

**І. Г. СЕМЕНОВА
О. М. НАЖМУДІНОВА**

РЕГІОНАЛЬНА СИНОПТИКА

Підручник

2019

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

І. Г. Семенова, О. М. Нажмудінова

РЕГІОНАЛЬНА СИНОПТИКА

Підручник

Затверджено Вченою радою
Одеського державного
екологічного університету
Міністерства освіти і науки
України як підручник для
здобувачів вищої освіти за
спеціальністю „Науки про
Землю”
(протокол № 7 від 29.06.2018 р.)

2019

УДК 551.515
С30

Друкується за рішенням Вченої Ради Одеського державного екологічного університету (протокол № від .2018 р.)

Рецензенти:

Завідувач кафедри агрометеорології та агроекології Одеського державного екологічного університету, д. геогр. н., проф. Польовий А.М.

Завідувач кафедри метеорології та кліматології Київського національного університету ім. Тараса Шевченка, д. геогр. н., проф. Сніжко С.І.

Семенова І.Г., Нажмудінова О.М.

С30 Регіональна синоптика: підручник. Одеський державний екологічний університет. Одеса, 2019. 212 с.

Викладаються базові теоретичні відомості щодо умов виникнення і еволюції регіональних синоптичних процесів і процесів, пов'язаних з впливом орографії. Детально розглянуто типові та аномальні синоптичні процеси Східної Європи та суміжних територій, а також пов'язані з ними метеорологічні умови, в тому числі такі, що супроводжуються виникненням небезпечних явищ погоди.

Підручник призначений для студентів закладів вищої освіти, які навчаються за напрямом „Науки про Землю”, а також для аспірантів, слухачів курсів підвищення кваліфікації гідрометеорологічного напрямку та спеціалістів, які здійснюють оперативне метеорологічне обслуговування різних галузей економіки.

The theoretical basics on the conditions for the genesis and evolution of regional synoptic processes and ones, associated with the impact of orography are presented. The typical and anomalous synoptic processes of Eastern Europe and surrounding territories as well as the associated meteorological conditions, including the hazardous weather phenomena are considered in detail.

The textbook is intended for students of higher educational schools studying in the field of Earth Sciences, as well as for postgraduates, listeners of advanced hydrometeorological training courses and specialists, who operate meteorological support for various sectors of the economy.

УДК 551.515

ISBN

© Семенова І.Г.,
Нажмудінова О.М., 2019
© Одеський державний
екологічний університет, 2019

ЗМІСТ

Передмова	5
Розділ 1	
1 Основні поняття регіональної синоптики	8
Розділ 2	
2 Макроциркуляційні процеси в атмосфері та їх вплив на регіональну циркуляцію	11
2.1 Поняття і основні елементи загальної циркуляції атмосфери	11
2.2 Принципи класифікації макропроцесів	21
2.3 Структури телеконечій та їх застосування в аналізі регіональних синоптичних процесів	45
2.4 Деякі аспекти змін регіональних синоптичних процесів кінця XX - початку XXI століття	53
Розділ 3	
3 Особливості циркуляційних процесів в гірських районах	58
3.1 Загальна характеристика орографічного впливу	58
3.2 Вплив орографії на температурно-вологісний режим	61
3.3 Вплив орографії на повітряні маси	68
3.4 Формування місцевих вітрів	69
3.5 Орографічний фронтогенез та фронтоліз	78
3.6 Вплив орографії на баричні утворення	87
Розділ 4	
4 Регіональні синоптичні процеси над Східною Європою й Україною	98
4.1 Загальна характеристика синоптичних процесів	98
4.2 Західні циклони	101
4.3 Південні циклони	107
4.3.1 Циклонічна діяльність над Середземним морем	107
4.3.2 Циклонічна діяльність над Чорним морем	110
4.3.3 Типові траєкторії південних циклонів	112

4.4 Пірнаючі циклони	123
4.5 Антициклонічна діяльність	130
4.5.1 Західні антициклони	133
4.5.2 Північно-західні антициклони	135
4.5.3 Ультраполярні антициклони	136
4.5.4 Південні антициклони та південно-східний процес	141
4.5.5 Місцеві антициклони	144

Розділ 5

5 Стаціонарні і блокуючі процеси в атмосфері та пов'язані з ними аномальні погодні явища	148
5.1 Центральні циклони	148
5.2 Висотні циклони	152
5.3 Стаціонарні та блокуючі антициклони	156
5.4 Методи визначення процесів блокування	161
5.5 Аномальні погодні явища в Україні, пов'язані з блокуючими процесами	165
5.5.1 Циркуляційні умови виникнення посух і суховіїв	165
5.5.2 Умови виникнення хвиль тепла	170
5.5.3 Хвилі холоду і весняні повернення холодів	173

Розділ 6

6 Регіональні синоптичні процеси сусідніх територій	182
6.1 Синоптичні процеси Кавказу	182
6.2 Синоптичні процеси Уралу і Західного Сибіру	191
Предметний покажчик	197
Авторський покажчик	201
Список рекомендованої літератури.....	202

ПЕРЕДМОВА

Курс лекцій з дисципліни „Регіональна синоптика” є завершальним етапом у вивченні розділів синоптичної метеорології, адже формує у студентів узагальнені поняття про особливості регіональних атмосферних процесів, які розвиваються в різноманітних фізико-географічних умовах. Успішність прогнозування погоди на місцях та в регіонах залежить не тільки від ступеня розвитку чисельних методів прогнозу метеорологічних величин, але й в значній мірі визначається досвідом синоптика, який володіє знаннями про типові синоптичні процеси, що властиві конкретному регіону і визначають локальну погоду, яка часто формується за рахунок мезомасштабних циркуляцій на фоні макромасштабного процесу.

На сьогодні існує велике різноманіття досліджень в області регіональної циркуляції атмосфери та умов формування під її впливом погодних явищ, в тому числі й небезпечних. Важливість цієї проблеми особливо гостро постає на фоні глобальних кліматичних змін, які в тій чи іншій мірі проявляються у всіх регіонах Земної кулі. Своєчасне отримання нової інформації про зміни в характері циркуляції атмосфери в окремих регіонах з подальшим удосконаленням методів прогнозування елементів погоди є актуальною науковою задачею, підґрунтям для вирішення якої є потужна методична база узагальнених теоретичних та практичних знань про синоптичні процеси окремих регіонів. З іншого боку, розвиток різних галузей народного господарства потребує надійних спеціалізованих прогнозів погоди, розробка та удосконалення яких неможлива без вивчення фізичних закономірностей впливу місцевих умов на атмосферні процеси.

Даний підручник є першою спробою узагальнення та викладення великого обсягу матеріалу з питань регіональної синоптики, накопиченого багаторічним досвідом викладацької роботи і наукових досліджень співробітників кафедри теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів (нині кафедри метеорології та кліматології) Одеського державного екологічного університету. Так, у підручнику використані результати наукових досліджень, отримані під час виконання кафедральних науково-дослідних робіт: „Моделювання аномальних атмосферних процесів в Україні” (2004-2008 рр., № ДР 0104U000291); „Дослідження сучасного режиму циркуляції атмосфери і фронтальної діяльності над Європою” (2009-2013 рр., № ДР 0109U001368). Розділи стосовно циклонічної та антициклонічної діяльності також містять окремі результати, частково опубліковані за рукописами дисертаційних робіт, захищених в різні роки викладачами і аспірантами кафедри, зокрема Хохловим В.М., Семеновою І.Г., Нажмудіною О.М., Романовою Г.В.

Текст підручника сформований як з використанням класичної літератури, довідників, підручників і посібників з синоптичної метеорології, короткострокових прогнозів та клімату окремих регіонів, так із залученням оглядів сучасних наукових робіт українських і зарубіжних вчених. У вітчизняній літературі основні здобутки щодо досліджень регіональних синоптичних процесів та пов'язаних з ними явищ погоди опубліковані в „Українському гідрометеорологічному журналі”, „Віснику ОДЕКУ”, журналі „Метеорологія, кліматологія та гідрологія”, „Наукових працях Українського гідрометеорологічного інституту”, збірнику „Фізична географія та геоморфологія” та ін. Кліматична характеристика синоптичних процесів викладена в останньому довідковому виданні „Клімат України” (2003 р.).

Основна увага приділяється процесам над територією України, але зважаючи на те, що будь-який синоптичний процес формується під впливом фонових макромасштабних процесів, при викладенні матеріалу розглянуті необхідні для розуміння фізики цього впливу особливості загальної циркуляції атмосфери та принципи класифікації атмосферних процесів.

Підручник містить шість розділів відповідно до типової програми дисципліни „Регіональна синоптика”. На початку викладені загальні поняття, які використовуються при вивченні дисципліни, а також наведені відомості про основні елементи загальної циркуляції атмосфери, форми їх прояву в регіональному масштабі та принципи класифікації і кількісної оцінки макроциркуляційних атмосферних процесів.

Основна частина підручника присвячена особливостям регіональних атмосферних процесів та пов'язаних з ними явищ погоди, які спостерігаються над територією Східної Європи, і, зокрема, територією України. Надано відомості про умови виникнення циклонів і антициклонів різних типів, траєкторії їх переміщення, особливості еволюції та погодні умови, в тому числі, пов'язані з аномаліями у їх розвитку, спричинені блокуванням зональної течії. Також розглянуто циркуляційні процеси, пов'язані з впливом орографії, які спостерігаються в Українських Карпатах і Кримських горах: умови виникнення місцевих вітрів, орографічна еволюція атмосферних фронтів, умови орографічного цикло- і антициклогенезу. Цей розділ (3) створений за активної участі к.геогр.н., доцента Боровської Г.О., якій автори виражають глибоку подяку за вагомий внесок в описання теоретичних механізмів впливу орографічних особливостей підстильної поверхні на атмосферні процеси.

Враховуючи масштабність регіональних атмосферних процесів, у підручнику наводяться також відомості щодо регіональних синоптичних процесів географічно близьких до України районів, які деякою мірою можуть впливати на погодні умови півдня Східної Європи, а саме, процеси Кавказу і Уральського регіону.

Відмінною особливістю цього підручника є великий обсяг наочного матеріалу у вигляді синоптичних карт, які ілюструють реальні синоптичні процеси, що протікали у Східноєвропейському регіоні. Карти підібрані для кожного регіонального синоптичного процесу, що розглядається, при цьому також використовуються карти-схеми, які узагальнюють типові риси того чи іншого процесу та сприяють поліпшенню запам'ятовування теми.

Перелік використаних літературних посилань складений для кожного розділу підручника окремо, оскільки тематика розділів досить різноманітна і потребує для кожного з них ознайомлення з певним колом питань, які викладені в спеціалізованій науковій і навчальній літературі. Такий підхід дозволяє спрямувати читача на вивчення та додатковий пошук літературних джерел саме на ті питання, які вивчаються в певному розділі.

Представлені розділи підручника, безсумнівно, не охоплюють всі особливості регіональних синоптичних процесів, але є необхідною теоретичною базою для набуття практичних знань та навичок, які дозволяють спеціалісту-метеорологу орієнтуватися в різноманітті синоптичних процесів будь-яких регіонів.

Розділ 1. ОСНОВНІ ПОНЯТТЯ РЕГІОНАЛЬНОЇ СИНОПТИКИ

Регіональна синоптика – наука, що вивчає синоптичні процеси і умови погоди виділених регіонів, або – це синоптична метеорологія окремих регіонів [8].

Підстильна поверхня суттєво впливає на атмосферні процеси, що протікають над виділеним регіоном. Цей вплив проявляється у процесах різних просторових масштабів – від великомасштабних, коли вплив має розподіл континентів і океанів, до мезомасштабних і мікромасштабних, коли впливають гірські масиви, окремі височини і навіть місцеві забудови. Синоптичні процеси під впливом підстильної поверхні зазнають істотних просторово-часових змін, які, в свою чергу, визначають складність погодних умов та їх передбачуваність. Так, в гірських умовах встановлена теоретично „типовість” еволюції основних синоптичних об’єктів (циклонів, антициклонів, атмосферних фронтів) значно порушується, породжуючи нові форми або стадії розвитку. Наявність поділу суша-море здатна змінювати термобаричний стан і характер циркуляції нижнього шару атмосфери прилеглої місцевості, зумовлюючи погодні умови, що відрізняються від очікуваних при певному синоптичному процесі.

Для постановки та розв’язання задач регіональної синоптики необхідне обмеження або виділення конкретного регіону.

Регіон – це частина території суші або акваторії моря з певними ознаками меж. Визначення меж проводиться з урахуванням поставлених цілей дослідження. Зазвичай використовують фізико-географічні, кліматичні, агрокліматичні або адміністративні межі.

Регіональний синоптичний процес – це синоптичний процес, який в значній мірі розвивається під впливом підстильної поверхні виділеного регіону і має такі особливості в своєму розвитку, які в основному виявляються над цим регіоном і впливають на суміжні регіони.

Зупинимося на понятті *регіональних синоптичних процесів*. Для того, щоб вважати синоптичний процес регіональним, необхідно, щоб такий процес мав деякі особливості [1, 8].

1. Кожен з них є частиною загального синоптичного процесу, який охоплює територію, значно більшу, ніж даний регіон. Регіональний процес завжди має свою історію. Він є частиною часової послідовності в розвитку фонового процесу.

2. Кожен такий процес має певний фізичний механізм розвитку, характерний для певного регіону.

3. Вплив складної підстильної поверхні неможливо повністю урахувати і математично описати. Тому регіональні процеси не мають запису в аналітичній формі взагалі, але математичний апарат використовується для аналізу деяких частинних атмосферних процесів і явищ погоди.

4. Регіональний синоптичний процес можна представити у вигляді скінченного числа послідовного розвитку синоптичних ситуацій, які відображують головні риси процесу. Дискретність представлення синоптичних процесів у часі звичайно визначається наявністю строків спостережень.

Регіональні синоптичні процеси визначаються основними факторами, що діють в будь-якому регіоні [2, 3]:

- радіаційним балансом за різних умов підстильної поверхні;
- ступенем континентальності регіону;
- загальноциркуляційними процесами, які охоплюють даний регіон;
- фізико-географічними особливостями регіону.

Враховуючи важливість цих факторів, перш ніж вивчати регіональні синоптичні процеси конкретного регіону, необхідно ознайомитись з кліматичними даними, які надають інформацію про основні чинники, що формують клімат цього регіону [3, 5]. Таким чином, *предметом регіональної синоптики* є вивчення регіональних синоптичних процесів, пов'язаних з ними погодних умов і способів їх прогнозування. При цьому вивчаються синоптичні процеси різного просторового і часового масштабу [1]. Загалом, в синоптичній метеорології горизонтальний масштаб атмосферних зон, які характеризуються або різкими змінами погодних умов, або, навпаки, однорідними погодними умовами, коливається від 10 км до 1000 км, а вертикальний масштаб знаходиться в межах 1-10 км від поверхні землі. Часовий масштаб синоптичних процесів складає від декількох годин до декількох діб. В регіональній синоптиці основна увага приділяється таким синоптичним об'єктам як повітряні маси, атмосферні фронти, висотні фронтальні зони, циклони та антициклони.

Регіональна синоптика вивчає особливості атмосферних процесів, зумовлених впливом підстильної поверхні різного масштабу, форм і властивостей, і конкретні їх прояви в певних географічних умовах з метою вдосконалення регіональних і локальних прогнозів погоди.

Основним *методом* в регіональній синоптиці є синоптичний метод, який реалізується за допомогою аналізу приземних і висотних карт погоди з подальшими фізичними і чисельними оцінками [6]. Синоптичний метод дозволяє одночасно спостерігати погодні умови на синоптичних картах над великими географічними регіонами, що надає можливість спеціалісту вже на першому етапі прогнозування оцінити ступінь впливу орографії конкретного регіону на поточний синоптичний процес. На цьому ж етапі важливим є знання як фізико-географічних, так і кліматичних особливостей регіону, які надають прогнозисту попередню інформацію щодо можливостей розвитку того чи іншого процесу та пов'язаних з ними погодних умов.

Поєднання поточних даних синоптичного аналізу і чисельного моделювання, а також кліматичної інформації, утворює певні *концептуальні моделі*, знання яких забезпечує правильну ідентифікацію і

інтерпретацію поточної синоптичної ситуації в регіоні і пов'язаних з нею погодних умов прогнозістом-метеорологом. Наприклад, вихід південного циклону на територію України можливий лише за певних умов регіонального розташування таких синоптичних об'єктів, як висотні улоговина і гребінь з певною орієнтацією висотної фронтальної зони та при здійсненні в певні географічні області адвекції холоду, а також наявності або відсутності континентального антициклогенезу [7].

До змісту регіональної синоптики входить виділення особливостей кожного типового синоптичного процесу: його передісторія, динаміка розвитку в межах регіону, ступінь залежності від суміжних синоптичних процесів і прояви в погоді.

Синоптична практика показує, що в окремих регіонах деякі синоптичні процеси відносяться до розряду таких, що важко прогнозуються. Тому однією з важливих *задач* регіональної синоптики є вивчення аномалій розвитку синоптичних процесів, пов'язаних з особливостями конкретного регіону. Утворення таких аномалій регіональної атмосферної циркуляції, як блокуючий антициклон або центральний циклон, обумовлює виникненням особливо несприятливих і стихійно небезпечних гідрометеорологічних явищ: хвиль тепла або холоду, посух, суховіїв, сильних злив. Вивчення умов розвитку таких синоптичних процесів одночасно допомагає вдосконалювати методи прогнозування екстремальних умов погоди.

Прикладна задача регіональної синоптики полягає у розробці методів прогнозування регіональних синоптичних процесів і методів локального прогнозу погоди. Останні часто потребують детального вивчення погодних явищ з метою їх прогнозування для певних категорій споживачів, тому розгляд таких методів відокремлений у дисципліну „Спеціалізовані прогнози погоди” [4]. Нарешті, *пізнавальна, наукова задача* регіональної синоптики передбачає подальше вдосконалення методів прогнозу синоптичного положення і погоди (з урахуванням місцевих ознак погоди).

Питання для самоперевірки

1. Визначте поняття дисципліни „Регіональна синоптика”.
2. Який синоптичний процес називається регіональним?
3. Що розуміють під регіоном?
4. Які основні фактори визначають розвиток регіонального синоптичного процесу?
5. Який метод є основним в регіональній синоптиці?
6. Назвіть мету, предмет та перелічіть основні задачі регіональної синоптики.

Розділ 2. МАКРОЦИРКУЛЯЦІЙНІ ПРОЦЕСИ В АТМОСФЕРІ ТА ЇХ ВПЛИВ НА РЕГІОНАЛЬНУ ЦИРКУЛЯЦІЮ

2.1 Поняття і основні елементи загальної циркуляції атмосфери

Сукупність великомасштабних повітряних течій, які здійснюють горизонтальний і вертикальний обмін повітря навколо Земної кулі, називається загальною циркуляцією атмосфери (ЗЦА).

Загальна циркуляція атмосфери існує внаслідок різниці температур між полярними й екваторіальними областями, яка підтримується обміном випромінювання між Землею і навколишнім простором. Вона породжується як зовнішніми, так і внутрішніми астрономічними і геофізичними факторами, основними з яких є:

- нерівномірність припливу сонячного тепла по широті;
- особливість поглинання сонячної радіації атмосферою і поверхнею землі;
- сила Коріоліса;
- розподіл океанів і континентів;
- напруга тертя на межі підстильна поверхня-атмосфера.

До складу ЗЦА входить ряд великомасштабних рухів, серед яких найбільший масштаб має західно-східне перенесення повітря, що охоплює тропосферу і частину стратосфери позатропічних широт влітку і всю стратосферу взимку. Західне перенесення повітряних мас обумовлене тим, що через наявність температурного контрасту між екватором і полюсом, горизонтальна складова сили баричного градієнта в основному спрямована від тропіків до полюсів, а також відхиляючою дією обертання Землі навколо своєї осі [5, 14].

Температурні контрасти також визначають не тільки інтенсивність зонального руху повітря, але й стимулюють виникнення вихрової компоненти у формі циклонічних і антициклонічних утворень, які є одним з основних механізмів міжширотного обміну повітрям. Чим більші температурні контрасти, тим інтенсивніші вихрові рухи у тропосфері.

Циркуляція повітря у системах циклонів і антициклонів, що постійно виникають і еволюціонують у тропосфері, є важливою складовою частиною ЗЦА. Найбільше значення в цій циркуляційній ланці має циклонічна діяльність в позатропічних широтах. Найсприятливіші умови для виникнення циклонів створюються в, так званих, енергоактивних зонах океанів (ЕАЗО). Вплив океанів на циркуляцію атмосфери більш великомасштабний у порівнянні з енергоактивними зонами суші. Світовий океан є головним акумулятором променистої енергії Сонця, а його дієвий шар – головним джерелом тепла, що надходить в атмосферу помірних

широт у холодне півріччя. Вихрова компонента у вигляді циклонів і антициклонів збуджується при взаємодії атмосфери з ЕАЗО.

Таким чином, атмосферна циркуляція і її структурні елементи безперервно змінюються. В результаті вертикальної неоднорідності атмосфери, характеристики якої змінюються з широтою, при переході від одного шару атмосфери до іншого відбувається зміна напрямку і швидкості повітряних течій, що поряд зі змінами у вертикальному і горизонтальному напрямках густини повітря, створює нерівномірний розподіл кінетичної енергії як по вертикалі, так і по горизонталі. Енергетичний внесок різних шарів атмосфери змінюється також посезонно.

Закономірності сезонних змін ЗЦА пов'язані з нерівномірним надходженням сонячної енергії до обох півкуль в один і той же сезон та у різні сезони в одній і тій же півкулі.

Окрім вихрових рухів, в атмосфері спостерігаються хвильові рухи. До погодоутворюючих відносяться:

- хвилі у зональному потоці з довжиною ~ 5000 км – хвилі Россбі;
- хвилі, що відповідають окремим циклонам і антициклонам;
- гравітаційні хвилі.

Теплові контрасти між більш теплим океаном і охолодженим взимку материком і між перегрітим континентом і більш холодним океаном влітку формують такі складові ЗЦА як мусонна циркуляція, в тропічній зоні спостерігається пасатна циркуляція, обумовлена наявністю субтропічних антициклонів.

Відповідно до існування двох шарів нагрівання атмосфери – верхня стратосфера (висота 50-55 км) і граничний шар атмосфери, в ній формуються дві планетарні системи циркуляції: верхня – стратосферна і нижня – тропосферна.

Циркуляція в нижній тропосфері викликана температурною горизонтальною неоднорідністю атмосфери, яка, в свою чергу, зумовлена особливостями енергетичної взаємодії між діяльною поверхнею та атмосферою. В низьких широтах кількість тепла, що надходить на одиницю площі земної поверхні протягом року, значно перевищує кількість тепла, що надходить у високі широти. Від нагрітої діяльної поверхні континентів і океанів шляхом турбулентної теплопровідності, випаровування води і конденсації пари, радіаційних потоків тепла, які поглинаються активними домішками (H_2O , CO_2 , тощо), тепло переноситься в атмосферу. Таким чином, температурний контраст між високими і низькими широтами виникає не тільки біля поверхні землі, але й у всій товщі тропосфери. З іншого боку, поле тиску на деякому рівні у тропосфері визначається полем температури. Тому градієнт тиску в середньому також спрямований від низьких широт до високих. На обертовій Землі виникає перенесення повітря з заходу на схід в результаті закону збереження моменту кількості руху. Його інтенсивність залежить

від сезону року: влітку, коли планетарні градієнти температури і тиску послаблені, західно-східне перенесення виражене слабше, ніж взимку.

Однією з найбільш великомасштабних структурних ланок ЗЦА є циркумполярний вихор (ЦПВ). Формування циклонічного ЦПВ зумовлене локалізацією в полярній області планетарного осередку холоду, а в тропічній зоні – осередків тепла. Прояв циркумполярного руху – *західне перенесення*, – є досить стійкою особливістю тропосферної циркуляції. Середня швидкість західного потоку в атмосфері дорівнює $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Взимку циклонічний характер руху повітряних мас у позатропічних широтах переважає на всіх рівнях від 850 до 10 гПа (рис. 2.1). Влітку циклонічний ЦПВ слабшає і зберігається в шарі від 850 до 100 гПа. На рівнях 50 і 30 гПа в нижній стратосфері формується антициклонічний вихор. ЦПВ простежується в атмосфері обох півкуль і розповсюджується до широти 20° .

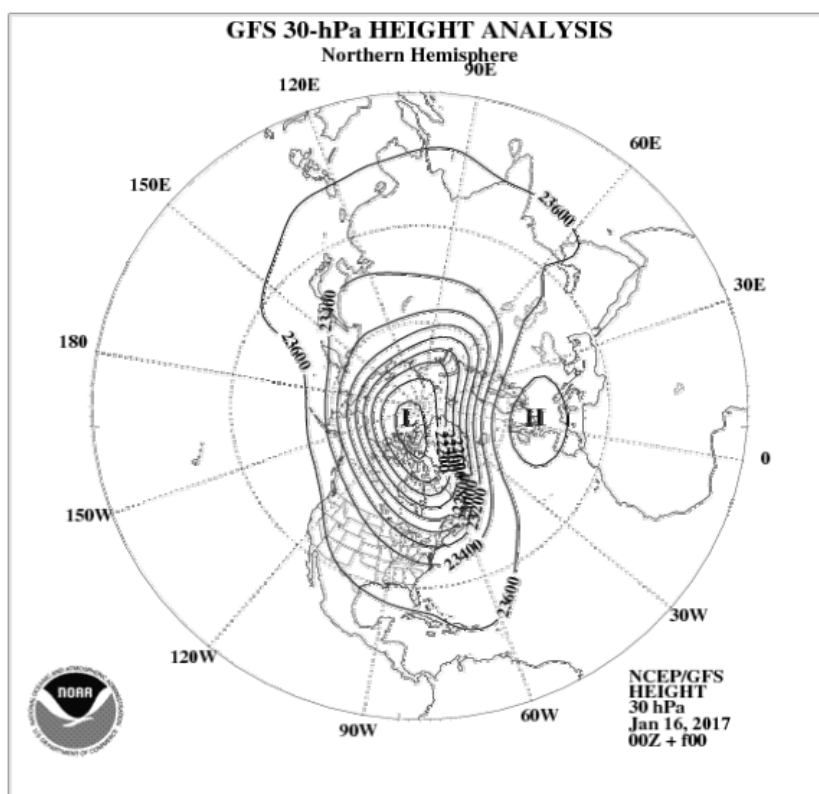


Рисунок 2.1 – Циклонічний циркумполярний вихор (L) еліпсоїдної форми в Північній півкулі взимку. Аналіз поля геопотенціальних висот поверхні 30 гПа за 16.01.2017 р.

На картах, складених за багаторічними спостереженнями (кліматичних картах) за атмосферним тиском за місяць, сезон або рік, простежуються області високого або низького тиску у визначених районах

Земної кулі. Ці області називаються кліматологічними центрами дії атмосфери (ЦДА).

Центри дії атмосфери – масштабні кліматичні осередки, в яких переважає циклонічна або антициклонічна циркуляція біля поверхні землі. Центри дії атмосфери бувають постійними (що діють цілий рік) і сезонними, тобто вираженими тільки взимку або тільки влітку. До постійних ЦДА Північної півкулі віднесено баричні центри над океанами: *ісландський і алеутський мінімуми, азорський, північнотихоокеанський (гавайський/гонолульський), та полярний максимуми*. Сезонні ЦДА виражені на суші: *сибірський та канадський антициклони взимку, азійська та північноамериканська термічні депресії влітку*. Постійні ЦДА, хоч і спостерігаються впродовж всього року, мають чітко виражені сезонні коливання: циклони посилюються взимку, а антициклони – влітку. Інтерес до ЦДА пов'язаний з їх впливом на західно-східний переніс в тропосфері.

Характерною рисою тропосферної циркуляції є постійна наявність у західно-східному перенесенні вищевказаних великомасштабних хвиль тиску і температури, які спричиняють появу меридіональних складових руху повітряних мас, їх динаміку з півдня на північ та з півночі на південь. Довжина великомасштабних хвиль вимірюється тисячами кілометрів і звичайно характеризується, так званим, хвильовим числом – кількістю хвиль, що розміщуються вздовж кола широти на просторі усієї півкулі.

При заданій швидкості західно-східного перенесення короткі хвилі Россбі мають додатну швидкість, тобто зміщуються на схід, при чому, чим вони коротші (чим більше хвильове число), тим менш збурений зональний потік. При зростанні довжини хвиль їх фазова швидкість зменшується і згодом дорівнює нулю – хвилі стають стаціонарними. При цьому західне перенесення виявляється сильно збуреним за рахунок існування осередків потужних меридіональних потоків повітряних мас у передній і тилівій частинах хвиль, де і формуються значні аномалії погоди. Іноді ультрадовгі хвилі зазнають зворотного руху із сходу на захід. Саме ці ситуації, які мають назву блокування зонального потоку, часто зумовлюють найбільш значні і тривалі аномалії погоди: сильні морози, інтенсивні опади або, навпаки, потужні посухи.

Ступінь розвитку хвиль в тропосфері дозволяє виділяти *зональний і меридіональний* стан атмосферної циркуляції. Для зональної циркуляції характерні високі значення швидкості зональної складової потоку і великі хвильові числа ($n=5\div 10$). Переважає швидке перенесення більшості синоптичних об'єктів із заходу на схід. При цьому осередки аномалій характеристик погоди орієнтовані здебільшого в зональному напрямку. Меридіональний стан характеризується невеликими хвильовими числами і стаціонавнням або повільним переміщенням висотних улоговин і гребенів. Аномалії характеристик погоди мають вигляд меридіонально орієнтованих областей, що чергуються.

Осереднену меридіональну циркуляцію формують агеострофічні складові вітру. Тому меридіональна циркуляція помітно слабша зональної.

Меридіональні складові циркуляції відіграють велику роль у міжширотному теплообміні і формуванні аномалій погоди; їх розподіл на просторі Північної півкулі за даними меридіонального кліматичного розрізу атмосфери ілюструє рис. 2.2.

На меридіональному розрізі виділяються чотири приземних області екстремумів тиску: полярний антициклон (90° півн.ш.), циклони помірних широт (60° півн.ш.), субтропічні антициклони (30° півн.ш.) і екваторіальна депресія (0° широти). Меридіональні потоки біля поверхні землі підлягають розподілу тиску - від високого до низького. Так утворюється північна складова пасатів, південна складова західно-східного перенесення, арктичні холодні вторгнення [3, 14].

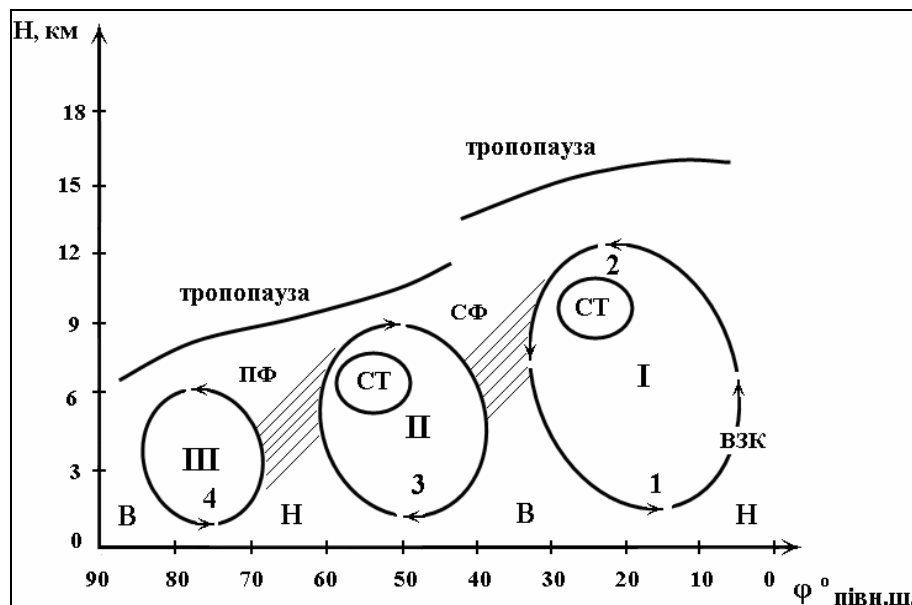


Рисунок 2.2 – Меридіональні складові загальної циркуляції атмосфери: ВЗК – внутрішньотропічна зона конвергенції; СТ – струминні течії; ПФ, СФ – полярний і субтропічний фронти відповідно; В, Н – зона високого і низького тиску відповідно; 1 – пасати; 2 – антипасати; 3 – західно-східне перенесення; 4 – арктичні вторгнення; I – комірка Хедлі; II – комірка Ферреля; III – арктична комірка

В області конвергенції меридіональних потоків виникають висхідні рухи повітря, в осередках їх дивергенції – низхідні. Як наслідок, формуються три кільця меридіональної циркуляції в тропосфері.

Перше, тропічне, визначається як комірка Хедлі (Гадлея), включає пасати у нижніх шарах, антипасати у верхній тропосфері, внутрішньотропічну зону конвергенції (ВЗК) на екваторі з потужними

висхідними рухами і купчасто-дошовою хмарністю, а також область низхідних рухів в центрах субтропічних антициклонів.

Друге кільце меридіональної циркуляції – комірка Ферреля, охоплює південну складову західно-східного перенесення знизу, сильні висхідні рухи у центрах циклонів помірних широт, низхідні рухи в субтропічних антициклонах.

Перші два кільця меридіональної циркуляції достатньо стійкі у часі та виявляються за добовими даними. Третє, арктичне кільце, виникає тільки час від часу, коли добре виражений арктичний антициклон. Третя комірка визначається як самостійна система циркуляції, через те, що з нею пов'язані вторгнення екстремально холодного повітря в помірні широти.

Біля поверхні землі, у зв'язку з наявністю сили тертя, а також через нерівномірний розподіл материків і океанів, формуються два важливих об'єкта циркуляції (рис. 2.3). Це – планетарний пояс субтропічних антициклонів, чітко виражений, головним чином, над океанами, та полярний антициклон. Внаслідок цього, у Північній півкулі західно-східне перенесення біля поверхні землі обмежене з півдня субтропічними антициклонами (південна межа 35-40° півн.ш.), а з півночі – східною і північно-східною циркуляцією повітряних мас в арктичному антициклоні ~70° півн.ш.

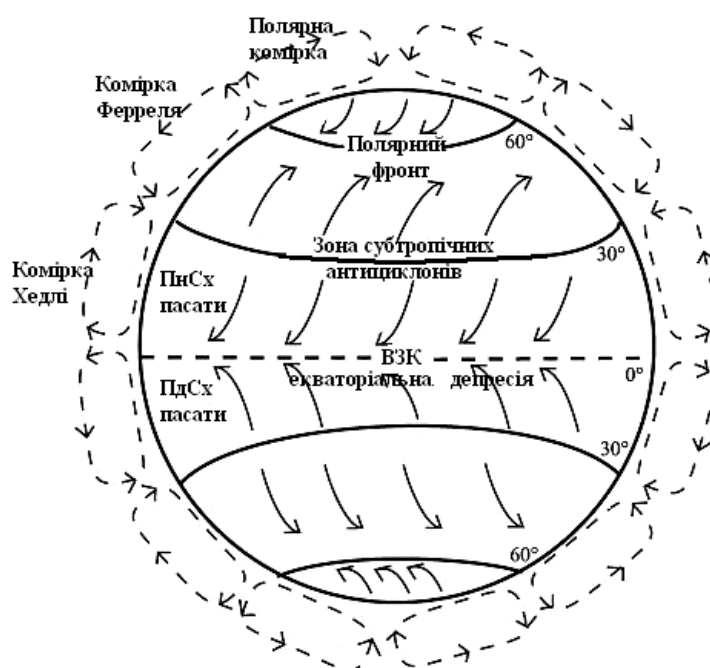


Рисунок 2.3 – Схема розподілу повітряних течій в атмосфері Землі

На південь від центрів субтропічних антициклонів над океанами розташована велика зона пасатних вітрів східного та північно-східного напрямків. Над континентами (Африка, Індія, південно-східна Азія) ці

північно-східні вітри мають назву зимових мусонів; влітку вони змінюють напрямок на протилежний і зветься літніми мусонами.

Інтенсивність приземних антициклонів і, як наслідок цього, пасатів та холодних арктичних вітрів, залежить від сезону року: субтропічні антициклони найбільш розвинені влітку, а полярний антициклон – взимку. У нижньому шарі зонального потоку велика роль належить вихровим збуренням. Циклони та антициклони помірних широт, що постійно генеруються в зональному потоці, створюють умови для меридіонального перерозподілу повітряних мас, виконуючи роль елементів *макروتурбулентного обміну* в атмосфері: циклони переносять теплі повітряні маси на північ, антициклони - холодні повітряні маси на південь.

Конвергенція повітряних течій сприяє формуванню в тропосфері Північної півкулі кількох гілок планетарної висотної фронтальної зони (ПВФЗ), що розрізняються за географічним положенням і типами повітряних мас, які вони розділяють.

Арктична гілка ПВФЗ. Географічне положення осі коливається від 68° півн.ш. взимку до 73° півн.ш. влітку. Інтенсивність, що характеризується швидкістю геострофічного вітру, змінюється в межах від $23,4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ взимку до $18,1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ влітку.

Північна гілка ПВФЗ помірних широт. Географічне положення осі коливається від 56° півн.ш. взимку до 64° півн.ш. влітку; швидкість геострофічного вітру варіює від $38,6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ зимою до $27,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ влітку.

Південна гілка ПВФЗ помірних широт. Географічне положення осі коливається від $39,3^{\circ}$ півн.ш. взимку до $47,9^{\circ}$ півн.ш. влітку; швидкість геострофічного вітру змінюється від $55,8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ взимку до $37,1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ влітку.

Субтропічна гілка ПВФЗ. Географічне положення осі коливається від $29,7^{\circ}$ півн.ш. взимку до $41,9^{\circ}$ півн.ш. влітку; швидкість геострофічного вітру змінюється від $64 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ взимку до $44 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ влітку.

Внутрішньотропічну зону конвергенції (ВЗК) фронтом у класичному розумінні вважати не можна, хоча в ній відбуваються бурхливі процеси утворення хмарності та випадають сильні зливові опади. Причиною є те, що у ВЗК відсутні контрасти метеорологічних величин у повітряних масах, які конвертують: пасати Північної і Південної півкуль мають схожі метеорологічні характеристики. Роль ВЗК у формуванні загальної циркуляції атмосфери надзвичайно велика. Саме тут, внаслідок випадіння тропічних злив, в атмосферу надходить велика кількість прихованого тепла. Область ВЗК є головним „нагрівачем” глобальної теплової машини, в результаті роботи якої утворюється тропосферне західно-східне перенесення. „Холодильники” цієї машини – полярні області Землі.

З теплового боку кожної фронтальної зони у верхній тропосфері, де горизонтальні баричні градієнти максимальні, формуються струминні течії: полярно-фронтальна та субтропічна.

Представлена картина меридіональної циркуляції відповідає середнім багаторічним умовам. В окремі роки може зникати арктична комірка та арктичний фронт, можуть послаблюватися або посилюватися пасати та західно-східне перенесення, фронтальні зони зазвичай мають тенденцію займати аномально південне або аномально північне положення.

Сезонність зонального потоку виражається у наступному: протягом року західне перенесення на висоті 3 км переважає над більшою частиною півкулі, особливо взимку, коли найвища його інтенсивність спостерігається поблизу 30° півн.ш. на рівні 200 гПа. Влітку осередок максимуму проявляється біля 40° півн.ш. В екваторіальній і тропічній зонах напрям перенесення змінюється на протилежний.

Взимку у загальному західному потоці виділяється пояс найбільш сильних вітрів над Тихим океаном, Північною Америкою і Атлантичним океаном, розташований у зоні $35-45^\circ$ півн.ш. В ньому спостерігається кілька максимумів середньомісячної зональної компоненти. Над східною частиною Атлантики пояс інтенсивного західного потоку опускається до $25-35^\circ$ півн.ш., проходить над північню Африки і Аравією. Далі на схід ця зона посиленого західно-східного перенесення розділяється на дві частини, огинаючи гірську систему Азії з півночі і півдня. Над Китаєм ці потоки знову об'єднуються у єдиний пояс над Тихим океаном. Опускання поясу над Африкою і Євразією спричинене вихолоджуванням континентів. У тропічній зоні південніше 20° півн.ш. західні потоки змінюються східними.

Порівняння особливостей збурення зонального потоку в середній і верхній тропосфері показує, що поле тиску взимку у всій тропосфері формується таким чином, що більша частина Американського континенту і Західна Європа знаходяться під впливом східної периферії висотного гребеня і західної периферії висотної улоговини, в той же час західна і центральна Атлантика перебуває під дією східної периферії висотної улоговини і західної периферії висотного гребеня.

Влітку в середній тропосфері над переважною частиною Північної півкулі також встановлюється західне перенесення. З районів Північноамериканського континенту потік орієнтований через о. Ньюфаундленд на північ Атлантики по межі 35° півн.ш. і на сході Атлантичного океану інтенсивний пояс вітрів повертає на північ Африки. В області західного потоку над Європою виокремлюється два частинних максимуми: на південний захід від Ірландії та над Середземним морем.

У верхній тропосфері влітку західний потік переважає над всією позатропічною частиною Північної півкулі. Його межа проходить через південь США, перетинає Атлантику по 30° півн.ш. і через північ Африки виходить на північні частини Червоного моря і Перської затоки, далі проходить по центральній частині Ірану, Пакистану, по півдню Китаю і

перетинає Тихий океан по 30° півн.ш. Зона найбільш потужних вітрів зонального потоку простежується між 40 і 50° півн.ш.

Циркуляція в стратосфері Земної кулі формується під впливом особливостей теплового режиму, обумовленого, в основному, променистими потоками тепла, що випромінюються і поглинаються термодинамічно активними домішками атмосфери, особливо озоном.

На висотах 25-35 км взимку і влітку виникають великі різниці температури. Взимку в полярних районах поглинання ультрафіолетової (УФ) радіації озоном відсутнє в умовах полярної ночі, внаслідок чого атмосфера віддає тепло шляхом довгохвильового випромінювання. Температура повітря в полярній стратосфері знижується до -80 °С. На екваторі, навпаки, процес поглинання радіації озоном протягом 12 годин за добу підвищує температуру до -40 °С. Таким чином, виникає планетарний градієнт температури і тиску, спрямований від екватора до полюса. В полі тиску в нижній стратосфері в осередку полярного холоду формується циклонічний циркумполярний вихор з одним або декількома центрами в районі полюса. На просторі майже всієї півкулі утворюється західно-східне перенесення повітряних мас. Зона найбільш інтенсивного зонального потоку формується у широтному поясі між 50 і 70° півн.ш., де виділяється кілька максимумів: над американським сектором Арктики, північною Атлантики і північною Європи; частинні максимуми спостерігаються над центральною Європою і півднем Сибіру.

Західно-східний потік в зимовій стратосфері рідко буває суто зональним; як правило, він збурений великомасштабними коливаннями, які виникають під впливом хвильових процесів у нижній тропосферній циркуляційній системі або внаслідок динамічної нестійкості стратосферного зонального потоку. Найбільші значення меридіональної компоненти фіксуються над північною Канади.

В січні-лютому спостерігаються короткочасні (не більше 10 днів), але дуже значні порушення зональної циркуляції стратосфери. Приекваторіальні антициклони різко посилюються і зміщуються до полюса, спричиняючи зростання температури. Це явище отримало назву *зимових стратосферних потеплінь*.

Влітку розподіл температури, тиску і вітру в стратосфері протилежний зимовому. В літній стратосфері поглинання УФ радіації Сонця веде до нагрівання повітря. Зі зростанням температури концентрація озону знижується, що викликає зменшення поглинання сонячної радіації. Таким чином, відбувається стабілізація температури на верхній межі стратосфери на висоті ~ 50 км. Максимум температури у масштабі півкулі розташований на полюсі, оскільки в умовах полярного дня поглинання ультрафіолетової радіації озоном відбувається безперервно – 24 години на добу, а на екваторі поглинання радіації триває 12 годин і влітку і взимку. Внаслідок цього планетарні градієнти температури і тиску спрямовуються

від полюса до екватора і над півкулею утворюється східно-західне перенесення. Рівень обертання напрямку вітру розташований на висоті ~ 20 км. Таким чином, область тепла формується над високими широтами Північної півкулі, а область холоду – над високими і середніми широтами Південної півкулі. Ці особливості поля температури створюють певну структуру поля тиску: з областю тепла пов'язана область підвищеного тиску – антициклонічний циркумполярний вихор, ізолінії тиску якого зазвичай паралельні колам широти (рис. 2.4).

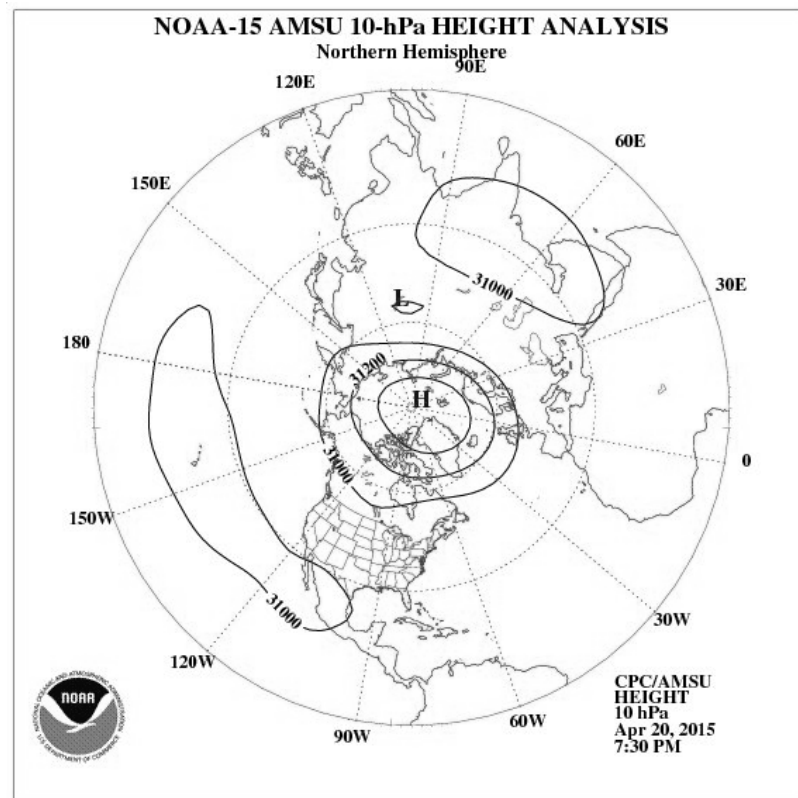


Рисунок 2.4 – Формування антициклонічного циркумполярного вихору (Н) при перебудові стратосферного поля тиску весною у Північній півкулі. Аналіз поля геопотенціальних висот поверхні 10 гПа за 20.04.2015 р.

Східний потік в стратосфері влітку також є збуреним. Завдяки наявності ультрадовгих хвиль у східному потоці, над центром і сходом Тихого океану вітри мають південну складову; над Американським континентом спостерігаються переважно північно-східні вітри, які над центральною частиною Атлантики змінюються на південно-східні.

Перебудова циркуляції в стратосфері із зимового режиму на літній відбувається в березні-травні. Вона розпочинається з процесу переміщення приекваторіальних стратосферних антициклонів до полюса та витиснення центру циркумполярного циклону на південь, де він швидко заповнюється. Строки весняної перебудови стратосферної циркуляції зазнають значних

міжрічних коливань. Виділяють ранні (друга половина березня), середні (квітень) та пізні (перша половина травня) строки за датою перебудови. Розкид дат осінніх перебудов стратосферної циркуляції з літнього режиму на зимовий суттєво менший – усі вони здійснюються у межах вересня.

Перелічимо об'єкти ЗЦА, що зазнають значних міжрічних змін свого положення або інтенсивності. Саме ці відхилення від середнього кліматичного режиму циркуляції найчастіше спричиняють виникнення довготривалих аномалій регіональної погоди.

В тропосфері об'єктами з великою міжрічною мінливістю є:

- довгі хвилі у західно-східному потоці - хвилі Россбі;
- висотні фронтальні зони;
- квазістаціонарні баричні центри біля поверхні землі;
- центри дії атмосфери;
- внутрішньотропічна зона конвергенції.

В стратосфері визначають два процеси, міжрічні зміни яких можуть відбиватися на циркуляції і погоді в тропосфері: весняні перебудови циркуляції та зимові стратосферні потепління.

2.2 Принципи класифікації макропроцесів

В режимі атмосферної циркуляції великих регіонів відбувається чергування зональних і меридіональних процесів. Визначені макропроцеси розвиваються впродовж декількох днів, іноді протягом кількох тижнів, потім настає відносно швидка перебудова і розпочинається новий макропроцес з іншим варіантом географічної локалізації і характером переміщення баричних утворень, у тому числі і центрів дії атмосфери. Зміна макропроцесу постійно супроводжується істотними змінами погоди великих районів. В окремі періоди макропроцеси стають надзвичайно стійкими, внаслідок чого створюються циркуляційні умови для формування значних аномалій погоди.

Безперервні зміни атмосферної циркуляції дозволяють виявити різні за часом і простором форми або типи атмосферної циркуляції [3, 5, 12, 14].

Типом циркуляції атмосфери називають тривалий на певному відрізку часу розподіл у просторі основних баричних утворень і напрямків їх переміщення. Типи циркуляції встановлюються шляхом класифікації безперервної послідовності синоптичних процесів на ряд стійких станів за допомогою критеріїв класифікації. Така класифікація повинна базуватися на врахуванні основних факторів, що обумовлюють характер ЗЦА і її зміни в часі. Про роль цих факторів можна судити за рядом якісних і кількісних параметрів, сукупність яких може розглядатися як комплексний критерій поділу макропроцесів за типами циркуляції.

До теперішнього часу ще не існує класифікації макропроцесів, в якій при встановленні різних типів враховувалися б усі діючі фактори і параметри, що їх характеризують, в результаті. Однією з основних причин цього є відсутність повних даних про більшість відомих факторів і параметрів. В результаті існуючі класифікації опираються на врахування лише окремих параметрів, які не можуть повною мірою відобразити основні особливості макропроцесів, що віднесені до кожного з типів. Це пояснює наявність значної кількості класифікацій, істотно відмінних одна від одної як за характером встановлених типів, так і за факторами, на використанні яких побудовані самі класифікації.

Всі класифікації макропроцесів засновані на принципі аналогічності. Відносно атмосфери припускається, що після подібних початкових умов розвиток процесів і зміни погоди також будуть подібними. Розробка повної класифікації атмосферних процесів при відповідній організації синоптичного архіву, дозволяє підбирати аналогічні випадки з минулого і використовувати їх для обґрунтування прогностичних рішень. Проте, такі класифікації становлять інтерес лише як характеристики типових синоптичних ситуацій, що спостерігаються у даному районі і є структурними елементами кліматичних полів.

Сучасні класифікації, як правило, базуються на використанні статистичної процедури розпізнавання образів.

Основні недоліки якісних класифікацій пов'язані з недосконалістю використовуваної системи критеріїв. Для успішного встановлення типів циркуляції дуже важливий правильний вибір критеріїв класифікації. Він не повинен бути занадто жорстким, оскільки при цьому далеко не всі синоптичні процеси можна буде віднести до того чи іншого типу циркуляції, а отже, безперервний архів типів не сформується. Водночас, критерій класифікації не повинен бути і занадто розпливчастим, адже в цьому випадку до одного і того ж типу можуть потрапити принципово різні між собою синоптичні процеси.

Один з найбільш значущих критеріїв пов'язаний з вибором району локалізації макропроцесу. Більшість синоптичних класифікацій обмежується аналізом процесів характерного часового масштабу (порядку однієї доби) і відповідного просторового масштабу. Такі типізації не завжди дозволяють проводити аналіз макропроцесів протягом кількох днів і, тим більше, впродовж місяця чи сезону.

Важливу роль відіграють критерії, зручні для діагнозу макропроцесів за синоптичними картами. До них відносять: характер переважаючого руху і стаціонавання баричних систем в окремому районі, структура баричного поля, арктичні вторгнення, виходи південних циклонів, чергування зональних і меридіональних переносів тощо. Приземні і висотні карти погоди дозволяють з більшою чи меншою точністю встановити тип

циркуляції за траєкторіями баричних утворень або за характерним розташуванням висотних улоговин і гребенів.

Поділ усіх синоптичних процесів на два основних класи – з меридіональним і зональним станом циркуляції – є лише перша узагальнена класифікація. Після такої класифікації необхідно розрізнити меридіональні процеси за географічною локалізацією основних особливостей баричного поля, якими виступають гребені і улоговини ВФЗ.

Інтенсивність зональної циркуляції, обумовленої градієнтом температури екватор-полюс, і меридіональної циркуляції, обумовленої градієнтом океан-материк, знаходиться у складному взаємозв'язку. В результаті, окремо за однією з складових (зональною чи меридіональною) неможливо отримати правильну уяву про справжній стан циркуляції атмосфери і про відношення того чи іншого процесу до зонального або меридіонального [12].

Кількісними показниками інтенсивності зональної та меридіональної циркуляції повітряних мас над Північною півкулею або над окремими її регіонами є *індекси циркуляції*. Іноді у вигляді індексів циркуляції використовують чисельні характеристики форми баричного поля атмосфери: лапласіани тиску або величини, що характеризують інтенсивність циклонічної чи антициклонічної діяльності над певним районом. Такі показники дозволяють визначити додаткові характеристики типів макропроцесів.

Зональний стан циркуляції, об'єктивно встановлений за допомогою кількісних показників, майже однозначно виділяє райони виникнення і напрям переміщення циклонів і антициклонів над певною територією а, отже, і характеристики розподілу багатьох метеовеличин. Меридіональний стан при цьому лише характеризує значне збурення зонального потоку, при якому спостерігається чергування висотних улоговин і гребенів, а також меридіональні циклонічні і антициклонічні поля уздовж паралелей біля поверхні землі. Сама по собі інтенсивність меридіонального обміну, на відміну від зонального, не визначає географічну локалізацію цих особливостей баричного поля. За однієї і тієї ж інтенсивності меридіональної циркуляції можливе протилежне розташування гребенів і улоговин, що зумовлює, в свою чергу, характеристики метеовеличин різного знаку в одних і тих же географічних районах. Цей факт виступає ще однією з причин наявності великого числа класифікацій і ще більшого числа різних типів процесів.

Класифікації синоптичних процесів можуть бути регіональними (Арктика, Антарктика, Європа, Далекий Схід, Північна Америка та ін.) Оскільки атмосферні процеси мають велику мінливість і рідко бувають стаціонарними впродовж місяця та сезону, усі класифікації створюють для відносно коротких інтервалів часу. Це – *природно синоптичний період* (5-7 діб), *елементарний синоптичний процес* (3-4 доби), *елементарний*

циркуляційний механізм (4-5 діб). Для характеристики особливостей циркуляції атмосфери впродовж тривалих строків (місяць, сезон, рік, циркуляційна епоха) використовується повторюваність типів циркуляції в абсолютних значеннях та у відхиленнях від норми.

Існує ряд інших, частинних класифікацій окремих метеорологічних полів: тиску, температури повітря, кількості опадів і т.п.; усі вони побудовані для вирішення конкретних задач досліджень або прогнозу атмосферних процесів.

Узагальнена класифікація атмосферних макропроцесів для позатропічних широт північної півкулі була розроблена у 40-х роках ХХ ст. Б.Л. Дзердзієвським спільно з В.М. Курганською і З.М. Вітвицькою [5, 7]. Це цілісна синоптична класифікація, в якій атмосферні процеси на півкулі розглядаються як *елементарний циркуляційний механізм* – ЕЦМ. Типізація ґрунтується на врахуванні циркуляційного зв'язку між північчю і півднем Північної півкулі, який характеризується кількістю та напрямком арктичних вторгнень до помірних широт.

Принципові положення цієї класифікації передбачають, що „...в кожному даному нетривалому періоді часу...” існує конкретний циркуляційний механізм, який забезпечує великомасштабні рухи атмосфери над півкулею, „...не випадкова комбінація окремих синоптичних процесів...”, а „...реальний цілісний макропроцес...” на півкулі. Існує кінцеве, порівняно невелике число визначених ЕЦМ, у кожному з яких існують свої особливості основних тропосферних переносів. Перехід від одного ЕЦМ до іншого відбувається швидко, шляхом перебудови термобаричних полів і зміни орієнтації повітряних потоків. Головний „порушник” зонального переносу – вторгнення антициклонів із полярних, а іноді і з південних широт (субтропічні зони дії атмосфери), та процеси блокування.

Всього визначено 13 різних типів ЕЦМ. Для кожного ЕЦМ побудовані типові збірно-кінематичні карти та карти середнього тиску.

У якості ще однієї ознаки меридіональності атмосферної циркуляції розглядається вихід південних циклонів у помірні широти, який певною мірою відображує сполученість циркуляції у позатропічних широтах з процесами у субтропічній зоні.

Усі ЕЦМ об'єднані в 4 великі групи:

1. Зональна циркуляція - арктичні вторгнення відсутні.
2. Циркуляція з порушенням зональності - одне арктичне вторгнення (в різних районах).
3. Меридіональна північна циркуляція з двома і більше одночасними вторгненнями антициклонів з півночі.
4. Меридіональна південна циркуляція при відсутності полярних вторгнень але з виходом 2-4 південних циклонів.

Для процесів 1-3 групи характерним є існування над Арктикою високого тиску, а для 4 типу - атмосферний тиск в районі Арктики низький, що спричинене циклонічною циркуляцією на арктичному фронті.

Середня тривалість типів коливається від 3,6 до 5,3 діб. Для забезпечення всебічного аналізу Дзердзієвський виділив на півкулі 6 приблизно рівновеликих секторів, межі яких узгоджуються з межами океанів і континентів, що впливають на сезонні особливості циркуляції: атлантичний – 60° зах.д - 0°; європейський – 0°-60° сх.д.; сибірський – 60-120° сх.д.; далеосхідний – 120-170° сх.д.; тихоокеанський – 170° сх.д.-120° зах.д.; американський –120-60° сх.д.

Оскільки в цій класифікації не були встановлені закономірності зміни типів макропроцесів, безпосередньо у прогностичній роботі її не використовують, проте, вона знайшла застосування у кліматологічних дослідженнях багаторічного режиму ЗЦА у Північній півкулі.

Значного поширення набула класифікація макропроцесів Вангенгейма – Гірса [3, 5, 14].

Основи класифікації запропоновані Г.Я. Вангенгеймом в 1930-х роках в процесі розробки методу фонових довгострокових прогнозів температури повітря та льодовитості морів в євразійському секторі Арктики. Макропроцеси спочатку класифікувалися за знаком географічної локалізації основних виносів тепла і холоду, а також головних баричних утворень впродовж елементарного синоптичного процесу (ЕСП).

Елементарний синоптичний процес – це процес, упродовж якого у межах Атлантико–європейського сектора Північної півкулі зберігається географічний розподіл знаку баричного поля і напрям основних переносів повітря. Тривалість ЕСП зазвичай складає 2–4 дні. Кожен процес має свою назву і типову карту-схему, на якій представлені циклонічні і антициклонічні поля і траєкторії баричних утворень.

Для встановлення меж ЕСП існують кількісні і якісні прийоми. Якісні прийоми включають кілька характерних перетворень приземних і висотних деформаційних полів при зміні ЕСП:

- 1) на місці циклону (антициклону) встановлюється антициклон (циклон), в той час коли інші складові деформаційного поля розвиваються в нових районах;
- 2) циклонічні (антициклонічні) поля переміщуються у нові райони;
- 3) один з циклонів (антициклонів) заповнюється (руйнується), але в районі його розташування виникає новий. Частинним випадком цього процесу є регенерація баричних утворень.

При кількісних прийомах обчислюють індекси циркуляції різними методами, при переході до іншого ЕСП тип циркуляції змінюється.

Всього було визначено 26 різновидів (типів) ЕСП, які мали назву за районами вторгнення полярних антициклонів в Європу: гренландський, англійський, лапландський тощо. Ряд типових ЕСП віддзеркалював й інші

особливості циркуляції: західне перенесення, пояс високого тиску, стаціонавання антициклону в помірних широтах. Згодом усі типи ЕСП були зведені в три форми атмосферної циркуляції за ознакою переваги певних напрямків тропосферного переносу повітряних мас: *західну W*, *східну E* та *меридіональну C*. При цьому О.О. Гірс запропонував використовувати в якості критерію класифікації конфігурацію висотної фронтальної зони (ВФЗ) на картах АТ-500.

Розвиток мережі спостережень і поява глобальних карт надали змогу О.О. Гірсу розповсюдити класифікацію атмосферних процесів на усю Північну півкулю. Це дуже важлива якість класифікації, оскільки синоптичні процеси в західній та східній півкулях, особливо у довгочасні періоди, виявилися тісно пов'язані між собою.

В Американсько-тихоокеанському секторі також було визначено три форми циркуляції, тобто розподіл улоговин і гребенів над відповідними континентами і океанами, практично схожі з формами W , E , C в атлантико-європейському секторі – один зональний (Z) і два меридіональних (M_1 і M_2). Таким чином, циркуляція над усією Північною півкулею характеризується сполученням форм в обох секторах, що дає дев'ять основних форм макропроцесів: W_3 , W_{m1} , W_{m2} , E_3 , E_{m1} , E_{m2} , C_3 , C_{m1} , C_{m2} .

Для кожної з основних форм макропроцесів на Північній півкулі побудовані типові поля розподілу середніх місячних значень приземного тиску та аномалій температури повітря.

Макропроцеси західної форми циркуляції (W_3 , W_{m1} , W_{m2}). Загальними характеристиками макропроцесів західної форми циркуляції є наступні.

1. У тропосфері спостерігаються хвилі малої амплітуди, які швидко переміщуються з заходу на схід при процесах W_3 в обох секторах півкулі. При процесах W_{m1} , W_{m2} у другому секторі (Американсько-тихоокеанському) мають місце стаціонарні хвилі великої амплітуди.
2. У першому (Атлантико-європейському) секторі послаблений міжширотний обмін, а інтенсивність зональної складової циркуляції підвищена. У другому секторі при формах W_{m1} , W_{m2} – зворотна ситуація: посилений міжширотний обмін і послаблена інтенсивність зональної циркуляції.
3. Положення ПФВЗ має свої особливості, загальним є те, що ПФВЗ огинає тропосферні гребені з півночі, а улоговини – з півдня.
4. Траєкторії баричних утворень і розподіл аномалій тиску біля поверхні землі залежать від характеру довгих термобаричних хвиль у тропосфері. Із заходу на схід у помірному поясі переміщуються циклони, а у субтропіках – ядра високого тиску при формі W_3 в обох секторах і у першому секторі півкулі при процесах W_{m1} , W_{m2} ; в цей же час у другому секторі наявність хвиль значної амплітуди зумовлює суттєві меридіональні складові у траєкторіях баричних

утворень („пірнаючі циклони”). При всіх трьох різновидах західної форми циркуляції W_3 , W_{m1} , W_{m2} у першому секторі відзначаються від’ємні аномалії тиску при активізації циклонічної діяльності на арктичному і полярному фронтах.

У другому секторі при процесах W_{m1} у районі Алеутських островів спостерігається область істотних додатних аномалій тиску при розповсюдженні на цю територію гавайського максимуму; при цьому алеутський мінімум розчленовується на два центри – в районі Камчатки і над східною частиною Тихого океану. При процесах W_{m2} у другому секторі відмічається протилежний розподіл: алеутський мінімум розташований в районі свого кліматичного положення; при формі W_3 аномалії тиску розподіляються зонально: від’ємні аномалії у північних широтах і додатні у помірному поясі.

5. Стан центрів дії атмосфери: при всіх різновидах процесів форми W сибірський максимум послаблений, ісландський мінімум поглиблений; субтропічні максимуми – азорський і гавайський посилені (при W_3 і W_{m1}), алеутський мінімум поглиблений при процесах W_{m2} .
6. Розподіл аномалії температури показує наявність області холоду в полярному басейні і субтропічних осередків тепла для першого сектора.
7. У помірному поясі найбільш ймовірні додатні відхилення від річної кількості опадів, а на північ і південь від цієї зони – від’ємні аномалії.

Таким чином, у розвитку процесів західної циркуляції формується тенденція до самопосилення і тривалого існування. При швидкому розвитку синоптичних процесів часто виникають південно-скандинавський, північно-скандинавський, англо-карський ЕСП. При уповільненні темпів розвитку відзначаються ЕСП: середньо-скандинавський і стаціонарні, що розрізняються районом стаціонування у помірній зоні потужних антициклонів.

З початком стаціонування або сповільненого руху висотних улоговин і гребенів, а також при переміщенні їх зі сходу на захід здійснюється перехід до меридіонального стану атмосфери. Йому відповідають форми циркуляції атмосфери E та C з різною локалізацією висотних улоговин і гребенів.

Макропроцеси східної форми циркуляції (E_3 , E_{m1} , E_{m2}) мають такі особливості.

