Мкртчян О.С., Шубер П.М. Геоінформаційне моделювання температурного поля західних регіонів України // Фізична географія і геоморфологія. – 2009. – Вип.57. – С.104-112.

УДК 911.5

Мкртчян О.С., кандидат географічних наук,
Шубер П.М., кандидат географічних наук, доцент

Львівський національний університет імені Івана Франка

ГЕОІНФОРМАЦІЙНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ ЗАХІДНИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ

Ключові слова: *температурне поле, кліматичне моделювання, цифрова модель рельєфу, геостатистична інтерполяція.*

Постановка проблеми. Клімат є важливим компонентом природного середовища, чинником впливу на рослинний покрив, ґрунти, водний режим ландшафту. Це зумовлює важливе наукове та прикладне значення картування кліматичних елементів як засобу відображення їхнього просторового розподілу в межах певної території.

Одним з найважливіших кліматичних елементів, що відображується на кліматичних картах, є середньомісячна температура атмосферного повітря. Вона безпосередньо впливає на величину ресурсів тепла, доступних для рослин, тривалість вегетаційного періоду, якість рекреаційних ресурсів, енергетичний потенціал ландшафту.

Кліматичні дані отримують шляхом обробки та аналізу рядів спостережень на метеостанціях. Отже, при складанні карт на основі цих даних постає проблема інтерполяції даних для територій між метеостанціями. Від того, наскільки адекватним є обраний метод інтерполяції, наскільки точно він здатний передати реальну картину просторової варіації кліматичної змінної, залежить точність отриманої карти.

Аналіз попередніх досліджень і публікацій. При інтерполяції кліматичних, як і будь-яких інших даних, необхідно враховувати чинники, що впливають на їхній просторовий розподіл. Щодо температурних даних, то одним з найважливіших таких чинників є рельєф території. Зокрема, для гірських районів поширеним способом наближеного обрахунку температурних даних є екстраполяція за відомим температурних градієнтом [1]. Цей градієнт відрізняється в залежності від пір року та переважаючих синоптичних ситуацій.

Проте, екстраполяція на основі лише лінійного зв’язку з абсолютною висотою не повністю відображає сукупність впливу чинників рельєфу на температурний режим. Зокрема, при температурних інверсіях замість звичного падіння температури з висотою спостерігається її зростання, яке в гірській

місцевості часом може сягати 15°С на 1000 м висоти [5]. Дане явище може впливати на кліматичні показники, зокрема знаходячи прояв у збільшенні з висотою сум активних температур на схилах височин південних експозицій [2] та у збільшенні з висотою мінімальних температур за зиму [5]. Експозиційні відмінності впливають на температурний режим через вплив на величину надходження сонячної радіації, насамперед вдень та у сонячну погоду. Вплив на температурний режим в гірській місцевості також може мати форма та орієнтація долин [2].

Детальніше врахування чинників впливу рельєфу на температурний режим можливе при застосуванні аналітичних можливостей географічних інформаційних систем (ГІС). В нашій роботі [4] викладена методика інтерполяції і картування даних річного розподілу кількості атмосферних опадів для західних регіонів Україні на основі даних метеостанцій, з використанням в якості джерела цифрової інформації про рельєф цифрової моделі рельєфу (ЦМР) території досліджень, створеної в ході Радарної топографічної місії Шаттлу у 2000 році і наявної у відкритому доступі (сайт http://srtm.usgs.gov).

Метою теперішньої роботі є розробка і використання аналогічної методики з метою інтерполяції даних середньомісячної температури атмосферного повітря, на основі кількісного і якісного аналізу чинників формування температурного поля західних регіонів України.

Виклад основного матеріалу. Розподіл середньомісячних температур повітря для певного місяця на певній території являє собою відповідне температурне поле. Це поле можна розкласти на складові, за формулою

