені вище дані про співвідношення вологих та посушливих місяців теплої періоду року для 25 метеорологічних станцій показують деяку просторову відмінність розподілу як у кількості, так і в часі екстремальних середньомісячних сум опадів. Зберігається основна закономірність — зростання посушливості на схід та південь, але в окремих регіонах (південний захід, північний схід) така закономірність порушується. Видається важливим уточнити просторові відмінності у часі настання екстремально низьких та високих середньомісячних сум опадів (табл. 2, 3).

Таблиця 2.

Територіальний розподіл посушливих місяців теплої періоду (менше 80 % від норми)

Області, пункти		Посушливі місяці (кількість випадків)
Західні	Івано-Франківськ, Львів, Чернівці, Тернопіль, Ужгород, Хмельницький	квітень (7)
Північні	Житомир, Київ, Суми, Чернігів	квітень (7)
	Суми	серпень (8)
Центральні		квітень (8)
Східні		квітень (7), серпень (7)
Південні	крім Одеської	квітень (7), липень (7)

Посушливими місяцями з кількістю опадів менше 40 % від норми за останнє десятиріччя виявились у:

- західних областях — IX (2006, 2011), IV (2009), VI (2003);
- північних областях — IX (2005), IV (2009), VI (2004);
- центральних областях — IV (2009), IX (2005), VIII (2009);
- східних областях — IV (2009), IX (2005), VIII (2010);
- південних областях та в Криму — IV (2009), VIII (2008, 2009), VII (2007).

Вологими місяцями за 2002-2011 рр. (з кількістю опадів, понад 2 норми) виявились у:

- західних областях — VIII (2006), X (2009), IV (2008);
- північних областях — X (2003), IV (2008), IX (2002);
- центральних областях — VIII (2004), X (2003), IX (2002);

- східних областях — IV (2008), X (2010), VII (2003);
- південних областях та в Криму — X (2010), VIII (2004), V (2004).

Таблиця 3.

Територіальний розподіл вологих місяців теплового періоду
(з кількістю опадів більше 120 % норми)

Області, пункти		Посушливі місяці (кількість випадків)
Західні	Рівне, Луцьк, Тернопіль, Чернівці	травень (8)
	Окрім Івано-Франківська	липень (7)
	Луцьк, Львів, Хмельницький, Ужгород	серпень (7)
	окрім Львова	жовтень (8)
Північні		травень (7), жовтень (7)
Центральні	Полтава, Кіровоград, Черкаси, Вінниця	травень (7)
	Дніпропетровськ, Полтава, Кіровоград	липень (8)
		вересень (7), жовтень (7)
Східні		жовтень (8)
	Луганськ, Харків	липень (8),
Південні		жовтень (7)

Впродовж досліджуваного періоду спостерігалось зміщення максимуму середньомісячних сум опадів з червня-липня переважно на вересень-жовтень, або травень; розподіл посушливих місяців виглядає більш однорідним. Проведені дослідження показали існування різких змін режиму зволоження в межах окремих теплих періодів. Таким наприклад, виявився 2008 рік: квітень та вересень були аномально вологими, а серпень — аномально посушливим. Така ж тенденція відмічалась і в 2004 році: травень та серпень — аномально вологі, але квітень посушливий.

За останнє 10-річчя посушливими на території України був теплий період 2009 року. Але у травні цього року, у більшості південних, а у червні — у північних та західних; у липні та вересні в центральних областях місячні суми опадів були близькі до норми, або дещо її перевищували.

Впродовж вологих та посушливих періодів відмічено значну кількість екстремальних відхилень місячної кількості опадів, зафіксованих вперше за увесь період спостережень. В окремих випадках відмічено екстремальні випадки з найменшою та найбільшою кількістю опадів за увесь час спостережень (у 2009 році квітень у Вінниці та серпень у Миколаєві).

За останні 10 років метеорологічних спостережень в теплий період були встановлені наступні екстремуми (табл. 4.1 та 4.2):

Таблиця 4.1.

Максимальні середньомісячні суми опадів
до 2001 року та за період 2002-2011 рр.

№ п/п	Місто	Місяць	Максимальна середньомісячна кількість опадів, мм			
			до 2002 р.		з 2002 по 2011 рр.	
			рік	опад	рік	опад
1	Сімферополь	серпень	1999	145	2004	290
2	Херсон	жовтень	1939	113	2010	134
3	Запоріжжя	травень	1925	123	2010	124
4	Донецьк	квітень	1936	100	2008	105
5	Житомир	квітень	1937	120	2008	123
		червень	2001	165	2006	198
6	Вінниця	серпень	1958	226	2004	244
7	Хмельницький	квітень	1937	139	2008	144
		серпень	1937	152	2005	219
8	Івано-Франківськ	липень	1908	230	2008	258
9	Рівне	квітень	1975	118	2008	122
10	Львів	травень	1920	182	2010	217
11	Ужгород	травень	1885	165	2010	168
12	Чернівці	серпень	1911	208	2005	307

Таблиця 4.2.

Мінімальні середньомісячні суми опадів
до 2001 року та за період 2002-2011 рр.

№ п/п	Місто	Місяць	Мінімальна середньомісячна кількість опадів, мм			
			до 2002 р.		з 2002 по 2011 рр.	
			рік	опад	рік	опад
1	Миколаїв	серпень	1893, 1954	2	2009	0,0
2	Сімферополь	червень	1904, 1957	8	2009	4,4
3	Вінниця	квітень	1948	2	2009	0,0
4	Черкаси	вересень	1963, 1967	6	2005	5,0
5	Кіровоград	серпень	1885, 1892	6	2009	2,0
6	Донецьк	травень	1927	5	2003	2,0
		вересень	1949, 1984	3	2003	2,0
7	Чернігів	червень	1915	7	2004	5,0
8	Хмельницький	серпень	2000	24	2009	15,0
9	Ужгород	липень	1994	16	2006	11,0
10	Чернівці	серпень	1984	18	2003	13,0

На основі багаторічних спостережень встановлено, що у червні-липні випадає максимальна за рік кількість опадів. У серпні також може випадати значна кількість опадів. А вересень є одним із найсухіших місяців теплого періоду.

Впродовж досліджуваного десятиріччя спостерігались випадки, коли розподіл місячної кількості опадів теплого періоду відрізнявся від середнього багаторічного. Наприклад, в 2002 та 2007 роках найбільша кількість опадів випала саме в вересні. В 2008 році — в квітні та вересні. Не зважаючи на те, що 2009 рік був посушливим, найбільше опадів випало в травні. В 2010 — в травні та вересні.

Протягом 2002-2011 рр. відхилення найбільших (максимальних) та найменших (мінімальних) місячних сум опадів на території України відмічались в літні місяці: червні, липні та серпні. Саме ці місяці характеризувались найбільшою мінливістю опадів.

Загальна характеристика розподілу опадів по території України у холодний період

В холодному періоді найменша кількість опадів випадає в січні-лютому (до 30-40 мм). На Донецькій височині та на Поліссі місячна кількість опадів перевищує 45 мм.

Найбільша кількість опадів на території країни за останнє десятиріччя відмічалась в листопаді, найменша — в березні.

Отриманий у дослідженні часовий розподіл місячних сум опадів та порівняння їх з нормою дозволили визначити вологі та посушливі місяці холодного періоду, дані про які наводяться в табл. 5 та на рис. 3.

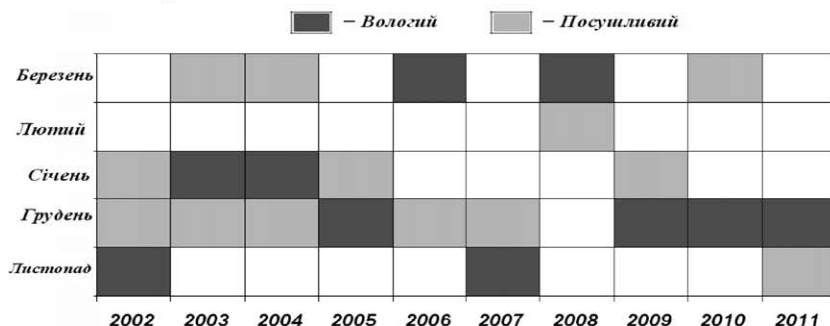


Рис. 3. Вологі та посушливі місяці за холодний період 2002-2011 рр.

Найбільша кількість опадів за останні 10 років випала в березні 2006 року, найменша — в грудні 2007 року.

Таблиця 5.

Рік, на який припадають місяці з екстремальною кількістю опадів

Місяць		Листопад	Грудень	Січень	Лютий	Березень
Роки	вологий місяць	2001	2009	2004	2005	2006
	посушливий місяць	2008	2006	2002	2008	2011

Характеристика по областях

Найбільша кількість посушливих місяців (більше ніж у 50 % випадків) спостерігалась в Криму, більшості південних, Київській та Чернівецькій областях. Найменша кількість посушливих місяців — в Рівненській (22 %). Найбільша кількість вологих місяців відмічалась в Рівненській (50 %), Волинській та Херсонській (42 %) областях. Найменша кількість вологих — у Вінницькій (16 %) області (рис. 4).

У табл. 6 та 7, по аналогії до теплої періоду представлені просторові закономірності розподілу вологих та посушливих місяців холодного періоду.

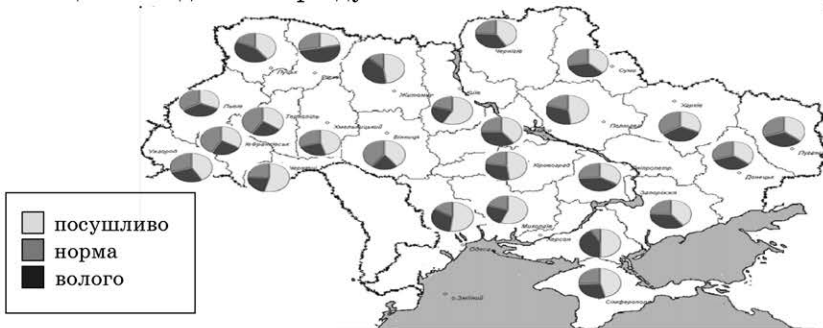


Рис. 4. Частка вологих та посушливих місяців у порівнянні з нормою

Посушливими місяцями за останнє 10-річчя виявились у:

- західних областях — II (2008), XI (2009), XII (2005);
- північних областях — XII (2007), III (2011, 2010), XII (2003);
- центральних областях — XII (2003, 2007), I (2002), III (2011);
- східних областях — XII (2007), I (2002), II (2008);
- південних областях та в Криму — XII (2007, 2003), III (2011).

Вологими місяцями (кількість опадів перевищувала 1,5 норми)

за останнє 10-річчя виявились у:

- західних областях — III (2006, 2009), XII (2011), II (2005);
- північних областях — III (2006), II (2010), XI (2011);
- центральних областях — III (2009), II (2010), III (2006);

- східних областях — II (2004), III (2009), II (2009), I (2004);
- південних областях та в Криму — I (2004), II (2005), XI (2008).

Таблиця 6.

Територіальний розподіл посушливих місяців холодного періоду

Області, пункти		Посушливі місяці (кількість випадків)
Західні	Івано-Франківськ, Чернівці	листопад (6)
	Луцьк, Хмельницький, Чернівці, Івано-Франківськ	грудень (7)
Північні	Суми, Житомир	листопад (7)
		грудень (6)
	Суми, Київ	березень (6)
Центральні	Полтава, Дніпропетровськ, Вінниця	грудень (6)
Східні	Донецьк	грудень (6)
Південні	Одеса, Сімферополь, Миколаїв	грудень (6)
	Миколаїв, Херсон	січень (6)

Таблиця 7.

Територіальний розподіл вологих місяців холодного періоду

Області, пункти		Посушливі місяці (кількість випадків)
Західні	окрім Чернівців	січень (8)
		лютий (8)
	окрім Ужгорода	березень (7)
Північні		лютий (7)
Центральні	окрім Кіровограда та Вінниці	січень (7)
	окрім Полтави та Черкас	березень (6)
Східні		листопад (7), лютий (7), березень (7)
Південні	окрім Одеси та Миколаєва	листопад (7)
	окрім Миколаєва, Херсона	березень (6)

За останні 10 років за холодний період були встановлені наступні екстремуми (табл. 8.1 і 8.2).

Висновки. Таким чином, впродовж досліджуваного періоду відмічається тенденція до збільшення частки посушливих місяців як у теплий (40-55 %), так і у холодний періоди року (22-56 %). У холодний період така закономірність проявляється менш однозначно. В той час, як у більшості областей посушливі місяці складають значну частку, у Харкові та Львові кількість посушливих, вологих та місяців, коли сума опадів була близькою до норми, виявилася майже однаковою (32, 34 і 34 % відповідно), а у Луцьку та Дніпропетровську — вологих місяців дещо більше (42 і 40 %).

Таблиця 8.1.

Максимальні середньомісячні суми опадів
до 2001 року та за період 2002-2011 рр.

№ п/п	Місто	Місяць	Максимальна середньомісячна кількість опадів, мм			
			до 2001 р.		з 2002 по 2011 рр.	
			рік	опад	рік	опад
1	Донецьк	лютий	1964	95	2004	99
2	Кіровоград	лютий	1941	93	2010	97
3	Чернігів	грудень	1966	106	2009	118
4	Рівне	січень	1966	84	2006	86
		лютий	1973	73	2006	88
		березень	1958	73	2006	86

Таблиця 8.2.

Мінімальна середньомісячна сума опадів
до 2001 року та за 2002-2011 рр.

№ п/п	Місто	Місяць	Мінімальна середньомісячна кількість опадів, мм			
			до 2001 р.		з 2002 по 2011 рр.	
			рік	опад	рік	опад
1	Київ	березень	1921	2	2010	0

Проте, коли спостерігалися вологі місяці, відмічалась значна кількість випадків, коли місячні суми опадів були екстремальними не тільки за досліджуване десятиріччя, але й за увесь період спостережень. В такому випадку тенденція до збільшення кількості опадів зберігалась не тільки впродовж відповідного періоду, а і впродовж року.

Встановлено відхилення від багаторічного річного ходу опадів, тобто відмічалися роки, коли сума опадів за холодний період перевищувала суму опадів за теплий. Такий річний розподіл опадів відмічався на окремих метеорологічних станціях, за винятком розташованих у західних областях. Наприклад, холодний період був вологішим ніж теплий: у 2006 році у Запоріжжі, Херсоні; 2007 — Сімферополі; 2009 — Донецьку, Харкові, Києві; 2005 та 2010 рр. — Дніпропетровську. Такий розподіл останнього разу відмічався переважно у 60-х роках минулого сторіччя (1963, 1966-1968 рр.).

Значні відхилення місячної кількості опадів від норми в межах холодного та теплового періодів визначали і відповідний режим всього року.

В південних областях, Дніпропетровській, Кіровоградській, Донецькій та Луганській 2007 рік виявився одним з найбільш посушливих, а 2004 — одним з найбільш вологих за весь період спостережень; у західних, Житомирській, Київській, Вінницькій областях такими були відповідно 2003 та 2010 роки.

У посушливі роки кількість опадів як за холодний, так і за теплий періоди була меншою, у вологі — більшою за норму.

Вдруге за останні 50 років були відмічені аномально вологі роки: у Харківській — 2003, в Криму — 2004. В обох випадках у теплому періоді року опадів випадало у 1,5-2 рази більше за норму.

Література

1. Клімат України: Монографія / За ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. — К., 2003. — С. 174-179.
2. Кліматичні стандартні норми. — К., 2002. — С. 317-343.
3. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1952. — С. 412-422.
4. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні і стихійні явища погоди. Державна метеорологічна служба. — К., 2003. — С. 20-21.
5. Всесвітня Метеорологічна Організація — № 943 [Електронний ресурс] // URL: http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/documents/943_ru.pdf

Резюме

Исследуются особенности распределения осадков на территории Украины в теплый и холодный периоды за 2002-2011 гг. на основе данных наблюдений метеостанций гидрометеорологической службы.

О. М. Нажмудинова,

О. М. Суrowцева

ПРОЦЕСИ ТУМАНООТВОРЕННЯ НАД СХІДНИМ РЕГІОНОМ УКРАЇНИ

Вступ. Дослідження присвячене визначенню особливостей режиму формування туманів на сході України.

Тумани різних типів є одним з найбільш небезпечних явищ для авіації. При цьому виділяють адвективні тумани, як такі, що мають найбільшу вертикальну потужність і тривалість, виникають у будь-яку частину доби та зберігаються при посиленні

швидкості вітру, охоплюючи великі території. Складні умови для польотів вникають в зонах фронтальних туманів, що є типовими для теплих фронтів і теплому сектору циклону. Особливо небезпечною є обмежена видимість при злеті і посадці повітряних суден, та польотах на малих висотах [1].

Туман відмічається на всій території України, при цьому місцеві чинники сприяють як виникненню туману, так і його інтенсивності.

Східні області країни мають дещо підвищену повторюваність утворення туманів через неоднорідність рельєфу — височини обумовлюють формування адвективних туманів (Донецький кряж, Приазовська височина і відроги Середньоросійської височини), а низькі форми рельєфу характерні для виникнення радіаційних туманів (Придніпровська низовина) [2].

Для дослідження використані дані журналів спостережень за погодою АМСЦ Дніпропетровськ та АМСЦ Харків за період 2008-2012 рр. Проаналізовано 43848 строків спостережень та виявлено 479 випадків з туманами на АМСЦ Дніпропетровськ та 251 випадок на АМСЦ Харків.

Аналіз результатів дослідження. Результати спостережень за туманами на АМСЦ Дніпропетровськ та АМСЦ Харків протягом 5 років вказують на чіткий річний хід туманоутворення.

У більшості випадків туман формувався в холодне півріччя. З жовтня по березень на АМСЦ Дніпропетровськ спостерігалось 396 днів з туманами (82,3 %), на АМСЦ Харків 218 днів (86,9 %). Найбільша повторюваність туманів на АМСЦ Дніпропетровськ припадала на грудень і січень — по 87 випадків (18,2 %), а найменша на липень — 4 випадки (0,8 %). На АМСЦ Харків найбільша повторюваність відзначалася у листопаді — 46 випадків (17,1 %), найменша у серпні — 2 випадки (0,8 %). У Дніпропетровську найчастіше туман виникав в жовтні, листопаді, грудні та січні — 63 %, у Харкові — в листопаді, грудні та січні — 51 % (рис. 1).

В середньому за період дослідження, на АМСЦ Дніпропетровськ виділялось 75,6 днів з туманами на рік, що незначно перевищує кліматичні показники, які складають 74,9 днів на рік.

На відміну від Дніпропетровська, на АМСЦ Харків виявилось значне зменшення процесів туманоутворення. Так, за період дослідження в середньому визначено 46,4 днів на рік, а кліматичні показники складають 61,4 днів на рік.

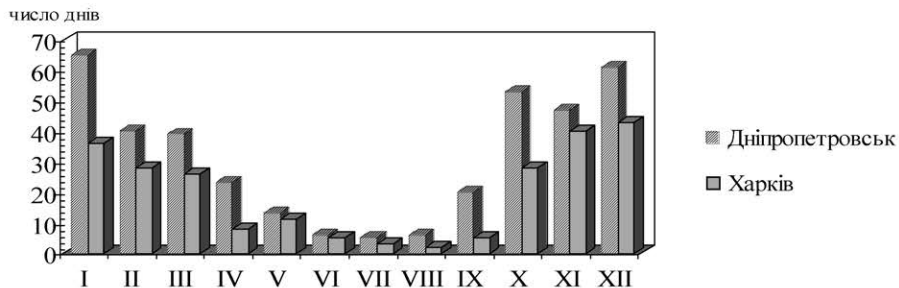


Рис. 1. Місячна повторюваність днів з туманами на АМСЦ Дніпропетровськ та АМСЦ Харків за період 2008-2012 рр.

За даними спостережень простежувалася значна міжрічна мінливість, а саме: число днів з туманами у Дніпропетровську коливалося від 66 до 83 за рік, у Харкові від 31 до 62 за рік. Найвища активність формування туманів реєструвалась в 2009 р. (рис. 2).

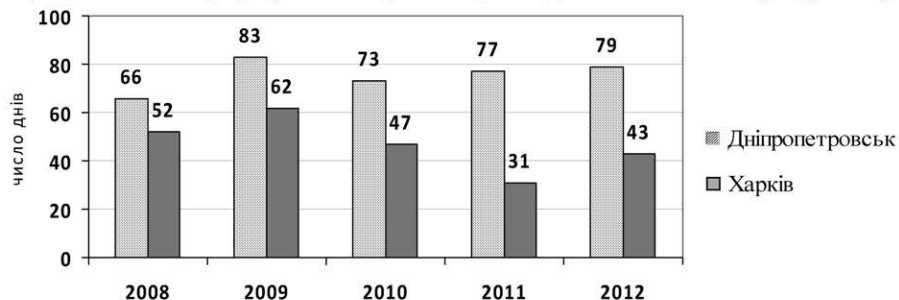


Рис. 2. Міжрічний розподіл числа днів з туманами на АМСЦ Дніпропетровськ та АМСЦ Харків за період 2008-2012 рр.

Встановлено коливання числа днів з туманами за період дослідження 2008-2012 рр.: 17 днів у Дніпропетровську і 31 день у Харкові.

Таким чином, на АМСЦ Дніпропетровськ виявилось збільшення (з 66 до 83) числа днів з туманом, та спостерігалось незначне міжрічне коливання протягом вказаного п'ятиріччя. На противагу, на АМСЦ Харків виявилось значне зменшення (з 62 до 31) числа днів з туманами.

Надалі визначено особливості повторюваності туманів за вказаний період дослідження у добовому та сезонному ході.

Тумани над територією України утворюються у будь-яку годину доби, але найчастіше у нічні та ранкові години, коли посилюється вплив радіаційного фактору. Добовий хід туману чітко

виражений у теплу пору року і більш згладжений зимою. Особливо це простежується для радіаційного туману. Адвективний туман, характерний для холодного періоду року, може формуватися протягом доби у будь-яку годину, а тому має більш згладжений добовий хід.

За період 2008-2012 рр. тумани над Дніпропетровськом та Харковом утворювалися протягом всієї доби, але найчастіше явище виникало типово у нічні та ранкові години.

В цілому за рік, вранці туман починався на АМСЦ Дніпропетровськ в 36 % випадках, на ніч та вечір припадало 33 і 28 % відповідно, в денні години — 11 %. На АМСЦ Харків вранці туман починався в 33 % випадках, на денні години припадало лише 6 %, на ніч та вечір 36 і 30 % відповідно.

Тенденція переважання ранкових і нічних туманів простежувалася у всіх сезонах, але найбільша їх відносна частка виявилася влітку за рахунок майже повної відсутності формування явища у денні часи.

Взимку частка ранкових туманів зменшується у зв'язку з появою значної кількості денних та вечірніх туманів.

Протягом майже всіх місяців року переважали ранкові і нічні тумани. Максимальна частка нічних туманів (100 %) відмічалася у липні в Дніпропетровську у жовтні (85 %) у Харкові. Ранкові мали підвищену активність у Дніпропетровську у кожному місяці за виключенням липня, на противагу Харкову, де максимум ранкових туманів фіксувався саме у липні — 65 %.

Денні тумани у Дніпропетровську мали найбільший відсоток у холодну пору року та максимально спостерігалися у серпні; вечірні превалювали над денними з жовтня по квітень; у Харкові спостерігався інший хід: найменша частка денних туманів взагалі і присутність їх тільки у листопаді-лютому, та суттєве збільшення, у порівнянні з Дніпропетровськом, відсотку у вечірні строки протягом року за виключенням липня-вересня.

Такий розподіл добового розподілу формування туманів характерний для всієї території України та східної Європи, відхилень у часі виникнення туманів від середньо кліматичних за період 2008 по 2012 рр. на вказаних станціях не виявлено.

Інтенсивність туману визначається зменшенням видимості та тривалістю явища. На рис. 3. представлена повторюваність туманів по градаціям видимості. Найчастіше — 52 і 42,2 % відповідно АМСЦ Дніпропетровськ та АМСЦ Харків, за 5 років періоду досліджень спостерігалися помірні тумани.

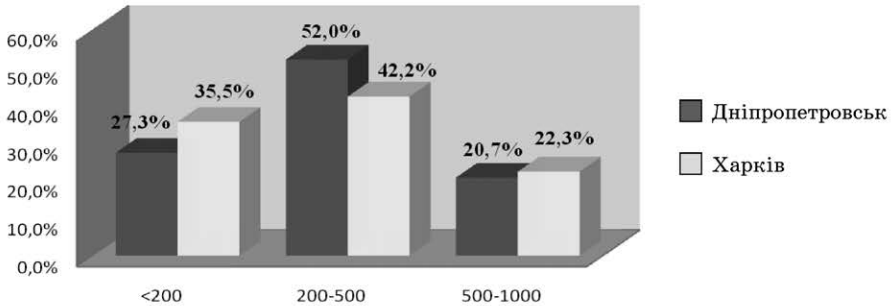


Рис. 3. Повторюваність (%) туманів по градаціям видимості на АМСЦ Дніпропетровськ та АМСЦ Харків у 2008-2012 рр.