1. У товщі тропосфери спостерігаються стаціонарні хвилі великої амплітуди.
2. Траєкторії приземних баричних утворень здобувають значну меридіональну складову. Над Європою встановлюється потужний гребінь, над Атлантикою і Західним Сибіром відмічаються сполучені

з ним висотні улоговини. З таким положенням ВФЗ біля поверхні землі часто пов'язано переміщення антициклонів зі сходу на захід, так зване „насування сибірського антициклону”. Такі процеси разом з південно-східними вітрами призводять до значних похолодань в помірних широтах Європи у холодний період року. При іншому розвитку процесів східного типу вісь висотного гребеня зміщується на захід, західносибірська улоговина поглиблюється, і по гілці ВФЗ, орієнтованій з північного сходу на південний захід, здійснюються так звані „ультраполярні вторгнення” арктичних антициклонів в Європу. Взимку вони зумовлюють сильні морози, а влітку сприяють формуванню посух. Навесні при процесах форми Е часто спостерігається вихід на європейську територію південних циклонів з районів Середземномор'я, що супроводжується якими і тривалими опадами.

3. Центри дії атмосфери: області ісландського мінімуму відповідають додатні або близькі до норми аномалії тиску, азорський максимум послаблений, на меридіанах Каспійського моря відмічається додатна аномалія тиску, яка зумовлює розвиток гребеня сибірського максимуму. При процесах E_{m1} алеутський мінімум заповнений (єдиний центр відсутній), а у середньому баричному полі на його місці формується гребінь гавайського максимуму, при інших формах - E_3 і E_{m2} ця депресія дещо послаблена.
4. Розподіл аномалії температури при макропроцесах E_3 , E_{m1} , E_{m2} визначається наступним чином: додатна аномалія температури відмічається над Арктикою, а від'ємна – над континентом Євразії.
5. Розподіл аномалій опадів при трьох різновидах східної форми показує дефіцит опадів на півдні ЄТР, в Західному Сибіру і Казахстані, особливо значний при E_{m1} , на північному заході Європи – перезволоження.

Макропроцеси меридіональної форми циркуляції (C_3 , C_{m1} , C_{m2}). Процеси цієї форми подібні до форми Е і характеризують меридіональний стан атмосфери, міжширотний тепло- і повітрообмін у Північній півкулі посилений. Взимку найбільш потужні меридіональні переноси зосереджені над океанами, а влітку – над материками. Характерними рисами макропроцесів форми С є наступні.

1. Розподіл аномалій тиску визначається додатними аномаліями над океанами і від'ємними над материками. Над Європою розташована висотна улоговина, а над Атлантикою і Західним Сибіром – сполучені з нею гребені. Єдиний ісландський мінімум не спостерігається, можливе існування двох його центрів: в районі Ньюфаундленду і над Європою та ЄТР, при поступовому його заповненні в цей район поширюється гребінь азорського максимуму.

Макропроцес C_{m1} є найбільш аномальним: практично відсутні ісландський і алеутський мінімуми (навіть взимку).

2. Траєкторії баричних утворень мають значну меридіональну складову. При розвитку азорського максимуму здійснюється потужне винесення атлантичного тепла в Арктику, а на Європу з північного заходу спрямовуються, так звані, «пірнаючі циклони», що несуть з собою похолодання і опади, як взимку, так і влітку.
3. У розподілі аномалій температури чітко проявляється меридіональність. Географічна локалізація областей аномалій температури узгодиться з положенням висотних улоговин і гребенів: під західними частинами висотних гребенів біля землі формуються області додатних аномалій температури, а під східними – від’ємних. Найбільша від’ємна аномалія над ЄТР спостерігається при C_{m1} , найменша – при C_{m2} .
4. Розподіл опадів визначає значну зону перезволоження від Чорного моря до Уралу, пов’язану з активним переміщенням приземних циклонів за ведучим потоком по східній частині європейської висотної улоговини. Над Атлантикою зосереджена область дефіциту опадів, обумовлена адвекцією холодного повітря по східній периферії атлантичного гребеня і відповідними динамічними змінами тиску.

Форми атмосферної циркуляції W, E, C і їх різновиди у Північній півкулі не є статистичними шаблонами, а представляють собою стадії безперервного процесу перебудови одних форм в інші. Розвиток і перетворення цих форм пов’язане з перерозподілом повітряних мас, зміною локалізації основних тропосферних осередків холоду та основних виносів тепла і холоду. Суттєва трансформація термобаричних полів відбувається в масштабі всієї півкулі.

Зміна ЕСП визначається напрямом перетворення діючої форми атмосферної циркуляції. Один з принципів класифікації макропроцесів Вангенгейма полягає в аналізі процесів меншого просторово-часового масштабу на фоні більш великомасштабних процесів.

З метою детальної та різнобічної характеристики великомасштабних рухів в атмосфері А.Л. Кац запропонував систему індексів, яка дозволяє окремо оцінити зональну і меридіональну циркуляцію, а також їх співвідношення, як над півкулею в цілому, так і для будь-якого заданого району [3, 6, 12, 14]. У якості ступеня інтенсивності циркуляції в умовному одиничному шарі атмосфери прийнята середня інтенсивність перенесення маси повітря відповідно у зональному і меридіональному напрямках над районом, обмеженим широтами φ_1, φ_2 та довготами λ_1, λ_2 .

Для визначеного району зміна зонального потоку маси на обраній ділянці, при середньому для цього району значенні параметра Коріоліса, залежить тільки від коливань середнього градієнта тиску на відрізках

меридіанів, включених у цю зону, а меридіонального потоку маси – від середнього градієнта тиску на відрізках паралелей. Ці градієнти практично можуть виступати індексом зональної I_z і меридіональної I_m циркуляції відповідно.

Індекси А.Л. Каца – це універсальний інструмент для оцінки інтенсивності циркуляції. Вони дозволяють обчислити окремі переноси з півдня на північ та з півночі на південь, а також сумарний меридіональний обмін повітрям. Те ж саме відноситься і до індексу зональності.

Робочі формули для розрахунків зональної та меридіональної циркуляції за картами приземного тиску або картами абсолютної топографії наступні:

$$I_z = \frac{bn}{(\varphi_2 - \varphi_1)i}$$

$$I_m = \frac{bm}{(\lambda_1 - \lambda_2)j} \frac{1}{\cos \varphi}, \quad (2.1)$$

де b - різниця тиску між двома сусідніми ізобарами (ізогіпсами);

n - число перетинань ізобар (ізогіпс) з меридіанами між широтами φ_1 та φ_2 ;

i - число меридіанів;

m - число перетинань ізобар (ізогіпс) з паралелями між довготами λ_1 та λ_2 ;

j - число паралелей;

$\frac{1}{\cos \varphi}$ - множник, який враховує зміну довжини відрізка паралелей

між меридіанами на різних широтах.

Розмірність індексів – гектопаскаль на 1 градус екватора (гПа/град.екв.) або геопотенціальний декаметр на 1 градус екватора (гп.дам./град.екв.).

При розрахунках індексів I_z і I_m враховують напрям перенесення повітряних мас. Для встановлення I_z напрям потоків із заходу на схід вважається додатним, а зі сходу на захід – від'ємним. При визначенні кінцевого індексу I_m потоки як із півночі на південь, так і з півдня на північ вважаються додатними, оскільки у зворотному випадку (потоки з півдня на північ повинні вважатися від'ємними) в кінцевому варіанті – для широтної зони, яка охоплює півкулю, цей індекс буде наближатися до нуля, хоча його південна і північна складові можуть проявлятися досить інтенсивно.

Для розмежування макропроцесів на зональні та меридіональні А.Л. Кац запропонував так званий загальний індекс

$$I' = \frac{I_m}{I_z} \quad (2.2)$$

Цей безрозмірний індекс показує, в якій мірі інтенсивність зональної циркуляції західно-східного перенесення перевищує інтенсивність міжширотного обміну. Критерієм відношення макропроцесу до зонального типу є нерівність $I' < 0,75$. Якщо $I' \geq 0,75$, макропроцес вважається меридіональним.

Даний принцип застосування індексів циркуляції покладений в основу регіональної класифікації макропроцесів А.Л. Каца. Класифікація розроблена з метою опису синоптичних умов впродовж природно-синоптичного періоду (ПСП) та використовується в методах середньострокових, місячних і сезонних прогнозів.

Вперше поняття ПСП було введено на початку ХХ ст. Мультановським Б.П. при розробці синоптичного методу прогнозу погоди.

Природно-синоптичний період – це відрізок часу, впродовж якого зберігаються певним чином орієнтовані синоптичні процеси при збереженні знаку основних баричних полів на просторі природно-синоптичного району.

Природно-синоптичний район – сектор Північної півкулі Землі, в якому зміна ПСП здійснюється одночасно на всьому його просторі. Часові межі ПСП у різних природно-синоптичних районах (ПСР) не пов'язані між собою. У Північній півкулі визначено три ПСР: перший включає Атлантичний океан і Євразію до р. Єнісей (50° зах.д. – 90° сх.д.), другий – Східний Сибір, Примор'я та західну половину Тихого океану (90° сх.д. – 165° зах.д.), третій охоплює східну частину Тихого океану і Північну Америку (165° зах.д. – 50° зах.д.). Однак подальші дослідження виявили, що синоптичні процеси рідко бувають так чітко локалізовані, часто спостерігається їх глобальна взаємодія і сполученість особливостей циркуляцій на просторі усієї Північної півкулі і навіть Земної кулі. Проте, розподіл на ПСР має фізичний сенс і використовується у деяких методах прогнозу. С.Т. Пагава обґрунтував поділ Північної півкулі на ПСР з позицій сезонної зміни теплообміну між океанами та континентами. Карті ізаномал приземної температури повітря в Північній півкулі, побудовані на основі використання відхилень температури від середньоширотних її значень, показали, що на півкулі дійсно існують три температурні диполя (три пари додатних і від'ємних осередків ізаномал), що співпадають з межами ПСР, визначеними раніше. Так, взимку, в першому ПСР існує осередок додатних ізаномал в Норвезькому морі та від'ємних – в

Казахстані. В другому ПСР від'ємний осередок знаходиться у Східному Сибіру, а додатний – над північним заходом Тихого океану. Третій ПСР характеризується додатним осередком над Тихим океаном і від'ємним над Північною Америкою. Таким чином, у помірних широтах Північної пікулі існують три досить ізольовані теплові машини, які здійснюють теплообмін між океанами та континентами і формують тим самим довгі хвилі в західно-східному перенесенні.

Природно-синоптичний період може тривати від 4 до 10 днів, при цьому напрямок переміщення основних циклонів та антициклонів залишається постійним, а межі географічних осередків, в яких переважають циклонічна і антициклонічна циркуляції, змінюються незначно. Доведене *прогностичне значення поняття ПСП*: якщо за перші дві доби ПСП (які називають *тенденцією ПСП*) буде встановлено, в якому напрямку зміщуються баричні утворення, то з великим ступенем ймовірності у тому ж напрямку вони будуть рухатися впродовж останньої частини ПСП. При цьому розподіл осередків тепла та холоду, надлишку та дефіциту опадів також буде майже незмінними. Корінна причина збереження характеру приземної циркуляції та погоди протягом одного ПСП міститься у збереженні структури тропосферних довгих хвиль, розташування їх гребенів і улоговин, положення ВФЗ та, як наслідок, основних приземних фронтів.

Класифікація макропроцесів А.Л. Каца призначена для характеристики умов циркуляції атмосфери на просторі Європи і Західного Сибіру. Критерієм визначення типів циркуляції є географічне положення висотних улоговин і гребенів на карті АТ-500. Для об'єктивізації виділення типів використовується розрахунок індексів зональної I_z та меридіональної I_m циркуляції А.Л. Каца в північній (52–70° півн.ш.) та південній (35–52° півн.ш.) зонах усього району класифікації.

Класифікація А.Л. Каца містить 5 типів циркуляції: зональну форму циркуляції та 4 меридіональних. Практика показала, що їх достатньо для опису головних рис циркуляції у межах ПСП [6, 12].

Цінність даної класифікації полягає у тому, що кожному типу циркуляції відповідає свій типовий розподіл осередків аномалій температури повітря та опадів по території, причому моделі цього розподілу для різних типів циркуляції значно відрізняються одна від одної. Це свідчить про високу якість класифікації: визначені типи дійсно характеризують принципово різні умови погоди.

Зональний тип циркуляції. В зональних процесах географічна локалізація гребенів і улоговин через їх значну рухливість і малу амплітуду не має вирішального впливу на загальні характеристики макропроцесу.

Протягом року на картах АТ-500 виявляється добре виражений циклонічний вихор в районі північного полюсу – циркумполярний вихор з майже круговими ізолініями. Різниця між зимовими і літніми картами полягає лише в інтенсивності зональної циркуляції: меридіональні градієнти геопотенціалу при зональних процесах в холодне півріччя значно перевищують такі ж самі для теплої частини року. Ця відмінність обумовлена зменшенням меридіонального температурного градієнта внаслідок суттєвого підвищення до літа температури повітря в помірних і високих широтах.

В холодну пору року сибірський антициклон значно послаблений і займає положення над крайніми районами Східного Сибіру, ісландська депресія розповсюджується на Баренцове і Карське моря, а її улоговини – на Європу. Майже весь європейський сектор (за винятком півдня) охоплений від’ємною аномалією тиску. При цьому найвищі значення спостерігаються над Скандинавією і північною Європи.

В тепле півріччя субтропічні антициклони займають більш північне положення, при цьому осередок від’ємної аномалії тиску розташовується в центральних районах європейського сектора і Західному Сибіру, а на півдні євразійського континенту простежується чітко оформлена і витягнута вздовж паралелей смуга високого тиску, всередині якої виділяються самостійні антициклонічні ядра (рис. 2.5 – 2.6).

При зональній циркуляції послаблюється міжширотний обмін, що зумовлює аномалії температури. В холодне півріччя в помірних широтах Євразії формується додатна аномалія температури з осередком над Центральним Сибіром. Послаблення підвищених температур північніше і південніше помірного поясу виступає характерною ознакою зональних процесів. В приполярних районах виникає від’ємна аномалія температури в результаті від’ємного радіаційного балансу. В субтропічних широтах відбувається охолодження повітря за рахунок тлиових вторгнень в західних циклонах, а також при нічному радіаційному вихолоджуванні в розвиненій зональній смузі високого тиску субтропіків.

Аномалія температури для літніх місяців має подібні характеристики. Проте, поряд з осередком додатної аномалії, розташованим практично в одному і тому ж районі, над ЄТР, за винятком крайнього півдня, знак температурної аномалії змінюється на протилежний. Ця від’ємна аномалія насамперед обумовлена перенесенням відносно холодного у літній період океанічного повітря, яке не встигає трансформуватися над континентом. В той же час над Сибіром, особливо над південною частиною, переважає аномальна для даного району і пори року антициклонічна циркуляція, що визначає сприятливі радіаційні умови для трансформації повітря. Додатні відхилення температури у холодне і тепле півріччя в Сибіру при зональних процесах пояснюються також відсутністю або різким зменшенням повторюваності арктичних вторгнень.

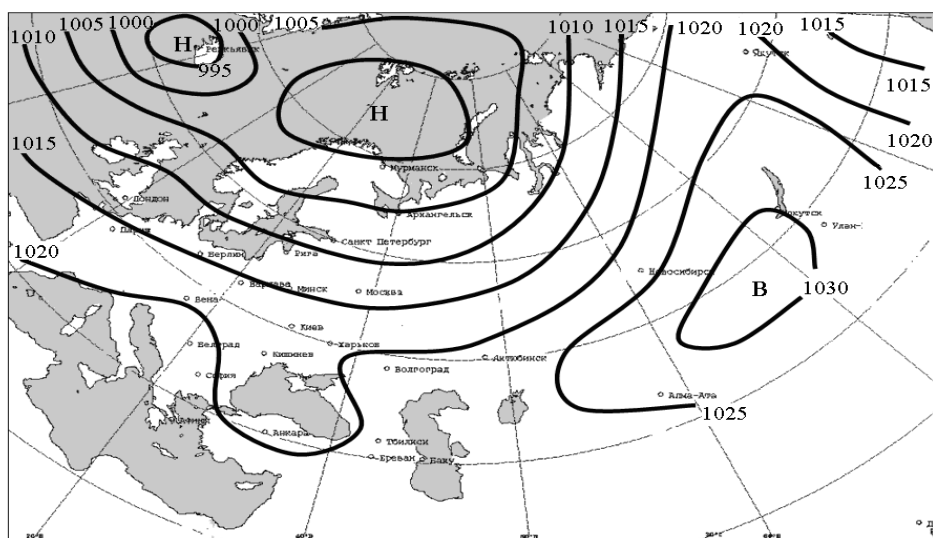


Рисунок 2.5 – Середній тиск біля поверхні землі при зональній циркуляції в холодне півріччя

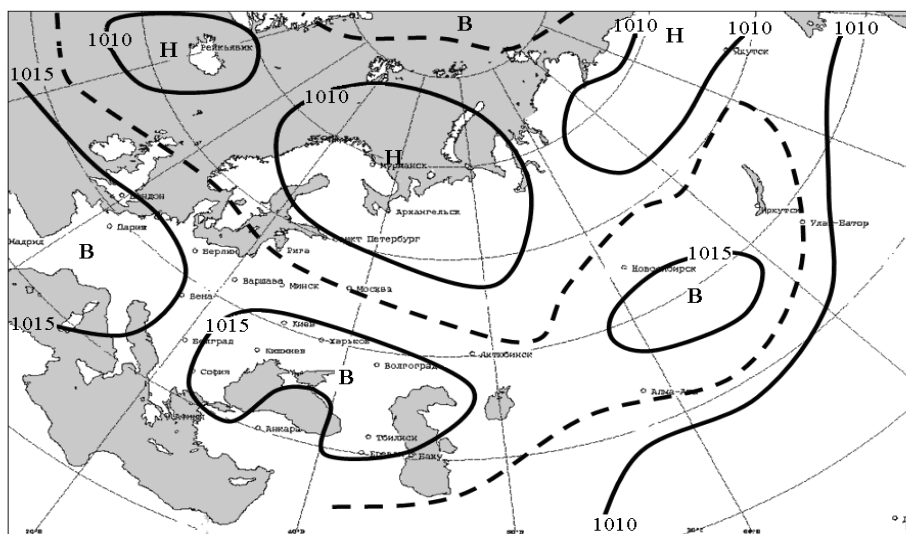


Рисунок 2.6 – Середній тиск біля поверхні землі при зональній циркуляції в тепле півріччя

Зональність також відмічається у розподілі аномалій опадів: на півдні Європи, охопленій антициклонічною циркуляцією, виділяються зони з дефіцитом опадів. Винятком є прибережні райони Середземного, Чорного і Каспійського морів, де в холодну пору року розміщуються циклонічні центри термічного походження. Інша територія євразійського континенту знаходиться в зоні нормального та збиткового зволоження, лише з тією різницею, що у холодний період року максимальна кількість опадів зміщена на північ у порівнянні з теплим.

Приклад зональної циркуляції атмосфери у холодний період року зображено на рис. 2.7.

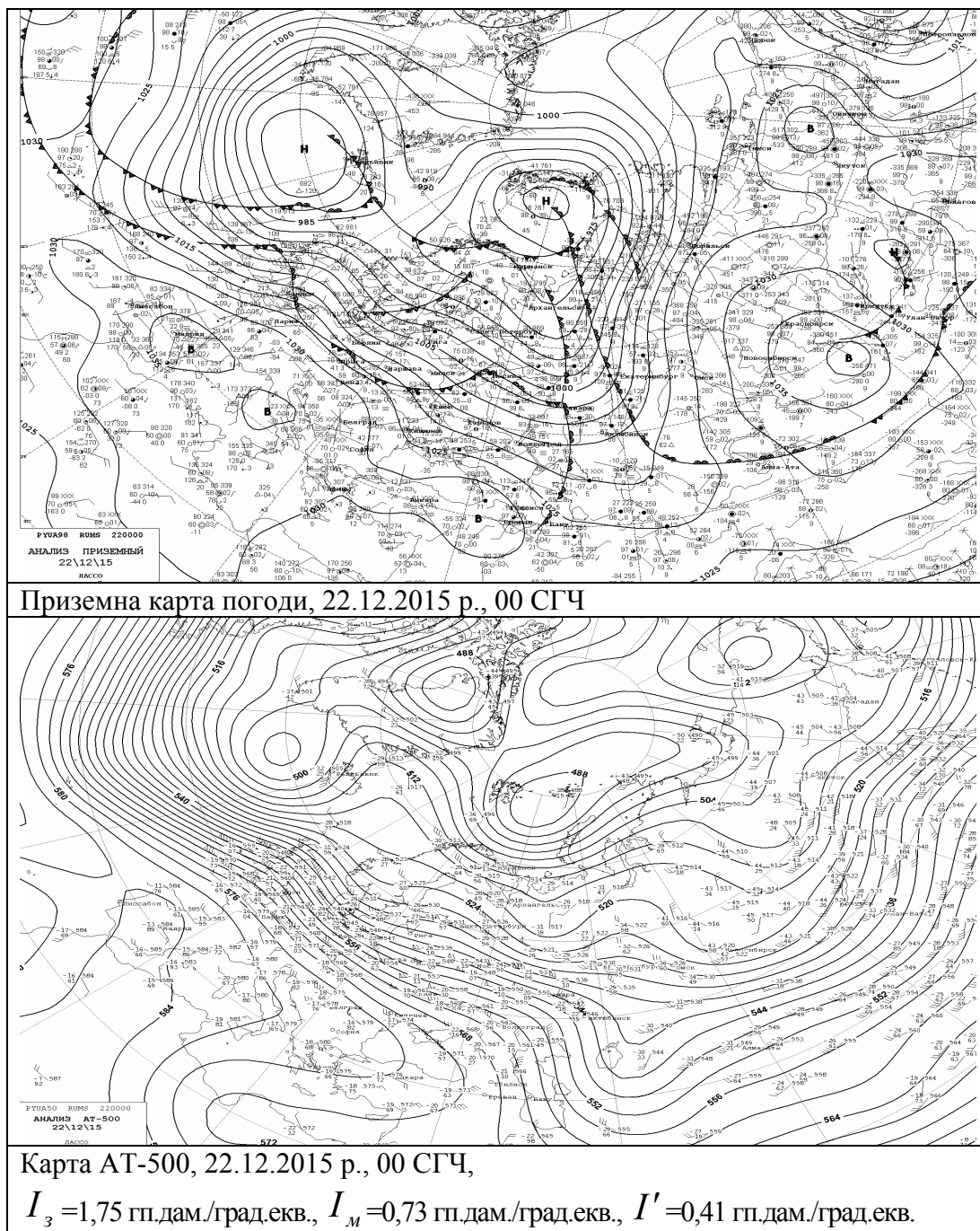


Рисунок 2.7 – Формування синоптичних процесів в умовах зональної циркуляції атмосфери у холодний період року

Цей процес зумовив значні додатні аномалії температури на території України, так максимальні позначки становили 27.12.2015 р. в Одесі +16,9 °С; 23.12.2015 р. у Львові +12,8 °С, 21.12.2015 р. у Києві +10,5 °С.

Для *меридіональних процесів* характеристика географічної локалізації гребенів і улоговин є такою ж важливою, як і ступінь збурення зонального потоку, що характеризує, по суті, інтенсивність меридіональних висотних гребенів і улоговин.

Класифікація макропроцесів А.Л. Каца містить чотири меридіональні типи циркуляції, визначені за розміщенням висотних гребенів відносно центру Східної Європи. Виділяють центральне положення гребеня – тип *Цт*, західне – тип *Зх*, східне – тип *Сх* і змішане положення при існуванні двох гребенів – один на схід, а другий на захід від центру Східної Європи – тип *Зм* (рис 2.8 – 2.9).

Висотний гребінь може розташовуватися симетрично відносно меридіанів, а також мати нахил на схід чи захід від його основи, тобто для кожної з форм існують різновиди процесів. Простежуються і сезонні різниці погоди при одному й тому ж типі циркуляції.

Меридіональні процеси західного положення висотного гребеня (Зх). До форми *Зх* належать процеси, при яких висотний гребінь або антициклон розташований над Британськими о-вами чи Західною Європою, а на схід від цього району знаходиться висотна улоговина, вісь якої проходить через крайній схід Європейського континенту або Західний Сибір. Основні особливості тропосферного поля практично ідентичні для холодної і теплої частин року. Незначна різниця полягає лише в тому, що в тепле півріччя висотний гребінь зсунений дещо більше на схід.

В залежності від інтенсивності розвитку західного гребеня і суміжної з ним східноєвропейської улоговини, в деяких різновидах цієї форми траєкторія приземного антициклону може бути трохи зміщена на захід або мати ультраполярну спрямованість, тобто переміщення антициклонів біля поверхні землі здійснюється через північ Скандинавії на південь і південний захід. Відповідно деформуються і траєкторії приземних циклонів.

В холодне півріччя частота процесів *Зх* збільшується практично вдвічі. Майже вся Європа і Західний Сибір охоплені від'ємною аномалією температури з осередком над європейським континентом. В той же час Середня Азія і крайній схід європейської території перебувають у зоні підвищених, у порівнянні з нормою, температур. Процеси типу *Зх*, особливо при різновиді з ультраполярною спрямованістю ВФЗ, обумовлюють найбільш сильні похолодання на європейському континенті. Влітку цей тип менш інтенсивний, проте знак аномалії температури над Європою зберігається і простирається впритул до Приуралля, а над Західним Сибіром виникає осередок додатної аномалії температури.

Характерні особливості процесів форми *Зх* знаходять чітке відображення і на картах опадів. При цьому смуги з підвищеним і зниженим зволоженням чергуються уздовж паралелей. На східній частині антициклонічно вигнутої ВФЗ здійснюється активний антициклогенез, що

призводить взимку до дефіциту опадів практично на всій європейській території.

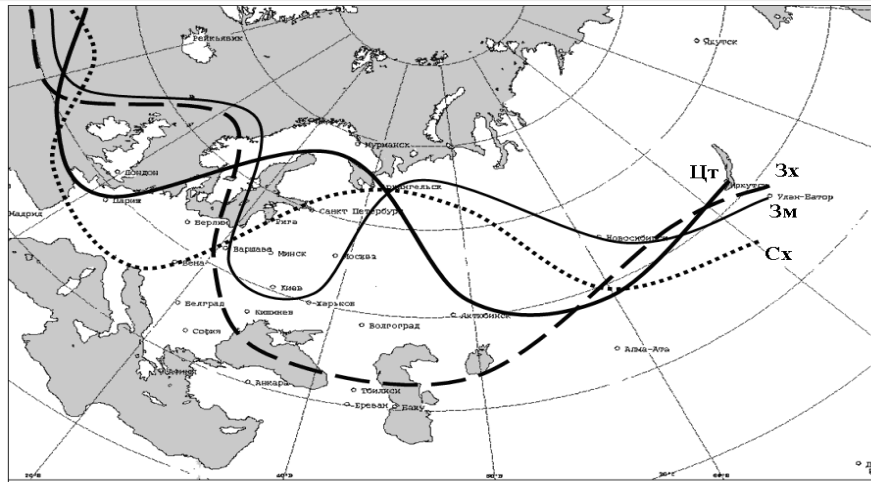


Рисунок 2.8 – Середнє положення осі ПВФЗ при меридіональних процесах західної (3х), центральної (Цт), східної (Сх) і змішаної (Зм) форми циркуляції в холодний період року

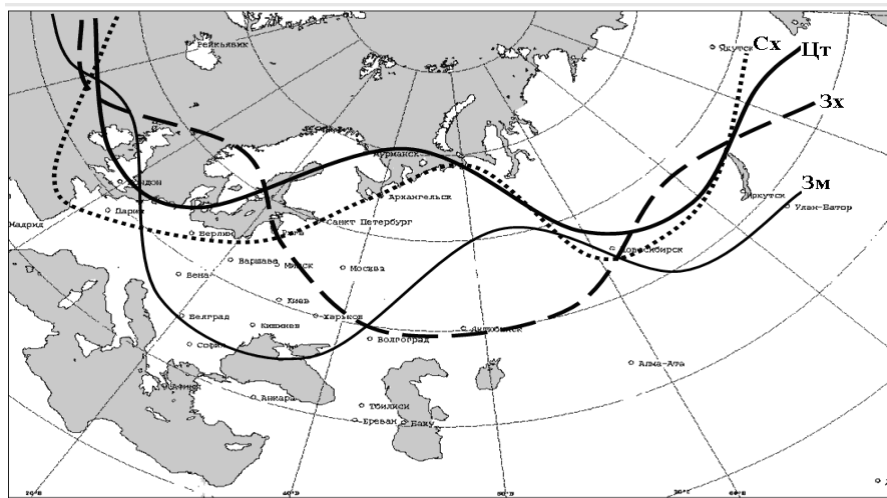


Рисунок 2.9 – Середнє положення осі ПВФЗ при меридіональних процесах західної (3х), центральної (Цт), східної (Сх) і змішаної (Зм) форми циркуляції в теплий період року

Холод, який проникає до Європи, зумовлює активізацію чорноморських і каспійських термічних циклонів, які переміщуються вздовж східної гілки ВФЗ на південний схід європейського континенту і південь західного Сибіру, де і спостерігається збиткове зволоження.

У тепле півріччя також відмічається дефіцит опадів над Європою, але осередок від'ємної аномалії зміщений на захід і південний захід. У

північній частині європейської території область дефіциту опадів переривається зональною смугою нормального зволоження, яка є наслідком значних конвективних опадів на східній і північно-східній периферії антициклонів, що переміщуються на Центральну і Східну Європу.

Приклад синоптичних процесів форми Zx наведено на рис. 2.10.

Меридіональні процеси східного положення висотного гребеня (Sx). Процеси форми Sx характеризуються крайнім східним положенням висотного гребеня. Його вісь проходить взимку по лінії: Тбілісі – Самара – Нар’ян-Мар, влітку ще східніше: Гур’єв – Нар’ян-Мар. Над північною Атлантикою формується другий гребінь, менш інтенсивний, який у холодну частину року, завдяки відносно теплій океанічній поверхні, виражений більш чітко, ніж у тепле півріччя; райони центру Європи зайняті улоговиною холоду. По відношенню до меридіональних процесів західної форми Zx географічна локалізація циклонічних і антициклонічних полів є практично зворотною.

В холодне півріччя форма Sx є нестійкою, оскільки континентальна підстильна поверхня не сприяє підтриманню висотного гребеня над східною частиною ЄТР і Західним Сибіром, внаслідок чого процеси цієї форми взимку мають повторюваність рідше інших форм.

Зсув основного гребеня на схід при даних процесах обумовлює відповідне зміщення осередків аномалій метеорологічних величин, тісно пов’язаних з цикло- і антициклогенезом.

Меридіональні процеси Sx у холодне півріччя обумовлюють найбільш поширений по території Росії і значний за величиною дефіцит опадів за рахунок посилення сибірського антициклонічного явища, який за рахунок поповнення полярними антициклонами поширюється на захід. Іноді в цій масштабній антициклонічній системі стійко зберігаються два самостійних центри – на південному сході ЄТР або у західному Казахстані і другий в районі Забайкалля.

В літній період на значному просторі північного заходу і півночі ЄТР спостерігається збиткове зволоження, а Середня Азія, майже весь Казахстан і південна частина Західного Сибіру охоплена дефіцитом опадів.

При такому типовому положенні улоговин і гребенів територія України знаходиться в тилівій частині гребеня, тобто переважають вітри південного і південно-західного напрямку – має місце адвекція тепла і достатнє зволоження при вологих повітряних масах з районів Середземного моря.

Осередки від’ємних аномалій температури повітря в холодну частину року розташовані на південному сході Казахстану і над Центральним Сибіром. Район розповсюдження цієї аномалії на захід обмежений крайнім південним сходом ЄТР, більша частина якої охоплена додатними відхиленнями температури від норми.

Приклад формування синоптичних процесів при східній формі макроциркуляції наведено на рис. 2.11.

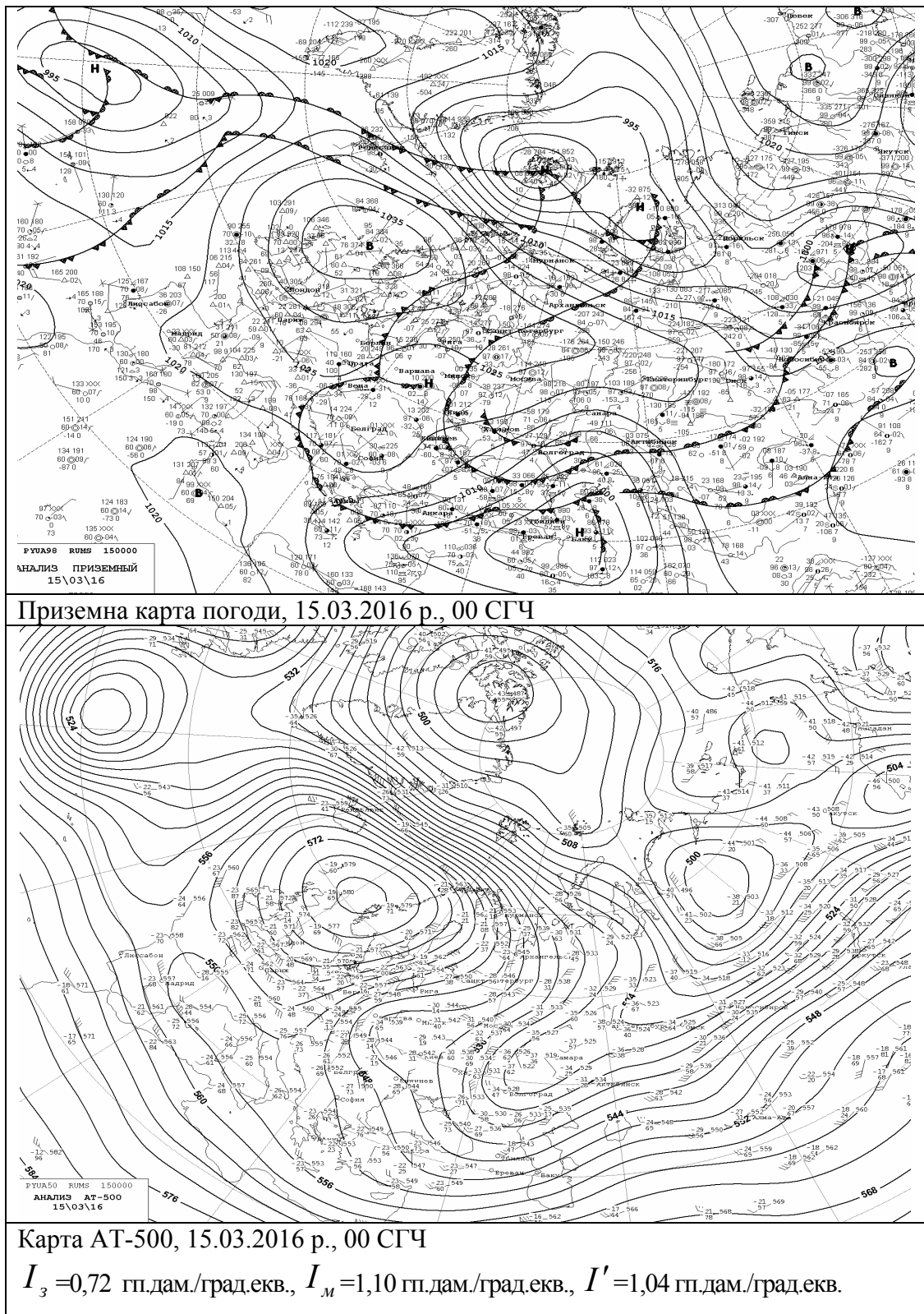
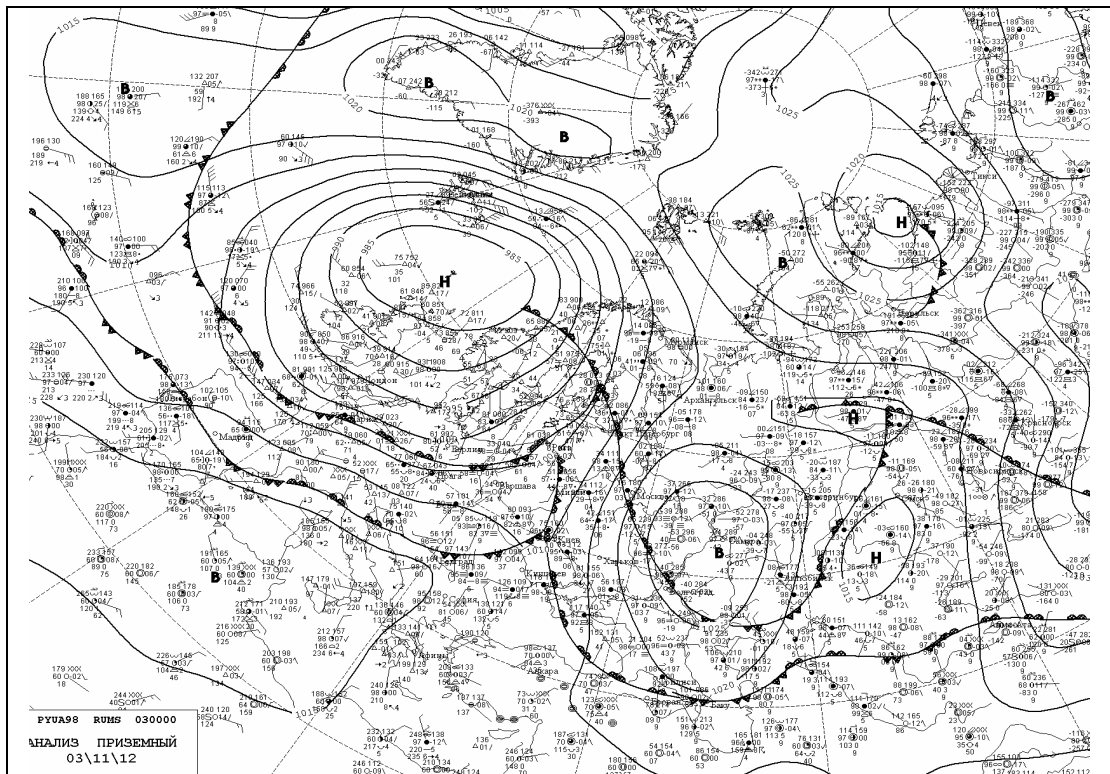
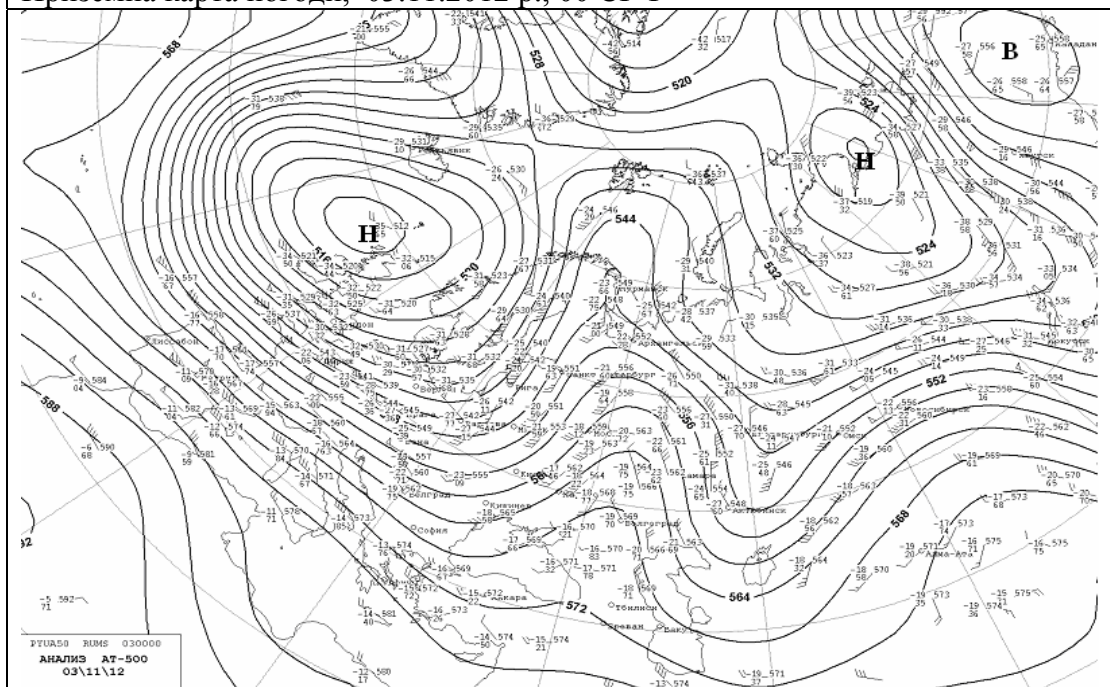


Рисунок 2.10 – Формування синоптичних процесів при західній формі макроциркуляції атмосфери (3х)



Приземна карта погоди, 03.11.2012 р., 00 СГЧ



Карта АТ-500, 03.11.2012 р., 00 СГЧ

$I_3 = 1, 14$ гп.дам./град.екв., $I_M = 1,00$ гп.дам./град.екв., $I' = 0,88$ гп.дам./град.екв.

Рисунок 2.11 – Формування синоптичних процесів при східній формі макроциркуляції атмосфери (Сх)

В тепле півріччя осередок додатної аномалії повітря знаходиться у східній половині ЄТР, при цьому величина аномалії майже вдвічі вища, що пояснюється виносом тропічного повітря з районів Малої Азії і швидкою трансформацією холодного повітря, яке циркулює в системах приземних антициклонів.

Меридіональні процеси змішаної форми – Зм. Цей тип циркуляції над Атлантикою і Західною Європою майже повністю повторює конфігурацію висотного поля типу Зх, а на схід від цієї території – типу Сх. В результаті цей тип однаково часто повторюється як в холодне, так і в тепле півріччя.

Тепла континентальна підстильна поверхня ЄТР настільки ж мало сприяє розвитку висотної улоговини в літній період, як і холодна континентальна підстильна поверхня - розвитку висотного гребеня у зимовий сезон. Внаслідок цього, в холодне півріччя вісь висотної улоговини проходить по лінії о. Шпіцберген – Санкт-Петербург – Ялта, а у теплу частину року вона дещо зміщується на захід: Ян-Майєн – Мінськ – Кишинів, тобто у бік більш холодної підстильної поверхні.

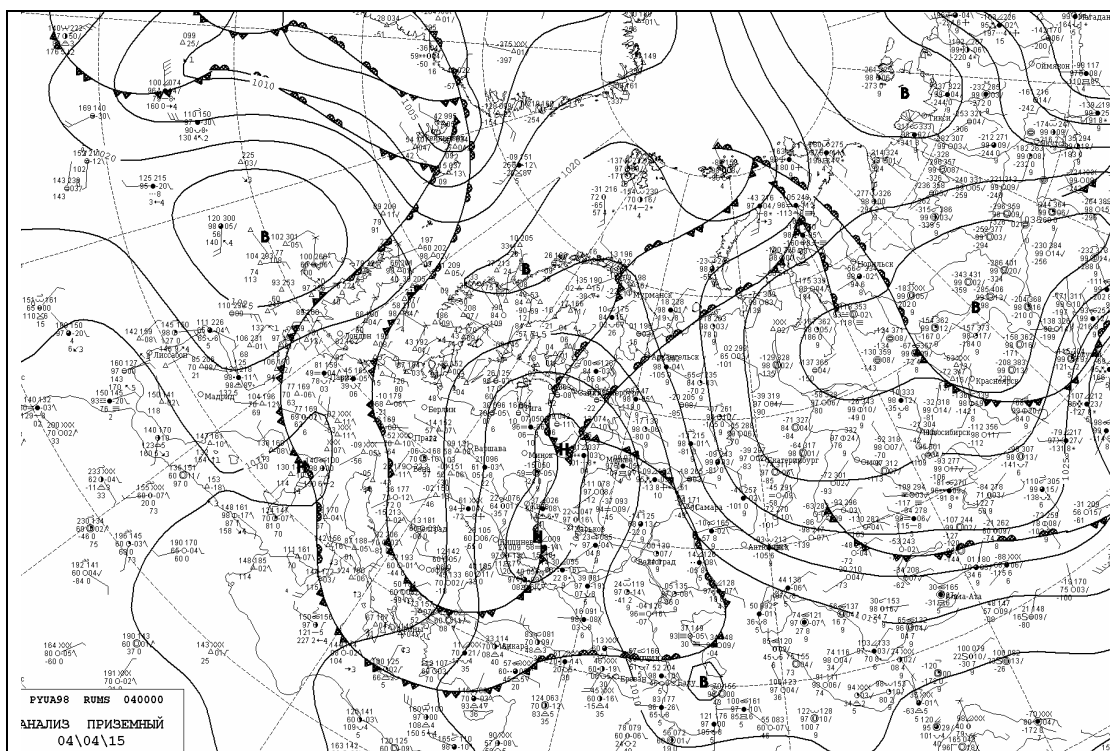
По східній частині висотного гребеня, яка в районі роздвоєння над Скандинавією є циклогенетичною, зміщуються циклони. Тилові затоки холоду за циклонами посилюють гребінь теплового азорського антициклону, тому осередок від'ємної аномалії температури значно обмежений у порівнянні з процесами форми Зх, і займає лише територію центральної Європи і крайнього заходу ЄТР. Подібні затоки холоду призводять до активізації середземноморських циклонів, що, в свою чергу, веде до формування додатної аномалії температури повітря і значного збиткового зволоження над ЄТР.

У східній половині визначеного сектора гілка ПФВЗ на східній периферії східного висотного гребеня є антициклогенетичною: вздовж її зміщуються з півночі на південь і південний схід холодні антициклони. Внаслідок цього на території Західного Сибіру і Казахстану меридіональні процеси форми Зм у холодне півріччя визначають аномалії опадів і температури, майже рівнозначні з процесами форми Сх.

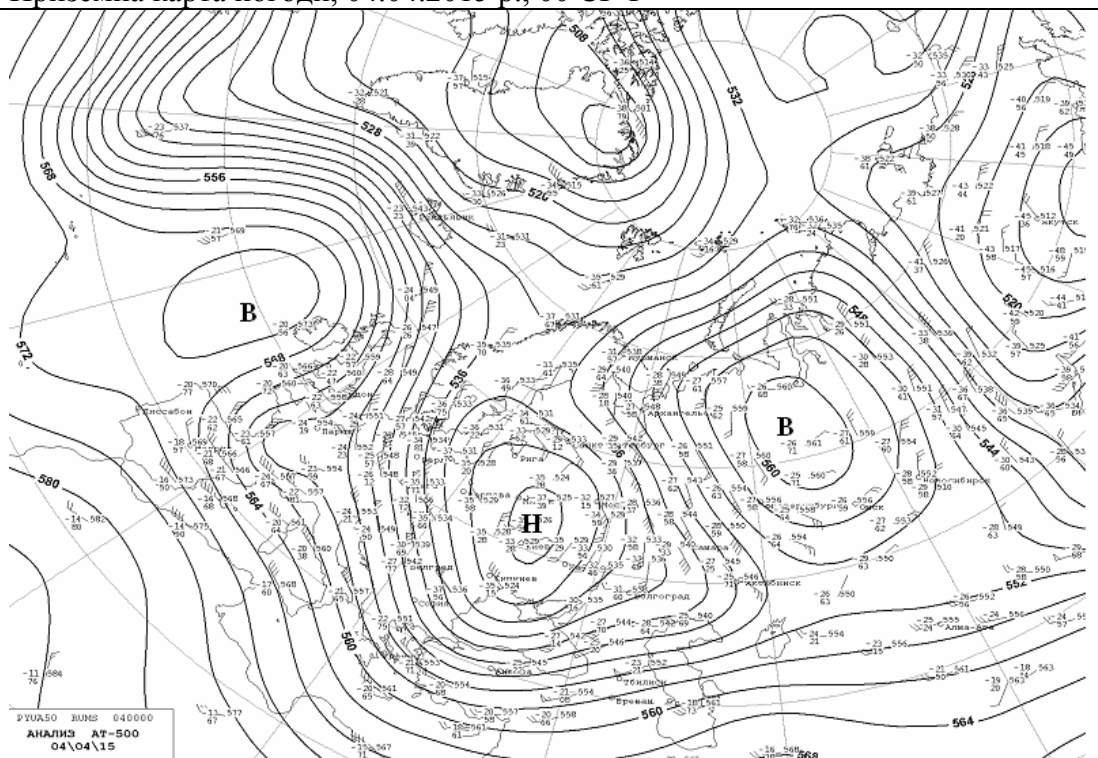
Аналогічні термодинамічні особливості ПФВЗ мають місце і у літніх меридіональних процесах змішаної форми. Над Західним Сибіром, Казахстаном і Середньою Азією встановлюється дефіцит опадів і додатна аномалія температури повітря.

Розподіл опадів при процесах змішаної форми показує, що зміна термічного стану підстильної поверхні від зими до літа не має вирішального впливу, оскільки опади визначаються, в основному, вертикальними рухами, пов'язаними з циркуляційними умовами, які у межах однієї форми циркуляції залишаються практично незмінними.

Приклад формування синоптичних процесів при змішаній формі макроциркуляції атмосфери наведено на рис. 2.12.



Приземна карта погоди, 04.04.2015 р., 00 СГЧ



Карта АТ-500 04.04.2015 р., 00 СГЧ

$I_z = 0,80$ гп.дам./град.екв., $I_M = 1,18$ гп.дам./град.екв., $I' = 1,48$ гп.дам./град.екв.

Рисунок 2.12 – Формування синоптичних процесів при змішаній формі макроциркуляції атмосфери (3м)

Меридіональні процеси центрального положення висотного гребеня (Цт). В процесах цієї форми відповідно до інтенсивності розвитку баричного гребеня і сполученої з ним улоговини біля поверхні землі можуть спостерігатися різновиди конфігурації поля. Гребінь найчастіше розміщується симетрично відносно меридіана 30° сх.д. У зимовий період вісь гребеня проходить по лінії Бухарест–Мінськ–Мурманськ. Влітку, завдяки активному прогріву континентальної підстильної поверхні, гребінь ПФФЗ розповсюджується дещо східніше над ЄТР: вісь його зміщена на лінію Харків–Москва–Архангельськ. Сполучені висотні улоговини займають відповідно територію крайнього сходу Атлантики, Західної і Центральної Європи та Західний Сибір.

У процесах цієї форми чітко проявляються аномалії у розподілі температури повітря і опадів.

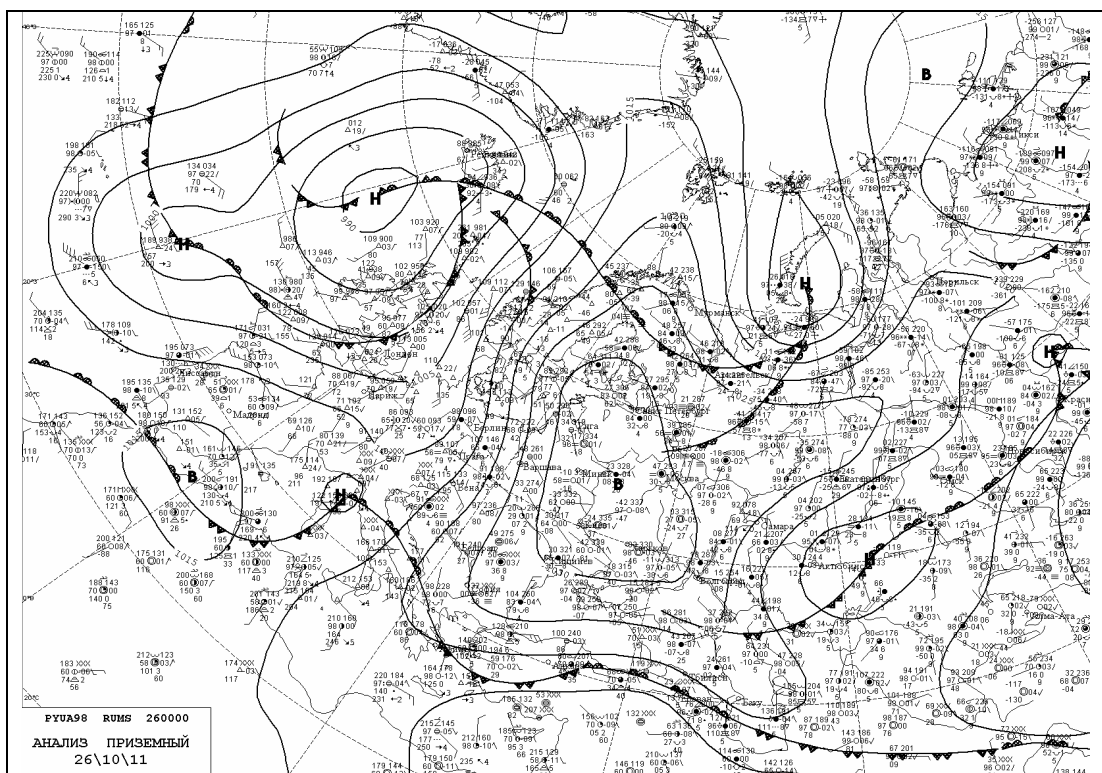
Меридіональні процеси типу *Цт* у теплу пору року за особливостями впливу на них підстильної поверхні є стійкими і ця форма може бути пануючою навіть кілька місяців підряд. Величезна трансформуюча роль теплої континентальної підстильної поверхні проявляється в усій товщині тропосфери. При цьому над крайнім заходом Європи і прилеглою частиною Атлантики, яка є влітку „холодильником”, розташована висотна улоговина, літній стан підстильної поверхні за інших рівних умов сприяє стійкості цієї улоговини. Гребінь ПФФЗ знаходиться повністю над континентом, який являє собою „нагрівач”.

В системах ядер високого тиску, що вторгаються на ЄТР і посилюються вздовж антициклогенетичної гілки ПФФЗ, спостерігається адіабатичне нагрівання повітря у вільній атмосфері, яке сполучиться з інтенсивним прогрівом його нижніх шарів від теплої континентальної підстильної поверхні. Особливо інтенсивна така трансформація повітря у південно-західних і західних частинах антициклону, де циркулює попереднє холодне і сухе, вже прогріте над Казахстаном і південним сходом ЄТР повітря, що повертається на північ. Часто по західній периферії гребеня ПФФЗ разом з цим повітрям на Східну Європу втягується також тропічне повітря.

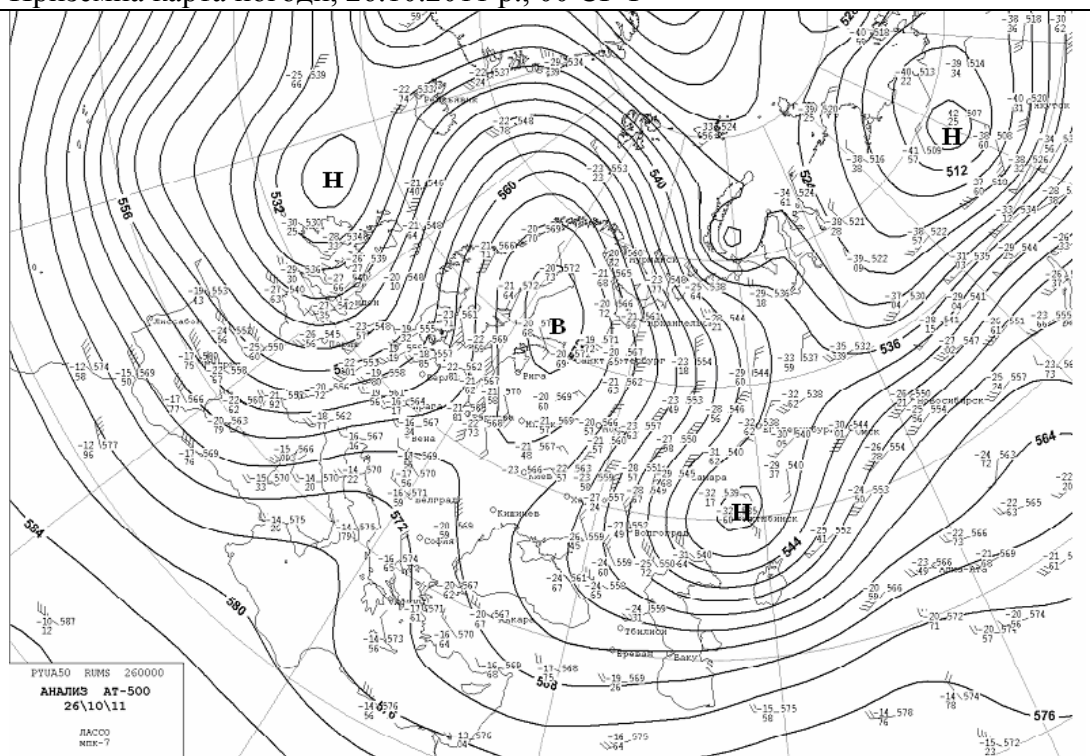
Таким чином, під специфічним впливом теплої континентальної підстильної поверхні здійснюються умови для збереження та посилення висотного гребеня. На території Східної Європи з’являються осередки додатних відхилень температури. Області від’ємних аномалій температури повітря відзначаються над Центральною та Західною Європою і, більш інтенсивні, над Казахстаном і Західним Сибіром.

Приклад формування синоптичних процесів при центральній формі макроциркуляції атмосфери наведено на рис. 2.13.

Взимку формується аномалія температури протилежного знаку. З меридіональними процесами форми *Цт* пов’язані найбільш холодні зими на південному сході ЄТР, в Середній Азії і Західному Сибіру.



Приземна карта погоди, 26.10.2011 р., 00 СГЧ



Карта АТ-500, 26.10.2011 р., 00 СГЧ

$I_z = 0,82$ гп.дам./град.екв., $I_M = 1,22$ гп.дам./град.екв., $I' = 1,49$ гп.дам./град.екв.

Рисунок 2.13 – Формування синоптичних процесів при центральній формі макроциркуляції атмосфери (C_m)

В той же час, завдяки виносу тепла по західній периферії гребеня ПВФЗ на крайній півночі євразійського континенту і, особливо, у прилеглих до нього полярних морях, температура повітря виявляється вищою за норму. Проте, теплий океан і холодний континент у зимові місяці не сприяють стійкому стану меридіональних процесів форми Цт. У холодну частину року основа висотного гребеня розміщується над континентом, де холодне повітря не тільки не прогрівається, а, навпаки, при просуванні над покритим снігом континентом, ще більше вихолоджується. Отже, за таких умов неможливе швидке відновлення висотного гребеня. Відсічений у високих широтах самостійний висотний антициклон створює блокуючий ефект, а потім об'єднується з західним чи, рідше, східним висотним гребенем. Внаслідок цього процеси форми Цт у холодне півріччя часто поєднуються з процесами форми Зх або Зм.

Розподіл аномалій у полях опадів при цій формі циркуляції не має чіткого сезонного прояву. Як у холодну, так і у теплу половину року на просторі ЄТР спостерігається дефіцит опадів, а в районах Західного і Центрального Сибіру та на південному сході Казахстану - надлишок опадів. Зазначимо, що найбільш інтенсивні і масштабні посухи над Східною Європою спостерігаються саме при центральному положенні висотного гребеня. Переважання антициклонічної циркуляції над цією територією у поєднанні з вологовмістом повітря, охопленого цією циркуляцією, відіграє практично вирішальну роль у розподілі опадів.

2.3 Структури телеконецій та їх застосування в аналізі регіональних синоптичних процесів

Погодні умови Європейського континенту, як і інших територій Земної кулі, повністю обумовлюються характером макроциркуляційних процесів в атмосфері, які, в свою чергу, визначаються просторово-часовою мінливістю центрів дії атмосфери (ЦДА), властивих певному регіону.

Термін „телеконекція” застосовується для опису значущих взаємозв'язаних часових коливань метеорологічних величин у пунктах, розташованих на великій відстані один від одного. Найчастіше розглядаються особливості полів тиску, які визначають сталі циркуляційні аномалії у великих географічних регіонах і простежуються на часових періодах від кількох тижнів до кількох місяців підряд. Інтенсивність циркуляційних аномалій визначають кількісно за допомогою, так званих, індексів коливань, які в найпростішому вигляді представляють собою різницю тиску між визначеними пунктами, що знаходяться в центральних частинах ЦДА протилежних знаків і складають структуру телеконеції. Зазвичай, використовують нормалізоване значення різниці тиску, що дає

змогу виділити позитивну і негативну фази коливань.

Для Атлантико-Європейського регіону найбільш значущими у формуванні погодних умов є дві структури телеконекції – Північноатлантичне коливання та структура Східна Атлантика / Західна Росія [16-18].

Північноатлантичне коливання

В Атлантико-Європейському секторі найбільш стійкою і визначальною у формуванні погодних умов є структура Північноатлантичного коливання (ПАК).

Структура Північноатлантичного коливання формується за рахунок взаємодії двох основних центрів дії атмосфери в Північній півкулі: ісландського мінімуму та азорського максимуму. Індекс ПАК визначається різницею тиску в пунктах Рейк'явік (Ісландія) та Понта-Делгада (Азорські острови, Португалія) [17]. Структура ПАК спостерігається протягом усього року, але зазнає сезонних коливань у просторі та інтенсивності згідно із змінами ЦДА. Взимку більш розвинутим є ісландський мінімум, влітку домінуючим процесом в парі є азорський антициклон. Окрім того, звичайно спостерігаються внутрішньосезонні міграції ЦДА відносно свого кліматичного положення, що впливає на характер траєкторій синоптичних об'єктів у певному сезоні.

Індекс ПАК відображає інтенсивність зонального перенесення і характер міжширотного обміну на більшій частині Європи. Зростання різниці тиску між азорським антициклоном та ісландським мінімумом, що відповідає позитивній фазі ПАК, призводить до посилення західного перенесення, яке приносить вологе морське повітря з районів Північної Атлантики на значну частину Європи (рис. 2.14).

Інтенсивні та тривалі позитивні фази ПАК пов'язані з підвищеними температурами в Північній Європі та температурами нижчими від норми в Гренландії і над півднем Європи і Середнім Сходом. Також спостерігається підвищена кількість опадів над Північною Європою і Скандинавією та дефіцит опадів над південною і центральною частинами Європи. Протягом особливо тривалих фаз ПАК аномалії в полях метеорологічних величин поширюються углиб Європейського континенту, іноді досягаючи північних і центральних районів Сибіру.

Негативна фаза ПАК відповідає зменшенню градієнта тиску між центрами дії атмосфери і супроводжується протилежними аномаліями у полях температури та опадів. Послаблення західного перенесення в період негативних фаз ПАК створює сприятливі умови для формування стаціонарних синоптичних процесів. В періоди глибокої негативної фази ПАК циклонічна активність над північню Атлантики припиняється через розвиток блокуючих гребенів (рис. 2.15).

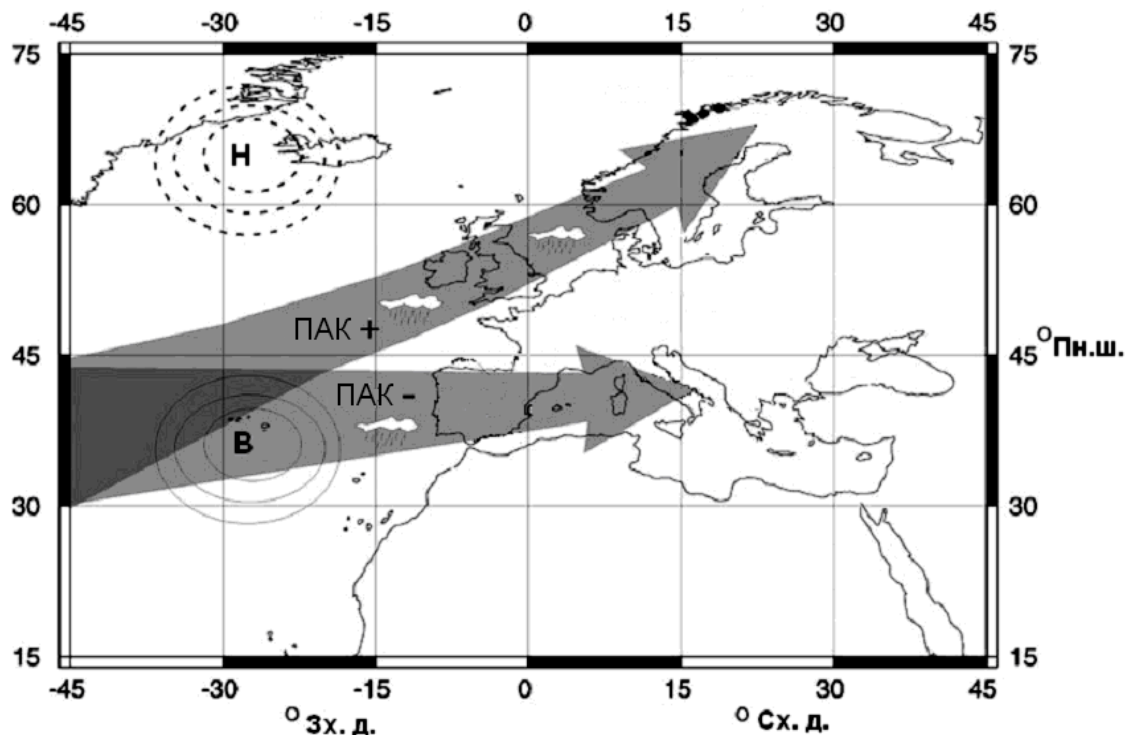


Рисунок 2.14 – Схема розташування основних центрів дії атмосфери (В, Н), що формують ПАК, та напрямки переміщення циклонів над Європою при позитивній (ПАК+) та негативній (ПАК-) фазах [18]

В результаті формується аномальний розподіл температури повітря в тропосфері Атлантико-Європейського регіону. Тропосферний осередок тепла і висотний антициклон розташовуються над північню Атлантичного океану. Основна тропосферна течія роздвоюється і огинає блокуючу структуру з півночі та півдня, зумовлюючи зміщення траєкторій штормових циклонів на південь Європи. В той же час постійні вторгнення холодного повітря з Арктичного басейну по східній периферії блокуючого гребеня на північ Європи формують тут аномально низькі температури повітря та дефіцит опадів.