$$T(x,t) = \overline{T}(t) + T_m(x) + \varepsilon^{/}(x) + \varepsilon^{//},$$

де $\overline{T}(x,t)$ – температурне поле, $\overline{T}(t)$ – усереднений часовий тренд (середня температура за даний місяць для даної території), $T_m(x)$ – детермінована варіабельність, яка обраховується за формулою, що виражає залежність між температурою та чинниками рельєфу (регресійне рівняння), $\varepsilon^{/}(x)+\varepsilon^{//}$ – залишкове відхилення, причому $\varepsilon^{/}(x)$ – відхилення, яке є просторово корельованим, $\varepsilon^{//}$ – некорельоване (випадкове) відхилення. Залишкове відхилення у конкретному пункті спостережень визначається як різниця між реальним (спостережуваним) значенням величини у цьому пункті та значенням, обрахованим за регресійним рівнянням. Просторово корельоване залишкове відхилення – характеризується автокореляцією у просторі, коли сусідні між собою пункти спостережень загалом мають менші відмінності, ніж віддалені у просторі. Так, у випадку температурних даних автокореляція може бути проявом середньо- та великомасштабних варіацій температурного поля, відносно незалежних від впливу рельєфу. В такому разі з метою прогнозування значень величини (її залишкового відхилення) можна використати методику геостатистичної інтерполяції (криґінґу). Ця методика базується на статистичному аналізі залежності між відмінністю значень характеристики у пунктах спостережень та відстанню між цими пунктами. За відсутності додаткової інформації, кріґінґ є найбільш ефективною методикою інтерполяції

точкових кліматичних даних [6]. Нарешті, $\varepsilon^{//}$ – це частина загальної просторової варіації температурного поля, яка викликана випадковими, нез'ясованими чи неврахованими чинниками і величина якої відповідає похибці інтерполяції.

В нашому дослідженні використано дані спостережень 36 метеостанцій західних регіонів України за 1985 рік і 33 метеостанцій за 1989 рік [3]. Шляхом узагальнення даних щоденних спостережень було виведено середньомісячні значення температури повітря для кожного місяця цих двох років. Також здійснений загальний аналіз синоптичної обстановки за зазначений період.

З метою побудови найбільш адекватної регресійної моделі було протестоване досить широкий перелік морфометричних показників, які обраховувались шляхом застосування відповідних аналітичних операцій ГІС. Як і передбачалось, найбільш тісний зв'язок виявлений між середньомісячними температурами та абсолютною висотою. В усі місяці цих двох років вплив абсолютної висоти був статистично значимим. Проте, інтенсивність цього впливу в різні місяці була різною. Найсильніше він виявлявся літом (коефіцієнт кореляції $r < -0.9$). В січні 1985 року, натомість, r складав лише -0,12, а в березні цього ж року – -0,21. В 1989 році кореляція між абсолютною висотою і температурою також взимку була слабшою, ніж влітку, проте і зимою залишалась доволі високою (в січні – -0,67, в інші місяці – < -0.8). Подібним чином змінювався і усереднений вертикальний температурний градієнт – в січні 1985 року він складав лише 3,4° на 100 м, в середньому за 1985 рік склав 5,5° на 100 м, тоді як за 1989 рік – 6,6° на 100 м. Слід зазначити, що зима 1985 року була аномально холодною (середня температура січня була на 1,5-6°С, а лютого – на 5-10°С нижча норми). Крім того, вона характеризувалась частими змінами синоптичного режиму – під час різких похолодань ймовірно сильною мірою проявлялись температурні інверсії, що відбилось на середньомісячних значеннях коефіцієнту кореляції та градієнту. Це ж спостерігалось і в березні, який характеризувався різким переважанням антициклонального типу циркуляції. В той же час в лютому та березні 1989 року, які характеризувались переважанням сухої та аномально теплої для цих місяців погоди, вплив абсолютних висот на температуру був доволі високим ($r \approx 0,9$). Це пояснюється добрим прогріванням долин і понижень сонцем за відсутності снігового покриву. В 1989 році найнижчий вертикальний градієнт температури спостерігався в серпні – 4,4° на 100 м. В цьому місяці виразно переважала циклональна циркуляція, територією заходу України впродовж цілого місяця переміщувались атмосферні фронти та улоговини, а атмосферний тиск був найнижчим серед усіх місяців року. Отже, причина зменшення впливу висоти на температуру в цьому місяці була іншою – нівелювання температурних відмінностей в хмарну вітряну погоду.

Серед інших показників рельєфу найбільше вплинуло на температуру значення вертикального розчленування рельєфу. Цей вплив був неоднорідним у часі: так, в січні-березні 1985 р. він був додатнім (зростання температури зі збільшенням розчленування), а в ці ж місяці 1989 р. – від'ємним. Пояснити цю відмінність доволі складно.