Сильні тумани відмічалися у 27,3 % випадків на АМСЦ Дніпропетровськ, та 35,5 % на АМСЦ Харків. Частка слабких туманів найменша, Дніпропетровськ — 20,7 %, Харків — 22,3 %.

За кліматичними показниками, в середньому над Україною максимальна повторюваність туману на значній території спостерігається тоді, коли видимість ≤ 200 м, отже дане дослідження останніх років підкріплює кліматичні норми.

Тривалість туманів може бути різною, коливатися від декількох хвилин до декількох діб, що суттєво залежить від типу туману. Дослідження тривалості туманів з 2008 по 2012 рр. показало, що загальна кількість годин з туманом протягом 5 років становила на АМСЦ Дніпропетровськ 1872,0 годин і коливалася в межах від 294,7-336,7 до 463,1-475,1 год./рік. Найменша сумарна тривалість туману за рік відмічалась у 2012 р. (294,7 годин).

На АМСЦ Харків загальна кількість годин з туманом протягом 5 років становила 1043,9 годин і коливалася від 91,4-215,8 до 356,8 год./рік. Найменша сумарна тривалість туману за рік відмічалась у 2011 р. (91,4 години).

Найбільша сумарна тривалість туману за рік, як у Дніпропетровську так і у Харкові, відмічалася у 2009 р., і складала 475,1 та 356,8 год. відповідно (рис. 4).

Відповідно до розподілу тривалості туманів за місяцями, то найбільша тривалість туману на АМСЦ Дніпропетровськ у 2008-2012 рр. спостерігалася в січні — 92,8 год., що на 4,7 год. більше ніж у порівняльній період кліматичних показників 1961-1990 рр. [3] (рис. 5).

На АМСЦ Харків найбільша тривалість туману спостерігалася у березні і складала 40,9 годин, що на 0,4 год. менше ніж у кліматичний період 1961-1990 рр. [3] (рис. 6).

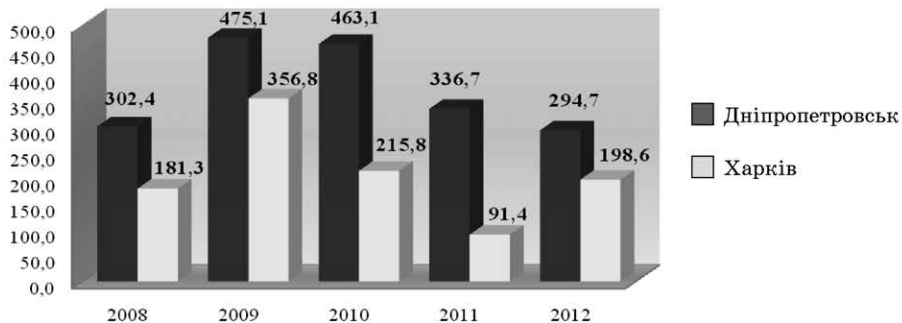


Рис. 4. Тривалість туманів (годин) по роках на АМСЦ Харків та АМСЦ Дніпропетровськ у 2008-2012 рр.

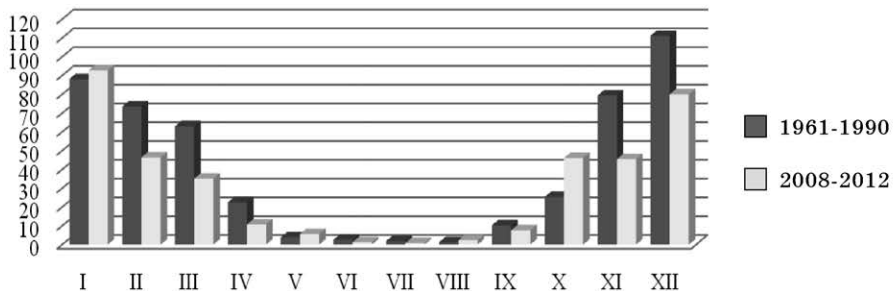


Рис. 5. Середня тривалість туманів (годин) по місяцях на АМСЦ Дніпропетровськ в 1961-1990 та 2008-2012 рр.

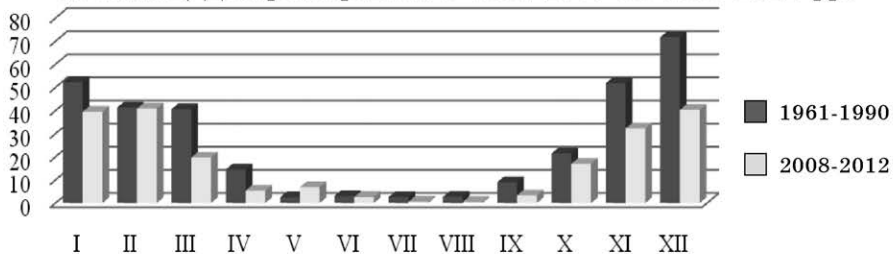


Рис. 6. Середня тривалість туманів (годин) по місяцях на АМСЦ Харків у 1961-1990 та 2008-2012 рр.

В цілому, тумани зі значною тривалістю формувалися у 2008-2012 рр. з листопада по березень. Найменша тривалість туманів відмічалася влітку — від 0,9 до 2,3 год. у Дніпропетровську, та від 0,5 до 2,6 год. у Харкові.

Таким чином, у 2008-2012 рр. просліджувалося зменшення часу збереження туману у порівнянні з 1961-1990 рр. протягом

всього року в середньому на 9 год. у Дніпропетровську (за винятком січня, травня, вересня та жовтня) та на 8,7 год. у Харкові (за винятком травня). Найзначніше зниження інтенсивності туманоутворення в Дніпропетровську виявилось у листопаді та грудні (на 33,9 і 31,2 год. відповідно). Найменше — у липні (на 1,0 год.). У Харкові максимальне зниження інтенсивності туманоутворення виявилось у грудні (на 31,4 год.), мінімальне у червні (0,4 год.).

Загалом, за рік у Дніпропетровську більше половини туманів (33 і 29 %) відповідає градації ≤ 1 і 1-3 год. У Харкові половина туманів співпадає з градаціями 1-3 та 3-6 год. (31 і 23 % відповідно). Тумани тривалістю 12-15 та 15-24 год. спостерігалися у 2-3 % випадків, а збереження явища цілу добу та більше — лише по 1 % випадків.

Аналіз розподілу тривалості туманів за градаціями по місяцях вказує, що тумани з незначною тривалістю (менш ніж 6 год.) відзначалися протягом всього року, а вже з травня по вересень жодного разу за 5 років не було туману, що продовжувався б більше 6 годин.

Тумани з тривалістю більш ніж 12 год. виникали лише у холодне півріччя, переважно у грудні та січні. Взагалі, найтриваліші тумани спостерігалися у зимові місяці, при цьому вони зберігалися цілу добу і більше, але їхній відсоток дуже низький, не вище 1 % на рік.

Важливий вплив на утворення туманів має вертикальний розподіл метеорологічних величин у пограничному шарі атмосфери, особливо вітру і температури.

Вітер є важливою умовою виникнення та збереження туману. Слабке турбулентне перемішування сприяє формуванню туманів, а значний турбулентний обмін зумовлює його розсіювання або перехід у низьку хмарність.

У роботі проведений детальний аналіз розподілу швидкості та напрямку вітру при формуванні туманів у Дніпропетровську і у Харкові за період 2008-2012 рр. Дослідження швидкості вітру дозволяє встановити деякі закономірності:

- швидкість вітру при тумані жодного разу не перевищувала 8 м·с⁻¹;
- в середньому за рік швидкість вітру складала 2,3 і 1,4 м·с⁻¹ на початку та 2,5 і 2,1 м·с⁻¹ наприкінці явища.

Загалом, швидкість вітру наприкінці туману більша ніж на початку явища, за винятком листопада, січня, червня та серпня

у Дніпропетровську. Середня швидкість вітру при початку туману набувала максимального значення у холодний період року, мінімуму у літні місяці.

Коливання середньої швидкості вітру на початку туману протягом 5 років в Дніпропетровську становило 1,0-3,3 м·с⁻¹; в Харкові: від штилю до 3,3 м·с⁻¹. Міжрічна мінливість середньої швидкості вітру при закінченні туману складала 1,3-3,8 м·с⁻¹ у Дніпропетровську та 0,8-3,3 м·с⁻¹ у Харкові. Отже, у холодне півріччя тумани як у Дніпропетровську так і у Харкові формувалися на фоні більш високих швидкостей вітру, ніж у тепле.

Аналіз розподілу швидкостей вітру на початку та при закінченні процесу туманоутворення свідчить, що переважаюча більшість явищ у Дніпропетровську виникала та закінчувалася при швидкості вітру 3 м·с⁻¹ — повторюваність градації досягла на початку туману 23,4 %, а наприкінці — 26,5 % (рис. 7).

Загалом, на АМСЦ Дніпропетровськ тумани виникали та тривали при відносно більших швидкостях вітру ніж у Харкові, де більшість явищ формувалася практично в умовах штилю — повторюваність градацій 0 і 1 м·с⁻¹ досягла на початку туману 38,7 %, а наприкінці — 28,3 %.

Отже, прогнозуючи швидкість вітру, можна уточнювати прогноз інтенсивності туману. При швидкості вітру > 3 м·с⁻¹ видимість < 100 м в тумані не відмічається. При швидкості вітру > 5 м·с⁻¹ тумани з видимістю < 200 м спостерігаються рідко. Існує також залежність між швидкістю вітру та потужністю шару туману: при слабких вітрах (до 4 м·с⁻¹) відбувається збільшення потужності туману, а при подальшому зростанні швидкості вітру потужність туману збільшується мало.

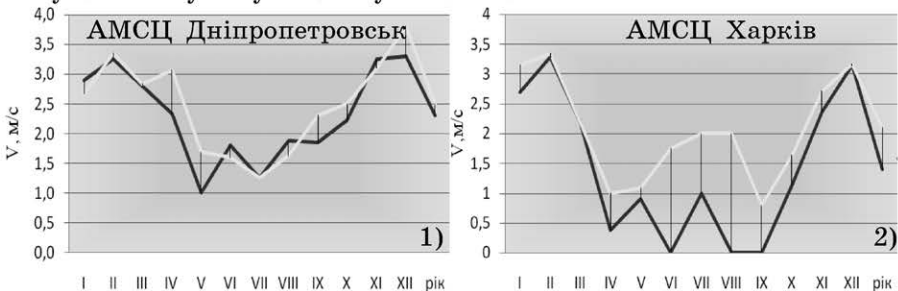


Рис. 7. Середня швидкість (м·с⁻¹) вітру на початку та наприкінці туману (— початок, — кінець)

При дослідженні розподілу вітру при туманах за напрямком виявилось, що максимальна повторюваність туманів у Дніпропетровську припадає на три напрямки — західний, південно-південно-східний та південно-східний (рис. 8).

В умовах туманоутворення зберігався переважаючий західний напрямок вітру. Так, на початок туманів максимальне число випадків західного напрямку становить 44 (12 %), південно-південно-східного напрямку — 41 (11 %) та південно-східного напрямку — 38 (10 %). Рідше тумани спостерігаються при вітрах з північно-східним та північно-західним напрямом.

При штилі початок туманів складає 88 випадків, при нестійкому напрямку 13 випадків, тобто 18 та 3 % всіх туманів відповідно.

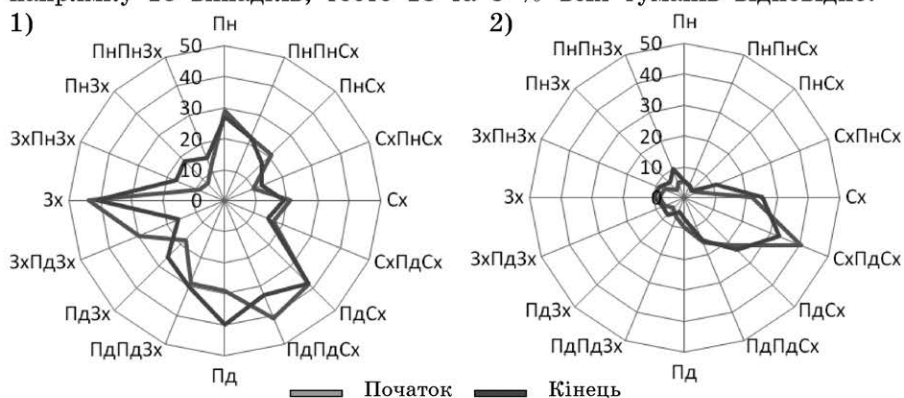


Рис. 8. Розподіл напрямків вітру на початку та наприкінці туману на АМСЦ Дніпропетровськ (1) та АМСЦ Харків (2) за 2008-2012 рр.

На АМСЦ Харків максимальна повторюваність туманів припадає на східний-південно-східний напрямок. Максимальне число випадків східного-південно-східного напрямку становило 41 (16 %). При штилі початок туманів мав вагому кількість — 72 випадки (29 %) всіх туманів. При нестійкому напрямку туман розпочинався у 10 випадках, що складає 4 % всіх туманів. При закінченні туману переважали також вітри східного-південно-східного напрямку.

Таким чином, тумани на АМСЦ Дніпропетровськ переважно утворювалися при південно-західних вітрах і швидкості 3 м·с⁻¹.

На АМСЦ Харків тумани виникали здебільшого в умовах штилю та при східних-південно-східних вітрах, при чому напрямок вітру зберігався сталим на початку та наприкінці явища, а швидкість могла змінюватися на 1-2 м·с⁻¹. При швидкості вітру >8 м·с⁻¹ тумани не спостерігалися взагалі.

Для виникнення туману важливу роль відіграє температурний режим підстильної поверхні, оскільки при екстремально високих або низьких значеннях температури умови для конденсації водяної пари несприятливі, і туман малоймовірний.

Тумани на АМСЦ Дніпропетровськ та АМСЦ Харків часто спостерігались при слабкій від'ємній температурі з листопада по березень, при чому в середньому вона не опускалася нижче $-5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 9-10).

Найнижча середньомісячна температура при тумані у Дніпропетровську припадала на січень: $-4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на початку явища і $-4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ наприкінці. У Харкові найнижча середньомісячна температура реєструвалася у лютому: $-2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ на початку та $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ наприкінці туману. У січні та лютому температура при закінченні туману зростала на $0,1-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$.

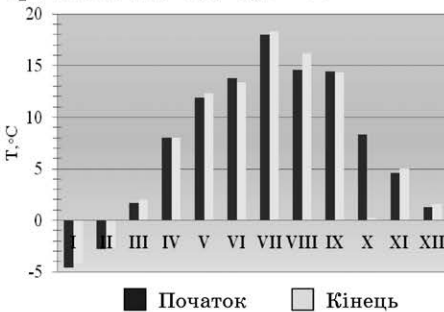


Рис. 9. Середньомісячна температура повітря на початку та наприкінці туману, АМСЦ Дніпропетровськ, 2008-2012 рр.

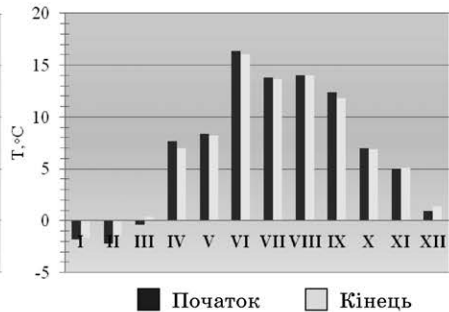


Рис. 10. Середньомісячна температура повітря на початку та наприкінці туману, АМСЦ Харків, 2008-2012 рр.

Екстремальний температурний режим зафіксовано при формуванні туманів в антициклонічному полі у лютому 2012 р., коли температура на початку туманів складала $-24,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ у Дніпропетровську та $-24,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ у Харкові.

Максимальна середня температура утворення туману протягом 5 років в Дніпропетровську відмічалася у липні та досягала $18,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, абсолютний максимум припав на 3 липня 2012 р. ($19,6\text{ }^{\circ}\text{C}$).

У Харкові максимальна середня температура утворення туману спостерігалася у червні ($16,4\text{ }^{\circ}\text{C}$), абсолютний максимум відзначався 16 червня 2008 р. ($17,3\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Висновки. Міжрічні коливання повторюваності і тривалості туманів на АМСЦ Дніпропетровськ і АМСЦ Харків досить значні

за рахунок своєрідності циркуляційного режиму кожного року, який обумовлював створення комплексу метеорологічних умов сприятливих виникненню туману. У більшості випадків туман формувався в холодне півріччя, найвища активність формування туманів реєструвалась в 2009 р. Тумани над Дніпропетровськом та Харковом найчастіше виникали у нічні та ранкові години при посиленні впливу радіаційного фактору та мали градацію — помірні тумани. У режимі формування туманів за період 2008-2012 рр. значних відхилень від кліматичної норми не виявлено.

Література

1. Богаткин О. Г. Авиационная метеорология. Учебник. — СПб.: Изд. РГГМУ, 2005. — 328 с.
2. Клімат України / Під ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. — К.: Вид-во Раєвського, 2003. — 343 с.
3. Кліматичний кадастр України (електронна версія) / Державна гідрометеорологічна служба УкрНДГМІ. Центральна геофізична обсерваторія. — К., 2006.

УДК 551.553.8

*Г. П. Івус,
А. Б. Семергей-Чумаченко,
О. С. Липницька*

ХАРАКТЕРИСТИКА УМОВ ВИНИКНЕННЯ СМЕРЧІВ НАД ОДЕСЬКОЮ ОБЛАСТЮ У 2001-2010 РР.

Стихійні лиха, що відбувалися над Україною за останні роки, змушували шукати можливості вдосконалення їх прогнозування та пошуку засобів запобігання їх руйнівних наслідків. Серед явищ погоди, що суттєво впливають на життєдіяльність людини, особливе місце посідають конвективні явища погоди — гроза, злива, град, шквал, смерч. Саме вони зумовлюють значну частину збитків в Україні [9].

Смерч — це вихор що дуже сильно обертає високий і вузький стовп повітря діаметром близько 100 м, що поширюється від купчасто-дощової хмари до поверхні землі. На відміну від шквалів смерч утворюється при наявності сильних і стійких висхідних потоків у купчасто-дощової хмари внаслідок макро- та мезомасштабних особливостей циркуляції атмосфери і звичайно спостерігається на холодних фронтах з хвилями при наявності мезомасштабної, діаметром 5-50 км, циклонічної циркуляції в нижніх шарах тропосфери і при значній нестійкості стратифікації атмосфери.

Смерчі над Україною розвиваються на атмосферних фронтах, що формуються у процесі адвекції теплого та вологого субтропічного (тропічного) повітря на фоні вторгнення найхолодніших арктичних та помірних повітряних мас. Потужні купчасто-дощові хмари, утворенням яких супроводжуються процеси фронтогенезу, під час смерчу зазвичай простягаються від приземного рівня через всю товщу тропосфери до нижньої стратосфери. Значна нестійкість атмосфери, висока її вологоємність, достатньо потужний шар із конвергенцією вітру — основні прогностичні ознаки утворення смерчу. Атмосферні фронти, на яких утворюються смерчі, зазвичай добре виявлені і характеризуються зонами з великими горизонтальними градієнтами температури повітря на невеликих віддальх по нормалі до фронту, що дорівнюють 6,0...10,0 °C і більше на 100 км, потужністю шару із зрушенням вітру в межах 0,5-1,5 км, зміною швидкості вітру з висотою у вільній атмосфері 1-3 м/с на 100 м висоти [1-7].

На території України за період 1996-2005 рр. [9] зареєстровано 68 смерчів, які зафіксовано понад 30 пунктами України. Територіально смерчі локалізуються у вигляді трьох зон: одна проходить у напрямі Одеса Харків і охоплює Запорізьку і Донецьку області; друга простягається від Одеси до північних кордонів; третя виділяється на північному заході. Траєкторії скупчення смерчів розміщуються нерівномірно, окремими ділянками і відповідають положенню проходження фронтальних зон.

Для виявлення умови виникнення смерчів над Одеською областю в якості джерел використовували дані метеорологічних спостережень над одеськими станціями та інтерактивну базу даних сайту Європейської лабораторії сильних штормів (European Severe Storms Laboratory ESSL) [11]. Через аналіз вихідного матеріалу виявлено 6 випадків виникнення смерчів (табл. 1) над різними районами Одеської області і побудовані карта їх розповсюдження (рис. 1).

Аналіз можливості формування смерчу проводився за теми ж вихідними матеріалами, які необхідні для оцінки розвитку систем глибокої конвекції і виникнення мезовихорів. З аналізу описів шквалів та смерчів, що проводилися в УкрГМЦ, виявлено ряд додаткових ознак, які характерні для синоптичних ситуацій при яких виявлені смерчі на території України [1; 2; 5]:

1. Атмосферний тиск на поверхні землі 995-1000 гПа; падіння тиску у теплому повітрі та ріст у холодному — 3-5 гПа/3 год.
2. Контрасти температур у фронтальній зоні біля земної поверхні перевищує 8-10 °C/300 км, а в шарі 500-1000 гПа — 18-20 дам/1000 км.

3. Сходимість ізогіпсів вздовж потоку в середній тропосфері.
4. Перед виникненням смерчів у денні години часто спостерігаються високі температури повітря, які переважно досягають 25-30 °С.
5. Найчастіше смерчі виникають при:
 - 5.1. переміщенні через територію України циклонів з південного заходу та півдня;
 - 5.2. розташуванні осі висотної улоговини на АТ-500 на схід від меридіану 10⁰ сх.д.,
 - 5.3. розміщенні над Скандинавією циклонів, які простежуються до висоти 5-9 км;
 - 5.4. південно-західній та південній орієнтації ВФЗ, та навіть наявності аномально орієнтованої південно-східної ВФЗ.
6. Верхня межа хмарності за даними метеорологічних радіолокаторів (МРЛ) 9-13 км. та може досягти 15-17 км, перевищуючи нижню межу тропопаузи. Нижня межа хмарності найчастіше фіксується висотою 200-300 м.
7. Вологонасиченість повітря біля поверхні землі 10-15 г/кг.
8. Наявність струминної течії нижніх рівнів, що орієнтована перпендикулярно атмосферному фронту.
9. У більшості випадків на знімках штучних супутників землі (ШСЗ) з деякою завчасністю можна виявити осередок яскравої та щільної хмарності з викидами перистої хмарності у напрямку повітряного потоку в середній тропосфері в середній тропосфері та наявність струминної течії з холодної сторони, що вказує на відділення хмарного осередку від фронтальної хмарності та може бути ознакою формування самостійного мезоциклону з власною циркуляцією. Найчастіше хмарні осередки мають форму коми або підкови та дуже швидко збільшуються.

Таблиця 1.

Відомості про смерчі над Одеською областю (2001-2013 рр.)

№	Дата	Час	Пункт	Координати		Інтенсивність за шкалою F
				φ, пн.ш.	λ, сх.д.	
1	07.06.2013	09.30	м. Южний	46°40'	30°68'	F0
2	06.06.2012	15.00	м. Одеса	46°47'	30°60'	F0
3	22.04.2012	12.00	м. Одеса	48°00'	29°27'	F0
4	18.09.2005	14.00	м. Одеса	46°47'	30°73'	F0
5	26.05.2005	15.00	м. Б.-Дністровський	46°20'	30°35'	F2
			м. Овідіополь	46°30'	30°43'	F0
			м. Біляївка	46°48'	30°20'	F0
6	15.07.2002	04.35	сmt. Ширяєво	47°23'	30°11'	F1

Якщо проаналізувати випадки, коли над Одеської областю спостерігалися смерчі, то можна оцінити сприятливість метеорологічних та аеросиноптичних умов виникненню небезпечних вихорів. Результати цього аналізу зведені (табл. 2), та підрахована сума всіх виявлених чинників.

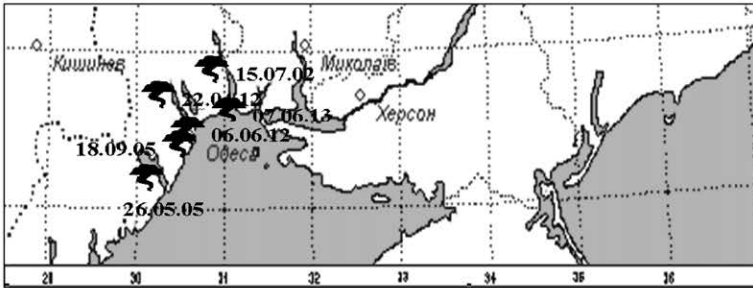


Рис. 1. Координати і дати смерчів над Одеською областю у 2001-2013 рр.