Зміни фаз ПАК обумовлюють інтенсивність і шляхи переміщення штормових циклонів над Європою, що особливо яскраво виражено в холодний період року (див. рис. 2.14). Для позитивної фази ПАК є характерним збільшення меридіонального баричного градієнта з одночасним посиленням західного переносу, завдяки чому глибокі та інтенсивні циклони переміщуються з акваторії Атлантичного океану на південь Скандинавії з південними складовими траєкторій. В цілому, зими з переважанням позитивної фази ПАК характеризуються підвищеною штормовою діяльністю, що зумовлює теплі і вологі зими в Європі. Коливання кількості циклонів позначаються також на режимі випаровування. Протягом зим з високим позитивним індексом ПАК випаровування перевищує опади над більшою частиною Гренландії та

канадським сектором Арктики, а також у Центральній і Південній Європі і Середземномор'ї. В той же час над Скандинавією опадів спостерігається більше за норму. Влітку при позитивній фазі ПАК над північним заходом Європи встановлюється відносно тепла та суха погода, тоді як циклони, траєкторії яких лежать північніше, ніж взимку, зумовлюють прохолодну та вологу погоду над північчю Європи.

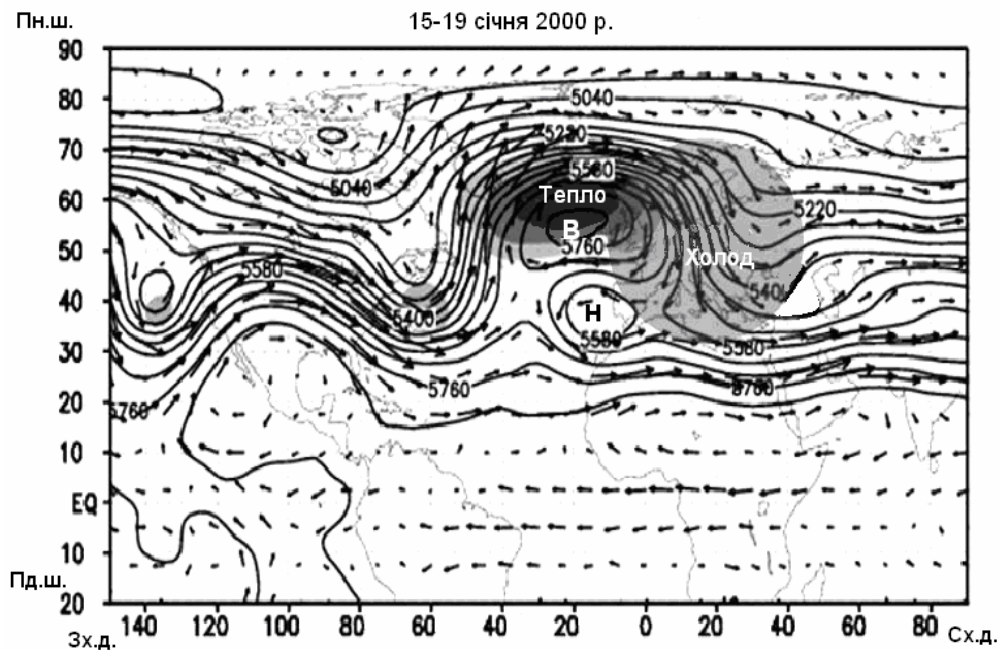


Рисунок 2.15 – Схематична структура висотного термобаричного поля і розподілу повітряних течій при негативній фазі ПАК

В період негативної фази ПАК азорський антициклон є менш потужним, а ісландський мінімум – не дуже глибоким, що призводить до зменшення інтенсивності західного переносу в атмосфері. Загальна кількість атлантичних циклонів зменшується, як і їх інтенсивність, а траєкторії переміщення спрямовані на південь Європи, що забезпечує відносно прохолодну та вологу погоду в Середземномор'ї.

Влітку зона поширення дії ПАК зменшується і зміщується дещо на північ, інтенсивність коливання падає в зв'язку із загальним сезонним послабленням поля тиску в Північній півкулі. Але, як і взимку, вплив ПАК може проявлятися у виникненні екстремальних явищ на території Європи, таких як сильні зливи, повені, хвилі тепла, посухи тощо.

Дослідження повторюваності фаз ПАК показали [11, 17], що можуть спостерігатися досить тривалі періоди, протягом яких домінує та або інша фаза. Так, в другій половині ХХ століття в зимовий період негативна фаза ПАК домінувала в циркуляції з середини 1950-х років до зими 1978-79 рр. (рис. 2.16). Протягом цього, приблизно 24-річного інтервалу, існували

періоди не менше трьох років кожен, коли негативна фаза переважала, а позитивна фаза практично була відсутня.

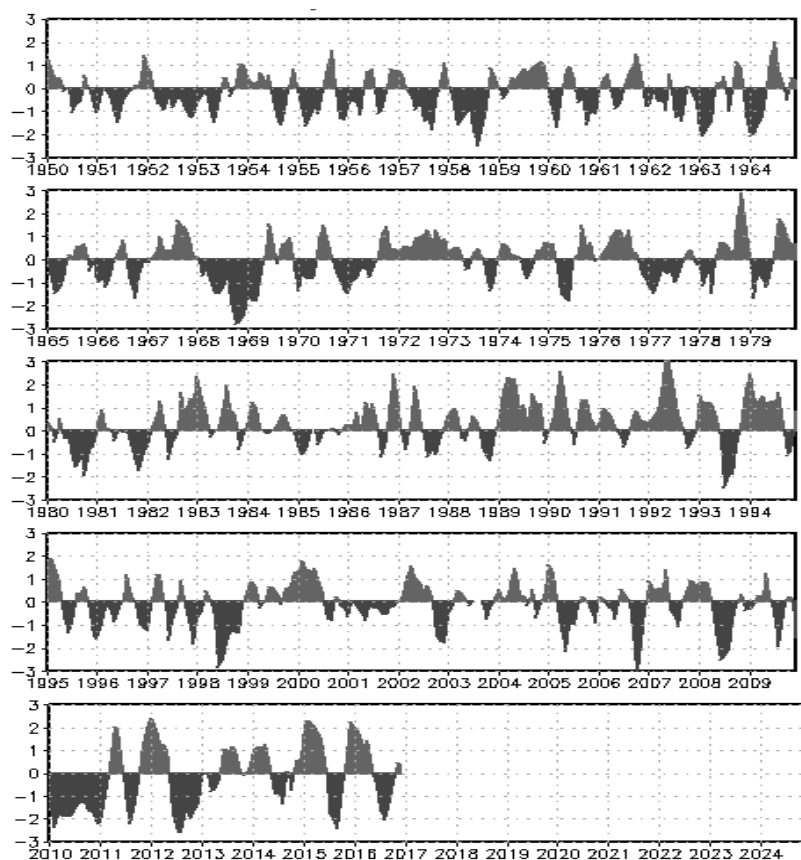


Рисунок 2.16 – Часовий хід індексу ПАК за період 1950-2016 рр. [15]

Швидкий перехід до позитивної фази ПАК відбувся протягом зими 1979-80 рр., і атмосфера залишалася в цьому стані до зимового сезону 1994-95 рр. Протягом цього 15-річного інтервалу стійка негативна фаза ПАК з'являлася лише двічі – взимку 1984-85 рр. і 1985-86 рр. Період з листопада 1995 р. по лютий 1996 р. характеризувався поверненням негативної фази, яка переважала до 2000 р. Перше десятиріччя ХХІ ст. не відрізнялося домінуванням тієї чи іншої фази ПАК, але спостерігається тенденція до переважання негативної фази, яка за тривалістю та інтенсивністю перевищує періоди позитивних фаз ПАК. Цей факт свідчить про деяке зменшення впливу Атлантичного океану, що впливає на ступінь поширення зони західних вітрів і проникнення атлантичних вологих повітряних мас вглиб Європейського континенту.

З найбільш аномальних років останнього десятиріччя виділяється 2010 р., коли погодні умови Європейського континенту протягом року формувалися при глибокій негативній фазі ПАК. Суворі зима з безперервними „сибірськими” морозами та снігопадами тривала протягом січня-лютого і була пов'язана з розвитком потужного стаціонарного

антициклону над Сибіром та розповсюдженням його гребенів на захід до європейського сектора (рис. 2.17). Аномалії середньомісячних температур по країнах Європи досягали $-4...-5^{\circ}\text{C}$, а кількість опадів в південних регіонах перевищувала норму в 2-4 рази. Індекс ПАК досяг мінімуму ($-2,69$) у лютому 2010 р.

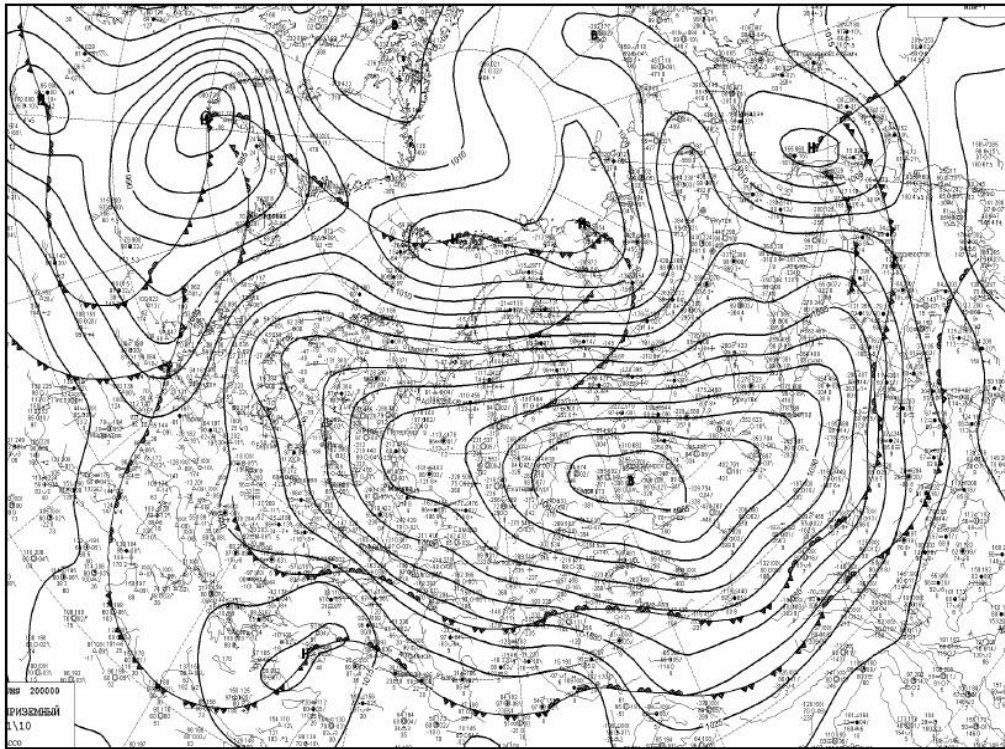


Рисунок 2.17 – Розвиток сибірського антициклону. Приземна карта за 20.01.2010 р., 00 СГЧ

Надзвичайно холодна зима швидко змінилася екстремальним літом, яке характеризувалось аномальною спекою в Східній Європі та частими зливами, що досягали стихійних масштабів і спричиняли повені в центрі та на півдні Європи. Індекс ПАК протягом літа змінювався від $-0,52$ до $-1,69$, синоптичні процеси характеризувалися надзвичайно сильним розвитком азорського антициклону та поширенням його на північ і схід Європи, що заблокувало вихід атлантичних циклонів. Над континентом стаціонаували меридіонально орієнтовані тропосферні висотні улоговини і гребені з відповідними приземними стаціонарними циклонами і антициклонами, в зонах дії яких утворювалися умови для формування осередків аномалій погоди (рис. 2.18).

Вплив Північноатлантичного коливання на погодні умови України є непрямим, адже територія країни знаходиться на далекій периферії синоптичних процесів, пов'язаних з ПАК. Більшість штормових циклонів, які утворюються в умовах сильних позитивних фаз, переміщується північніше від території країни, а основна їх частина набуває

максимального розвитку ще над Атлантичним океаном. Дослідження показали [11, 13], що вплив ПАК в приземному баричному полі над Україною зводиться до підвищення тиску на півдні і заході та зниження на сході і півночі в середньому на 2 гПа. У вільній атмосфері невеликі варіації геопотенціальної висоти поверхні 500 гПа, пов'язані з ПАК, простежуються тільки над Західною Україною, що не призводить до суттєвої зміни циркуляційних процесів.

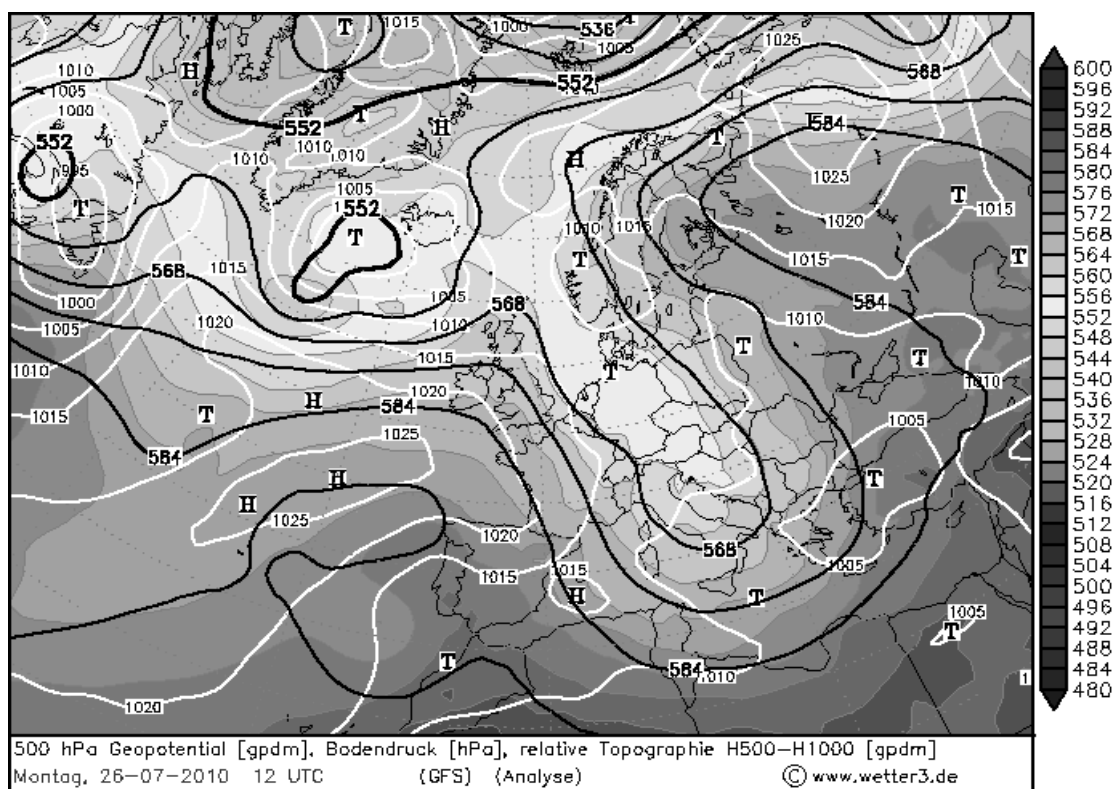


Рисунок 2.18 – Формування розвинутих тропосферних улоговин і гребенів з аномальним розподілом температур повітря над Європою влітку 2010 р. Карта за 26.07.2010 р., 12 СГЧ (GFS аналіз): ізобари приземні (білі лінії), ізогіпси АТ-500 (чорні лінії), Н – високий тиск, Т – низький тиск, ВТ-500/1000 (забарвлення)

Посилення впливу ПАК відбувається за умови тривалого домінування фази одного знаку. Так, тенденція до більш сильної позитивної фази ПАК взимку може обумовити зменшення кількості морозних днів на території України. Негативна фаза ПАК, в цілому, супроводжується збільшенням кількості опадів, а в умовах позитивної фази формується дефіцит опадів. Вказані статистичні взаємозв'язки найкраще простежуються над Західною Україною і меншою мірою проявляються в східних і південних районах.

Структура Східна Атлантика / Західна Росія

Структура Східна Атлантика/Західна Росія (СА/ЗР) в Атлантико-Європейському секторі утворюється двома центрами дії: перший розташований поблизу Великобританії та Данії на $50\text{--}60^\circ$ півн. ш. і 10° зах. д.– 10° сх. д., а центр протилежного знаку – на північ та північний схід від Каспійського моря (рис. 2.19).

На відміну від ПАК, структура СА/ЗР відображає особливості розподілу аномалій тиску, що призводять до посилення меридіонального перенесення.

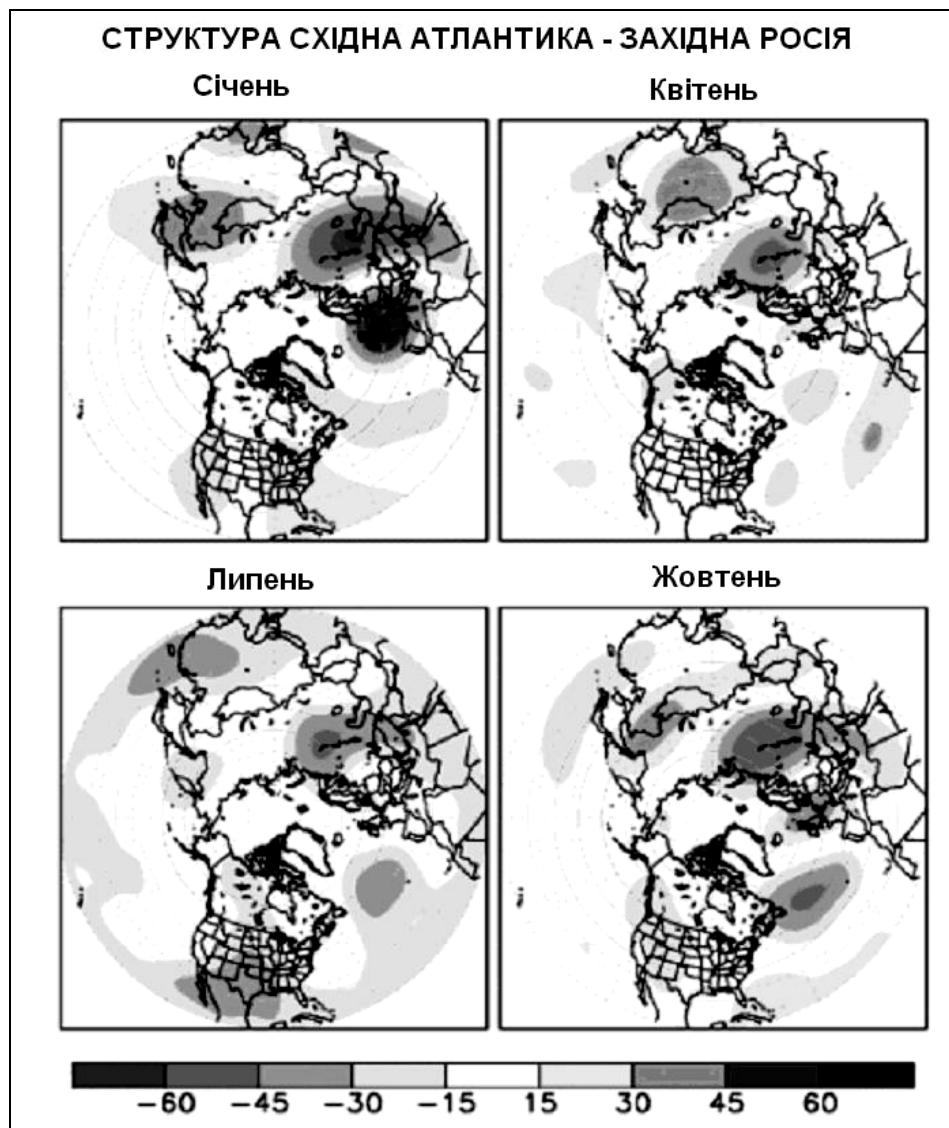


Рисунок 2.19 – Просторовий розподіл аномалій геопотенціальних висот поверхні 500 гПа, характерний для структури СА/ЗР, в різні сезони року [15]

Позитивна фаза коливання СА/ЗР характеризується від'ємними аномаліями геопотенціальної висоти на ЄТР з центром над Каспійським морем, а також над центром Північної Атлантики (рис. 2.19, січень). Додатні аномалії геопотенціальної висоти спостерігаються над північним заходом Європи і Китаєм. В теплий період року інтенсивність осередків аномалій тиску значно зменшується (рис. 2.19, липень). При *негативній фазі* відбувається послаблення основних центрів аномалій тиску.

Основні додатні аномалії в полі приземної температури при позитивній фазі СА/ЗР знаходяться над східною Азією, від'ємні аномалії температури відмічаються над значною частиною ЄТР і північно-східною Африкою. Зона перезволоження формується на сході Китаю, дефіцит опадів спостерігається в Центральній Європі. Над східним Середземномор'ям позитивні фази СА/ЗР в зимовий період пов'язані з інтенсифікацією північних потоків повітря з Центральної Європи, тоді як при низьких значеннях індексу СА/ЗР посилюється перенесення атлантичних повітряних мас із заходу.

Якщо порівнювати розподіл аномалій у висотних полях тиску, приземних полях аномалій температури та опадів, характерних для коливання СА/ЗР, з класифікацією форм макроциркуляції А.Л. Каца [6], то можна відзначити, що розташування центрів дії над Європою в позитивній фазі СА/ЗР відповідає західній (Зх) або змішаній (Зм) формі макроциркуляції.

Домінування глибокої негативної фази СА/ЗР, як, наприклад, у 2010 р., свідчить про зменшення повторюваності висотних улоговин над Східною Європою і високу повторюваність стаціонарних висотних гребенів, що призводить до розвитку погодних аномалій, як і у випадку Північноатлантичного коливання.

Як можна бачити на рис. 2.20, в часовому ході індексу СА/ЗР спостерігаються тривалі періоди домінування фази одного знаку, причому з початку ХХІ ст. переважає негативна фаза. Це свідчить про загальне послаблення або зміщення ЦДА, які формують коливання СА/ЗР, та сприятливі умови для утворення висотних гребенів над континентом Європи з відповідними аномаліями в полях метеорологічних величин.

2.4 Деякі аспекти змін регіональних синоптичних процесів кінця ХХ – початку ХХІ століття

Сучасні коливання клімату мають складну регіональну структуру. Результати досліджень [2, 8-10] показали, що в глобальному масштабі відмічається послаблення зональної циркуляції і зростання меридіональної складової в усі сезони року, змінилися райони формування і траєкторії

руху баричних утворень. В останні десятиріччя кількість циклонів всіх типів траєкторій, які виходять на територію України, в цілому зменшилася приблизно на 20%, а кількість атмосферних фронтів, що переміщуються Україною, зросла на 30%. Це пов'язано з тим, що зросла кількість циклонів, траєкторія яких пролягає на захід, північний захід і північ від України, а через її територію переміщуються відповідно атмосферні fronti, пов'язані з ними.

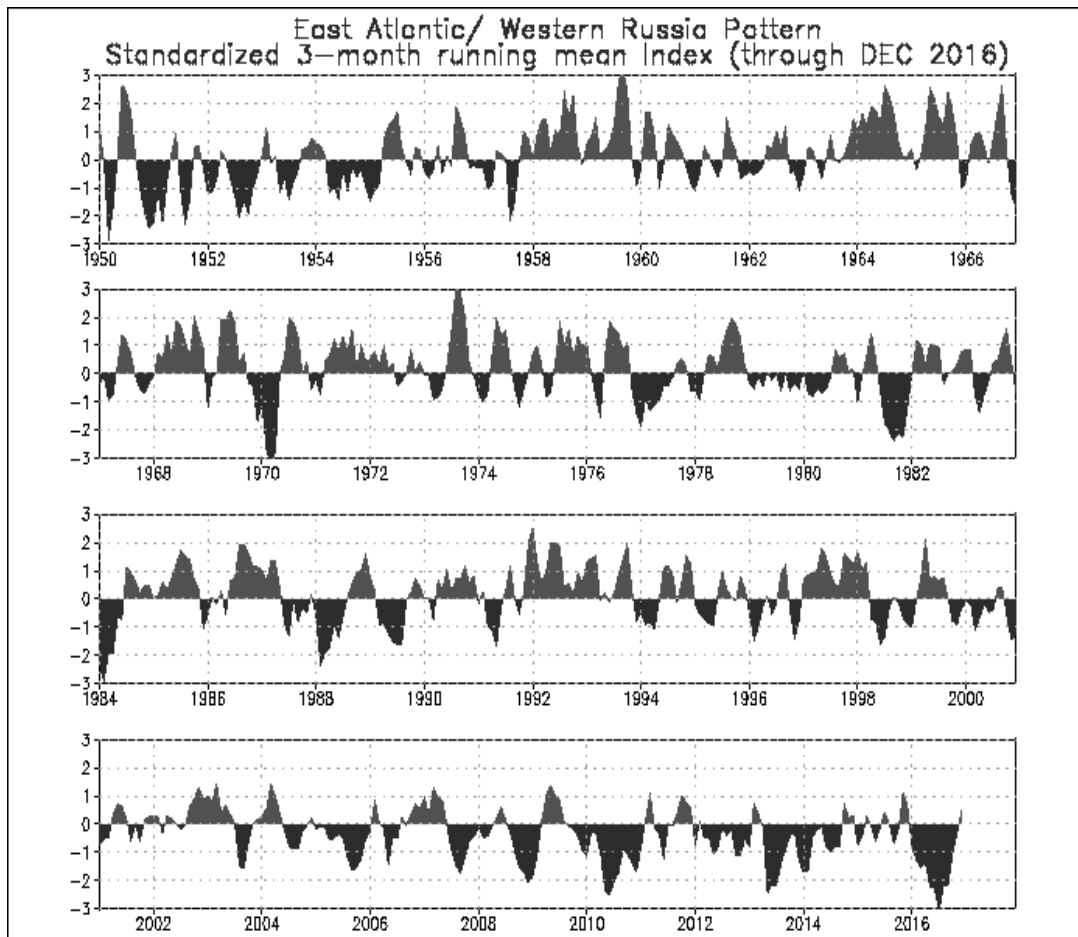


Рисунок 2.20 – Часовий хід індексу СА/ЗР за період 1950-2016 рр. [15]

Нестійкість і різкі зміни погодних умов протягом сезонів року пов'язані з різними синоптичними ситуаціями, які зазнають змін в сучасному кліматі. Визначено [8], що у зимові сезони початку XXI століття формується переважно такий синоптичний процес, при якому встановлюються стійкі погодні умови з температурою повітря вищою за норму і практично без опадів. У весняний сезон пануючі синоптичні ситуації призводять до нестійких погодних умов на території України. В цілому, весняний період характеризується частою зміною погоди протягом сезону. Влітку, крім червня, над територією країни здебільшого формується баричне поле високого тиску, що зумовлює стійкі погодні

умови, а у червні відмічається нестійкість процесів з сильними опадами, грозами і вітром. В осінній період в Україні частіше відзначається підвищений температурний режим, переважно без опадів, у листопаді переважає нестійкий температурний фон через часту зміну синоптичних процесів.

Водночас відмічається деяке зменшення опадів, як за величиною, так і за амплітудою коливань з року в рік. При цьому, в межах місяця мінливість опадів залишилася значною при високій ймовірності випадання сильних дощів за окрему добу [1, 4]. В останні два десятиріччя спостерігається тенденція до зростання півдобових сум опадів, особливо у західних і південних областях, де кількість стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ) зросла на 70 і 15% відповідно.

Кількість та інтенсивність стихійних явищ погоди, перш за все, залежить від типу синоптичного процесу і термодинамічних характеристик баричних утворень, які їх зумовлюють. Виявлено, що в період, коли в Україні спостерігалася тенденція до зростання кількості СГЯ, циклони переміщувалися по більш південній траєкторії, мали значно більший вологовміст і потенціальну енергію і меншу кінетичну енергію, а також меншу швидкість. Сумарна дія цих факторів позначилася на збільшенні кількості випадків опадів, що досягали критеріїв СГЯ.

Зміни температурно-вологісного режиму в Україні та розвиток стихійних явищ узгоджуються зі змінами атмосферної циркуляції у всьому Євроатлантичному регіоні. Вони обумовлюються посиленням впливу Атлантики на територію України. За останні десятиріччя відбулося зміщення на схід (до 20°) основних і сезонних центрів дії атмосфери - сибірського та азорського максимумів [10]. Як результат, сучасні погодні умови території України майже в усі сезони року обумовлені переважанням полів підвищеного тиску з повітряними масами атлантичного походження. Зими стали більш теплими, з нестійким сніговим покривом та опадами у вигляді мокрого снігу і дощу, а літній період – більш прохолодним, зі збільшенням випадків інтенсивних опадів.

З кінця XX століття відбулись певні зміни з ісландським мінімумом, північноатлантичним гребенем і європейською улоговиною. Загальне падіння тиску над Північною півкулею позначилося на посиленні всіх кліматичних мінімумів тиску та ослабленні і скороченні території кліматичних максимумів тиску. Особливо помітним було поглиблення алеутської депресії і європейської уловини, яка під впливом північноатлантичного гребеня змістилася на схід. Обмеження сибірського максимуму з обох сторін інтенсивним розвитком основних циклонічних центрів дії атмосфери стало перешкодою для вільного доступу холодного повітря з центральної частини Євразійського континенту в Європу. Водночас, похолодання в Україні настають за рахунок вторгнення арктичного повітря по східній периферії добре розвинутого субтропічного

максимуму, але вони є нетривалими і швидко змінюються періодами потепління з відлигою [9].

Наприкінці XX – початку XXI століття в Україні спостерігалася тенденція до зменшення повторюваності однорідних повітряних мас і зростання повторюваності фронтальних зон. При цьому повторюваність зони полярного фронту зростає, а арктичного – зменшується.

На території України в теплий період року переважає малоградієнтне поле, особливо підвищеного тиску, улоговини та гребені. Значний відсоток становлять сідловини. Циклони і антициклони спостерігаються значно рідше, зазвичай, це тиллові частини циклонів та улоговин і передні антициклонів і гребенів. Найбільшу повторюваність області низького тиску мають на північному заході країни, а найменшу – на південному сході, особливо при південних і південно-західних синоптичних процесах. При північних, північно-західних синоптичних процесах циклогенез в Україні у теплий період року має невелику повторюваність, особливо в південних і західних регіонах країни. Загалом, повторюваність циклонів і малоградієнтних полів зниженого тиску зменшувалася в останні десятиріччя, а улоговин – дещо збільшувалася. Активізація антициклонічної діяльності відбулась за рахунок зростання повторюваності гребенів, особливо їх тиллових частин [1].

Питання для самоперевірки

1. Надайте визначення загальної циркуляції атмосфери (ЗЦА).
2. Охарактеризуйте погодуутворюючі хвильові рухи в атмосфері.
3. Назвіть особливості циркуляції у тропосфері.
4. Що таке центри дії атмосфери, перелічіть основні постійні і сезонні ЦДА.
5. Перелічіть меридіональні складові загальної атмосферної циркуляції.
6. Надайте характеристики зональної циркуляції тропосфери.
7. Охарактеризуйте основні риси циркуляції в стратосфері.
8. Що таке стратосферні потепління?
9. Надайте визначення типу атмосферної циркуляції.
10. Перелічіть вимоги до вибору критеріїв типізацій макропроцесів.
11. Які принципи покладено в основу типізації макропроцесів Б.Л. Дзердзієвського?
12. Охарактеризуйте основні положення класифікації макропроцесів Вангенгейма Г.Я. – Гірса О.О.
13. Що таке елементарний синоптичний період – ЕСП?
14. Які форми циркуляції визначено в класифікації макропроцесів Вангенгейма Г.Я. – Гірса О.О.?

15. Надайте визначення індексам циркуляції Каца.
16. Що таке природно синоптичний період – ПСП, природно синоптичний район – ПСР?
17. Які типи циркуляції містить класифікація макропроцесів А.Л. Каца і які синоптичні процеси над Східною Європою властиві кожному з типів?
18. Що розуміють під телеконекцією?
19. Якими центрами дії атмосфери формується структура телеконекції Північноатлантичне коливання?
20. За якої фази Північноатлантичного коливання (позитивної чи негативної) посилюється зональне перенесення над Атлантико-Європейським регіоном?
21. За якої фази Північноатлантичного коливання (позитивної чи негативної) виникають блокуючі процеси над Атлантико-Європейським регіоном?
22. В умовах переважання якої фази Північноатлантичного коливання (позитивної чи негативної) слід очікувати підвищення штормової активності над Європою?
23. Якими центрами дії атмосфери формується структура телеконекції Східна Атлантика/Західна Росія?
24. Який стан макроциркуляції атмосфери відображує структура Східна Атлантика/Західна Росія: зональний чи меридіональний?
25. Яка структура висотного баричного поля – улоговина чи гребінь, характерна для районів Східної Європи в умовах стійкої позитивної фази структури Східна Атлантика/Західна Росія?
26. За якої фази структури Східна Атлантика/Західна Росія – позитивної чи негативної, розвиваються блокуючі гребені над Східною Європою?
27. Перелічіть основні особливості в змінах регіональної циркуляції атмосфери над Україною, що відбулися наприкінці ХХ – початку ХХІ століття.
28. Які тенденції у температурно-вологісному режимі та повторюваності СГЯ на території України спостерігалися наприкінці ХХ – початку ХХІ століття через зміну регіональної циркуляції атмосфери?

Розділ 3. ОСОБЛИВОСТІ ЦИРКУЛЯЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ В ГІРСЬКИХ РАЙОНАХ

3.1 Загальна характеристика орографічного впливу

Поверхня, над якою постійно формуються і рухаються повітряні маси, за своїми географічними характеристиками і фізичними властивостями досить різноманітна і неоднорідна. Сукупність різних форм і властивостей земної поверхні утворює *орографію*.

Під впливом підстильної поверхні будь-яких форм відбуваються зміни властивостей повітряних мас різних масштабів. Фізико-географічні неоднорідності суші впливають на розподіл температури, вологості повітря і вітер. Цей вплив найбільший в шарі, що безпосередньо прилягає до підстильної поверхні. Чим більший відносно однорідний за своїми фізико-географічними характеристиками регіон або його частина, тим масштабніший їх вплив і значно більше його поширення з висотою.

Орографічний вплив умовно можна поділити на три групи [12]:

- вплив орографії на формування кліматичної картини розподілу повітряних течій і тиску, планетарних систем і сезонних схем циркуляції;
- вплив орографії на виникнення, розвиток і переміщення циклонів, антициклонів і фронтів;
- локальний орографічний вплив - місцеві вітри, посилення або послаблення опадів, ущільнення або розмивання хмарності і ін.

В результаті природної взаємодії атмосфери та підстильної поверхні, остання є свого роду чинником, що генерує безліч атмосферних процесів різного масштабу. Саме підстильна поверхня багато в чому визначає встановлену послідовність у ланцюзі атмосферних процесів — виникнення повітряних мас, атмосферних фронтів, циклонів і антициклонів. Баричні утворення, в свою чергу, є завершальним фактором макротурбулентного руху і переміщення повітряних мас у нові географічні райони та їх формування.

Вплив орографії на атмосферні процеси пояснюється такими причинами.

1. Висота найбільш значних гірських масивів порівнянна з характерною товщиною атмосфери (8 км), а середня висота основних гірських систем становить частку $1/4$ - $1/3$ цієї товщини.

2. Атмосфера в середньому стратифікована досить стійко, і сили плавучості перешкоджають значному вертикальному переміщенню повітряних частинок. В умовах орографічних неоднорідностей це веде до інтенсифікації горизонтального переміщення частинок.

3. Орографічні неоднорідності активізують вертикальні рухи, що є достатньою передумовою для формування та випадіння опадів.

Таким чином, навіть відносно невисокі гори (заввишки ~ 500 м) сприяють виникненню сильних вітрів при бічному обтіканні гори повітряними масами, низхідних вітрів з підвітряного боку схилів, значних опадів з навітряного боку схилів.

Внаслідок великої різноманітності атмосферних явищ, обумовлених орографією, їх класифікують за такими масштабами [12].

Планетарний масштаб, або масштаб хвиль Россбі, який має порядок близько 10^4 км. Вплив орографії при цьому пов'язаний з додатковим обертовим (або гальмуючим) моментом за рахунок різниці тиску на східному і західному схилах основних гірських масивів. Різниця тиску виникає, зокрема, через різницю температур на різних схилах, що зумовлює різний гідростатичний розподіл тиску повітря. Цей масивний орографічний чинник більш значущий в Північній півкулі, ніж у Південній. Його внесок найбільший влітку в середніх широтах, і має той же порядок, що і момент, обумовлений обертанням Землі.

Синоптичний масштаб - це масштаб інерційних хвиль, який має порядок 10^3 км. Характерна зміна тиску для гірських масивів цього масштабу (Скелясті, Скандинавські гори, Альпи) між навітряними і підвітряними схилами 4-6 гПа. При такому перепаді тиску гори в середніх широтах Північної півкулі створюють гальмуючий ефект, внаслідок чого виникають орографічні збурення синоптичного масштабу, які згасають по вертикалі при віддаленні від орографічної перешкоди, не змінюючи фази. Це зумовлено малими горизонтальними (< 300 км за добу) і вертикальними швидкостями перенесення енергії в переважаючих хвилях Россбі. Як показує синоптична практика, підвітряні області гір з горизонтальною протяжністю ≥ 250 км (Альпи) є районами систематичного циклогенезу, що враховується в чисельних гідродинамічних моделях короткострокового прогнозу погоди.

Мезомасштаб або масштаб внутрішніх гравітаційних хвиль, який має порядок $\sim 10^1$ - 10^2 км. До верхньої межі цього масштабу відносять місцеві вітри, вітри схилів і гірсько-долину циркуляцію. При цих рухах силу Коріоліса вже переважає горизонтальна складова сили інерції. До нижньої межі (10 км) відносять явища стоячих хвиль і пов'язані з ними хмарність, турбулентність, пориви вітру. Прогноз таких явищ у гідродинамічних схемах будується вже без урахування впливу сили Коріоліса, але з оцінкою вертикальних прискорень.

Орографічні збурення масштабу 10-50 км обумовлені інерційно-гравітаційними хвилями і виникають при збуренні перешкодою з горизонтальною довжиною 10-20 км і більше. Енергія збурень у цьому випадку переноситься вгору і вбік від перешкоди з періодичною зміною фази (стоячі хвилі).

Вітри схилів розвиваються, якщо температура ґрунту і приземного шару повітря відрізняються. У цьому випадку прилеглий до поверхні шар повітря приймає температуру поверхні ґрунту, виникають шари повітря з різною температурою і щільністю, і якщо процес відбувається над похилою поверхнею, сили плавучості сприяють прискоренню повітря, спрямованого вгору або вниз по схилу. Прикладом є майже безперервні низхідні вітри схилів над крижаними хребтами Гренландії і Антарктиди.

Зазвичай гірські території розчленовані долинами. Вітри на схилах долин діють як «припливи», зливаються у повітряний потік, що рухається або вниз по долині (гірський вітер), або вгору по долині (долинний вітер).

Місцеві вітри є наслідком бар'єрного ефекту гір. При стійкій стратифікації повітря, що натікає, не може піднятися, щоб перевалити через гору, і зміщується вбік, спрямовуючись через долини і ущелини. Якщо гірський хребет не має легкодоступних долин, холодне повітря може застоюватися з навітряного боку. Іноді, коли бар'єрний ефект триває досить довго, великомасштабний баричний градієнт змушує повітря перевалити через гори, в результаті на підвітряних схилах різко змінюється температура і вологість. До таких місцевих вітрів належать *бора* і *фен*.

Для височин з горизонтальними масштабами близько 1 км роль сили турбулентного тертя стає порівнянною з силою плавучості, а за менших масштабів (близько 100 м) цими силами і пов'язаними з ними внутрішніми гравітаційними хвилями можна знехтувати. При цьому головну роль відіграють ефекти граничного шару, які залежать, зокрема, від вертикального зсуву вітру в потоці натікання і шорсткості підстильної поверхні. В цілому, течія виявляється близькою до безвихрової, з невеликою різницею тиску між навітряними і підвітряними схилами і з можливою зоною застою в навітряній області. Швидкість на цьому рівні максимальна над вершиною гори, а тиск повітря – мінімальний. У випадку вузької долини, на її дні спостерігається мінімум швидкості і максимум тиску.

Різноманіття атмосферних і погодних явищ при орографічному збуренні повітряного потоку свідчить про те, що гірські масиви надають, як динамічний, так і тепловий вплив на повітряні течії, і викликають значні зміни в метеорологічних полях та еволюцію баричних утворень.

Фізика взаємодії натікаючого повітряного потоку з ізольованою гірською перешкодою встановлена давно, починаючи з класичної роботи І.А. Кібеля [7]. Фізична схема такого процесу досить проста - з навітряного боку гірського хребта циклон має тенденцію до заповнення, а при його перевалюванні, тобто на підвітряному боці, циклон поглиблюється. Останній процес власне й іменується *орографічним циклогенезом*. Теоретичні висновки І.А. Кібеля в подальшому повністю підтвердилися при аналізі умов перевалювання циклонів через ізольовані гірські масиви

Уралу і Скандинавії [11], які меридіонально орієнтовані по відношенню до переважаючого західного перенесення повітряної маси.

Значний і складний вплив на атмосферу здійснюють гірські системи. Такі гірські перешкоди як Скелясті гори, Гренландія, Скандинавія і Урал, як показано Ш.А. Мусаеляном [10], породжують сильні збурення у тропосфері. У свою чергу, Гренландія є постійною «холодною перешкодою» на шляху переміщення циклонів. Ще більш значною орографічною перешкодою є Центральноазіатський гірський масив, який викликає деформацію планетарної висотної фронтальної зони (ПВФЗ), роздвоєння її на північну та південну гілки.

3.2 Вплив орографії на температурно-вологісний режим

В країнах помірного і холодного клімату першим і найважливішим фактором сезонної динаміки природи є термічний режим. Він особливо тісно пов'язаний з режимом вологості і режимом біологічної активності.

Головною особливістю для всіх гірських областей є вертикальна зональність клімату, тобто послідовна зміна кліматичних зон в міру підняття вгору. Це зумовлено загальною закономірністю убуття з висотою температури повітря і зменшення його вологовмісту. На будь-якій географічній широті з висотою зростає суворість клімату і, відповідно, змінюється довкілля. Поблизу високогірних вершин панує холод, сніг і лід, нижньою межею цієї кліматичної зони є снігова лінія.

В умовах клімату гір відбуваються такі зміни:

- зниження температури. Кожні 100 м з висотою температура знижується на 0,5-0,6 °С. Певною мірою це пов'язано з високою хмарністю і наявністю холодних, сильних вітрів;

- зниження атмосферного тиску. На рівні моря (географічної широти 45°) атмосферний тиск дорівнює 1013,25 гПа. Зі збільшенням висоти атмосферний тиск знижується і до рівня 8800 м (приблизно висота Евересту) становить ~253,31 гПа. Зниження атмосферного тиску веде до деякої особливості гір – з висотою знижується температура кипіння води. Якщо на рівні моря вона становить 100 °С, то вже на висоті 4300 м достатньо нагріти воду до 86 °С;

- збільшення кількості опадів (спостерігається до певної висоти);
- збільшення швидкості випаровування рідини;
- підвищення інтенсивності сонячної радіації і вмісту ультрафіолетових променів у сонячному світлі.

Вплив орографії на поле хмарності та опадів поділяється на динамічний і термічний. Основне значення мають динамічні впливи, але за деяких умов важливу роль відіграють і теплові. Під динамічним впливом

гірських масивів відбувається інтенсифікація упорядкованих вертикальних рухів і хмарних масивів на навітряних схилах та послаблення рухів і розмивання хмарності на підвітряних схилах. Інтенсивність цих вертикальних рухів залежить від структури потоку та характеристик хребта: величини і зміни нормальної до хребта складової швидкості вітру (V_n), її зміни з висотою в межах орографічно збуреного шару повітря, його стратифікації, крутизни схилів і висоти гір. Чим крутіші схили, вищі гори, більша V_n і менша стійкість атмосфери, тим більші обумовлені орографією швидкості упорядкованих вертикальних рухів, ширша зона їх поширення на рівнинні передгірні райони, і тим повільніше вертикальна швидкість убиває з висотою.

При динамічному впливі схилів на повітряні потоки посилення опадів може супроводжуватися зростанням приземного тиску, а розмивання хмарності і послаблення опадів – падінням тиску. Необхідно підкреслити, що породжувані горами зони висхідних і низхідних рухів синоптичного масштабу географічно ніби «прив'язані» у просторі до гірського масиву.

Нерідко біля навітряних схилів гір спостерігається утворення внутрішньомасових опадів. При аналізі і прогнозі утворення хмар та опадів необхідно враховувати індивідуальну зміну вологості в частинках і наближення їх до стану насичення, які залежать від швидкості та напрямку вітру на висоті. При малій відносній вологості повітря і фіксованій у просторі орографічного збурення зони вертикальних рухів частинки ненасиченого повітря можуть проходити цю зону, не досягнувши стану насичення, а отже, опади не будуть посилюватися.

Процеси орографічного посилення опадів вище вершини хребта залежать від тривалості перебування частинок повітря в зоні висхідних рухів і від напрямку та швидкості вітру на висотах поза орографічного шару повітря, а також від вертикальної стійкості повітряної маси. Зона орографічних течій зазвичай витягнута вздовж навітряного схилу.

Якщо потік паралельний до хребта, пряма динамічна інтенсифікація вертикальних рухів відсутня. Тим не менш, і в цьому випадку можна очікувати посилення опадів за рахунок розвитку впорядкованих вертикальних рухів на верхній межі планетарного граничного шару, обумовлених турбулентним тертям. За наявності гір граничний шар має більшу протяжність, де просторова мінливість градієнтів тиску більша, в результаті виникають більші вертикальні швидкості. Крім того, збільшення швидкості вітру на верхній межі граничного шару веде до посилення турбулентного обміну, що також сприяє збільшенню вертикальної швидкості над гірським районом, зумовленої тертям.

Процес обтікання гірського хребта (лінійно витягнутої перешкоди) полягає в тому, що похила поверхня хребта зумовлює вимушену

конвекцію. У першому наближенні вертикальна швидкість підйому повітря уздовж поверхні хребта визначається формулою:

$$w = u \cdot \operatorname{tg} \alpha, \quad (3.1)$$

де α – кут нахилу поверхні хребта, град.;

u – швидкість натікаючого потоку, $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Причому, при малих кутах нахилу справедлива наближена формула:

$$\operatorname{tg} \alpha \approx \alpha.$$

Таким чином, інтенсивність орографічного збурення пропорційна швидкості натікаючого потоку.

На рис. 3.1 зображена загальна схема процесу обтікання гірського хребта. На навітряному боці відбувається вимушений підйом повітря і водяної пари з утворенням хмар різних форм і випадання опадів, в результаті повітря, яке перевалює через перешкоду, виявляється сухим. На підвітряному боці, в залежності від стратифікації повітряної маси й інших чинників, можуть утворюватися фен (бора), підвітряні хвилі, ротори або ланцюжки Кармана.

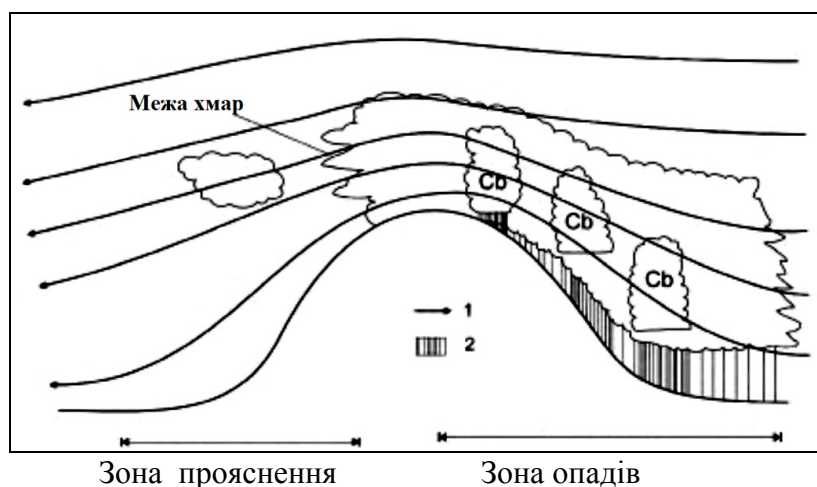


Рисунок 3.1 – Загальна схема обтікання гірського хребта повітряними масами (бар'єрний ефект): 1 – напрям переміщення повітряної маси; 2 – зона опадів [3]

У циклонічному полі витіснення граничного шару на великі висоти буде супроводжуватися інтенсифікацією висхідних рухів, розвитком хмарності та опадів. У цій ситуації хмарність та опади можуть розвиватися по обидва боки хребта. При антициклонічній кривині ізобар будуть посилюватися низхідні рухи і розмивання хмарності.

Вимушений підйом повітряних мас по схилах гір часто спричиняє орографічні зливи і грози. Орографічна інтенсифікація злив може спостерігатися і на фоні випадання облогових опадів. У будь-якому випадку при прогнозі конвекції необхідний прогноз стратифікації в нижніх і середніх шарах тропосфери. Якщо в зоні фронту очікуються вертикальні градієнти температури, які перевищують вологоадіабатичні або близькі до них, то велика ймовірність орографічних злив на атмосферному фронті або за ним. При значному орографічному збуренні поля, зливи і грози можуть спостерігатися в баричному відрозі при зростанні тиску, на значному віддаленні від холодного фронту всередині холодної маси повітря.

Розглянемо особливості термічного (теплого) впливу гір на формування хмарності та опадів.

Влітку в денні години масиви гір, вкриті снігом, перегріваються у порівнянні з навколишнім повітрям. При слабкому горизонтальному переміщенні над горами в атмосфері формуються термічні неоднорідності, які формують циркуляцію з висхідними рухами над хребтами і низхідними в передгір'ях. У короткі літні ночі охолодження менше від денного прогріву, тому влітку гори відіграють роль «нагрівачів». Взимку, навпаки, гори є «холодильниками»: вночі гори сильно охолоджуються, а вдень не встигають достатньо прогрітися. При цьому циркуляція повітря зворотна порівняно з літньою: над горами повітря опускається, в передгір'ях підіймається. Масштаби та інтенсивність явищ, зумовлених термічним режимом гір, є різними. Вони залежать від висоти і горизонтальних розмірів гір, характеру підстильної поверхні (рослинність, сніг, оголений ґрунт тощо) і конкретної синоптичної ситуації.

Тепловий вплив гір позначається в основному на режимі внутрішньомасових опадів, особливо на конвекції в теплий час року. Цей вплив може поширюватися на передгірні області до 100 км, де внаслідок низхідних мезомасштабних рухів кількість зливових опадів зменшується.

Сприятливі умови для термоорографічної інтенсифікації злив над горами спостерігаються при внутрішньомасових процесах на розмитих фронтах, коли вже відсутні облогові (фронтальні) опади при слабких вітрах і малих баричних градієнтах у нижній половині тропосфери. Дуже важливо при прогнозі таких опадів враховувати характер стратифікації атмосфери. Істотне посилення злив спостерігається, якщо в шарі до 3 км вертикальний градієнт температури повітря дорівнює або більший від вологоадіабатичного градієнта. При безперешкодному поширенні адвекції холоду вище від вершин хребта біля підвітряного боку гір зростає нестійкість повітряної маси і посилюються зливові опади.

Для кожного гірського району існують свої синоптичні ситуації, які більшою чи меншою мірою сприяють орографічній еволюції зливових опадів, однак існує ряд загальних правил.

1. Сильний тепловий вплив гір на опади відзначається влітку за відсутності фронтів і на розмитих фронтах зі слабкими вітрами (складова V_n), що виражається в розвитку купчасто-дощових хмар і злив над горами, не покритими снігом.
2. Сильна інтенсифікація опадів за рахунок динамічного впливу схилів спостерігається при фронтальному циклогенезі, коли розвиваються тривалі висхідні рухи на навітряних схилах. Найбільш інтенсивні саме «схилові» дощі, з якими можуть бути пов'язані паводки і повені з високими рівнями.

Велику роль у процесі прогнозування погоди у гірських районах відіграє врахування локальних (мезомасштабних) орографічних явищ. До них можна віднести топографічний фронтогенез, гірський вітер, гірсько-долину циркуляцію, фени, бору тощо.

Наприкінці XIX ст. О.І. Воєйков [9] встановив, що для увігнутих форм рельєфу (долини, улоговини тощо) характерні порівняно різкі зміни метеорологічних величин з часом та у просторі. Для опуклих форм (височини), навпаки, типові менш виразні коливання метеорологічних величин. Цей фізичний прояв називається *законом Воєйкова*.

Так, добові амплітуди температури в долинах значно більші, ніж на височинах: більш низькі мінімуми вночі і більш високі максимуми вдень. В глибоких западинах і улоговинах вночі накопичуються «озера» холоду і помітно слабшає швидкість вітру, що сприяє послабленню турбулентного перемішування біля підстильної поверхні і сильному охолодженню повітря і ґрунту. В увігнутих формах рельєфу вночі утворюються більш потужні інверсії порівняно з височинами, а вдень – значні зміни температури з висотою з понададіабатичними градієнтами.

Закон Воєйкова найбільш чітко проявляється в умовах антициклонічної погоди при ясному небі, слабкому вітрі і стійкій стратифікації на території, яка охоплює різні форми рельєфу. Це, в свою чергу, причина того, що вночі різниця між метеорологічними величинами на височинах і в низинах більша, ніж вдень, при цьому взимку відмінність більша, ніж влітку. Зі збільшенням швидкості вітру ці відмінності слабшають.

Істотний вплив на температуру повітря має близькість іншої підстильної поверхні, наприклад, водойм. Так, С.А. Сапожніковою та З.А. Міщенко було встановлено [14], що значення мінімальної температури повітря залежить від відстані до берегової смуги і може розраховуватися за формулою:

$$T_{\min} = k \cdot \lg L \quad (3.2)$$

де L – відстань від берега, км;

k – коефіцієнт, що характеризує місцеві фізико-географічні умови.

Встановлена залежність проілюстрована на рис. 3.2.

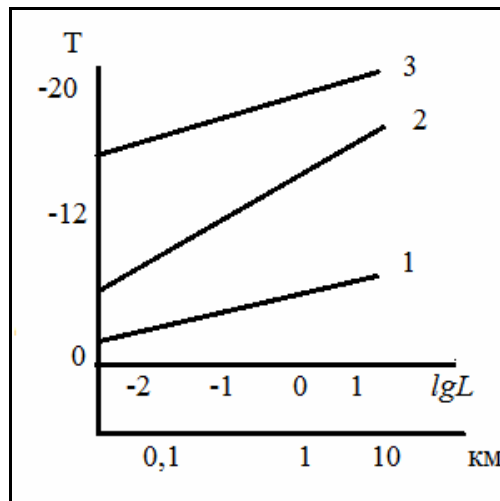


Рисунок 3.2 – Залежність мінімальної температури повітря від відстані до урізу води (за З.А. Міщенко [14]): 1 – південно-східне узбережжя Чорного моря; 2 – узбережжя Криму; 3 – узбережжя Балтійського моря

Характер схилів, їх експозиція, теплофізичні властивості обумовлюють вихолодження вночі і нагрівання вдень прилеглого до них шару повітря.

Розглянемо зміну температури і вологості повітря під впливом орографічних вертикальних рухів.

При невеликій висоті гір (200...500 м) конденсаційні процеси з навітряного боку проявляються слабо. Повітря, що перетікає через хребет, практично зберігає значення вологості, яке спостерігається на навітряному боці. При висоті гір понад 500 м вологовміст повітря змінюється вже помітно. При адіабатичному процесі рівняння припливу тепла записується у вигляді:

$$c_p dT - \left(\frac{ART}{p} \right) dp = 0, \quad (3.3)$$

де A – термодинамічний еквівалент роботи;

R – питома газова стала сухого повітря;

c_p – питома теплоємність при сталому тиску.

Оскільки $A \approx 1$, формулу (3.3) можна переписати таким чином:

$$c_p dT = RT \frac{dp}{p}. \quad (3.4)$$

Відносна вологість на фіксованих рівнях від вершини до основи гори з часом зменшується. У підсумку, на навітряному схилі процес зниження температури повітря при підйомі супроводжується насиченням його вологою, потім конденсацією і випадінням опадів. Тим самим, підйом насиченого повітря закінчується втратою вологовмісту. За аерологічною діаграмою можна встановити, наскільки зменшиться масова частка водяної пари і скільки відповідно випаде сконденсованої вологи при підйомі на величину dp , пропорційну висоті гір.

Для деяких районів, поряд з циклонічною діяльністю, основною причиною формування сезонних опадів є ефект «заповнення» вологих повітряних мас, що спричиняє помітне збільшення кількості опадів у порівнянні з сусідніми районами.

При русі над теплим морем континентальне помірне повітря трансформується – прогрівається і зволожується. До узбережжя надходять повітряні маси, вже близькі за властивостями до морського помірного повітря. У відносно теплому морському помірному повітрі створюються сприятливі умови для розвитку висхідних рухів повітря. При наближенні до високого узбережжя повітряні маси зазнають динамічне гальмування і накопичуються, натікаючи одна на одну, це веде до виникнення додаткової вертикальної складової руху. Під час перетину берегової лінії змінюються умови тертя. Гальмівний вплив підстильної поверхні, подальше накопичення повітряних мас перед гірським хребтом і перевалювання повітря через нього також сприяють вимушеному підйому повітря.

Відіграє роль і деяке підвищення тиску в повітрі, яке накопичується перед горами. Під впливом орографічного чинника динамічне зростання тиску в цьому випадку супроводжується розвитком висхідних рухів повітря (на відміну від загальних термодинамічних чинників, коли при зростанні тиску відбувається розвиток низхідних рухів) і утворенням хмарності і опадів (рис. 3.3).

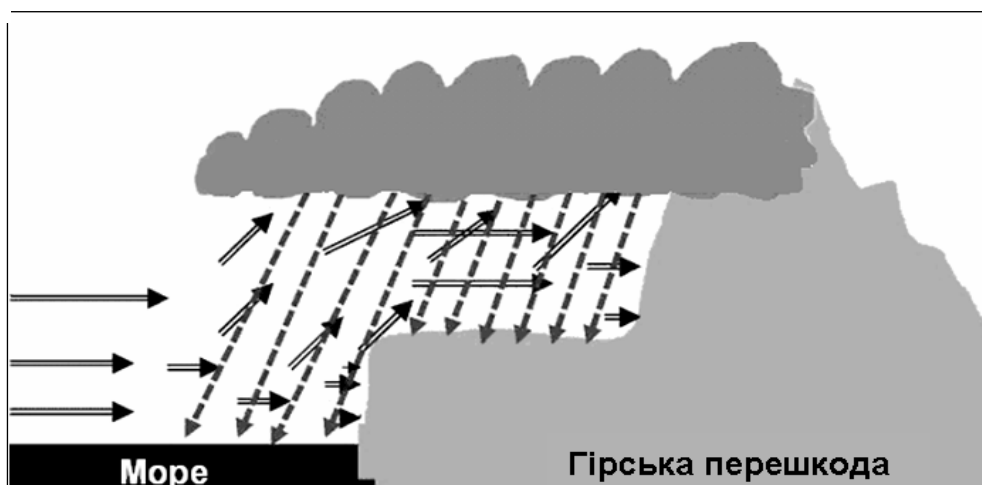


Рисунок 3.3 – Схема ефекту «заповнення»

Ефект «заповнення» простежується у розподілі хмарності і опадів і поширюється далі від узбережжя, на відміну від самих орографічних опадів, які пов'язані з вимушеним підйомом повітря при його перевалюванні через хребет і досягнення в ньому умов насичення. Кількість опадів стає помітною вже над морем біля узбережжя.

3.3 Вплив орографії на повітряні маси

Повітряні маси можуть затримуватися горами, змінювати під їх впливом напрямок переміщення і перевалювати через них. При цьому відбувається деформація повітряного потоку у горизонтальній та вертикальній площинах, що спричиняє зміну властивостей повітряних мас і умов погоди в них. Найбільший вплив на погоду здійснюють вертикальні рухи повітря.

Додаткова вертикальна складова швидкості w_h , зумовлена впливом гір, може бути приблизно обчислена за формулою:

$$w_h = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y}, \quad (3.5)$$

де h – висота гірського хребта, м;

u, v – складові вектору швидкості вітру в горизонтальній площині, м·с⁻¹.

З навітряного боку гір $w_h > 0$, з підвітряного – $w_h < 0$. Тому з навітряного боку гір є сприятливі умови для розвитку хмарності та випадіння опадів (орографічні опади), а на підвітряному боці гір хмарність розмивається.

Вплив гір на повітряні течії поширюється на сотні кілометрів від гір по горизонталі та на кілька кілометрів по вертикалі. Додатково до загальної зміни значень u, v і w порівняно з рівнинними умовами, над горами часто виникають ще й інтенсивні хвильові рухи. Хвильові рухи розповсюджуються до висот 10-15 км і згасають на підвітряному боці з віддаленням від хребта. На підвітряному боці гір, крім хвильових рухів, виникають вихори з горизонтальною віссю. Ці вихори мають діаметр в декілька сотень метрів, часто досягають великої інтенсивності і можуть, відірвавшись від хребта, переміщатися за напрямком повітряної течії.

Запропоновано поділяти тропосферу над гірськими районами на три шари [3]:

а) шар місцевих гірських циркуляцій, що розповсюджується від підніжжя гірського хребта до його середньої висоти. В цьому шарі спостерігаються гірсько-долинні вітри, фени, стокові вітри, вітри гірських

перевалів та інші місцеві вітри;

б) гірський шар тертя – від середньої висоти хребта до рівня вирівнювання швидкостей вітру над горами і сусідніми рівнинами. У середині гірського шару тертя відзначається інтенсивне турбулентне перемішування і швидкість вітру в середньому менша, ніж над сусідніми рівнинами;

в) гірська вільна атмосфера – від верхньої межі шару тертя до тропопаузи. В цьому шарі вітер в середньому сильніший, ніж над сусідніми рівнинами.

Крім впливу на системи конденсації та вітер, гори істотно впливають на температуру повітряної маси, що проявляється й у великомасштабних процесах. Наприклад, в тепле півріччя на картах BT-500/1000 над горами часто розташований гребінь тепла.

3.4 Формування місцевих вітрів

Карпатський регіон і Кримський півострів відрізняються своєрідними кліматичними умовами, основним чинником утворення яких є орографічний, тобто наявність гірських систем Східних Карпат і Кримських гір.

Орографія впливає на швидкість і напрямок вітру, при цьому ступінь впливу та наступної деформації повітряної течії залежить від фізичних властивостей і шорсткості підстильної поверхні. Через наявність гірських ущелин, хребтів, піків, перевалів і долин повітряний потік зазнає розщеплення, при цьому кожному з утворених потоків властиві свої швидкість і напрямок, які можуть значно відрізнятися від характеристик фонових градієнтного вітру.

Розрізняють два типи місцевих вітрів:

- катабатичні, до яких відносяться фен, бора, стокові вітри;
- реверсивні, до яких відносяться бриз, гірсько-долинний і льодовиковий вітер.

Катабатичні вітри являють собою низхідні потоки повітря, які зазнають гравітаційного прискорення. Реверсивні вітри – це потоки із замкненою з висотою циркуляцією повітря, яка має добову періодичність швидкості і напрямку.

У гірських системах, що розглядаються, значно поширені гірсько-долинні вітри, фени і бора.

Гірсько-долинний вітер виникає під впливом добового ходу надходження сонячної радіації до різних за висотою ділянок гір. За малохмарній погоді спостерігається чергування протягом доби долинного і гірського вітрів. Долинний вітер виникає в першу половину дня і

направлений вгору вздовж долин і схилів гір (рис. 3.4, а, б). Це спричинене тим, що верхні частини гір прогріваються раніше і сильніше, ніж долинна місцевість. Маса повітря, які піднімаються, компенсуються більш холодним повітрям з нижніх ділянок гір. Над схилами можуть утворюватися конвективні хмари, а іноді зливи і грози (рис. 3.4, г). Гірський вітер виникає як зворотна течія із заходом Сонця, коли гірські породи внаслідок малої теплоємності швидко охолоджуються (рис. 3.4, в).