Окремо аналізувався вплив мезоекспозиції схилів (середньої експозиції, визначеної в плаваючому вікні радіусом 3,6 км) за основним румбами. Несподівано, цей вплив виявився доволі слабким, порівняно навіть із впливом експозиції на розподіл кількостей опадів [4]. Різниця експозиції по лінії південь-північ помітно корелювала з розподілом температур лише у січні-лютому 1989 року, коли за панування сонячної погоди і відсутності снігового покриву спостерігалась значна відмінність у надходженні сонячної радіації на схили південної та північної експозицій. В березні 1985 р. та грудні, січні і лютому 1989 р. схили східної експозиції були теплішими від схилів західної. Всі ці місяці характеризувались переважанням сухої антициклональної погоди. І навпаки, для квітня 1985 р., єдиного місяця, коли західні схили були помітно теплішими від східних, було характерне різке переважання циклонального типу циркуляції (місяць характеризувався найнижчим за два зазначені роки середнім значенням атмосферного тиску). Щодо впливу кривизни (випуклості – ввігнутості), то він слабо простежується лише у літні місяці (червень-серпень), коли ступінь його достовірності (значення ймовірності p нульової гіпотези) становить 0,03-0,06.

Моделювання просторового розподілу середньомісячних температур було здійснене для січня та липня обох років. На першому етапі було побудовано модель множинної регресії з включенням в неї тих показників рельєфу, зв’язок яких з температурою для даного місяця був статистично значимим. Отримані на першому етапі поля відображають вплив на температурний режим характеристик рельєфу і не здатні передати незалежну від рельєфу варіабельність цього режиму, наприклад, поступові зміни температур у широтному та меридіональному напрямках. Моделювання таких змін доцільно проводити з використанням методів геостатистики. При цьому здійснюється моделювання просторового розподілу залишкових відхилень температур від значень, передбачених регресійною моделлю. Залишкові відхилення в пунктах розташування метеостанцій визначаються шляхом віднімання реальних значень від значень, розрахованих за цією моделлю. Після цього здійснюється інтерполяція залишкових відхилень, для чого використовується метод геостатистичної інтерполяції (кріґінг).

Геостатистична інтерполяція ефективна лише в тому випадку, коли існує суттєвий зв’язок (автокореляція) між відстанню між пунктами спостережень та відмінностями у значеннях величини у цих пунктах. В нашому випадку цією величиною були не самі значення температур, а значення залишкових відхилень регресійної моделі. Зв’язок між різницею відхилень у точках спостережень та відстанню між цими точками має назву варіограми. Існує ряд критеріїв ефективності геостатистичної інтерполяції, зокрема – величина похибки інтерполяції при перехресній перевірці, та інформаційний критерій Akaike. Згідно цих критеріїв, найбільшою точністю характеризується геостатистична модель для січня 1985 року (коли спостерігався найгірший з-поміж інших місяців зв’язок температури з показниками рельєфу) – Akaike = -19. Варіограма для січня 1985 року наведена на рис. 1. І навпаки, для січня 1989 року автокореляція статистично не виявлялась, а отже, геостатистична

інтерполяція була неможливою. Для липня обох років автокореляція була досить слабкою, проте статистично значимою (Akaike=0,8-2,1).

