

метеорологические процессы в городе // Метеорология и гидрология. – 1982. – № 2. 4. Гончаренко Н.Н. Оценка потенциала загрязнения атмосферы для крупных центров Украины // Метеорология, климатология и гидрология. – 2004. – № 48. – С. 159. 5. Заблоцкая Т.Н., Мучник В.М. Воздействие промышленного города на характеристики локальных осадков // Тр. УкрНИГМИ. – 1988, Вып. 229. 6. Кошеленко И.В., Гусак Ж.К. Влияние крупных городов на характеристики туманов // Тр. УкрНИГМИ. – 1985. – Вып. 210. 7. Маренко А.Н., Семенова А.П., Козленко Т.В. О характеристике условий рассеяния примесей по данным о турбулентном обмене на территории Украины // Тр. УкрНИГМИ. – 1991. – Вып. 241. 8. Паршин В.Н. Влияние большого города на температуру воздуха // Метеорология и гидрология. – 1980. – № 5. 9. Пономаренко И.Н., Огановская Д.К., Глущенко З.И., Гавриленко Л.И., Сидоренко Л.И. О метеорологической обусловленности загрязнения воздуха // Тр. УкрНИГМИ. – 1979. – Вып. 176. 10. Раменский Л.А. Романенко Н.Ф. О

пространственной структуре городского факела // Тр. УкрНИГМИ. – 1978. – Вып. 165. 11. Руководство по контролю качества атмосферного воздуха в городах / Под ред. М.Дж. Сьюэсса и С.Р. Крэкфорда. – Копенгаген, 1980. 12. Рыбченко А.А. К вопросу о ветровом переносе веществ // Тр. УкрНИГМИ. – 1991. – Вып. 241. 13. Сакали Л.И., Маренко А.Н., Киптенко Е.Н., Огановская Д.К. Опыт приближенной оценки возможного влияния антропогенных выбросов на температуру воздуха в крупных регионах // Тр. УкрНИГМИ. – 1990. – Вып. 236. 14. Сонькин Л.Р., Николаев В.Д. Синоптический анализ и прогноз загрязнения атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1993. – № 5. 15. Степаненко С.Н., Власова Е.Л. Классификация метеорологических условий распространения и рассеивания примеси над Украиной // Метеорология, климатология та гідрологія. – 2001. – Вып. 43. 16. Царев А.М. К вопросу о загрязнении воздуха при туманах. // Тр. ГГО. – 1975. – Вып. 352.

Надійшла до редколегії 22.08.06

УДК 504. 3:551. 510. 522

Н. Гончаренко, асп.

РЕЗУЛЬТАТИ ЗІСТАВЛЕННЯ КЛАСІВ СТІЙКОСТІ ПРИЗЕМНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ З ДАНИМИ АЕРОЛОГІЧНОГО СПОСТЕРЕЖЕННЯ

Проведено зіставлення методики визначення стійкості приземного шару атмосфери за наземними мережними метеорологічними спостереженнями з матеріалами аерологічних спостережень в 300-метровому шарі.

Comparison of technique of stability determination in the surface layer of atmosphere by surface meteorological observations and by means of radiosoundings within 300-meter's layer is conducted.

Вступ. Для розв'язання ряду прикладних задач, пов'язаних з моделюванням процесів забруднення атмосфери необхідно мати уявлення про характер стратифікації в нижньому 300-метровому шарі атмосфери. Для цього потрібні дані градієнтних або аерологічних спостережень, які проводяться в невеликій кількості пунктів з малою тимчасовою дискретністю. Проте для прикладних цілей не потрібна велика точність оцінки стійкості і в цих випадках можна застосовувати ті методи, за допомогою яких за даними наземних мережних метеорологічних спостережень можна встановити стан стійкості приземного шару атмосфери, а отже, розрахувати фактичні і прогностичні поля забруднюючих речовин для локальних, регіональних і макромасштабних перенесень.

Відомо, що методика ОНД-86, яка використовується в даний час в Україні, враховує тепловий і динамічний підйоми струменів від димарів підприємств для розрахунку "небезпечної швидкості вітру" і дає можливість проводити розрахунки для суми джерел, враховує орфографічні особливості місцевості. Проте її недоліком є нездатність оцінити концентрацію домішки для різних метеорологічних умов, а також провести розрахунки розсіювання домішки на великі відстані, де починає позначатися верхня межа граничного шару.