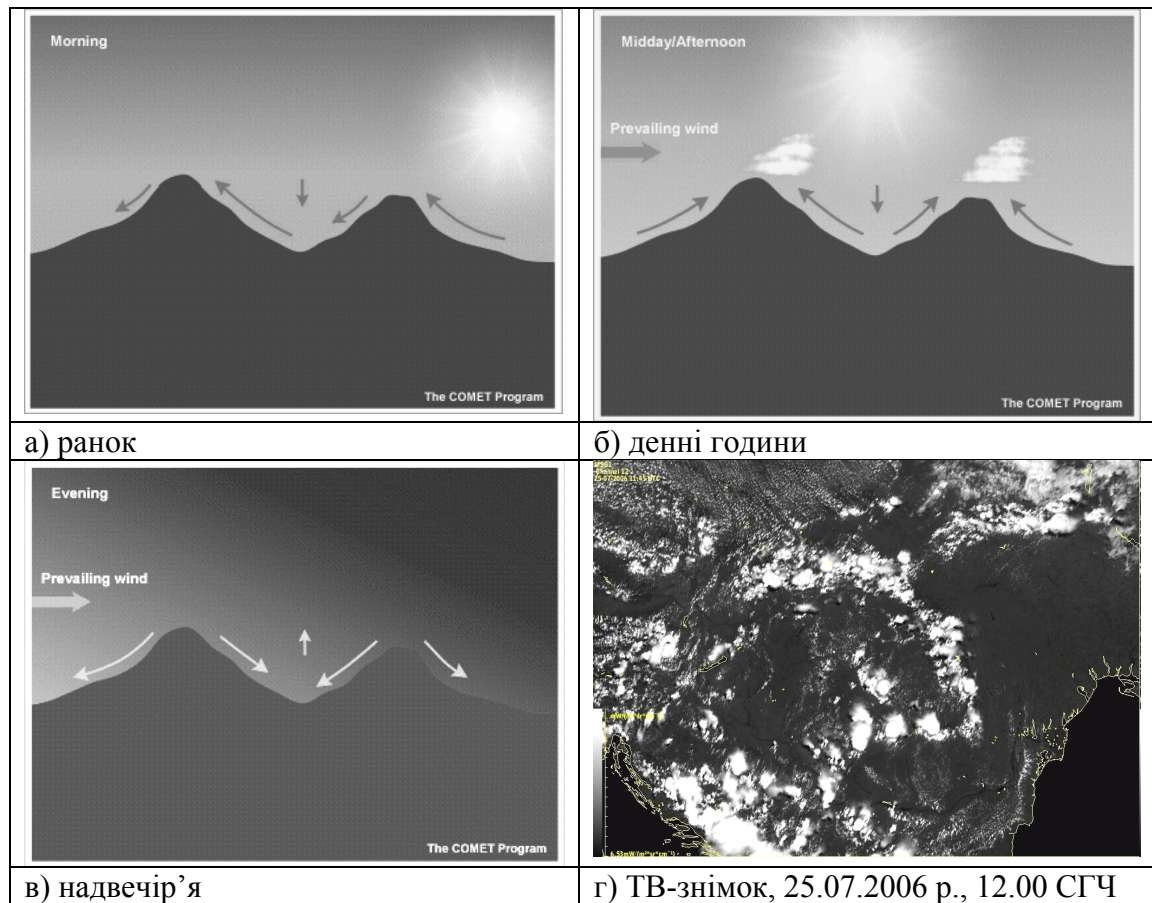


Рисунок 3.4 – Схема розвитку гірсько-долинної циркуляції протягом доби (а-в) та розподіл хмарності над Карпатами при виникненні гірсько-долинної циркуляції (г)

В Карпатах гірсько-долинна циркуляція чітко виявляється у вузьких долинах в теплий період року. Цей тип циркуляції виникає, коли слабшає загальна циркуляція повітря в даному районі при послабленні баричних градієнтів. Також може спостерігатися накладення місцевої і загальної циркуляції в певному районі, що обумовлює складний режим вітру через зміну напрямку на протилежний протягом доби. Вздовж гір і в Закарпатті відмічається найбільша повторюваність гірсько-долинних вітрів – до 15-20 днів на місяць в літній період (станції Ужгород, Мукачево, Хуст і ін.), максимум спостерігається в липні-серпні. Швидкість вітру, як правило,

невелика, $0,5-3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Меншою мірою гірсько-долинні циркуляції поширені в Передкарпатті і північно-західній частині Українських Карпат [2].

Вітри гірсько-долинної циркуляції спостерігаються також в передгір'ях Криму і на Південному березі Криму (ПБК). Гірсько-долинна циркуляція інтенсивно розвивається на схилах гір протягом майже всього року, за винятком зими з активною циклонічною циркуляцією над Чорним морем. В теплий період року на ПБК гірсько-долинні вітри можуть поєднуватися з бризами, утворюючи сильні потоки, як, наприклад, в Алушті при стоці повітря з Карабі-Яйли.

Для гірських систем України характерним є вітер *фен*. Це неперіодичний місцевий вітер, пов'язаний з розвитком циклонів і антициклонів в регіоні. Фен проявляється у вигляді сухого та теплого вітру, який дме з гір.

Утворення та інтенсивність фену залежить від, так званого, ефекту схилів, тобто ступеню впливу схилів на повітряний потік через ряд параметрів, таких як: крутість і висота схилу, напрямок повітряного потоку по відношенню до гірського масиву, термодинамічний і вологісний стан натікаючої повітряної маси, розподіл тиску тощо.

Загальна схема утворення фену включає ряд елементів (рис. 3.5). Повітря, що підіймається на навітряному боці схилу, охолоджується згідно з вологоадіабатичним законом ($\gamma_{\text{ва}} \approx 0,6^\circ\text{C}/100 \text{ м}$). Тут можуть утворюватися потужні купчасто-дощові хмари і випадати істотні опади. Сухе й охолоджене повітря перевалює через гірську перешкоду і опускається на підвітряному боці гір, нагріваючись при цьому за сухоадіабатичним законом ($\gamma_{\text{а}} \approx 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$), тобто значно швидше, ніж охолоджується. Знаючи висоту гірського хребта (h) і температуру повітряної маси на навітряному боці (T_n) перед його підйомом, можливо визначити приріст температури повітря на підвітряному боці та відповідно температуру фену (T_n):

$$T_n = T_n + h(\gamma_{\text{а}} - \gamma_{\text{ва}}), \quad (3.6)$$

де h - висота гори в сотнях метрів.

Фени найчастіше часто виникають в холодний період року та навесні, коли над Європою добре розвинута циклонічна діяльність. В Карпатах, в залежності від синоптичних умов формування, фени відносять до трьох типів [13]:

- фени теплового фронту;
- фени теплового сектора циклону;
- фени периферії антициклону.

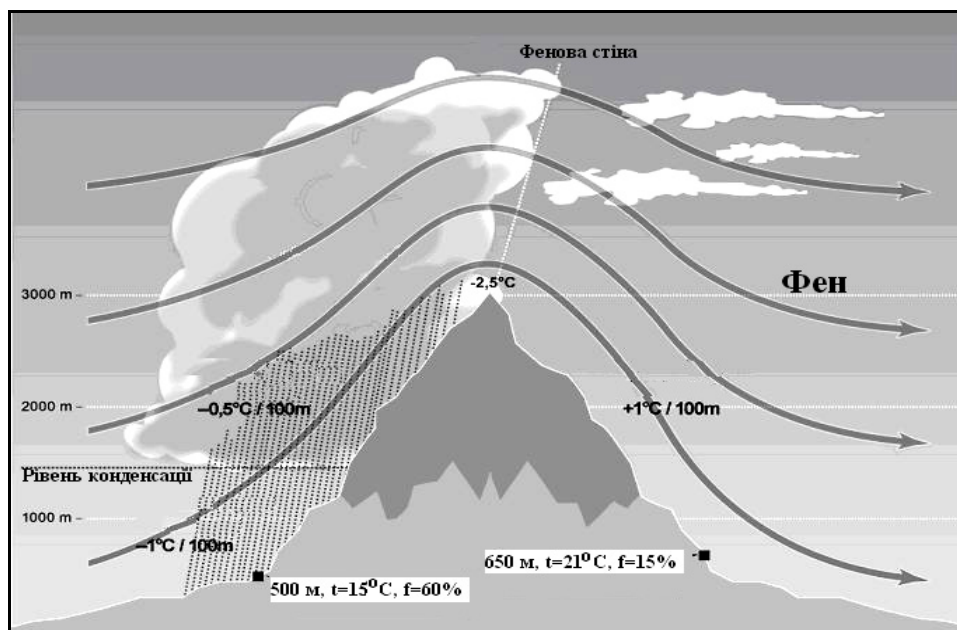


Рисунок 3.5 – Схема утворення фену

Найбільшу повторюваність мають фени теплового фронту (42%) і фени периферії антициклонів (33%). При західних і південно-західних напрямках вітру в нижньому шарі тропосфери інтенсивні і тривалі фени спостерігаються в Передкарпатті, вздовж всього хребта. При цьому відносна вологість повітря біля поверхні землі знижується до 30-40%, а іноді до 15-20%. Температура повітря підвищується на 10-12 °C за 6 год. Швидкість вітру при фенах досягає $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Щорічно в Передкарпатті спостерігається до 10 випадків з фенами, які тривають 6 годин і більше.

При перевалюванні циклону і теплового фронту з півдня або південного заходу через Карпати на навітряному боці, в Закарпатті звичайно встановлюється хмарна погода з опадами. Одночасно в Прикарпатті під впливом низхідних рухів хмарна система розмивається, зберігається лише хмарність середнього і верхнього ярусів. При проходженні через Карпати теплового сектора циклону, настає прояснення, тумани розсіюються, опади припиняються в зоні шириною 50-60 км від хребта. У нижньому шарі потужністю 1,5 км утворюється інверсія. На висоті 1,5-2 км на підвітряному боці хребта відмічаються низхідні рухи, які можуть бути досить сильними, щоб ускладнити польоти легкомоторної авіації.

Фенові явища в Кримських горах також пов'язані з проходженням циклонічних систем або з виникненням орографічних циклонів поблизу гір [8]. При південних повітряних потоках над Кримом фени розвиваються на північних схилах гір, при північних вітрах – на південному узбережжі. На ПБК фени найчастіше спостерігаються весною і восени – в квітні, травні і вересні, найрідше взимку – в січні і грудні. Фени на узбережжі

тривають від декількох годин до двох-трьох діб підряд. Під впливом фенів на ПБК зростає кількість малохмарних і теплих днів.

Досить часто зустрічаються *антициклонічні фени*, які розвиваються по обидва боки гірської гряди одночасно, як розтікання холодного повітря, що накопичилося над горами за умов радіаційного вихолоджування при антициклонічній малохмарній погоді. На північних схилах фен розповсюджується з півдня, прямуючи вниз по долинах рік. Так, в Білогорську він дме вздовж долини ріки Біюк-Карасу, а швидкість іноді перевищує $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. В Сімферополі, де переважають адвективні тумани при північно-східних вітрах, поява фену призводить до покращення видимості в аеропорту.

Для Південного берега Криму характерний своєрідний режим вітрів, пов'язаний з особливостями орієнтації долин, перевалів та гірських піків відносно узбережжя [14]. В Ялті найбільшу повторюваність мають північно-західний вітер *майстра* (27% випадків) і східний – *левант* (24% випадків). В зимовий період при східних напрямках вітру через накопичення холодного повітря на яйлах спостерігаються місцеві бурі у вигляді катабатичного стоку (бори) з перевалів у бік моря. В Ялті місцева бора – *трамонтан*, спостерігається з перевалу Ай-Петрі. При борі вітер поривчастий до $20\text{-}30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, температура при цьому різко знижується. Південні і південно-східні шторми під назвою *гарбії* виникають на узбережжі Криму не часто. Поява гарбію є ознакою наближення південно-західного циклону, що супроводжується нагінними вітрами. Історично відомий випадок дуже сильного шторму при гарбії – знаменита Балаклавська буря 14 листопада 1854 р., під час якої загинув англо-французький флот, який тримав в облозі берег Криму поблизу Балаклави. Ця подія зумовила новий поштовх у розвитку метеорології через інтерес до можливості передбачення подібних штормів. Важливим кроком на шляху до такого передбачення стала поява першої в історії метеорології синоптичної карти, яка була представлена Паризькій академії наук директором Паризької обсерваторії Урбенom Левер'є 19 лютого 1855 р. Левер'є склав оперативну карту погоди в Європі за інтервал часу між 9 і 10 годинами ранку того ж дня за погодними даними, надісланими до Парижу телеграфом з ряду європейських міст. На карті були проведені ізобари, які окреслили замкнені області високого і низького тиску, і в подальшому було знайдено зв'язок між цими областями і формуванням певного типу погоди.

Крім вищезазначених вітрів, в гірських системах України можна спостерігати метеорологічне явище, пов'язане зі збільшенням швидкості вітру на підвітряних схилах гір до ураганної сили. Це так звані *підвітряні бурі* або вітри підвітряних схилів (рис. 3.6).



Рисунок 3.6 – Схема утворення підвітряної бурі

Такі вітри виникають при оптимальному поєднанні синоптичних і орографічних умов, коли великомасштабний потік обтікає перешкоду у вигляді гірських хребтів і зазнає мезомасштабного посилення на підвітряному боці перешкоди. Вітер зазвичай досягає максимальної швидкості біля підніжжя підвітряного схилу і з віддаленням від нього досить швидко стихає.

Швидкість вітру при підвітряних бурях в поривах може досягати $60-80 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а температура і вологість повітря зазвичай різко змінюються. Важливою особливістю підвітряних бур є поривчастість вітру, що пов'язана з сильною турбулізованістю потоку на підвітряному боці.

В процесі обтікання хребта за рахунок хвильових процесів відбувається зростання тиску на навітряних схилах і його падіння на підвітряному схилі. В результаті виникає сила, спрямована по нормалі до хребта, – хвильовий опір. Хвильовий опір є частиною орографічного опору (тобто сили опору тиску, спрямованої по нормалі до хребта), який формується також процесами блокування потоку горами і відриву граничного шару.

Накопичення холодного повітря з навітряної сторони при низьких швидкостях вітру і сильній стратифікації нижнього шару збільшує величину блокування, тобто товщину шару повітря, кінетичної енергії якого недостатньо для здійснення роботи проти сили плавучості при підйомі частинки вгору по схилу. З навітряного боку хребта біля поверхні землі або в деякому шарі, обмеженому висотою хребта, формується зона гальмування (блокування) потоку, вітер слабшає або змінює напрямок, при невеликій протяжності хребта характерним є бічне обтікання.

Величину блокування потоку зручно характеризувати безрозмірними числами: зворотним внутрішнім числом Фруда (Fr_m^{-1} , яке також називається іноді безрозмірною висотою або гірським числом Фруда) і

числом Бюргера (Bu), яке показує співвідношення стратифікації і обертання Землі, тобто враховує вплив ефектів обертання на формування шару блокування:

$$Fr_m^{-1} = \frac{Nh_m}{U}, \quad (3.7)$$

$$Bu = \frac{Nh_m}{fL_m}, \quad (3.8)$$

де U – швидкість натікаючого потоку;

N – частота Брента-Вяйсяля;

f – параметр Коріоліса;

L_m – довжина перешкоди вздовж потоку,

h_m – висота перешкоди.

Згідно з цими критеріями, блокування виникає при $Bu > 1$ та $Fr_m^{-1} > 1$. Блокування може виникати при $Bu > 1$, навіть якщо $Fr_m^{-1} < 1$; в такому випадку хребет називається «гідродинамічно крутим». Також важливою особливістю підвітряних бур є значне збурення поля тиску, в першу чергу – різке падіння тиску на підвітряному боці.

При перевалюванні повітряним потоком гірського хребта утворюються підвітряні хвилі, які називаються *стоячими або гірськими хвилями*. Утворенню таких хвиль сприяє наявність у системі хребта крутих схилів. Стоячими хвилями називаються внаслідок того, що їх вершини і підосви знаходяться на одному місці по відношенню до хребта, а повітряні частинки нібито «біжать» крізь них. Стоячими хвилями утворюються, якщо в атмосфері складаються такі умови:

- повітряний потік перпендикулярний до гірського хребта і його швидкість біля вершини ≥ 50 км·год⁻¹;
- швидкість вітру збільшується з висотою.

Якщо повітря, яке перевалює через перешкоду, насичене вологою, то в тій частині хвиль, де спостерігаються висхідні потоки повітря, утворюються сочевицеподібні хмари (рис. 3.7, а).

На знімках з космосу поля хвилястих хмар, які відповідають коливальним рухам, простежуються на десятки та сотні кілометрів з підвітряного боку гірського масиву (рис. 3.7, б).

В якості основних орографічних ефектів, що впливають на вітер, можна виділити такі: схиловий, кутовий, аеродинамічний та береговий.

Кутовий ефект проявляється при наявності мисів, хребтів і інших характерних елементів суші, які виступають в море. При обтіканні їх краю повітряним потоком і внаслідок вимушеної збіжності ліній току виникають

сильні вітри. Їх максимальне посилення відзначається, коли мис, який виступає в море, залишається праворуч від потоку повітря (рис. 3.8).

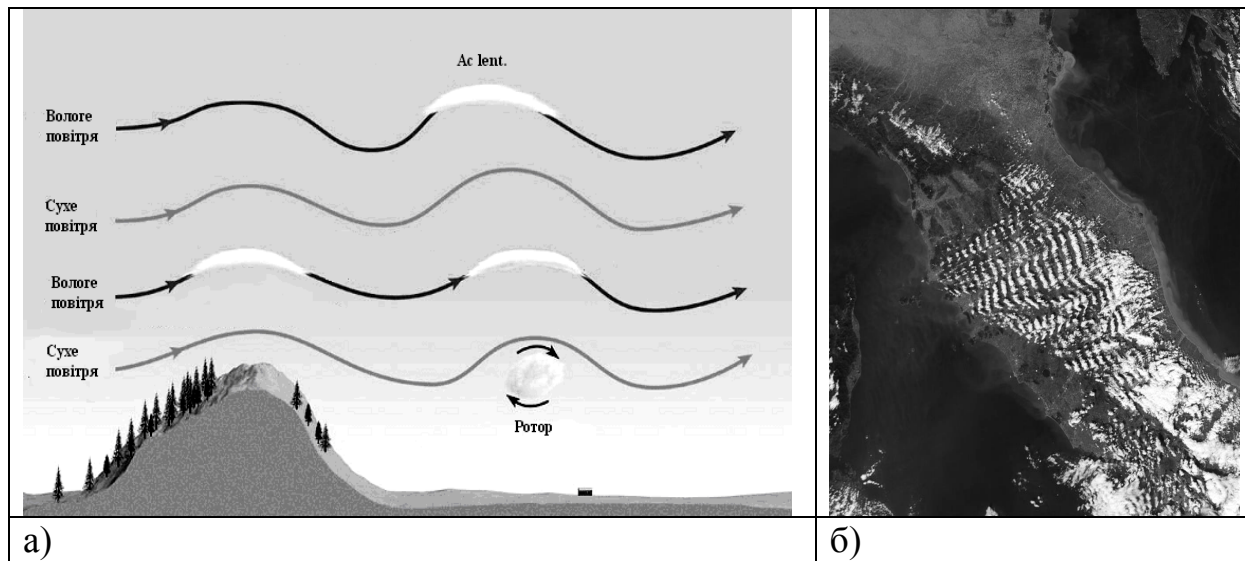


Рисунок 3.7 – Схема утворення стоячих хвиль (а) і розподіл хвилястої хмарності над горами на супутниковому знімку (б)

Аеродинамічний ефект проявляється в звужених проходах, вітри в яких виникають внаслідок гідродинамічного стиснення по горизонталі. Якщо повітряний потік спрямований під кутом до витягнутих, високо піднятих берегів заток, то вітер також посилюється внаслідок односторонньої збіжності ліній току – так званого одностороннього аеродинамічного стиснення. Посилення вітрів цього типу часто відбувається біля берегів Португалії, Скандинавії, Кавказу.

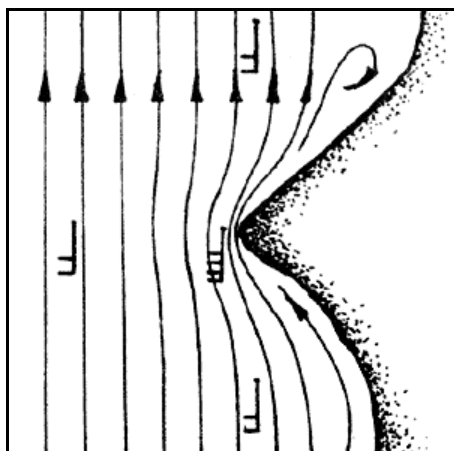


Рисунок 3.8 – Схема утворення кутового ефекту при обтіканні мису

Береговий ефект позначається на посиленні вітру вздовж прибережної смуги (рис. 3.9, а). Основна причина – зміна тертя повітряного потоку при переході з моря на сушу, тобто зміна напрямку вітру щодо напрямку ізобар. Оскільки на суші за рахунок тертя вітер відхиляється вліво від ізобар на кут, значно більший, ніж над морем, уздовж прибережної смуги створюється зона конвенції (збіжності) потоку повітря, яка сприяє посиленню вітру. При вітрах з суші на море утворюється зона дивергенції (розбіжності) потоку повітря і ослаблення вітру вздовж берега (рис. 3.9, б).

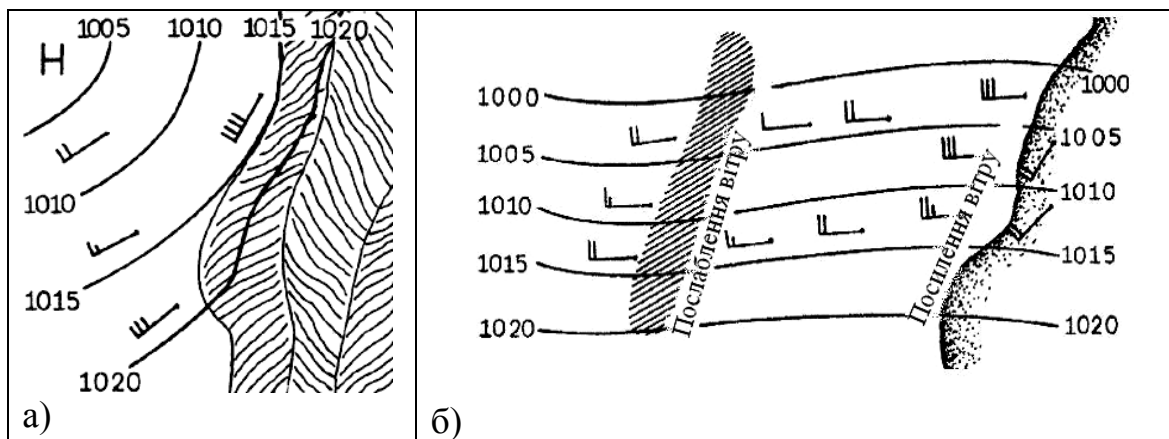


Рисунок 3.9 – Схема утворення берегового ефекту

Вітер, спрямований під кутом до складної берегової лінії, може зазнавати впливу і кутового, і берегового, і аеродинамічного ефекту. Це характерно для всіх виступаючих в море мисів з високими обривистими берегами і розташованих поблизу берега островів.

При вторгненні холодних мас повітря на підвітряному схилі, що межує з морем, виникає *бора*. Це сильний холодний низхідний вітер. Підвищення температури при його опусканні не компенсує різниці між масою, яка вторгається, і повітрям біля підніжжя гори. Спочатку з навітряного боку хребта накопичується холодне повітря; поки його верхня межа не досягла висоти хребта, більш тепле повітря, яке рухається над ним, переходить через гребінь хребта і, спускаючись по його схилу, нагрівається так само, як при фені. Але, коли верхня межа холодної маси піднімається вище від гребеня хребта, холодне повітря обрушується на підвітряний схил – через перевали, іноді і по всій довжині хребта (рис. 3.10, а). Опускаючись, повітря теж адіабатично нагрівається, але різниця в початкових температурах повітря по обидва боки хребта може бути настільки великою, що при борі може спостерігатися зниження температури на підвітряному схилі на 15-20 °С. Вплив сильного вітру на морську поверхню в максимальній фазі розвитку бори може простежуватися на віддаленні 240-250 км від берега (рис. 3.10, б).

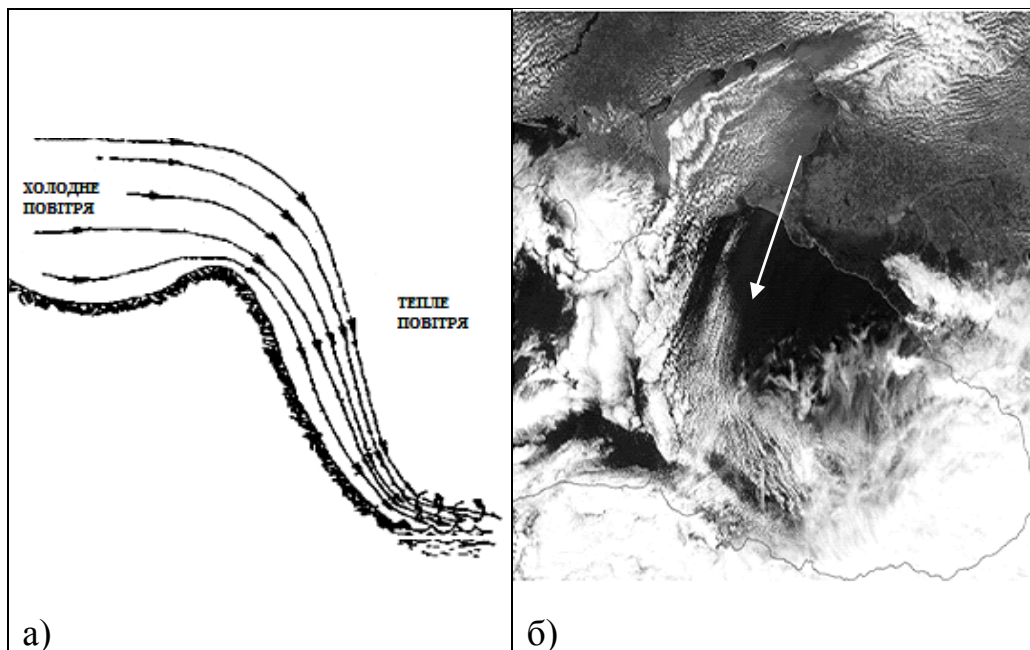


Рисунок 3.10 – Схема бори в стадії обвалу (а) та розподіл хмарності (б) при поширенні Новоросійської бори з суші на море (обвал холодного повітря позначено стрілкою; супутниковий знімок Suomi NPP за 02.10.2017 р., 10.15 СГЧ)

3.5 Орографічний фронтогенез та фронтоліз

Під впливом підстильної поверхні значення метеорологічних величин в зоні атмосферних фронтів постійно змінюються. Дія орографії проявляється у зміні напрямку і швидкості руху фронтів. Найбільший вплив на атмосферні fronti здійснюють гірські масиви. У горах fronti піддаються складній деформації і еволюції. Переміщення фронтів через гірські системи супроводжується зміною фізичних характеристик повітряної маси в зоні фронту, на одних ділянках fronti можуть розмиватися, на інших - загострюватися, можливе також утворення фронтальних хвиль.

Величина деформації фронту залежить від висоти і складності орографії, а також від кута, під яким він переміщується до гірського хребта (рис. 3.11, а). Якщо циклони проходять північніше від гірського хребта, то часто периферія теплого або холодного фронту притискається до схилів хребта і затримується там надовго, зумовлюючи похмуру погоду з опадами (рис. 3.11, б). Це так званий «ефект притиснення», який нерідко спостерігається в Карпатах.

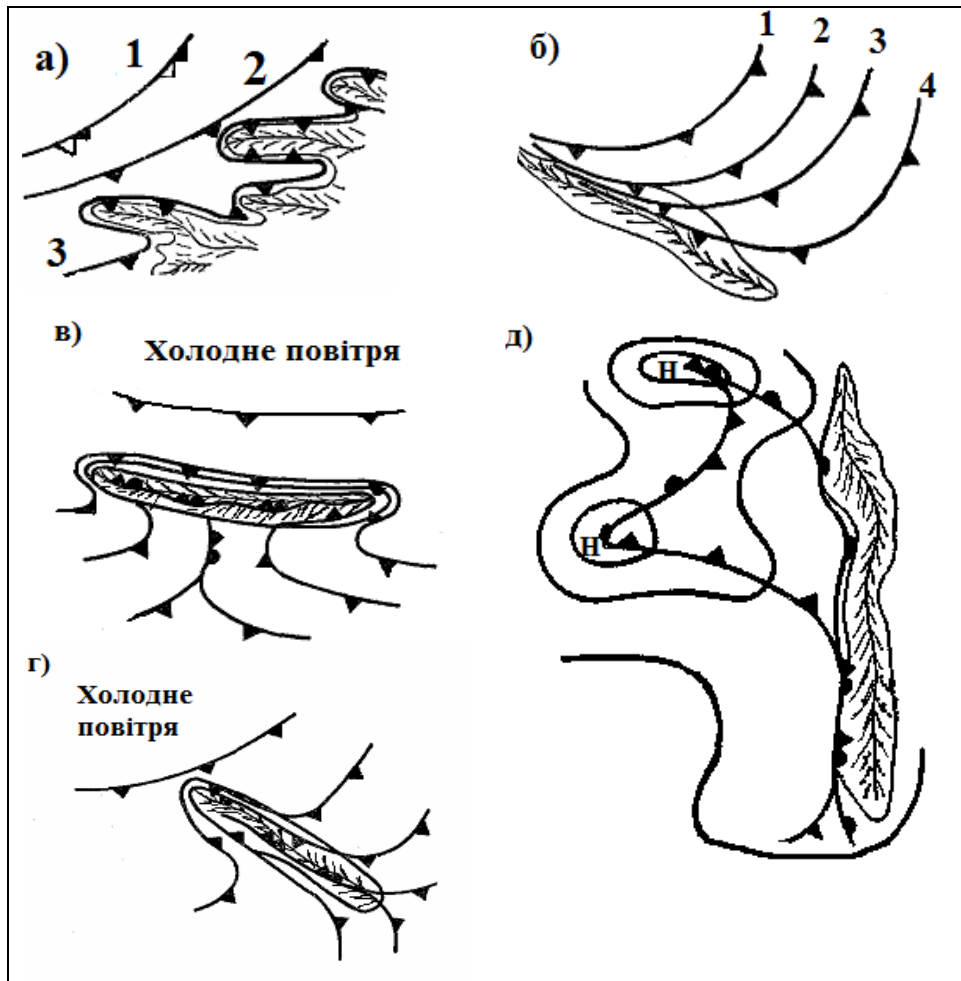


Рисунок 3.11 – Вплив орографії на атмосферні фронти [14]:
 а) деформація холодного фронту вздовж хребта гірської системи;
 б) притиснення холодного фронту до схилу гірського хребта;
 в) утворення орографічної оклюзії (фронт розташований уздовж хребта);
 г) утворення орографічної оклюзії (фронт розташований поперек хребта);
 д) утворення фронту секлюзії

Набуваючи конфігурації гір, фронт зміщується вгору по схилах, підпадаючи під вплив не тільки підстильної поверхні, але і місцевих вітрів. Як результат, окремі ділянки фронту можуть мати зустрічні рухи, внаслідок чого вони розмиваються, утворюючи орографічну оклюзію (рис. 3.11, в, г). Такий процес часто спостерігається в зоні Великого Кавказу (рис. 3.12).

У деяких ситуаціях під впливом орографії теплий фронт затримується вздовж гірського хребта, але за наявності відповідних умов холодний фронт може його наздогнати в районі стаціонарування. Утворюється складний фронт – секлюзія (див. рис. 3.11, д). Фронти

секлюзії іноді спостерігаються в районі меридіонально орієнтованих Уральських гір.

Еволюція атмосферних фронтів за рахунок орографії полягає в тому, що на навітряному боці хребта fronti, як правило, загострюються, а на підвітряному – розмиваються.

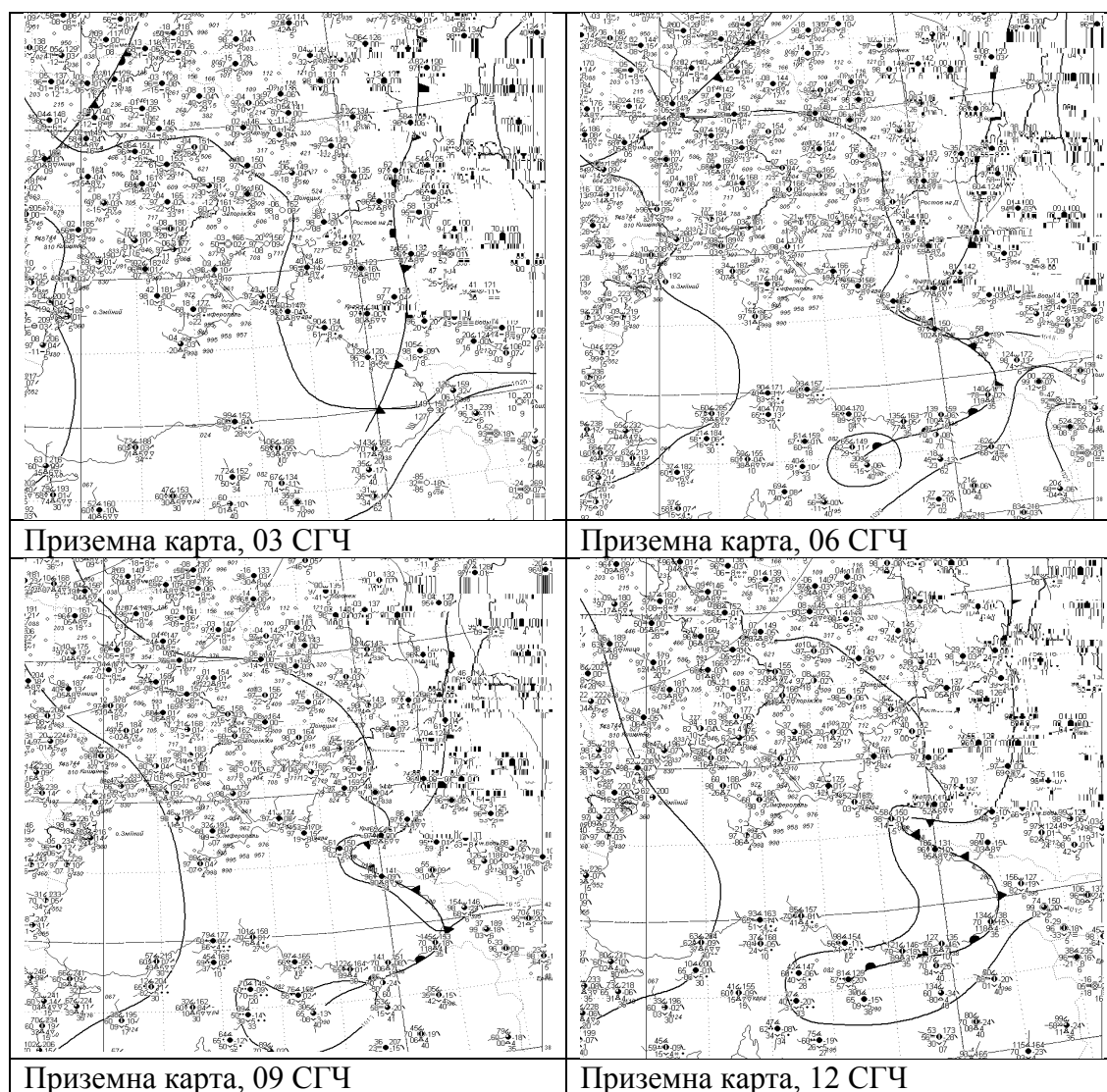


Рисунок 3.12 – Процес утворення орографічної оклюзії над Великим Кавказом, 05.12.2017 р.

Орографічне загострення фронту полягає в розвитку зумовлених горами висхідних рухів з посиленням хмароутворення і опадів – цей процес називається топографічним, або *орографічним фронтогенезом*. Розмивання фронту або *орографічний фронтоліз* – це розшарування і деградація хмарних систем під впливом низхідних рухів, зумовлених гірськими перешкодами (рис. 3.13).

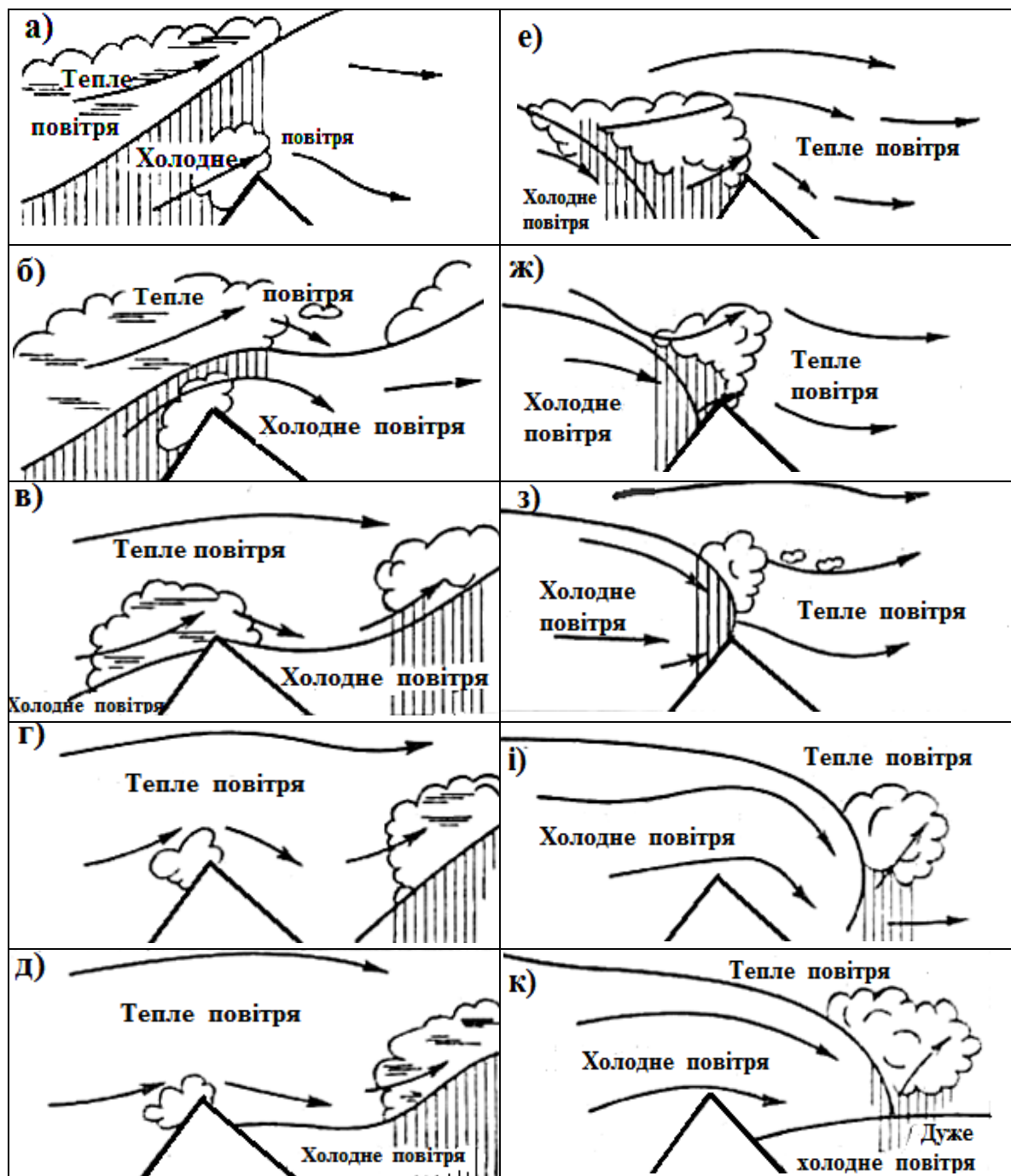


Рисунок 3.13 – Схеми перевалювання теплого (а–д) і холодного фронтів (е–к) через гори [4]

Загострення фронту часто супроводжується поширенням зон опадів і хмарних систем біля навітряних схилів гір. Це явище залежить не тільки від вітру в нижньому шарі повітря, але і від властивостей потоку вище від вершини гір. Так, якщо вище від вершини в шарі 2-5 км над зоною висхідних рухів нормальні до хребта складові швидкості вітру слабшають або спрямовані вздовж зони, це сприяє тривалому перебуванню частинок повітря в зоні висхідних рухів, а отже, їх насиченню.

Процеси фронтолізу тим сильніші, чим вищий гірський масив. Наприклад, при перевалюванні теплого фронту через гірський хребет Кавказьких гір на їх підвітряному боці не тільки припиняються опади, але майже зовсім зникає фронтальна хмарність. Теплий фронт проявляється лише у полі вітру над північною частиною Каспійського моря. Відновлення профілю теплого фронту взимку після перевалювання через гори відбувається швидше, ніж влітку, адже при більш високій відносній вологості взимку рівень конденсації розташовується нижче.

Теплі фронти відновлюються швидше, якщо структура висотного термобаричної поля (передня частина тропосферної улоговини, адвекція тепла і циклонічного вихору) сприяє інтенсивному падінню тиску та утворенню приземної улоговини на підвітряному боці гір.

Якщо теплий фронт орієнтований приблизно перпендикулярно до осі хребта, то після його наближення до краю гірського хребта, на фронті з підвітряного боку часто утворюються хвильові збурення.

Ще більш різноманітним є процес перевалювання через гори холодних фронтів. Можливість і тривалість їх перевалювання через гори залежить від вертикальної протяжності холодного повітря, що рухається за фронтом, і від висоти гірського хребта. Низькі гірські системи фронти перевалюють, не зазнаючи помітної деформації. На навітряному боці гір опади посилюються, з підвітряного боку – слабшають, але помітного розмивання фронту часто не спостерігається.

По-іншому перевалює холодний фронт високі гори. Якщо холодний фронт розташований приблизно паралельно осі гірського хребта, то наблизившись до гір, одна ділянка фронту затримується, а ділянки фронту ліворуч і праворуч продовжують переміщуватися і, обігнувши хребет, виходять на підвітряний бік. Рухаючись назустріч одна одній, ці ділянки фронту об'єднуються, утворюючи орографічну оклюзію, і гірський масив виявляється оточеним холодним повітрям. При цьому опади випадають з обох боків гірського хребта.

Загалом, теплі фронти частіше і легше перевалюють через гори, навіть високі. Холодні фронти, як правило, затримуються горами, висота яких більша за 2 км. У тих випадках, коли за горами розташований достатньо потужний шар дуже вихолодженого повітря, фронт, що перевалив, іноді не досягає поверхні землі. Тоді утворюється верхній фронт, який за горами може опуститися до поверхні землі на відстані декілька сотень кілометрів від них.

Якщо фронт переміщується під великим кутом до осі гірського хребта, то характер деформації буде іншим. Частина холодного фронту, яка першою досягла гір, гальмується, що призводить до зростання тиску, збільшуються баричні градієнти на ділянках холодного фронту, які ще не підійшли до гір, зростає і швидкість їх переміщення. Прискорення переміщення фронту зумовлене також орографічним фронтогенезом на

навітряних схилах гір. При збільшенні швидкості зсуву фронту спостерігається ефект його «притискання» до хребта з навітряного боку перешкоди з прискоренням або уповільненням окремих його ділянок.

Збільшення хмарності і випадання опадів найчастіше спостерігається ще до зіткнення фронту з горами, але найбільш значне збільшення фронтального масиву хмарності відбувається разом з наростанням потужності холодного вторгнення.

Значно відрізняється від описаних вище закономірностей проходження холодного фронту взимку через закриті долини і улоговини. Взимку в долині розташоване вихолоджене повітря, його товщина іноді досягає декількох сотень метрів. Повітря, яке рухається за холодним фронтом, може виявитися теплішим за повітря, що займає долину. Тому при проходженні холодного фронту шар вихолодженого повітря часто зберігається, а холодне фронтальне повітря переміщається над ним. Для спостерігачів фронт буде якби замаскований. Якщо шар вихолодженого повітря тонкий, то при вторгненні холодного повітря він поступово руйнується, і проходження фронту вже можна зафіксувати за рядом типових ознак.

Влітку при сильному прогріванні холодного повітря холодні фронти в нижніх шарах часто розмиваються, тому на рівнині такий фронт слабо помітний. У горах, починаючи з висоти, на якій холодний фронт зберігся, він може проявлятися досить виразно. Якщо холодний фронт розташований під гострим кутом до гірського хребта, то перед фронтом відбувається згущення ліній току в теплій повітряній масі, затисненій між гірським хребтом і фронтальною поверхнею, в таких випадках перед фронтом спостерігаються особливо сильні вітри.

Аналогічне явище спостерігається біля порівняно високих морських берегів, наприклад, вздовж узбережжя Скандинавії, де сильні вітри відмічаються перед холодними фронтами, що утворюють гострий кут з берегом. В цьому випадку посиленню вітру сприяє береговий ефект. Збіжність ліній току вздовж берега при вітрах з моря на суходіл сприяє фронтогенезу в приземному шарі. Фронтогенез, обумовлений неоднорідностями підстильної поверхні, відноситься до орографічного.

Орографічний фронтогенез сприяє загостренню існуючих фронтів і може спричинити утворення нового фронту. Але не можна ототожнювати будь-яку збіжність потоків вздовж узбережжя з дійсним атмосферним фронтом, оскільки виникнення атмосферного фронту пов'язане з циркуляційними процесами великого масштабу на межі двох різних за властивостями повітряних мас. При збіжності потоків вздовж узбережжя, що іноді супроводжується випадінням орографічних опадів, звичайно відбувається місцева зміна погоди всередині однієї повітряної маси. Орографічні опади й сама лінія збіжності вітрів, на відміну від фронту, не

зміщується за межі даного району. Але, за відсутності аерологічних даних такий уявний фронт важко відрізнити від дійсного.

Описані закономірності деформації фронтальних розділів у кожному фізико-географічному районі і сезоні року будуть мати свої регіональні особливості, вивчення яких є основою успішного прогнозування погоди і її різких змін.

Умови *орографічного загострення фронтів в Карпатах* залежать від типу фронту, напрямку і швидкості зміщення та його орієнтації щодо хребта. Розглянемо типові випадки переміщення теплих і холодних фронтів з різною орієнтацією до гірського масиву [13].

1. Переміщення теплого фронту через Карпати з південного заходу на північний схід. Теплий фронт, що переміщується з Середньодунайської низовини, загострюється біля південно-західних схилів Карпат. Після перевалювання через гори теплий фронт розмивається на східних схилах. Розмивання супроводжується розшаруванням хмарності, проясненнями, послабленням опадів і зменшенням зони їх випадіння до повного припинення. Така еволюція простежується до 300 - 400 км на схід від гір. При перевалюванні фронтальна поверхня зазнає деформації в зв'язку з дугоподібною структурою Карпат. При цьому деформований теплий фронт розмивається менше.

2. При зміщенні холодного фронту з північного сходу також спостерігається деформація, яка може призвести до циклогенезу над Закарпаттям і Угорською низовиною. При цьому холодний фронт загострюється в Прикарпатті, і переваливши через гори, не розмивається, а навпаки, загострюється через процес хвилеутворення на фронті, пов'язаний з дугоподібною деформацією фронтальної зони (рис. 3.14).

3. Переміщення холодного фронту через Карпати із заходу на схід. У цій ситуації фронт орієнтований майже паралельно до хребта і загострюється біля навітряних південно-західних схилів. Перемістившись далі через гори на територію України і Молдови, холодний фронт звичайно розмивається за рахунок взаємодії потоків тилової частини улоговини зі східними схилами Карпат через орографічне зростання тиску. При цьому процес розмивання холодного фронту на схід від Карпат більш інтенсивний і помітний, ніж у випадку теплого фронту. Холодний фронт при переміщенні із заходу через гори стає антициклонічно активним, тобто набуває увігнутості з боку холодного повітря, що одночасно з підвітряними низхідними рухами призводить до інтенсивного розмивання фронту.

4. Загострення холодних фронтів, які переміщуються з північного заходу на південний схід. У цьому випадку фронт наближається до гірського хребта під кутом, близьким до прямого. За холодним фронтом ізобари також проходять під великими кутами, і у нижньому шарі повітря над Прикарпаттям відмічаються великі значення нормальних складових

швидкості вітру. Біля східних схилів Карпат виникають сильні висхідні рухи, які розповсюджуються іноді на всю тропосферу і займають велику територію. В результаті значно розширюються зони хмарності і опадів, внаслідок чого суми опадів можуть збільшуватися в 5-6 раз порівняно з сусідніми рівнинними територіями (рис. 3.15).

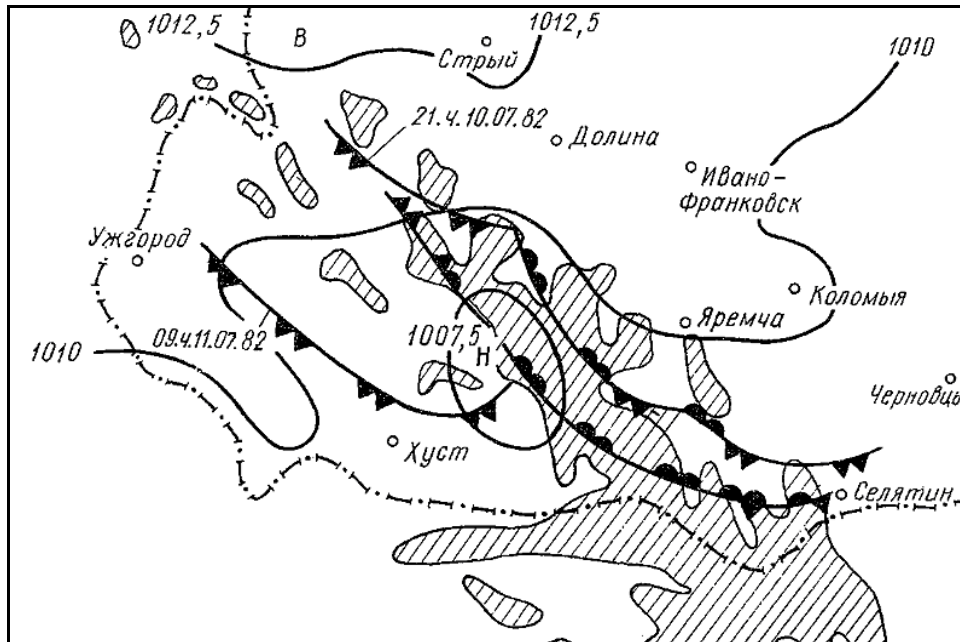


Рисунок 3.14 – Зміна положення та конфігурації холодного фронту при переміщенні з північного сходу через Українські Карпати в період з 10.07.1982 р. (21 СГЧ) до 11.07.1982 р. (09 СГЧ) [1]

В залежності від стратифікації атмосфери може відбуватись орографічна інтенсифікація як облогових, так і конвективних опадів. Цей процес характерний для літнього періоду року – в середньому, відмічається два випадки проходження холодних фронтів з північного заходу через Карпати, які супроводжуються сильними опадами на східних схилах, коли суми опадів можуть досягати критеріїв стихійно-небезпечного явища (понад 50 мм за 12 годин).

5. Орографічне посилення опадів на теплих фронтах біля східних схилів Карпат. Загострення теплих фронтів відбувається, коли вони розташовані відносно осі гірського хребта під кутом, близьким до прямого, а повітряний потік на північ від приземного фронту натікає на східні схили. Ця ситуація відповідає переміщенню теплих фронтів з півдня на північ або північний захід, або їх стаціонаруванню в районі Карпат. Процес може відбуватися при таких синоптичних ситуаціях:

- а) вихід із заходу або південного заходу циклону з наступним його сповільненням і стаціонаруванням в районі Румунії і південних Карпат (рис. 3.16);

- б) переміщення циклону з півдня на північ вздовж східних схилів Карпат із західної частини Чорного моря;
- в) зміщення циклону на район Карпат зі східних і південно-східних областей України.

Процес загострення теплих фронтів може відбуватись як влітку, так і взимку, при цьому відмічається значна інтенсифікація облогових опадів.

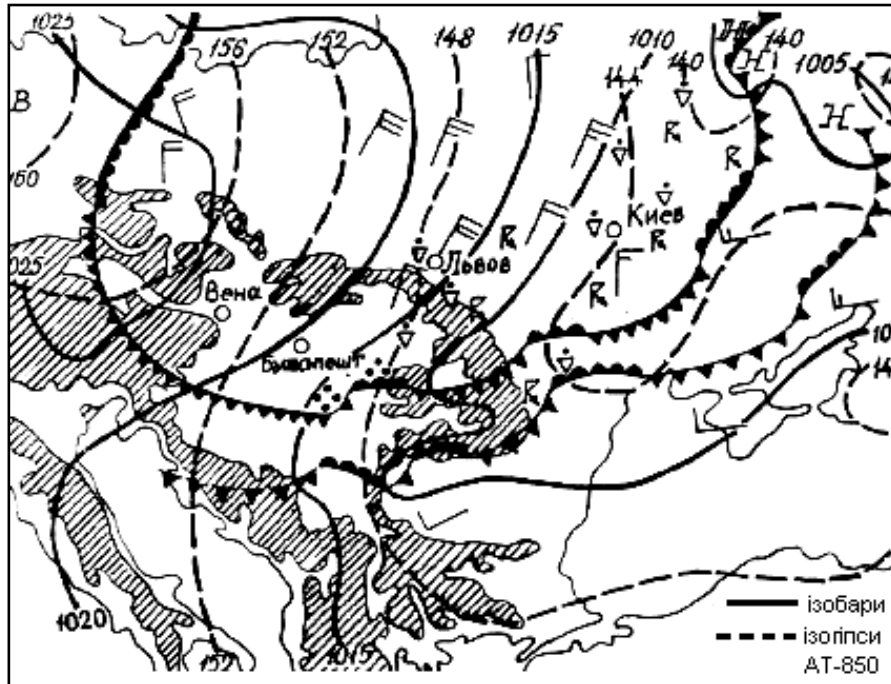


Рисунок 3.15 – Орографічне загострення холодного фронту при переміщенні з північного заходу біля східних схилів Карпат [13]

Кримські гори також сприяють активізації фронтальних розділів, проходження яких супроводжується інтенсивними зливами, грозами, шквалами, а іноді і селями. В холодне півріччя найбільшу повторюваність мають південні циклони, тому загострення відбувається при південних і південно-західних потоках на південних схилах Кримських гір. В поєднанні з вологим повітрям, яке підіймається до висоти 500-1200 м майже вертикально, відбувається інтенсивний розвиток купчасто-дощової хмарності і випадання зливових опадів. На підвітряному боці гір за рахунок низхідних рухів спостерігається розмивання фронтальної хмарності і зменшення опадів.

В тепле півріччя значні опади спостерігаються при зміщенні фронтів з півночі в степових і передгірних районах Кримського півострова, і дуже рідко - на Південному березі Криму. На холодних фронтах, які повільно рухаються (І роду), часто відбувається хвилеутворення над центральними районами Криму, що також веде до збільшення інтенсивності опадів на фронті в степових районах з північного боку Кримських гір.

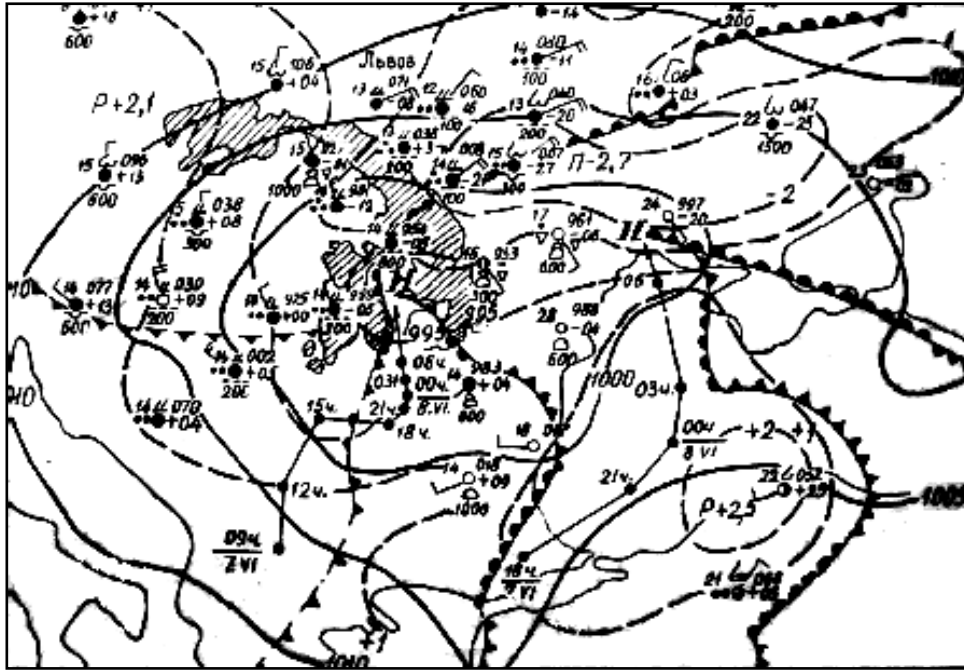


Рисунок 3.16 – Загострення теплого фронту біля східних схилів Карпат при виході циклону на Південні Карпати [13]

3.6 Вплив орографії на баричні утворення

Основний механізм орографічної еволюції баричних утворень пов'язаний з гальмуванням потоків і перерозподілом мас повітря при обтіканні ними гірських схилів. Така еволюція здійснюється незалежно від наявності фронтальних зон. Гірські перешкоди зумовлюють:

- підвітряний циклогенез;
- навітряний антициклогенез;
- сегментацію циклонів.

Чим більша макрошорсткість поверхні суші, тим більший її гальмуючий вплив на швидкість переміщення баричних утворень. Підвищення з малими висотами практично не змінюють швидкість баричних утворень. З наближенням до гірських хребтів швидкість переміщення цих утворень убуває. Гальмуючий ефект гір прямо пропорційний висоті гір, при висоті гір близько 1 км низькі баричні утворення сповільнюють свій рух. Проте при великих швидкостях потоків у тропосфері вони не здійснюють істотного впливу на переміщення і еволюцію циклонів і антициклонів. Перед горами заввишки більше ніж 1 км середні і високі баричні утворення зазнають гальмуючого ефекту і можуть стаціонарувати. Високі гори затримують низькі і холодні антициклони.

Оскільки гірські хребти відіграють роль гребенів, то циклони намагаються обігнути меридіонально орієнтовані гірські хребти за годинниковою стрілкою. Цей ефект на фоні загального переносу, зумовленого термобаричною структурою атмосфери, не завжди проявляється, і циклони часто перевалюють через гірські хребти. Ефект відходу хребта з півночі яскравіше виражений, коли циклони повільно зміщуються із заходу. Компонента швидкості потоку C_x нормальна до хребта C (рис. 3.17).

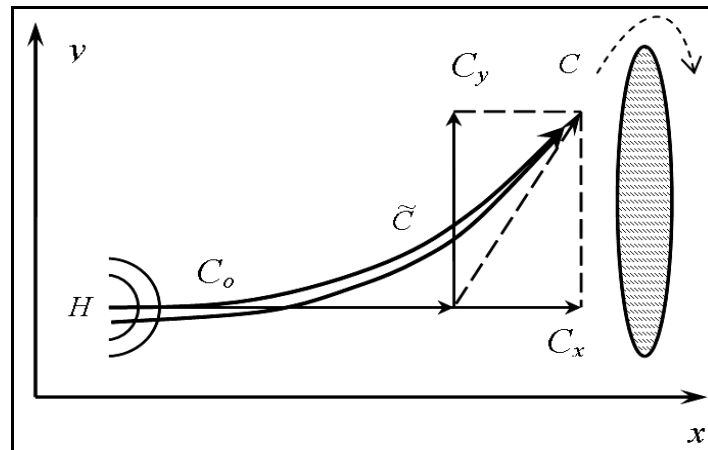


Рисунок 3.17 – Зміна напрямку руху циклону під впливом гірського хребта [14] (C_0 – напрям руху циклону на віддаленні від хребта; C – напрям руху циклону перед хребтом; $\tilde{C}$ – осереднений рух циклону)

З підходом до хребта баричного утворення компонента C_y ще більше зростає. Якщо циклон зміщується з південного заходу, то огинання гірського хребта за годинниковою стрілкою більш імовірне. В результаті напрямок висотних потоків певною мірою визначає напрямок руху баричних утворень щодо гірського хребта. У деяких випадках циклони не огинають хребет, а перевалюють через нього майже вздовж паралелі або під кутом з північного заходу на південний схід, або проходять південніше, тобто огинають хребет проти годинникової стрілки. Це може бути при інтенсивно орієнтованій широтній ВФЗ.

Відповідно до М.І. Юдіна [5], переміщення баричних центрів без урахування впливу гір визначається осередненим просторовим ведучим потоком за формулою:

$$M = 0,72 \sum_{r=660}^6 H_{850} - 0,30 \sum_{r=330}^6 H_{850} - 1,3H_{850} + H_{500} + 2,8H_{700} + n(\varphi), \quad (3.8)$$

де M – функція просторового розподілу геопотенціальних висот ізобаричних поверхонь 850, 700 и 500 гПа;

$n(\varphi) = 0,67(\varphi - 55,5^\circ)$ – величина, яка враховує зміну параметра Коріоліса з широтою.

Індекс суми означає додавання по 6-ти точках в радіусі 660 і 330 км.

Додаткові швидкості за рахунок впливу рельєфу можуть визначатись за допомогою співвідношень (за Дубовим А.С. [6]):

$$C'_x = 0,031 \frac{g}{\ell} \frac{\partial h}{\partial y}; \quad C'_y = 0,031 \frac{g}{\ell} \frac{\partial h}{\partial x}, \quad (3.9)$$

де h – висота рельєфу, м;

ℓ – параметр Коріоліса, с^{-1} ;

g – прискорення вільного падіння, $\text{м} \cdot \text{с}^{-2}$;

$\frac{\partial h}{\partial x}, \frac{\partial h}{\partial y}$ – характеризують крутизну схилу гірського хребта.

Зменшення складової C'_x і збільшення компоненти C'_y характеризує тенденцію до огинання баричними центрами гірської перешкоди (вісь x спрямована по нормалі до хребта). У більшості випадків $C'_x \ll u$ (в середньому близько $5 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$), тобто виявити вплив гір на швидкість переміщення центрів вдається не завжди.

Перевірка показала, що з введенням поправки за Дубовим, кутова помилка в розрахунку траєкторій циклонів зменшується. Під впливом рельєфу центри циклонів набувають додаткової швидкості («ефект Дубова»). Орографічна поправка до швидкості становить у середньому $5 \dots 10 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$. Максимальний орографічний приріст швидкості виявляється на ділянці траєкторії, де кривизна обтікання гірського хребта найбільша.

Циклони та антициклони за рахунок складової C'_y огинають гори за годинниковою стрілкою. При наближенні циклону до гірського хребта у його передній частині потік повітря спрямований до хребта, що зумовлює накопичення повітря та зростання тиску (рис. 3.18, а). У тилівій частині спостерігається відтік повітря, який супроводжується низхідними рухами та падінням тиску. Переміщення циклону вздовж навітряного боку гір до зони падіння тиску характеризується огинанням гір за годинниковою стрілкою. Аналогічна тенденція має місце й для антициклонів - додаткове зростання тиску за рахунок накопичення повітря перед горами спостерігається зліва від початкового напрямку руху (рис. 3.18, б).

Якщо орографічний ефект є незначним, а ведучий потік огинає гори проти годинникової стрілки, то антициклони та циклони можуть огинати гори за ведучим потоком. Також спостерігається уповільнення переміщення баричних систем перед горами, а низькі холодні антициклони взагалі можуть зупинятися перед високими горами. Накопичення холодного повітря з одного боку гір є причиною різкого перепаду тиску при переході через гори, що вимагає проводити в таких випадках орографічні ізобари.