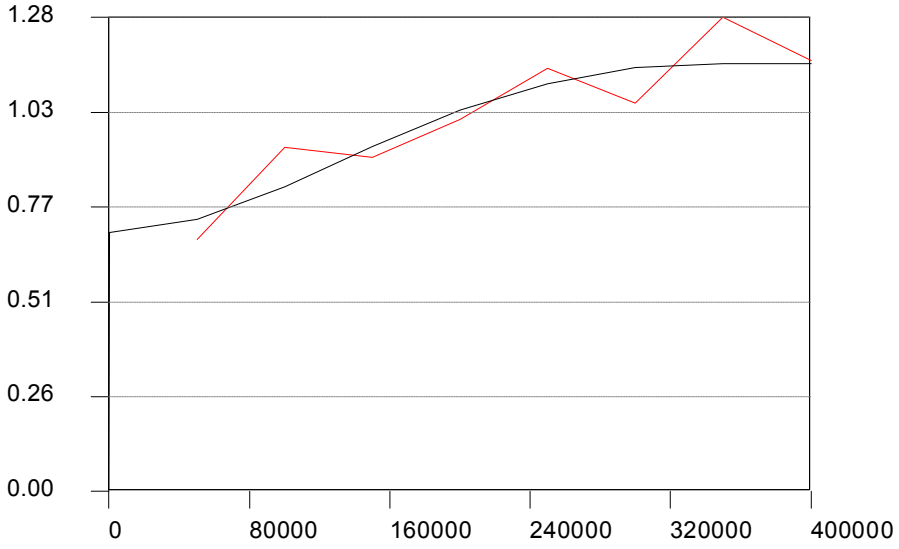

Рис. 1 Варіограма залишкових відхилень регресійної моделі для січня 1985 року. По осі x – відстань (м), по осі y – середня різниця залишкових відхилень.

Таким чином, для липня 1985 р., січня і липня 1989 р. результуючий картографічний шар поля середньомісячних температур отриманий шляхом додавання поля залишкових відхилень, обрахованого за геостатистичною моделлю, до поля температур, обрахованого за моделлю множинної регресії. Для січня 1985 року в якості результуючого прийняте передбачення регресійної моделі (через неможливість геостатистичної інтерполяції залишкових відхилень). Отримані результати інтерполяції у вигляді карт температурного поля наведені на рис. 2-5.

Як бачимо з рисунків, в структурі температурного поля спостерігається як міжсезонна, так і міжрічна мінливість. В січні 1985 року досить слабо виявляється висотне зниження температур, натомість, виразне їхнє зниження в північно-східному напрямку. В інші місяці головним чинником просторової диференціації температур є висотний градієнт, проте, якщо в січні 1989 р. структура температурного поля є згладженою, то в липні обох років краще виявляється мікроваріація цієї структури. В цілому, можна зробити висновок, що в літній період більшу роль у формуванні структури температурного поля відіграють локальні чинники рельєфу та підстилаючої поверхні, тоді як зимою більше значення мають особливості атмосферної циркуляції в конкретний сезон.

Висновки. Загалом, запропонована методика дозволяє ефективно моделювати регіональне температурне поле за даними метеостанцій, враховуючи при цьому різні за характером чинники, що визначають структуру цього поля. Збільшення точності моделювання можливе за врахування додаткових чинників рельєфу, таких, як відносні перевищення, морфологія

форм рельєфу тощо, а також чинників підстилаючої поверхні, як-от характер наземного покриву, насиченість вологою ґрунтів та переважаючий тип рослинності.