Моделі забруднення атмосфери, що використовуються у США і країнах Західної Європи, базуються на гаусовій моделі розсіювання домішки, які призначені для розрахунку розсіювання домішок як від точкових, так і лінійних джерел при широкому спектрі метеорологічних умов. Для врахування будь-яких метеорологічних ситуацій у цих моделях забруднення атмосфери, що працюють в постійному режимі, використовується методика Паскуїлла – Тернера (П-Т). Ця методика використовує категорії (класи) стійкості, які можна визначити за метеорологічними вимірюваннями мережного типу. Класифікація П-Т була розроблена ще в 60-х років і з деякими змінами використовується і сьогодні. У кожній країні, де впроваджуються гаусові моделі дифузії в розрахункові методики оцінки стійкості шару розсіювання, вводиться процедура адаптації методики П-Т до відповідних географічних і метеорологічних умов місцевості.

Н. Бизовою і Г. Машковою [3] була проведена модифікація методики Паскуїлла – Тернера відповідно до умов Європейської частини Росії. В остаточному варіанті клас стійкості за методикою ПТ-ІЕМ визначається по

швидкості вітру на висоті флюгера, видимості, наявності штирної покриву, балу хмарності, висоті Сонця.

Матеріали і методи дослідження. В Одеському державному екологічному університеті під керівництвом професора С. Степаненко були продовжені роботи щодо вдосконалення методики визначення класів стійкості з урахуванням метеорологічних і фізико-географічних умов України [4]. Методика ОДЕКУ дозволяє отримати як кількісний (індекс), так і якісний (клас) показники стійкості атмосфери.

Принципово відмінністю розрахункової схеми, запропонованої в [4], є визначення потоків тепла (H) і вологи (LE) тільки після перевірки умови замикання енергобалансу підстильної поверхні.

Для розрахунку індексу стійкості і класів стійкості була створена модель приземного шару на основі теорії подібності Моніна – Обухова, в якій були враховані як властивості підстильної поверхні, так і структура рослинного покриву. За допомогою цієї моделі для різних поєднань метеорологічних умов, характерних для клімату і підстильної поверхні України, виконувалися розрахунки значень параметра стійкості Моніна – Обухова, які далі були згруповані в класи стійкості. Усі розрахунки виконувались таким чином, щоб отримати значення індексу від сильної нестійкості до сильної стійкості.

Зберігаючи принципи методики [3], була отримана система таблиць, що дозволяє визначити як індекс стійкості, так і клас стійкості атмосфери, від нульового класу (абсолютна нестійкість) до сьомого класу (сильна стійкість). Всього використовується вісім класів стійкості, а нейтральна стратифікація, як і в попередніх методиках, належить до четвертого класу.

Система включає такі таблиці:

1. Визначення номера радіаційного індексу за висотою Сонця (h^0) і інтервалом часу після заходу Сонця (τ) [$n(D)$ – день, $n(H)$ – ніч].
2. Визначення номера радіаційного індексу $n(N)$ з урахуванням поправки на хмарність N .
3. Визначення номера радіаційного індексу $n(N, \alpha, \bar{z}_0)$ з урахуванням поправки на характер підстильної поверхні в околицях метеостанції з урахуванням альбедо α і шорсткості $\bar{z}_0$;
4. Визначення номера радіаційного індексу $n(N, \alpha, W, \bar{z}_0)$ з урахуванням поправки на стан підстильної поверхні W ;

© Н. Гончаренко, 2007

5. Визначення номера радіаційного індексу $n(N, \alpha, W, f, \bar{z}_0)$ з урахуванням поправки на відносну вологість f повітря (тільки для теплого сезону року);

6 а. Визначення індексу стійкості по радіаційному індексу $n(N, \alpha, W, \bar{z}_0, f, v)$ і швидкості вітру для денних умов;

6 б. Визначення індексу стійкості по радіаційному індексу $n(N, \alpha, f, W, v)$ і швидкості вітру для нічних умов;

7. Відповідність між класами стійкості і індексом стійкості.

Ця система таблиць була названа як "Класифікація погодних умов по характеру стратифікації нижньої частини граничного шару атмосфери", або методика "GS (grade stabilite)".