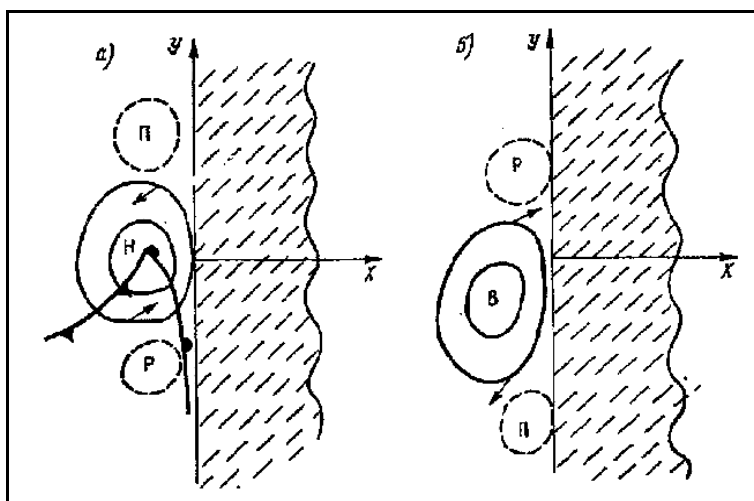


Рисунок 3.18 – Зміна тиску при переміщенні циклону (а) та антициклону (б) вздовж гірського хребта [4]

Загальною закономірністю є антициклогенез з навітряного боку гір і циклогенез з підвітряного. Незважаючи на цю закономірність, спостерігаються й індивідуальні особливості процесів залежно від початкових умов атмосферної циркуляції, пори року та географічного району розташування гір.

Деформація лінії фронту з навітряного боку гір часто веде до утворення фронтальних хвиль і циклонів (наприклад, влітку на Північному Кавказі). Виникаючі циклони хоча й мають невелику глибину, але істотно впливають на умови погоди в регіоні, зокрема, можуть спостерігатися тривалі та інтенсивні опади.

Якщо фронт підходить до краю гірського хребта, також відбувається його деформація, яка може привести до утворення нового циклона. Наприклад, при наближенні теплого фронту з півдня до Скандинавських гір східна гілка фронту вільно переміщується вздовж узбережжя Балтійського моря, тоді як західна гілка затримується горами. Деформація повітряних течій та лінії фронту часто зумовлює утворення циклонів в районі Датських проток. Такі циклони отримали назву *скагерракських*. Виникнення циклонів в цьому районі може бути пов'язане й з деформацією інших фронтів.

Вплив гір не є єдиною причиною утворення подібних циклонів: необхідною є наявність сприятливого для циклогенезу термобаричного поля тропосфери, яке визначається багатьма факторами. В цьому випадку впливає контраст море–суша, при чому загальна структура термобаричного поля у береговій зоні навіть на кліматичних картах баричної топографії є типовою для циклогенезу. Якщо термобаричне поле тропосфери є несприятливим для циклогенезу, то при переміщенні фронту циклон у зазначеному районі не виникає.

Синоптичні дослідження і аналіз рівнянь гідродинаміки дозволили узагальнити основні зміни в полях тиску і вітру, які виникають при обтіканні великих гірських масивів Центральної Азії, а також гір меншого масштабу (Карпат, Скандинавських і Уральських).

Отже, як з навітряних, так і з підвітряних областей спостерігається гальмування потоку, найбільш сильне біля підніжжя гори. Навпаки, поблизу вершини нерідко спостерігається прискорення потоку. В навітряній області, як правило, спостерігаються зростання тиску і висхідні вертикальні рухи, в підвітряній – падіння тиску і низхідні потоки. Абсолютна величина вертикальної швидкості є максимальною безпосередньо на схилах (вище від шару тертя) і з висотою убуває. Вплив гір поширюється на кілька сотень кілометрів на прилеглі рівнини, слабшаючи з віддаленням від гір. Чим більша нормальна до хребта складова швидкості потоку, тим інтенсивніші орографічні збурення в синоптичних об'єктах. Чим вищий і ширший гірський масив і крутіші схили, тим більш потужний шар охоплений орографічним збуренням потоку.

Зміна баричного поля під впливом рельєфу відбувається найбільш інтенсивно на фоні значного посилення вітру з висотою в нижній тропосфері. У центральній частині високого антициклону вітри слабкі, і при його переміщенні через гірський хребет найчастіше відбувається лише відповідна деформація баричного поля над його периферійними областями.

Процес еволюції циклону, який перетинає гірський хребет, схематично можна представити в такому вигляді. При наближенні циклону до гірського хребта в його передній частині, внаслідок конвергенції потоків в передгірних районах і висхідного потоку вздовж навітряного схилу, відбувається зростання тиску, а в підвітряній області гірської перешкоди – падіння тиску. Завдяки цьому падінню область зниженого тиску витягується вздовж напрямку потоку. З навітряного боку хребта в зв'язку зі зростанням тиску область циклону стискається у напрямку вздовж схилів. В результаті можуть утворитися два центри зниженого тиску – один біля навітряного, інший – з підвітряного боку хребта. При подальшому переміщенні циклону нове циклонічне утворення поглиблюється, а циклон з навітряного боку хребта може повністю зникнути (заповнитися). Відновлений центр починає рухатися за потоком лише після того, як циклон з навітряного боку хребта заповниться. Циклон перед хребтом заповнюється порівняно швидко (не більше доби). Такий процес еволюції області зниженого тиску при взаємодії з гірською перешкодою називається *сегментацією циклону* (рис. 3.19). Чим вищий гірський хребет, тим імовірніший цей процес.

Процес сегментації циклонів майже ніколи не спостерігається біля Скандинавських та Уральських гір, а поблизу Карпат досить чіткі ознаки

сегментації спостерігаються лише в одній третині випадків. Процеси сегментації є невід’ємною частиною активного циклогенезу в Середземноморському басейні, оточеному різноманітними гірськими масивами.

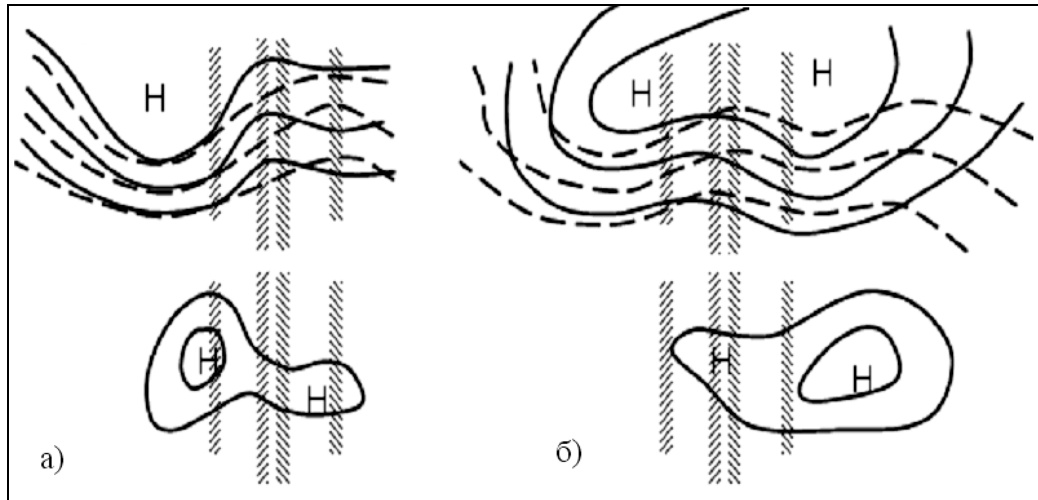


Рисунок 3.19 – Сегментація циклону при перевалюванні через гори: (а) початок перевалювання, (б) закінчення перевалювання [4]

Несприятливі умови для сегментації створюються в тих випадках, коли циклон переміщується через дугоподібну, увігнуту по відношенню до навітряного боку ділянку хребта. Такі умови спостерігаються при переміщенні циклонів з боку Середньодунайської низовини на територію України.

Процес перевалювання циклону розвивається інакше, коли циклон наближається до широтно розташованого гірського хребта. В таких випадках циклон роздвоюється: один центр розташовується на північ від хребта, а інший – на південь. При подальшому розвитку циклону обидва центри зберігаються, але переміщуються з різними швидкостями. Зазвичай північний центр рухається швидше, ніж південний. При широтному розташуванні хребта властивості повітряних мас на півночі і на півдні від хребта сильно відрізняються, тому з часом обидва центри розвиваються, як самостійні циклони. Такий процес сегментації характерний для гірських хребтів Ельбрус, Копетдаг, Гіндукуш.

У випадку, коли повітряні течії і траєкторія циклону паралельні до хребта або перетинають його під невеликим кутом, сегментація циклону спостерігається майже завжди. Циклонічний центр перед хребтом існує майже так само довго, як і новоутворений центр за хребтом.

Якщо на шляху циклону над гірськими районами зустрічається кілька хребтів зі складною конфігурацією і по-різному орієнтованих, то еволюція циклону істотно ускладнюється. Так, при переміщенні

генуезького циклону на схід через Динарські Альпи на район Балкан і Карпат в результаті багаторазової сегментації там утворюється велика барична депресія, що складається з кількох центрів.

Процес орографічного антициклогенезу над Європою здійснюється завжди на навітряному боці хребтів, і найчастіше, орієнтованих з півночі (північного сходу) на південь (південний захід). Якщо на рівнині попереду такого хребта розташовується теплий високий антициклон, центр якого біля поверхні землі малорухомий, і за умови, що північно-західний повітряний потік огинає цей антициклон з півночі, набуваючи далі напрямом, перпендикулярний до хребта, то в місці зустрічі повітряних течій з хребтом виникає приземний антициклонічний центр орографічного походження.

Антициклогенез на навітряному боці гір та циклогенез на підвітряному можна пояснити за допомогою рівняння тенденції вихору швидкості у вигляді:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_{div} &\approx \ell \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = -\ell \frac{\partial \tau}{\partial p}; \\ \left(\frac{\partial \Omega_p}{\partial t} \right)_\tau &\approx \frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p}. \end{aligned} \quad (3.10)$$

де $\Omega \equiv \Omega_p = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ – вертикальна складова вихору швидкості;

u і v – зональна і меридіональна складові вектора швидкості вітру;

$\ell = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Коріоліса;

τ – ізобарична вертикальна швидкість.

Складова $\frac{\partial \tau}{\partial p}$ на різних рівнях може бути різною, але найчастіше з навітряного боку гір $\frac{\partial \tau}{\partial p} < 0$ і $\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_{div} > 0$, з підвітряного боку гір $\frac{\partial \tau}{\partial p} > 0$ і $\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_{div} < 0$, що відповідає антициклогенезу з навітряного боку та циклогенезу – з підвітряного.

Відносно знака величини $\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_\tau$, то він може визначатись точніше. З навітряного боку гір з наближенням до хребта висхідні рухи повітря посилюються, тобто $\frac{\partial \tau}{\partial x} < 0$, і одночасно спостерігається посилення вітру з

висотою, тобто $\frac{\partial v}{\partial p} < 0$ (нагадаємо, що вісь p спрямована вниз). Отже, з навітряного боку гір $\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_r > 0$, що характеризує орографічний антициклогенез.

З підвітряного боку гір $\frac{\partial \tau}{\partial x} > 0$ за $\frac{\partial v}{\partial p} < 0$, тобто $\left(\frac{\Omega}{\partial t}\right)_r < 0$, що характеризує орографічний циклогенез.

Розглянемо деякі особливості регіональних процесів орографічного цикло- та антициклогенезу на території України.

Через Карпати на територію України переміщуються циклони переважно з районів Італії й Адріатичного моря (рис. 3.20). Циклони, які утворюються над північною Італією, Генуезькою затокою і північною Адріатики, зміщаючись на схід, сегментують (тобто роздвоюються) при перевалюванні через Динарські Альпи.

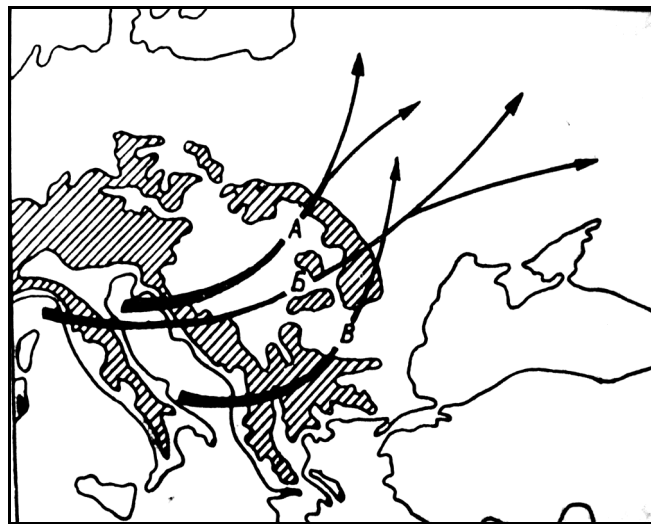


Рисунок 3.20 – Траєкторії циклонів, які переміщуються через Карпати [13]

Циклон, що утворюється східніше за хребет, звичайно слабо розвинений через відсутність інтенсивної адвекції холоду, якій перешкоджають Альпи. Такі слабо розвинені циклони при підході до Карпат дещо заповнюються біля навітряних західних схилів. Внаслідок дугоподібної форми Карпат фронтальна зона передньої частини циклону, переміщуючись через гори, деформується так, що стає більш активною. В результаті, при переміщенні через гори в передній частині циклону тиск майже не зростає, тобто такі циклони не роздвоюються при зміщенні через Карпати, східніше від гір, вони, як правило, поглиблюються.

Сегментації над Карпатами піддаються переважно молоді, невисокі циклони, що утворилися над Угорською низовиною. Вже на рівні 850 гПа над ними відмічаються значні баричні градієнти, а швидкість потоку, спрямованого під великим кутом до осі гірського хребта, перевищує $40 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$. Іноді над Карпатами роздвоюються депресії генуезького походження, що регенерували внаслідок інтенсивної адвекції холоду в їх тилових частинах з центральних і північних районів Європи. Загалом, над Карпатами сегментує не більше однієї третини південних циклонів.

Після роздвоєння біля Динарських Альп циклони, що залишаються на навітряних схилах, можуть продовжувати самостійно існувати. Переміщуючись на південь Адріатичного моря і поглиблюючись, вони виходять через Балкани і Нижньодунайську низовину на територію України. Розділення таких циклонів з утворенням декількох центрів спостерігається при переміщенні через Балкани.

За певних умов в Карпатах може спостерігатися місцевий циклогенез – *карпатський циклони*. Невеликі за розмірами циклони утворюються в Східному Прикарпатті переважно в холодний період року на фоні потужного вторгнення холодного повітря в нижній половині тропосфери з півночі Скандинавії на Центральну Європу і Середньодунайську низовину. Холодний фронт, який рухається з півночі, затримується Карпатами і прогинається, утворюючи фронтальну хвилю біля східного краю гір. В тилу хвилі відбувається прорив холодних повітряних мас через Середньодунайську низовину до низов'їв Дунаю. Висотна улоговина орієнтована з північного сходу, внаслідок чого Східне Прикарпаття опиняється під передньою частиною висотної улоговини з розбіжними ізогіпсами в напрямку потоку. Загальна структура висотного термобаричного поля сприяє падінню тиску на схід від Карпат і утворенню порівняно неглибокого циклону з тиском 1005-1010 гПа (рис. 3.21). Утворення карпатського орографічного циклону супроводжується погіршенням погоди в західних областях України. Зона опадів посилюється і поширюється на північний схід. В тилу циклону в передгір'ї Карпат при посиленні північно-західного вітру виникають хуртовини.

Над Кримським півостровом вплив гір на локальний розподіл тиску і орографічний цикло- та антициклогенез проявляється в двох випадках [13].

При північно-західних або західних вітрах над центральною частиною Криму в передгір'ї Кримських гір спостерігається накопичення повітряної маси, динамічне зростання тиску і утворення орографічного гребеня. На південь від гірської гряди через недостатність компенсуючого припливу повітря відбувається динамічне падіння тиску, і над морем в 15-25 км від Алушти формується невеликий, у формі еліпса (80x40 км), нефронтальний орографічний циклони (рис. 3.22, а).

При східних та південно-східних потоках над Кримським півостровом відбувається протилежний процес. На східному навітряному

боці гір за рахунок накопичення повітряної маси відбувається орографічний антициклогенез з утворенням орографічного гребеня, в той же час на підвітряному боці, в зоні дефіциту припливу повітря, в районі Севастополя формується орографічний, нефронтальний циклони, або зона затишку, яка пролягає від мису Лукулл до Балаклави (рис. 3.22, б).

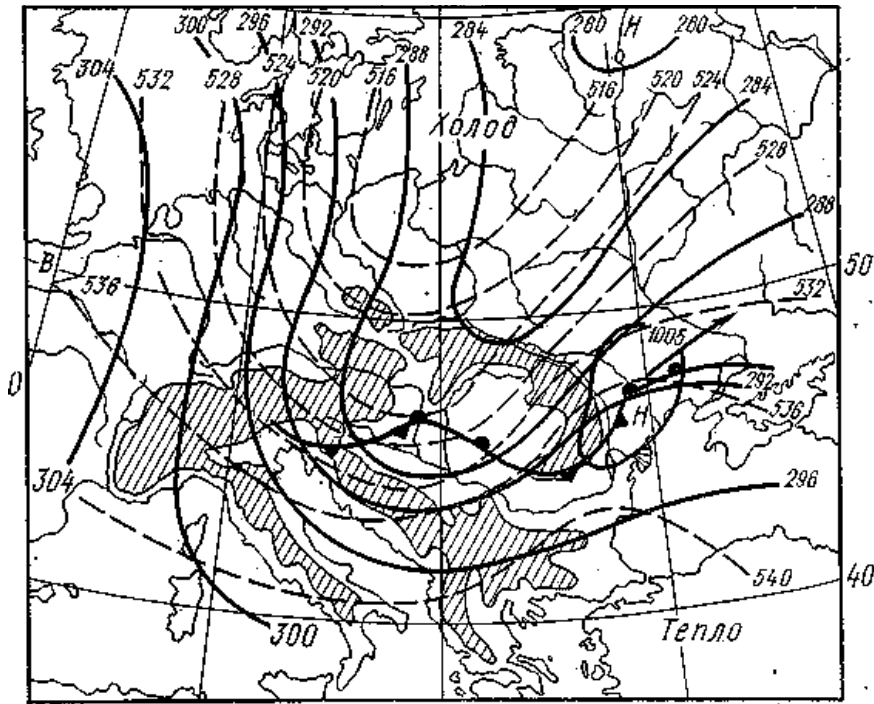


Рисунок 3.21 – Схема термобаричного поля нижньої половини тропосфери при утворенні карпатського циклону [14]

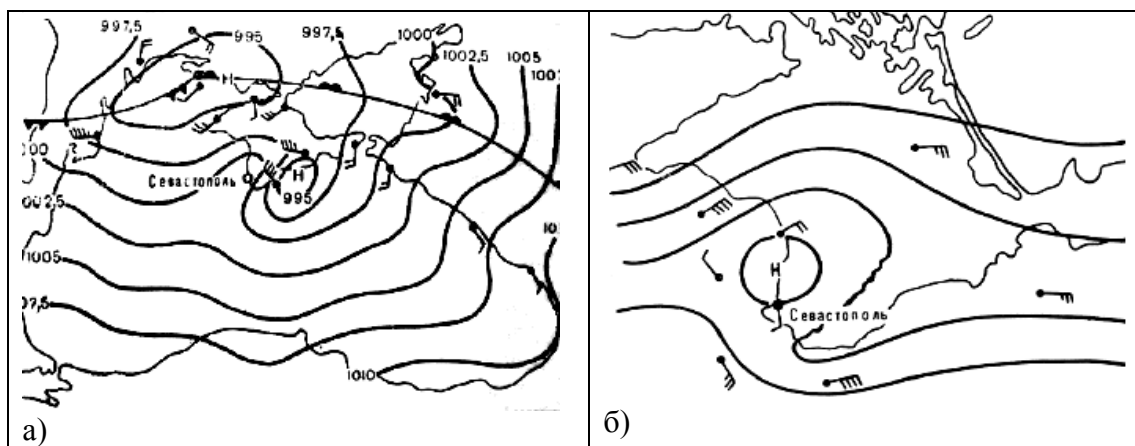


Рисунок 3.22 – Синоптичні умови утворення орографічних гребенів та циклони над Кримським півостровом: а) при західних та північно-західних вітрах; б) при східних вітрах [13]

Загальна синоптична ситуація характеризується підвищеними градієнтами тиску і сильними вітрами над Кримом, що характерно для тих випадків, коли над півднем Східної Європи розташована південна периферія потужного антициклону, а над Чорним морем розвинута циклонічна діяльність.

Питання для самоперевірки

1. Що таке орографія і які основні показники її впливу на атмосферні процеси?
2. Які фактори зумовлюють температурно-вологісний режим у горах протягом року?
3. Поясніть, чому відносна вологість зростає в повітряній масі, яка підіймається вздовж гірського схилу?
4. Поясніть умови посилення вітру на вершині гірського хребта до значень швидкості геострофічного вітру.
5. Які основні орографічні ефекти впливають на вітер?
6. Охарактеризуйте стоячі хвилі.
7. Поясніть умови формування гірсько-долинної циркуляції. Наскільки цей вітер поширений у горах України?
8. Поясніть фізичний механізм формування фену. Як змінюється температура, вологість та інші метеорологічні параметри при фені у горах, в тому числі в гірських системах України?
9. Як впливають гірські системи на еволюцію та переміщення циклонів і антициклонів? Поясніть зміну тиску при переміщенні циклону й антициклону вздовж гірського хребта.
10. Охарактеризуйте кінематичний і термодинамічний вплив орографії на атмосферні фронти.
11. Які види орографічної деформації атмосферних фронтів ви знаєте?
12. За яких умов загострюються холодні фронти над Карпатами? Які ситуації є сприятливими для виникнення сильних опадів в Карпатах?
13. За яких умов загострюються теплі фронти над Карпатами? Які ситуації є сприятливими для виникнення сильних опадів в Карпатах?
14. За яких умов розмиваються теплі, холодні фронти над Карпатами?
15. В чому полягає механізм сегментації циклонів? Чи виникає такий процес в горах України?
16. За яких синоптичних умов виникає карпатський циклон?
17. Поясніть механізм орографічного цикло- та антициклогенезу на Кримському півострові.
18. Які місцеві вітри спостерігаються на Південному березі Криму?

Розділ 4. РЕГІОНАЛЬНІ СИНОПТИЧНІ ПРОЦЕСИ НАД СХІДНОЮ ЄВРОПОЮ Й УКРАЇНОЮ

4.1 Загальна характеристика синоптичних процесів

Характер циркуляції атмосфери над певною територією є одним з клімато- і погодоутворювальних чинників. Основним механізмом міжширотного обміну теплом і вологою є атмосферні об'єкти синоптичного масштабу – циклони і антициклони помірних широт, які виникають в межах планетарної висотної фронтальної зони та зумовлюють макротурбулентність в атмосфері. Циклони переносять маси повітря з низьких широт в більш високі, антициклони – з високих широт в нижчі.

Інтенсивність синоптичних процесів має виражений сезонний характер і залежить від частоти розташування ділянок ПВФЗ над певною територією. Загалом, взимку територія України розташована між зонами максимальної повторюваності двох гілок полярної ВФЗ. Південна гілка загострюється над Середземним морем внаслідок контрастів температури між теплою морською поверхнею та вихолодженням континентом. Північна гілка проходить у помірних широтах вздовж 52° півн.ш. і розмежовує відносно тепле атлантичне повітря помірних широт Європи від холодного арктичного повітря, яке вторгається з районів Північного Льодовитого океану. Завдяки цим процесам на території України у холодне півріччя відмічається підвищена активність циклонічної діяльності південних і західних напрямків і різкі зміни погоди, пов'язані з частою зміною повітряних мас і проходженням атмосферних фронтів.

В тепле півріччя контрасти температури у південних районах Європи згладжуються, циклонічна діяльність над Середземним морем стихає. Над Східною Європою переважає одна ділянка ПВФЗ, розташована над центральними районами Європейської території Росії. Територія України в цей час перебуває поза межами циклонічної діяльності – основні траєкторії циклонів та антициклонів проходять північніше, тоді як регіон опиняється під впливом малоградієнтних полів і місцевих циркуляцій.

За кліматичними даними [9], в середньому за рік циклонічна діяльність спостерігається 133 дні, антициклонічна – 236 днів, тобто для півдня Східної Європи антициклонічний характер циркуляції є важливою складовою у формуванні погодних умов протягом року. Антициклонічна діяльність має найбільшу повторюваність восени, циклонічна переважає взимку та навесні.

Над Східною Європою й Україною зональні процеси західного напрямку з переміщенням баричних утворень на схід і північний схід спостерігаються у 40% всіх випадків і найчастіше відмічаються наприкінці

літа та на початку осені. Східні процеси становлять близько 25% випадків і характеризуються поширенням антициклонів і гребенів з найбільшою повторюваністю взимку.

Повторюваність меридіональних процесів становить 35%, найчастіше траєкторії циклонів та антициклонів з великою південною або північною складовою спостерігаються навесні та на початку літа, коли відбувається активна перебудова циркуляції атмосфери з зимового на літній режим.

Циклонічна діяльність розвивається переважно на полярній та арктичній ділянках ПФФЗ, в зв'язку з чим на територію України часто переміщується морське повітря помірних широт з районів північної, рідше центральної Атлантики, яке в залежності від траєкторії циклону, може бути близьким до морського арктичного повітря (в північно-західних циклонах) або морського тропічного повітря (в південних циклонах). Арктичне морське повітря надходить до України з північного заходу через Норвезьке і Баренцове моря в тилу глибоких циклонів за холодними фронтами або у системі антициклонів, які розвиваються. Арктичне континентальне повітря проникає на південь Східної Європи з районів Карського моря та східної частини Баренцового моря при ультраполярних процесах. Велику повторюваність має континентальне повітря помірних широт, яке формується в центральних і східних районах Євразії переважно в стаціонарних антициклонічних полях. Територія України також може виступати як осередок формування й трансформації континентального повітря за наявності малоградієнтних полів тиску.

На територію України переміщуються циклони західного, південного та північного напрямків траєкторій. Найбільша повторюваність циклонів всіх типів припадає на холодний період року - з листопада по березень. Циклони формуються над районами Середземного і Чорного морів, Балканським півостровом, долиною р. Дунай та Угорською низовиною, центральними та північними районами Європи, а також районами Малої Азії. Південно-східна частина Чорного моря і Українські Карпати є районами місцевого циклогенезу. Щороку на території України спостерігається в середньому 43 циклони та 60 улоговин, причому 17 циклонів з них належать до місцевих [9].

Наприкінці весни і на початку літа загальна кількість циклонів різко знижується, а влітку циклонічна діяльність знов посилюється за рахунок утворення місцевих циклонів, а також виходу південно-східних циклонів з акваторії Чорного моря. Середня тривалість існування циклонічних утворень над територією України збільшується від літа до зими, лише південні і південно-східні циклони мають найбільшу тривалість влітку – до 57 год, при цьому місцеві циклони існують лише 15-18 год.

Поряд з циклонами, найбільша повторюваність належить улоговинам, орієнтованим зі сходу (19 випадків) або півночі (18 випадків).

Улоговини часто мають значну тривалість, а пов'язані з улоговинами фронтальні розділи проходять через Україну в середньому за 24-36 год.

Середня швидкість руху циклонів на території України коливається від $40 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ взимку та восени до $27 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ влітку. Взимку переміщуються циклони, які здебільшого ще не досягли максимального розвитку, в результаті вони часто поглиблюються і сповільнюють рух над територією країни. В інші сезони переміщуються вже розвинуті баричні утворення, які поступово заповнюються над Україною.

Антициклони, відроги і гребені відмічаються над Україною дещо рідше, ніж циклони і улоговини. Щорічно в кожному сезоні на територію України переміщується 5-7 антициклонів різних типів траєкторій, та утворюється від 1 до 4 місцевих антициклонів [9].

Найчастіше переміщуються антициклони із заходу та південного заходу, особливо влітку і восени. Це, як правило, ядра азорського антициклону, що відділилися, або антициклони, що утворилися над Західною Європою. Вони виникають і рухаються із заходу на схід в тилу серій західних циклонів, які зміщуються північніше від України. В перехідні сезони на територію Східної Європи та України часто переміщуються антициклони з північного заходу, сформовані в районі Скандинавського півострова. Найрідше на території України спостерігаються північні та північно-східні антициклони – вони відмічаються тільки взимку або ранньою весною. Районами формування таких антициклонів є північний схід ЄТР і Карське море, тому з ними на територію України надходить дуже холодне континентальне арктичне повітря, яке зумовлює тривалий період несприятливих погодних умов по всій країні – від сильних морозів на сході та північному сході до сильних хуртовин і снігопадів на півдні. Період існування антициклонів всіх типів, що перемістилися на Україну, в середньому становить від 30 год до 66 год. Середня швидкість переміщення антициклонів через Україну коливається від $35\text{-}36 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ взимку, навесні та восени до $27 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ влітку.

Не менш важливу роль відіграють відроги і гребені – їх спостерігається над Україною в середньому 62 випадки на рік. Найчастіше відмічаються відроги і гребені, орієнтовані із заходу і сходу. У більшості випадків відроги, орієнтовані із заходу, являють собою східну периферію азорського антициклону. Взимку і восени частіше спостерігаються відроги і гребені, орієнтовані зі сходу, вони розповсюджуються від стаціонарних антициклонів над південним сходом ЄТР і північним Казахстаном. Зимом такі гребені можуть існувати понад 80 год. Значно рідше поширюються на Україну гребені, спрямовані з півночі або півдня.

Слід зазначити, що еволюція більшості антициклонічних процесів Східної Європи завершується стаціонаруванням антициклонів над південним сходом ЄТР [15]. Цей процес є частим і стійким, взимку звичайно

супроводжується активізацією циклонічної діяльності над Чорним морем, що призводить до тривалого погіршення погодних умов на півдні України.

4.2 Західні циклони

Переміщення баричних утворень залежить від орієнтації ВФЗ або, використовуючи класифікацію атмосферних процесів, від типу циркуляції. Над Східною Європою часто спостерігається стійке зональне західно-східне перенесення повітря. Західна форма циркуляції (W, за Вангенгеймом) відмічається приблизно в 40% днів на рік. Частіше вона спостерігається в кінці літа і на початку осені, рідше – наприкінці зими і навесні, при цьому супроводжується швидким переміщенням баричних утворень на схід. Періоди зонального стану атмосфери в Атлантико-Європейському секторі характеризуються також високими додатними індексами північноатлантичного коливання (ПАК), причому позитивна фаза часто має велику тривалість.

Положення траєкторій і активність західних циклонів помітно різняться протягом року. Це зумовлено як змінами широтних контрастів температури над Європою від сезону до сезону, так і температурними відмінностями між океаном і материком. Взимку більш теплий, у порівнянні з материком, океан зумовлює збільшення північної складової в середніх траєкторіях західних циклонів. У літні місяці в напрямі переміщення може переважати південна компонента. У конкретному випадку та або інша компонента в траєкторіях західних циклонів залежить від ступеня розвитку висотних улоговин і гребенів.

В холодне півріччя при значних контрастах температури між полярними і субтропічними районами створюються сприятливі умови для зонального перенесення повітря в тропосфері. Циклони, що виникають над відносно теплою океанічною поверхнею Північної Атлантики, швидко розвиваються, переміщуються через Західну і Східну Європу, нерідко досягаючи Уралу.

Над Європою виділяють три групи західних циклонів (рис. 4.1).

До першої (основної) групи належать циклони, які зароджуються над акваторією Північної Атлантики (в районі теплої течії Гольфстрім, в області атлантичного полярного фронту), а потім рухаються із заходу на схід вздовж смуги 50-55° півн.ш. через Великобританію і Західну Європу на центральні райони ЄТР.

Друга група включає циклони, які виникають над Північною Атлантикою і переміщуються на північний схід - на Норвезьке море, Скандинавію і далі в західний сектор Арктики.

До третьої групи відносять циклони, які переміщуються по півдню Західної Європи або виникають в цьому районі. Надалі ці циклони можуть проходити через територію України, досягаючи районів Нижньої Волги.

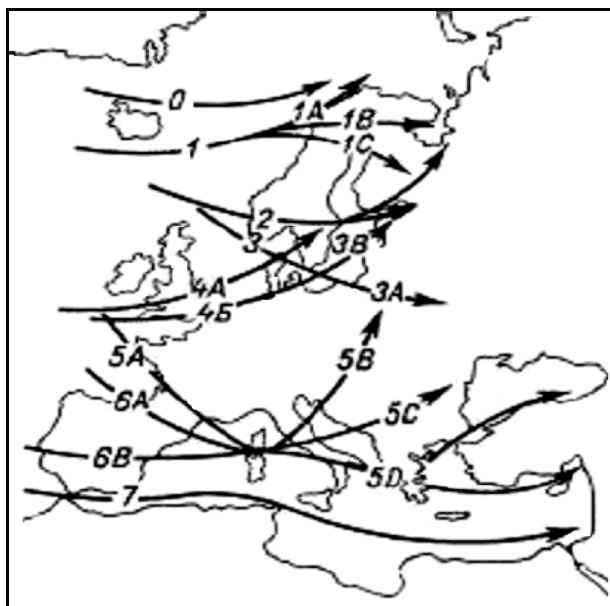


Рисунок 4.1 – Траєкторії західних циклонів (за Ван Баббером) [18]

Західні циклони часто переміщуються серіями, по 3-4 циклони послідовно. Приклад формування ряду неглибоких рухомих циклонів на зонально орієнтованих фронтальних розділах в помірних широтах над Європою наведено на рис. 4.2, а.

Висотне баричне поле при західних процесах характеризується наявністю поширеної смуги низького тиску у високих широтах (від Ісландії по півночі Європи і до Карського моря) і високого тиску в помірних широтах (південь Європи та Середземне море). ВФЗ при цьому має широтну спрямованість і характеризується великими градієнтами температури і тиску (рис. 4.2, б). Основна циклонічна діяльність при цьому розвивається під ВФЗ помірних широт, і тип траєкторії західних циклонів залежить від ступеня розвитку висотних улоговин і гребенів в межах Атлантико-Європейського регіону. Якщо ВФЗ розташована північніше від території України, то погодні умови півночі країни зумовлені проходженням атмосферних фронтів, а південь перебуває в полі підвищеного тиску.

Західні циклони, які переміщуються на територію України, виникають в основному над Угорською низовиною і складають близько 13% всіх циклонів, що переміщуються на Україну. Циклони утворюються під дельтою ВФЗ на фронтальних хвилях і перетинають Україну як в стадії молодого циклону, так і в стадії максимального розвитку. Найбільша

повторюваність циклонів цього типу припадає на зимовий період, найменша відмічається весною.

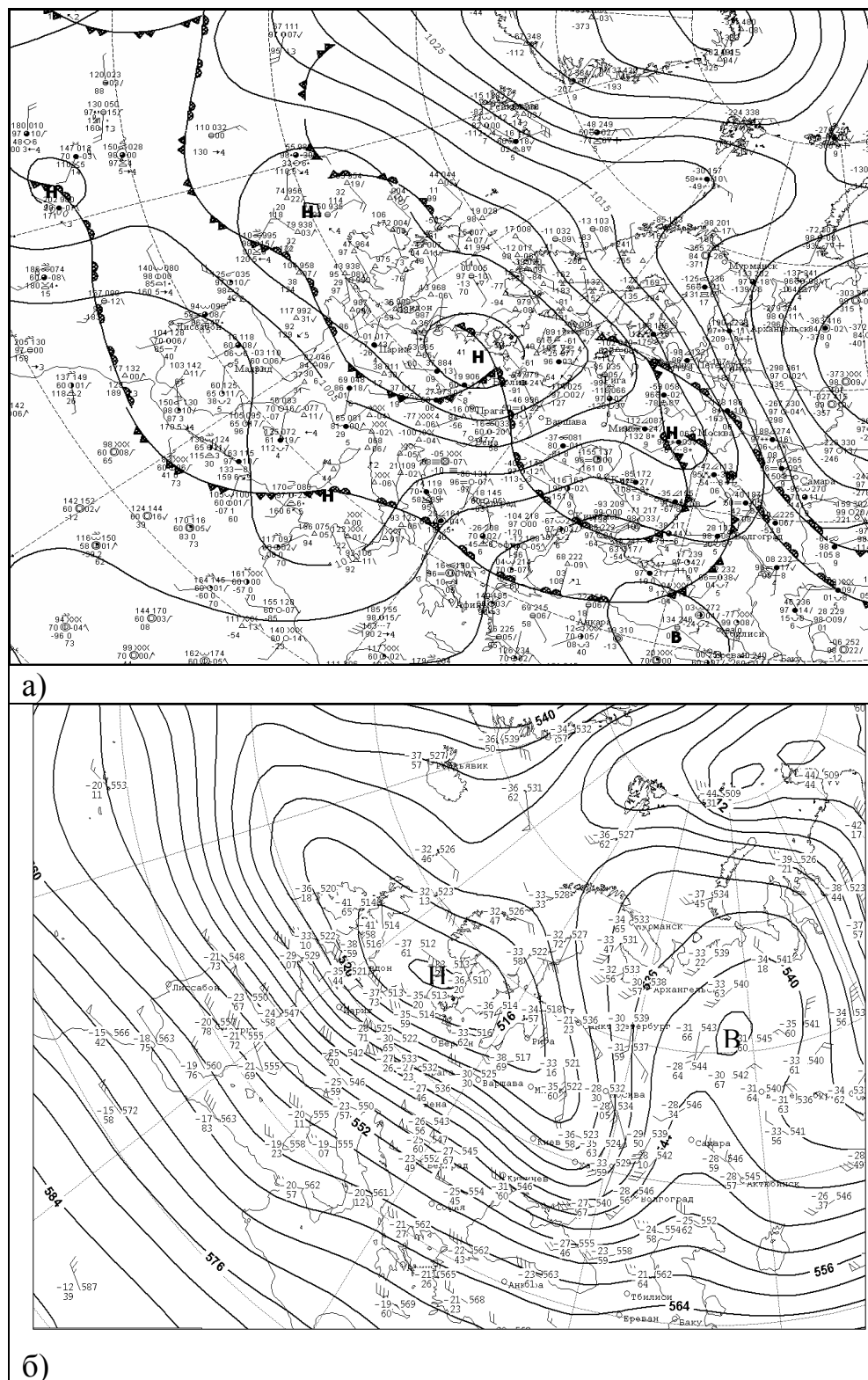


Рисунок 4.2 – Приземна карта (а) та висотне баричне поле (б) на рівні АТ-500 при утворенні західних циклонів, 20.12.2010 р.

За даними Л.Ф. Богатир [5], західні циклони над Україною поділяють на три типи траєкторій, які розвиваються при аналогічній структурі висотного баричного поля, але відрізняються тим, що циклони Із типу проходять по південних районах України, ІІз типу - по центральних, ІІІз типу - по північних (рис. 4.3). Повторюваність кожного з типів незначна – в середньому по 2 циклони на рік.

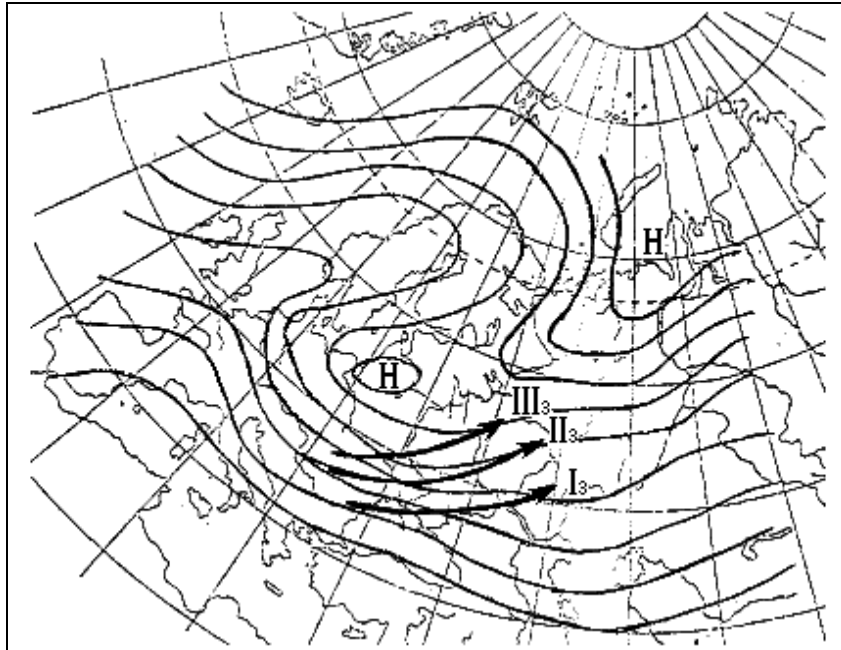


Рисунок 4.3 – Типове висотне баричне поле та траєкторії західних циклонів, які переміщуються через Україну [5]

Висотне баричне поле при цьому характеризується широкою смугою низького тиску від Карського моря до Прибалтики і високим тиском над півднем Європи (див. рис. 4.3). ВФЗ, утворена цими баричними системами, широтно орієнтована, вздовж неї переміщуються циклони із заходу на схід з середньою швидкістю $43-48 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$.

Циклони Із типу формуються в районах північного заходу Чорного моря і Нижньодунайської низовини і переміщуються вздовж північного узбережжя Чорного і Азовського морів. Як правило, цей тип спостерігається взимку або влітку. Висотне баричне поле відрізняється від середнього тим, що ВФЗ розташовується дещо південніше.

Циклони ІІз і ІІІз типів виникають в районі Угорської низовини або безпосередньо над районами України. Ці циклони рухаються із заходу на схід з північною складовою. Найбільша їх повторюваність припадає на зиму і осінь. Висотне баричне поле аналогічне середньому, але ВФЗ проходить через центральні і північні райони України. На рис. 4.4 наведено приклад утворення циклону на фронтальній хвилі над західними районами України в системі баричної депресії над Центральною Європою.

Сформований циклонт протягом доби поглиблювався та рухався в східному напрямку територією країни.

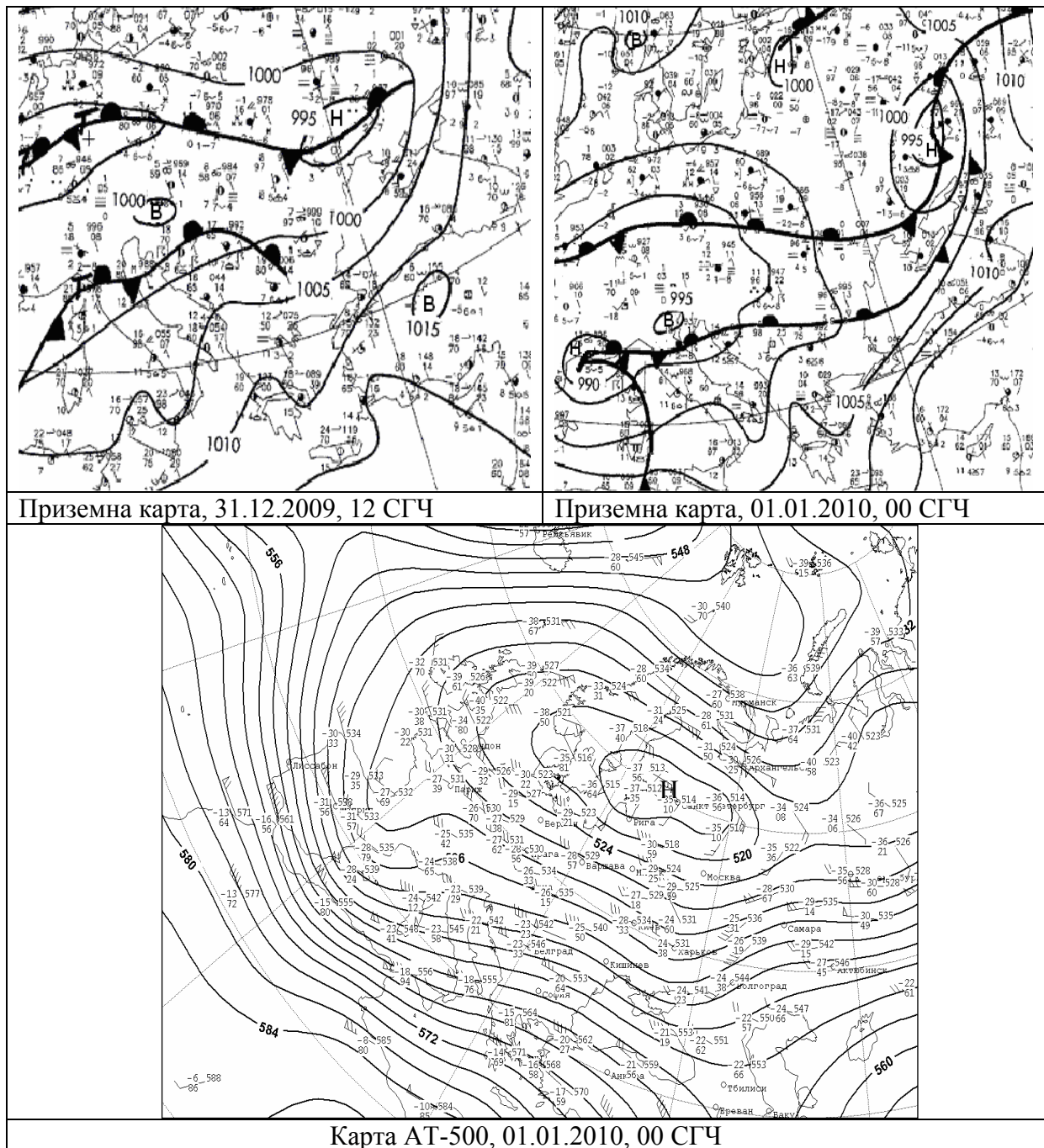


Рисунок 4.4 – Утворення західного циклону над Україною (траєкторія Пз)

Погодні умови

Західні циклони відрізняються досить складними погодними умовами. В холодну половину року вони приносять теплі атлантичні маси повітря, які нерідко спричиняють тривалу відлигу. Для передньої і тилової

частин циклонів характерні сильні вітри і хуртовини. Часте чергування атмосферних фронтів при серії західних циклонів зумовлює швидку зміну погоди при змінах різних повітряних мас.

Влітку західні циклони малоактивні і часто виражені у вигляді фронтальних хвиль. Однак на малорухомих фронтах виникає цілий комплекс небезпечних конвективних явищ, прогноз яких ускладнюється через слабку активність і непередбачуваність основного синоптичного процесу.

При проходженні циклонів Із типу найбільшу кількість опадів отримує південна половина України, в основному південно-східні райони (Донецький кряж). При проходженні циклонів ІІз і ІІІз типів найбільша кількість опадів випадає над центральними і північними областями України з максимумом над Карпатами і північно-східною частиною України. Найменша кількість опадів спостерігається в південно-західних районах [4].

В холодний період року при зміщенні ВФЗ далеко на південь, північ України може знаходитись в холодному арктичному повітрі, що веде до формування області високого тиску, а на півдні – низького тиску, це зумовлює різкий контраст погодних умов в різних частинах країни. При переміщенні західних циклонів по півночі Європи на території України встановлюється погода антициклонічного типу, часто з виносом теплих повітряних мас в теплих секторах циклонів. Такий процес звичайно спостерігається на початку осені, а сам період стійкої теплої погоди у слов'янських народів називають „бабиним літом”.

Серію західних циклонів часто завершує, так званий, заключний антициклон [18]. Заключні антициклони визначають морозну погоду з туманами, а на північній периферії з ожеледдю. Синоптичне положення, що передуює виникненню заключного антициклону, характеризується такими необхідними умовами:

- наявність двох висотних циклонів, розташованих приблизно в районі Ісландії і Таймиру;
- висотний баричний гребінь, орієнтований з півдня на північний схід через Скандинавію;
- активна ВФЗ огинає Скандинавію і проходить через центральні райони Східної Європи на південь Уралу і, далі, на північний схід.

Біля поверхні землі гребінь високого тиску орієнтований на північ ЄТР з боку полярних морів. Ядро високого тиску, утворене на північному сході ЄТР в холодній повітряній масі, швидко перетворюється на самостійний антициклон і зміщується на південний схід. У цьому ж напрямі поширюється масштабна область холоду, проникаючи далеко на південь. Далі антициклон може стаціоналізуватися над південним сходом ЄТР, зумовлюючи несприятливі погодні умови, характерні для стаціонарних антициклонів іншого походження.

4.3 Південні циклони

Циклони, які переміщуються з великою південною складовою, називаються південними. Для Східної Європи південними є циклони, які зароджуються над Чорним і Середземним морями та прилеглими частинами континенту і переміщуються на північ і північний схід, поглиблюючись і спричиняючи різкі зміни погоди (інтенсивні опади, хуртовини, штормові вітри, ожеледь, значні коливання температури). Із загального числа південних циклонів, що зміщуються на територію України, 48% утворюються над акваторією Середземного моря, а 52% – Чорного моря [3, 5, 19].

Здійснення південного циклогенезу відбувається внаслідок поєднання кількох сприятливих умов, головною з яких є меридіональна перебудова макроциркуляційних процесів над Європою, коли потужна висотна улоговина переміщується на Західну Європу, що зумовлює надходження холодного повітря в райони Середземного моря. Далі розглянемо особливості впливу підстильної поверхні на умови циклогенезу в південних районах Європи і типи траєкторій південних циклонів.

4.3.1 Циклонічна діяльність над Середземним морем

Середземне море з прилеглими до нього прибережними територіями утворює єдину географічну область, яка характеризується особливим середземноморським кліматом. Середземномор'я виділяється як сезонний центр дії атмосфери – „середземноморський зимовий циклон” (рис. 4.5). Ця назва зумовлена активізацією циклонічної діяльності в холодний період року внаслідок утворення баричної улоговини над відносно теплою, порівняно з навколишніми прибережними районами, водною поверхнею Середземного моря.

Взимку циклонічна діяльність розвивається у сприятливих термічних і динамічних умовах, сформованих під впливом складної орографії. Середземноморський регіон майже з усіх боків оточений гірськими масивами (за винятком південно-східної частини). Гори є досить високими і здійснюють значний вплив на атмосферну циркуляцію над всім Середземномор'ям, перешкоджаючи вільному поширенню потоків холодного повітря. Холодні повітряні маси над Європою затримуються на північ від гірських хребтів (Альпи, Піренеї), тоді як тропічні повітряні маси атлантичного і африканського походження безперешкодно надходять до Середземноморського басейну.

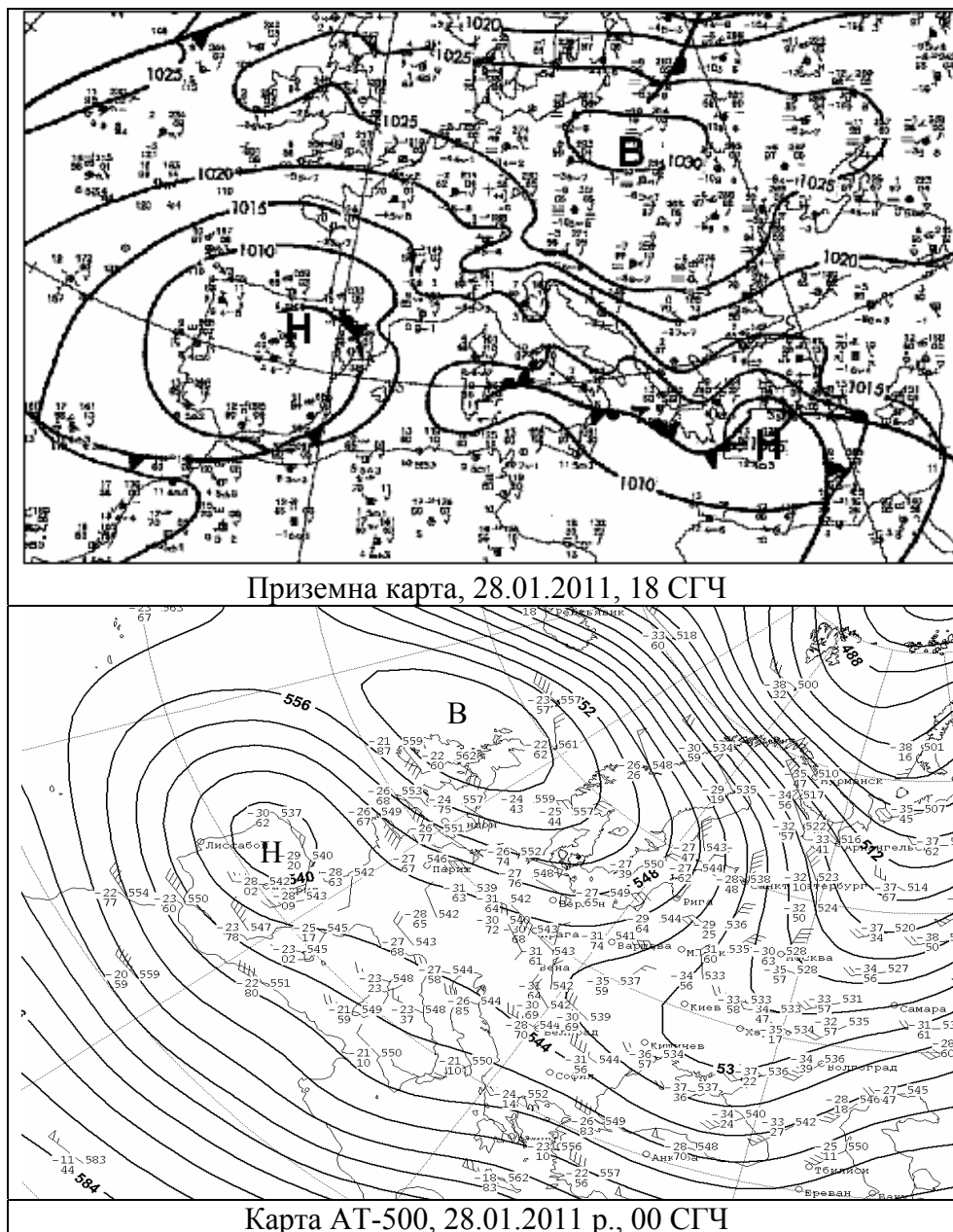


Рисунок 4.5 – Розвиток „середземноморського зимового циклону” при блокуванні континентальним антициклоном

На рис. 4.6 наведено приклад орографічної деформації холодного фронту над Альпами. Холодний фронт рухається з північного заходу, в холодному повітрі відмічається посилення гребеня антициклону. Накопичення холодного повітря з північного боку Альп призвело до збільшення градієнтів тиску, а процес огинання гірського хребта холодним фронтом закінчився його деформацією („складанням”) у фронт оклюзії та утворенням невеликого циклону біля точки оклюзії над північною Адриатичного моря.

Внаслідок таких особливостей циркуляційних процесів над Середземномор’ям зимою утворюється широтна фронтальна зона з

великими температурними градієнтами. Вона охоплює досить потужний шар тропосфери і має сезонний квазістаціонарний характер. Саме вздовж цього фронту виникає і розвивається більшість середземноморських циклонів.

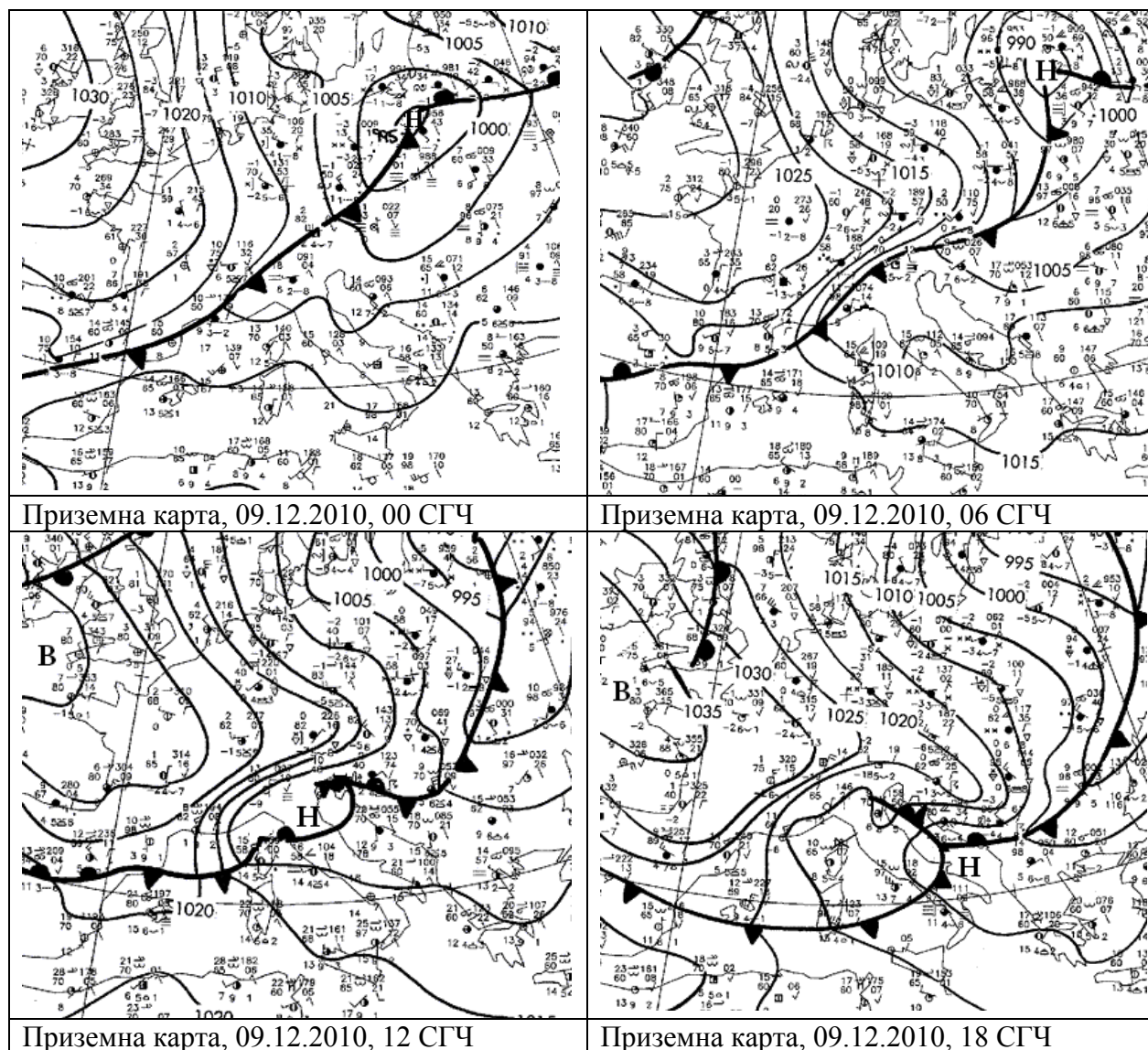


Рисунок 4.6 – Орографічна деформація холодного фронту над Альпами з подальшим циклогенезом над Адріатичним морем

Циклони починають інтенсивно формуватися в жовтні, коли температура повітря над сушею швидко знижується і різко зростають термічні градієнти. Кількість циклонів збільшується у порівнянні з вереснем в 2,5 рази. У грудні-лютому полярний фронт, що зміщується зимою на Середземне море, зумовлює розвиток інтенсивної циклонічної діяльності. Зона найбільшої повторюваності циклонів в цей період займає велику площу, охоплюючи Лігурійське і Тірренське моря, Апеннінський

півострів, частково Адріатичне й Іонічне моря. В цих районах спостерігаються часті вторгнення холодних повітряних мас з півночі, які супроводжуються шквалами, грозами, дощами і снігом. На початку весни повторюваність циклонів зменшується на 20-25% і лише в районі о. Кіпр вона залишається незмінною. Після остаточної перебудови баричного поля в травні повторюваність циклонів, порівняно із зимою, зменшується в 2-2,5 рази. Влітку полярний фронт займає більш північне положення, і в липні лише в крайніх північних районах Середземного моря ще проявляється слабка циклонічна діяльність. У липні-вересні в південно-східній частині моря, південніше від 40° півн.ш., циклони практично відсутні.

Циклони, які утворилися над акваторією Середземного моря, при переміщенні на континент піддаються значній орографічній еволюції під впливом численних гірських масивів Апеннінського та Балканського півостровів. Внаслідок динамічних змін тиску в умовах складної орографії частим є процес розтягування області низького тиску і утворення багатоцентрової депресії від Адріатичного моря до Угорської низовини, в якій, за відсутності інтенсивної адвекції холоду через перешкоджання Альп потокам арктичного повітря, циклогенез малоактивний, а циклони, що досягають території України, слабо розвинені. Така орографічна депресія утворюється при південно-західних потоках в середній тропосфері над Адріатичним морем, Угорською низовиною, Балканами, іноді зберігається протягом декількох діб з поширенням на схід і північний схід на райони Карпат і Україну.

Іншою особливістю циклогенезу в Середземноморському регіоні є сегментація (роздвоєння) циклонів в Динарських Альпах, завдяки чому зберігаються два циклонічних центри – над Адріатичним морем та Угорською низовиною. Останній може переміщуватися на територію України, іноді поглиблюючись в процесі виходу, що веде до суттєвого погіршення погодних умов на території країни.

4.3.2 Циклонічна діяльність над Чорним морем

Поле зниженого тиску над Чорним морем у холодне півріччя досить чітко простежується на середньомісячних картах погоди і підтримується як за рахунок місцевого циклогенезу, пов'язаного з термічним впливом відносно теплої поверхні моря в умовах складної орографії узбережжя, так і циклонів, які переміщуються з інших районів. В результаті, найбільшого розвитку так звана, „чорноморська депресія” досягає у січні-лютому, тобто в період найбільш сприятливих умов для місцевого циклогенезу і розвитку циклонічної діяльності над Середземномор'ям.

Повторюваність циклонів, які розвиваються і стаціонують над

Чорним морем, становить в середньому 4 випадки за сезон (грудень-лютий), з найбільшою кількістю випадків у січні [14, 16]. Тривалість перебування циклонів над Чорним морем в середньому 2 доби, але іноді спостерігаються більш тривалі періоди – понад 3 доби. Циклони, які рухаються з інших районів у східну частину моря, звичайно встигають повністю заповнитися – середній тиск в їх центрі становить близько 1007 гПа. За межі моря зміщуються в основному тільки місцеві циклонічні утворення і циклони, які рухаються через його західну частину.

В період активізації чорноморська депресія нерідко розвивається у високе баричне утворення і, подібно до центральних циклонів, має істотний вплив на еволюцію, швидкість і напрям переміщення південних циклонів. Активізації чорноморської депресії передуює розвиток активної циклонічної діяльності над Середземним морем. Поглиблення циклону над Чорним морем може відбуватися за одним з двох основних напрямків [15]:

1) циклонічна діяльність розвивається над середньою частиною Середземного моря, внаслідок чого здійснюється адвекція холоду з північного заходу і заходу спочатку на Середземне море, а потім на Балкани і Чорне море;

2) циклонічна діяльність розвивається над східною частиною Середземного моря і Малою Азією при одночасному інтенсивному антициклогенезі над південно-східними або центральними районами Східної Європи. У цьому випадку, крім перенесення холодних повітряних мас із заходу на східну частину Середземномор'я, також спостерігається потужна адвекція холоду зі сходу або північного сходу на південні райони України і північний схід Балкан.

При здійсненні першого процесу чорноморська депресія залишається низьким баричним утворенням. У цей час середземноморські циклони, які рухаються через Чорне море, істотно не змінюють свого напрямку, але поглиблюються, а місцеві циклони, що виникають над західною частиною моря і гирлом Дунаю, швидко розвиваються і зміщуються на північно-східні, іноді центральні райони України, де вони звичайно досягають найбільшого розвитку. Утворення локальних циклонів на заході Чорного моря пов'язане з орографічною сегментацією середземноморських циклонів на гірських системах Балкан. Такі циклони зумовлюють різке погіршення погодних умов на більшій частині країни: сильні вітри, сильні опади (особливо в Прикарпатті та Криму), сильні хуртовини взимку.

При здійсненні другого варіанта процесу чорноморська депресія часто розвивається у високий циклон. Безпосередньою причиною цього є затримка циклону, який переміщується з районів Малої Азії, за наявності блокуючого антициклону над південним сходом ЄТР з гребенем, орієнтованим на територію України і Балкани. Одночасно з цим посилюється адвекція холоду на захід від Чорного моря, що сприяє активізації ВФЗ над півднем Європи і Середземним морем. Циклони, які

виникають під дельтою ВФЗ над східною частиною Середземного моря і Малою Азією, виходять на Чорноморське узбережжя Кавказу, де затримуються і поступово заповнюються.

В холодне півріччя над південно-східною частиною Чорного моря можливе виникнення локальних циклонів, пов'язане з орографічною сегментацією циклонів над горами Малої Азії, або утворення місцевих циклонів в умовах вираженої термічної неоднорідності між теплою поверхнею моря та оточуючими її гірськими системами (рис. 4.7). Цей процес може відбуватись при південних або південно-західних потоках повітря в динамічно значущій ВФЗ у передній частині висотної улоговини над Чорним морем.

4.3.3 Типові траєкторії південних циклонів

Основною ознакою можливості утворення південних циклонів є перебудова макроциркуляційних процесів над Європою на меридіональний стан. У Східній Європі меридіональні процеси з південною складовою формуються, коли потужна висотна улоговина зміщується на Західну Європу або дещо східніше. За таких умов здійснюється надходження холодного повітря з районів Норвезького і Північного морів до циклогенетичного району в західній частині Середземного моря, що посилює контрасти температур на середземноморській ділянці ВФЗ. В передній частині висотної улоговини над районами півночі Італії та Адріатики, Балканським півостровом або Малою Азією формується дельта ВФЗ, і циклони, які виникають в цих районах, швидко переміщуються через Нижньодунайську низовину або Чорне море на Україну.