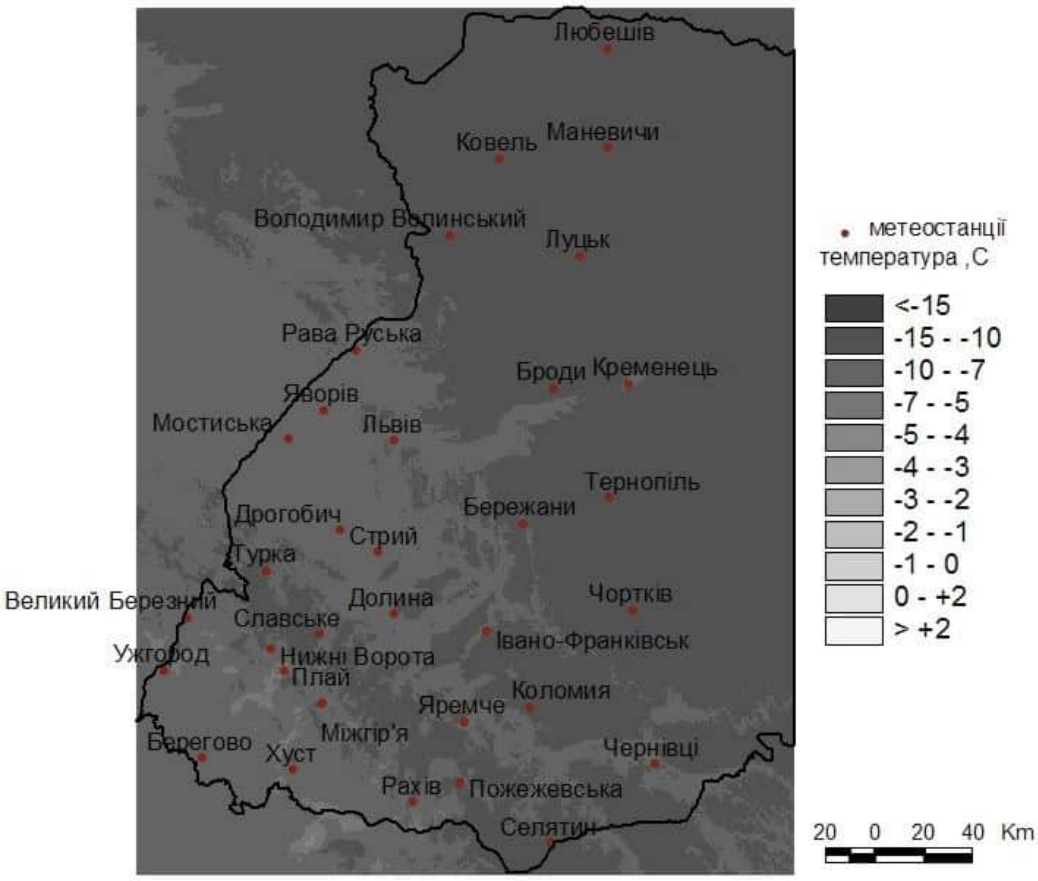

Рис. 2. Поле середньомісячних температур, січень 1985 р.

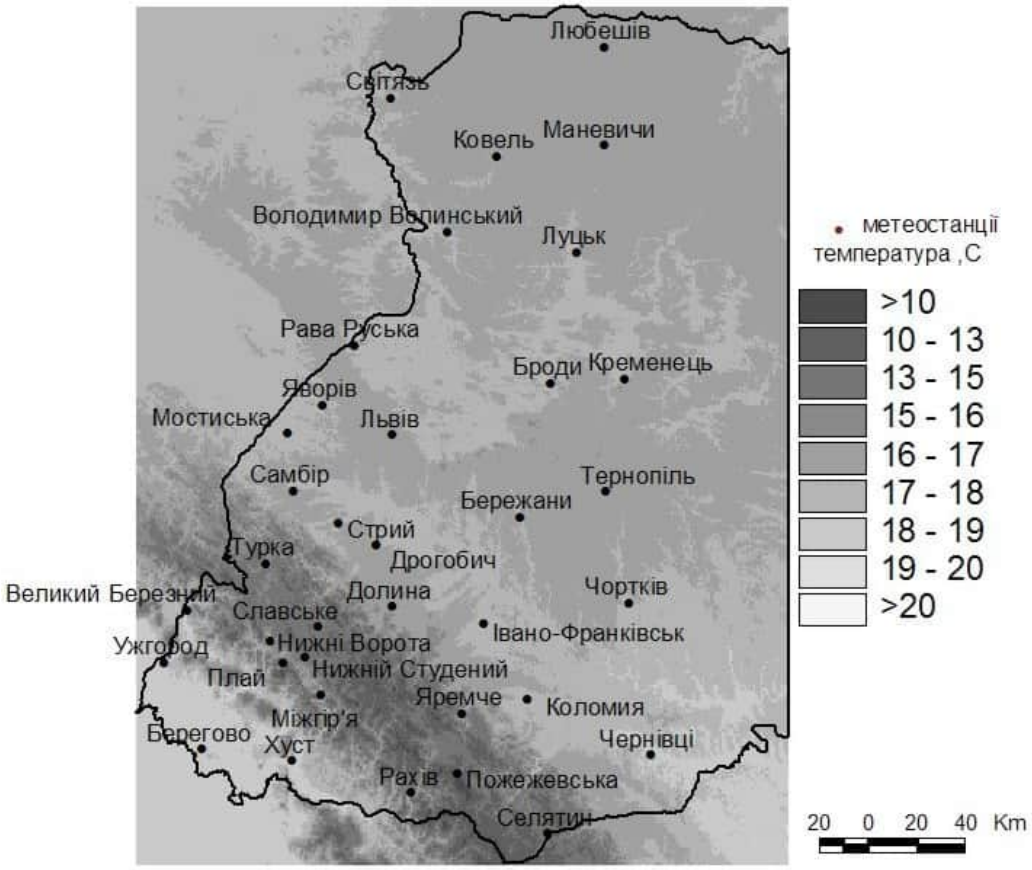

Рис. 3. Поле середньомісячних температур, липень 1985 р.