Для верифікації методики GS були використані дані метеорологічних спостережень станції Київ за 5-річний період з 1970 по 1974 р. за центральні місяці сезонів (липень-літо, січень-зима) за два строки (03 г і 15 г за Московським часом), а саме: бал загальної хмарності, нижньої хмарності, швидкість і напрямок вітру, температура повітря, відносна вологість, опади за добу, погода між строками, погода в строк спостереження, стан підстильної поверхні і її теплові і динамічні властивості. Також для зіставленнями з висотними спостереженнями були використані аерологічні спостереження: температура на землі (T_0), на висоті 300 м (T_{300}), швидкість вітру на висоті 10 м (V_{10}) і швидкість вітру на висоті 300 м (V_{300}) по АС Київ.

Результати дослідження та їх аналіз. На першому етапі перевірки методики було проведено порівняння за двома методиками визначення класів стійкості атмосфери GS і ПТ-ІЕМ. Методика ПТ-ІЕМ не враховує характер підстильної поверхні території України, вологості повітря, наявності опадів, тому однойменні класи стану атмосфери методики ПТ-ІЕМ і методики GS дещо відрізняються, і за одних і тих же погодних умов спостерігається деякий незбіг номера класу. Наприклад, у денний час 18.08.70 при хмарності 10/8 балів, швидкості вітру 3 м/с і сильно зволоженому стані підстильної поверхні за методикою ПТ-ІЕМ спостерігалася слабка нестійкість приземного шару. У той же час методика GS описує стан атмосфери як нейтральний, де позначається поправка, що вводиться на стан підстильної поверхні. В іншому випадку метеоспостереження показали: хмарність 10/10 балів, вологий стан поверхні, швидкість вітру 2 м/с, в час спостереження – гроза. У методиці ПТ-ІЕМ не враховуються грозові явища і клас визначено як нейтральний, тоді як за GS як помірно нестійкий, що більше відповідає фізико-теоретичним уявленням, що відбуваються при грозових фронтах.

Випадки незбігу знака стійкості, визначення стану як стійкого за однією методикою і нестійкого за іншою відсутні в обох сезонах. Повний збіг номерів класів має місце в липні в час 03 год в 65 % випадків, у час 15 год – у 58 % випадків, а в січні в час 03 год – в 54 %, в час 15 год – у 75 % випадків; клас однієї методики потрапляє в сусідній в липні в нічний термін у 24 % випадків, у денний термін – у 39 % випадків, а в січні в нічний термін – у 36 %, у денний термін – у 20 %.

Аналіз характеру незбігу показує, що він був пов'язаний з тим, що методика GS дає можливість розрізняти стан нижньої частини граничного шару більш тонко і коректно, ніж методика ПТ-ІЕМ для території України.

Наступним кроком був розрахунок температурного градієнта в нижньому 300-метровому шарі і розділення його на вісім градацій з кроком $0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Потім був отриманий розподіл температурного градієнта по класах стійкості. Нижче на графіках наведено ці відповідності.

Влітку в денний час можуть спостерігатися всі класи нестійкості: 1, 2, 3, причому максимальна кількість випадків з цих класів припадає на інтервал значень градієнта $1\text{--}1,5$ градуси на 100 м. У нічний час влітку відзначається слабка і помірна стійкість, з максимумом значень від $-0,5^\circ/100\text{ м}$ до $0,5^\circ/100\text{ м}$.

Нейтральна стратифікація – 4-й клас – спостерігається як в денний, так і в нічний час, її розподіл бімодальний, тобто є свої особливості як для денних, так і нічних умов.

Аналогічні розподіли представлені для зимового сезону. Видно, що взимку, за умови снігового покриву, протягом доби може спостерігатися тільки нейтральна і стійка стратифікація. Модальне значення 4-го класу лежить в інтервалі від $0,5$ до $1,0^\circ/100\text{ м}$, що не суперечить загальним фізичним уявленням.

Проте в ряді випадків у зв'язку з адвективними процесами спостерігаються значення градієнта температури, не характерні для даного класу. Наприклад, вночі 27.07.72 був відзначений температурний градієнт, що дорівнює $-1,13^\circ/100\text{ м}$, а швидкість вітру в цей час складала 6 м/с. Методика GS характеризує цей стан погодних умов нижньої частини граничного шару атмосфери як нейтральний (значна швидкість вітру), тим самим допускаючи неврахування аномальних розподілів температури. Кількість таких випадків не перевищує 5 % від загальної кількості, що є допустимим для практичного використання.