Отже, найбільша кількість характерних ознак виявилось напередодні випадку 18 вересня 2005 р., хоча цей вихор не відрізнявся значною інтенсивністю — лише F0 за шкалою Фуджита. Але саме це явище виникло на фоні найбільших за весь період горизонтальних градієнтів температури біля фронту — 10-12 °C/300 км. Решта смерчів утворювалася при $T/p = 1,5...3,0$ °C/300 км, лише 06.06.2012 р. горизонтальний градієнт температури досягнув 5,0 °C/300 км.

Таблиця 2.

Наявність ознак смерчеутворення напередодні виникнення смерчу над Одеською областю у 2001-2013 рр.

№ ознаки		1	2	3	4	5				6	7	8	9	Кількість виявлених ознак
						5.1	5.2	5.3	5.4					
Дата виникнення смерчу	15.07.02	-	-	-	+	+	+	+	-	+	+	+	+	8
	26.05.05	-	-	-	+	+	+	+	-	+	+	+	+	8
	18.09.05	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	10
	22.04.12	-	-	+	-	-	+	-	+	+	-	-	+	6
	06.06.12	-	-	+	-	+	+	+	+	+	-	+	+	8
	07.06.13	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	-	+	6

В цілому, смерчі над Одеською областю виникали при відносно високих значення атмосферного тиску — від 1005 до 1015 гПа, а найнижчий тиск — 6 червня 2012 та становив не менш ніж 1004,5 гПа (рис. 2).

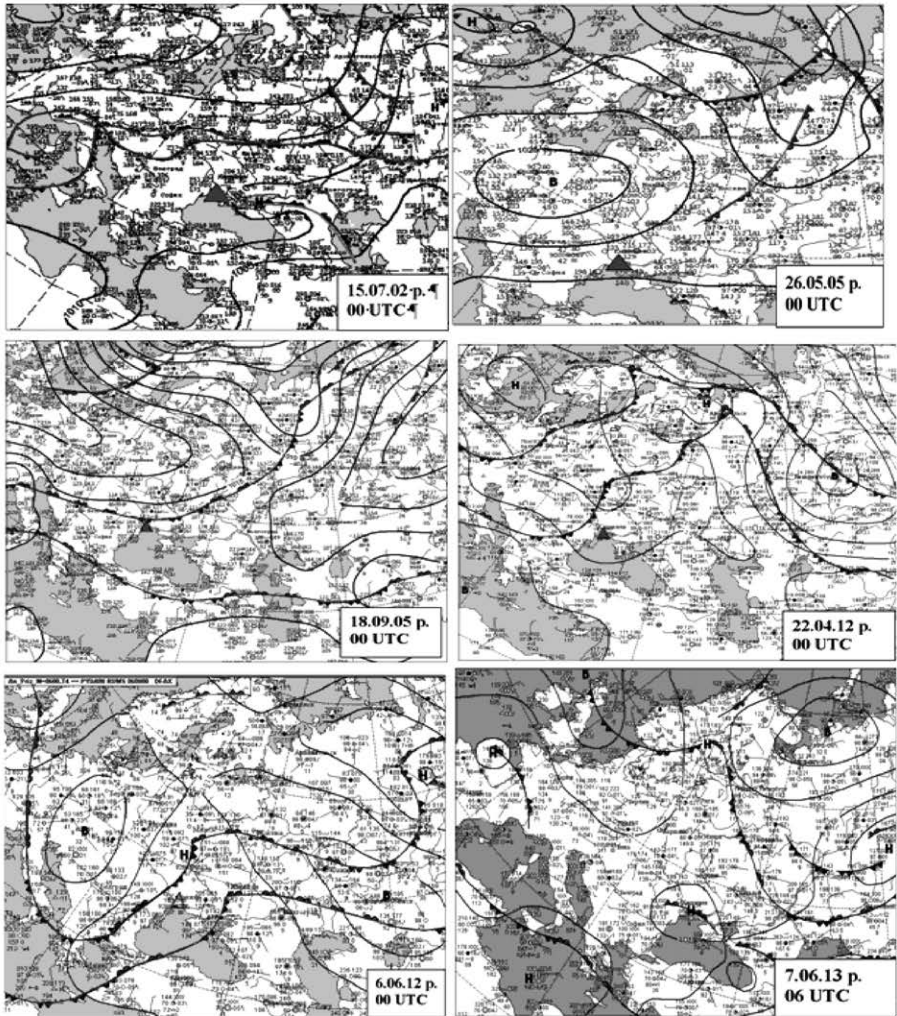


Рис. 2. Приземний аналіз напередодні виникнення смерчів над Одеською областю у 2001-2010 рр.

Збіжність ізогіпсів вздовж потоку в середній тропосфері оцінювалася за полем геопотенціалу на рівнях 700-500 гПа, та виявилось, що лише у двох випадках у 2012 р. була помітна конвергенція ізоліній, решта смерчів формувалася при прямих паралельних ізогіпсах.

Цікаво, що високий фон приземної температури відмічався, навпаки, у 2002 та 2005 рр., в обох епізодах 2012 р. та у 2013 р. температура не піднімалася вище 20...22 °С.

Як показав аналіз синоптичної інформації, у чотирьох випадках з шості спостерігалось переміщення циклону з півдня або південного сходу на північ або північний захід. Виняток складав смерч 22 квітня 2012 р., коли південь України знаходився під впливом улоговини з Західної Європи.

Наявність висотної улоговини на рівні 500 гПа була характерною для кожного випадку, лише 26 травня 2005 р. вона не досягала Чорного моря, але виявлялася. Присутність циклону над Скандинавією не спостерігалася лише 22 квітня 2012 р., у решті епізодах він чітко просліджувався до висоти 5-9 км. Що стосується орієнтації ВФЗ, то її меридіональний характер, який характерний для розвитку небезпечної конвекції, проявився у трьох випадках — 19 вересня 2009 р., 22 квітня та 6 червня 2012 р.

Верхня межа хмарності за даними метеорологічних радіолокаторів, розрахунків на аерологічних діаграмах або за супутниковими знімками жодного разу не опускалася нижче 9 км напередодні виникнення смерчу.

Вологонасиченість повітря біля поверхні землі у перших 3 випадках спостерігалася від 10-11 до 11-13 г/кг, тобто відповідала типовому значенню 10-15 г/кг. Смерчі 22 квітня та 6 червня 2012 р. формувалися у відносно більш сухій атмосфері — 8-9 та 10-11 г/кг.

Струминні течії нижніх рівнів з перпендикулярною орієнтацією до фронту були виявлені за даними радіозондів (00 UTC) та полів швидкості вітру та ліній току [10] (00 і 12 UTC) також протягом всіх випадків, за винятком 22 квітня 2012 р та 7 червня 2013 р. Але їх інтенсивність 15 липня 2002 р. та 26 травня 2005 р. не досягала 15 м/с.

Характерна потужна купчасто-дощової хмарності з викидами перистих хмар за напрямом потоку формувалася кожен раз за декілька годин до виникнення смерчу. Отже, характерна хмарність властива кожному смерчу, але циркуляційні умови, фон температури та вологості, аерологічна структура можуть відрізнитися один від одного за виключенням меридіональної улоговини на рівні 500 гПа. для різних випадків.

Останній випадок виникнення смерчу поблизу Одеси зафіксований на відстані 18 км від Одеси у напрямку промислового ринку “7 кілометр”. Величезний вихор відображений [13] з села Великий

Дальник та з вулиці Промисловій в Одесі (рис. 3). Цей вихор утворився в 15.00 за київським часом 6 червня 2012 р. під час грози. Останній епізод 2013 р. спостерігався над морем в районі порту Южний, тому уважніше проаналізоване найближче до міста явище.



Рис. 3. Фотографія смерчу в районі Одеси 6 червня 2012 р. [13]

Над півднем України 6 червня переважала хмарність 8-10 балів, переважали західні та північно-західні вітри зі швидкістю 5-7 м/с. Над південно-західною частиною України проходив холодний фронт (лінія Софія-Кишинів-Київ), відзначалася значна хмарність або тумани. На південний схід від арктичного фронту на відстані 500-700 км розташовувався полярний фронт. Отже район Одеси знаходився під впливом обох фронтальних розділів (рис. 2).

Щодо характеру змін баричного поля за добу в районі Одеси, то цей регіон на висотах знаходився під впливом меридіональної улоговини на висотах, а на рівні 500 гПа Одеса розташована безпосередньо на її осі. Як видно з карти ВТ-500/1000 (рис. 4), південний захід України к 7 червня 2012 р. потрапив у відносно вузьку улоговину холоду, практично на її ось. Біля землі, як і раніше, спостерігалось малоградієнтне поле пониженого тиску (рис. 3).

Таким чином, погоду над південним заходом України 6 та 7 червня визначали вплив двох фронтальних систем та проходження холодної ділянки арктичного фронту на фоні формування циклону у полі пониженого тиску, наявність меридіональної баричної улоговини на висотах а також адвекція тепла у передню частину циклона та холоду у тилову, що сприяло утворення активної конвективно-грозової діяльності та виникненню смерчу біля Одеси.

Оскільки смерч є нетривалим явище, то доцільно доповнювати аналіз синоптичного матеріалу за строк 00 UTC деталізованим розглядом кільцевих карт погоди за 6 червня 2012 р., які отримані за допомогою програмного пакету АРМСин 3.0.

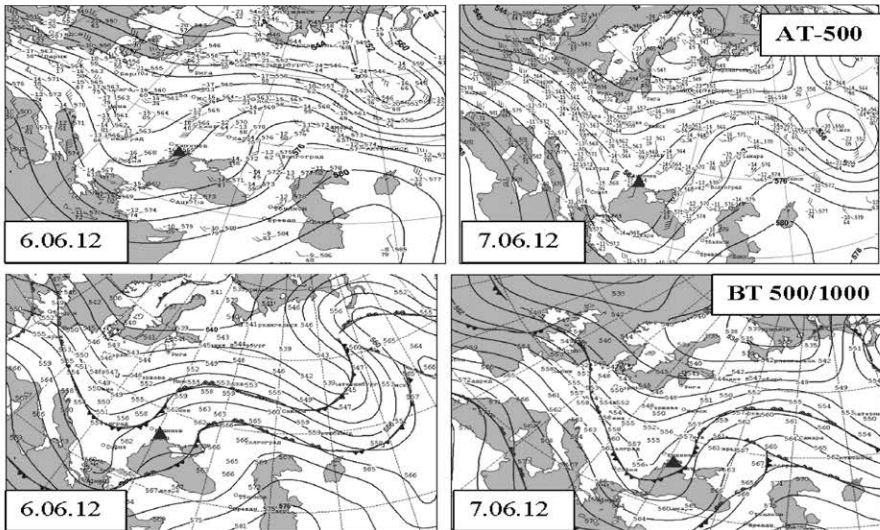


Рис. 4. Карты АТ 500 та ВТ 500/1000 за 6-7 червня 2012 р., 00 UTC

Так, циклон з центром над Києвом на кільцевій карті за 00 UTC окреслений трьома замкненими ізобарами та під його впливом над західною частиною України утворювалися зливи та поодинокі грози. З 00 до 03 UTC центр циклону перемістився до північ Одеської області, тиск в його центрі знизився на 0,8 гПа за 3 год., та зона злив та гроз наблизилася до Одеси. В районі Києву, навпаки, опади закінчилися та створилися тумани. Вранці (06 і 09 UTC) можна помітити циклон з центром біля Києва, у тилу якого продовжувалися зливи, але в районі Одеси було малохмарне та без опадів, лише поодинокі купчасто-дощові хмари, швидкість вітру була в межах 1-2 м/с (рис. 5). Холодна ділянка арктичного фронту наблизилася до Одеси.

У 12 UTC (15 год. за Київським часом), тобто у найближчій строк до проходження смерчу, тиск продовжував незначно (0,5-0,8 гПа/3 год.) падати, але лінія холодного фронту розташовувалася на відстані 200-300 км на північний захід від Одеси. Тобто фронтальний розділ з грозами наближався до міста, про що свідчить та характер хмарності — перисті хмари над купчасто-дощовою хмарою.

Оскільки процес смерчеутворення можливий лише за наявності купчасто-дощових хмар, за допомогою ресурсу [13] проаналі-

зовані інфрачервоні супутникові знімки від строку 00 до 17 UTC з часовим інтервалом 1 година.

Так, у строк 00 UTC, супутниковий знімок добре відображав хмарність арктичного фронту (рис. 3), та виявляв два мезомасштабних комплекси біля вершини хвилі (на південь від Москви). Також у складі хмарності арктичного фронту виявився окремий осередок (з діаметром не більше 100 км) на відстані 500 км у західному напрямку від Ізмаїлу, тобто над південним сходом Румунії. Хмарна система полярного фронту виражена менш наявне, але у районі хвилі (на південь від Харкова) проявилось скупчення купчасто дощової хмарності. В цілому, цей фронт представлений у вигляді лінії окремих купчастих хмар. Від 07 до 09 UTC (тобто 09-11 годин місцевого часу) продовжувався розвиток мезоциклону та холодна ділянка арктичного фронту наблизилася на відстань 100-150 км безпосередньо до Одеси, та положення фронту не змінилося до 12 UTC (рис. 5). У хмарній системі стаціонауючого фронту у 12 UTC почав відокремлюватися хмарний осередок над південною Бессарабією, який у наступну годину (13 UTC) збільшив свій горизонтальний розмір від 50-60 до 120-150 км та набув вигляду хмарної коми з викидами пір'ястих хмар по потоку, що є одними з прогностичних ознак смерчеутворення.

Імовіріше за все, при наближення цього хмарного масиву до Одеси був зафіксований на південному заході від міста смерч, який практично спустився до поверхні землі (рис. 1). У наступну годину 14 UTC або 16.00 вказана хмара досягла міста та забезпечила хмарну погоду до 18 UTC.

Отже, смерч в районі Одеси 6 червня 2012 р. спостерігався при інтенсивному розвитку у післяполудневі години конвективного комплексу у системі арктичного фронту, що стаціонував 6 годин, та його пересуванні в бік Одеси.

Крім характеристик стану атмосфери, які спостерігаються й вимірюються, велике значення для правильного аналізу поточної синоптичної ситуації і її оцінки мають гідродинамічні характеристики, які отримані шляхом розрахунків [8]. З метою кількісної оцінки цих характеристик (відносний вихор швидкості, адвекція температури та вологи) використаний електронний архів Плімутського державного центра погоди (Plymouth State Weather Center) [10]. Отже, для строків 00 та 12 UTC побудовані карти географічного розподілу вказаних характеристик

на рівнях 925, 850, 700, 500, 400 та 300 гПа та побудований їх вертикальний розподіл безпосередньо над Одесою (рис. 6).

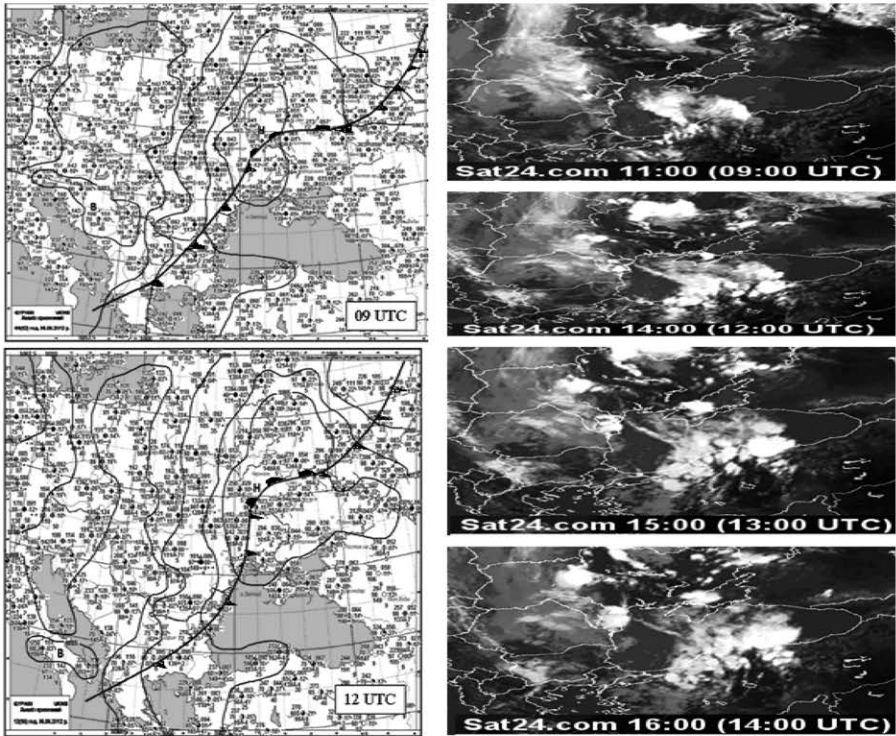
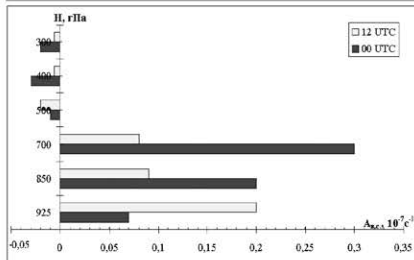
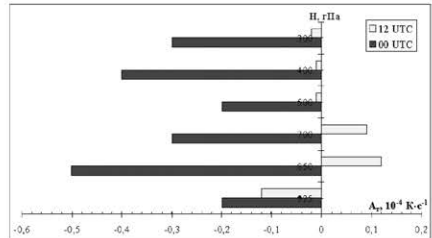
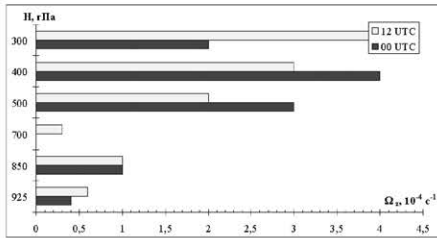


Рис. 5. Кільцеві карти погоди (09 і 12 UTC) та супутникові знімки (09, 12, 13 і 14 UTC) за 6 червня 2012 р.

Так, у 00 UTC на поверхнях 925-500 гПа у області арктичного фронту виявилися додатні значення відносного вихорю швидкості (Ω_z), що відповідає циклонічній циркуляції, але на рівнях 400 та 300 гПа вихор становився від'ємним. Тобто у нижньої та середньої тропосфері спостерігалось сходження потоків повітря, а вище — вони розтикалися, що сприяє розвитку небезпечної конвекції. Вдень, тобто через 12 годин, значення Ω_z зменшилися, незважаючи на падіння тиску над півднем України. Над Чорним морем на всіх рівнях, за виключенням 300 гПа, була смуга від'ємного вихорю, що можливо сприяло пересуванню холодної ділянки арктичного фронту на схід та призвело до його стаціонарування до 18 UTC.



Рівень, гПа	$\Omega_z, 10^{-4} \text{ c}^{-1}$		$A_t, 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$		$Av.c., 10^{-7} \text{ c}^{-1}$	
	строк, UTC		строк, UTC		строк, UTC	
	00	12	00	12	00	12
925	0.38	0.61	-0.25	0.12	0.07	0.19
850	1.02	1.01	-0.52	0.15	0.24	0.09
700	0.04	0.33	-0.35	0.09	0.32	0.08
500	3.03	2.02	-0.23	-0.01	-0.01	-0.02
400	3.06	2.09	-0.42	-0.01	-0.03	-0.06
300	1.08	3.08	-0.31	-0.02	-0.02	-0.06

Рис. 6. Вертикальний розподіл відносного вихорю ($\Omega_z, 10^{-4} \text{ c}^{-1}$), адвекції температури ($A_t, 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$) та відношення суміші ($Av.c., 10^{-7} \text{ c}^{-1}$) над Одесою 6 червня 2012 р у 00 та 12 UTC

Стосовно характеру термічної адвекції можна відмітити, що вночі на рівнях 925-300 гПа над Одеської областю спостерігалася адвекція холоду, що підтверджує правильність фронтального аналізу. За модулем її значення відносно невеликі: від $-1,0$ до $-2,0 \cdot 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$. В полудень суцільне поле адвекції холоду зберігалася лише на рівні 925 гПа, причому над районом виникнення мезоциклону виявився його відносний максимум ($-1,20 \cdot 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$).

Отже адвекція температури в регіоні дослідження не була значною, що можна пояснити через невеликі градієнти температури на холодній ділянці арктичного фронту. У строк 12 UTC, тобто за три години до виникнення вихорю, адвекція холоду зберігалася та посилилася лише на рівні 925 гПа, вище її однорідний характер був порушений формуванням осередку адвекції тепла до рівня 300 гПа.

Одним з чинників виникнення небезпечної конвекції та смерчів є значній вологовміст повітря. У якості характеристики цього фактору проаналізований географічний розподіл відношення суміші, тобто кількість водяної пари в г на 1 кг сухого повітря. Так, у строк 00 UTC (рис. 6) спостерігалася додатна адвекції цього параметру, причому форма області з її максимальними значеннями відповідала області хмарної системи холодно-

го фронту. У полудень значної перебудови поля у регіоні дослідження не відбувалося.

Щодо вертикального розподілу відносного вихорю швидкості, адвекції температури та вологи безпосередньо над районом Одеси, то з аналізу рис. 6 випливає, що в обидва строки відносний вихор швидкості був додатним та зростав з висотою. Адвекція температури не перевищувала $-0,52 \cdot 10^{-4}$ К/с, тобто не відрізнялася своєю інтенсивністю. Вночі спостерігалася виключно адвекція холоду на всіх рівнях, вдень вона збереглася на рівні 925 гПа, а вище (850 та 700 гПа) змінилася адвекцією тепла. Лише у шарі 500-300 гПа відновилася від'ємна адвекція. Адвекція вологі була додатною у шарах від 925 до 700 гПа, вище вона від'ємна, але незначна (не вище $0,06 \cdot 10^{-7}$ с⁻¹).

Отже, розрахунок відносного вихорю швидкості, адвекції температури та вологи підтвердили сприятливі умови для виникнення та розвитку мезомасштабного збурення та активної конвективної діяльності над південним заходом України 6 червня 2012 р.

Для аналізу готовності атмосфери напередодні 6 червня 2012 р. до виникнення мезомасштабного збурення залучено аерологічну діаграму за 00 UTC над ст. Одеса-ГМО та розрахунки індексів нестійкості атмосфери у 00 та 12 UTC, що отримані за допомогою ресурсу [10]. Результати дослідження зведені у табл. 3, причому для 00 UTC проводилися як безпосередні розрахунки за даними радіозонду, так і за [10], які практично не розходилися у своїх значеннях. Аналізуючи нічну аерологічну діаграму над Одесою, слід відмітити відносно стійку стратифікацію атмосфери над пунктом, що знаходився між двома фронтальними розділами.

Число Вайтінга або K index демонструє готовність атмосфери до виникнення декількох гроз на 20-50 % території, яка забезпечується прогнозом. Вертикальний індекс перевищує 28 °C, тобто тропосфера має високий потенціал конвективної нестійкості, який достатній для утворення гроз. За значенням індексу СТ, вночі в атмосфері була присутня енергія нестійкості при якій можливі сильні грози, а вдень — вона ще зростає. Підсумковий індекс (ТТ) свідчить про значну кількість вогнищ сильних гроз та окремі осередки зі смерчем вдень.

За значенням комплексного індексу SWEAT над Одесою вночі не було умов для виникнення сильних гроз, а вдень — вони почали складатися. Індекс підйому (Lifted index) передбачає лише помірну нестійкість атмосфери з сильними грозами, також і індекс

Шоуолтера показував можливість розвитку місцями сильних гроз та шквалів.

Таблиця 3.

Індекси нестійкості над Одесою 6 червня 2012 р.

Індекс нестійкості		K index, °C	Vertical totals index, °C	Cross totals index, °C	Total totals index, °C	SWEAT	Lifted index, °C	Showalter index, °C	BRN	BRN Shear, m^2/c^2
Строк, UTC	00	32,0	30,0	23,0	54,0	234,0	-3,0	-2,0	51,0	31,0
	12	36,0	33,0	25,0	58,0	255,0	-4,0	-3,0	47,0	36,0

Індекс BRN вночі не виявляв умов для формування суперосередків, але вдень вони проявилися. Значення зсуву BRN надали подібний висновок.

Таким чином, напередодні виникнення вихорю біля Одеси тропосфера ще уночі мала високий потенціал конвективної нестійкості, що достатній для утворення гроз. У полудень за всіма індексами цей потенціал збільшився, імовірно, через підвищення температури біля землі та адвекцію холодного та вологого повітря на висотах. В строк 12 UTC за індексом BRN та зсуву BRN склалися сприятливі умови до розвитку суперосередків, на відміну від 00 UTC, що підтвердилося через аналіз поля хмарності.

Вочевидь, розвиток суперосередку відбувався сумісно з утворенням мезоциклону над південним заходом України, в результаті чого смерч класу F0 в районі Одеси.

Висновки.