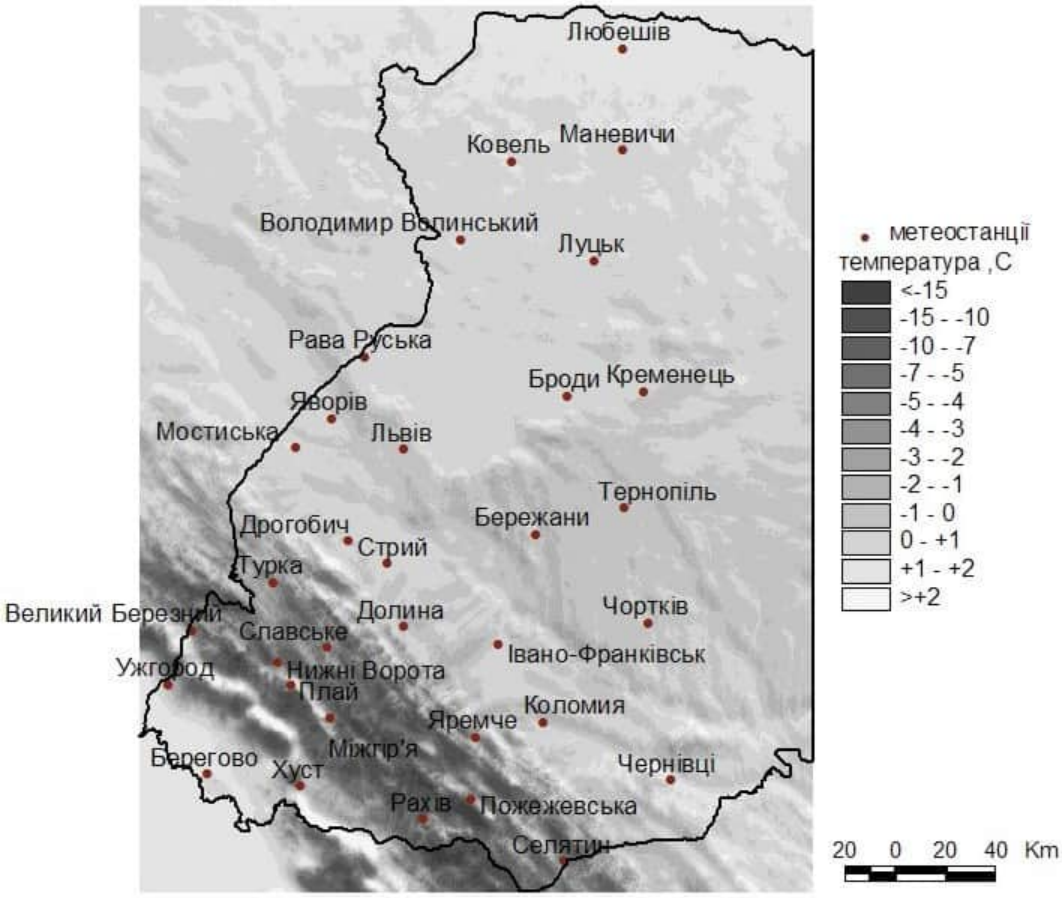

Рис. 4. Поле середньомісячних температур, січень 1989 р.