Типізацією траєкторій південних циклонів для території Європи та України зокрема, займалося не одне покоління дослідників, починаючи з 30-40-х років ХХ століття. Викладений нижче матеріал ґрунтується на запропонованих в різні роки типізаціях Бельської Н.Н., Богатир Л.Ф., Хандожка Л.А., Хохлова В.М. та ін. [2, 3, 5, 18, 19].

Місце виникнення південних циклонів і характер їх подальших траєкторій залежать від конкретної географічної орієнтації висотної улоговини. Південні циклони, які істотно впливають на погодні умови України, за географічним районом виникнення поділяють на *генуезькі, балканські, угорські і чорноморські*.

Всі траєкторії південних циклонів можна поділити на два типи: до першого типу (І) відносять циклони, які переміщуються на Україну з боку Карпат і впливають в основному на погодні умови західних районів країни; другий тип (ІІ) включає циклони, що переміщуються через Чорне море на південні і центральні райони України (рис. 4.8).

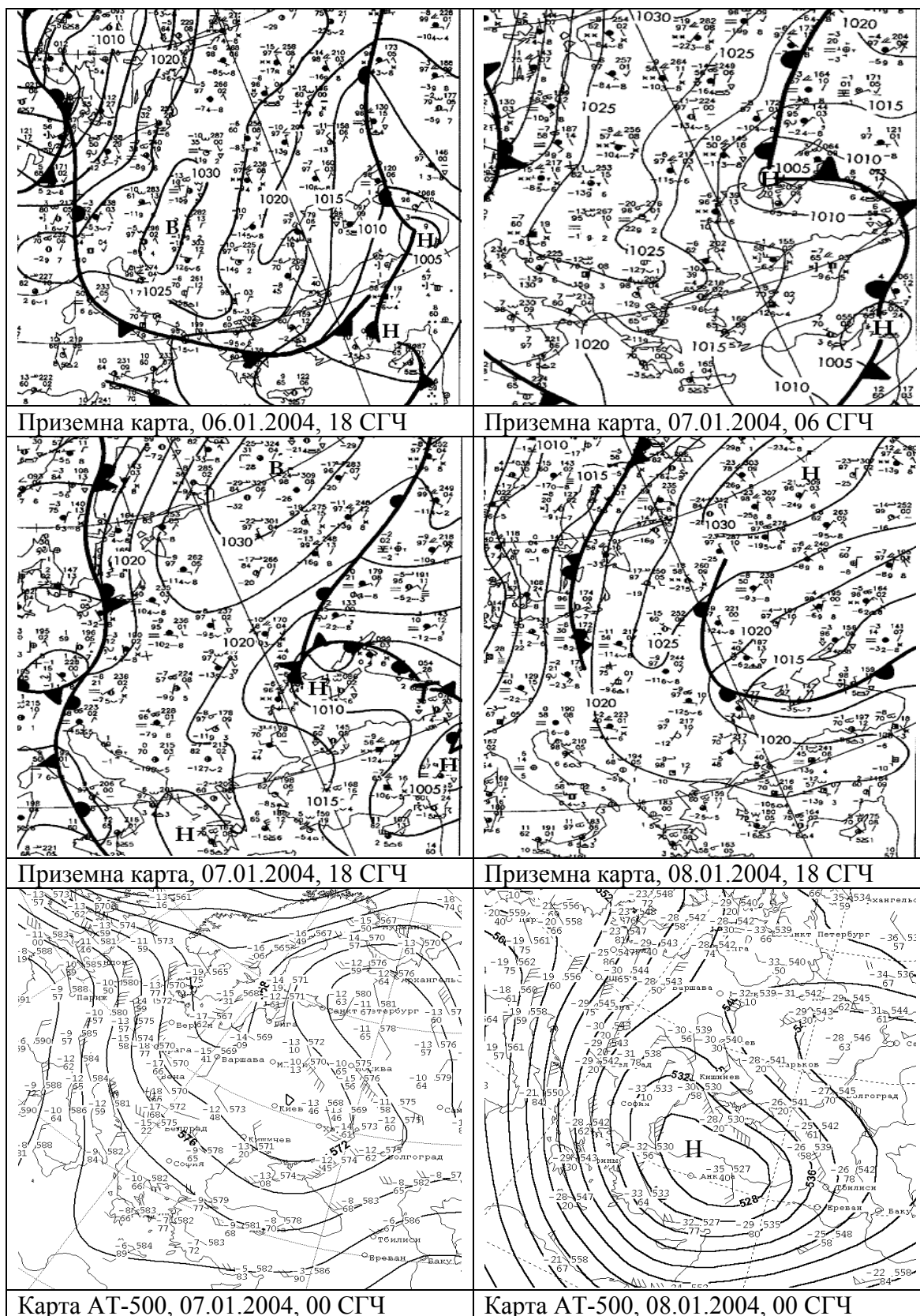


Рисунок 4.7 – Розвиток циклону над Чорним морем 6-8 січня 2004 р.

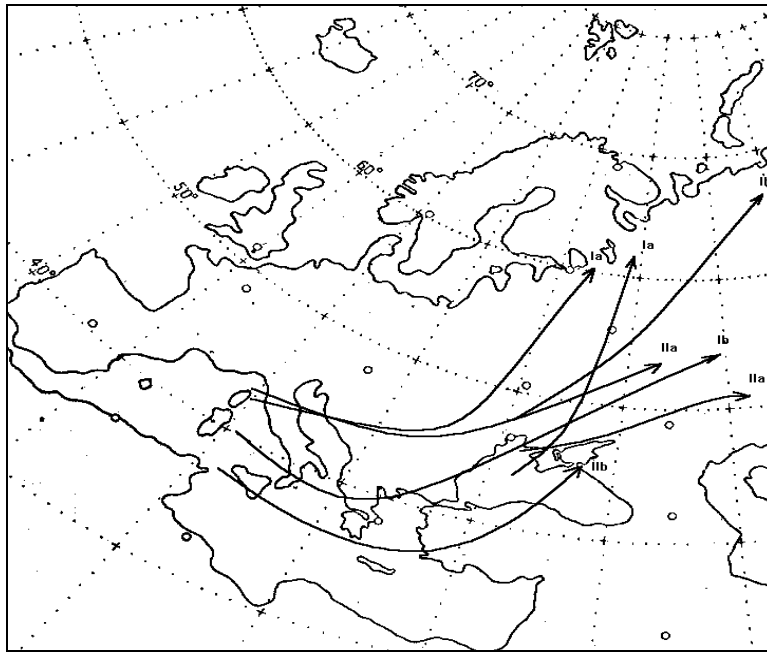


Рисунок 4.8 –Траєкторії південних циклонів (типізація Бельської Н.Н. [3])

Для першого типу траєкторій (Ia, Ib) основним елементом висотного термобаричного поля середньої тропосфери є холодний циклон над Баренцовим морем з глибокою улоговиною, орієнтованою квазімеридіонально через Прибалтику на західні райони Середземного моря; в цій улоговині над Балтійським морем, як правило, утворюється циклон. Антициклонічними компонентами деформаційного поля є два теплих гребеня – над Атлантикою та Середньою Азією. При значній адвекції холоду в західні райони Середземного моря відбувається загострення ВФЗ і утворення циклонів над північно-західними районами Середземного моря і Францією. Циклони, які рухаються вздовж ВФЗ через північно-західні райони України, належать до одного з найпоширеніших типів – за рік спостерігається в середньому 5 випадків, переважно восени і зимою.

В умовах інтенсивної адвекції тепла в передній частині висотної улоговини на південному сході України може відбуватись активний процес антициклогенезу з утворенням висотного гребеня над Кавказом і приземного антициклону над Донецьким кряжем. В цьому випадку південні циклони змінюють траєкторію та зміщуються на північ через центральні райони України (траєкторія Ia).

В окремих випадках над Європою можуть створюватися умови для значної меридіональної деформації висотного термобаричного поля, внаслідок чого формується поширена смуга низького тиску і тропосферного холоду, орієнтована з Уралу на Альпи. Висотний теплий антициклон займає територію Норвезького моря та Скандинавського півострова, його гребінь спрямований на Баренцове море. У смузі низького

тиску може відмічатись кілька самостійних центрів. Один з них звичайно розташовується над центральною частиною ЄТР, інший - над Альпами. З північно-східним потоком по південній периферії висотного антициклону на Європу вторгається холодне континентальне повітря з Північного Льодовитого океану і Північного Уралу. Найбільш активна циклонічна діяльність над Європою при такому типі циркуляції спостерігається в районі Середземного моря під ділянкою ВФЗ, яка розділяє смугу зниженого тиску над Європейським континентом і субтропічну область високого тиску над північною Африки. Циклони цього типу (Ib) переміщуються з великими швидкостями (в середньому $50 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$) з Середземного моря через Угорську низовину, Карпати, центральні і північні райони України на Нижню Волгу або Урал (рис. 4.9).

При утворенні південних циклонів другого типу траєкторій (II) висотне термобаричне поле характеризується яскраво вираженим меридіональним перенесенням над Європейським континентом. Висотний циклон розміщується на півночі Скандинавії, а в глибокій улоговині, спрямованій на захід Середземного моря, утворюється частинний циклон, пов'язаний з ізольованим осередком тропосферного холоду в цьому районі. Така структура термобаричного поля веде до зниження інтенсивності адвекції холоду в області циклону, який виникає в районі Генуезької затоки. В результаті загострення ВФЗ звичайно спостерігається на північ від Альп за умов інтенсивної адвекції холоду в тилу циклонів, що переміщуються з Атлантики на Скандинавський півострів, а дельта ВФЗ формується над низов'ями Дунаю або південним заходом України. Південні циклони цього типу (траєкторія IIa) в 75% випадків виникають над Нижньодунайською низовиною, районами Егейського і Чорного морів та рухаються переважно на північний схід, іноді досягаючи низов'їв р. Обь. Найбільша їх повторюваність спостерігається взимку і навесні, причому третина циклонів поглиблюється в межах території України.

В деяких випадках висотне термобаричне поле, характерне для II типу, набуває великої інтенсивності, особливо на ділянках ВФЗ в передній і тилувій частинах висотної улоговини над Європою. Посилення градієнтів температури і тиску в передній частині висотної улоговини в цьому випадку зумовлено розвитком висотного антициклону (гребеня) та адвекцією тепла над Каспійським морем, внаслідок чого ця ділянка ВФЗ набуває квазімеридіонального напрямку.

Наявність дельти ВФЗ над північною Італією, Балканами, Чорним морем або Малою Азією створює в цих районах сприятливі умови для виникнення циклонів, які в подальшому переміщуються через Чорне море на Україну в північному напрямку (IIb). Цей тип південних циклонів найчастіше спостерігається взимку і влітку, більшість з них поглиблюються на території України, прискорюючи швидкість руху.

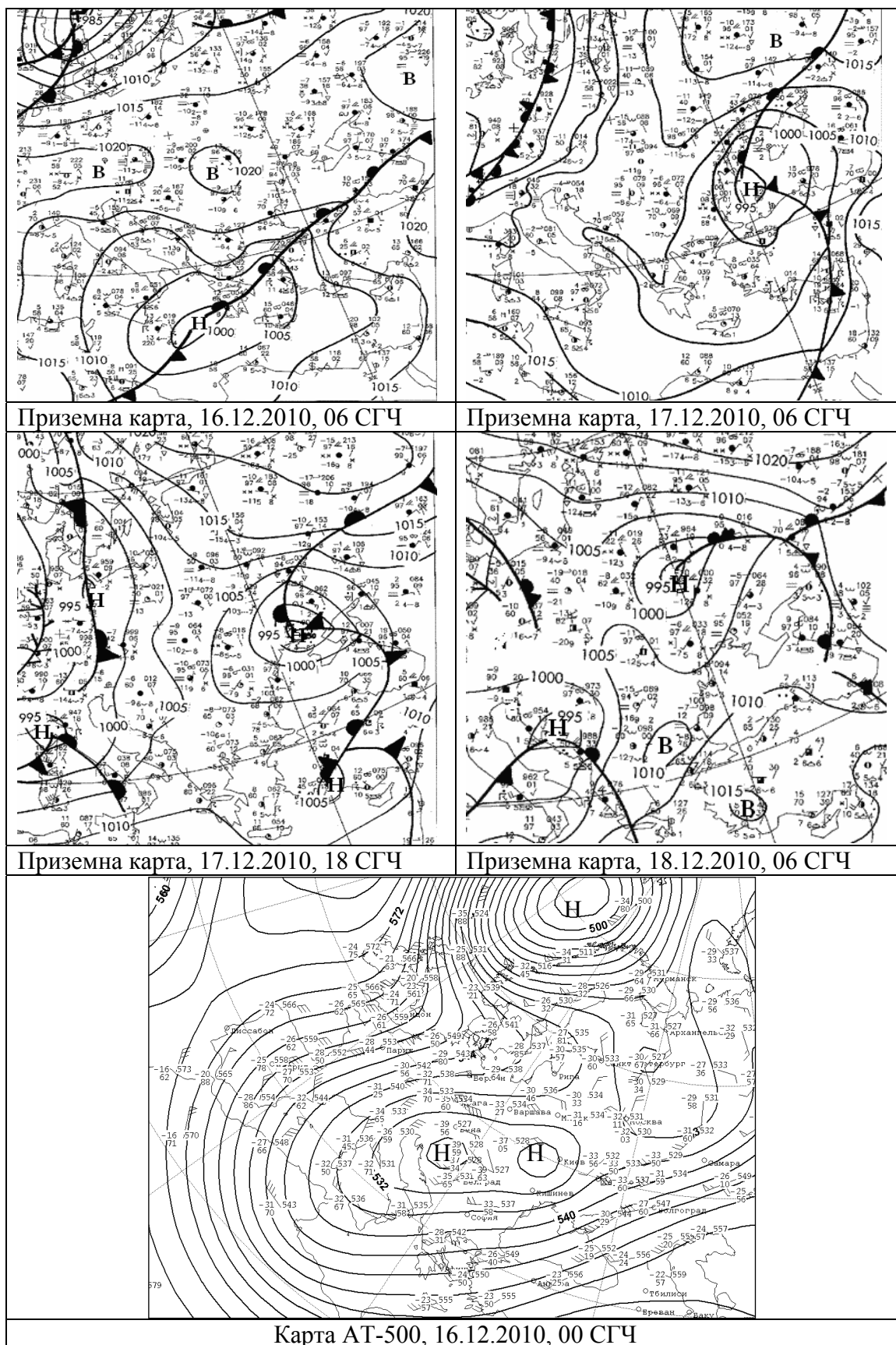


Рисунок 4.9 – Вихід середземноморського циклону через Чорне море (тип Ib)

Південні циклони всіх типів часто переміщуються серіями з 2-3 циклонів послідовно. Еволюція південних циклонів, що виходять на Східну Європу, може відбуватися за одним з кількох варіантів розвитку:

1) Інтенсивне поглиблення та швидке переміщення, потім стаціонарування і перетворення на високий холодний вихор над районом Чорного моря.

2) Регенерація циклону, що почав заповнюватися, та його подальший розвиток над територією Східної Європи.

3) Швидке переміщення низького циклону без його суттєвого поглиблення на Східну Європу. Надалі його регенерація на арктичному фронті та інтенсивне поглиблення.

4) Вихід циклону на Чорне море або південь України з його наступним стаціонаруванням в цьому районі за рахунок малорухомого континентального антициклону. В такій ситуації можливо виникнення явища ретроградного фронту, коли теплий фронт, пов'язаний з південним циклоном, блокується над півднем України та починає зворотний рух під впливом антициклону, що посилюється. Знак фронту при цьому може змінюватися на протилежний, або фронтальна система малорухомого циклону швидко оклюдується.

На рис. 4.10 наведений випадок блокування малоактивного південного циклону, що перемістився з Малої Азії на Чорне море, потужним холодним антициклоном над ЄТР, який посилювався і розповсюджувався на захід і південь. Особливістю висотного поля стало зростання амплітуди висотного гребеня над Україною з одночасним посиленням приземного антициклону, що спричинило уповільнення руху південного циклону. Внаслідок його стаціонарування над півднем України утворилася перехідна зона підвищених градієнтів температури і тиску, в якій відбулося загострення двох фронтальних систем – холодного полярного фронту і теплового фронту середземноморського походження. Результатом цього процесу стали сильні снігопади і хуртовини, що охопили Одеську, Херсонську, Миколаївську області та штормове посилення вітру протягом 16-17 грудня 2009 р. на півдні України.

Особливості розвитку циклонів в теплий період над Україною

За дослідженнями В.О. Балабух [1, 2], наприкінці ХХ ст. у теплий період року до 90% південних і південно-західних циклонів проходили через південні, центральні та західні області України. Найбільшу повторюваність мали циклони, які утворюються на заході Чорного моря, над Нижньодунайською низовиною, в районах Італії й Адріатичного моря, а також над Балканським півостровом і Егейським морем.

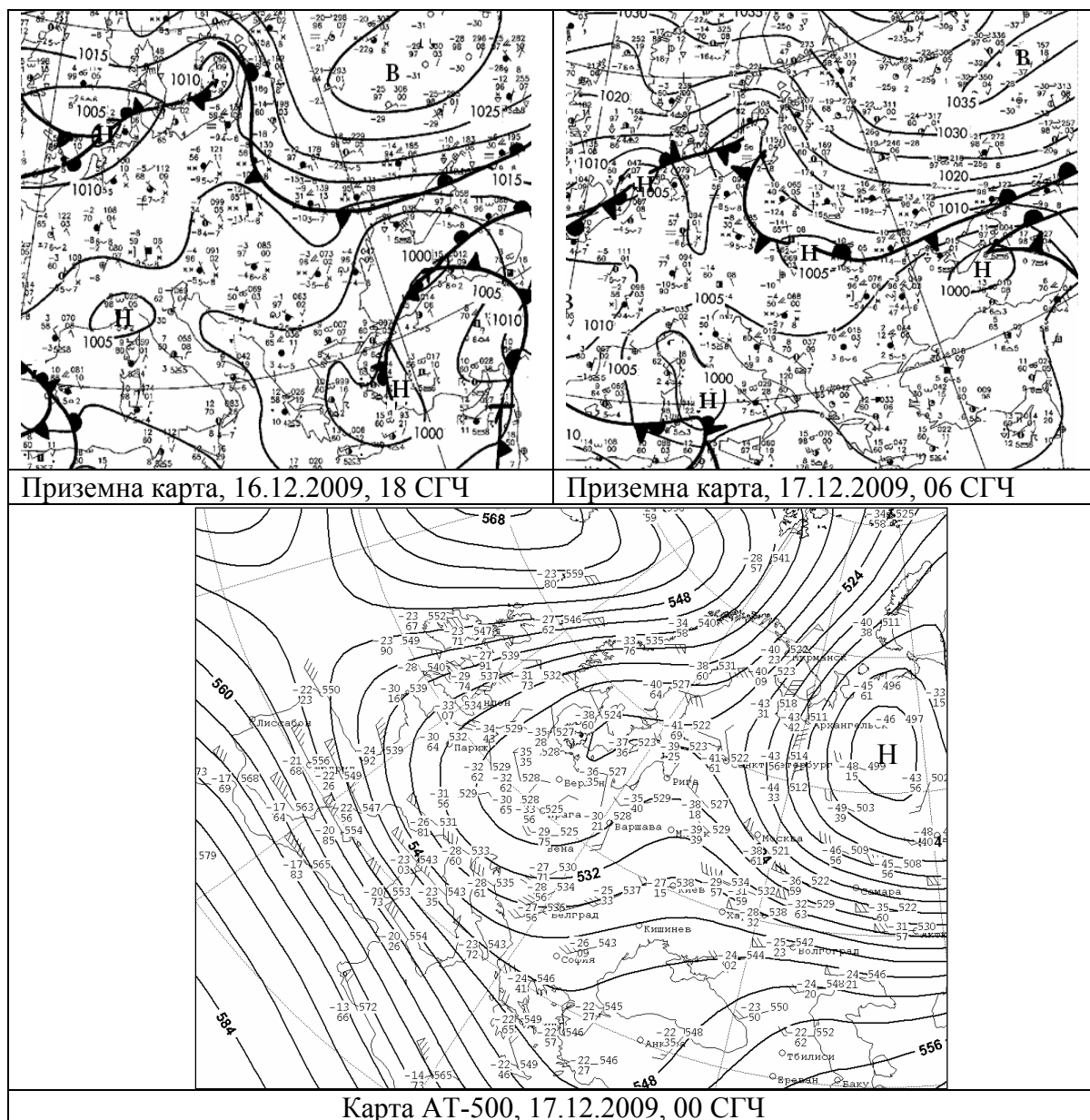


Рисунок 4.10 – Блокування південного циклону над Чорним морем

Порівняно з попереднім періодом часу, на початку ХХІ ст. визначилася ще одна область частого формування південних циклонів, що досягають території країни – це західні райони Середземного моря, Піренейський півострів, північні райони Африки.

Поряд з цим спостерігалось суттєве зменшення кількості південно-східних циклонів, які рухаються з районів Північного Кавказу, Азовського моря, східної частини Чорного моря та Малої Азії.

Для території України південно-східні циклони є досить актуальними, адже їх утворення та переміщення складно прогнозуються, як і конвективні явища, що переважно їх супроводжують. Ці циклони переміщуються з південного сходу на північний захід і часто

заповнюються, не виходячи за межі країни. Синоптичним процесом-попередником для утворення таких циклонів може бути зміщення меридіонально орієнтованого атмосферного фронту з великими температурними градієнтами до західних районів України та його стаціонарування при активному антициклогенезі за фронтом. У висотному термобаричному полі спостерігається поширення улоговини з північного заходу на Чорне море та Малу Азію з наступним ізолюванням осередку тропосферного холоду і утворенням висотного циклону над районами Чорного моря. Висотний циклогенез поєднується з приземним, оскільки біля поверхні землі перед холодним фронтом спостерігається дуже тепла континентальна повітряна маса, внаслідок чого над східною половиною України і південним сходом ЄТР формується малоградієнтне поле зниженого тиску термічного походження.

На рис. 4.11 наведений приклад утворення циклону над південними районами України на меридіонально орієнтованому малорухомому фронті. Входження атмосферного фронту в систему зниженого тиску над Україною з одночасною адвекцією холоду по східній периферії антициклону, який посилювався за холодним фронтом, призвело до швидкого поглиблення циклону біля поверхні землі з поєднанням приземного і висотного центрів зниженого тиску.

Поглиблення циклону біля поверхні землі відбувається досить швидко, внаслідок чого утворюється зона підвищених градієнтів тиску і посилення вітру в західній половині України. Стаціонарний фронт втягується в систему циркуляції циклону, в ньому оформлюються ділянки теплої і холодної фронтів, які переміщуються територією України, зумовлюючи значне погіршення погодних умов: зливи, грози, шквали. Оскільки циклон є малорухомим, фронтальна система протягом 1-2 діб оклюдується, а сам циклон заповнюється біля поверхні землі. На висотах циклонічна циркуляція може зберігатися протягом кількох діб.

В деяких випадках при схожій ситуації утворення циклону не відбувається, але над більшою частиною України поширюється барична улоговина з південного сходу, пов'язана з малоазійською термічною депресією. Тепле і вологе повітря, яке надходить з субтропічних районів, в умовах висотного циклону над Україною та близькості стаціонарного фронту над заходом країни, стає нестійким, внаслідок чого по всій області термічної депресії формується конвективна хмарність з опадами різної інтенсивності, як проілюстровано на прикладі ситуації 3 липня 2010 р. (рис. 4.12).

Погодні умови

Проходження південних циклонів через територію України супроводжується тривалим погіршенням погодних умов. Взимку

спостерігаються штормові вітри і хуртовини, які охоплюють південну половину України, тумани і ожеледь на Донбасі. Такі погодні умови часто зберігаються протягом кількох діб зі змінною інтенсивністю, нерідкі випадки, коли вони не припиняються протягом 5-6 діб. Тривалість туманів і ожеледі значно менша, хоча на Донбасі вони можуть спостерігатися протягом доби і більше.

Навесні і восени відмічається випадання опадів зливого характеру (звичайно протягом 4-6 днів), і лише при руйнуванні блокуючого гребеня або зміщенні на схід антициклону вони припиняються.

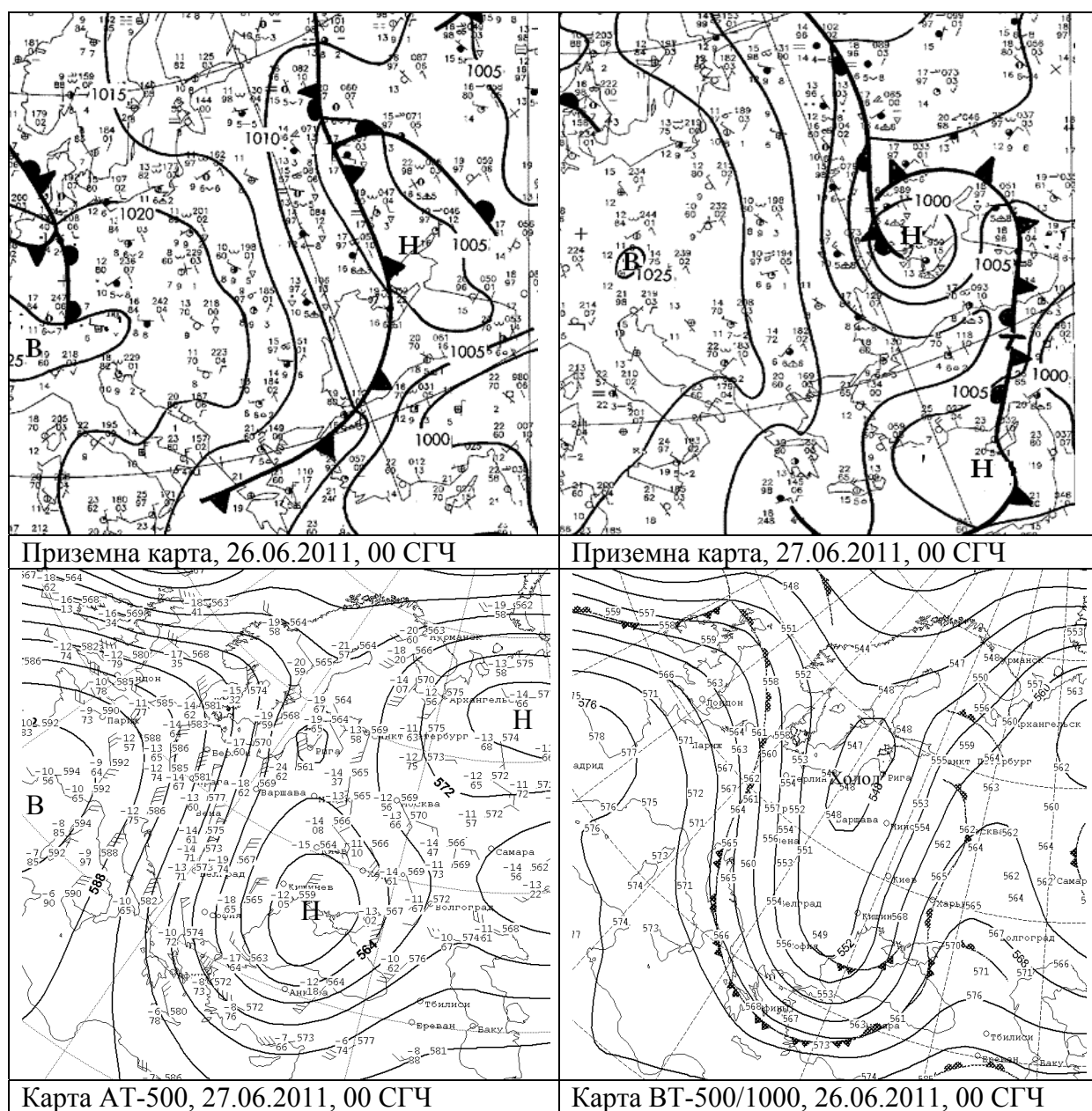


Рисунок 4.11 – Циклогенез над Україною на меридіональному стаціонарному фронті

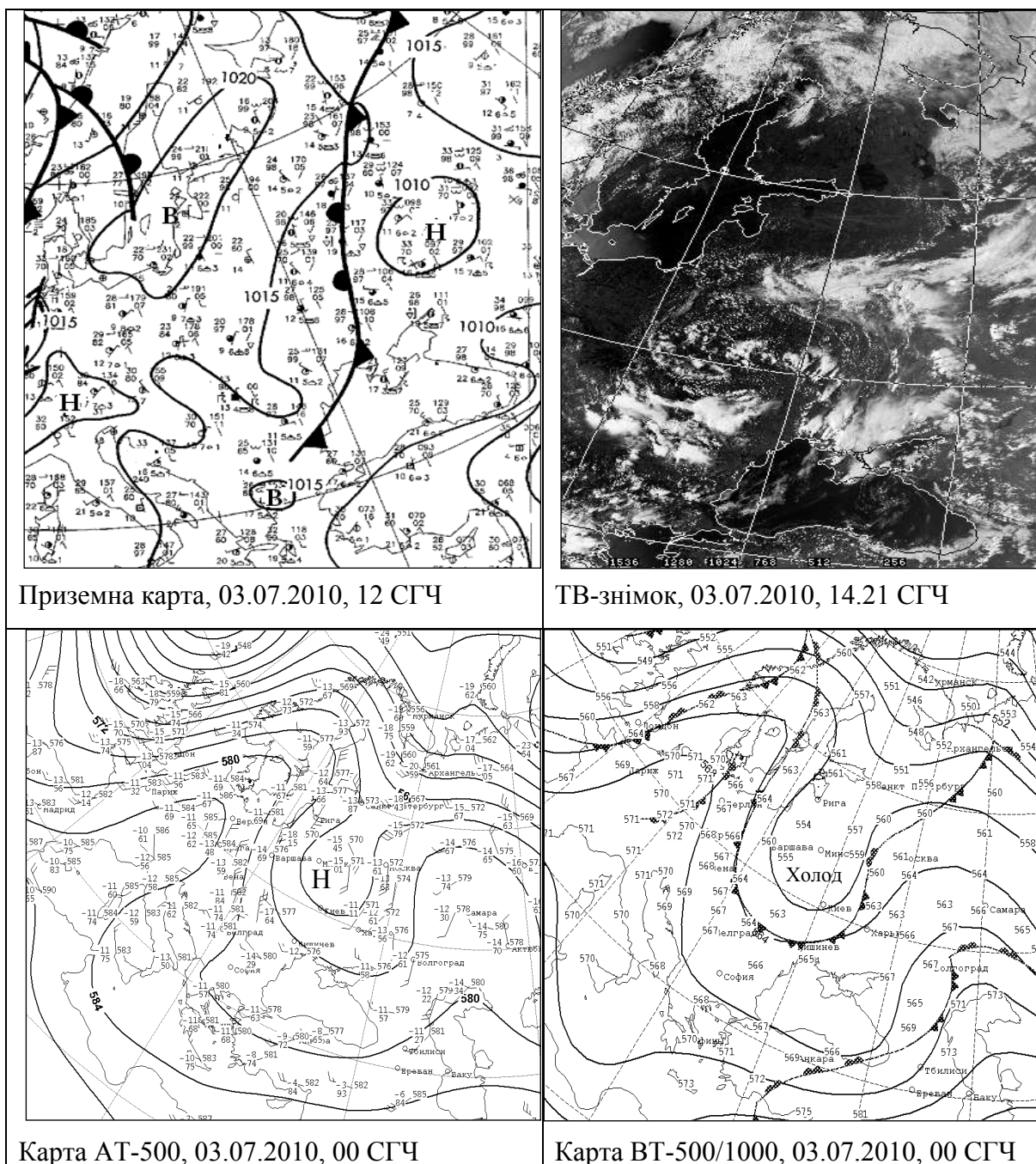


Рисунок 4.12 – Загострення термічної депресії над Україною

Вихід південних циклонів супроводжується значним збільшенням баричних градієнтів в суміжній зоні з антициклоном, розташованим над центральними або східними районами ЄТР. Зимово поширені зони хуртовин розповсюджуються вздовж траєкторії в більш північні широти. Характерною особливістю всіх південних циклонів є винесення теплих і вологих повітряних мас з субтропічних районів, яке навесні зумовлює швидкий схід снігового покриву і ранню повінь. Влітку такі циклони нерідко супроводжуються інтенсивними опадами на теплих фронтах, а на холодних фронтах і фронтах оклюзії виникають грози, зливи, шквали.

Частка річних опадів, яка належить південним циклонам, взимку складає близько 44% в південних районах України і 29% – в північних [4]. Дослідження показали [11], що ймовірність посухи в Україні влітку становить всього 3%, якщо в попереднє холодне півріччя повторюваність виходу південних циклонів була досить великою, тобто південні циклони виступають кліматоутворювальним чинником для території України.

Південні циклони всіх типів складають понад третину (39%) небезпечних і стихійних опадів, які спостерігаються в Україні в теплий період року, причому найбільша повторюваність цих опадів відмічається у західних, південних і східних областях країни [2].

При переміщенні циклонів I групи траєкторій в холодне півріччя в районі Карпат і Закарпатської області опадів випадає в кілька разів більше, ніж над іншими районами України [7]. Опади облогового характеру пов'язані переважно з переміщенням паралельних гірському хребту атмосферних фронтів з Угорської низовини на територію України. У теплий період року розподіл опадів, зумовлений переміщенням циклонів з південного заходу через Карпати, істотно відрізняється від попереднього. При цьому влітку в районі Лісостепу і Полісся кількість опадів в 5 раз більша, ніж взимку, при меншій повторюваності виходу південних циклонів.

Для циклонів II групи траєкторій характерна найбільша (до 60 мм) кількість опадів в центральних районах України і Карпатах переважно в перехідні сезони.

З циклонами III групи траєкторій в літній період пов'язана значна кількість опадів (до 35 мм) практично по всій території України з максимумом над західними і центральними районами. В інші сезони сума опадів приблизно вдвічі менша, ніж влітку.

Лише в 22% випадків проходження південних циклонів супроводжується туманами, з максимумом їх повторюваності в грудні, лютому і березні та їх відсутністю з травня по вересень. При переміщенні циклонів з південного заходу на північ тумани відмічаються в передній частині циклонів, а при переміщенні із заходу або південного заходу на схід – в теплому секторі. Основною причиною утворення туманів є інтенсивна адвекція теплої і вологої середземноморської повітря в поєднанні з радіаційним і динамічним вихолоджуванням нижніх шарів атмосфери. При проходженні циклонів з південного сходу на захід тумани можуть утворюватися перед теплим фронтом, поблизу нього і в теплому секторі.

З переміщенням південних циклонів в холодне півріччя на території України часто спостерігаються хуртовини. Вони найбільш ймовірні при таких типових синоптичних ситуаціях:

- 1) південний циклон переміщується по Чорному морю на схід і заповнюється біля західних схилів Кавказького хребта;

2) циклон переміщується з Адріатичного моря через Балкани, центральну частину Чорного моря на Дніпропетровську, іноді Харківську області, де повертає на північний захід і, найчастіше, заповнюється над північним заходом України;

3) циклони, що утворилися над Чорним морем.

Найменш ймовірні хуртовини (35% випадків) у випадках, коли циклони, змістившись на схід Чорного моря, огинають Кавказький хребет через Північний Кавказ або Ріонську долину. Переважним при хуртовинах є вітер східної чверті. Хуртовини в Україні починаються в середньому через добу після появи південного циклону на півдні або південному заході Чорного моря.

За аналогічних умов, коли південні циклони над Чорним морем або півднем України взаємодіють з антициклоном, сформованим в холодному повітрі і розташованим над південним сходом ЄТР, відбувається відкладення сильної ожеледі. При цьому на південно-західній периферії антициклону атмосферні фронти стаціонують, утворюючи широку зону сильних переохолоджених опадів.

4.4 Пірнаючі циклони

Пірнаючими називають циклони, які зміщуються з високих широт в низькі з великою північною складовою. Процес утворення та еволюції пірнаючих циклонів відбувається при меридіональній перебудові висотного баричного поля над Європою. Але, на відміну від південних, пірнаючі циклони виникають поблизу вершини висотного гребеня і рухаються вдовж низхідної гілки ВФЗ. Процес швидкого зміщення циклону з північних широт до південних називається „пірнанням”.

Для території Східної Європи загальноживаною є класифікація пірнаючих циклонів, запропонована Черновою В.Ф. [20] Згідно з цією класифікацією, за районами виникнення і характером переміщення пірнаючих циклонів виділяють три типи їх траєкторій (рис. 4.13):

- I тип – північно-західні циклони, які переміщуються з Норвезького моря і Скандинавії на західні і південні райони Східної Європи;
- II тип – північні циклони, які зміщуються з Баренцового моря на північні і східні райони Східної Європи;
- III тип – північно-східні (ультраполярні) циклони, які зміщуються з Карського моря на східну половину ЄТР.

Характер траєкторій пірнаючих циклонів залежить від положення ВФЗ, яке, у свою чергу, визначається розташуванням висотного циклону (улоговини) і антициклону (гребеня).

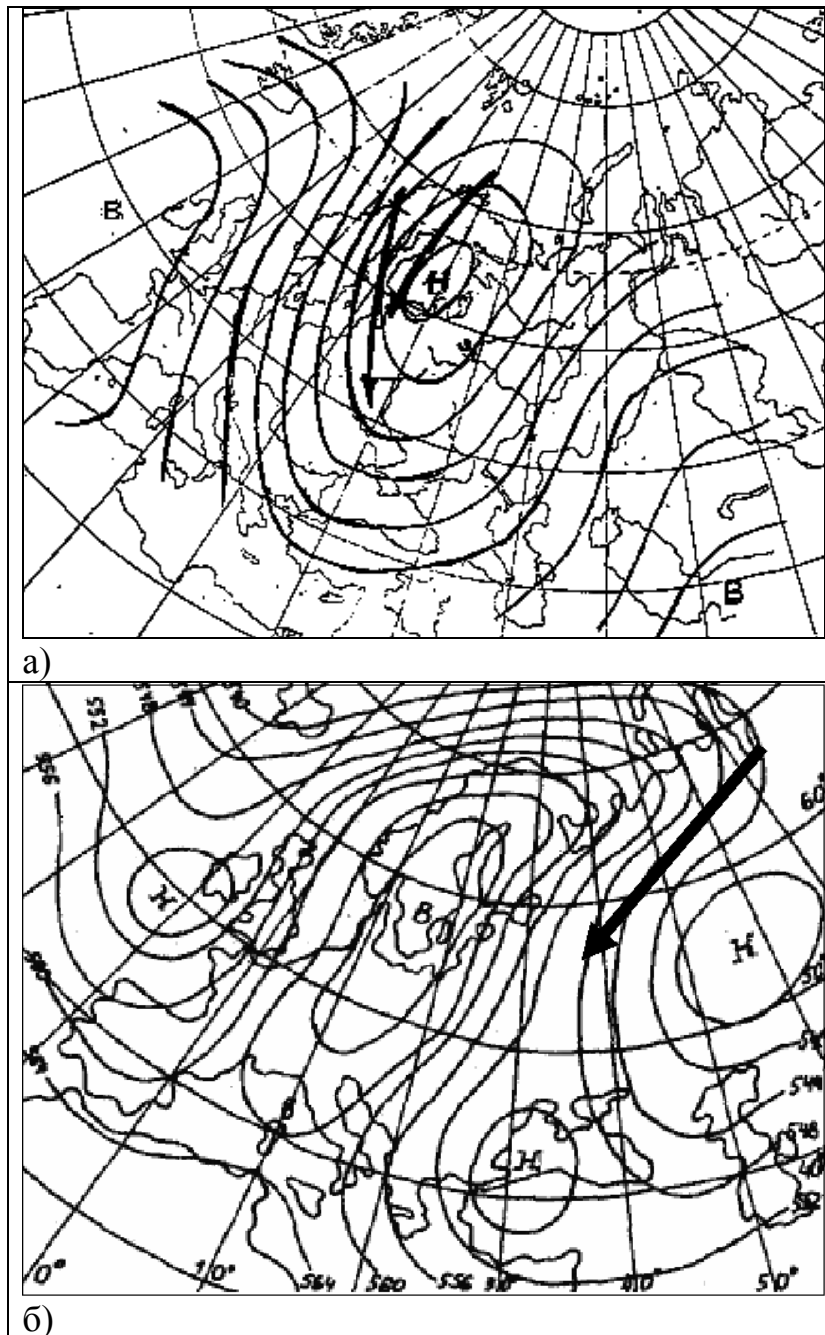


Рисунок 4.13 – Висотне баричне поле і траєкторії пірнаючих циклонів: а) північно-західних і північних траєкторій; б) ультраполярних траєкторій

Для процесів I типу висотний антициклон розташовується над заходом Європи (Британські острови, Франція, північний захід Середземномор'я), а при процесах II типу він знаходиться над півднем Скандинавського півострова, Балтійським морем або Польщею (рис. 4.13, а). Висотний циклон при цьому займає Нову Землю, схід ЄТР і Урал. При розвитку процесів III типу висотний циклон розташовується над північню

Скандинавії, Фінляндією або Баренцовим морем (рис. 413, б). Висотна улоговина орієнтована з нижньої течії Обі на Середній Урал і схід Європейської частини Росії.

Циклони I і II типів виникають і зміщуються під ВФЗ, яка орієнтована з північного заходу на південний схід, а при III типі здійснюється ультраполярне вторгнення.

В еволюції північно-західних і північних циклонів значну роль має вплив орографії Скандинавського півострова. Розвинутий пірнаючий циклон може перевалювати Скандинавські гори, незначно заповнюючись на навітряних схилах і знову поглиблюючись з підвітряного боку. В іншому випадку циклон виникає біля точки оклюзії або на хвилі фронту (холодного, іноді теплого) на підвітряних схилах гір на півночі Європейського континенту при одночасному заповненні основного циклону. Циклони з ультраполярною складовою траєкторії руху, що зміщаються з Баренцового або Карського моря, звичайно швидко заповнюються при виході з моря на континент.

Найбільша повторюваність пірнаючих циклонів відмічається у холодний період року, а саме, з жовтня по березень, коли в атмосфері Північної півкулі створюються сприятливі умови для меридіональної перебудови висотних термобаричних полів і загострення планетарної висотної фронтальної зони. Велике значення в формуванні інтенсивної ПВФЗ мають температурні контрасти між теплою водною поверхнею Північної Атлантики і вкритою льодом частиною полярного басейну, а також температурні умови на межі полярної ночі.

Найчастіше спостерігаються циклони I групи - вони, як правило, найбільш глибокі й інтенсивні в своєму розвитку (падіння тиску може досягати 10-12 гПа за 3 год). Північно-західні циклони часто переміщуються серіями, причому останні з них досягають крайніх південних районів. Такі процеси супроводжуються різкими похолоданнями і значними опадами в південних і східних областях України і на Північному Кавказі [10, 17].

Північні і північно-східні пірнаючі циклони мають меншу повторюваність (особливо північно-східні) та інтенсивність і впливають передусім на погодні умови північних районів Східної Європи.

Траєкторії переміщення пірнаючих циклонів в більшості випадків мають вигляд параболи, увігнутої по відношенню до високих широт, при цьому, чим інтенсивніше розвивається циклон, тим більш чітко виражена параболічна траєкторія. Незважаючи на добре розвинену меридіональність висотних полів, ступінь проникнення пірнаючих циклонів на південь різний. Насамперед це залежить від орієнтації ВФЗ й інтенсивності розвитку циклону. Хвильові циклони, що виникають поблизу вершини баричного гребеня, швидко зміщуються по низхідній гілці ВФЗ, поглиблюючись на своєму шляху, тоді як вже розвинені по вертикалі

циклони повільно огинають баричний гребінь, заповнюючись при виході на континент.

Тривалість пірнання циклонів коливається від 1 до 4 діб, у 86% випадків – це 2-3 доби. Швидкість переміщення циклонів змінюється в широких межах – від 10 до 100 км·год⁻¹; найбільша повторюваність (40%) припадає на інтервал від 30 до 50 км·год⁻¹. Середня швидкість переміщення практично не залежить від типу траєкторії і становить 46 км·год⁻¹ для I типу і 43 км·год⁻¹ – для циклонів II і III типів.

Висхідна гілка траєкторії пірнаючих циклонів може спостерігатися в тих випадках, коли відбувається регенерація циклону, що найчастіше має місце над Україною, південними і центральними областями ЄТР переважно для північно-західних циклонів.

При певній орієнтації ВФЗ і сприятливих термобаричних умовах пірнаючі циклони можуть проникати далеко вглиб континенту, досягаючи південних і південно-східних районів Європи, включаючи і територію України.

Пірнаючі циклони північно-західного типу, які досягають території України, складають близько 86% пірнаючих циклонів всіх типів [17]. Вони виникають біля південних берегів або центральних областей Скандинавського півострова на хвилі холодного фронту або біля точки оклюзії в улоговині масштабної депресії, центр якої звичайно розташовується над Норвезьким або Гренландським морями. В окремих випадках пірнає вже існуючий, але неглибокий циклон, розташований в східних районах Норвезького моря. Іноді пірнаючий циклон утворюється з підвітряного боку Скандинавського півострова, над Балтійським морем або Прибалтикою. В усіх випадках висотний баричний гребінь займає квазістаціонарне положення - його вісь проходить через Піренейський півострів, Британські острови на Норвезьке море; досить часто спостерігається замкнутий центр над західними або центральними районами Піренейського півострова (рис. 4.14).

Висотна улоговина орієнтована з Баренцового на Чорне море. Горизонтальний градієнт тиску у ВФЗ, орієнтованої з північного заходу на південний схід, звичайно становить понад 36 гп.дам/1000 км, а швидкості перенесення перевищують 50 м·с⁻¹. Процес пірнання циклону, що виник поблизу вершини висотного гребеня, супроводжується звичайно поглибленням висотної улоговини за рахунок додаткового припливу холодного повітря в циркуляційну систему циклону. Висотний гребінь при цьому практично не змінює свого положення і інтенсивності.

При процесах північного типу (повторюваність 12%) висотний гребінь дещо зміщений на схід, а висотна улоговина орієнтована з Баренцового моря на Балканський півострів, внаслідок чого ВФЗ спрямована квазімеридіонально. Такий тип синоптичних процесів здійснюється в тилу глибокого циклону, що заповнюється над

центральною областю ЄТР на хвилі холодного фронту, який зміщується з півночі.

Ультраполярний тип пірнаючих циклонів в Україні практично не спостерігається – його повторюваність складає менше 2%.

В період пірнання близько третини циклонів поглиблюються, понад 40% – заповнюються, в інших випадках тиск в центрі циклону практично не змінюється. Найбільша швидкість (до $100 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$) переміщення пірнаючих циклонів відмічається в першу добу (період пірнання); в середньому вона становить $67 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$. Пірнаючі циклони досягають території України переважно на 2-3-ю добу після їх утворення, де швидкість їх руху зменшується до $50 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$.

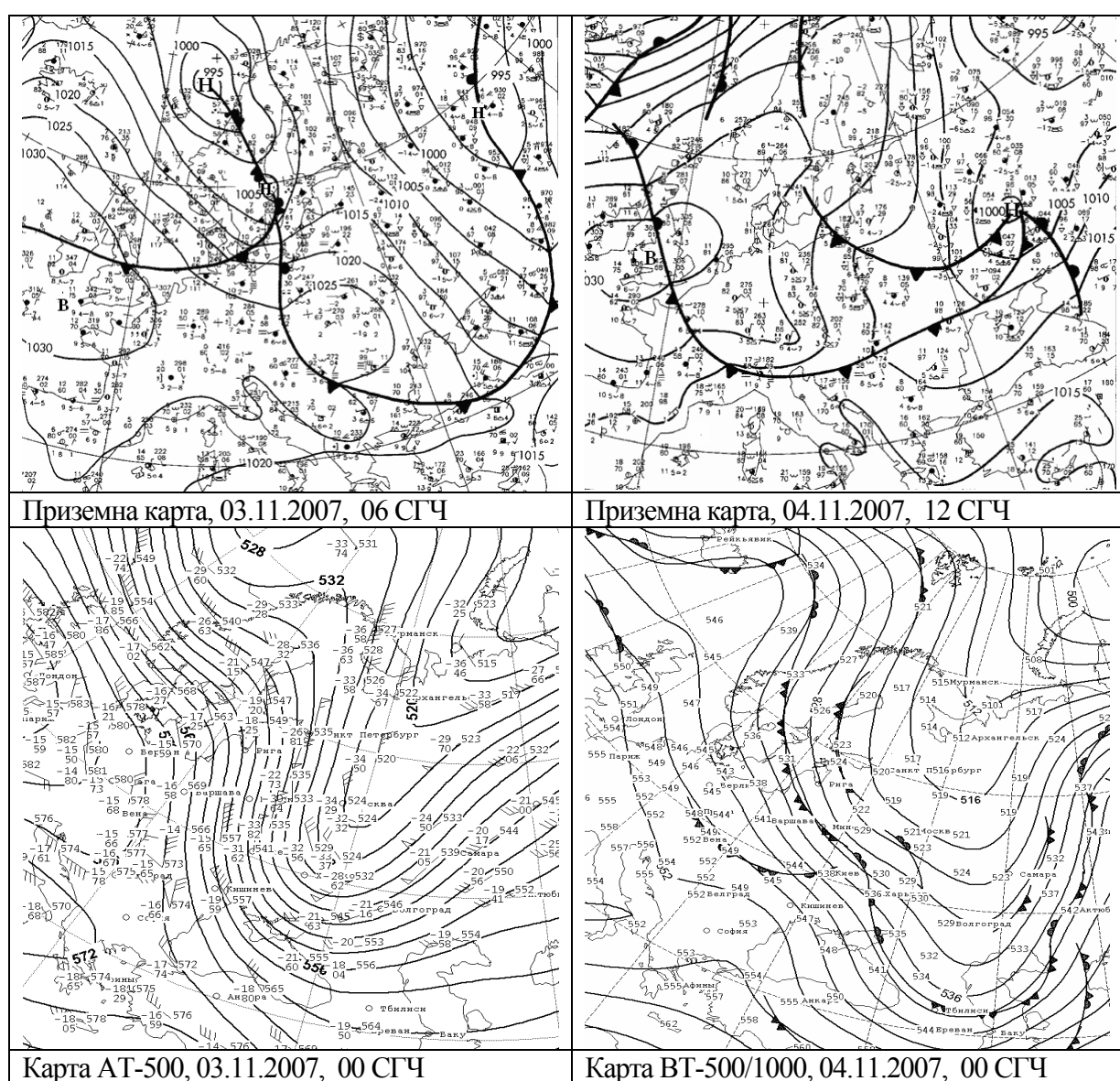


Рисунок 4.14 – Утворення північно-західного циклону біля точки оклюзії з підвітряного боку Скандинавських гір

Більшість пірнаючих циклонів, що досягли території України, стаціонує і заповнюється протягом 1-2 діб, і лише невелика частка (15%) регенерує над сходом країни, після чого по південній траєкторії вони переміщуються на Урал і південь Західного Сибіру (рис. 4.15).

Пірнаючі циклони нерідко переміщуються серіями. В цих випадках на одній і тій же фронтальній системі утворюється ланцюг неглибоких хвильових циклонів, які швидко зміщуються і з періодом у 2-3 доби проходять через Україну практично за однаковими траєкторіями. Серія складається звичайно з двох-трьох циклонів, однак їх може бути і більше. Особливо виділяється в цьому відношенні січень 1976 р., коли протягом 14 діб через територію України перемістилось чотири північно-західних і один північний циклон, що замикав серію.

Погодні умови

Пірнаючі циклони при проходженні через територію України зумовлюють складні погодні умови [10, 17]. Передусім, це посилення швидкості вітру, особливо у тилівій частині циклонів і на холодному фронті до $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ і більше. У холодний період року при сильному вітрі і випадінні снігу спостерігаються тривалі хуртовини (до 12-15 год безперервно), а в безсніжний період у південних і східних районах України розвиваються пилові бурі, які завдають великих збитків сільському господарству.

Опади при проходженні пірнаючих циклонів звичайно мають короткочасний характер, але нерідко вони можуть бути і досить інтенсивними – до 10-15 мм за 10-12 год. Річна кількість опадів, пов'язана з пірнаючими циклонами, порівнянна з кількістю опадів, що випадають при проходженні південних циклонів – 25-35 мм в середньому по території України [4]. При цьому найбільша кількість опадів випадає в західних і центральних районах, а також над Донецьким кряжем, що зумовлено додатковим впливом орографії. На південному заході України спостерігається суттєве (майже в два рази) зменшення кількості опадів.

Ще одним з несприятливих чинників є значне зниження температури повітря, зумовлене проходженням пірнаючого циклону. Холодне повітря, яке надходить в систему циклону з арктичних районів, в зв'язку з швидким його переміщенням трансформується слабо, що призводить до зниження температури на 8-10 °C і більше за добу, особливо в південних районах. В перехідні сезони за подібних умов часто виникають заморозки на ґрунті і в повітрі. Найбільш сильне зниження температури спостерігається при утворенні заключного антициклону, а саме, через добу після початку стаціонування і заповнення пірнаючого циклону в південних районах.

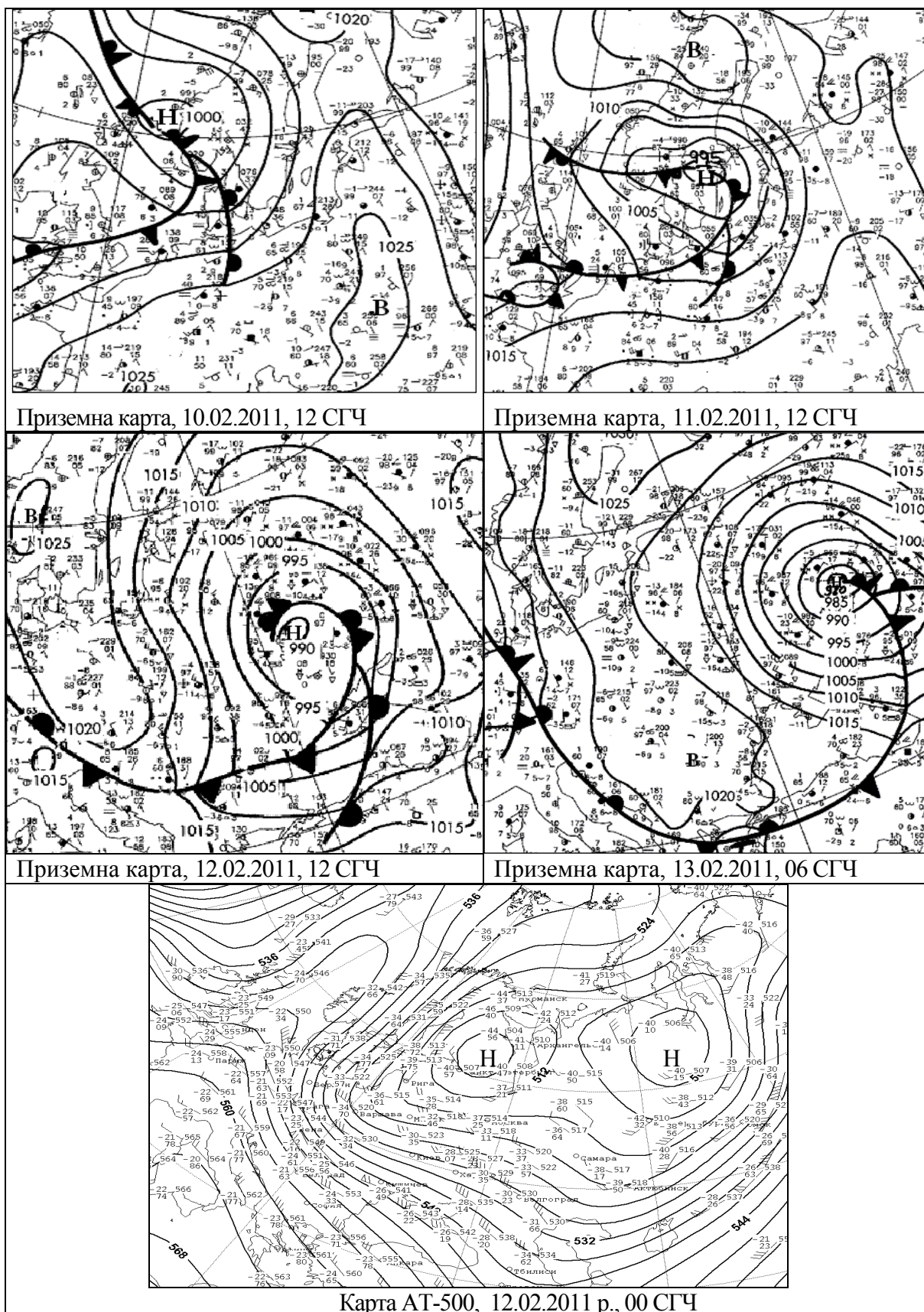


Рисунок 4.15 – Регенерація північно-західного циклону над Україною з параболічною траєкторією руху

4.5 Антициклонічна діяльність

Як вже згадувалось раніше, над територією Східної Європи в середньому за рік антициклонічна циркуляція складає приблизно $2/3$ від загального числа днів. До цієї кількості входять як антициклони, так і гребені, ядра, розмиті поля і смуги підвищеного тиску. Відомості про кліматичні особливості циркуляції атмосфери над Європою свідчать, що територія України знаходиться в межах дії так званої осі Воейкова, яка характеризує кліматичну смугу підвищеного тиску, що проходить від районів північного Казахстану, через південно-східні райони ЄТР, перетинає Україну вздовж лінії Харків – Кременчук – Балта – Кишинів і спрямована на захід майже до південного узбережжя Франції [8, 9]. Ця кліматична область яскраво виражена в холодний період року, коли розвивається азіатський сезонний центр дії атмосфери (ЦДА) – сибірський антициклон, і поширюється на захід, іноді утворюючи єдину баричну систему підвищеного тиску з азорським антициклоном. Наявність смуги підвищеного тиску проявляється передусім у переважанні східних і північно-східних вітрів на південь від осі та західних і південно-західних вітрів північніше від неї протягом холодного сезону на території Центральної і Східної Європи. Тобто, погодні умови в Україні формуються найчастіше під впливом різних частин периферії антициклонічних утворень в залежності від коливань положення кліматичної осі в певний період року.

В середньому за рік над територією України спостерігається 43 антициклони, які або переміщуються з інших районів, або утворюються безпосередньо над розглядуваним регіоном. Рівнинний характер території і переважання антициклонічного режиму погоди сприяють інтенсивній трансформації повітряних мас над територією України. Особливо інтенсивна трансформація спостерігається в літній період при малохмарній антициклонічній погоді, нерідко така трансформація призводить до посух і суховіїв. Розвиток антициклонів взимку зумовлює стійку, морозну погоду, іноді з радіаційними туманами.

Одна з перших типізацій антициклонів для Східної Європи була створена Мультановським Б.П. [13] і ґрунтувалась на аналізі збірно-кінематичних карт, за яким автор виявив наявність кількох пучків траєкторій, осі яких характеризують типові напрями переміщення антициклонів. Згідно з цією класифікацією, виділяють три типи синоптичних процесів, пов'язаних з антициклогенезом, в залежності від розвитку постійних і сезонних ЦДА в межах Атлантико-Європейського сектора: західний, полярний та змішаний.

1. Західний тип характеризується звичайним розвитком азорського антициклону, коли його інтенсивність та положення близькі до

кліматичних. Цей тип виділяється утворенням антициклонічних ядер, що відокремлюються від азорського антициклону, і зміщенням їх на схід південніше від 50° півн.ш. зі швидкістю до 10° довготи за добу. В тропосфері помірних широт над Європою переважає малозбурене західно-східне перенесення. Процес відділення і переміщення на схід окремих ядер є багаторазовим і часто спостерігається в літній період на фоні максимального розвитку азорського антициклону, тому в південних районах Східної Європи утримується спекотна та суха погода, тоді як північніше від 50° півн.ш. переважає циклонічний характер погоди. Територія України при цьому типі перебуває переважно у „сухій” зоні.

2. Полярний тип спостерігається при послабленні активності азорського антициклону, внаслідок чого над Європейським континентом набувають розвитку меридіональні процеси. В залежності від географічного розташування висотних улоговин і гребенів в помірних широтах та інтенсивності областей підвищеного тиску в полярних районах (Гренландія, Карське море), антициклони можуть зміщуватися з північного заходу, півночі або північного сходу. В перших двох випадках антициклони звичайно утворюються в районах Скандинавського півострова північніше від $60-65^{\circ}$ півн.ш. і переміщуються в південно-східному напрямку через Балтійське море. Третій випадок належить до ультраполярних процесів, які характеризуються повільним переміщенням ядер високого тиску з районів Нижньої Обі на південь або південний захід.

3. Змішаний тип характеризується одночасним впливом обох центрів дії – азорського та полярного. Азорський антициклон в такій ситуації зміщений далі на північ, а його антициклонічні ядра переміщуються на схід по більш північних траєкторіях, ніж звичайно. В той же час спостерігаються часті вторгнення ядер високого тиску з різних північних регіонів – від Гренландії на райони Західної Європи до Карського моря на райони Східної Європи.

Відповідно до виділених трьох типів синоптичних процесів розрізняють типові траєкторії (осі) вторгнення антициклонів в Європу: азорські (із заходу або південного заходу), нормальні полярні (з північного заходу), ультраполярні (з північного сходу) (рис. 4.16).

Траєкторії антициклонів, як і циклонів, визначаються структурою висотного термобаричного поля та географічною локалізацією ВФЗ, під якою утворився антициклон. Всі зазначені вище типи антициклонів так чи інакше впливають на погодні умови території України, тому для подальшого розгляду визначимо такі типи траєкторій антициклонів, які досягають території країни і переміщуються в її межах:

- західні антициклони;
- північно-західні антициклони;
- ультраполярні (північно-східні) антициклони;
- південні і південно-східні антициклони.

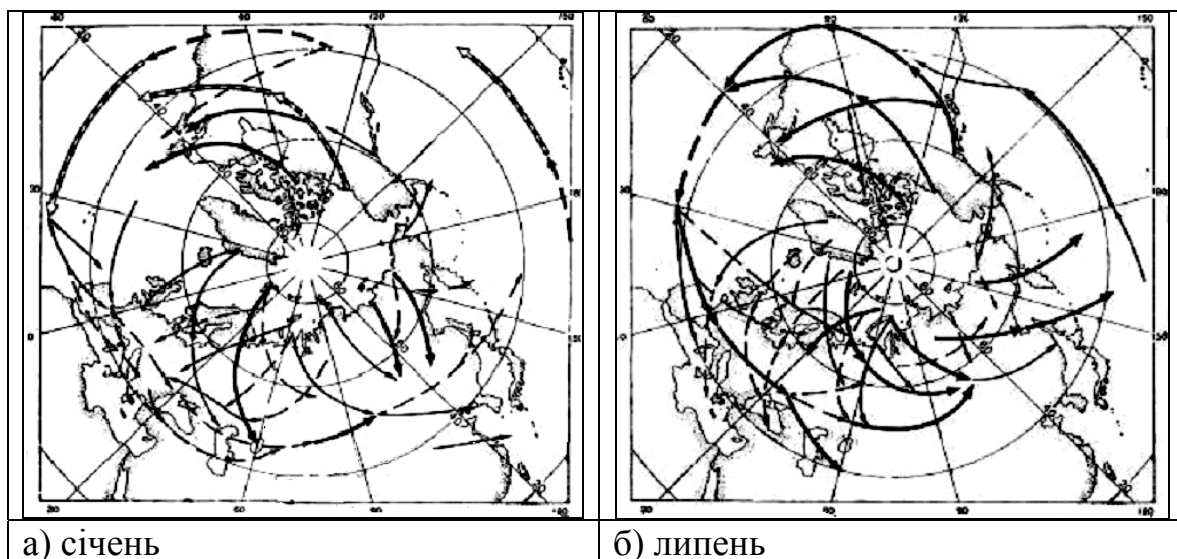


Рисунок 4.16 – Шляхи траєкторій антициклонів у Північній півкулі (за Мультановським Б.П. [13])

Загалом, антициклонічна діяльність на території України зумовлена дією антициклонічних полів різних типів, до яких, окрім зазначених типових траєкторій антициклонів, належать місцеві антициклони, що виникають в районі Карпат і в східній частині Чорного моря, а також смуги або перемички високого тиску, які можуть існувати над Східною Європою за відсутності окремих антициклонічних центрів або ядер високого тиску.

Найбільшу повторюваність мають антициклони західного типу - 50% всіх випадків (з включенням траєкторій з південною складовою, за даними Ківганова А.Ф. і Голощак О.П. [8]). Північно-західні антициклони спостерігаються в 28% випадків, а ультраполярні – всього в 5% випадків. Останні 17% складають місцеві антициклони і малоградієнтні поля підвищеного тиску.