Протягом періоду 2001-2010 рр. виникнення смерчів над Одеською областю характеризувалося наступними рисами:

1. Смерчі над Одеською областю виникали лише 6 разів при відносно високих значення атмосферного тиску — від 1005 до 1015 гПа, а найнижчий тиск (6 червня 2012 р.) та становив не менш ніж 1004,5 гПа. Загальний фон приземної температури не відрізнявся характерними високими значеннями, за винятком 2002 та 2005 рр., тобто відносна більшість вихорів виникала при 20...22 °C.
2. Характерна потужна купчасто-дощова хмарність з викидами перистих хмар за напрямом потоку спостерігалася кожен раз за декілька годин до виникнення смерчу.
3. Наявність висотної улоговини на рівні 500 гПа просліджувалася при кожному випадку, лише 26 травня 2005 р. вона не досягала Чорного моря, але виявлялася. Присутності цикло-

ну над Скандинавією не було лише 22 квітня 2012 р., у решті епізодах він чітко відзначався до висоти 5-9 км.

4. У чотирьох випадках з шості спостерігалось переміщення циклону з півдня або південного сходу на північ або північний захід. Виняток складав смерч 22 квітня 2012 р., коли південь України знаходився під впливом улоговини з Західної Європи.
5. Струминні течії нижніх рівнів з перпендикулярною орієнтацією до фронту виявлені при напередодні всіх випадків, за винятком 22 квітня 2012 р.
6. Характерна хмарність властива кожному смерчу, але циркуляційні умови, фон температури та вологості, аерологічна структура можуть відрізнитися один від одного за виключенням меридіональної улоговини на рівні 500 гПа. для різних випадків.
7. Смерч в районі Одеси 6 червня 2012 р. утворився при інтенсивному розвитку у післяполудневі години конвективного комплексу у системі арктичного фронту, що стаціонував 6 годин, та його пересуванні в бік Одеси. Розвиток суперосередку відбувався сумісно з утворенням мезоциклону над південним заходом України, в результаті чого виник смерч класу F0 в районі Одеси.

Література

1. Волеваха В. А., Башкирова Л. Е., Волконская Н. К. О возможности прогнозирования смерчей на Украине // Труды УкрНИГМИ. — 1987. — Вип. 225. — С. 55-63.
2. Волеваха В. А., Токарь Н. Ф. Шквалы и смерчи на Украине в 1984-1985 гг. // Труды УкрНИГМИ. — 1987. — Вип. 225. — С. 46-55.
3. Ивус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Смерчи и струйные течения низких уровней (обзор лит. источников) // Культура народов Причерноморья. — 2006. — № 73. — С. 156-158.
4. Ивус Г. П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди. — Одеса: Екологія, 2007. — 321 с.
5. Ивус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В. Оценка эффективности использования спутниковой информации для прогнозирования смерчеопасных ситуаций над югом Украины // Вестник ГМЦ ЧАМ. — 2010. — № 1 (11) — С. 43-53.
6. Клімат України. — К.: Вид-во Раєвського, 2003. — 343 с.
7. Лесков Б. Н., Пірнач Г. М., Сирота М. В., Шпиг В. М. Смерчі у Криму 22 липня 2002 року // Наук. праці УкрНДГМІ. — 2007. — Вип. 256. — С. 75-91.

8. Семергей-Чумаченко А. Б. Гидродинамические характеристики нижней тропосферы над Украиной перед возникновением смерчей. — Одеса: Екологія, 2008. — Вип. 50. — Ч. I. — С. 94-100.
9. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / За ред. В. М. Ліпінського, В. І. Осадчого, В. М. Бабіченко. — К.: Ніка-Центр, 2006. — 312 с.
10. <http://vortex.plymouth.edu/upcalc-u.html>
11. <http://www.essl.org/ESWD/>
12. <http://www.sat24.com/h-image.ashx?region=eu&time=20120606>.
13. <http://www.youtube.com/watch>

*О. М. Нажмудінова,
О. І. Ткаченко*

ВИКОРИСТАННЯ ДМРЛ ДЛЯ ПРОГНОЗУ ТА ДІАГНОЗУ ОПАДІВ НА АМЦ БОРИСПІЛЬ

Вступ. При дослідженні формування стихійних і небезпечних опадів особливо важливою є задача кількісної оцінки хмарності і її параметрів, зважаючи на той факт, що більшість діагностичних і прогностичних моделей процесів утворення і розвитку хмар та опадів на сьогодні залишаються досить спрощеними. В свою чергу, помилки при прогнозуванні хмарності призводять у подальшому до неточностей у прогнозі сум та інтенсивності опадів.

Уточнення висоти верхньої межі хмарності, площі, охопленої потужними купчастими і купчасто-дощовими хмарами, зливами, грозами, градом, а також визначення напряму і швидкості переміщення грозових осередків з високим ступенем точності проводиться за допомогою доплерівських метеорологічних радіолокаторів — ДМРЛ. Радіолокаційна інформація особливо важлива у випадках розмитих баричних полів біля поверхні землі, коли на радіолокаційних картах у нічні і ранкові години реєструються осередки грозової діяльності і злив.

В листопаді 2008 р. на Україні в аеропорту Бориспіль встановлено доплерівський метеорологічний локатор нового покоління “Метеор-Метеоячейка”, основне призначення якого — отримання інформації про небезпечні метеорологічні явища (гроза, град, шквал, смерч, сильні опади, зсуви вітру, турбулентність, зледеніння та ін.), які впливають на безпеку польотів літаків, а також для визна-

чення швидкості і напрямку переміщення небезпечних осередків та своєчасне попередження про їх виникнення [5].

Періодичність оновлення інформації ДМРЛ в радіусі огляду змінюється в широких межах, але для переважної більшості споживачів становить від 3 до 15 хв. Максимальний радіус виявлення на ДМРЛ визначається радіусом розгортки індикатора кругового огляду 300 км.

Радіолокаційна інформація про опади є результатом просторового і тимчасового осереднення (в імпульсному обсязі, за площею вимірювань і масиву даних) і залежить від характеру коливань осереднених величин — характеристик опадів — в часі і в просторі.

Автоматизований ДМРЛ в цілому знижує кількість опадів у порівнянні з даними наземної дощомірної мережі. Однак переваги, які характерні для оперативних можливостей методу, дозволяють споживачам нехтувати цим недоліком інформації ДМРЛ про опади.

Поліпшення точності вимірювань ДМРЛ оцінюється як зменшення дисперсії добових сум логарифму відношення добових сум опадів, отриманих за допомогою МРЛ і на дощомірній мережі на 70 % в порівнянні з вимірами I і Q опадів автоматизованим некогерентним МРЛ.

Понадкороткостроковий прогноз небезпечних явищ та опадів за радіолокаційними даними для конкретних пунктів в радіусі огляду заснований на лінійній екстраполяції поля радіолуни хмарності відповідно до будь-якого напрямку і швидкостей його руху V і d . Таким чином, найважливішим в прогнозі виявляється саме визначення V і d .

Прогнози розвитку Cb і грози на 2-3 год. спільно з фактичними даними МРЛ дозволяє з достатньою завчасністю розробити штормове попередження про початок небезпечних явищ по району, а в поєднанні з наземними даними уточнити прогноз для конкретних пунктів.

Обмеженням завчасності прогнозу за радіолокаційними даними є час існування явища. Якщо при фронтальних процесах за допомогою ДМРЛ можна надати прогноз переміщення ділянки фронтальної зони хмарності (але не явища, яке існувало на тій ділянці в термін складання прогнозу) з завчасністю 2-3 год. (що значно менше часу існування всієї системи), то для внутрішньомасових процесів завчасність радіолокаційного прогнозу не перевищує 30 хв. Дискретність поновлення радіолокаційних даних (15 хв.) дозволяє практично безперервно забезпечувати споживачів

прогнозами зазначеної завчасності. Прогноз стратифікації атмосфери з використанням даних інших видів спостережень, включаючи радіолокаційні, дозволяє збільшити завчасність до 1-6 год.

З урахуванням особливостей розвитку купчасто-дощової хмарності в районі спостережень із завчасністю 2-3 год. можна прогнозувати розвиток не окремого осередку *Cb*, а тільки поля *Cb*. МРЛ при цьому спостерігає поле радіолуни конвективної хмарності. Для оцінки тенденції розвитку цього поля прогнозується зміна максимальної висоти верхньої межі радіолуни (*Hmax*) конвективної хмарності в радіусі огляду 150 км. Такий прогноз можливо скласти різними методами.

Одночасно з прогнозом *Hmax* розраховується прогноз злив і гроз за районом з тією ж завчасністю. При цьому використовуються такі предиктори: радіус хмари, *Hmax*, перевищення *Hmax* над ізотермою 22 °С, максимальна швидкість висхідних потоків, максимальна водність в хмарі. Прогноз виконується з використанням лінійної дискримінантної функції. Всі розрахунки проводяться автоматично з контролем вихідних даних за бажанням синоптика в інтерактивному режимі роботи комплексу [1-3].

Таким чином, радіолокаційна інформація може служити як для оцінки справджуваності прогнозів, так і для їх уточнення в процесі підготовки штормових попереджень за районом і конкретними пунктами.

Застосування інформації доплерівських радіолокаторів дозволяє синоптику в найскладніших ситуаціях коригувати прогнози, користуючись даними останніх спостережень.

АМРК “Метеор-Метеоячейка” потребує мінімального технічного обслуговування завдяки застосуванню найновіших технологій, вибору модулів і підсистем [5].

Матеріали та методи дослідження. Досліджено характеристики повторюваності опадів за період 2009-2011 рр. за допомогою ДМРЛ та оперативної синоптичної інформації на АМЦ Бориспіль. У якості методів дослідження використано синоптико-кліматичний аналіз і просторово-тимчасове узагальнення даних.

Аналіз результатів дослідження. Середня багаторічна сума опадів в Борисполі — біля 500 мм. Більша частина атмосферних опадів випадає з квітня по жовтень (350 мм), максимум їх припадає на липень (70 мм), а мінімум — на травень (29 мм). На протязі року середня кількість днів з опадами — біля 190 [4].

Дані про загальну кількість опадів у 2009-2011 рр. на АМЦ Бориспіль представлено у табл. 1.

Таблиця 1.

Загальна кількість опадів на АМЦ Бориспіль, 2009-2011 рр.

Рік	Опади	Місяць												Σ
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
2009	число днів	23	24	21	7	17	17	14	7	9	17	23	27	206
	мм	41,1	47,4	49,0	2,4	26,8	41,0	79,8	8,6	9,4	33,8	19,2	90,0	448,5
2010	число днів	24	21	16	13	18	11	13	11	12	10	18	26	193
	мм	43,4	53,4	23,7	23,0	33,2	9,4	94,0	26,6	33,2	25,6	60,3	49,7	475,5
2011	число днів	27	23	11	14	8	14	18	12	9	12	16	24	188
	мм	33,5	19,7	8,7	17,8	21,6	121,3	141,4	74,0	17,6	58,4	1,4	28,3	533,7

В 2009 році в Борисполі випало майже на третину опадів менше, ніж за нормою. Протягом холодного періоду (XI-III) у січні та лютому випала місячна норма, у листопаді опадів було на 50 % менше норми. Поряд з цим, у березні та грудні опадів випало більше норми (відповідно 170 та 280 %). 28-29 грудня під час проходження холодного фронту, зафіксована найбільша кількість снігу (майже місячна норма опадів — 30,7 мм). Було перевищено історичне значення найбільшого приросту висоти сніжного покриву (близько 31 см). Це призвело до того, що в цілому за холодний період кількість опадів перевищила норму майже наполовину — 280 мм.

На протипагу теплий період (IV-X) видався спекотним та посушливим. Особливо відзначився квітень — кількість опадів за цілий місяць склала лише 6 % від норми. Травень, серпень та вересень також були дуже посушливими — за ці місяці недоотримано 60-75 % місячної норми опадів. Лише в липні кількість опадів сягала норми (79,8 мм). Узагалі теплий період 2009 р. встановив новий рекорд посушливості — 168 мм, знизивши попередній рекорд 1959 р. (227 мм) на 59 мм.

Протягом 2009 р. було зареєстровано 206 днів з опадами, з них 77 днів припадає на фронтальні опади (38 % від загальної кількості опадів). За розглянутий період було зафіксовано 448,5 мм опадів, з них 297,2 мм (66 %) фронтального походження. Найбільша кількість опадів пов'язана з проходженням холодних фронтів — 181,0 мм (40 %), найменша — з фронтами оклюзії — 29,9 мм (7 %). Дані про повторюваність фронтальних опадів наведені в табл. 2-3.

Таблиця 2.
Кількість фронтальних опадів (мм) на АМЦ Бориспіль, 2009 р.

Тип фронту	Місяць												Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ХФ	7,4	6,8	17,7	0,4	19,4	20,2	44,8	4,6	2,0	19,0	8,0	30,7	181,0
ТФ	11,6	22,9	4,1	0,6	0,4	10,4	-	-	2,2	7,4	6,4	20,3	86,3
ФО	-	-	2,9	0,0	2,0	3,2	15,4	-	-	1,4	0,0	5,0	29,9
Всього	19,0	29,7	24,7	1,0	22,8	24,7	60,2	4,6	4,2	27,8	14,4	56,0	297,2

Таблиця 3.
Повторюваність фронтальних опадів на АМЦ Бориспіль, 2009 р.

Тип фронту	Місяць												Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ХФ	2	2	5	1	4	3	2	3	2	4	4	1	33
ТФ	8	4	2	1	1	2	-	-	1	1	2	4	26
ФО	-	-	2	1	2	3	4	-	-	2	2	2	18
Всього	10	6	9	3	7	8	6	3	3	7	8	7	77

Опади на ХФ зафіксовано у 33 випадках. Найбільша кількість фронтальних опадів відмічена в холодний період — 197,2 мм (47 випадків). Під час проходження холодних фронтів випало 89,6 мм опадів (18 випадків), 72,2 мм (21 випадок) опадів пов'язано з проходженням теплих фронтів, на фронтах оклюзії — 9,3 мм (8 випадків). З січня по лютий опади на фронтах оклюзії не фіксувалися. З ХФ та ФО були пов'язані сильні снігопади та хуртовини. При проходженні теплих фронтів в холодний період спостерігались ожеледі, замерзаючі дощі, мряка.

В теплий період найбільша кількість опадів спостерігалась також на холодних фронтах — 91,4 мм (15 випадків), найменша — на теплих — 13,6 мм (5 випадків). При проходженні фронтів оклюзії було відмічено 10 випадків з опадами (20,6 мм). Процеси фронтогенезу супроводжувалось грозами, шквалами, сильними зливовими та облоговими дощами.

Наступного 2010 р. розподіл атмосферних опадів був нерівномірний. Кількість днів з опадами склала норму — 192 дні, а річна кількість опадів близька до норми — 475,5 мм (93 %) (табл. 1).

Протягом холодного та теплого періодів випала майже однакова кількість опадів 256,0 та 219,5 мм відповідно. Зима 2010 рр. видалась найбільш сніжною за останні десятиріччя. Було перейдено максимальні значення висоти снігового покриву за весь

період спостережень. Середня кількість опадів серед зимових місяців дещо перевищила норму і склала 140 і 170 % в січні та лютому відповідно.

Весною найбільша кількість опадів відзначалася у травні (33,4 мм). Місячна кількість опадів склала 60-80 % норми. Найменша кількість опадів фіксувалася у березні (23,7 мм). У квітні спостерігався сталий недобір опадів. Погодні умови були нестійкими внаслідок чергування атмосферних фронтів та областей підвищеного тиску. В окремі дні місцями спостерігалися грози, тумани.

Улітку 2010 р. в Київській області спостерігалася аномально спекотна погода, ґрунтова та повітряна засуха. У кожному із літніх місяців розподіл кількості опадів мав свої особливості. Місячна кількість опадів у відсотках від норми змінювалось у межах 13-130 %. При сухому характері червня, липень за опадами видався значно вологішим норми — 94,0 мм (130 %). Сильні зливи 1, 2, 12, 28 липня призвели до значних збитків.

Серед осінніх місяців найбільше опадів випало в листопаді (60,3 мм — 170 % від норми). В середньому кількість опадів знаходилась в межах норми. 29 листопада випав перший досить сильний сніг — 13,6 мм за добу.

СГЯ за опадами у 2010 р. на АМЦ Бориспіль не спостерігалось.

Протягом 2010 року було відмічено 193 днів з опадами, з них 61 випадок (32 %) фронтальних опадів. За розглянутий період було зареєстровано 475,5 мм опадів, з них — 193,1 мм опадів, пов'язаних з проходженням фронтів (41 % від загальної кількості). Опади, пов'язані з холодними фронтами складають 19 %, з теплими — 8 %.

На АМЦ Бориспіль в основному спостерігалися опади, пов'язані з холодними фронтами (29 випадків). Найбільша кількість фронтальних опадів спостерігалась в теплий період: 82,2 мм (19 випадків) обумовлені дією холодних фронтів; 10,4 мм (6 випадків) — теплих; на фронтах оклюзії випало 36,6 мм опадів (9 випадків). Фронтальна діяльність супроводжувалась грозами, шквалами та сильними зливовими і облоговими дощами.

В холодний період найбільша сума опадів спостерігалась при проходженні теплих фронтів — 54,4 мм (14 випадків), найменша — на холодних фронтах — 24,5 мм (14 випадків). При проходженні фронтів оклюзії було відмічено 3 випадки з опадами (28,2 мм). З січня по лютий опадів на фронтах оклюзії не було зареєстровано.

Дані про повторюваність фронтальних опадів наведені в табл. 4-5.

Таблиця 4.
Кількість фронтальних опадів (мм) на АМЦ Бориспіль, 2010 р.

Тип фронту	Місяць												Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ХФ	-	-	3,0	0,8	6,2	4,4	15,2	18,6	23,0	14,8	6,7	0,0	92,7
ТФ	14,3	15,1	-	5,2	1,0	1,6	0,2	2,4	-	7,0	13,8	4,2	35,8
ФО	-	-	-	2,4	1,0	3,2	29,8	-	-	-	18,8	9,4	64,6
Всього	14,3	15,1	3,0	8,4	8,2	9,2	45,2	21,0	23,0	21,8	39,3	13,6	193,1

Таблиця 5.
Повторюваність фронтальних опадів на АМЦ Бориспіль, 2010 р.

Тип фронту	Місяць												Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ХФ	-	-	2	1	3	3	2	5	5	3	5	1	29
ТФ	3	3	-	1	1	1	1	2	-	2	3	3	20
ФО	-	-	-	2	2	1	4	-	-	-	2	1	12
Всього	3	3	2	4	6	4	7	7	5	5	10	4	61

2011 рік за кількістю опадів став рекордним — 110 % від норми. Проте, волога розподілялася на протязі року нерівномірно (табл. 1).

Основна сума опадів припала на теплий період року — 433,0 мм, на холодний — 100,7 мм. На протязі холодних місяців року спостерігався значний дефіцит опадів, лише в жовтні та в грудні кількість опадів перевищила норму 190 та 110 % відповідно.

Весною місячна кількість опадів склала близько 40 % від норми. Найбільш посушливий місяць березень (3 % від норми).

Літо 2011 року було аномальним за кількістю опадів, яка перевищила 2-4-місячну норму щомісяця. Протягом 3 літніх місяців випало 337 мм опадів — це більше половини річної норми.

Після надмірно вологого літа кількість опадів різко зменшилась. Вересень 2011 року виявився засушливим місяцем. Кількість опадів становила 34 % норми. У жовтні на території Київської області спостерігалися опади різної інтенсивності, часом з мокрим снігом. Кількість опадів склала 58,4 мм (180 % від норми). Листопад відзначився найменшою кількістю опадів — 1,4 мм (4 % від норми).

В 2011 році спостерігалось 3 випадки НЯ, пов'язаних з опадами.

Протягом 2011 року було відмічено 188 днів з опадами з них 99 випадків (52 %) фронтальних опадів. За розглянутий період

було зареєстровано 533,7 мм опадів; 348,1 мм опадів, пов'язаних з проходженням фронтів (69 % від загальної кількості). Більша частина припала на фронтальні опади, пов'язані з проходженням холодних фронтів (45 %), найменше — з проходженням теплих фронтів (10 %).

На АМСЦ Бориспіль, як і в попередні роки, в основному спостерігалися опади, пов'язані з проходженням холодних фронтів (43 випадки). В холодний період найбільша кількість опадів відзначалася на теплих фронтах — 22,9 мм (25 випадків), найменша — на фронтах оклюзії — 12,6 мм (7 випадків). На холодних фронтах відмічено 20 випадків з опадами (51,3 мм). За досліджуваний період з січня по лютий опадів на фронтах оклюзії не було зареєстровано, а в листопаді — на теплих фронтах. При проходженні теплих фронтів в холодний період спостерігались ожеледь, замерзаючі дощі, мряка. З холодними фронтами та фронтами оклюзії пов'язані сильні снігопади та хуртовини.

Найбільша сума фронтальних опадів реєструвалася в теплий період: 174,5 мм (23 випадків) пов'язаних з холодними фронтами; 26,0 мм (8 випадків) — з теплими. В серпні взагалі не спостерігались опади на теплих фронтах, а на фронтах оклюзії випало 60,8 мм опадів (15 випадків). Проходження фронтів супроводжувалось грозами, шквалами та сильними зливовими та облоговими дощами. Дані про повторюваність фронтальних опадів наведені в табл. 6-7.

Таблиця 6.

Кількість фронтальних опадів (мм) на АМСЦ Бориспіль, 2011 р.

Тип фронту	Місяць												Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ХФ	7,6	2,1	5,8	0,0	11,4	10,8	105,7	46,4	0,2	34,2	0,2	1,4	225,8
ТФ	16,2	4,1	1,6	4,0	-	14,4	0,4	-	7,2	-	0,6	0,4	48,9
ФО	-	-	0,0	-	2,0	23,8	32,6	2,4	-	10,8	0,0	1,8	73,4
Всього	23,8	6,2	7,4	4,0	13,4	49,0	138,7	48,8	7,4	45,0	0,8	3,6	348,1

Дані доплера дозволяють безперервно вивчати структуру полів хмарності та опадів на значній території (табл. 8-9). Базові дані ДМРЛ є відправною точкою для розрахунків за заданими алгоритмами різних величин, які зображені три-, дво- і одномірними полями в прямокутних координатах (x , y , z) різних площин проекції і носять назву продукти радіолокаційної станції. Ці продукти розподіляються на три групи: відбиття, опади і вітер.

Таблиця 7.
Повторюваність фронтальних опадів на АМЦ Бориспіль, 2011 р.

Тип фронту	Місяць												Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ХФ	3	2	3	2	4	3	7	6	1	4	3	5	43
ТФ	11	6	1	3	-	2	1	-	2	-	4	4	33
ФО	-	-	1	-	2	3	8	2	-	2	1	3	22
Всього	14	8	5	5	6	8	16	8	3	6	8	12	99

Таблиця 8.
Максимальний розрахунковий радіус (км) виявлення хмар

Форма хмарності по радіолокаційній класифікації	Тепле півріччя	Холодне півріччя
Верхній ярус (С)	150	80
Середній ярус (А)	200	100
Нижній ярус (S)	120	120
Шарувато-дошові (N)	250	200
Купчасто-дошові (Q)	300	200

Таблиця 9.
Ефективні розрахункові радіуси радіолокаційного виявлення хмар R_{ef} (км) і пов'язані з ними атмосферні явища для АМРК "Метеор-Метеоячейка"

Форма хмарності	Атмосферні явища	Тепле півріччя	Холодне півріччя
Купчасто-дошові	град, гроза, зливові опади або сніг	250	160
Потужно-купчасті	без опадів	60-70	20-30
Шарувато-дошові	облогові опади	150-200	100
Шаруваті, шарувато-купчасті, високошаруваті	облогові мрячні опади	30-70	20-50

За результатами спостережень протягом 2009-2011 рр. виконано порівняльний аналіз дощомірних вимірів та радіолокаційних даних Допплера. Так, за результатами дощомірних вимірів в 2009 році на АМЦ Бориспіль випало 448,5 мм, а за розрахунками за допомогою радіолокатора — 546,1 мм; в 2010 році — 475,5 мм опадів, за даними ДМРЛ — 637,3 мм; в 2011 році — 533,7 та 705,7 мм відповідно (табл. 10).

Отже, відхилення вимірів опадів за допомогою ДМРЛ від дощомірних даних складає 25-30 % (за даними МРЛ річна кількість опадів перевищує результати дощомірних вимірів). Така значна похибка пояснюється декількома причинами: неточність дощомірних даних (необхідно врахувати ефекти знесення опадів вітром),

велика відстань між встановленням дощоміра та МРЛ. Особливою проблемою, є репрезентативність даних одного дощоміра при різних типах опадів з урахуванням зменшення інформативності даних МРЛ по опадам з віддаленням від МРЛ. В холодний період однією з проблем постає вимір твердих та змішаних опадів.