З урахуванням представлених розподілів градієнта температури по класах стійкості були розраховані середні градієнти температури для кожного класу. Нижче показано зміни градієнта температури в 300-метровому шарі залежно від індексу стійкості GS. Так, при байдужій стратифікації вертикальний градієнт температури лежить в інтервалі від сухоадіабатичного ($0,96^\circ/100\text{ м}$) до вологостійкого стану ($0,37^\circ/100\text{ м}$) (вологостійкий градієнт залежить від вологості повітря, яка в літній жаркий період спостерігається низькою). При слабкій нестійкості (3-й клас) спостерігається градієнт температури, що дорівнює $1,1$ градуси на 100 м, при помірній (2-й клас) – $1,15$ градуси на 100 м, сильній (1-й клас) $1,3$ градуси на 100 м у середньому 300-метровому шарі. Ці середні значення градієнта в класі є показовими для території України й означають, що за допомогою поправок були враховані регіональні особливості.

Використовуючи розраховані середні градієнти температури, було отримано апроксимуюче рівняння, за допомогою якого можна отримати температуру для будь-якої місцевості в нижньому 300-500-метровому шарі.

$$\frac{dT}{dz} = -0,06|\lg x|^2 - 0,37|\lg x| + 0,67.$$

Таким же чином була побудована залежність швидкості вітру від індексу стійкості для рівня 10 м і рівня 300 м, а також знайдені апроксимуючі рівняння для залежності швидкості вітру від індексу стійкості атмосфери:

$$V_{10} = -0,45|\lg x|^2 + 0,25|\lg x| + 4,2;$$

$$V_{300} = -37|\lg x|^2 + 0,9|\lg x| + 5,8.$$

Ці апроксимуючі рівняння дають можливість за допомогою класу (індексу) стійкості розрахувати температуру і швидкість вітру в шарі 300 м для будь-якого підприємстві на території України, що є невід'ємною частиною при розрахунку розсіяння домішок поблизу джерела забруднення.

Висновок. У світовій практиці врахування метеорологічних умов (інформації) є невід'ємною входною частиною роботи моделей для розрахунку забруднення атмосфери. На сьогоднішній день існують різні способи ви-

значення стійкості атмосфери (градієнтний, висотний, синоптичний), у яких є важкодоступна вхідна інформація, а також методики визначення стійкості нижньої частини граничного шару (Паскуїлла, Уліга, Сміта, Клуга, Клуга – Маніра, Паскуїлла – Тернера, Паскуїлла – Тернера з поправками, уведеними Бизовою і Машковою (ПТ-ІЕМ)), які адаптовані до фізико-географічних умов кожної конкретної західної країни або штату США. На Україні не існувало методики визначення стійкості приземного шару атмосфери. Розроблена методика визначення стійкості приземного шару атмосфери, адаптована до географічних і кліматичних умов України, добре ідентифікує стан атмосфери і працює на доступних даних, які отримуються в метеорологічній мережі. Отже, класифікацію GS

необхідно застосовувати в моделях розрахунку забруднення атмосфери, які впроваджуються в Україні.

1. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. – Л., 1975. 2. Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеивания примеси. – Л., 1991. 3. Бызова Н.Л., Машкова Г.Б. Об определении устойчивости приземного слоя атмосферы по данным сетевых метеорологических наблюдений // Метеорология и гидрология. – 1971. – № 10. 4. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.Н., Попович П.П. Определение характера стратификации приземного слоя атмосферы для оценки метеорологического потенциала загрязнения воздуха // Метеорология, климатология и гидрология. – 2005. – Вып. 49. 5. Степаненко С.Н. Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. – Одесса, 1998. 6. Школьный Е.П., Лоева И.Д., Гончарова Л.Д. Обработка та аналіз гідрометеорологічної інформації. – Одеса, 1999.

Надійшла до редколегії 01.09.06

УДК 528.94+551.482

О. Коноваленко, асп.

ТИПИ РУСЕЛ ГІРСЬКИХ РІЧОК ТА ЇХ ПОШИРЕННЯ НА ПРИКЛАДІ БАСЕЙНУ ВЕРХНЬОЇ ТИСИ

Розглянуто різні типізації русел річок, на основі яких було запропоновано схему умов формування гірських русел. На основі розробленої схеми і сучасних підходів виділено типи русел гірських річок за їх висотним розташуванням, складено карту їх поширення.

Based on different classifications of river channels which were considered in this paper, the scheme of conditions of mountain river channel formation is proposed. Based on the elaborated scheme and modern approaches mountain river channel types depending on its altitude situation were determined. The map of such river channel types spreading was composed.