За характером переміщення всі типи антициклонів поділяються на:

- швидкі (або транзитні);
- малорухомі;
- антициклони, що руйнуються (протягом 1 доби над Україною);
- стаціонарні (блокуючі).

При цьому транзитні антициклони переважають в західному і північно-західному типах, а малорухомі – в ультраполярному.

Максимум антициклонічної діяльності в Східній Європі та Україні припадає на період з серпня по жовтень, з найбільшою повторюваністю антициклонів у жовтні. Мінімальна кількість антициклонів відмічається у лютому, квітні та грудні.

Розглянемо більш детально кожен тип антициклонів відповідно до їх розвитку над територією України.

4.5.1 Західні антициклони

Антициклони цього типу переміщуються з території Атлантичного океану, півдня Європи, являючи собою ядра азорського антициклону, або утворюються над Середньодунайською, Угорською низовиною, Карпатами, Чорним морем, часто під впливом місцевих чинників – орографічних або термічних. Нерідко переміщення західних антициклонів відбувається в тилу серії західних циклонів або улоговин, які змістилися через територію Білорусі (це можуть бути заключні антициклони).

Висотне термобаричне поле характеризується наявністю широтно орієнтованої ВФЗ над Європою з віссю, що проходить вздовж 50° півн.ш. В північних районах розташовується масштабний холодний тропосферний циклон, південні райони зайняті висотним теплим антициклоном з центром над Атлантикою або північчю Африки. Переміщення антициклонів із заходу відбувається при чітко вираженій зональній циркуляції і розвинутій циклонічній діяльності в північних широтах, коли ВФЗ характеризується хвилями малої амплітуди, які зміщуються північніше від території України.

Швидкість переміщення західних циклонів в середньому становить $30-40 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$, але в теплий період року західні циклони можуть бути й малорухомими, а південно-західні часто зменшують свою швидкість, досягаючи території України. Вертикальна потужність рідко перевищує рівень 500 гПа, середній тиск у центрі коливається в межах 1025-1035 гПа. Максимум повторюваності цього типу відмічається у серпні-жовтні, мінімум – у лютому.

На рис. 4.17 наведений приклад утворення західного антициклону над Західною Європою в гребені, який відокремився від азорського максимуму в Центральній Атлантиці. Переміщення відбувалося повільно вздовж широтної смуги $50-55^{\circ}$ півн.ш., антициклон зазнав регенерації завдяки входженню в його систему холодного фронту. Цей процес подовжив життєвий цикл антициклону, внаслідок чого він перемістився на територію України і протягом трьох діб визначав помірно теплу, без опадів погоду на території країни.

Утворення і переміщення антициклонів з південного заходу відбувається у випадках, коли ВФЗ розташована дещо південніше, в ній присутні чіткі улоговини та гребні, причому одна з висотних улоговин займає Західну Європу, а висотний гребінь спрямований з Північного Кавказу на північ.

Погодні умови на території України зумовлені типом повітряних мас, які надходять в системі антициклонів. В західних антициклонах переважає відносно тепла повітряна маса, тому в холодний період року

часто утворюються інтенсивні адвективні та радіаційні тумани, особливо на південно-західній периферії антициклону.

Утворення західного антициклону, як заключного після серії циклонів, веде до покращення погоди і зниження температури, особливо в нічні години, в передній (східній) та центральній частинах антициклону, що в перехідні сезони може зумовити виникнення заморозків у повітрі й на ґрунті. Південно-західні антициклони часто є результатом відокремлення ядра від азорського максимуму в теплий період, тому з ними пов'язана тепла і суха повітряна маса, що зумовлює спекотну погоду.

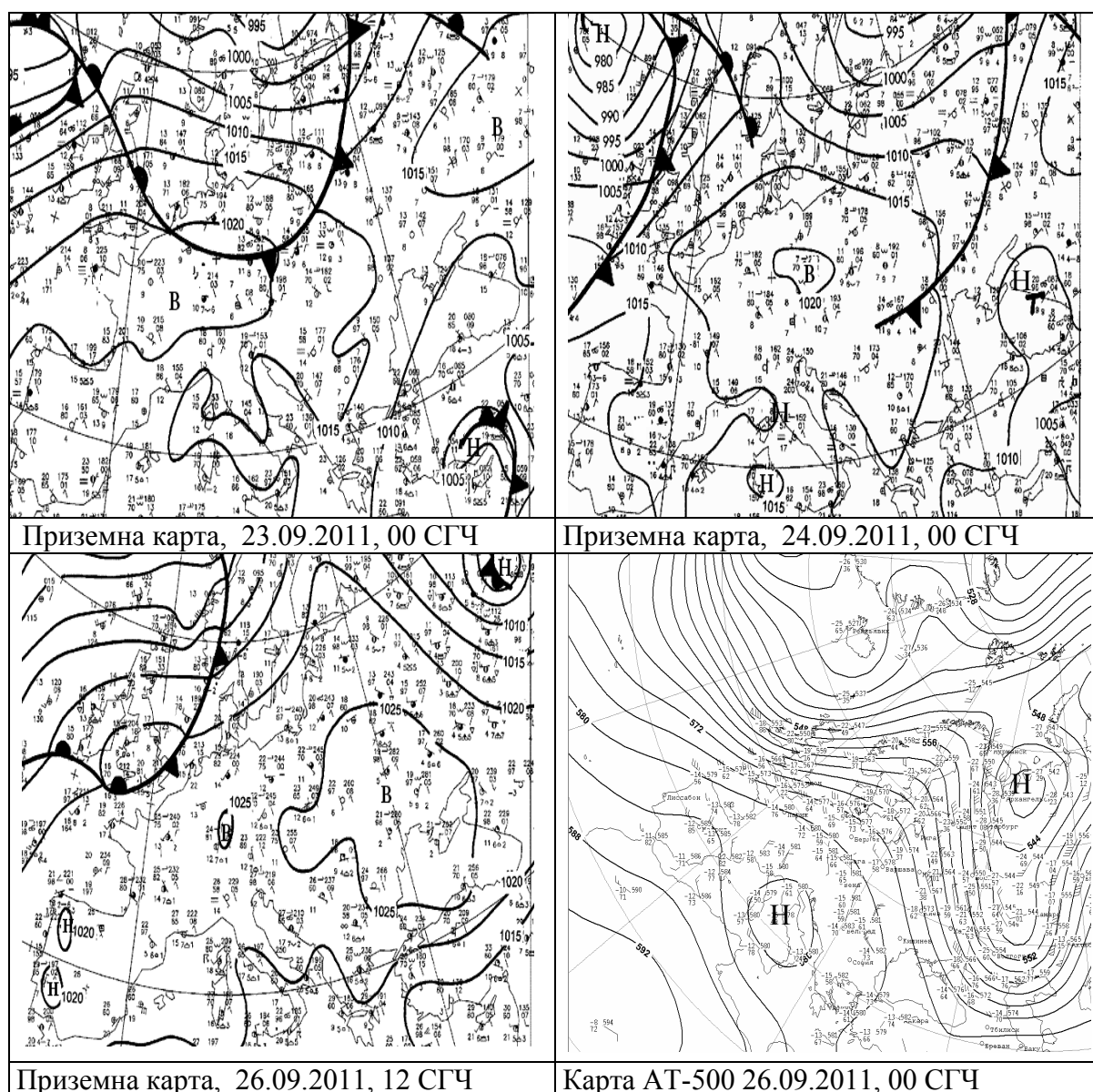


Рисунок 4.17 – Утворення і переміщення західного антициклону

4.5.2 Північно-західні антициклони

Більшість антициклонів цього типу утворюється над Скандинавією, а потім переміщується на південний схід зі швидкістю 30-50 км·год⁻¹. Синоптичні процеси, що передують такому руху, – це циклонічна діяльність над заходом Казахстану і північним сходом ЄТР.

Термобаричні умови в середній тропосфері при виникненні північно-західних антициклонів характеризуються чітко вираженою меридіональністю. При здійсненні північно-західного процесу антициклогенезу основними елементами висотного термобаричного поля є наявність високого теплового антициклону або квазімеридіонально орієнтованого гребеня над Західною Європою і холодної висотної улоговини, спрямованої з Баренцового моря на Балкани. ВФЗ при такому розташуванні висотних центрів спрямована зі Скандинавії на південь Східної Європи. Приземні антициклонічні центри утворюються на вході ВФЗ, на крайньому північному заході висотного гребеня.

На рис. 4.18 наведено приклад утворення і переміщення на райони Східної Європи північно-західного антициклону наприкінці жовтня 2009 р. Антициклон утворився в холодній повітряній масі, яка надходила в тил глибокого циклону над північно-східними районами ЄТР. Формування антициклону відбувалося під впливом інтенсивної ВФЗ, спрямованої зі Скандинавського півострова на територію України. Посиленню антициклону сприяв активний динамічний чинник – виражена розбіжність ізогіпс за потоком при антициклонічній кривизні.

В процесі заповнення циклону на сході та вторгнення на південь холодної повітряної маси, північно-західний антициклон поширювався на центр Східної Європи, де він знаходився до процесу регенерації протягом двох діб. Поширення антициклону призвело до зниження температури по всій території України до від’ємних значень.

Для північно-західних антициклонів характерний слабкий розвиток по вертикалі. Баричні утворення, сформовані в холодному арктичному повітрі, швидко зміщуються на південь, збільшуючись за площею. Максимальний тиск в центрі становить в середньому 1030-1045 гПа.

Цей тип антициклонів найчастіше виникає в перехідні періоди – лютий-березень і вересень-грудень, мінімум повторюваності спостерігається літом. Переміщення північно-західного антициклону на територію України звичайно зумовлює зниження температури повітря, що в перехідні сезони супроводжується заморозками на ґрунті та в повітрі. Активне вторгнення холодного повітря в передній частині антициклону, який швидко зміщується, може призводити до посилення вітру по всій території України, спричиняючи у південних районах при сухому стані ґрунту нетривалі пилові бурі, за наявності снігового покриву – поземки.

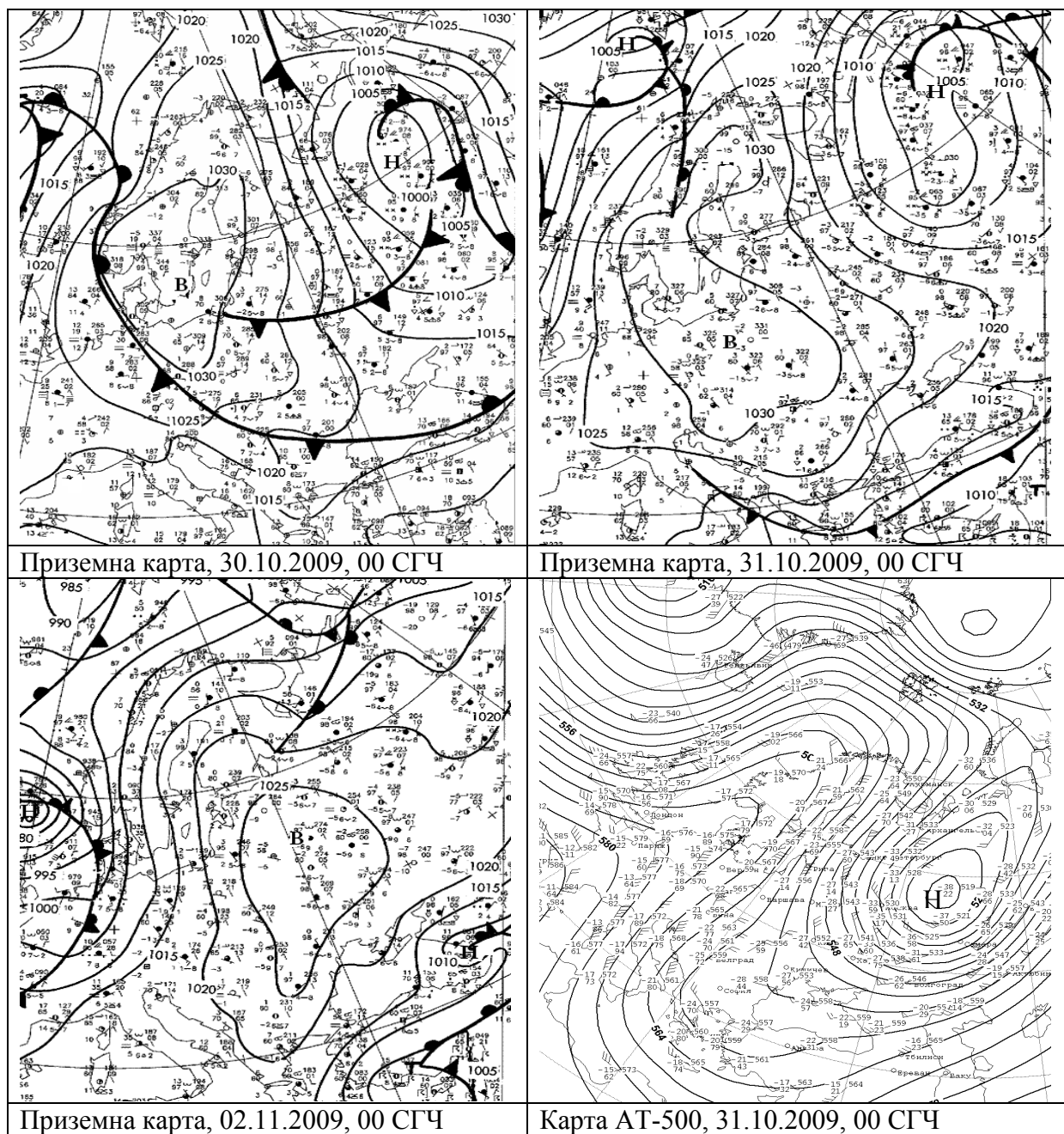


Рисунок 4.18 – Еволюція північно-західного антициклону

4.5.3 Ультраполярні антициклони

Згідно із загальним визначенням, до ультраполярних відносять синоптичні процеси, які виникають при фоновому переносі повітря зі східною (ультраполярною) складовою. Оскільки виникнення такого характеру перенесення в атмосфері не є звичайним при загальному

західно-східному потоці, то повторюваність таких явищ досить мала і проявляється аномаліями в полях майже всіх метеорологічних величин.

За класифікацією Борисової Л.Г. [6], всі ультраполярні траєкторії антициклонів для Східної Європи поділяють на дві групи за районом формування і напрямком переміщення: північна і східна.

До північної групи відносять три типи траєкторій антициклонів:

I – з Баренцового моря на центральні райони Східної Європи;

II – з Карського моря на східну половину ЄТР;

III – з Таймирського півострова або низов'їв Обі на схід ЄТР.

До східної групи відносять два типи траєкторій антициклонів:

IV – з районів Обської губи на північ ЄТР;

V – з районів південного Уралу на верхню течію Дніпра.

Загальною особливістю ультраполярних процесів всіх типів траєкторій є те, що вони розвиваються при яскраво вираженому меридіональному типі циркуляції у всій тропосфері. Антициклони північної групи звичайно являють собою низькі та рухомі, холодні баричні утворення, для східної групи характерні розвинені по висоті антициклони.

Близько 70% антициклонічних утворень, що зміщуються за ультраполярними траєкторіями, надходять до Східної Європи вже сформованими антициклонами. Ультраполярні процеси північної групи можуть спостерігатися протягом всього року, процеси східної групи виявляються тільки у холодне півріччя.

Антициклони північної групи утворюються біля вершини потужного висотного гребеня, спрямованого через Центральну Європу на Кольський півострів і часто пов'язаного з субтропічним антициклоном над північною Африки. На захід і схід від гребеня спостерігається активна циклонічна діяльність у всій нижній половині тропосфери. На заході відмічається зміщення циклонів з Гренландського моря на Західну Європу. На сході циклонічна діяльність розвинена над Західним Сибіром і підтримується циклонами, які рухаються з Карського моря. Висотна улоговина має північно-західний напрям – з районів Таймиру на схід України. При такому розташуванні висотних баричних центрів ВФЗ має ультраполярну спрямованість. Накопичення арктичного повітря відбувається в низькому антициклоні над Баренцовим або Карським морем, який за сприятливих умов зміщується вздовж ВФЗ з північною складовою, значно поширюючись за площею і по вертикалі (рис. 4.19).

Ультраполярне вторгнення супроводжується різким зниженням температури і сильними шквалистими вітрами. На крайньому заході України, в Закарпатті відмічається тепла погода з мрякою, в Карпатах спостерігаються ожеледні явища. Для півдня України характерні тривалі хуртовини, що виникають в зоні підвищених градієнтів температури і тиску, яка розділяє холодний континентальний гребінь і область зниженого тиску над Чорним морем.

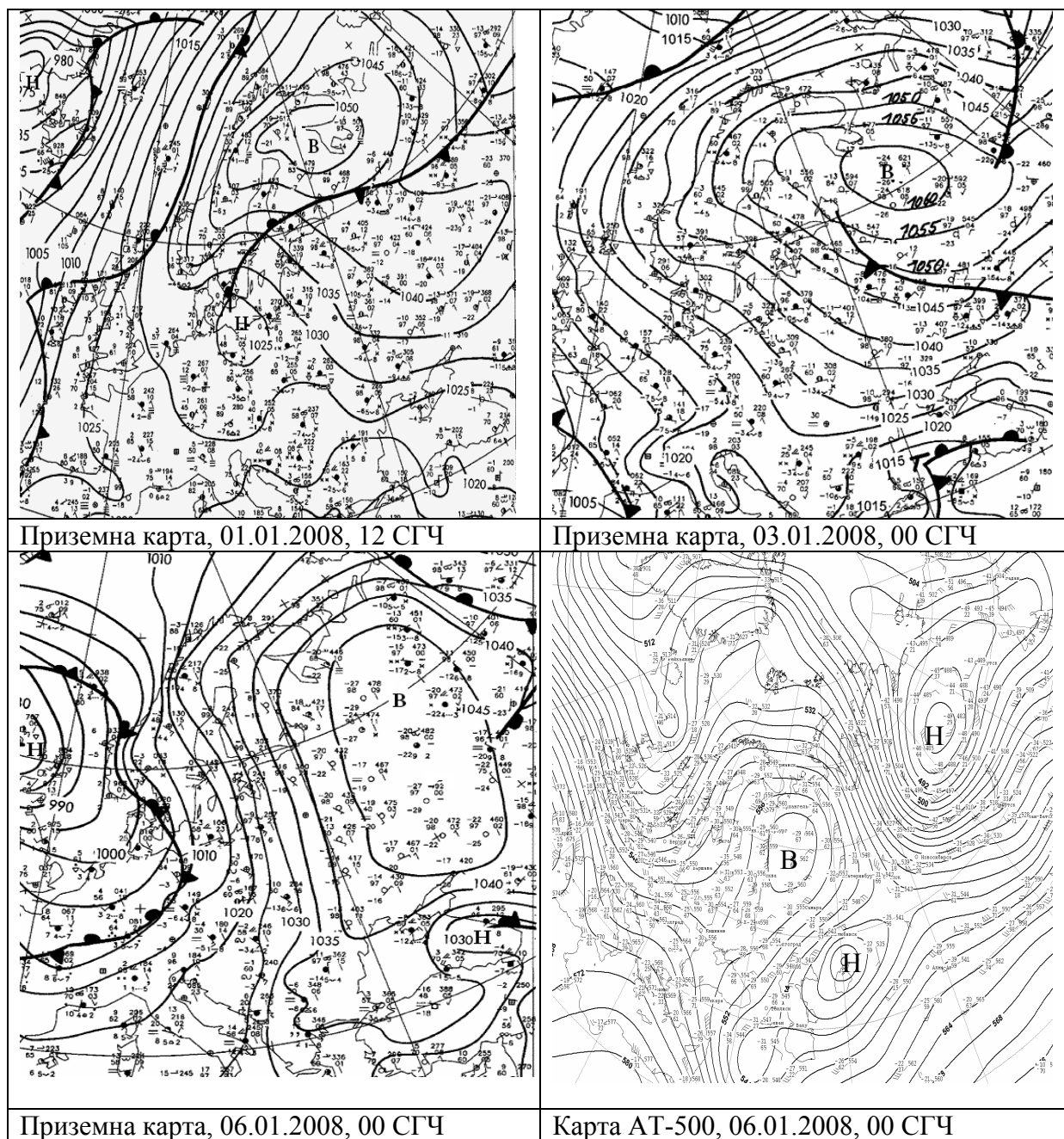


Рисунок 4.19 – Ультраполярний процес північної групи

Ультраполярні вторгнення звичайно спричиняють сильні і тривалі шторми на Чорному і Азовському морях. При низьких від'ємних температурах над акваторією морів виникають інтенсивні тумани випаровування.

Процеси східної групи відрізняються формуванням потужного висотного, теплового антициклону на півночі Європи, внаслідок чого на його південній або південно-східній периферії утворюється ВФЗ східно-західного напрямку, під якою формуються та переміщуються приземні антициклонічні центри (рис. 4.20).

IV тип є найбільш рідким з усіх ультраполярних процесів (10% випадків), однак зумовлює найсильніші холоди практично на всій території Східної Європи. В Україні від'ємні аномалії температури при вторгненні холодного повітря досягають 13-16 °С. Висотне термобаричне поле характеризується потужним теплим антициклоном на півночі Європейського континенту, який звичайно пов'язаний з висотним субтропічним антициклоном. На схід від нього розташована глибока холодна улоговина, спрямована на південну половину Східної Європи або Балканський півострів.

ВФЗ орієнтована з північного сходу на південний захід або навіть зі сходу на захід по східній периферії висотного антициклону. В області входу ВФЗ відмічається інтенсивна адвекція холоду. Антициклон, що утворився біля землі під входом ВФЗ, швидко стає високим баричним утворенням з великим нахилом вертикальної осі і починає рухатися в західному напрямку.

При цьому типі ультраполярного вторгнення також відмічаються сильні шторми на акваторіях Чорного та Азовського морів, в південних районах України – хуртовини і ожеледі.

Процеси V типу складають третину всіх випадків ультраполярних вторгнень. Антициклони цього типу відрізняються невеликою швидкістю переміщення – в середньому $17 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$, оскільки зазвичай відбувається рух зі сходу на захід високих антициклонів з квазівертикальною віссю.

Термобаричне поле характеризується наявністю висотного гребеня над районами Уралу, орієнтованого з Малої Азії на північ. Глибока улоговина поширюється зі Скандинавії на захід Середземного моря, інша улоговина орієнтована із Західного Сибіру на Каспійське море. В північних районах Європи переважає зональне перенесення повітряних мас. Антициклон утворюється під входом ВФЗ, де він залишається низьким баричним утворенням до початку свого ультраполярного зміщення. У цей період відбувається його регенерація і розвиток по висоті. Далі антициклон часто поширюється в західному напрямку через Центральну Європу і об'єднується у приземному шарі з відрогом азорського антициклону.

Антициклогенез над Східною Європою одночасно супроводжується слабкою циклонічною активністю в районі Середземномор'я. При подальшому поширенні висотної холодної улоговини на південний захід і одночасному зміщенні ультраполярного антициклону на захід, холодне повітря проникає в райони Середземного моря, що призводить до посилення циклонічної діяльності.

Циклони за південними траєкторіями переміщуються на райони Балкан, Малої Азії і Чорного моря, де стаціонують, зумовлюючи посилення градієнтів температури і тиску в перехідній зоні, тобто загострення стаціонарного фронту, розташованого вздовж північного

узбережжя Чорного моря. Цей процес на фоні низьких від'ємних температур супроводжується тривалими хуртовинами і штормовим посиленням вітру в південних і східних областях України.

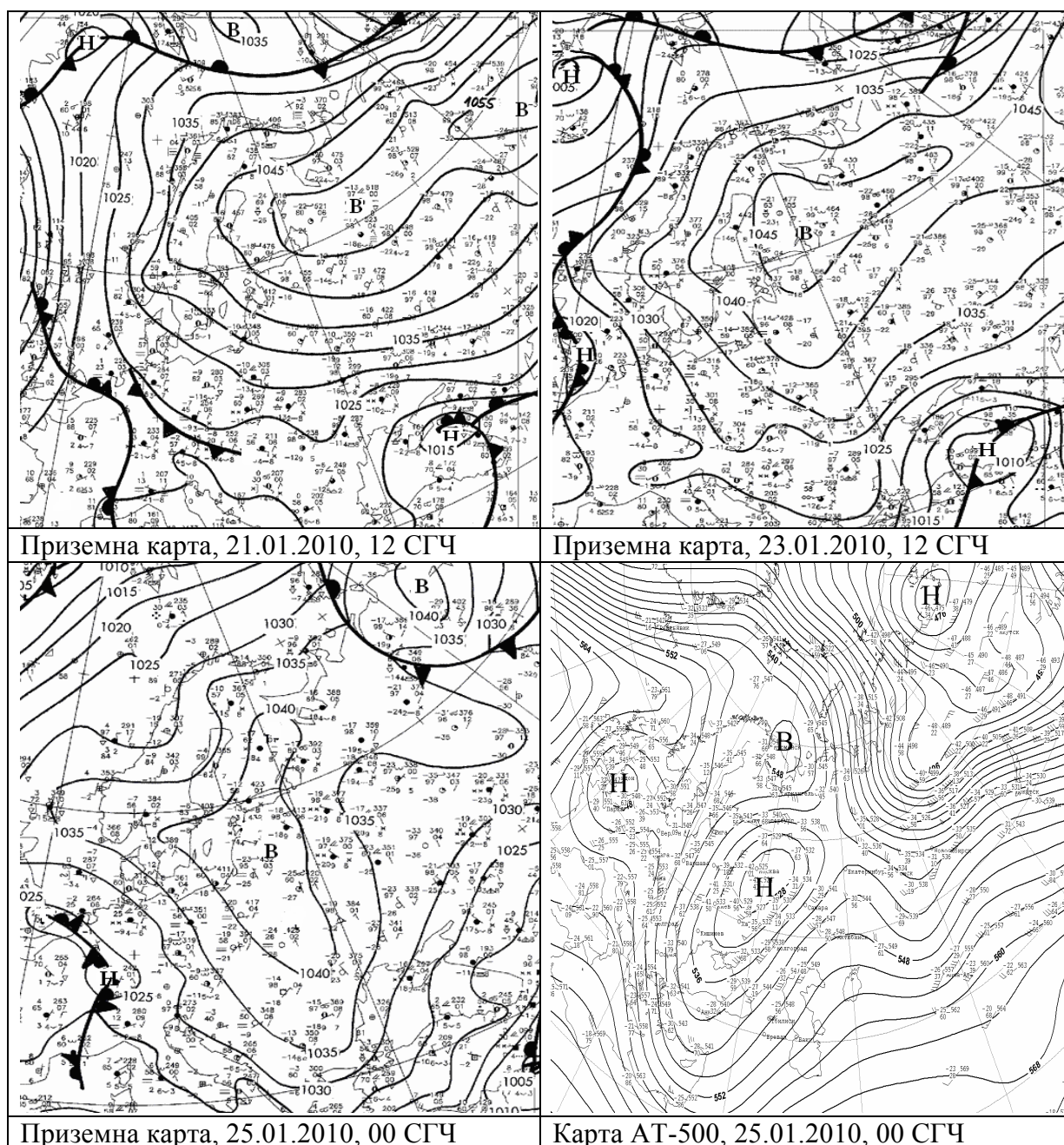


Рисунок 4.20 – Ультраполярний процес східної групи

При здійсненні процесу V типу похолодання настає повільніше, ніж в інших типах ультраполярних процесів. На початку періоду в західних і центральних районах Східної Європи переважає тепла, похмура погода з мрякою і туманами. У подальшому спостерігається істотне зниження температури, яке супроводжується посиленням східних і південно-східних

вітрів. Відмічається ожеледь, а потім і хуртовини. Особливо сильні вітри спостерігаються на півдні Східної Європи і в акваторіях морів, де виникають сильні шторми.

4.5.4 Південні антициклони та південно-східний процес

Дослідження характеру синоптичних процесів над територією Європи та України, зокрема, показало, що в усі сезони року відмічається поява нових антициклонів з яскраво вираженою південною складовою, які утворюються на півдні Європи, над районами Середземного моря і переміщуються на територію України [12].

Південні антициклони формуються у відносно теплому повітрі помірних широт, тому переміщення такого антициклону взимку зумовлює значне підвищення температури повітря – на всій території України звичайно встановлюються додатні значення як вдень, так і вночі. Якщо процес відбувається вперше після тривалої холодної погоди на території Східної Європи, то переміщення антициклону на північ супроводжується активною трансформацією теплої повітряної маси і загостренням перехідної зони між двома типами повітряних мас, внаслідок чого на території України спостерігаються опади, місцями сильні. При повторних процесах опади відмічаються незначні, а фон температури залишається підвищеним тривалий період часу, що визначає теплі та малосніжні зими в Україні.

Переміщення південного циклону в теплий період року призводить до формування спекотної й посушливої погоди майже на всій території України. Процес триває звичайно 2-4 доби і часто завершується швидким переміщенням антициклону з північного-заходу (або півночі), яке супроводжується опадами і штормовими вітрами на холодному фронті перед ним. Відбувається різка зміна температурного фону: з 32-35 °С до 22-24 °С вдень, та з 20-22 °С до 8-15 °С вночі.

На рис. 4.21 наведено приклад переміщення південного антициклону в теплий період року з басейну Середземного моря на Чорне море і південь України. Перебування антициклону в межах України тривало протягом двох діб, після чого процес завершився перебудовою баричного поля з проходженням активного холодного фронту і поширенням гребеня антициклону із заходу.

Південно-східні антициклонічні процеси пов'язані з поширенням на територію України баричних гребенів стаціонарних антициклонів. Всі типи антициклонів, які переміщуються на райони Східної Європи, мають тенденцію стаціонувати над південним сходом ЄТР.

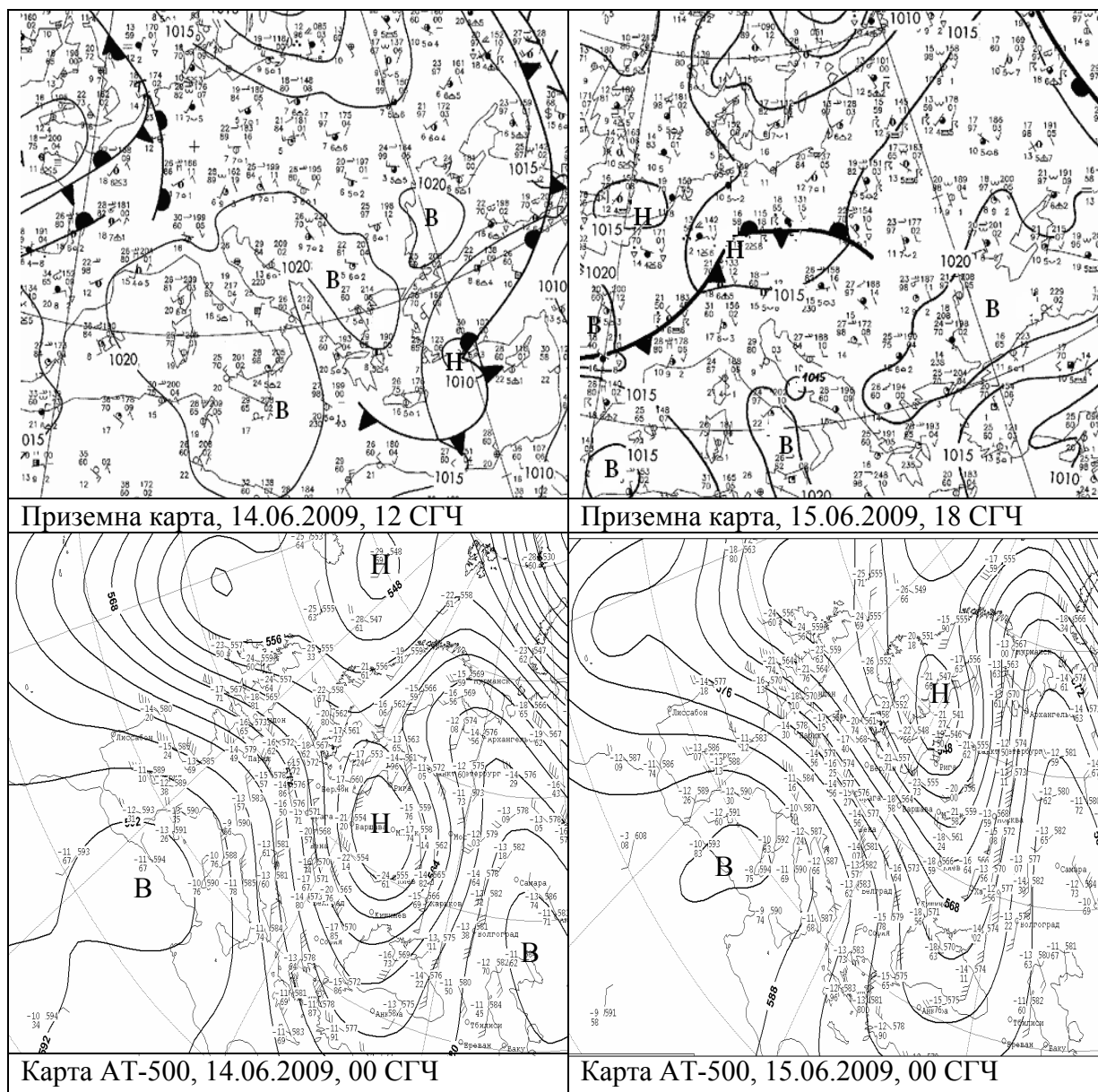


Рисунок 4.21 – Процес переміщення південного антициклону

Внаслідок цього процесу виступ з південного сходу посилюється над Україною і зберігається в середньому 6-8 днів. Стаціонавання антициклонів відбувається як в теплу, так і в холодну половину року. В літній період на південній периферії гребеня відмічається великий добовий хід температури і вітру, спостерігаються суховії і пилові бурі, взимку – хуртовини, снігопади, ожеледі. В холодне півріччя процес стаціонавання супроводжується посиленням циклонічної діяльності над Чорним морем за рахунок середземноморських циклонів або місцевого циклогенезу в східній частині Чорного моря.

На рис. 4.22 наведений приклад антициклону, який сформувався над північчю Скандинавії 1 січня 2008 р. і впродовж 10 діб повільно рухався на південний схід, поширюючись за площею. Антициклон набув

максимального розвитку 3 січня (див. рис. 4.19), коли тиск у центрі перевищив 1060 гПа, та охопив майже всю Європу, за винятком південно-західних районів. Над Чорним морем в цей період спостерігалось загострення чорноморської депресії.

Поступово послаблюючись, антициклон досяг районів Нижнього Поволжя, де стаціонував ще впродовж кількох днів, при цьому весь час його гребінь був спрямований на територію України, що забезпечувало морозну, без суттєвих опадів погоду з серпанками і туманами в західних областях майже весь період. Над Чорним морем циклонічна циркуляція була виражена неглибокою улоговиною на фоні високого тиску.

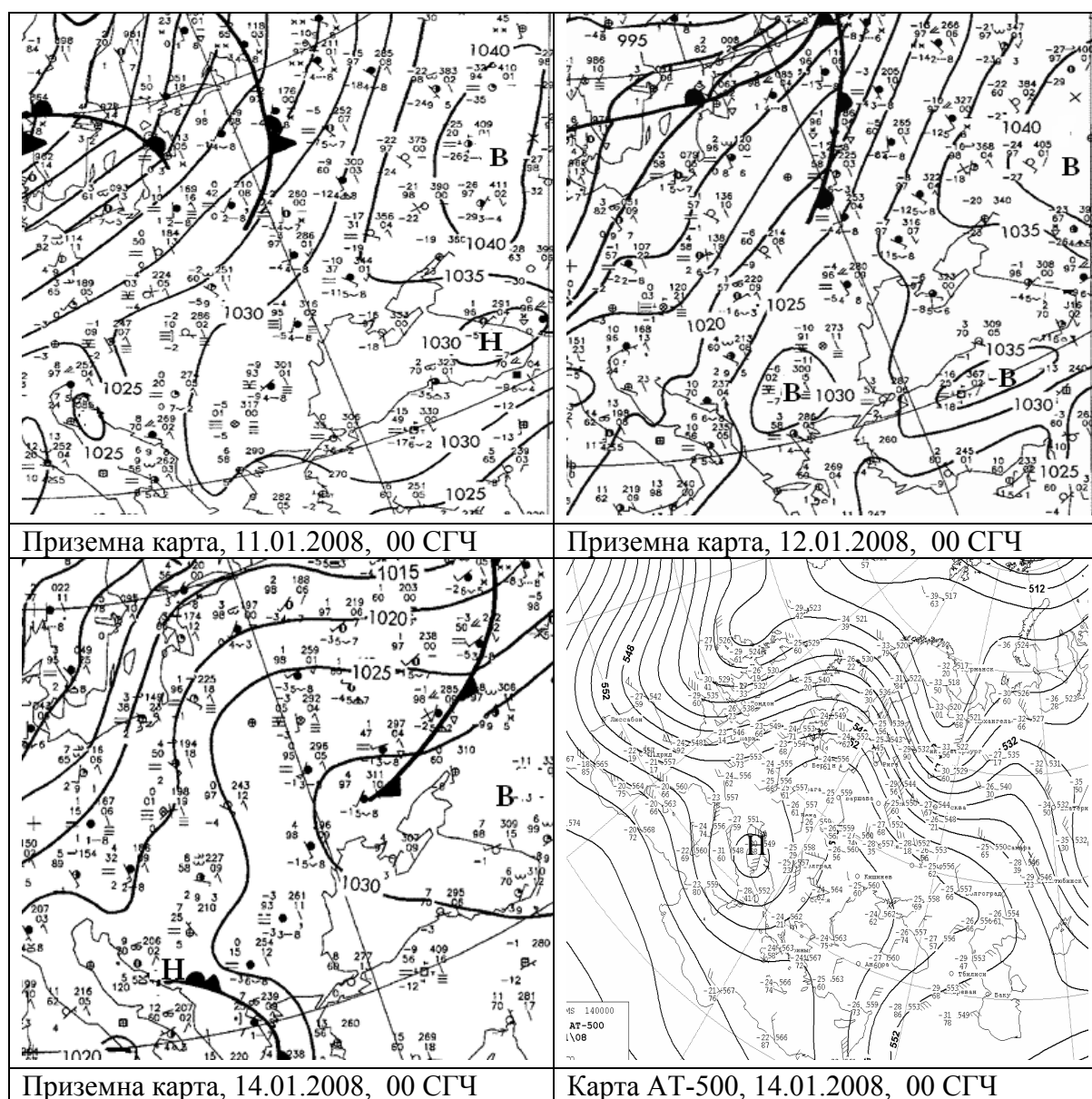


Рисунок 4.22 – Процес стаціонування антициклону в районах Нижнього Поволжя з розповсюдженням гребня зі сходу на територію України

В холодний період року на території України може спостерігатися процес поширення та стаціонарування гребеня зі сходу, пов'язаного з сибірським антициклоном [9]. Процес триває від 6 до 27 діб і супроводжується суттєвим зниженням температури повітря майже на всій території країни. Внаслідок стаціонарного процесу поширення виступу відбувається повільно, а межа поділу між холодним, континентальним повітрям і відносно теплим повітрям помірних широт проходить квазімеридіонально через територію України (рис. 4.23, а.). Загострення стаціонарного фронту веде до посилення вітру південного напрямку, утворення ожеледних явищ і тривалих опадів в зоні фронту, сильних туманів в західній Україні. В деяких випадках атмосферні фронти стають стаціонарними, або навіть *ретроградними*, тобто такими, що починають рухатися в зворотному напрямку через різке посилення процесу антициклогенезу над континентом (рис. 4.23, б).

4.5.5 Місцеві антициклони

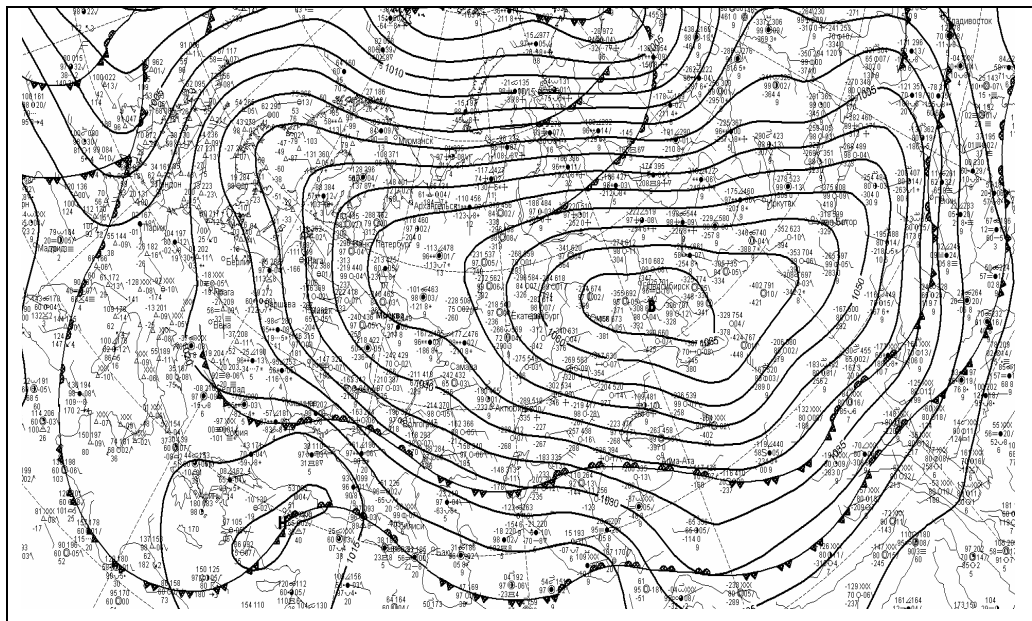
Значне місце за повторюваністю в річному ході на території України мають місцеві антициклони – 17% всіх випадків [8]. Це низькі баричні утворення, що простежуються, звичайно, тільки на приземних картах у вигляді замкненого центру з тиском у середньому 1025 гПа.

Період існування місцевих антициклонів становить 1-3 доби. В їх існуванні добре виражений добовий хід, який відображує термічний фактор походження. Більше ніж 70% всіх місцевих антициклонів існують протягом однієї доби, при цьому проявляючись переважно в нічні години внаслідок радіаційного охолодження приземного шару повітря (рис. 4.24).

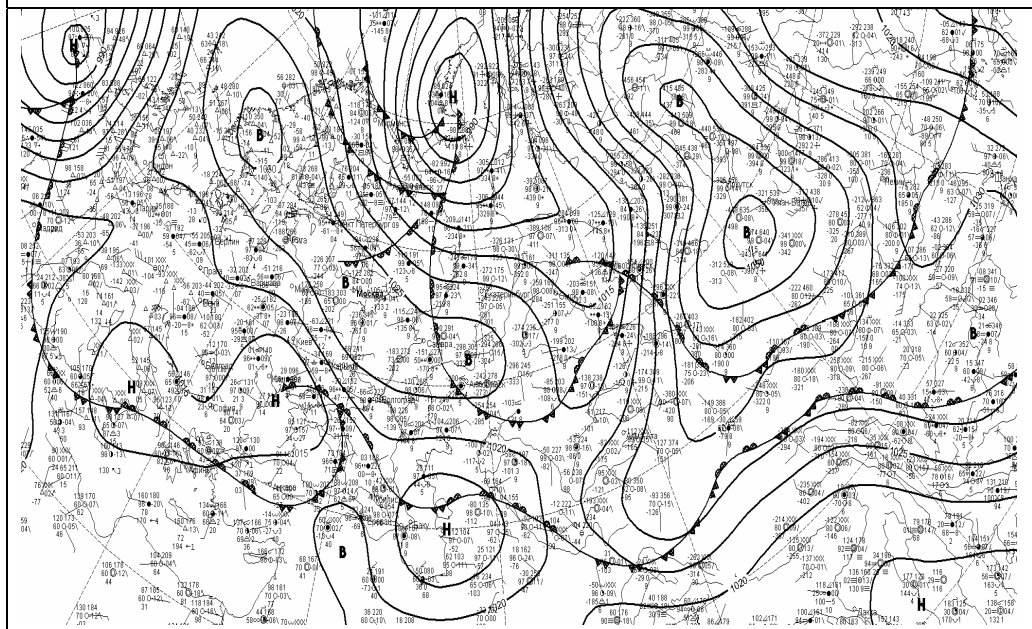
Іншим чинником виникнення місцевих антициклонів, який, зазвичай, діє одночасно з термічним, є вплив орографії.

У першому випадку на процес утворення антициклону впливають Понтійські гори і Кавказ, у другому випадку антициклогенез зумовлений впливом Карпат. За сприятливих умов в літній період може спостерігатися розвиток гребеня з південного сходу в районі Донецької височини, а також формування поля підвищеного тиску над центральними районами України.

Орографічний антициклогенез відбувається внаслідок накопичення повітряних мас на навітряних схилах, при цьому повинні існувати сприятливі для антициклогенезу загально-циркуляційні умови, тобто тилова частина висотної улоговини і потужна адвекція холоду. Інтенсивний антициклогенез спостерігається при кутах вітру в потоці, який набігає на орографічну перешкоду, близьких до прямого. У деяких випадках антициклони, що виникли на території України, зміщуються за її межі з невеликою швидкістю до 15-30 км·год⁻¹.



а) Приземна карта, 20.01.2010, 00 СГЧ



б) Приземна карта, 12.01.2010, 00 СГЧ

Рисунок 4.23 – Приземні баричні поля та положення атмосферних фронтів при поширенні антициклону або гребеня із сходу

Представлений на рис. 4.24 випадок місцевого антициклону термічного походження в районі Карпат в тепле піввірччя демонструє, що для виникнення антициклону в нічні та передранкові години в малоградієнтному полі підвищеного тиску сприятливим чинником також виступає західне перенесення повітря в нижньому шарі тропосфери, спрямоване майже під прямим кутом до Карпатського хребта, що спричиняє накопичення повітряних мас в передгір'ї.

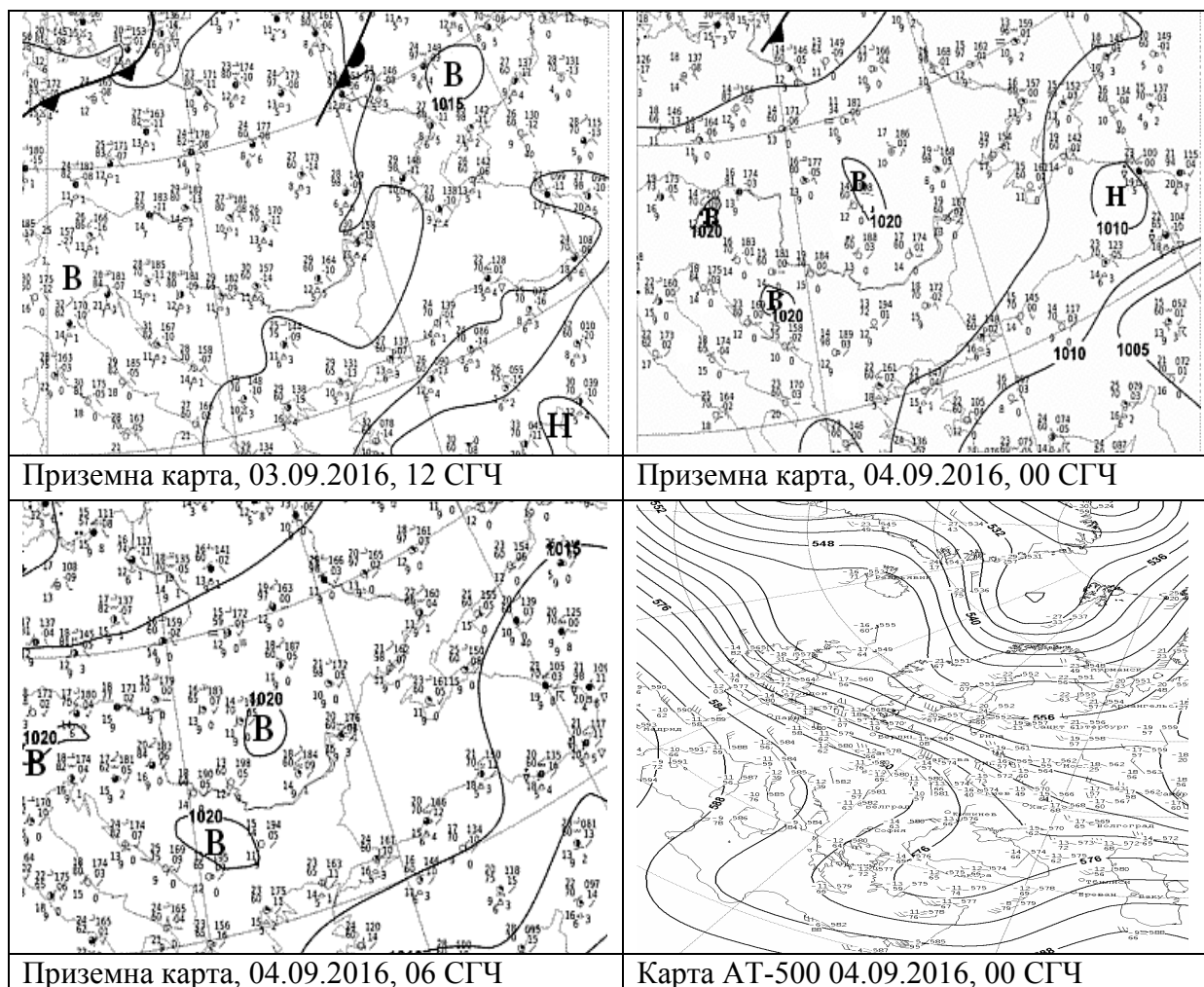


Рисунок 4.24 – Розвиток місцевого антициклону в районі Карпат

Питання для самоперевірки

1. Надайте загальну характеристику циркуляції атмосфери і типів баричних полів, що спостерігаються протягом року над Східною Європою і територією України.
2. Які траєкторії циклонів відносяться до західних? В яких географічних районах утворюються західні цикли Європи?
3. Які основні риси має термобаричне поле, сприятливе для виникнення західних циклонів?
4. Які погодні умови і явища, в тому числі й стихійно небезпечні, притаманні західним циклонам?
5. Які траєкторії циклонів відносяться до південних? В яких географічних районах утворюються південні цикли, що виходять на територію України?
6. Які основні риси має термобаричне поле, сприятливе для виникнення південних циклонів? В який період року їх повторюваність вища і чому?

7. Які погодні умови і явища, в тому числі й стихійно небезпечні, притаманні південним циклонам?
8. Які траєкторії циклонів відносяться до пірнаючих? Які типи пірнаючих циклонів виділяють відповідно до географічних районів їх утворення і характеру траєкторії переміщення?
9. Які основні риси має термобаричне поле, сприятливе для виникнення пірнаючих циклонів? В який період року їх повторюваність вище і чому?
10. Які погодні умови і явища, в тому числі й стихійно небезпечні, притаманні пірнаючим циклонам?
11. Надайте загальну характеристику і сезонні особливості антициклонічної діяльності над Східною Європою та Україною.
12. Які траєкторії антициклонів відносяться до західних? В яких географічних районах утворюються західні антициклони?
13. Які основні риси має термобаричне поле, сприятливе для виникнення західних антициклонів?
14. Які погодні умови притаманні західним антициклонам?
15. Які траєкторії антициклонів відносяться до північно-західних? В яких географічних регіонах вони утворюються?
16. Які основні риси має термобаричне поле, сприятливе до виникнення і переміщення на територію України північно-західних антициклонів?
17. Які синоптичні процеси передують утворенню північно-західних антициклонів? В який період року їх повторюваність вища?
18. Які погодні умови і явища, в тому числі й стихійно небезпечні, притаманні північно-західним антициклонам?
19. Які траєкторії антициклонів відносяться до ультраполярних? В яких географічних регіонах вони утворюються і в який період року?
20. Які основні риси має термобаричне поле, сприятливе для виникнення і переміщення на територію Східної Європи ультраполярних антициклонів?
21. Які погодні умови і явища, в тому числі й стихійно небезпечні, притаманні ультраполярним антициклонам?
22. В яких географічних районах утворюються антициклони з південною складовою переміщення і які погодні умови їх звичайно супроводжують?
23. З якими синоптичними процесами пов'язано розповсюдження гребенів на територію України зі сходу або південного сходу? Які погодні умови супроводжують такі ситуації?
24. За яких загально-синоптичних умов і в який місцевості виникають найбільш сприятливі умови для формування місцевих антициклонів, в тому числі й на території України?

Розділ 5. СТАЦІОНАРНІ І БЛОКУЮЧІ ПРОЦЕСИ В АТМОСФЕРІ ТА ПОВ'ЯЗАНІ З НИМИ АНОМАЛЬНІ ПОГОДНІ ЯВИЩА

За загальним визначенням, стаціонарними (або квазістаціонарними) називають баричні утворення, які переміщуються з малою швидкістю (до $5 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$) і тривало існують в певному географічному районі [4].

Висотні циклони утворюються в верхніх шарах тропосфери і можуть бути пов'язані, як з приземним циклогенезом (центральної циклони), так і з антициклогенезом (у системі блокуючих антициклонів).

Стаціонарні циклони та антициклони значно впливають на загальну циркуляцію атмосфери, утворюючи збурення в західно-східному перенесенні повітря. В особливо розвинутих випадках стаціонарне баричне утворення може стати блокуючим, що проявляється у повному порушенні зонального потоку над великими районами.

Малорухливі баричні утворення в атмосфері зумовлюють стійкий характер погоди на значних територіях і в тривалих періодах часу; стаціонування нерідко призводить до формування несприятливих або стихійних і небезпечних гідрометеорологічних явищ, таких як сильна спека, сильний мороз, посухи, повені, лісові пожежі, інтенсивні хуртовини, ожеледі тощо.

5.1 Центральні циклони

Якщо стаціонарний циклон є масштабним, глибоким і високим вже на початку свого стаціонування, то його називають „центральною циклоном” [2, 9]. Більшість стаціонарних циклонів є центральними.

Центральний циклон виникає в результаті об'єднання циклонів двох серій: поточної та попередньої. Оклюдовані, а іноді і молоді циклони серії, які зміщуються вздовж фронту на північний схід, поступово уповільнюють свій рух і входять до області центрального циклону, утворюючи з ним єдину баричну депресію і, тим самим, підтримуючи його існування. Із припиненням серії центральний циклон, як правило, зникає, але нова серія циклонів може відродити центральний циклон, тобто відбувається процес його регенерації.

Процес виникнення центральних циклонів розглядають як поступовий розвиток нестійкої циклонічної хвилі, яка проходить усі стадії розвитку циклону. Але тільки невелика кількість циклонів перетворюється на центральний циклон. Для такого перетворення необхідне виконання, принаймні, двох основних умов:

- циркуляційні процеси в області деформаційного поля повинні сприяти ізоляції циклону від надходження до його системи свіжих, холодних повітряних мас;
- циклон повинен інтенсивно поглиблюватися, в основному, завдяки додатній адвекції вихору швидкості.

Центральні циклони зароджуються в області дельти висотної фронтальної зони (рис. 5.1) [1, 2]. Розвиток починається з моменту активного циклогенезу і посилення деформації фронтальної зони. Структура поля вихору швидкості і термічна адвекція сприяють появі під дельтою ВФЗ осередку падіння тиску і циклону, одночасно під входом ВФЗ в осередку зростання тиску формується гребінь або антициклон (рис.5.1 а, б). Вирішальним моментом в утворенні центрального циклону є розвиток попереду дельти ВФЗ висотного гребеня (рис. 5.1, в). Поява двох гребенів зумовлює двосторонню адвекцію тепла на захід і схід від циклону. Такий процес призводить до ізолювання молодого циклону від надходження до нього свіжого, холодного повітря. При інтенсивному поглибленні та швидкому розвитку за площею ізолюваний циклон стає високим і холодним баричним утворенням з квазівертикальною віссю.

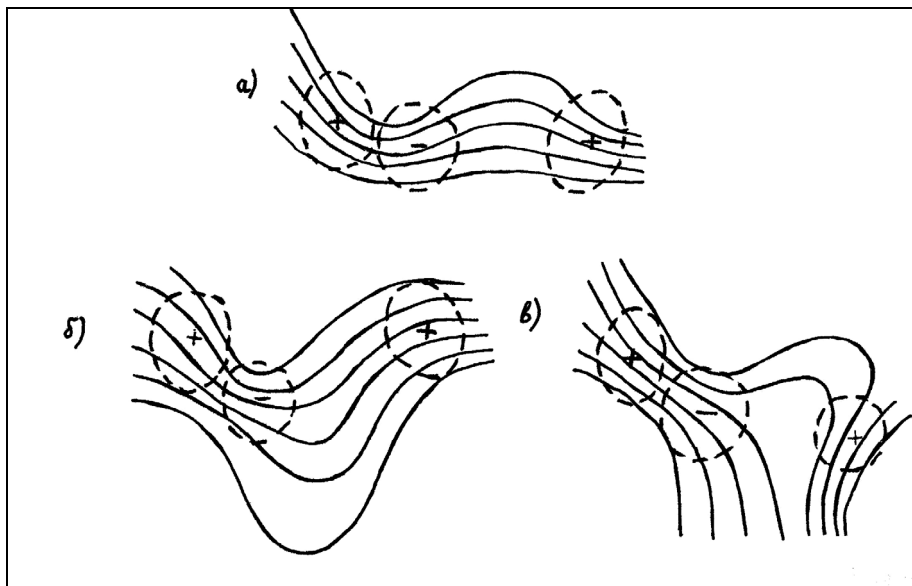


Рисунок 5.1 – Структура ВФЗ при утворенні центрального циклону (позначені зони зростання „+” та падіння „-” тиску)

В Атлантиці центральні циклони найчастіше формуються в холодне півріччя і розташовуються в північно-східній частині океану, між Гренландією та Європою, в районі Ісландії. Над континентом Європи центральні циклони утворюються влітку, в основному над Східною Європою (рис. 5.2).

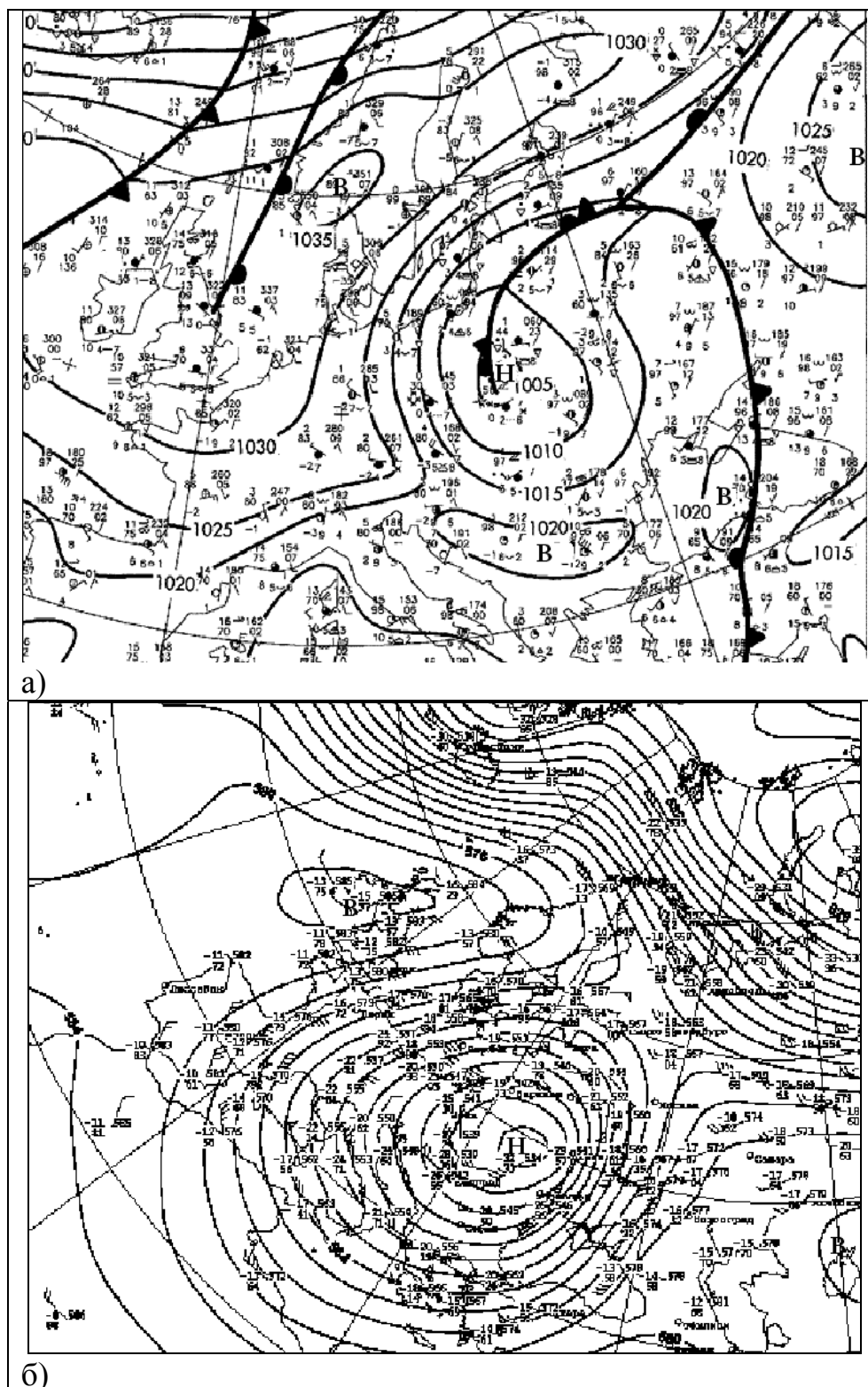


Рисунок 5.2 – Приземна карта (а) і карта АТ-500 (б) за 15.10.2009 р., 00 СГЧ. Приклад формування центрального циклону з активними фронтами на периферії. Висотний циклон ізольований двома гребенями від арктичної ВФЗ на півночі. Зональне перенесення порушене циклоном над всією Європою

В середньому, за десятиріччя над Європейським континентом і прилеглими акваторіями Атлантичного океану і Середземного моря виникає понад 100 центральних циклонів.

Біля поверхні землі центральний циклон заповнюється протягом 2-3 діб, причому в його центрі тиск зростає звичайно на 4-5 гПа за добу, але в середній та верхній тропосфері циклонічний вихор може зберігатися протягом тижня.

В області фронтальної зони, головним чином на південній і східній периферії центрального циклону, в результаті термічної адвекції і адвекції додатного вихору швидкості складаються сприятливі умови для утворення в нижній тропосфері невисоких самостійних циклонів. Вони рухаються у напрямку основного потоку на висотах проти годинникової стрілки, інколи на значні відстані. В більшості випадків ці циклони проникають в систему центрального циклону, сприяючи його поглибленню біля поверхні землі.

В нижніх шарах центральний циклон заповнений полярним повітрям, а фронт помірних широт проходить по його південній периферії. В північній частині циклону може знаходитися також арктичне повітря внаслідок переміщення арктичного фронту, іноді з хвильовими збуреннями, в область центрального циклону. Цей процес може стати додатковим фактором поглиблення центрального циклону. За наявності в центральному циклоні арктичного фронту в ньому може сформуватися великий теплий сектор, заповнений полярним повітрям. Але центральний циклон у цьому випадку буде відрізнятися від молодого збурення своїми розмірами, глибиною та вертикальною потужністю.

Основною причиною заповнення центрального циклону біля поверхні землі є конвергенція повітряних мас в шарі тертя, яка поширюється у вище розташовані шари. У вільній тропосфері до заповнення призводить поступовий прогрів холодного повітря в області циклону.

В області центрального циклону протягом усього періоду його розвитку зберігається похмура з опадами погода. Помірні та сильні опади випадають у перші 2-3 доби, слабкі опади – наприкінці розвитку. Спочатку опади припиняються у північно-західній частині циклону. В літні місяці розвивається грозова діяльність, яка є особливо активною в південній і південно-східній частині циклону. На периферіях циклону на початку його формування часто спостерігаються сильні вітри, які поступово слабшають із заповненням циклону біля поверхні землі. Взимку при значних вітрах виникають хуртовини тривалістю від 1 до 3 діб. В області центрального циклону спостерігається невеликий добовий хід температури повітря біля поверхні землі: влітку коливання температури складають 3-6 °С, взимку добовий хід майже відсутній.

5.2 Висотні циклони

В деяких процесах циклогенезу відмічаються випадки, коли циклонічний вихор розвивається на висотах, тоді як біля поверхні землі немає ознак звичайного циклону. Це, так звані, верхні або висотні циклони. З висотними циклонами часто пов'язані небезпечні явища погоди (інтенсивні та тривалі опади, зливи, повені, селі), які через складну еволюцію баричного утворення не завжди можуть бути вчасно завбачені.

Усі висотні циклони можна поділити на дві основні групи [2]. До першої групи відносять, так звані, „справжні” висотні циклони. Вони виникають, розвиваються і заповнюються в середній і верхній тропосфері. За весь час їх існування біля землі їм відповідає антициклонічне поле або малоградієнтне поле зниженого тиску без замкнутої циклонічної циркуляції.