Таблиця 10.

Розрахункова сума опадів за допомогою
АМРК “Метеор-Метеоячейка” на АМЦ Бориспіль, 2009-2011 рр.

Місяць	2009 р.		2010 р.		2011 р.	
	число строків	к-ть опадів, мм	число строків	к-ть опадів, мм	число строків	к-ть опадів, мм
I	2279	50,8	2379	55,0	3138	34,2
II	2568	49,0	2568	54,4	2282	19,3
III	2801	56,6	2261	25,0	1580	31,3
IV	831	10,0	2484	37,0	1787	25,1
V	2630	29,0	3385	73,2	2314	46,1
VI	2980	48,2	2180	18,3	2966	158,7
VII	3541	83,7	3714	123,5	3689	180,3
VIII	1582	14,8	2897	33,8	2486	81,3
IX	1921	30,6	2368	38,7	1720	18,8
X	1787	42,8	1787	40,8	1610	60,0
XI	2106	28,1	2142	80,9	807	8,4
XII	2998	110,5	2987	56,7	2054	41,6
Σ	28024	546,1	31152	637,3	26433	705,7

За даними ДМРЛ, картам метеоявищ, інтенсивності опадів та вертикального розрізу хмарності синоптик має змогу оцінити синоптичну ситуацію, вірогідність випадання опадів та простежити траєкторію переміщення атмосферних фронтів.

Висновки. За 2009-2011 рр. домінували опади в холодний період у вигляді мокрого снігу або дощу зі снігом на теплих фронтах, зливи та облогові опади у вигляді снігу на холодних фронтах та мрячні, облогові слабкі дощі та сніг на фронтах оклюзії. В теплий період найбільша кількість опадів припала на зливи дощі, під час проходження холодних фронтів.

Максимальна кількість опадів у досліджуваних випадках коливалася від 30,0 до майже 40,0 мм опадів за добу (27 червня 2011 р.). Мінімальна сума фронтальних опадів відмічалась в квітні 2009 р. (1,0 мм), максимальна — в липні 2011 р. (138,7 мм).

Під час проходження атмосферних фронтів тривалість опадів коливалась від 30 хвилин до цілої доби (16 жовтня 2009 р. під час проходження холодного фронту).

За розглянутий період на АМЦ Бориспіль спостерігалось 4 випадки з СГЯ: 28-29 грудня 2009 р. (30,7 мм), 12.07.2011 р. (36,6 мм), 09.10.2011 р. (33,4 мм) — пов'язані з проходженням холодних фронтів; 27.06.2011 р. (38,8 мм) — з фронтом оклюзії.

Встановлено, що кількість опадів на арктичних і полярних фронтальних розділах над Київською областю складає у середньому 80-90 % від загальної кількості опадів теплого періоду року. Відбувається зменшення ролі в процесах опадоутворення арктичного фронту і збільшення на південь — полярного. Аналіз статистичних характеристик атмосферних фронтів показав, що кількість опадів на холодних фронтах у теплий період року перевищує опади на теплих у 2-3 рази, а на фронтах оклюзії — у 1,5 разів. В холодний період року спостерігається інша закономірність: кількість опадів на теплих фронтах дещо перевищує суми опадів на холодних фронтах, а на фронтах оклюзії перевищує майже у 3 рази.

Кількість нефронтальних опадів теплого періоду року становить 10-30 %, а в холодний період — 40-55 %; при цьому частка внутрішньомасових опадів від загальної кількості опадів за 2009-2011 рр., теплого періоду року становить 10-30 %, а в холодний період — 40-55 %.

За даними ДМРЛ річна кількість опадів перевищує результати дощомірних вимірів на 25-30 %.

Література

1. Бачарников Н. В., Брылева Г. Б. Автоматизированные метеорологические радиолокационные комплексы “метеоячейка”. — СПб.: Гидрометиздат, 2007 — С. 91-114.
2. Брылева Г. Б., Низдойминова Г. Л. Радиолокационные метеорологические наблюдения. — Т. I (Институт радарной метеорологии). — СПб.: Наука, 2010 — С. 97-166.
3. Вельтищев Н. Ф., Корольков А. М. Мезомасштабный численный анализ осадков с использованием радиолокационных измерений. — Л.: Гидрометиздат, 1998. — С. 15-23.
4. Климатическая характеристика аэродрома Борисполь / ГП “Украинский авиационный метеорологический центр”. — Борисполь, 2009. — 176 с.

5. Технологія проведення метеорологічних спостережень за погодою на АМСЦ Бориспіль / ДП “Український метеорологічний центр”. — Бориспіль, 2010. — С. 2-4.

Н. С. Єрмоленко

АНАЛІЗ КІЛЬКІСНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОСУХ В УКРАЇНІ

В останні роки істотно збільшилась кількість екстремальних явищ погоди, в тому числі таких небезпечних як посухи. Вплив посух посилюється зростанням попиту на воду і мінливістю гідрометеорологічних величин в результаті зміни клімату. Посуха є однією з головних природних причин сільськогосподарського, економічного та екологічного збитку. Вона виникає після тривалого періоду без опадів, але важко визначити час її настання, ступінь тяжкості й час закінчення.

Існують різні підходи до класифікації посух. Залежно від середовища, в якому спостерігаються ознаки дефіциту вологи, розрізняють атмосферні та ґрунтові посухи. У зарубіжній літературі, орієнтованій на моніторинг посух, широке поширення має більш детальна класифікація, що враховує умови формування та наслідки від їх дії. Посухи, що розглядаються як прояв кліматичної мінливості, поділяються на такі категорії: метеорологічна, сільськогосподарська, гідрологічна, соціально-економічна посуха. Основною ознакою метеорологічної посухи є дефіцит кількості опадів, що супроводжується зменшенням поверхневого стоку, висока температура повітря, низька відносна вологість та ін. Метеорологічна посуха може розвивається дуже швидко і різко закінчитися. Сільськогосподарська посуха характеризується дефіцитом вологості ґрунту, що призводить до зменшення біопродуктивності рослин і врожаю. Потреби рослини у воді визначаються умовами погоди, біологічними характеристиками даного виду рослин, стадією його росту і розвитку, а також фізичними та біологічними властивостями ґрунтів. Для гідрологічної посухи характерне зменшення надходження води в річки і водоймища й зниження їх рівня, зменшення запасів ґрунтових вод, що призводить до ускладнень у забезпеченні потреб у воді, а також скороченні площі боліт. Гідрологічна посуха зазвичай настає з запізненням порівняно з метеорологічною та сільськогосподарською. Як окремий вид посухи, виділяють також соціально-економічну посуху,

яка пов'язана з неможливістю систем водних ресурсів забезпечувати потреби у воді всі галузі економіки, що є результатом дефіциту водозабезпечення, викликаного погодними умовами. При цьому різним типам посух відповідають визначені часові масштаби. Так, метеорологічна посуха враховує масштаби часу 1-2 місяці, сільськогосподарська (або агрономічна) — від 3 до 12 місяців та гідрологічна — 13-24 місяці [5].

Одним із головних факторів збільшення кількості посух, їх тривалості та інтенсивності, більшість вчених вважають зміни клімату, які спостерігаються в останні декілька десятиріч, що підтверджують результати дослідження Міжурядової групи експертів по змінам клімату [1]. Таким чином, значний практичний інтерес представляє дослідження просторово-часової мінливості різних характеристик посух в умовах глобальних змін клімату. При цьому головним інструментом дослідження являється нещодавно розроблений індекс посухи — стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI), оскільки саме цей індекс при обчисленні періодів посух враховує не тільки дані температури, а й інші метеорологічні, гідрологічні та агрометеорологічні величини і параметри [6].

Після розрахунку індексу SPEI можна додатково визначити деякі характеристики посух, а саме тривалість, суворість та інтенсивність. Найчастіше для визначення цих характеристик застосовується деяке порогове значення, яке може бути як сталою величиною, так і змінюватися у часі, а до інших значень застосовується поняття “викидів”. Викид визначається як частина часового ряду деякого індексу посухи X_t , в якій усі значення або нижче, або вище вибраного порогового значення X_0 ; відповідно ця частина називається або негативним викидом, або позитивним викидом. На рис. 1 показано певний індекс посухи, позначений X_t , який неодноразово перетинається пороговим значенням X_0 .

Як можна побачити з рис. 1, посуха може бути визначена такими головними характеристиками [2]:

- а) дата виникнення посухи t_i — початок періоду дефіциту вологи, який вказує на початок посухи;
- б) дата закінчення посухи t_e — дата, коли дефіцит вологи стає неістотним і умови для посухи більше не існують;
- в) тривалість посухи D_d , яка обчислюється у роках, місяцях або тижнях, протягом яких індекс посухи постійно нижче поро-

гового значення. Інакше кажучи, це період часу між датами виникнення та закінчення посухи;

- г) суворість посухи S_d , яка характеризує накопичений індекс посухи нижче порогового значення;
- д) інтенсивність посухи I_d , яка є середньою величиною індексу посухи нижче порогового значення і розраховується як суворість посухи поділена на її тривалість.

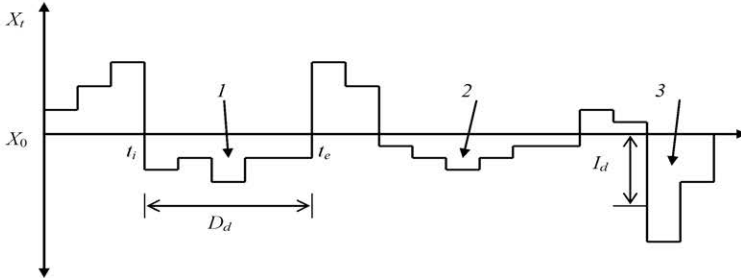


Рис. 1. Характеристики посухи для певного порогового значення (1 — найсуворіша, 2 — найтриваліша, 3 — найінтенсивніша посуха)

Таким чином, для об'єктивного аналізу посушливих періодів була вивчена просторово-часова мінливість максимальної тривалості та суворості посух з масштабами часу 1, 3, 6, 12, 24 місяці. Розрахунки виконувались для загального числа посушливих випадків ($SPEI \leq -1,0$) та посух, що відповідають критеріям помірних ($-1,49 \leq SPEI < -1$), інтенсивних ($-1,99 \leq SPEI < -1,5$) та екстремальних ($SPEI \leq -2$) [6]. При цьому для обчислення значень багатомасштабного індексу посухи SPEI використовувались середньомісячні дані температури та опадів. Розраховані індекси посухи SPEI для двох 30-річних періодів — 1951-1980 рр. та 1981-2010 рр., що відповідають періодам похолодання та потепління. Дослідження проводились у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами $44,25^\circ$ та $52,75^\circ$ півн.ш. і довготами $21,75^\circ$ та $40,25^\circ$ сх.д. Для обчислення індексу використовувалась база даних середньомісячної температури повітря та опадів з кроком сітки $0,5^\circ$ з 1948 року по теперішній час, яка нещодавно розроблена в Національному центрі з прогнозування клімату [3; 4].

Основні результати. За результатами розрахунку індексу SPEI першочергово була визначена максимальна тривалість посух для вказаних масштабів часу та категорій посух.

Розглядаючи просторово-часовий розподіл максимальної тривалості для загального числа посух ($SPEI \leq -1,0$) з масштабом

часу 1 місяць, що відповідає метеорологічним посухам, можна відзначити, що найвищі показники тривалості (5 місяців) в період 1951-1980 рр. спостерігались в центральних регіонах України, також осередок з тривалістю понад 4 місяці зафіксований в західній частині Кримського півострову. Протягом періоду 1981-2010 рр. посухи з тривалістю понад 5-6 місяців в основному спостерігались на півдні та південному заході країни, а абсолютний максимум (понад 7 місяців) зафіксований у Волинській області (рис. 2).

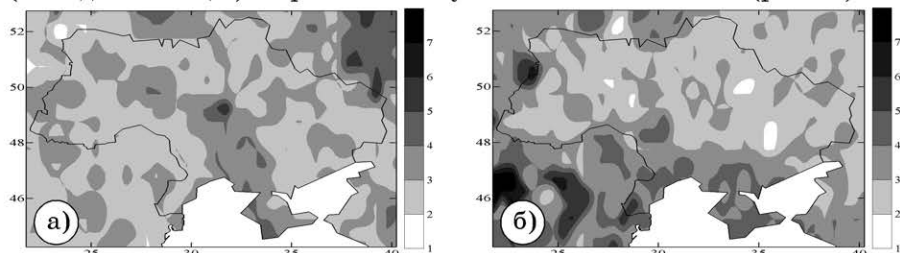


Рис. 2. Тривалість посух (SPEI-1) з масштабом часу 1 місяць: (а) з 1951 по 1980 рр.; (б) з 1981 по 2010 рр.

Аналізуючи мінливість максимальної тривалості різних категорій посух з масштабом часу 1 місяць, виявлено, що помірні, інтенсивні та екстремальні посухи мають подібний просторово-часовий розподіл. Так, протягом першого 30-річного періоду дослідження найбільш тривалі посухи зафіксовані в центральних та східних областях України, а в період 1981-2010 рр. — в західних та південних. Відмінність між цими видами посух в основному полягає в значеннях максимальних величин, оскільки для помірних вони становлять 5 місяців, інтенсивних — 4, а для екстремальних не перевищують 3 місяці.

Дослідження особливостей розподілу максимальної тривалості сільськогосподарських посух також дало можливість виявити, що в даному випадку найбільші показники тривалості зареєстровані для загального числа посух, які досягають 12 місяців за 30-річчя. При цьому розподіл тривалості по простору України показує, що протягом періоду похолодання (1951-1980 рр.) максимуми відзначені на сході та північному сході країни, а в період потепління (1981-2010 рр.) — на півдні та заході держави. Абсолютні величини максимальних значень фіксуються для помірних та інтенсивних посух на рівні 6-7 місяців, а для екстремальних не перевищують 4 місяців для першого періоду та 5 місяців — для друго-

го. Для посух з масштабом часу 6 місяців, що також відповідають сільськогосподарським посухам, максимальні значення тривалості, що досягають 20 місяців для загального числа посух, спостерігаються для 1951-1980 рр. в межах Запорізької, Донецької та Луганської областей, а для 1981-2010 рр. — на території Одеської, Вінницької та Волинської областей. Для часового масштабу 6 місяців всі категорії посух мають практично однакові значення максимальної тривалості, які становили 6-8 місяців протягом першого періоду та 8-10 місяців протягом другого.

Досить цікаві результати отримані при вивченні мінливості характеристики тривалості для посух з масштабами часу 12 та 24 місяці, які відповідають гідрологічним посухам, що є найбільш небезпечними та довготривалими. Протягом 1951-1980 рр. з масштабом часу 12 місяців практично на всій території України тривалість складала в середньому 10-15 місяців, в той час як для періоду 1980-2010 рр. в крайніх західних та південних районах країни вона перевищувала 25-35 місяців. Тривалість посух з масштабом часу 24 місяці для вказаних періодів значно відрізняється від посух з 12-місячним масштабом часу, оскільки, в даному випадку в період похолодання посухи з тривалістю понад 40 місяців спостерігались лише в районі Вінницької та Чернівецької областей, а на решті території країни ця величина не перевищувала 15-20 місяців. В той час в період глобального потепління на більшості території дослідження спостерігались посухи з максимальною тривалістю від 20 до 30 місяців, а на півдні та сході України вона становила 40-45 місяців. А під найбільшим впливом тривалих посух (понад 45-50 місяців) опинились Волинська й Львівська області, та схід Кримського півострову.

Цікавим також виглядає розподіл максимальної тривалості посух, що відповідають критеріям помірних. Так, з масштабом часу 12 місяців тривалість в перший період дослідження становить від 4 до 6 місяців за 30-річчя, а в другий — 6-10 місяців. Тривалість для цього різновиду посух з 24-місячним масштабом часу в періоди дослідження збільшується до 6-9 місяців для першого періоду та 9-12 місяців — для другого, при цьому максимумами тривалості мають осередкову структуру по всій території, що вивчається. Подібна ситуація спостерігається й для інтенсивних посух. Проте тривалість цих посух в період 1951-1980 рр. для масштабу часу 12 місяців становить від 2 до 6 місяців, а для 24-місячного масштабу — від 4 до 8 місяців. В той час в період 1981-2010 рр.

тривалість інтенсивних посух становила 3-6 місяців для масштабу 12 місяців, та 6-9, а в районі Запорізької, Одеської області та АР Крим понад 18 місяців, — для 24-місячного масштабу.

Аналіз просторово-часової мінливості екстремальних посух свідчить, що протягом першого періоду дослідження як для масштабу 12 місяців, так і для 24 місяців, найбільші величини максимальної тривалості реєструвались на сході та північному сході України зі значеннями 8-12 та 9-15 місяців відповідно, в той час як на південному заході країни їх тривалість не перевищувала 2 місяці. При цьому протягом другого періоду дослідження, навпаки, максимумами тривалості зосереджені в районі Миколаївської, Одеської та Волинської областей з середньою максимальною величиною тривалості 6-10 та 12-15 місяців для 12 та 24-місячного масштабу відповідно. Слід зазначити, що абсолютний максимум тривалості екстремальних посух (понад 21 місяць) зафіксований саме у Волинській області протягом 1981-2010 рр. з часовим масштабом 24 місяці (рис. 3).

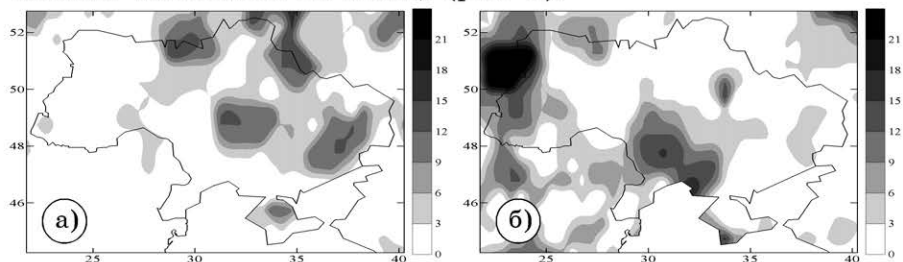


Рис. 3. Тривалість екстремальних посух з масштабом часу 24 місяці: (а) з 1951 по 1980 рр.; (б) з 1981 по 2010 рр.

Таким чином, можна відзначити, що найбільш тривалі посухи спостерігались протягом 1981-2010 рр. над південно-західними та західними регіонами України. Тривалість посух протягом 1951-1980 рр. була меншою й зосереджені вони в основному на північному сході країни.

Подібні розрахунки та аналіз були зроблені для ще однієї основної характеристики посушливих періодів — максимальної суворості.

Аналізуючи результати дослідження максимальної суворості, яка є величиною накопиченого індексу посухи SPEI за визначений проміжок часу, в даному випадку за 30 років, можна зауважити, що просторовий розподіл вказаної характеристики для обох періодів та всіх категорій посух подібний розподілу по простору максимальної тривалості.

Показники максимальної суворості загальної кількості посух з масштабом часу 1 місяць в перший період становлять -6...-8, а в другий — перевищують -8...-10, при цьому осередки найвищих значень суворості в протягом 1951-2010 рр. спостерігається в південних областях України та в межах Волинської області. Максимальні значення параметру, що вивчається, для інших категорій посух вказаного масштабу не перевищують -6...-8 для обох періодів дослідження.

Вивчаючи мінливість максимальної суворості з масштабом часу 3 та 6 місяців виявлено, що для загальної кількості посух ця величина становить протягом першого періоду дослідження -15...-20 та -25...-30 відповідно до масштабу часу. Протягом 1981-2010 рр. показники максимальної суворості значно підвищились, досягаючи значень -20...-25 та -35...-40 відповідно. При цьому локалізація осередків максимумів практично не відрізняється від посух з 1-місячним масштабом часу. Суворість помірних та інтенсивних посух з масштабом 3 місяці не перевищує -12 та -14 для обох періодів дослідження, а з масштабом 6 місяців — досягає -14 й -21 відповідно. Результати, які зафіксовані для екстремальних посух децю відрізняються від, отриманих для інших категорій. Так, якщо суворість метеорологічних посух з масштабом 3 місяці не перевищує -12 протягом двох періодів, то суворість сільськогосподарських посух досягає значень -25. Також чітко простежується просторове розташування найбільших значень характеристики (рис. 4). Як і в попередніх випадках, в 1951-1980 рр. найбільш суворі посухи спостерігались на півночі та північному сході України (Житомирська, Харківська та Полтавська області), а в 1981-2010 рр. — на півдні та заході країни (АР Крим, Миколаївська, Одеська, Волинська області).

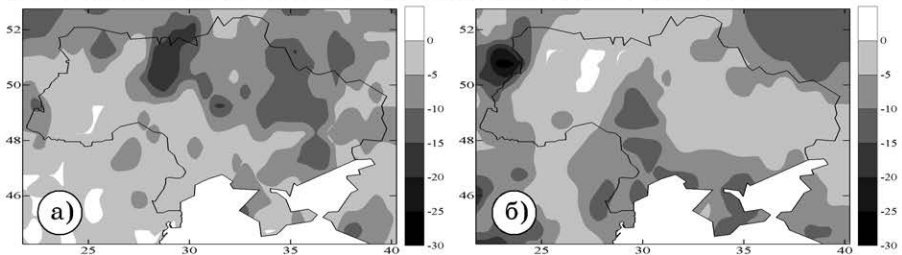


Рис. 4. Суворість екстремальних посух з масштабом часу 6 місяців: (а) з 1951 по 1980 рр.; (б) з 1981 по 2010 рр.

В I досліджуваний період на більшій частині території України для загального числа посух з масштабом часу 12 місяців реєструвалась суворість зі значеннями від -20 до -40, а для масштабу 24 місяці — від -30 до -50 з абсолютним максимумом понад -90 на заході країни. Помірним посухам в період глобального похолодання відповідала суворість близько -3...-9, а в період глобального потепління — -6...-12. При цьому у вказані періоди часу для 24-місячного масштабу величини суворості були майже подібними й коливались від -5 до -15 по всій території дослідження. Подібна ситуація спостерігається й для інтенсивних посух, коли різниця між значеннями суворості для періодів, що аналізуються, була незначною. Проте, якщо для 12-місячного масштабу величина суворості приблизно становить -5...-15, то для 24-місячного в період 1951-1980 рр. вона не перевищує -5...-10. Для періоду 1981-2010 рр. складає -10...-15, а на південному сході та Кримському півострові суворість досягає значень близько -40.

Досить цікаві результати розрахунку максимальної суворості отримані для посух, що відповідають критеріям екстремальних. Так, протягом першого періоду для масштабу часу 12 місяців максимумами зі значеннями понад -30 відзначались на північному сході країни, в той час як на решті території дослідження величина суворості не перевищувала -10. Протягом другого періоду для цього ж масштабу часу значення суворості складали -10...-20, проте в районі Волинської області зафіксований осередок з суворістю понад -60. Просторово-часовий розподіл суворості екстремальних посух для масштабу часу 24 місяці представлений на рис. 5, з якого видно, що в період 1951-1980 рр. практично на всій території дослідження переважала суворість зі значеннями 0...-10, та лише на сході вона зростала до -20...-30. В той час в період 1981-2010 рр. в районі південного сходу (Миколаївська, Одеська, Вінницька області) та крайніх західних регіонів величина суворості зростає до значень -50...-70, що свідчить про досить вагомні значення суворості екстремальних посух у вказаних регіонах при їх незначній загальній кількості.

Для більш детального аналізу посух, місцезнаходження та характеристики яких визначені на попередньому етапі дослідження, побудовані графіки розподілу індексу SPEI з масштабами часу від 1 до 24 місяців протягом 1951-2010 рр. для окремо визначеної території. В якості прикладу на рис. 6 представлений саме такий розподіл для м. Миколаїв, яке знаходиться в межах осе-

редків максимумів досліджуваних характеристик. З рис. 6 видно, що до 1980 р спостерігалось чергування помірного вологих та помірно посушливих періодів по всім масштабам часу. З 1976 р. по 1982 р. фіксувався тривалий зволожений період, протягом якого посухи практично не спостерігались. Проте починаючи з середини 1980-х років кількість та інтенсивність посушливих випадків значно зростає, оскільки в цей час були відзначені лише два зволожені періоди (1984-1985 та 2003-2004 рр.). Протягом всього останнього часу значення індексу $SPEI \leq -1$, що демонструє вагоме збільшення посух протягом останніх десятиріч. Тривалість посухи збільшується з ростом масштабу часу, що можна простежити на прикладі надзвичайно екстремальної посухи в кінці періоду дослідження. Так, посуха розпочалась як метеорологічна влітку 2007 р. і тривала 2 місяці, а досягнувши параметрів гідрологічної її тривалість збільшилась до 30 місяців, при цьому інтенсивність досягала значень $SPEI = -3$, що відповідає надзвичайно екстремальним посухам.