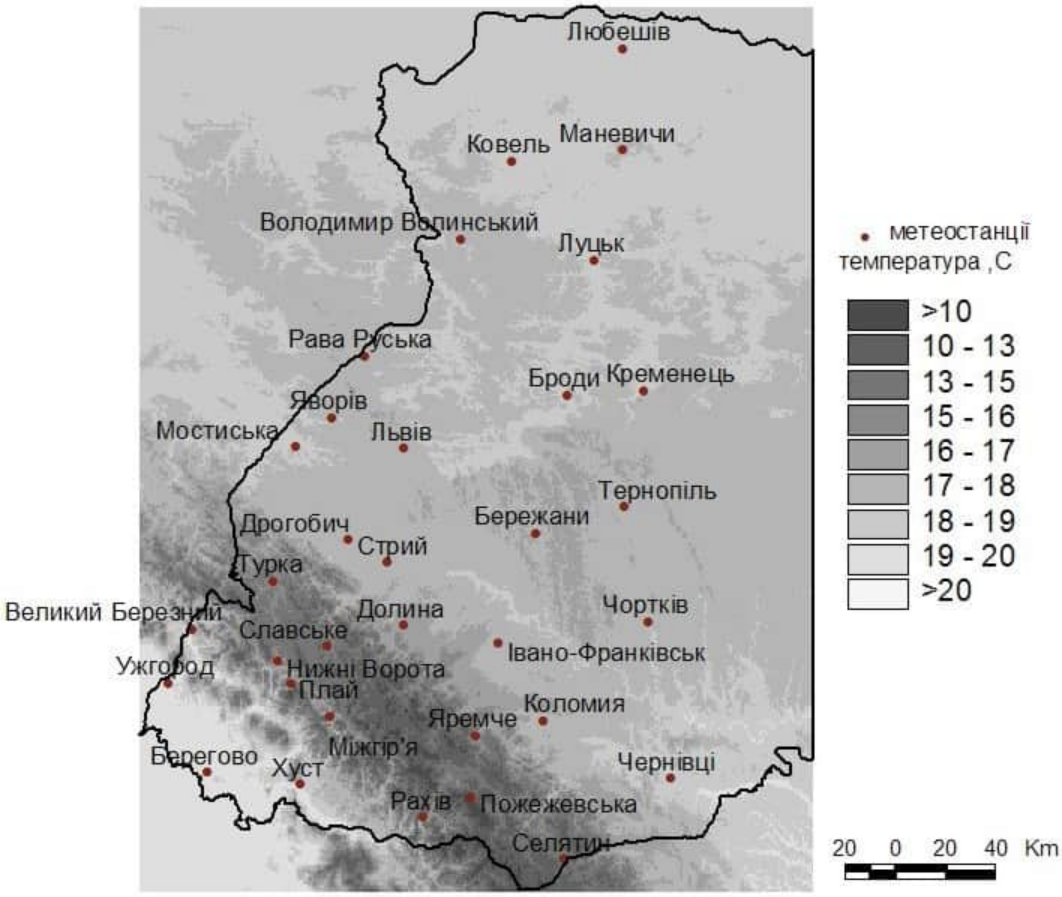

Рис. 2. Поле середньомісячних температур, липень 1985 р.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Андрианов М.С. Вертикальная термическая зональность Советских Карпат // Географ. сборн. –Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. –Вып. 4. –С. 189-198.

2. Бучинський І.О., Волеваха М.М., Коржов В.О. Клімат Українських Карпат. –К.: Наукова думка, 1971. -172 с.

3. Метеорологический ежемесячник. Вып. 10, ч. II за 1989, N 1-12 / Государственный комитет СССР по гидрометеорологии. –Обнинск, 1989.

4. Мкртчян О.С., Шубер П.М. Картографування кліматичних показників методом інтерполяції даних метеостанцій // Національне картографування: стан, проблеми та перспективи розвитку: Зб. наук. праць. –К.: ДНВП "Картографія", 2008. –Вип. 3. – С. 169-172.

5. Муха Б.П. Термічні властивості топоклімату Карпатського природного національного парку // Вісн. Львівс. ун-ту. Серія геогр. –2008. –Вип. 35. -С.250-266.

6. Hengl T., Heuvelink G., Rossiter D. About regression-kriging: From equations to case studies // Computers & Geosciences. –2007. –N33. –P.1301–1315.

Геоінформаційне моделювання температурного поля західних регіонів України

Мкртчян О.С, Шубер П.М.

В статті на прикладі двох років розглядаються особливості моделювання регіонального температурного поля на основі даних метеостанцій та їх геоінформаційного аналізу. Запропонована методика передбачає побудову моделі множинної регресії за морфометричними величинами, що виступають у якості чинників, та геостатистичну інтерполяцію залишкових відхилень регресії.

Геоинформационное моделирование температурного поля западных регионов Украины

Мкртчян А.С., Шубер П.М.

В статье на примере двух лет рассматриваются особенности моделирования регионального температурного поля на основе данных метеостанций и их геоинформационного анализа. Предложенная методика предусматривает построение модели множественной регрессии по морфометрическим величинам, которые выступают в качестве факторов, и геостатистическую интерполяцию остаточных отклонений регрессии.

GIS modeling of the temperature field of the Western regions of Ukraine

Mkrtchian A.S., Shuber P.M.

The paper considers the methodology for the modeling of the regional temperature field, based on the interpolation of meteorological stations observations. The proposed method is based on the combination of multiple regression modeling, which utilises DEM-derived morphometric data interpreted as factors influencing temperature, and the geostatistical interpolation of regression residuals.