Огляд проблеми. Дотепер залишається відкритим питання типізації русел гірських річок та побудови карт їх поширення. Незважаючи на успіхи, досягнуті у вивченні небезпечних процесів на території Закарпаття, актуальними залишаються питання стосовно руслових процесів. Типізація русел гірських річок є необхідною для вирішення ряду інженерних, управлінських рішень і потребує ретельного вивчення. Перш ніж перейти до оцінки типів русел, слід зазначити, що загальному аналізу процесів руслоформування в гірських умовах у науковій літературі приділено недостатню увагу. Відповідно до визначення руслових процесів, їхня типізація повинна ґрунтуватися на розходженнях у механізмах взаємодії потоку й русла, ерозії дна й берегів, транспорту наносів і їхньої акумуляції. Для виконання даної роботи було обрано гірську частину басейну Верхньої Тиси, що можна пояснити насамперед його висотним положенням. Більшість учених і дослідників завжди розглядали Закарпаття як одне ціле, що, на нашу думку, не зовсім вірно. Це пояснюється орографічними, кліматичними особливостями району. Якщо Західне Закарпаття майже повністю займає Притисянська низовина, то Східний район – гірський район басейну Верхньої Тиси, майже весь складений гірськими масивами. Цей район розташований між Полонинськими горами, що розчленовані численними долинами на окремі гірські масиви. Орографічним продовженням Полонинських гір на південному сході є Свидовець і Чорногора. Обраний район оконтурюється Рахівським масивом і Чивчинами, а на півдні – Вулканічними Карпатами (Вигорлат-Гутинський хребет), і вже на крайньому південному заході межує із Закарпатською низовиною.

Аналіз попередніх досліджень. В основі типізації руслових процесів лежить закон обмеженості морфологічних комплексів. Першим кроком з типізації річок є розподіл їх на гірські й рівнинні з виділенням проміжного класу напівгірських річок.

Існують різні класифікації форм русел (К. Россинський, І. Кузьміна, 1947; О. Андреев, І. Ярославцев, 1953; М. Макавеев, 1955; Н. Ржаніцин, 1961; М. Кондратьев і ін., 1982; М. Макавеев, Р. Чалов, 1996). У деяких випад-

ках типізацію загальних форм русел ототожнюють із типізацією руслових процесів. Так, фактично аналогічні форми русла й відповідні їм типи руслових процесів у книзі М. Макавеева й Р. Чалова (1986) названа схемою типізації річкових русел, а в монографії М. Кондратьєва й ін. (1982) – типізацією руслового процесу. Н. Ржаніцин розглядає сукупність руслових процесів як елементи режиму русел (1985). На думку Р. Чалова (1997), І. Карасьова й В. Коваленко (1992), морфологічні типи русел не тотожні русловим процесам, що проходять у них. Усі річки диференціюються на два великих класи – гірські й рівнинні – з виділенням проміжного напівгірського класу. Обґрунтування критеріїв виділення гірських, напівгірських і рівнинних річок як відбиття типів руслових процесів виконано в роботах (М. Макавеев, 1955; Р. Чалов, 1979; М. Макавеев, Р. Чалов, 1986).

Важливий внесок зробив Р. Чалов, розділивши русла гірських річок на три основних класи: порожистоводоспадні, з нерозвиненими й розвиненими алювіальними формами.

Ряд суттєвих узагальнень стосовно закономірностей прояву руслових процесів на гірських річках виконали С. Алтунін, В. Талмаза і А. Крошкін, В. Ромашин, З. Копаліані і В. Цхададзе. Дослідження питань оцінки руслоформування Карпатських річок провели М. Бухін, Я. Каганов, О. Кафтан, В. Онишук, О. Ободовський.

Існує величезна кількість різноманітних типізацій русел рівнинних річок. Типізація русел гірських річок, навіки, довгий час була "каменем спотикання".

Цікаві і роботи Ю. щенка щодо виділення класів алювіальних русел. Він виділяє три основні класи алювіальних русел, які розглядаються з позиції ГМП, це: крупноалювіальні, піщані і супіщані.

Більшість класифікацій базується на множині критеріїв. Найчастіше використовуються такі критерії: обрис русла (Russel, 1954, Leopold, Wolman, 1957, Dury, 1969), стабільність (Велеканов, 1955, Schumm, 1963), домінуючий процес і русловий матеріал (Попов, 1969, Kaszowski, Krzemien, 1977). Серед зарубіжних учених слід відмітити класифікацію L. Leopold, M. Wolman, у якій вони також виділяють три типи русел: прямі, меан-

© О. Коноваленко, 2007