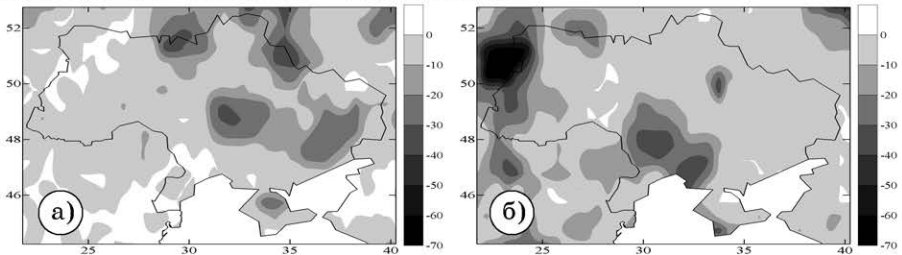


Рис. 5. Суворість екстремальних посух з масштабом часу 24 місяці: (а) з 1951 по 1980 рр.; (б) з 1981 по 2010 рр.

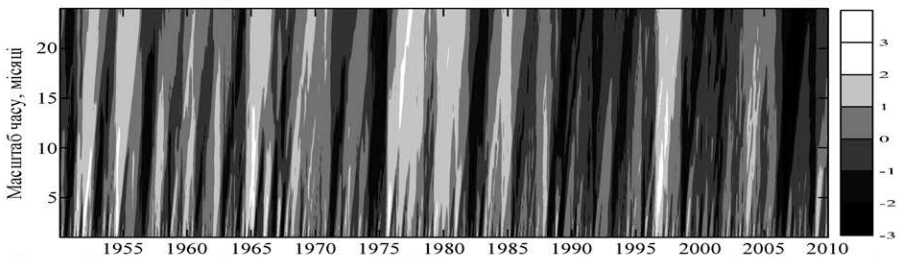


Рис. 6. Розподіл індексу SPEI з масштабами часу 1-24 місяці в м. Миколаїв в період 1951-2010 рр.

Висновки. В останні роки спостерігається істотне збільшення кількості, тривалості та суворості посушливих явищ, що підтверд-

жують результати даного дослідження. Вивчаючи особливості просторово-часового розподілу основних характеристик посух виявлено, що найбільш тривалі та суворі посухи спостерігались протягом 1981-2010 рр. Зосереджені вони в основному над південно-західними та західними регіонами України. Тривалість і суворість посух протягом 1951-1980 рр. була дещо меншою й розташовувались вони на півночі та північному сході країни. При цьому зі збільшенням масштабу часу спостерігалось істотне зростання значень максимальних величин вказаних характеристик всіх категорій посух.

Література

1. Climate Change 2007: The Physical Science Basis / S. Solomon et al. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. — Cambridge University Press, 2007. — 996 p.
2. Dracup J. A., Lee K. S., Paulson E. G. On the statistical characteristics of drought events // Water Resources Research. — 1980. — Vol. 16, Iss. 2. — P. 289-296.
3. Fan Y., H. van den Dool. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948-present // Journal of Geophysical Research. — 2008. — Vol. 113. — D01103.
4. Fan Y., H. van den Dool. Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948 to present // Journal of Geophysical Research. — 2004. — Vol. 109. — D10102.
5. Mishra A. K., Singh V. P. A review of drought concepts // Journal of Hydrology. — 2010. — Vol. 391. — P. 202-216.
6. Vicente-Serrano S. M., Begueria S., Lopez-Moreno J. I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index // Journal of Climate. — 2010. — Vol. 23, Iss. 7. — P. 1696-1718.

*М. В. Дахно,
В. Г. Ільїна*

МОДЕЛЮВАННЯ ЗАБРУДНЕННЯ АГРОЕКОСИСТЕМ РІВНЕНСЬКОЇ ОБЛАСТІ ВАЖКИМИ МЕТАЛАМИ

Концентрація мікроелементів в поверхневому шарі ґрунтів в глобальному масштабі зростає з розширенням індустріальної і сільськогосподарської діяльності. Поверхневий шар ґрунтів піддається як локальному забрудненню, так і регіональному перенесенню забруднень [1].

Регіональне забруднення ґрунтів відбувається головним чином в промислових районах і крупних населених пунктів. Рівненська область є однією з найбільш навантажених областей України, тому у роботі була виконана оцінка стану забруднення агроєкосистем цієї території важкими металами.

Щоб підвищити врожайність, людина стала використовувати органічні добрива. Проте для стабілізації родючості ґрунту їх завжди не вистачало, тому людина почала виготовляти і вносити в ґрунт синтетичні мінеральні добрива. Для зменшення затрат ручної праці при боротьбі з бур'янами, знищення шкідників і збудників хвороб рослин, для поліпшення умов збирання урожаю вона почала застосовувати хімічні речовини органічної природи: гербіциди, інсектициди, фунгіциди, десиканти, дефоліанти, об'єднані спільною назвою — “пестициди”. Ці речовини та їх метаболіти частково розкладаються у ґрунті, а частково поглинаються ґрунтовим вбирним комплексом, отруюючи продукцію рослинництва в наступні роки [2].

Сучасні уявлення про процес формування продуктивності агроєкосистем стали основою для створення моделей продуктивності посівів різної складності. Основними процесами, які відбуваються у рослинах є фотосинтез, дихання та ріст рослини [3].

Процес фотосинтезу листя описується з врахуванням впливу на фотосинтез рівня мінерального живлення, фази розвитку рослин, температурного режиму і вологозабезпеченості посівів:

$$\frac{d\Phi}{dt} = \frac{1}{1/\Phi_{pot}K_{\Phi}(N_{str}^L) + 1/a_C C_0 + 1/a_{\Phi} \Pi} \min \left\{ \alpha_{\Phi}, \Psi_{\Phi}, \frac{ET}{ET_{pot}} \right\}, \quad (1)$$

де Φ_{pot} — інтенсивність потенційного фотосинтезу; a — нахил вуглекислотної кривої фотосинтезу; C_0 — концентрація CO_2 у повітрі; a — нахил світлової кривої фотосинтезу; Π — поглинена рослинним покривом фотосинтетично активна радіація; $K_{\Phi}(N_{str}^L)$ — коефіцієнт забезпеченості рослин елементами мінерального живлення.

Приймається, що формування фонду вільного азоту на кожному часовому кроці йде за рахунок поглинання азоту з ґрунту, продуктів розпаду тканин і витрат на відновлення життєдіяльних структур тканин:

$$\frac{dN_{lab}}{dt} = N_{abs} + N_{hyd} - N_{sen}, \quad (2)$$

де N_{lab} — фонд вільного азоту; N_{abs} — кількість поглиненого з ґрунту азоту; N_{hydr} — кількість азоту, що утвориться при розпаді білка; N_{sen} — витрати на відновлення білка.

Процес поглинання азоту рослиною з ґрунту йде активним шляхом і пасивним — виносом азоту з транспіраційною течією.

$$\frac{dN_{abs}}{dt} = \frac{N_{abs}^{\max} \bar{N}_{s.r.} m_r^n}{K_{abs}^N + \bar{N}_{s.r.}} K_{abs}^N(T_s) + T \bar{N}_{s.w.}, \quad (3)$$

де N_{abs}^{\max} — максимальна швидкість поглинання азоту коренем; $\bar{N}_{s.r.}, \bar{N}_{s.w.}$ — концентрація азоту відповідно на поверхні коріння і в ґрунтовому розчині; K_{abs}^N — константа Міхаеліса-Ментен; $K_{abs}^N(T_s)$ — функція впливу температури ґрунту на швидкість поглинання азоту коренем.

Динаміка біомаси надземної і підземної частин рослин та окремих органів визначається з врахуванням потреб цих частин рослин в асимілятах.

Приріст маси знаходиться як сума вільних вуглеводів і азоту:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{dC_{lab}}{dt} + \frac{dN_{lab}}{dt}. \quad (4)$$

Накопичення важких металів рослиною розглядається в залежності від утримання рухомих форм важких металів у ґрунті. Швидкість надходження важких металів у рослину описується формулою:

$$\frac{\Delta A_q^{\text{погл}(\circ)}}{\Delta t} = \frac{86,4 \alpha_q^{\text{погл}} \bar{A}_q^{\text{почв}} m_r^j}{a_r} \quad (5)$$

де $\frac{\Delta A_q^{\text{погл}}}{\Delta t}$ — швидкість поглинання рухомих форм важких металів g -го виду важких металів корінням рослини, $\text{мгм}^{-2}\text{доб}^{-1}$; $\alpha_q^{\text{погл}}$ — поглинальна здібність кореню, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$; $\bar{A}_q^{\text{почв}}$ — концентрація рухомих форм g -го виду важких металів у ґрунті, $\text{мг}\cdot\text{кг}^{-1}$; a_r — радіус кореню, см ; q — вид важкого металу.

У табл. 1 наведені значення характеристик для розрахунку рівня забруднення врожаю цукрового буряку, який вирощується в умовах Рівненської області, різними видами важких металів

За допомогою математичної моделі були отримані значення рівня вмісту цих елементів у ґрунті, з урахуванням внесення мінеральних та органічних добрив (табл. 2, 3).

По міді обоє типи ґрунтів мають слабе забруднення, оскільки її вміст вже перевищує два кларки. Близький до цієї межі вміст свинцю. У звичайному чорноземі вміст важких металів нижчий, ніж в дерново-підзолистих породах.

Таблиця 1.

Характеристики для розрахунку рівня забруднення врожаю цукрового буряку різними видами важких металів

Види важких металів	Поглинальна здібність коріння, м/с ²	Концентрація у ґрунті, мг/кг	Радіус кореня
Cu	0,000028	0,7400	0,0105
Zn	0,000025	3,3000	0,0100
Cd	0,000030	0,1300	0,0230
Pb	0,000005	1,3800	0,0250
Hg	0,000110	0,0037	0,0250

Таблиця 2.

Вплив добрив на вміст важких металів у дерново-підзолистих породах в шарі 0-40 см, мг/кг

Варіант	Hg	Ni	Cu	Zn	Pb
Контроль	1,50	3,2	3,8	6,6	19,9
P ₈₀	1,80	3,4	3,3	6,8	19,4
P ₁₅₀	1,50	3,0	3,3	7,1	19,4
N ₈₀ P ₁₅₀	1,80	4,5	3,7	7,2	20,8
Гній - 50 т	1,40	3,9	3,5	7,2	18,4
N ₈₀ P ₁₅₀ K ₇₀	1,90	4,3	4,1	7,3	19,9
Середнє по варіантах з добривами	1,69	3,5	3,4	7,1	19,5

Таблиця 3.

Вплив добрив на валовий вміст важких металів в сірих лісових ґрунтах, в шарі 0-40см, мг/кг

Варіант	Hg	Ni	Cu	Zn	Pb
Контроль	1,21	2,3	4,3	7,0	14,9
P ₈₀	1,20	2,4	3,3	7,8	14,7
P ₁₅₀	0,98	3,2	4,0	7,8	14,0
N ₈₀ P ₁₅₀	1,12	3,5	3,3	7,8	14,3
Гній - 50 т	1,28	3,6	3,4	6,8	13,7
N ₈₀ P ₁₅₀ K ₇₀	1,39	3,3	3,0	7,9	15,7
Середнє по варіантах з добривами	1,24	3,2	3,2	6,8	14,8

Це, мабуть, є наслідком інтенсивнішого ведення сільського господарства і близькості крупних промислових центрів, що поповнюють викидами промислових підприємств ґрунтові запаси елементів. В цілому істотних змін валових кількостей важких металів в ґрунті при внесенні доз добрив не сталося, проте деякі тенденції можна відзначити. Практично не змінився вміст в ґрунті міді, свинцю, стронцію. Вміст хрому на звичайному чорноземі помітно підвищилося, але це швидше пов'язано з великою строка-тістю в розподілі цих елементів в ґрунті, а не з дією добрив.

Стійке і математично достовірне підвищення валового вмісту на обох типах ґрунтів відмічене лише по цинку. Це в рівній мірі виявилось на тлі вживання мінеральних і органічних добрив. Отже, в добривах міститься велика кількість даного елемента.

На чорноземах для здобуття високих урожаїв сояшнику в першу чергу необхідно застосовувати цинк і мідь. У метровому профілі звичайних чорноземів кількість цинку, витягнуваного ацетатно-аммонійним буферним витягом з рН = 4,8, вагається в межах 0,26-0,5 мг/кг, марганцю 23,1-35,7 мг/кг, мідь 0,24-0,42. Зіставлення цих цифр з валовими запасами мікроелементів в ґрунті тих же ділянок показує, що рухливість різних елементів істотно розрізняється.

Таблиця 4.

Рухливість Zn, Cu у звичайному чорноземі

Шар ґрунту, см	Вміст мікроелементів в ґрунті			Відношення кількості рухомих форм мікроелементів до валових запасів, %		
	Zn	Mn	Cu	Zn	Mn	Cu
0-20	0,27-0,32	23,1-35,7	0,30-0,38	0,32-0,38	2,42-3,79	0,86-1,03
20-40	0,25-0,31	25,6-24,8	0,26-0,39	0,31-0,39	3,02-4,11	1,08-1,63
40-60	0,37-0,40	24,0-28,3	0,30-0,42	0,46-0,50	3,12-3,68	1,30-1,83
60-80	0,46-0,49	25,1-26,0	0,28-0,30	0,55-0,63	3,39-3,51	1,47-1,58
80-100	0,51-0,54	23,1-27,6	0,34-0,36	0,72-0,76	3,40-4,06	2,00-2,12
0-100	0,38-0,40	25,5-28,5	0,30-0,36	0,41-0,53	3,07-3,83	1,34-1,64

Важливий резерв для того, що збалансувало живлення — підбір попередників сільськогосподарських культур, правильне визначення їх місця в сівозміні, а також місця для внесення добрив. При періодичному вживанні фосфорних добрив їх треба вносити під культури, що менш гостро реагують на недолік мікроелементів.

За даними 2009-2011 років були побудовані графіки розподілу найбільш токсичних важких металів, які знаходяться у ґрунтах Рівненської області (рис. 1). З графіків видно, що найбільші значення отримані по такому важкому металу як ртуть, а найменші отримані для кадмію та свинцю.

За даними досліджуваних років був побудований графік розподілу найбільш розповсюджених пестицидів, які знаходяться у ґрунтах Рівненської області (рис. 2). З графіку видно, що найбільші значення отримані по такому пестициду як симазин, але вони не перевищують ГДК. Найменші значення отримані для ГХЦГ, які також не перевищують ГДК.

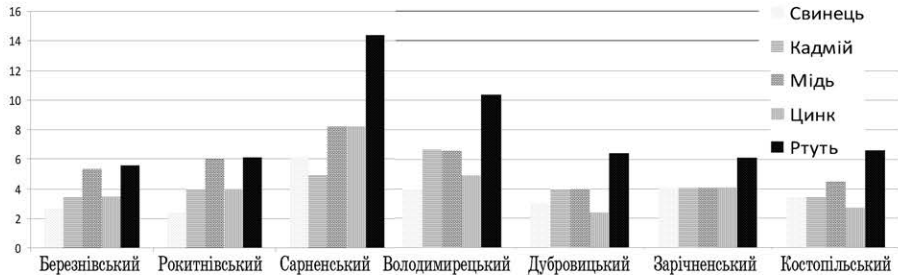


Рис. 1. Вміст важких металів у деяких районах Рівненської області

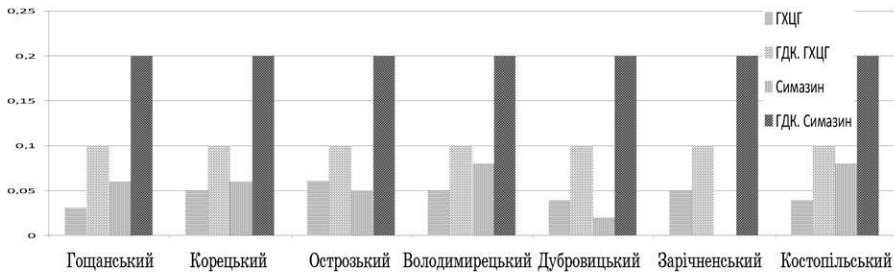


Рис. 2. Вміст ГХЦГ та симазину у деяких районах Рівненської області

Більшість пестицидів містить у собі досить велику кількість важких металів, тому їх вміст у ґрунтового покриві в значній мірі впливає на якісні та кількісні характеристики врожаю, який отримується на цих територіях. У подальшому, за допомогою даної математичної моделі будуть виконані оцінки впливу пестицидів на ґрунтово-рослинний покрив Рівненської області.

Література

1. Полевой А. Н. Моделирование процесса формирования продуктивности зерновых культур в условиях радиоактивного загрязнения агроэкосистем // Метеорология и гидрология. — 1993. — № 3. — С. 97-105.
2. Прохоров В. М. Математическая модель поглощения элементов растениями из почвы // Агрехимия. — 1970. — № 7. — С. 126-135.
3. Клименко Т. Д. Особливості розповсюдження важких металів у ґрунтах урбосистем Придніпровського регіону // Вісник Дніпропетр. ун-ту. Біологія. Екологія. — 2004. — Вип. 12. — № 1. — С. 72-75.

О. В. Струтинська,
В. Г. Ільїна

МОДЕЛЮВАННЯ ВПЛИВУ ЗРОШЕННЯ НА НАКОПИЧЕННЯ ВАЖКИХ МЕТАЛІВ У ҐРУНТОВО-РОСЛИННОМУ ПОКРИВІ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Сучасна екологічна ситуація в Україні характеризується проресуючою деградацією навколишнього середовища. Ґрунти Одеської області мають невелику кількість органічної речовини, низький рівень зволоження ґрунту, високий рівень випаровування. Засоби захисту рослин, мінеральні та органічні добрива мають вміст важких металів, тому при їх використанні необхідно врахувати їх негативний вплив на ріст та розвиток рослин. Виконана оцінка впливу важких металів при умові застосування зрошення.

Процес фотосинтезу листя описується з врахуванням впливу на фотосинтез рівня мінерального живлення, фази розвитку рослин, температурного режиму і вологозабезпеченості посівів:

$$\frac{d\Phi}{dt} = \frac{1}{1/\Phi_{pot}K_{\Phi}(N_{str}^L) + 1/a_C C_0 + 1/a_{\Phi}\Pi} \min \left\{ \alpha_{\Phi}, \Psi_{\Phi}, \frac{ET}{ET_{pot}} \right\}, \quad (1)$$

де Φ_{pot} — інтенсивність потенційного фотосинтезу; a — нахил вуглекислотної кривої фотосинтезу; C_0 — концентрація CO_2 у повітрі; a — нахил світлової кривої фотосинтезу; Π — поглинена рослинним покривом фотосинтетично активна радіація; α_{Φ} — онтогенетична крива фотосинтезу; Ψ_{Φ} — температурна крива фотосинтезу; $K_{\Phi}(N_{str}^L)$ — коефіцієнт забезпеченості рослин елементами мінерального живлення.

Накопичення важких металів рослиною розглядається в залежності від утримання рухомих форм важких металів у ґрунті. Швидкість надходження важких металів у рослину:

$$\frac{\Delta A_q^{полг(о)}}{\Delta t} = \frac{86,4\alpha_q^{полг} \bar{A}_q^{почв} m_r^j}{a_r} \quad (2)$$

де $\frac{\Delta A_q^{полг}}{\Delta t}$ — швидкість поглинання важких металів корінням рослини, мг/м²доб; $\alpha_q^{полг}$ — поглинальна здібність кореню, м/с; $\bar{A}_q^{почв}$ — концентрація рухомих форм g -го виду важких металів у ґрунті, мг/кг; a_r — радіус кореню, см.

У табл. 1 приведена характеристика для розрахунку рівня забруднення врожаю цукрового буряку різними видами важких металів.

Таблиця 1.

Характеристики розрахунку забруднення цукрового буряку ВМ

Види важких металів	Поглиняльна здібність коріння, м/с ²	Концентрація у ґрунті, мг/кг	Радіус кореня
Мідь Cu	0,000028	0,7400	0,0105
Цинк Zn	0,000025	3,3000	0,0100
Кадмій Cd	0,000030	0,1300	0,0230
Свинець Pb	0,000005	1,3800	0,0250
Ртуть Hg	0,000110	0,0037	0,0250

У районах сільськогосподарської діяльності і гідромеліоративного освоєння земель забруднення ґрунтів та інших компонентів геологічного середовища пов'язано, насамперед, з внесенням добрив, обробкою культурних рослин пестицидами. Нормування забруднення ґрунтів з розробкою науково обґрунтованих ГДК — досить складна задача, не дозволена досі. Про те всі ґрунти сільськогосподарського використання, враховуючи ступінь їх забруднення хімічними речовинами, можна умовно розділити на 4 категорії: 1 — допустима; 2 — помірно небезпечна; 3 — високо небезпечні; 4 — надзвичайно небезпечна.

На підставі даних про фактичний вміст важких металів (кадмію, свинцю, ртуті) у ґрунтах Одеської області виконано оцінку забруднення ґрунтів Одеської області важкими металами (рис. 1-6).

З рис. 1 видно, що вміст кадмію по середнім значенням у ґрунтах Одеської області не перевищує значення ГДК рухомих форм по всім районам. Найбільші значення (0,61-0,69) спостерігаються у Тарутинському та Овідіопольському районах Одеської області, найменші — в Любашівському та Кілійському районах.

З рис. 2 видно, що вміст свинцю по середнім значенням у ґрунтах не перевищує значення ГДК рухомих форм по всім районам Одеської області. Найбільші значення (12,4-13,3) спостерігаються в Іванівському та Кілійському районах Одеської області, найменші — в Савранському та Тарутинському районах.

З рис. 3 видно, що вміст ртуті по середнім значенням у ґрунтах не перевищує значення ГДК рухомих форм по всім районам Одеської області. Найбільші значення (0,19-0,17) спостерігаються у Савранському, Ренійському, та Овідіопольському районах Одеської області, найменші (0,08-0,09) — у Любашівському, Іванівському та Саратському районах.

З рис. 4 видно, що вміст кадмію по максимальним значенням у ґрунтах Одеської області має іншу картину. По деяким районам спостерігається незначне перевищення ГДК, яке суттєво не впли-

ває на якість сільськогосподарської продукції, яка може бути отримана на цих ґрунтах. Перевищення ГДК рухомих форм спостерігається у Іванівському та Кілійському районах, всі інші райони не перевищують, при цьому мінімальне, при максимальному значенні 0,7, спостерігається у Ренійському районі Одеської області.

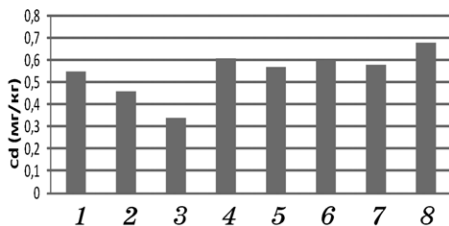


Рис. 1. Динаміка вмісту кадмію у ґрунтах Одеської області (середнє значення)

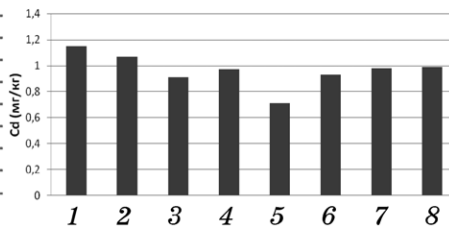


Рис. 4. Динаміка вмісту кадмію у ґрунтах Одеської області (максимальне значення)

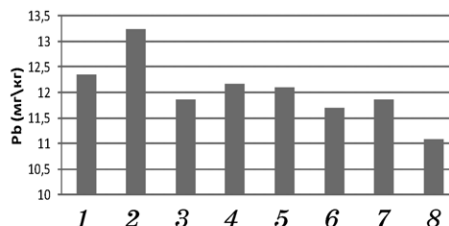


Рис. 2. Динаміка вмісту свинцю у ґрунтах Одеської області (середнє значення)

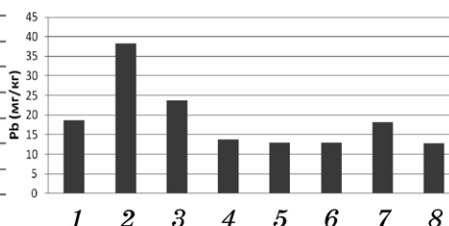


Рис. 5. Динаміка вмісту свинцю у ґрунтах Одеської області (максимальне значення)

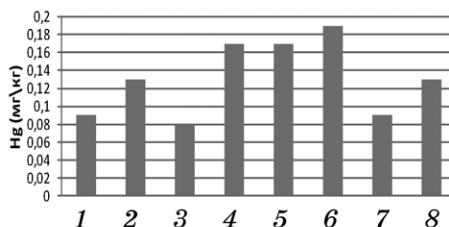


Рис. 3. Динаміка вмісту ртуті у ґрунтах Одеської області (середнє значення)

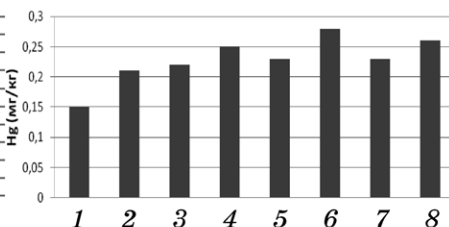


Рис. 6. Динаміка вмісту ртуті у ґрунтах Одеської області (максимальне значення)

Примітка: Райони Одеської області:

1 - Іванівський, 2 - Кілійський, 3 - Любашівський, 4 - Овідіопольський, 5 - Ренійський, 6 - Савранський, 7 - Саратський, 8 - Тарутинський

З рис. 5 видно, що вміст свинцю по максимальним значенням у ґрунтах Одеської області має інший вигляд. По Кілійському району спостерігається незначне перевищення ГДК, яке суттєво не впливає на якість сільськогосподарської продукції, яка може бути отримана на цих ґрунтах, всі інші райони не перевищують ГДК. Мінімальні із максимальних значень (12,7-13,7) спостерігаються в Овідіопільському, Ренійському, Савранському та Тарутинському районах Одеської області.

З рис. 6 видно, що вміст ртуті по максимальним значенням у ґрунтах Одеської області не перевищує значення ГДК рухомих форм по всім районам. Найбільше значення (0,28) спостерігається у Савранському районі, найменше (0,15) — у Іванівському районі Одеської області.

Взагалі, рівень вмісту важких металів в ґрунтах Одеської області можна оцінити таким чином. В цілому, значних перевищень концентрації найбільш токсичних важких металів у всіх типах ґрунтів не спостерігається, або має слабе забруднення, оскільки їх вміст не перевищує кларки концентрацій. Близький до цієї межі вміст по свинцю та кадмію за максимальними значеннями.

У табл. 2 представлено рухливість Zn, Cu у звичайному чорноземі.

Таблиця 2.

Рухливість Zn, Cu у звичайному чорноземі

Шар ґрунту, см	Вміст мікроелементів в ґрунті			Відношення кількості рухомих форм мікроелементів до валових запасів, %		
	Zn	Mn	Cu	Zn	Mn	Cu
0-20	0,3	29,4	0,3	0,4	3,1	0,9
20-40	0,3	25,2	0,3	0,4	3,6	1,4
40-60	0,4	26,2	0,4	0,5	3,4	1,6
60-80	0,5	25,6	0,3	0,6	3,5	1,5
80-100	0,5	25,4	0,4	0,7	3,7	2,1
0-100	0,4	27,0	0,3	0,5	3,5	1,5

При періодичному вживанні фосфорних добрив їх треба вносити під культури, що менш гостро реагують на недолік мікроелементів. У табл. 3 наведені значення кларків концентрації (Кк) важких металів в зрошуваних ґрунтах.

Представлені в табл. 3 дані свідчать про те, що при зрошуванні процеси міграції важких металів посилюються. Це призводить до помітного зниження їх в кореновому шарі ґрунту.

За допомогою вищеописаної динамічної моделі одержані рівні вмісту забруднювачів з урахуванням режиму зрошення. У табл. 4

представлено залежність вмісту кадмію в урожаї кукурудзи від режиму зрошення.

Таблиця 3.

Кларки концентрації (Кк) важких металів в зрошуваних ґрунтах

Ґрунт	Глибина, см	Елементи					
		Zn	Cd	Ni	Pb	Cu	Cr
Чорнозем південний	0-10	0,7	3,0	1,7	1,0	1,0	7,0
	10-30	0,7	2,0	2,2	0,0	0,0	15,0
	30-50	0,7	3,0	2,2	1,0	1,4	12,0
	50-75	1,5	3,0	3,2	3,0	2,0	20,0
	75-100	1,2	7,0	3,7	8,0	2,0	25,0
Чорнозем звичайний	0-10	0,2	-	1,0	3,0	0,5	20,0
	30-30	0,4	-	1,2	3,0	0,5	0,0
	30-50	0,2	-	1,0	2,0	0,5	20,0
	50-75	0,2	-	1,0	3,0	0,5	0,0
	75-100	0,3	-	1,2	3,0	0,5	0,0
Фон		1,0	0,1	1,0	0,5	0,5	0,1

Таблиця 4.

Залежність вмісту кадмію в урожаї кукурудзи від режиму зрошення

№ п/п	Декади										Концентрація Cd, мг/м ²	Урожайність, мг/м ²
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
1	20	30	30	40	40	40	-	-	-	-	0,60	819
2	-	-	40	40	40	40	40	-	-	-	0,56	797
3	-	-	-	-	40	40	40	40	40	-	0,34	554
4	-	-	-	-	-	-	50	50	50	50	0,29	339
5	-	-	-	-	-	-	-	-	100	100	0,286	305
6	50	50	50	50	-	-	-	-	-	-	0,57	611
7	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	0,49	669

Оптимальними умовами являються умови, коли на протязі всього періоду розвитку надходить однакова кількість вологи, тобто рослина постійно знаходиться в оптимальних умовах зволоження. При цьому концентрація кадмію складає 0,49 мг/м² і формується достатньо висока продуктивність 669 мг/м².

В результаті чисельних експериментів була виявлена тенденція до збільшення вмісту важких металів із зменшенням норми зрошення. При збільшені норми зрошення концентрація важких металів зменшується завдяки їх перетоку у нижні шари ґрунту.

Література

1. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 223 с.

2. Полевой А. Н. Моделирование процесса формирования продуктивности зерновых культур в условиях радиоактивного загрязнения агроэкосистем // Метеорология и гидрология. — 1993. — № 3. — С. 97-105.
3. Бихеле З. Н., Молдау Х. А., Росс Ю. К. Математическое моделирование транспирации и фотосинтеза растений при недостатке почвенной влаги. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 223 с.

*В. Г. Ільїна,
О. І. Чернякова*

ОСОБЛИВОСТІ БІОКЛІМАТИЧНИХ УМОВ РІВНИННОГО КРИМУ ДЛЯ ЦІЛЕЙ РЕКРЕАЦІЇ

Оцінка біоклімату є логічним завершенням досліджень, що стосуються вивчення кліматичних умов території. З цією ціллю розроблено ряд біокліматичних показників, визначених на основі паралельних фізіологічних і метеорологічних спостережень. Найбільшого поширення на практиці набули комплексні показники, що відображають тепловий стан людини, оскільки кліматичні умови впливають, перш за все, на термічний режим організму і його функціональна діяльність багато в чому залежить від умов теплообміну з навколишнім середовищем.

При оцінці впливу клімату на організм людини широкого розповсюдження набув метод комплексної кліматології, запропонований Є. Є. Федоровим, а потім удосконалений Л. А. Чубуковим. У роботах О. Н. Романової розроблені методи мікрокліматичної та кліматичної мінливості основних елементів клімату [1]. На сучасному етапі розвитку екології як науки, найбільшого значення набуває врахування цих змін при плануванні та розвитку рекреаційної діяльності, особливо в умовах Кримського півострова.

За останній період відбулися значні зміни у метеорологічних та кліматичних умовах території України і насамперед в умовах рівнинного Криму. У статті розраховані комфортні умови для цілей рекреації з використанням методів дослідження, які дозволяють взяти до уваги тепловий стан людини, терморегуляцію організму та вміст кисню в атмосферному повітрі.

У рамках вирішення основних задач дослідження виконувався розрахунок показників комфортності клімату за температурними та вітровими характеристиками. При цьому враховувався ступінь духоти погоди, а також вплив вологості атмосферного повітря.

Біокліматична оцінка території виконувалась на основі кліматичних характеристик Кримського півострова. Кліматичні умови території різноманітні. Головні особливості клімату формуються під дією радіаційних факторів, атмосферної циркуляції, змін на земній поверхні.

Відмінності в кількості променистої енергії Сонця, що надходить на географічну оболонку, є вихідним чинником різноманітності клімату. Сонячна радіація — основний енергетичний чинник інтенсивності процесів і явищ, які відбуваються в атмосфері, гідросфері, педосфері та верхній товщі земної кори. Атмосфера, поверхня землі взаємодіють з сонячною енергією й остання перетворюється на теплову. Різниця між випромінюванням земної поверхні й зустрічним випромінюванням атмосфери (радіація, що випромінюється атмосферою до земної поверхні) характеризує ефективне випромінювання. Кількість енергії, яка засвоюється земною поверхнею, є її радіаційним балансом (R) і обчислюється за формулою (1)

$$R = Q(1 - A_k) - I, \quad (1)$$

де Q — сумарна сонячна радіація; A_k — альbedo; I — ефективне випромінювання.

Тепло, яке надійшло на земну поверхню, витрачається на нагрівання ґрунту й атмосфери, випаровування води, танення снігу тощо. Одним із важливих радіаційних чинників є тривалість сонячного саява. Аналіз характеру ізоліній та тривалість сонячного саява в окремих пунктах свідчать про зонально-провінційний характер цього явища. Так, тривалість сонячного саява в грудні в зоні змішаних хвойно-широколистяних лісів становить до 30 годин, у лісостеповій зоні — до 45 годин, а в степовій — до 65 годин. У січні-лютому спостерігається збільшення сонячного саява, а в березні його тривалість різко зростає до 100-120 годин у зоні змішаних лісів, 125-155 годин у лісостеповій і степовій зонах, у Криму. У квітні-травні у зв'язку зі зменшенням хмарності його показники сягають 240-260 годин на Поліссі й у Закарпатті та 250-280 годин на Чорноморському узбережжі й у Криму. Деяке збільшення тривалості сонячного саява спостерігається в червні, а найбільші його показники припадають на липень: у зоні мішаних лісів і лісостепу — 240-300 годин, у степовій зоні — 310-350 годин. У серпні уже зменшується день, тому тривалість сонячного саява також зменшується на 20-40 годин.

У вересні кількість сонцесяйних годин на півночі України ще значна і становить 170-180 годин, на крайньому півдні — 240-250 годин. У жовтні-листопаді помітно збільшується хмарність, тому тривалість годин із сонцем природно зменшується. У річному виразі найменша кількість годин сонячного сяйва припадає на західну частину зони мішаних лісів і лісостепу: 1700-1800 годин. Найбільші ж кількості в степу і на Південному березі Криму (2050-2290 годин), а максимальні показники відмічають на Карабі-Яйлі (2453 годин) і в Сімферополі (2458 годин).

Сумарна сонячна радіація впливає на стан земної поверхні й нижніх шарів атмосфери. Її надходження зумовлюється тривалістю дня, хмарністю і прозорістю атмосфери, висотою Сонця. Для території характерний майже широтний розподіл показників прямої і сумарної річної радіації. Отже, великий вплив на стан ландшафтів мають сезонні її показники. Так, взимку сумарна радіація на території Криму змінюється від 350 до 420 МДж/м². Найменшою на всій території України вона буває в грудні (60- 100 МДж/м²).

Весною хмарність зменшується в напрямку на південний схід, а показники радіації коливаються в межах 1360-1500 МДж/м². У цей час зберігається зональний розподіл сум сумарної сонячної радіації. Влітку показники цієї радіації мають значення від 1770 до 2100 МДж/м². У цю пору року відмінності в надходженні радіації зумовлюються рельєфом, лісистістю, станом атмосфери в промислових районах, великих містах. Ізольований широтний характер сумарної радіації восени зумовлюється тим, що надходження тепла до поверхні не залежить від її фізико-географічних умов, а сніговий покрив ще не встановився. Його формування є важливим чинником показників альбедо. На території Криму зимове альбедо становить 30-50 %.

Розподіл середніх багаторічних сум радіаційного балансу має характер, близький до широтного, і змінюється від 1700 МДж/м² на північному сході до 2250 МДж/м² на Азово-Чорноморському узбережжі. Однак у сезонному розподілі значень радіаційного балансу є відмінності. Так, взимку його показники змінюються від 35 МДж/м² на північному сході до 50 МДж/м² на півдні України. Найбільші значення радіаційного балансу припадають на червень, а восени їх розподіл близький до зонального (від 310 МДж/м² у степовій зоні до 375 МДж/м² на південному березі Криму).

Атмосферна циркуляція та сонячна радіація є фактором перерозподілу тепла і вологи на земній поверхні. Важлива роль

у їх формуванні належить циклонам, які переміщуються на територію Криму протягом року. В середньому за рік спостерігається більше 30 циклонів, буває до 125 днів з циклонами і до 240 днів з антициклонами. Пожвавлена циклонічна діяльність взимку і весною. За спостереженнями, середня швидкість переміщення циклонів 35 км/год, причому взимку і восени їх швидкість зростає до 40 км/год при більших градієнтах атмосферного тиску і температури. Важливою обставиною є також те, що циклони перетинають територію України швидше, ніж антициклони. В середньому за рік дві третини днів припадає на антициклони з максимумом восени і мінімумом взимку. У формуванні погодних умов більше виявляється вплив антициклональних утворень. Місцеві циклони й антициклони виникають під впливом орографічних чинників.

Сезонні відмінності атмосферної циркуляції зумовлюються неоднаковою кількістю тепла, що надходить, особливостями останньої, характером атмосферних процесів. Так, взимку вплив радіаційного чинника ослаблюється через велику хмарність, невелику тривалість дня, малу висоту Сонця над горизонтом, міжширотний обмін повітря. Саме тому більшість циклонів надходить в Україну зимою. Із Арктики регулярно приходять антициклони, і з надходженням арктичних мас пов'язані різкі зниження температур, посилення вітру, заметілі. Взимку на територію України поширюється вплив відрогів Сибірського антициклону. В цей період на більшій частині території поширюється помірне континентальне повітря, встановлюється холодна погода із сильними північно-східними вітрами. Прихід морських тропічних мас із Середземномор'я, надходження західних і північно-західних, південних і південно-західних циклонів зумовлюють хмарну погоду, опади, відлиги, хуртовини, ожеледь.

Вплив Чорного й Азовського морів на формування кліматичних умов виявляється через бризову циркуляцію, особливо влітку. Завдяки цьому на віддалі 40-50 км від моря більше безхмарних днів, зростають суми сонячної радіації. Взимку моря підвищують температури повітря прибережних територій. Моря зменшують континентальність клімату Криму за рахунок адвекції повітря.

Таким чином, сонячна радіація, атмосферна циркуляція та земна поверхня зумовлюють інтенсивну трансформацію повітря над рівнинною частиною Криму і впливають на розподіл кліматичних величин.

Тепловий стан людини визначається його фізіологічними показниками, фізичним навантаженням, теплозахисними властивостями одягу, а понад усе комплексом метеорологічних чинників, основними з яких є температура і вологість повітря, сонячна радіація і швидкість вітру. Встановлено, що людина відчуває тепловий комфорт у тому випадку, коли його терморегуляторна система знаходиться в стані найменшої напруги, проте, метеорологічні умови можуть в значній мірі впливати на неї. Так, низька температура повітря викликає відчуття холодного дискомфорту, який істотно зростає із збільшенням швидкості вітру і підвищенням вологості повітря [1].

У жаркому кліматі при температурі повітря, що близька до температури тіла або перевищує її, навіть вітер не завжди приносить відчуття свіжості, а поєднання високої температури і високої вологості повітря, як правило, викликає стан духоти, додатково підвищуючи теплове навантаження (надходження до тіла надмірного тепла від зовнішніх чинників і тепловиділення в самому організмі). При цьому можливі зміни фізіологічних функцій, які спричиняють не тільки порушення термічного режиму, але і зниження загальної опірності організму людини. З великої різноманітності показників, що існують в біокліматології, для біокліматичної оцінки міст доцільно застосовувати комплексні показники, що відображають тепловий стан людини: температурні шкали і індекси, тепловий баланс тіла людини, класифікації погоди за ступенем її сприятливої дії на людину.

Ці показники дозволяють оцінити біокліматичні ресурси конкретних територій, визначити їх рекреаційний потенціал та вирішити ряд завдань, пов'язаних з оптимізацією біоклімату. Можливе підвищення температури поверхні тіла за рахунок якого-небудь з основних метеорологічних чинників може не настати, зважаючи на одночасну охолоджуючу дію інших.

Для південного побережжя Криму зона комфорту, що рекомендується, — від 13,5 до 18,0 °С [2]. Для теплого періоду року зона комфорту знаходиться в межах від 10 до 18 °С. Збільшення діапазону комфорту пояснюється великою мінливістю кліматичних умов навіть протягом теплого періоду року і відповідної адаптацією до неї населення середньої смуги. Тому діапазон нормально-еквівалентно-ефективної температури (НЕЕТ), в якому люди відчувають себе комфортно, складає 8 °С. Проте більшість фахівців, що використовують цей біотермічний показник, зазви-

чай за зону комфорту приймають інтервал від 13,5 до 18,0 °С. Вказані зони комфорту призначені для здорових людей. Для осіб з різними захворюваннями вони можуть істотно варіювати залежно від виду захворювань і географічних властивостей району. У біокліматології температурні шкали вельми популярні, не дивлячись на необґрунтованість їх з фізичної точки зору.

При використанні системи температурних шкал при оцінці біокліматичних ресурсів Кримського півострову зоною комфорту вважається інтервал еквівалентно-ефективних температур (ЕЕТ), який складає 17-21 °С. ЕЕТ нижче від вказаних меж характеризують стан охолодження, а вище — перегріву. При розрахунках ЕЕТ, крім середніх багаторічних показників, слід використовувати і щоденні метеорологічні дані. Людина зазвичай адаптується до середніх кліматичних умов, і особливої значущості набувають екстремальні умови: їх повторюваність, інтенсивність, тривалість. Саме вони можуть викликати негативну реакцію організму, і, перш за все, людей з послабленим здоров'ям [3].

Клімат південних міст в літню пору року характеризується переважно несприятливими біотермічними умовами, оскільки в денні години домінують умови тепличного дискомфорту. Причому в містах аридної зони цей період значно стійкіший і триваліший, чим в інших зонах. Біотермічні умови у районі південної частини прибережної зони Кримського півострову м'якші у порівнянні з степовою частиною. Відчуття перегріву в тіні (ЕЕТ > 21 °С) спостерігаються переважно в липні, зазвичай з 11 до 16 години. Найбільш комфортні умови для відпочинку влітку формуються в горах. В умовах відкритої ділянки умови перегріву додатково посилюються великою повторюваністю задушливої погоди, що вельми негативно позначається на самопочутті не тільки відпочиваючих, але і місцевого населення.

Дані по ЕЕТ і радіаційно-еквівалентно-ефективних температурах (РЕЕТ) [1] дозволяють оцінити біокліматичні ресурси території, визначити середню тривалість комфортного і дискомфортного періодів в теплу пору року, розрахувати повторюваності погодних умов, що забезпечують стан перегріву, комфорту і охолодження відповідно до прийнятих градацій ЕЕТ та розглянути розподіл їх за ступенем дискомфорту в жаркі і холодні роки. За допомогою температурних шкал можливо виділити території в середині міст із сприятливішим біокліматом в залежності від характеру міської забудови або особливостей рельєфу.

Так, в липні в межах міст значення ЕЕТ в різних районах можуть розрізнятися на 6-8 °С, а радіаційно-еквівалентно-ефективні — на 10-12 °С. Влітку в денні години дискомфортні умови найчастіше формуються в знижених ділянках і улоговинах, місцях, що слабо продуваються. Аналіз результатів мікрокліматичних спостережень даних Держгідромету за період 2000-2007 рр. у місті Ялта та розрахунки ЕЕТ показали, що залежність ЕЕТ від швидкості вітру більша, ніж від температури повітря (табл. 1).

Таблиця 1.

Величина збільшення ЕЕТ (°С) залежно від швидкості вітру при різній температурі повітря

Температура повітря, °С	Швидкість вітру, м/с				
	1	2	3	4	5
10-13	4	6	8	9	11
14-17	3	5	6	7	8
18-25	2	4	5	6	6
більше 25	1	3	4	5	5

Оцінка вітрового режиму набуває особливо важливого значення в районах з помірним і холодним кліматом, тому що саме в діапазоні порівняно низьких позитивних температур отримали невеликі швидкості вітру, які можуть помітно підсилювати відчуття холодного дискомфорту [4].

Згідно табл. 1 значення ЕЕТ зменшуються при зменшенні швидкості вітру в діапазоні температури повітря від 10 до 25 °С при відносній вологості 60 %. При штилевих умовах і температурі повітря в межах 8-12 °С значення ЕЕТ близькі до неї і коливаються від 8 до 17 °С, тобто людина перебуває у стані, близькому до комфортного. Проте при збільшенні швидкості вітру, наприклад, до 4 м/с при температурі повітря 10-13 °С ЕЕТ набуває найбільших значень 9-11 °С. Таким чином, збільшення швидкості вітру підвищує напругу терморегуляторної системи організму і викликає відчуття, адекватне холодному або прохолодному дискомфорту. При температурі повітря, що перевищує 18 °С, посилення вітру не викликає різкого холодного ефекту, а при температурі вище 25 °С воно відіграє позитивну роль, пом'якшуючи стан перегріву.

Розрахунки ЕЕТ і РЕЕТ для Ялти показали, що на підставі відомостей про зміну мікроклімату за допомогою ЕЕТ і РЕЕТ можна визначити особливості формування біоклімату залежно від особливостей забудови, неоднорідності рельєфу, наявності лісових масивів, близькості водних об'єктів і у результаті виділити зони з різним ступенем комфортності для мешкання і відпочинку населення.

Для оцінки ступеня духоти в табл. 2 наведені значення душевої погоди для відкритих і закритих ділянок, при різному тиску водяної пари. При цьому в розрахунок взяті три літніх місяці, а також вересень, який відноситься до одного з найбільш комфортних для відпочинку рекреантів умов температурного, так і волого- та вітрового режимів.

Таблиця 2.

Повторюваність погоди різної інтенсивності

Рік	Місяць	Закрита ділянка				Відкрита ділянка				
		число душевих днів	інтенсивність духоти (день), бали				число душевих днів	інтенсивність духоти (день), бали		
			1	2	3	4		1	2	3
2006	Червень	18	5	7	5	1	12	8	3	1
	Липень	19	0	3	7	9	18	9	9	
	Серпень	16	5	5	5	1	5	0	4	1
	Вересень	4	4	3	1					
2007	Червень	15	5	5	4	1	9	4	3	2
	Липень	25	0	8	8	9	26	11	10	5
	Серпень	20	4	5	5	6	12	9	2	1
	Вересень	11	4	5	2					

Дія погоди і клімату на людину виявляється через конкретні умови погоди, причому на людину діють не окремі фактори погоди, а їх складний метеорологічний комплекс. Проте в такому комплексі є елементи, які справляють значний вплив на фізіологічні системи організму людини, визначаючи її стан і самопочуття. Як біокліматичні критерії беруться значення міждобової мінливості температури і тиск повітря, пов'язаний з проходженням атмосферних фронтів. Для людини мінливість середньої добової температури від дня до дня менше 2,0 °С є непомітною. Організм людини легко пристосовується до мінливості в межах 2,0-4,0 °С. Мінливість в межах 4,0-6,0 °С є вже помітною для організму людини, а більше 6,0 °С — різкою. Для організму людини дратівливими є добові амплітуди температури повітря вище 12,0 °С.

Для Ялтинських курортів найчастіше спостерігається помірно-холодний і прохолодний режим ЕЕТ, при значеннях ЕЕТ 9-20 °С. Повторюваність комфортних умов (ЕЕТ = 17-22 °С) складає 16,8 %. У ранкові часи в основному переважає прохолодний режим ЕЕТ, а до 13-ї години температури різко зростають: частіше спостерігаються комфортні умови, з'являються теплі

(23-27 °С) і в окремі терміни жаркі відчуття (27 °С і більше). Увечері до 19-ї години зберігається незначне переважання комфортних умов у липні і серпні.

Ялтинські курорти знаходяться в зоні ультрафіолетового комфорту з надмірним ультрафіолетовим опромінюванням в літній період. Місяці надмірного ультрафіолетового опромінювання — червень, липень, серпень.

У теплий період іноді настають спекотні дні, що супроводжуються характерним відчуттям духоти. Жарка погода в Ялті спостерігається з травня, але вересень може складати 16 % від загального числа днів теплої періоду. Наприклад, за три роки (2005-2007 рр.) відмічено 167 жарких днів, коли максимальна температура повітря знаходилася в межах 25-30 °С (табл. 3).

Таблиця 3.

Число періодів спекотної та душної погоди в Ялті

Місяць	Спекотні дні	Тропічні дні	Тропічні ночі	Душні дні	Душні ночі
Травень	7	-	7	-	6
Червень	39	3	38	5	-
Липень	57	9	67	4	3
Серпень	50	19	87	12	24
Вересень	14	-	20	13	39
Жовтень	-	-	1	3	9
Сума, дні	167	31	220	37	81

Влітку нерідко в місті спостерігаються “тропічні ночі”, коли мінімальна температура повітря досягає або перевищує 20 °С. За три роки (з 2005 по 2007) в Ялті спостерігалася 220 тропічних ночей і найчастіше в липні і серпні. Тривають такі ночі 3, рідше 6-8 ночей підряд.

Стан духоти відбувається не тільки вдень, але і вночі. За три роки спостерігалася 81 задушлива ніч. Задушливі ночі, як правило, спостерігалися в серпні-вересні при відносній вологості 80-100 % і температурі повітря в межах 20-25 °С. Таке поєднання температури і вологості повітря вночі створює обтяжливе відчуття духоти, утрудняє природне випаровування з поверхні тіла і, отже, різко порушує терморегуляцію організму. Задушливі ночі можуть тривати 3-5 ночей підряд, дуже рідкісні періоди тривалості — 7 ночей. Задушлива доба спостерігається рідше.

Біологічний ефект впливу погоди залежить не тільки від коливання метеорологічних величин, але і від тривалості її впливу.

ву. Найбільшу повторюваність має жарка погода тривалістю 3-5 днів, іноді 6-10 днів підряд і дуже рідкісна — 11-15 днів. Тропічні дні тривають 3, рідше 5 днів підряд. Як правило, вони виникають після або між жаркими днями. Для Ялти нерідкі в теплий період випадки задушливої погоди. За період з 2005 по 2007 рр. спостерігалось 37 задушливих днів. Зазвичай вони бувають, в серпні-вересні 3-5 днів підряд при відносній вологості 80-100 % і температурі повітря 20-25 °С.

Дія атмосферних чинників на організм людини, як правило, не обмежується тільки радіаційно-тепловою дією, а складніша і багатогранна [3]. При зміні метеорологічних умов об'ємний вміст кисню, його парціальний тиск змінюється мало, тоді як густина або ваговий вміст кисню в одиниці об'єму атмосферного повітря коливається в досить значних межах. Найбільш тривале і значне зменшення вагового вмісту кисню в атмосферному повітрі спостерігається в період проходження циклонів, теплого фронту і фронту оклюзії, коли зниження тиску поєднується з підвищенням температури і вологості повітря. Найбільш значне збільшення кількості кисню спостерігається при проходженні антициклонів і холодних фронтів, тобто в дні, коли підвищення тиску співпадає із зниженням температури і вологості повітря [4].

У літні місяці, у зв'язку з вищими температурами повітря, ваговий вміст кисню найменший і складає в липні і серпні 272-273 г/м³, що значно нижче за комфортне значення, а в зимових — 301-304 г/м³. У перехідні сезони (квітень і жовтень) вміст кисню також значно нижче і досягає 287-290 г/м³. У січні добове коливання вагового вмісту кисню в повітрі складає 23 г/м³, що пов'язано з великою активністю атмосферних процесів в зимовий час. У липні вміст кисню від доби до доби зазнає менших коливань (11 г/м³). У перехідні сезони значення зміни вагового вмісту кисню дещо більше, ніж влітку: від 14,6 г/м³ в квітні до 19,2 г/м³ в жовтні. При тривалій жарі і задушливій погоді в Ялті ваговий вміст кисню в атмосферному повітрі виявляється нижчим від комфортного на 10-15 г/м³. Так, наприклад, за багаторічними даними в серпні його вміст в повітрі складає 272 г/м³, а в задушливі дні він не більше 260-264 г/м³. При тропічній погоді, коли вдень температура перевищує 30 °С, а вночі не опускається нижче 20 °С, ваговий вміст кисню в липні і серпні не перевищує 260 г/м³.

Висновки. Таким чином, кліматичні характеристики рівнинного Криму є сприятливими для використання цих територій в рекреаційних цілях. Розраховані значення основних біокліматичних характеристик дають можливість говорити про досить високу ступінь комфортності для проведення рекреації на протязі усього року. В результаті проведеної оцінки дії атмосферних чинників на організм людини встановлено, що основними є вміст кисню та тиск атмосферного повітря.

Література

1. Романова Е. Н., Гобарова Е. О., Жильцова Е. Л. Методы использования систематизированной климатической и микроклиматической информации при развитии и совершенствовании градостроительных концепций. — СПб: Гидрометеоздат, 2000. — С. 61-78.
2. Циценко В. Г. Методика расчета температуры поверхности тела человека на основании уравнения теплового баланса / Труды ГТО. — 1963. — Вып. 139. — С. 108-114.
3. Хайруллин К. Ш. Методы оценки зимних погодных условий, дискомфортных для человека / Труды ГТО. — 1973. — Вып. 303. — С. 104-114.
4. Кудрянь А. П., Шурда К. Э. О мезомасштабной структуре поля летних осадков на юге Украины // Метеорология, климатология и гидрология. — 1998. — Вып. 35. — С. 99-107.

*Нагаєва С. П.,
Вережан І. А.*

СУЧАСНИЙ СТАН РОЗВИТКУ ЕКОЛОГІЧНОГО ТУРИЗМУ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Значну роль у розвитку світової туристичної індустрії відіграє екотуризм, основним принципом якого є збереження природного середовища (ландшафтних комплексів, біотичного розмаїття), його пізнання та сприяння збалансованому розвитку місцевої громади. Зазвичай екотуризм здійснюється на природно-заповідних територіях, що добре збереглися. Закарпатська область, завдяки геопросторовому положенню та значному відсотку заповідності, має ряд переваг для розвитку даного напрямку рекреаційної діяльності.

Рекреаційний потенціал області досліджувало багато вчених, а от дослідження екотуристського потенціалу, придатності території для потреб екотуризму майже не відбувалося. Теоретико-методологічні основи екотуризму, які розроблені в роботах О. Ю. Дмитрука (2004), В. І. Гетьмана (2007), В. В. Смалья (2003), В. І. Куценка (2009), В. П. Кекушевича (2001), В. П. Сергєєва, (2001), В. Б. Степаницького (2001) та інших, використовувалися при проведенні даного дослідження.

Завдання роботи: визначити бальну оцінку природно-рекреаційного потенціалу регіону дослідження; проаналізувати репрезентативність природно-заповідного фонду як ключового чинника у функціонуванні екотуризму Закарпаття; виявити переваги і недоліки екотуризму Закарпатської області.

Екотуризм — це форма подорожі, сприятлива для навколишнього середовища. Вона відбувається на територіях, що мають ландшафтну цінність (природоохоронні території). Екотуризм спрямований на охорону природного й культурного середовища регіонів, які відвідують туристи. Він передбачає, що учасником цих подорожей є люди з високою екологічною свідомістю [2].

Було проведено оцінку природно-рекреаційних (екотуристичних) ресурсів. Кожен вид ресурсів оцінювався за допомогою бальних критеріїв та певного методу [1; 3]. Максимальна кількість балів присвоюється рекреаційній зоні, яка, з урахуванням всіх оціночних критеріїв, є лідером за певним видом ресурсів. Розподіл балів для кожного з чотирьох видів природно-рекреаційних ресурсів виглядає наступним чином. Максимальна кількість балів — 40 для бальнеоресурсів, оскільки мінеральні лікувальні води є найціннішим видом рекреаційних ресурсів в регіоні досліджень. Рекреаційній зоні, яка володіє найбільшою кількістю свердловин мінеральних вод, що використовуються присвоюється 30 балів, а бали для всіх наступних рекреаційних зон встановлювалися методом пропорції. Свердловини мінеральних вод, які в майбутньому можуть бути використані в туристично-рекреаційній сфері — додатково приносять 10 балів. Всі інші види ресурсів оцінюються за 20-бальною шкалою аналогічно. В табл. 1 наведена сумарна бальна оцінка екотуристичних ресурсів рекреаційних районів.

Як видно з табл. 1 найбільшу кількість балів мають рекреаційні райони Рахівський (55,3), Свалявський (55,2), Міжгірський (53,1) та Великоберезнянський (52,7) рекреаційні

райони. Найменшу кількість балів за наявністю природно-туристичних ресурсів набрав Воловецький рекреаційний район.

Таблиця 1.

Сумарна бальна оцінка природно-рекреаційних ресурсів
Закарпаття

Рекреаційні райони	Бальнеологічні ресурси	Лісові ресурси	Водні ресурси	ПЗФ	Сумарна бальна оцінка
Ужгородська	12,2	7,4	14,7	1,1	35,4
Мукачівська	9,6	13,6	16,7	0,2	40,1
Великоберезнянська	5,5	18,4	8,8	20,0	52,7
Перечинська	4,3	18,0	11,7	2,3	36,3
Міжгірська	16,3	17,5	4,6	14,7	53,1
Воловецька	0,0	17,2	4,9	1,1	23,2
Свалявська	31,1	18,9	5,0	0,2	55,2
Іршавська	5,5	14,2	9,6	4,0	33,3
Берегівська	13,8	3,6	14,8	0,3	32,5
Хустська	13,0	13,5	15,8	0,1	42,4
Виноградівська	2,1	4,6	20,0	0,8	27,5
Тячівська	13,2	18,2	12,7	4,0	48,1
Рахівська	15,0	20,0	11,6	8,7	55,3

Привабливість екотуризму на територіях та об'єктах ПЗФ Закарпаття обумовлена їх біотичним та ландшафтним різноманіттям. Мережа територій та об'єктів ПЗФ Закарпатської області нараховує 456 одиниць, якими зайнято 181400,1 га, що складає 12,5 % від загальної площі території. На 422 природоохоронні території місцевого значення припадає 22443,56 га (12,3 %) усіх заповідних площ. Площа пересічного заповідного об'єкта місцевого значення складає 53,1 га, що засвідчує про локальний характер заповідності, значну кількість малих за площею об'єктів і домінування "м'яких" режимів заповідання. 34 природоохоронні території загальнодержавного значення займають 87,7 % заповідних площ, серед яких біосферний заповідник, 3 національні природні парки, 18 заказників, 9 пам'яток природи, один ботанічний сад і парк-пам'ятка садово-паркового мистецтва. Площа пересічного об'єкта загальнодержавного значення складає 4675,1 га, що засвідчує належну репрезентативність заповідними територіями унікальних або типових природних комплексів. Площа пересічного же заповідного об'єкту Закарпатської області складає 400 га, що говорить про належні його просторові межі і значну потенційну природоохоронну можливість [4].

Просторова диференціація заповідних територій не зовсім відповідає завданню належного збереження природних комплексів

за рахунок відсутності в усіх природних районах області ключових заповідних об'єктів площею більше 500 га. Найкращі умови для розвитку екотуризму представлені у заповідній мережі Рахівського і Тячівського адміністративних районів. Добре репрезентовані ландшафтні райони заповідними об'єктами у Великоберезнянського, Іршавського, Перечинського, Хустського і Міжгірського адміністративних районів. У межах Воловецького і Мукачівського адміністративних районів ландшафти репрезентовані двома заповідними територіями площею понад 500 га. В межах Ужгородського, і Великоберезнянського адмінрайонів таких об'єктів є по одному, що ускладнює повноцінне збереження і відтворення ландшафтного різноманіття. Взагалі відсутні ключові заповідні території в межах Берегівського і Свалявського адміністративних районів.

Програмою перспективного розвитку заповідних територій Закарпатської області на період 2006-2020 роки заплановано створення природоохоронних територій у південних районах Закарпатської низовини. Зокрема, створення Притисянського РЛП в межах Виноградівського, Берегівського і Ужгородського районів площею 20 тис. га дасть можливість повноцінного збереження притисянських ландшафтів рівнинної частини Закарпаття. Передбачено розширення територій біосферного заповідника та трьох діючих НПП для забезпечення надійних міграційних зв'язків між ними (створення гірськолисового екокоридору) [6].

Для забезпечення загальнодержавної програми формування національної екомережі на період 2000-2015 років заплановано створення трьох нових НПП — “Ждимир” у Свалявському адміністративному районі на площі 21,6 тис. га; “Жденієвський” у Воловецькому адміністративному районі на площі 10 тис. га та “Закарпатські Бескиди” у Великоберезнянському, Перечинському і Воловецькому районах на площі 40 тис. га [5].

Рекреаційні райони названих природоохоронних об'єктів області найбільш вдалі для цільового інвестування в розвиток і транскордонного екологічного туризму ще на порядок. Окрім економічних прибутків, природоохоронні території виконують екологічні та естетичні функції і використовуються для моніторингу стану довкілля регіону.

На Закарпатті є досвід створення екотуристичних маршрутів і стежок. Найкраще представлена мережа екомаршрутів у Кар-

патському біосферному заповіднику. Найпопулярніші маршрути: “На гору Говерла з Лазещини”, “Кевелівськими пралісами на Петрос”, “Буковими пралісами Великої Угольки”, “На Соколине Бердо” (табл. 2).

Таблиця 2.

Екомаршрути Карпатського біосферного заповідника

Назва екомаршруту	Довжина маршруту, км	Перепад висот, м	Середня тривалість маршруту, годин	Об’єкти природи й культури
«На гору Говерла з Лазещини»	16	1350	8-10	р. Лазещина, сірководневе джерело, г. Говерла (2061 м)
«Кевелівськими пралісами на Петрос»	12	660	8-10	потік Кевелів, сірководневе джерело, г. Петрос (2021 м)
«Буковими пралісами Великої Угольки»	5	400	6-8	гідрокарбонатне джерело, букові праліси, вапнякові скелі, карстова печера «Молочний камінь»
«На Соколине Бердо»	4	370	6-8	музей природи, залишки мисливського палацу Габсбургів, водоспад (2 м), вапнякові скелі

В Ужанському НПП найбільш відвідувані такі екомаршрути: Чорні млаки, с. Кострино - г. Явірник, с. Ставне - г. Черемха, с. Жорнава - урочище Парашинський, Щербин - Ужоцький перевал.

В НПП “Синевир” також створена мережа маршрутів екотуризму. Тут діють 3 кінні маршрути: Красний - озеро Синевир - Озірна - Бірок - Красний (протяжністю 12 км); Красний - Слобода - Буковинка - Ростока - Красний (12 км); Остріки - Гледешова - Дике Озеро - Музей лісосплаву - Остріки (12 км).

Крім названих територій найбільш відомими в екотуристичній діяльності є заказники: Зачарована долина — в Іршавському районі; Соколові скелі — в Перечинському районі; Кедринський, Апшинецький, Горгани, Усть-Чорна — в Тячівському районі; Великодобронський — в Ужгородському районі; Потік Оса, Росішний — у Воловецькому районі. Пам’ятки природи: Болото Чорне багно — в Іршавському районі, Гора Яворник — у Велико-Березнянському районі, Чорна сосна, Невицький кар’єр — в Ужгородському районі, Бузок угорський — в Свалявському районі. Заповідні урочища: Берегівське горбогір’я, Гора Біганська — в Берегівському районі. Парк-пам’ятка садово-паркового мистецтва санаторію “Карпати” в Мукачівському районі.

Враховуючи природно-рекреаційний потенціал і сучасний розвиток екотуризму в Закарпатській області можна відокремити недоліки та переваги цього виду екотуристичної діяльності.

Перевагами розвитку екотуризму є:

- унікальна раритетна флора і фауна;
- наявність 422 природоохоронних об'єктів;
- створена спеціалізована структура та відділи туризму і рекреації у національних природних парках, лісництвах, що займаються облаштуванням екостежок, просування рекреаційного потенціалу відповідних територій;
- геопросторове розташування області сприяє створенню міжрегіональних і міжнародних інших турів і маршрутів;
- еколого-освітня просвітницька робота в середніх навчальних закладах;
- природничі музеї та експозиції;
- активна співпраця природоохоронних органів та громадських організацій у розробці та реалізації проектів міжнародної технічної допомоги.
- значні економічні прибутки для проведення природоохоронної діяльності;
- можливість працевлаштування населення Закарпатської області.

Недоліками розвитку екотуризму в регіоні є:

- відсутність єдиної системи маркування екостежок, в кожному парку свій підхід до закування;
- низька якість обладнання зупинок та туристичних притулків на екостежках;
- недостатня кількість інструкторів;
- відсутність комплексної інформації про можливості екотуризму в області;
- порушення правил перебування на заповідних територіях
- відчуження територій національних природних парків, що призводить до скорочення пропозицій із екотуризму.

Висновки. Екотуризм — один із найперспективніших видів туризму в Закарпатській області. Кліматичні умови, унікальні та типові рельєфні особливості, запаси мінеральних вод для бальнеологічних ресурсів мають велике значення для розвитку туризму в літні та зимові періоди року і відіграють значну історико-культурну спадщину Закарпатського краю. За бальною оцінкою природно-ресурсного потенціалу найбільшу кількість балів отримали Рахівський (55,3), Свалявська (55,2), Міжгірський (53,1) рекреаційні райони, найменшу — Воловецький (23,2) рекреа-

ційний район. Для подальшого функціонування екотуризму в Закарпатській області необхідно створення умов, сприятливих для інвестицій у розвитку даної галузі та впровадження сучасного регіонального туристичного менеджменту і маркетингу.

Література

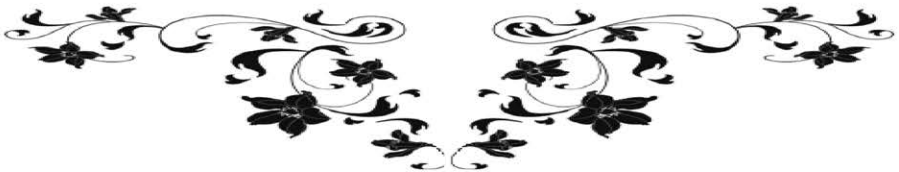
1. Бундзяк Й. Й. Особливості розвитку екотуризму на природоохоронних територіях (на прикладі Карпатського біосферного заповідника) // Екотуризм і сталий розвиток у Карпатах. Матер. міжнар. наук.-практ. конф. — Рахів, 2007. — С. 32-35.
2. Гетьман В. І. Екотуризм на територіях та об'єктах природно-заповідного фонду // Екотуризм і сталий розвиток у Карпатах. Матер. міжнар. наук.-практ. конф. — Рахів, 2007. — С. 54-63.
3. Дмитрук О. Ю. Екологічний туризм: Сучасні концепції менеджменту і маркетингу. Навч. посібник. — К.: Альтерпрес, 2004. — 192 с.
4. Фондові матеріали державного управління з охорони навколишнього природного середовища у Закарпатській області. — Ужгород, 2012.
5. Розбудова екомережі України / За ред. Ю. Р. Шеляг-Сосонка. — К.: Програма розвитку ООН. Проект “Екомережі”, 1999. — 127 с.
6. Розвиток заповідної справи в Україні і формування Пан'європейської екологічної мережі. Матер. міжнар. наук.-практ. конф. (м. Рахів, 11-13 листопада 2008) / Під ред. Ф. Д. Гамора та ін. — Рахів, 2008. — 510 с.

НАШИ ЮБИЛЯРЫ

- 12.12.12** - *Волчек Л. С.*, техник метеоролог МС Затишье - 50 лет
- 20.12.12** - *Кошевой А. В.*, инженер гидрохимик отдела г/м моря п. Одесса - 50 лет
- 22.12.12** - *Ченская Л. П.*, метеоролог АМСГ Одесса - 70 лет
- 02.01.13** - *Коломеец Т. С.*, вед. агрометеоролог ГМЦ ЧАМ - 60 лет
- 29.01.13** - *Лисовенко Е. В.*, начальник МС Любашевка - 60 лет
- 18.02.13** - *Шиндырук А. Н.*, начальник МС Затишье - 70 лет
- 02.07.13** - *Лакомкина Т. И.*, техник-гидролог ГМБ Ильичевск - 50 лет
- 15.07.13** - *Куприй Н. В.*, начальник МС Сербка - 60 лет
- 23.08.13** - *Анохина Л. В.*, инженер синоптик II кат. ГМЦ ЧАМ - 60 лет
- 29.10.13** - *Горовая Т. В.*, техник метеоролог МС Раздельная - 60 лет
- 14.11.13** - *Кубняк А. В.*, работник хозяйственного отдела ГМЦ ЧАМ - 60 лет
- 24.11.13** - *Пахомова Л. А.*, оператор РЦП ГМЦ ЧАМ - 50 лет
- 01.12.13** - *Ружицкая С. В.*, синоптик II кат. ГМБ Ильичевск - 50 лет

* * *

- 17.10.13** - *Паламарчук Ю. О.*, зав. сектором методического руководства ГМЦ ЧАМ, защитила диссертацию на звание кандидата географических наук



НАШИ АВТОРЫ

- Васильев С. А., ОГЭКУ (Одесса)
- Вережан И. А., ОГЭКУ (Одесса)
- Галицкая Е. И., Украинский гидрометеорологический центр (Киев)
- Грабко Н. В. ст. преподаватель каф. прикладной экологии ОГЭКУ (Одесса)
- Гурская Л. М., ст. преподаватель каф. теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов ОГЭКУ (Одесса)
- Дахно М. В., магистрант каф. прикладной экологии ОГЭКУ (Одесса)
- Ермоленко Н. С., ассистент каф. теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов ОГЭКУ (Одесса)
- Ивус Г. П., канд. географ. наук, профессор, зав. каф. теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов ОГЭКУ (Одесса)
- Ильина В. Г., канд. географ. наук, доцент каф. прикладной экологии ОГЭКУ (Одесса)
- Камфорович О. Е., студент ОГЭКУ (Одесса)
- Ковальков И. А., аспирант каф. теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов ОГЭКУ (Одесса)
- Липницкая О. С., студентка ОГЭКУ (Одесса)
- Нагаева С. П., канд. географ. наук, доцент каф. прикладной экологии ОГЭКУ (Одесса)
- Нажмудинова О. М., канд. географ. наук, доцент каф. теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов ОГЭКУ (Одесса)

- Олейник З. Я., Украинский гидрометеорологический центр (Киев)
- Паламарчук Л. В., канд. географ. наук, Национальный ун-т им. Тараса Шевченко (Киев)
- Разумова С. Т., канд. географ. наук, доцент каф. агрометеорологии и агрометпрогнозов ОГЭКУ (Одесса)
- Семенова И. Г., канд. географ. наук, доцент каф. теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов ОГЭКУ (Одесса)
- Семергей-Чумаченко А. Б., канд. географ. наук, доцент каф. теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов ОГЭКУ (Одесса)
- Струтинская О. В., магистрант каф. прикладной экологии ОГЭКУ (Одесса)
- Суровцева О. М., инженер-синоптик Днепропетровского РЦГМ
- Ткаченко О. И., инженер-синоптик АМЦ Борисполь
- Фролова Н. М. ассистент каф. прикладной экологии ОГЭКУ (Одесса)
- Хоменко Г. В., канд. географ. наук, доцент каф. теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов ОГЭКУ (Одесса)
- Чернякова О. И., ст. преподаватель каф. прикладной экологии ОГЭКУ (Одесса)

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С. Т. Разумова, С. А. Васильев</i> Актуальные проблемы экологии Будакского лимана	3
<i>Г. Г. Семенова, Г. В. Хоменко</i> Методичні рекомендації щодо використання результатів об'єктивного аналізу атмосферних фронтів	8
<i>Г. П. Івус, Г. В. Хоменко, І. А. Ковальков</i> Параметри барокліності та їх використання у фронтологічному аналізі	18
<i>Л. М. Гурська, О. Е. Камфорович</i> Застосування фізико-статистичного методу О. В. Переходцевої для прогнозу шквалів	26
<i>Л. В. Паламарчук, З. Я. Олійник, Є. І. Галицька</i> Режим опадів на території України за останнє десятиріччя (2002-2011 рр.)	33
<i>О. М. Нажмудінова, О. М. Суровцева</i> Процеси туманоутворення над східним регіоном України	44
<i>Г. П. Івус, А. Б. Семергей-Чумаченко, О. С. Липницька</i> Характеристика умов виникнення смерчів над Одеською областю у 2001-2010 рр.	54
<i>О. М. Нажмудінова, О. І. Ткаченко</i> Використання ДМРЛ для прогнозу та діагнозу опадів на АМЦ Бориспіль	68
<i>Н. С. Єрмоленко</i> Аналіз кількісних характеристик посух в Україні	79
<i>М. В. Дахно, В. Г. Ільїна</i> Моделювання забруднення агроєкосистем Рівненської області важкими металами	88
<i>О. В. Струтинська, В. Г. Ільїна</i> Моделювання впливу зрошення на накопичення важких металів у ґрунтово-рослинному покриві Одеської області	94
<i>В. Г. Ільїна, О. І. Чернякова</i> Особливості біокліматичних умов рівнинного Криму для цілей рекреації	99
<i>Нагаєва С. П., Вережан І. А.</i> Сучасний стан розвитку екологічного туризму закарпатської області	109
НАШИ ЮБИЛЯРЫ	116
НАШИ АВТОРЫ	117

ФОП Попова

Тираж 50 экземпляров

65010, г. Одесса, ул. Палубная 9/4

тел/факс: (048) 714-91-71