Другу групу складають висотні циклони, які в процесі свого розвитку пов'язані з приземним циклонічним полем. Це або циклони, що виникають з високих при заповненні їх приземної частини, або циклони в середній (верхній) тропосфері, циклонічна циркуляція яких в процесі еволюції поширилася до землі. До цієї групи також належать і центральні циклони. Дослідження еволюції висотних циклонів над територією Європи показало [20], що в 68% випадків висотні циклони виникають в середній і верхній тропосфері, і в 43% з них циклонічна циркуляція поширюється до землі. У 32% всіх випадків висотні циклони утворюються з високих.

Процес еволюції висотного циклону поділяється на три стадії: перша – виникнення і розвиток, друга – максимальний розвиток, третя – заповнення, згасання циклонічної циркуляції [2, 9, 20].

Ймовірність формування замкнутого циклонічного центру всередині висотної улоговини виникає в міру зменшення баричного градієнта на осі улоговини. Якщо градієнт менший ніж 0,7 гп.дам/100 км, то існує велика ймовірність появи висотного циклону. В більшості випадків виникненню висотного циклону передуює поява в тропосфері осередку холоду. При цьому термічний чинник виявляється найбільш значущим для утворення висотних циклонів. Якщо температура в осередку холоду в порівнянні з навколишнім повітрям нижча на 5-7 °С, то розвиток висотного циклону відбуватиметься незалежно від величини баричного градієнта на осі улоговини. На рис. 5.3 наведено приклад прориву холодного повітря на Балканський півострів з наступним відсіканням осередку холоду і формуванням висотного циклону (вказано стрілками).

При розгляді механізму виникнення висотних циклонів в структурі термобаричного поля спостерігаються певні особливості, пов'язані з наявністю меридіональної улоговини, обмеженої двосторонньою адвекцією тепла у висотних гребенях, що сприяє утворенню перемички

високого тиску з півночі і відсіканню холодного вихору. Формуванню і відокремленню циклонічного вихору в улоговині також сприяє характер відхилення повітряних частинок у висотних улоговинах від первинного положення, який зумовлює накопичення повітря у північній частині улоговини і його відтік у південній.

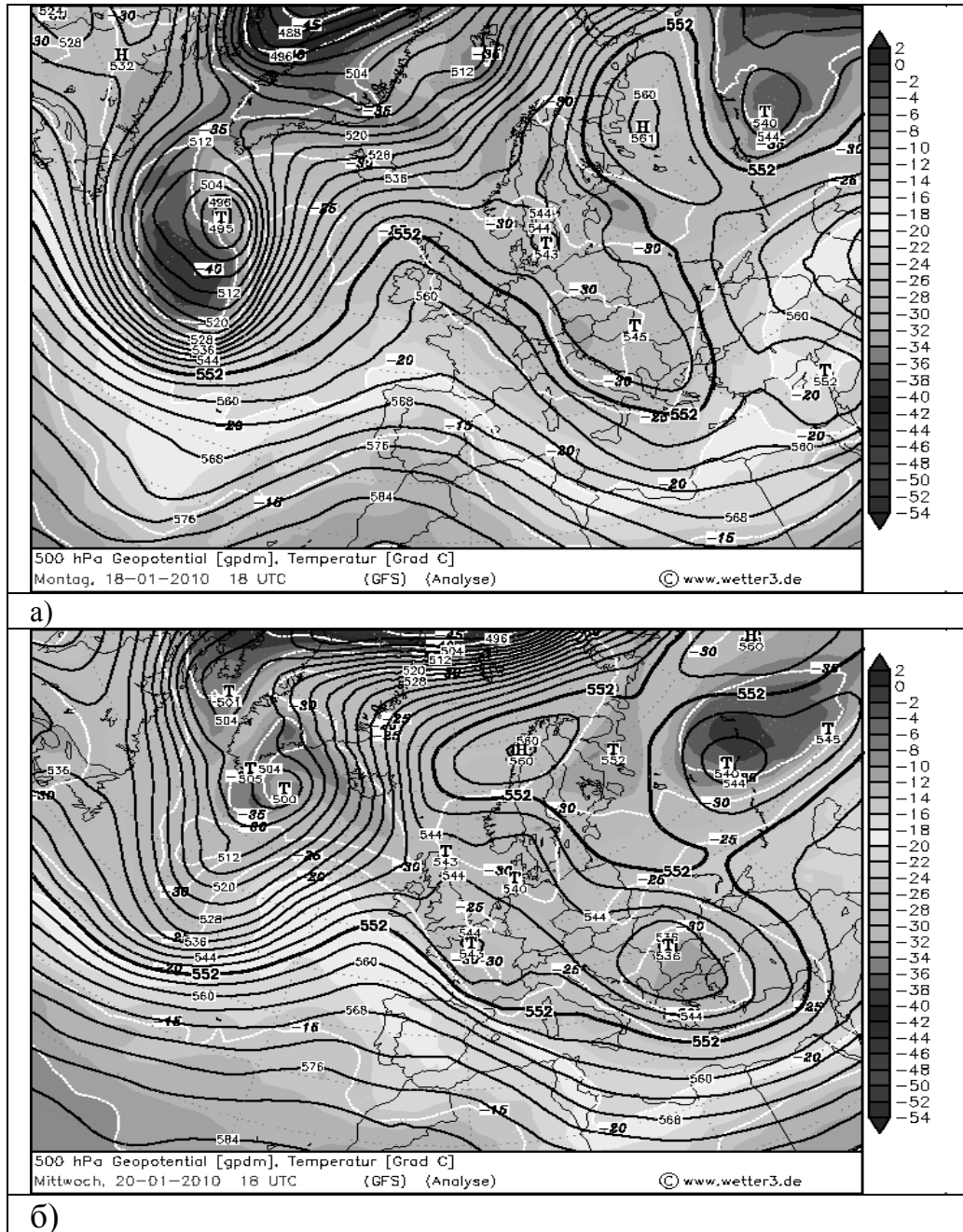


Рисунок 5.3 – Карта АТ-500 за (а) 18 січня та (б) 20 січня 2010 р. Приклад формування висотного циклону за рахунок відсікання холодного повітря (Н – високий тиск, Т – низький тиск, шкала забарвлення – температура повітря на рівні 500 гПа)

Характер еволюції висотних циклонів у більшості випадків змінюється з висотою. Чим більший по вертикалі шар вільної атмосфери, охоплений циклонічною циркуляцією, тим менша ймовірність збігу знаків еволюції на нижньому і верхньому рівнях цього шару. І навпаки, чим менша товщина цього шару, тим більша ймовірність збігу напрямку еволюції баричного поля на нижньому і верхньому рівнях цього шару. Так, в шарі атмосфери від 500 гПа до 300 гПа еволюція висотних циклонів звичайно відбувається синхронно в одному напрямку на обох рівнях.

Повторюваність висотних циклонів на півдні Східної Європи досить висока – в середньому за рік спостерігається 36 випадків [2, 20]. Найчастіше висотні циклони виникають в січні та грудні, а також у березні, найрідше – в серпні. Така місячна повторюваність співпадає з посиленням інтенсивності циклонічної діяльності над Європою в холодне півріччя. У перехідні сезони (березень), а також на початку зими над цією територією спостерігається значна кількість південних, пірнаючих і західних циклонів, тобто створюються умови для проникнення холодних повітряних мас і їх локалізація над цими районами.

Висотні циклони, які безпосередньо впливають на погодні умови України, виникають найчастіше над півднем України, Чорним морем або Малою Азією. Циклони, що формуються на північ від Чорного моря, у більшості випадків зміщуються в південному або південно-східному напрямках. Висотні циклони, які виникають над Малою Азією, переміщуються на північ.

Висотні циклони є відносно короткотривалими баричними утвореннями – в 79% всіх випадків період їх існування не перевищує 3 доби. При розгляді вертикальної структури виявлені висотні циклони з вертикальною протяжністю від 850 гПа до 100 гПа, тобто шар, охоплений циклонічною циркуляцією, становить близько 16 км. В 79% випадків висотні циклони охоплюють шар тропосфери 700-350 гПа. Втричі рідше виникають циклони, що займають шар повітря товщиною 300 гПа і менше.

Всі різновиди траєкторій висотних циклонів можна поділити на 3 групи: прямолінійні, криволінійні і петлеподібні. Встановлено, що висотні циклони переміщуються у напрямі адвекції холоду в нижче розташованому шарі [1, 9, 20].

Висотні циклони є досить рухливими утвореннями. Середня швидкість їх руху становить $30 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$, максимальна досягає $55 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$. Взимку переважають швидкості до $20 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$, влітку – $20\text{-}40 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$. Для території Європи типовим є рух висотних циклонів із західною складовою.

Умови переміщення висотних циклонів визначаються їх термобаричною структурою. Збіг або взаємне близьке розташування баричних і термічних центрів зумовлює слабку термічну адвекцію в їх системі, тому для таких циклонів характерна малорухомість. В загальному випадку висотний циклон не є термічно однорідним баричним утворенням,

оскільки розміри осередку холоду по відношенню до розмірів замкнутої циклонічної циркуляції різняться. Переважають циклони, в яких однорідний осередок холоду займає четверту або п'яту частину циклонічного вихору, що забезпечує неоднорідну адвекцію температури і певну рухливість баричного утворення. Тому висотні циклони часто зміщуються від району свого виникнення на значні відстані в системі ЗЦА, якщо вони не пов'язані з центральними циклонами.

Погода у висотних циклонах визначається, в основному, характером хмарності, яка розрізняється за генезисом і потужністю. У центральній частині циклону може виникати конвективна хмарність в результаті формування нестійкої стратифікації (тепле повітря в нижній тропосфері і холодне – в середній і верхній) [7, 13, 23]. У східній частині висотного циклону, де має місце додатна адвекція вихору швидкості, виникають як конвективні, так і впорядковані вертикальні рухи, і хмарність, як правило, найбільш потужна. Інколи при висотних циклонах переважає ясна погода, лише місцями спостерігаються хмари верхнього ярусу, що відповідає висотним циклонам на рівнях вищих за 500 гПа. Такі циклони переважають влітку, мають невелику глибину і нетривалі за часом існування (не більше 2 діб). З висотними циклонами на півдні України можуть бути пов'язані інтенсивні нічні грози та зливи, які переміщуються з моря на континент.

Супутникова інформація показує, що хмарна система висотного циклону має вигляд вихору, ізольованого від хмарних смуг основних фронтів, який іноді складається з кількох спіралей і оточений безхмарним або малохмарним простором (рис. 5.4).

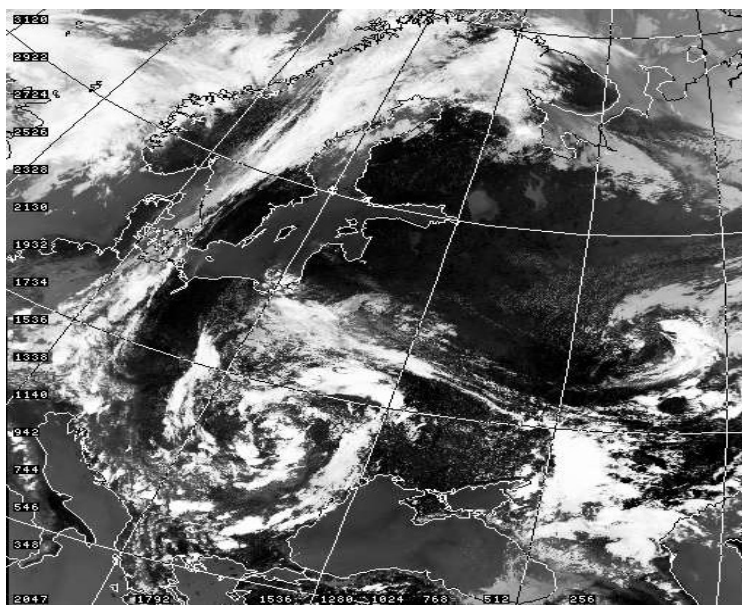


Рисунок 5.4 – Хмарний вихор висотного циклону над півднем Європи. ІЧ-знімок (NOAA) за 04.07.2010 р., 11.03 СГЧ

5.3 Стаціонарні та блокуючі антициклони

Стаціонарні антициклони – це тривало існуючі малорухомі антициклони, які сформувались в арктичній повітряній масі або в повітрі помірних широт і простежуються у всій товщі тропосфери і в нижній стратосфері. Стаціонарні антициклони, як і циклони, можуть розвиватися із фронтальних баричних утворень або в результаті відокремлення північних частин висотних гребенів при широтному перетворенні термобаричного поля тропосфери.

Одним з випадків високого, масштабного та малорухомого антициклону є *блокуючий антициклон*. Зазвичай антициклон або гребінь, який зародився в арктичному регіоні, швидко розвивається, і переміщуючись у південно-східному напрямі, поступово починає руйнуватися, поглинаючись субтропічною зоною високого тиску.

Типова швидкість пересування антициклонів становить $10-15^\circ$ широти за добу ($40-60 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$). Блокуючі антициклони можуть розвиватися по-різному, але швидкість їх переміщення не перевищує $20 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$.

Результати досліджень блокуючих процесів дозволили виділити три основних типи синоптичних процесів при блокуванні, залежно від конфігурації висотного гребеня і траєкторії приземного антициклону [25]. У будь-якому випадку типовою ознакою блокування є розщеплення зонального потоку на дві гілки, які огинають блокуючий об'єкт (або „блок”) по південній і північній периферії, а потім обидві гілки знов зливаються в один потік (рис. 5.5).

Перша форма блокуючих процесів характеризується розщепленням західного потоку на дві гілки, які обтікають структуру висотного баричного поля у вигляді „диполя”: на півночі – антициклон, на півдні – циклон (рис. 5.5, а; рис. 5.6).

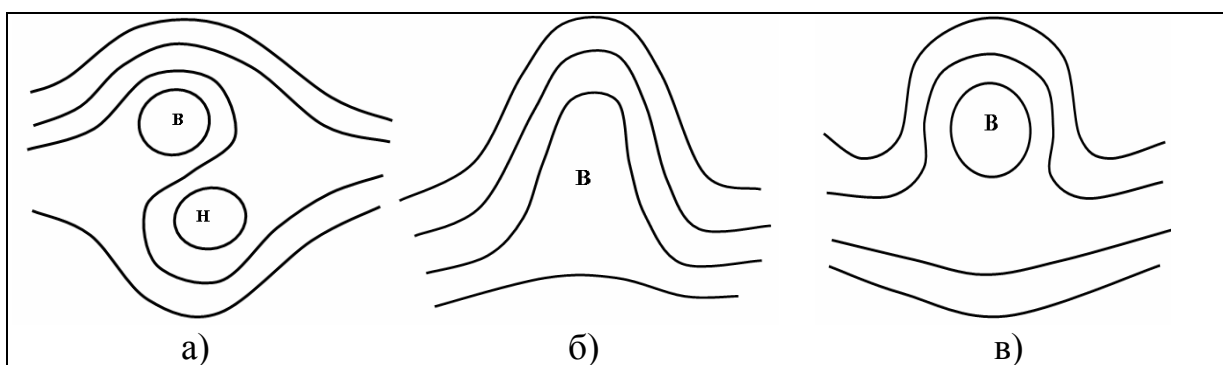


Рисунок 5.5 – Типові структури висотного баричного поля при процесах блокування [25]: а) „диполь”; б) меридіональний гребінь; в) „омега-подібний” гребінь

Біля поверхні землі знаходиться малорухомий антициклон, що повільно зміщується в процесі блокування за петлеподібною траєкторією. На північ від цього антициклону спостерігається переміщення із заходу на схід і південний схід серій циклонів, пов'язаних з арктичним фронтом. На південь від антициклону, на відтісненому до півдня полярному фронті також розвинена циклонічна діяльність.

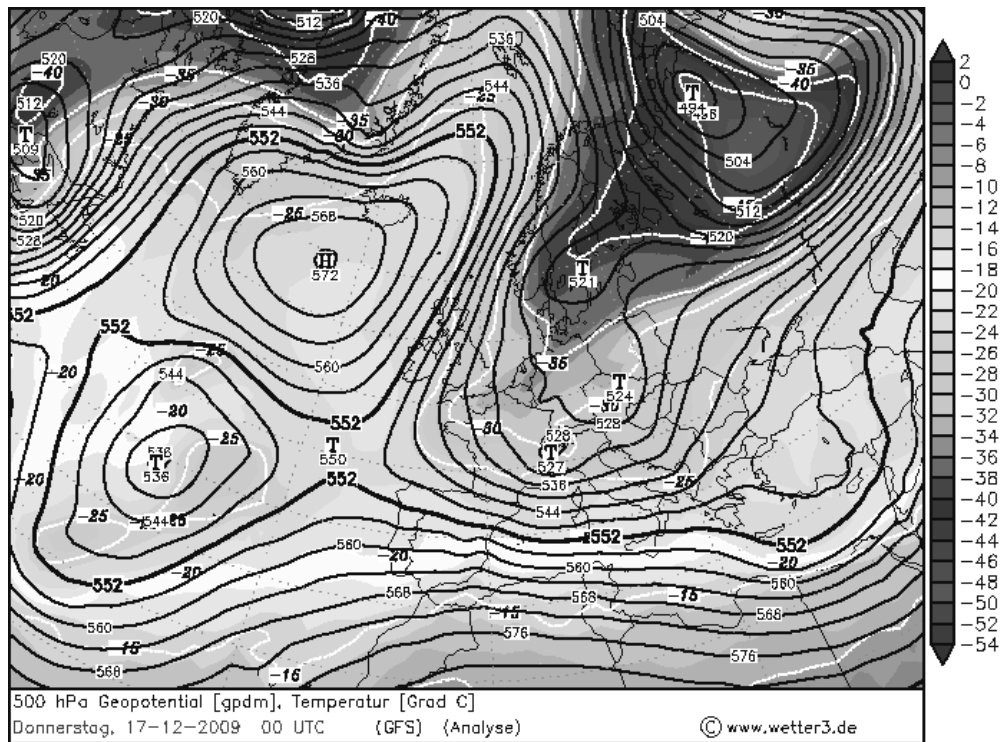


Рисунок 5.6 – Карта АТ-500 гПа за 17.12.2000 р. Блокуюча структура „диполь” над Північною Атлантикою (Н – високий тиск, Т – низький тиск, шкала забарвлення – температура повітря на АТ-500)

Друга форма блокування характеризується наявністю висотного, меридіонально орієнтованого гребеня (рис. 5.5, б; рис. 5.7). Біля поверхні землі синоптичні процеси мають чітко виражену меридіональність. З півночі та північного сходу відбувається втягування у систему блокуючого антициклону ядер або відрогів високого тиску, які підсилюють процес. По східній периферії висотного гребеня відмічається швидке пересування циклонів, сформованих на арктичному фронті, у південному напрямку (пірнаючі циклони). На західній периферії гребеня на полярному фронті виникають південні циклони. Формування і тривале існування такого гребеня часто пов'язане з субтропічним максимумом, наприклад, з азорським антициклоном для процесів блокування над Європою.

Третя форма блокування характеризується омегаподібною (Ω) формою висотного гребеня, який має значно більшу протяжність у

зональному напрямі, ніж у попередньому випадку (рис. 5.5, в; рис. 5.8). Біля поверхні землі антициклони повільно переміщуються на схід.

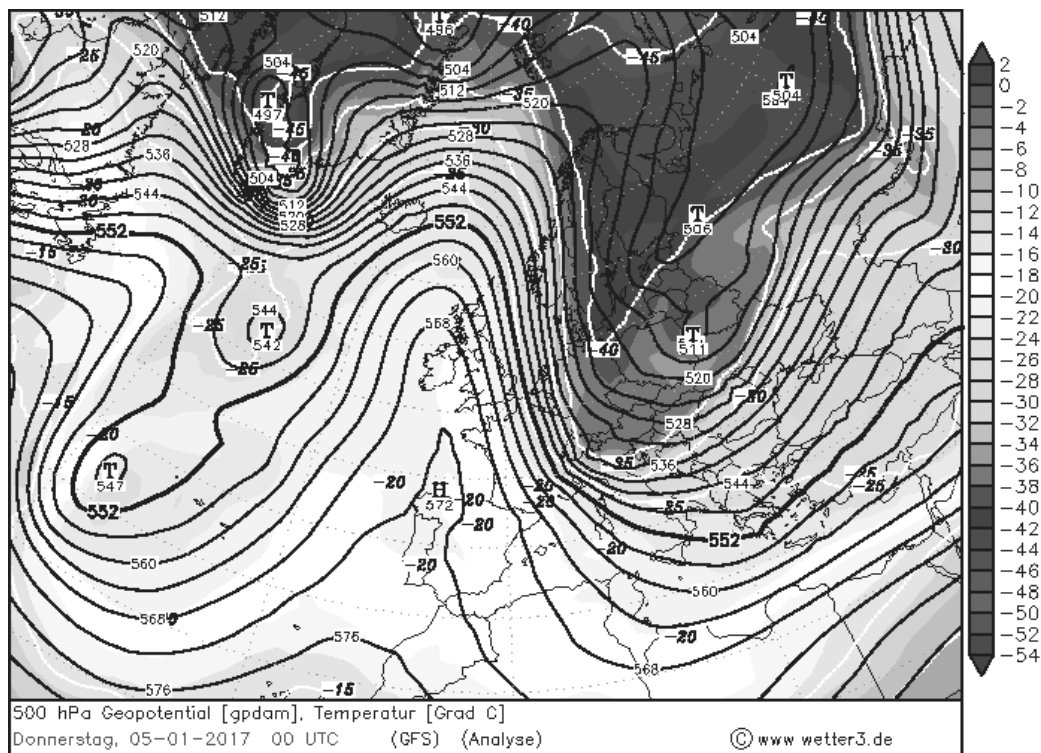


Рисунок 5.7 – Карта АТ-500 гПа за 05.01.2017 р. Блокуюча структура „меридіональний гребінь” вздовж західного узбережжя Європи (Н – високий тиск, Т – низький тиск, шкала забарвлення – температура повітря на АТ-500)

Характерною особливістю блокуючих антициклонів всіх типів є їх безперервна регенерація, зумовлена надходженням холодних мас повітря в тилу циклонів, що зміщуються по східній периферії висотного гребеня. При цьому може відбуватися формування нових теплих ядер високого тиску на західній периферії блокуючої системи.

В синоптичній практиці для визначення процесу блокування використовують емпіричні критерії, які враховують не тільки структуру термобаричного поля, але й історичну послідовність процесу. Для виявлення блокуючих процесів, в основному, застосовують щоденні приземні синоптичні карти і карти АТ-500. Загальними синоптичними ознаками, характерними для блокуючої ситуації, є такі [25]:

- існування малорухомого, високого, теплого антициклону;
- розвиток меридіонального типу циркуляції, який характеризується однією з трьох форм: „диполем”, „омега-подібним” гребенем або меридіональним гребенем;
- просторова протяжність блокуючої системи повинна становити не менше 35-45° довготи;

- антициклон або гребінь повинні розташовуватися північніше за 30° широти.
- ситуація повинна зберігатися протягом певного інтервалу часу, який, зазвичай, становить не менше трьох діб.

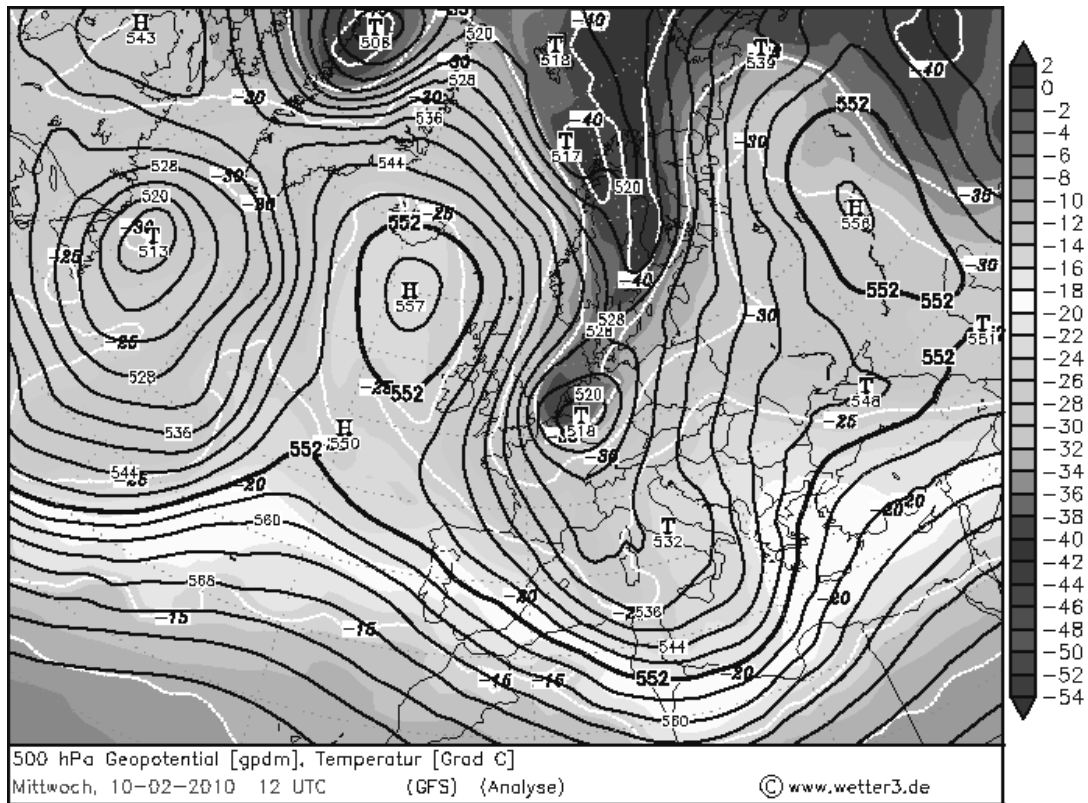


Рисунок 5.8 – Карта АТ-500 гПа за 10.02.2010 р. „Омега-подібна” блокуюча структура над Атлантикою та Європою (Н – високий тиск, Т – низький тиск, шкала забарвлення – температура повітря на АТ-500)

Термічний стан атмосфери в період блокування характеризується вищою за середню температурою повітря на півночі і нижчою на півдні. Приклад процесу блокування у січні 2017 р. наведено на рис. 5.9.

Аномальний розподіл температури повітря пов'язаний з тривалою адвекцією тепла у північних широтах, яка здійснюється по західній периферії блокуючого гребеня, і адвекцією холоду в південних широтах по його східній периферії.

У Північній півкулі виявлені три області з максимальною повторюваністю блокування [25, 31, 35]: над північно-східними районами Тихого і Атлантичного океанів і на півночі Уральських гір. Повторюваність блокування коливається від 14 до 30 випадків на рік, в середньому складає 20 випадків на рік.

Блокуючі антициклони можуть розвиватись у зоні від 34 до 80° півн.ш. Найчастіше вони спостерігаються в зоні 55-59° півн.ш. В цілому за рік найбільша повторюваність блокування над Атлантичним океаном спостерігається в районі 5-10° зах.д. Над Європою максимальна повторюваність блокування відмічається в районі 25-35° сх.д., тобто і в межах території України.

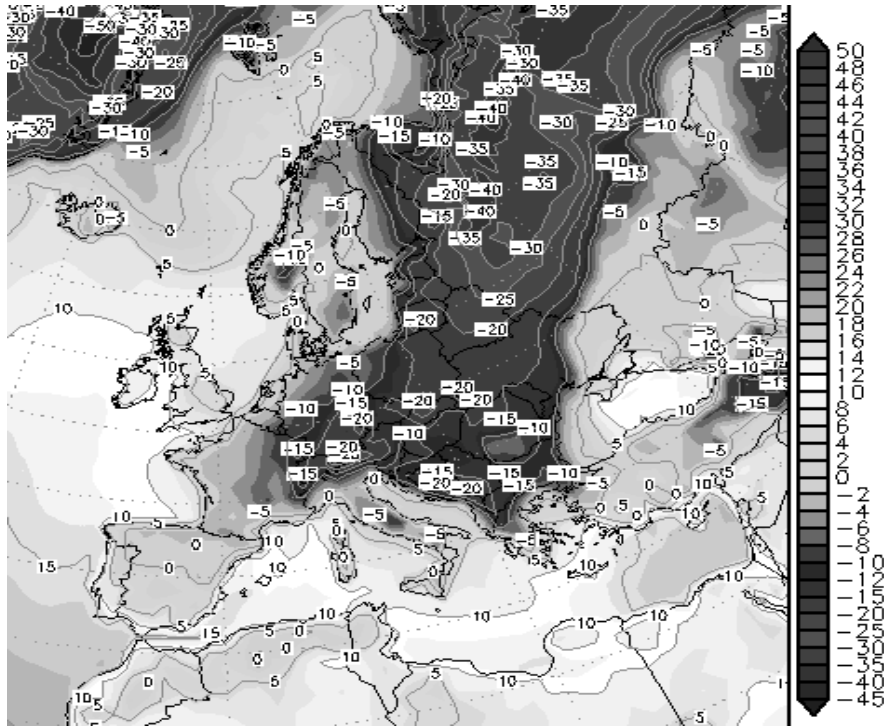


Рисунок 5.9 – Поле приземної температури повітря (шкала забарвлення) по території Європи за 7 січня 2017 р., 00 год СГЧ

Над Атлантичним океаном максимальна повторюваність блокування відмічається навесні (березень-травень), мінімальна – влітку (липень-вересень). Над Уралом максимум спостерігається навесні і літом, мінімум – восени і зимою.

Довготна протяжність блокуючого процесу в середньому становить 30° довготи, але може коливатися в діапазоні 10-120° довготи. Значна частка блокуючих антициклонів зміщується відносно свого початкового положення на відстань, меншу за 15° довготи. Антициклони, які зміщуються на більшу відстань, мають тенденцію рухатися на схід частіше, ніж на захід.

Над Атлантико-Європейським регіоном мінімальна тривалість блокування коливається від 5 днів взимку та весною, до 7 днів влітку. Взимку і навесні тривалість блокуючого процесу може перевищити місяць (1-2% випадків).

Наприкінці ХХ – початку ХХІ ст. на території Європи максимум блокуючих ситуацій спостерігався над районами Прибалтики, а також Уралом [19]. Середня тривалість блокування при цьому становила 6-7 діб, а максимальна кількість блокуючих ситуацій при найдовшій тривалості відмічалася влітку. Найбільша кількість блоків за розглянутий період (1998-2008 рр.) відмічена у 2003 та 2006 рр., а вже надалі 2010 р. став одним з найпоказовіших за тривалістю та інтенсивністю блокуючих процесів в поточному столітті.

Посуха влітку 2010 р. на Європейській території Росії була аналогічною тій, що охопила ці ж регіони у 1972 р. Порівняльний аналіз циркуляційних умов 2010 та 1972 рр. показав наявність спільних рис, пов'язаних з блокуючими процесами [29]. В обох випадках у Північній півкулі тривалість блокуючих процесів була більша за середню, в теплий період переважали вторгнення арктичного сухого повітря, яке, прогріваючись, підтримувало існування антициклонічних утворень біля поверхні землі тривалий час.

В 2010 р. внаслідок розвитку малорухомого висотного гребня над Східною Європою, який постійно регенерував, протягом липня на ЄТР в усіх федеральних округах середня місячна температура досягла абсолютного максимуму, додатні аномалії температури становили 4-7 °С. Липень 2010 р. став найспекотнішим в історії метеорологічних спостережень в Росії. Гаряче повітря надходило, як з південного сходу, так і з південного заходу, де в країнах південної та центральної Європи також відмічалася температура з екстремальними значеннями, дещо не досягнувши до рекордно спекотного літа 2006 р. На фоні високих температур і практично відсутніх опадів, на значній частині ЄТР сформувалася сильна посуха та численні пожежі. На початок серпня пожежами на ЄТР було охоплено понад 1700 км². Посуха відзначалася і у східній частині України. Водночас країни Західної Європи знаходилися під впливом атлантичного вологого повітря, що призвело до перезволоження в більшості країн, за винятком країн середземноморського узбережжя. На межі з антициклоном в Болгарії, Україні, Білорусі, Польщі сильні зливи спричинили повені. В Румунії вийшла з берегів річка Сірет, на Дунаї були відмічені рекордно високі рівні води, польський Краків був частково затоплений.

5.4 Методи визначення процесів блокування

На сучасному етапі розвитку метеорології не існує загальноприйнятого визначення процесу блокування. З кінця 70-х років ХХ ст. проводилися масштабні дослідження блокуючих процесів, що

стимулювало інтерес до встановлення об'єктивних методів виявлення блокуючих ситуацій. Найбільш поширеними показниками або індексами блокування стали такі, що відображують існування малорухомого, високого антициклону (гребеня) або дипольну структуру висотного поля тиску.

Існуючі методи виявлення блокування умовно можна поділити на дві групи:

1. Методи, які ґрунтуються на візуальному аналізі синоптичних карт, або синоптичні методи. При цьому до кінематичної структури термобаричного поля встановлюється вимога виконання і збереження протягом конкретного інтервалу часу ряду якісно визначених умов (які описано вище, в п. 5.3). Такий підхід має суб'єктивний характер, що є певним недоліком цієї групи методів.

2. Методи, що передбачають використання деякої сукупності чисельних показників або індексів, які описують блокуючу ситуацію. Такі методи є об'єктивними і досить просто піддаються автоматизації обчислень.

Серед об'єктивних методів виявлення блокуючих процесів виділяють такі [5, 25, 30]:

- методи індексу блокуючого антициклону (ІБА). Методи ґрунтуються на факті існування блокуючого антициклону, який можна виразити у вигляді стійкої за часом додатної аномалії тиску чи геопотенціальної висоти;
- методи індексу дипольної структури блокуючої ситуації. За основу взято врахування характерного для блоку розщеплення західного потоку на дві гілки з формуванням в області „блоку” дипольної структури у термобаричному полі.

Вважається, що при використанні методів ІБА блокування має місце у тому випадку, коли додатне відхилення геопотенціальних висот поверхні АТ-500 від сезонного циклу або середньозональних значень досягає величини, яка перевищує задане критичне значення, і існує хоча б в одному вузлі координатної сітки протягом часу, не меншого від заданого критичного значення тривалості. Як правило, порогові значення аномалій і тривалості збереження цих аномалій вибираються довільно, але дослідження показали, що найбільший вклад в сумарну аномалію поля тиску вносить діапазон аномалій $175 \text{ гп.м} \pm 25 \text{ гп.м}$, при тривалості 7-9 діб.

Для аналізу дипольної структури висотного поля тиску використовується індекс Лейєнаса-Окланда [37]. Для визначення стану блокування зональної течії розраховують індекс $I(\lambda)$, який являє собою різницю геопотенціальних висот H_{500} між 40° півн.ш. і 60° півн.ш. у Північній півкулі на довготі λ :

$$I(\lambda) = H_{40^\circ \text{ півн.ш.}}(\lambda) - H_{60^\circ \text{ півн.ш.}}(\lambda), \quad (5.1)$$

де H – значення геопотенціальної висоти поверхні 500 гПа, отримане в результаті розкладу в ряд Фур'є за широтними колами для кожних 10° довготи.

До „блоків” відносять випадки, коли одночасно задовольняються умови:

$$\begin{aligned} I(\lambda) &< 0, \\ (I(\lambda-10) + I(\lambda) + I(\lambda+10)) / 3 &< 0. \end{aligned} \quad (5.2)$$

В подальшому Лейєнас запропонував розраховувати цей індекс для кожного вузла сітки за формулою [36]:

$$I(\lambda, \varphi) = H(\lambda, \varphi - 15) - H(\lambda, \varphi), \quad (5.3)$$

де φ – широта.

При цьому враховується додатковий критерій: західна складова геострофічного вітру у напрямку до полюсу від широти φ на довготі λ повинна бути $\geq 15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Тібальді і Монтені [39], досліджуючи можливість відображати початок і тривалість ситуацій блокування, дещо змінили формулювання для індексу блокування. За методикою Тібальді і Монтені індекс блокування для кожної точки сітки з координатами φ_i, λ_i розраховується з використанням формул:

$$GHGS = [Z(\varphi_0) - Z(\varphi_s)] / (\varphi_0 - \varphi_s); \quad (5.4)$$

$$GHGN = [Z(\varphi_N) - Z(\varphi_0)] / (\varphi_N - \varphi_0), \quad (5.5)$$

де Z – геопотенціальна висота поверхні 500 гПа.

При цьому:

$$\begin{aligned} \varphi_N &= \varphi_{Ni}^\circ + 15^\circ + \Delta, \\ \varphi_0 &= \varphi_i^\circ + \Delta, \\ \varphi_s &= \varphi_{Si}^\circ + 15^\circ + \Delta, \end{aligned} \quad (5.6)$$

де Δ набуває значення $-5^\circ, 0^\circ, 5^\circ$.

Довгота λ вважається блокуючою в певний строк, якщо хоча б для однієї Δ виконуються обидва критерії:

$$\begin{aligned} GHGS &> 0, \\ GHGN &< 10 \text{ м/}^\circ \text{ довготи.} \end{aligned} \quad (5.7)$$

Другий критерій в (5.7) вводиться для того, щоб виключити ситуації, за яких спостерігається зсув зони струминної течії далеко на південь і які, насправді, не описують блокуючий процес.

Поряд з індексами блокування, які оцінюють певну структуру висотного поля тиску, існують індекси, що дозволяють виявити наявність аномалій, пов'язаних зі станом блокування в полях інших метеорологічних величин, наприклад, в полі вітру. Послаблення зонального потоку в певному регіоні може супроводжуватися посиленням меридіонального перенесення, пов'язаного з утворенням висотних улоговин і гребенів великої амплітуди.

Як динамічний показник стану зонального потоку, для регіону, обмеженого координатами 10-60° сх.д. і 40-60° півн.ш., було введено поняття Європейського континентального індексу блокування *ECBI* (*European Continental Blocking Index*), який визначається за формулою [38]

$$ECBI = 1 - \frac{\bar{u}_{pt}}{\bar{u}_{cl}}, \quad (5.8)$$

де $\bar{u}_{pt}$ - осереднене за площею регіону поточне пентадне значення зональної компоненти швидкості вітру на рівні 300 гПа;

$\bar{u}_{cl}$ - осереднене за площею регіону кліматичне пентадне значення (за базовим періодом 1981-2010 рр.) зональної компоненти швидкості вітру.

Значення $ECBI > 0$ вказують на наявність блокування зональної течії, $ECBI < 0$ – на посилення зонального перенесення відносно кліматичної норми. Значення індексу близькі до ± 1 свідчать про екстремальні випадки стану повітряного потоку.

Індекс блокування *ECBI* зазнає періодичних коливань протягом року, переважно узгоджуючись з сезонним станом загальної циркуляції атмосфери. Для середньомісячних значень *ECBI* виявлені квазісезонні коливання з періодом від 2,4 до 3,8 місяця, піврічні коливання з періодом майже 7 місяців і коливання з періодом близько 10 місяців.

Пентадний індекс зазнає коливань у зв'язку з синоптичними процесами, які протікають над континентальною частиною Європи, що дозволяє використовувати його в аналізі і короткостроковому прогнозуванні погоди (рис. 5.10).

Стаціонарні процеси в атмосфері зумовлюють формування стійких аномалій в полях метеорологічних величин, які охоплюють значні території. З розвитком процесу блокування пов'язані такі небезпечні метеорологічні явища, як засухи і суховії, сильні вітри, сильні опади, хвилі тепла і холоду, весняні повернення холодів, холодні і малосніжні зими

тощо. Далі розглянемо умови розвитку деяких процесів, які мають значну повторюваність на території України.

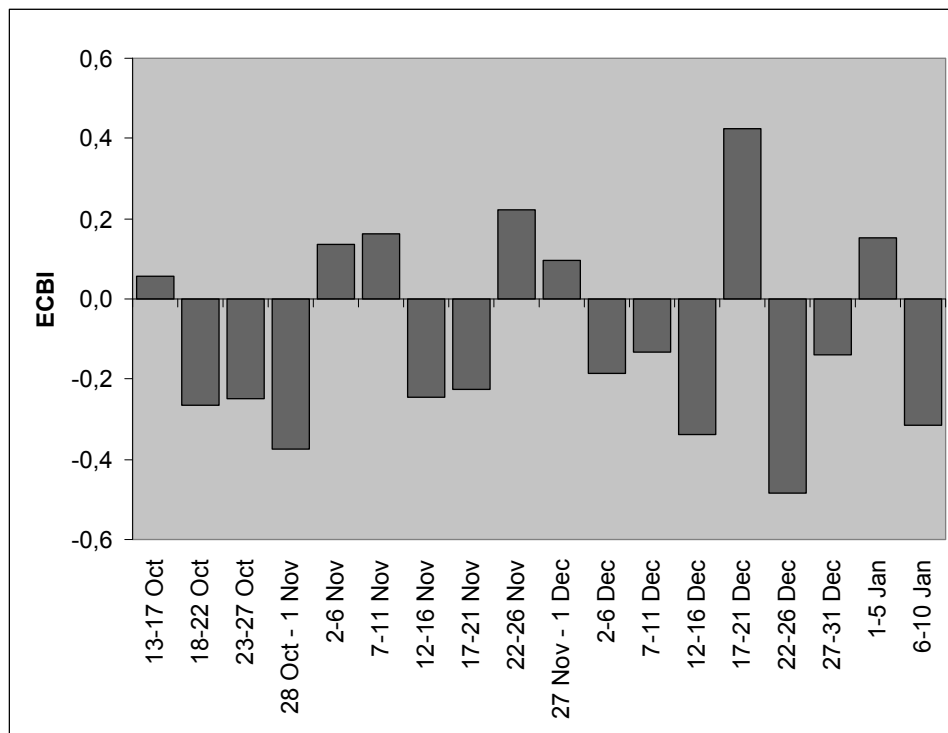


Рисунок 5.10 – Приклад часового ходу індексу *ECBI* за період з 13 жовтня 2017 р. по 10 січня 2018 р.

5.5 Аномальні погодні явища в Україні, пов'язані з блокуючими процесами

5.5.1 Циркуляційні умови виникнення посух і суховіїв

Посуха є комплексним природним явищем, яке пов'язане з дефіцитом вологи і спостерігається в будь-яких кліматичних зонах. В залежності від факторів, що спричиняють посуху, та її впливу на різні галузі народного господарства, виділяють різні типи посух [3].

Атмосферна посуха виникає на фоні тривалого бездощів'я з низькою вологістю і високою температурою повітря. *Грунтова посуха* настає при висушуванні ґрунту, в результаті чого надходження води до коренів рослин сповільнюється або припиняється зовсім. При поєднанні проявів атмосферної та ґрунтової посухи виникає *загальна посуха*, яка є особливо небезпечною для рослин через їх нездатність поповнюватися вологою з ґрунту на фоні високих температур повітря.

Сильні і тривалі посухи у Східній Європі часто зумовлені встановленням меридіонального переносу в атмосфері та формуванням стаціонарних антициклонів над північчю, північним заходом або центральними районами ЄТР, Нижнім Поволжям або Південним Уралом. Дещо рідше стаціонарні антициклони формуються над Карпатами або відділяються як осередки високого тиску в системі азорського антициклону. В тропосфері утворюється потужний гребінь або антициклон, що розташовується безпосередньо над районом посухи або на північний захід від нього.

Посухи над Східноєвропейською рівниною переважають при східній формі циркуляції (Е), другою за повторюваністю є західна форма (W), третьою – меридіональна (С) форма за типізацією макропроцесів Вангенгейма-Гірса [3]. Загалом, кількість посух при формах Е та С, які характеризуються встановленням меридіонального характеру циркуляції над континентом, майже вдвічі більша, ніж при західній формі. На півдні Східної Європи посухи найчастіше формуються при високій повторюваності форми циркуляції Е у весняно-літній період, а також за умов тривалих періодів з безперервним існуванням цієї форми.

Умови для формування посух починають встановлюватись вже наприкінці зими та навесні. В період з лютого по червень над Європою часто виникають високі, стаціонарні антициклони, які, перетворюючись на блокуючі, призводять до роздвоєння західного переносу в тропосфері на північну і південну гілки, внаслідок чого на Європейський континент надходить менше вологи. Послаблення західного переносу призводить до розвитку форми Е, при існуванні якої тривалість сонячного сяяння може буди аномально великою. У другій половині літа західне перенесення часто поновлюється, що є початком припинення бездощового і спекотного періоду на континенті.

Дослідження повторюваності циклонів та антициклонів у посушливі й вологі роки показало [11], що при утворенні посух в Україні переважала антициклонічна діяльність (53%). У вологі роки, навпаки, переважали циклони, але з більшою повторюваністю – 69%. При цьому перевищення тривалості існування антициклонів складає 14 днів відносно норми, але посухи спостерігаються і в роки, коли днів з антициклонічною циркуляцією менше за норму.

Для півдня України особливе значення мають південні циклони, адже вони надають до 40-45% (іноді 60-70%) річної кількості опадів переважно в холодний період року. В тепле півріччя основну кількість опадів забезпечують активні атмосферні фронти і процеси відсіченого циклогенезу [8], мала повторюваність або відсутність яких веде до швидкого виникнення дефіциту вологи на фоні високих температур повітря. Аналіз повторюваності південних циклонів у вологі й посушливі роки показав, що суттєвої відмінності у частоті цих процесів немає, але в

посушливі роки, особливо влітку, на Україну переміщуються переважно слабо розвинуті циклони, які приносять невелику кількість опадів порівняно з циклонами, що формуються у вологі роки. Тим не менше, роль південних циклонів у режимі зволоженості України дуже велика. Як показано в [12], в роки, коли повторюваність південних циклонів взимку висока, ймовірність посухи влітку становить всього 3%.

Глобальні зміни клімату, які почалися наприкінці минулого століття, позначилися на характері макроциркуляційних процесів і режимі метеорологічних полів над Східною Європою. Як показали дослідження [15], в Україні відбулося підвищення зимової температури повітря, що призвело до зменшення висоти і періоду залягання снігового покриву. Разом з цим, літо стало дещо прохолоднішим, але збільшилася частота появи відносно коротких сухих періодів з температурою повітря до $+35^{\circ}\text{C}$, що вже на п'ятий день спричиняє суттєве висушування верхнього шару ґрунту.

Аналіз баричних полів виявив, що повторюваність описаних раніше атмосферних процесів, які призводять до посух в Україні, зменшилася. За дослідженнями Мартазинової В.Ф. та ін. [16] визначено три типи полів тиску, за яких наприкінці ХХ ст. здійснювалось надходження сухого і теплого повітря на південь Східної Європи.

Перший тип – західний, який супроводжується надходженням теплого повітря в системі антициклонів, пов'язаних з азорським максимумом. На відміну від попереднього часового періоду, цей процес став менш повторюваним і нестійким за часом, а посушливі умови, як правило, неінтенсивними.

Другий тип – південний, який супроводжується надходженням теплого повітря з півдня, що відбувається на фоні меридіональної перебудови поля тиску в тропосфері. Цей процес є нетривалим, але призводить до суттєвого підвищення температури повітря (до 10°C за добу) і передусім подальшому процесу вторгнення сухого та прохолодного повітря з півночі, який, в свою чергу, є більш тривалим і провокує настання посухи. Цей процес є найбільш несприятливим для сільського господарства саме у весняно-літній період.

Третій тип – східний, пов'язаний з розвитком і поширенням на захід потужного блокуючого антициклону над Уралом. Такий процес може здійснюватися як взимку, забезпечуючи проникнення континентального холодного повітря в Східну Європу, так і в літній період, зумовлюючи, навпаки, надходження прогрітого і сухого континентального повітря в Україну по південній периферії високого й теплого антициклону. Процес відбувається на фоні чітко вираженої меридіональності в тропосфері і є дуже стійким завдяки постійній регенерації антициклону. Такі антициклони можуть породжувати в Україні у весняно-літній період ще одне несприятливе посушливе явище – *суховій*, який виникає при східних і

південно-східних вітрах на південній (південно-західній) периферії антициклону, що посилюється над центром або сходом ЄТР. В степових областях України суховійні явища можуть розвиватися також у виступі азорського антициклону та у гребенях арктичного походження з півночі, а в літній період короточасні суховії можуть бути пов'язані з термічною депресією або теплим сектором циклону [3].

Аналіз повторюваності блокуючих процесів в період утворення інтенсивних весняно-літніх посух на території України за допомогою індексу Лейєнаса-Окланда дозволив виявити загальну картину просторового розподілу блокуючих ситуацій [21]. Під час посух осередок максимальної повторюваності (понад 25%) індексів, які свідчать про блокування, знаходиться над північними районами України і центральними районами ЄТР вздовж широти 55° півн.ш. (рис. 5.11, а), яку можна вважати центральною для ситуацій з сильними посухами в Україні.

Одночасно в довготному розподілі сезонний центр блокування спостерігається на довготі 35° сх.д. (рис. 5.11, б). Частота блокування поступово зменшується на схід, на заході відмічається вторинний максимум на довготі 10° сх.д. Тобто, в роки з сильними посухами в Україні найбільша повторюваність блокуючих структур спостерігається саме над центральною частиною країни, при цьому не можна виключати суттєвого впливу високої повторюваності блокуючих структур на заході.

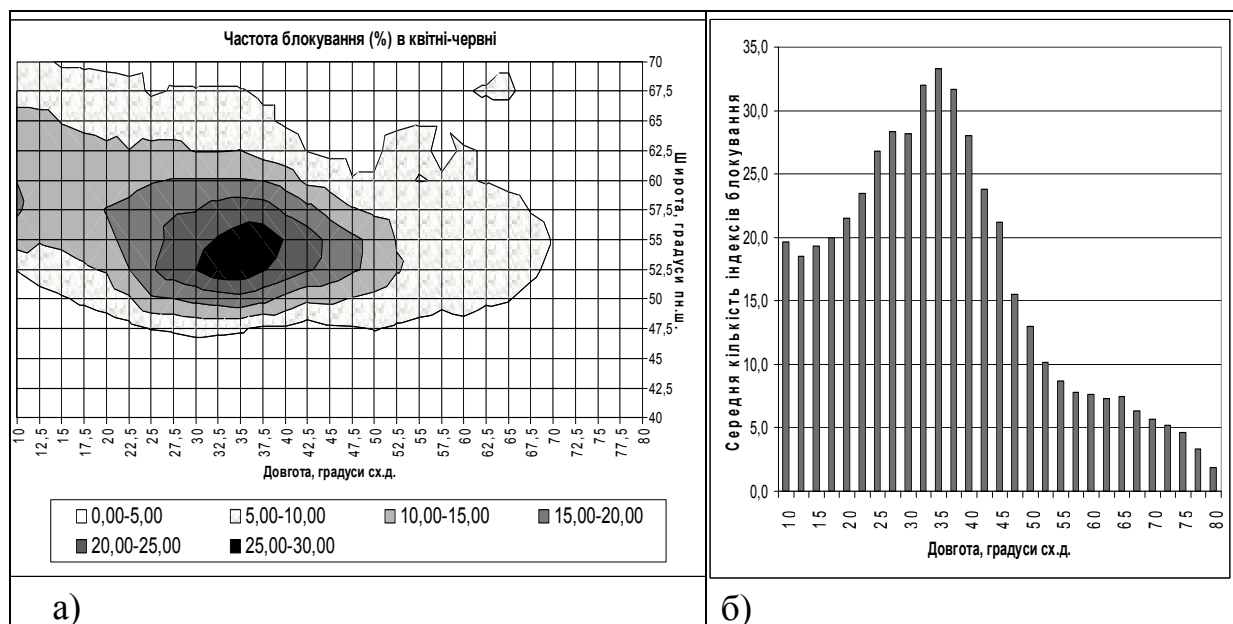


Рисунок 5.11 – Просторовий розподіл блокуючих ситуацій (а) та частота блокування по довготах (б) при весняно-літніх посухах в Україні

Формування вторинного максимуму на захід від 10° сх.д. свідчить про те, що в посушливі сезони режим регіональної циркуляції над

Україною зумовлений антициклонічними процесами різного географічного походження, такими як розвиток і поширення на континент гребеня азорського антициклону або переміщення на Східну Європу антициклонів скандинавського походження. Останні перетворюються на стаціонарні процеси завдяки інтенсивній трансформації арктичного повітря над прогрітим континентом, де формується додатна аномалія температури повітря, що підтримує висотний гребінь в значній товщі тропосфери. Одночасне сезонне послаблення зональної циркуляції в Атлантико-Європейському регіоні дає змогу розвиватися меридіональним процесам над континентом, внаслідок чого найбільш частим є стаціонування меридіонального гребеня над Східною Європою.

Типове місячне висотне баричне поле при посухах в Україні має такі риси [22]:

1) розщеплення зонального потоку на дві гілки – більш інтенсивну в північних районах Європи і менш інтенсивну над районами Середземномор'я;

2) формування субтропічного гребеня над Атлантикою на захід від Піренейського півострова;

3) малоградієнтне поле підвищеного тиску над територією України з вираженою баричною улоговиною над її східними районами.

Як приклад, на рис. 5.12, а, представлено середньомісячне поле геопотенціальної висоти поверхні 500 гПа над Європою, яке відповідає переліченим типовим критеріям. Наданий аналіз часового ходу індексу блокування *ECBI* (рис. 5.12, б) підтверджує, що протягом вересня 2009 р. спостерігалось тривале блокування зонального потоку.

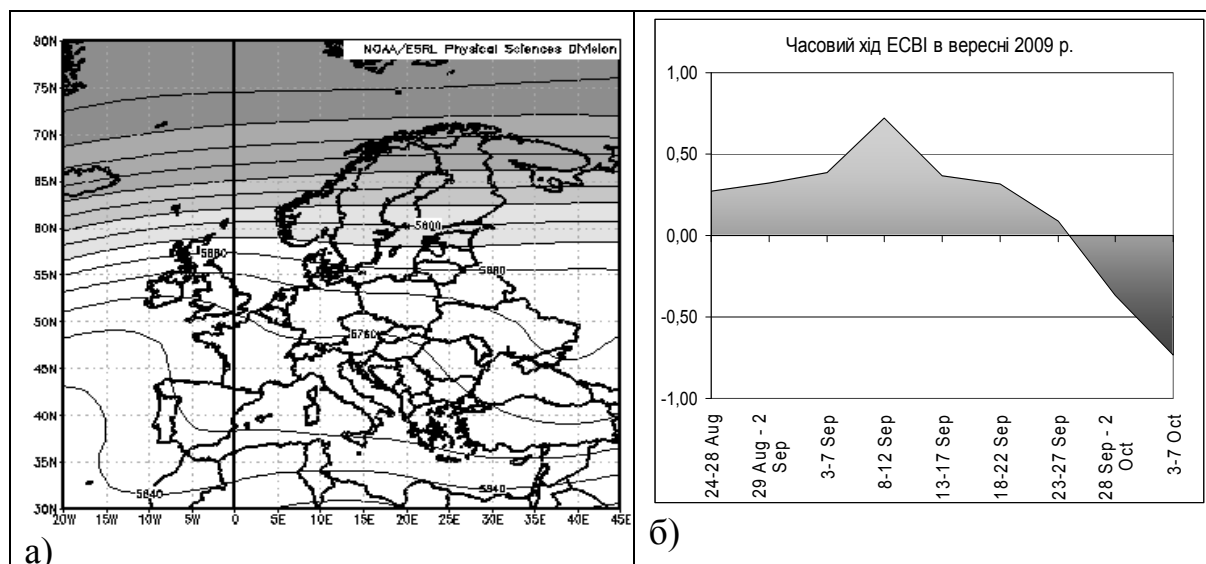


Рисунок 5.12 – Композитне поле геопотенціальної висоти Н-500 та часовий хід індексу *ECBI* за вересень 2009 р.

Крім посух, на території України нерідко виникають суховії. Під *суховієм* розуміють комплексне гідрометеорологічне явище, під час якого в будь-який строк спостережень метеорологічні величини одночасно досягають таких критеріїв: температура повітря не нижча за $+25\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість повітря 30% і нижча, швидкість вітру $5\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більша [3, 10]. Суховії не пов'язані безпосередньо з посухами. Вони можуть виникати як окреме явище, супроводжувати період бездощів'я, бути передвісником посухи або виникати і припинятися під час посухи, підсилюючи тим самим її негативні прояви.

Суховії на території України утворюються за дуже різноманітних умов циркуляції атмосфери, які так чи інакше пов'язані з процесами антициклогенезу, однак, не з центральними частинами баричних утворень, а їх периферіями з посиленими градієнтами тиску і вітром.

Найчастіше суховії виникають на півдні Східноєвропейської рівнини і розвиваються на південно-західній, південній і південно-східних периферіях антициклонів або смуг підвищеного тиску, розташовані над центром ЄТР або Уралом. 90% суховіїв виникають безпосередньо на території України або в прилеглих районах, інші випадки пов'язані з перенесенням повітряних потоків з сусідніх посушливих районів. Майже 82% днів з суховіями в Україні спостерігаються при антициклонічних полях – у відрогах або на периферії антициклонів, решта випадків припадає на теплі сектори циклонів. Трансформація повітряних мас над континентом в середньому становить $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$, а відносна вологість зменшується з 80-100% до 20-30%. В Східну Європу повітряні маси, в яких утворюються суховії, можуть надходити з різних районів. Близько половини випадків пов'язані з північними або північно-західними траєкторіями повітряних мас, які починаються на узбережжі морів Арктичного басейну та опускаються на Прикаспійську низовину або Нижнє Поволжя, а потім на Україну. До 20% випадків пов'язані з траєкторіями з узбережжя Атлантичного океану, звідки повітря переноситься в Україну по північній периферії гребеня азорського антициклону через перегрітий Європейський континент. Невелика частка траєкторій з півдня та південного сходу починається над районами Середньої Азії або Іраном. Також суховії можуть утворюватися в повітряній масі, яка циркулює в системі стаціонарного антициклону над ЄТР.

5.5.2 Умови виникнення хвиль тепла

Через глобальні кліматичні зміни в багатьох країнах Європи й інших регіонах Земної кулі особлива увага стала приділятися такому феномену як хвилі тепла. *Хвилею тепла* зазвичай вважають період тривалістю в

декілька діб, температура під час якого перевищує заданий граничний критерій, але його величина та саме поняття хвилі тепла значно варіюються залежно від фізико-географічних особливостей регіону, температурних і часових меж, за яких спека буде вважатися хвилею тепла тощо.

За визначенням, рекомендованим Всесвітньою метеорологічною організацією (ВМО), хвилею тепла називають явище, під час якого денний максимум температури більше ніж за 5 послідовних днів перевищує середній максимум денної температури (за кліматичний період 1961–1990 рр.) більше ніж на 5°C або на 9°F. В табл. 5.1 наведені відомості щодо різноманітних критеріїв хвиль тепла, які використовуються в різних країнах.

Таблиця 5.1 – Критерії хвиль тепла, що використовуються в різних країнах світу (за даними [26])

Країна / організація	Мінімальна тривалість	Критичне значення температури
ВМО	5 діб	Перевищення середнього максимуму денної температури за період 1961-1990 рр. щонайменше на 5 °C
Велика Британія	Кілька діб	30 °C
Данія	5 діб 3 доби	25 °C 30 °C
Нідерланди (Метеорологічне бюро)	5 діб	25 °C за умови, що протягом не менше трьох діб спостерігається 30 °C
США (Національна служба погоди)	3 доби	32,2 °C
Угорщина	3 доби	26,6 °C
КНР	1 доба	35 °C

В дослідженнях, виконаних для території України, хвилі тепла встановлювалися або за критерієм ВМО [34], або за спеціально розробленим критерієм [16], який визначає хвилю тепла як різке підвищення середньодобової температури повітря на 6-10°C на площі, більшій ніж 80% території країни. Для оцінки інтенсивності або потужності хвилі тепла часто використовують сумарну максимальну температуру під час окремо взятої хвилі. За даними [34], сумарна максимальна температура звичайно розраховується як сума різниць між максимальною температурою повітря і граничним критерієм, який використовується для визначення хвилі тепла.

Хвилі тепла, в першу чергу, негативно впливають на стан здоров'я людини. Спека безпосередньо впливає на захворюваність через теплове виснаження та теплові удари, іноді з фатальними наслідками. Під час хвилі тепла смертність, пов'язана з надмірною спекою, стрімко зростає. Так, в США щороку в середньому 371 людина помирає від надмірної спеки. Хвиля тепла влітку 2003 р. у Франції протягом 9 днів призвела приблизно до 14800 смертей. Загалом, в Європі за період з червня по серпень 2003 р. загальна кількість жертв екстремальної спеки перевищила 50 тисяч осіб [34].

Хвилі тепла також негативно впливають на тварин (як диких, так й свійських) та рослинність. Тварини не завжди можуть швидко адаптуватися до спеки, внаслідок чого знижується їх життєва активність і захисні функції організму, а під час тривалих хвиль тепла деякі особини можуть загинути. Рослини звичайно адаптуються до аномального підвищення температури, якщо період спеки не є тривалим, хоча при температурах повітря, близьких до $+40^{\circ}\text{C}$ і вищих рослини в'януть та втрачають тургор. При стійкому підвищенні температури до екстремальних значень відбувається прогрів та зневоднення верхнього шару ґрунту, де розташована коренева система рослин, що призводить до пошкодження коренів, зниження урожайності, а іноді і загибелі рослин.

За даними [32], на території України в період з 1911 по 2010 рр. спостерігалось 32 потужних хвилі тепла. Найвища сумарна максимальна температура спостерігалась в 2010 та 1946 рр.: $108,6^{\circ}\text{C}$ і $90,5^{\circ}\text{C}$ відповідно. Хвилі тепла у цих роках характеризувалися також значною тривалістю – 16 діб у 1946 р. та 18 діб у 2010 р. Найбільша кількість хвиль тепла спостерігалась у Харкові та Луганську – 43 і 40 відповідно [33]. Середня тривалість хвиль тепла складала від 6,9 діб у Львові до 8,9 діб у Києві. Більшість випадків хвиль тепла, як в Україні, так і в Європі, спостерігалась за два періоди: 1940-початок 50-х років та 1990-2010 рр. Найпотужнішою хвилею тепла стала хвиля наприкінці липня-початку серпня 2010 р., яка досягла найбільшої інтенсивності в східних та південних районах України.

Синоптичні умови виникнення хвиль тепла визначаються наявністю стаціонарного антициклонічного поля тиску на висотах, яке забезпечує стійкий характер погоди з інтенсивним радіаційним прогрівом в приземних шарах та адіабатичним прогрівом на висотах. Під час хвиль тепла територія України знаходиться в тій частині антициклону, де здійснюється інтенсивна адвекція тепла в нижній половині тропосфери з прогрітих субтропічних і тропічних широт. Поряд з центральними частинами антициклонів, сприятливі умови для виносу теплих повітряних мас створюються на західній та південній периферіях антициклону.

Так, при утворенні хвилі тепла в серпні 2010 р. вісь потужного гребеня тепла була спрямована з Малої Азії через територію України на

центральну частину ЄТР. Прогріте повітря надходило на територію України з південними, південно-східними та південно-західними потоками, тобто по західній периферії висотного блокуючого антициклону (рис. 5.13, а). В денні години майже вся територія Східної Європи біля поверхні землі перебувала в спекотному повітрі з температурами $+35...+40^{\circ}\text{C}$ (рис. 5.13, б).

Слід зазначити, що біля поверхні землі при утворенні хвиль тепла може існувати й поле зниженого тиску. Так, в літній період при значному розвитку термічної малоазійської депресії в її улоговині, спрямованій з півдня на Чорне море і південь України можуть формуватися умови для винесення дуже теплих повітряних мас в приземних шарах, що забезпечує підвищений фон добової температури повітря протягом кількох днів. На рис. 5.13 (в, г) проілюстровано приклад, коли під час однієї хвилі тепла територія України біля поверхні землі перебувала спочатку на південній периферії антициклону з центром над Північним Уралом (08.08.2010 р.), а потім, при розвитку малоазійської депресії, значна частина країни опинилася під впливом улоговини, орієнтованої з південного сходу (11.08.2010 р.), при цьому відбулась зміна переважних приземних напрямків вітрів з південних на східні.

5.5.3 Хвилі холоду і весняні повернення холодів

Найбільш простою і наочною формою представлення різких перепадів середньодобової температури є *хвилі холоду* [17]. Термін „хвиля холоду” був введений Срезневським Б.І. у 80-ті роки ХХ ст. [27]. За хвилю холоду вважалось зниження температури повітря на 10°C за добу. Для території Європи хвилі холоду зароджуються на крайньому північному заході або, рідше, на півночі; вони являють поступальний хвильовий рух на південний схід, при цьому північно-західні вітри значно сприяють їхньому поширенню.

Хвилі холоду мають швидкість, яка значно перевищує швидкість вітру, який спостерігається біля поверхні землі; вони зміщуються від крайнього північного заходу до крайнього південного сходу через ЄТР всього за 2-5 діб, із середньою швидкістю близько 700 км за добу. Перед хвилею холоду, а також після її проходження нерідко можна спостерігати подібне за характером, хоча менш різко виражене, підвищення температури, яке також має поступальний хвилеподібний рух.

Науковці, які займалися подібними дослідженнями, висували різні критерії, що відрізнялися величиною перепаду середньодобової температури від дня до дня або по відношенню до норми.

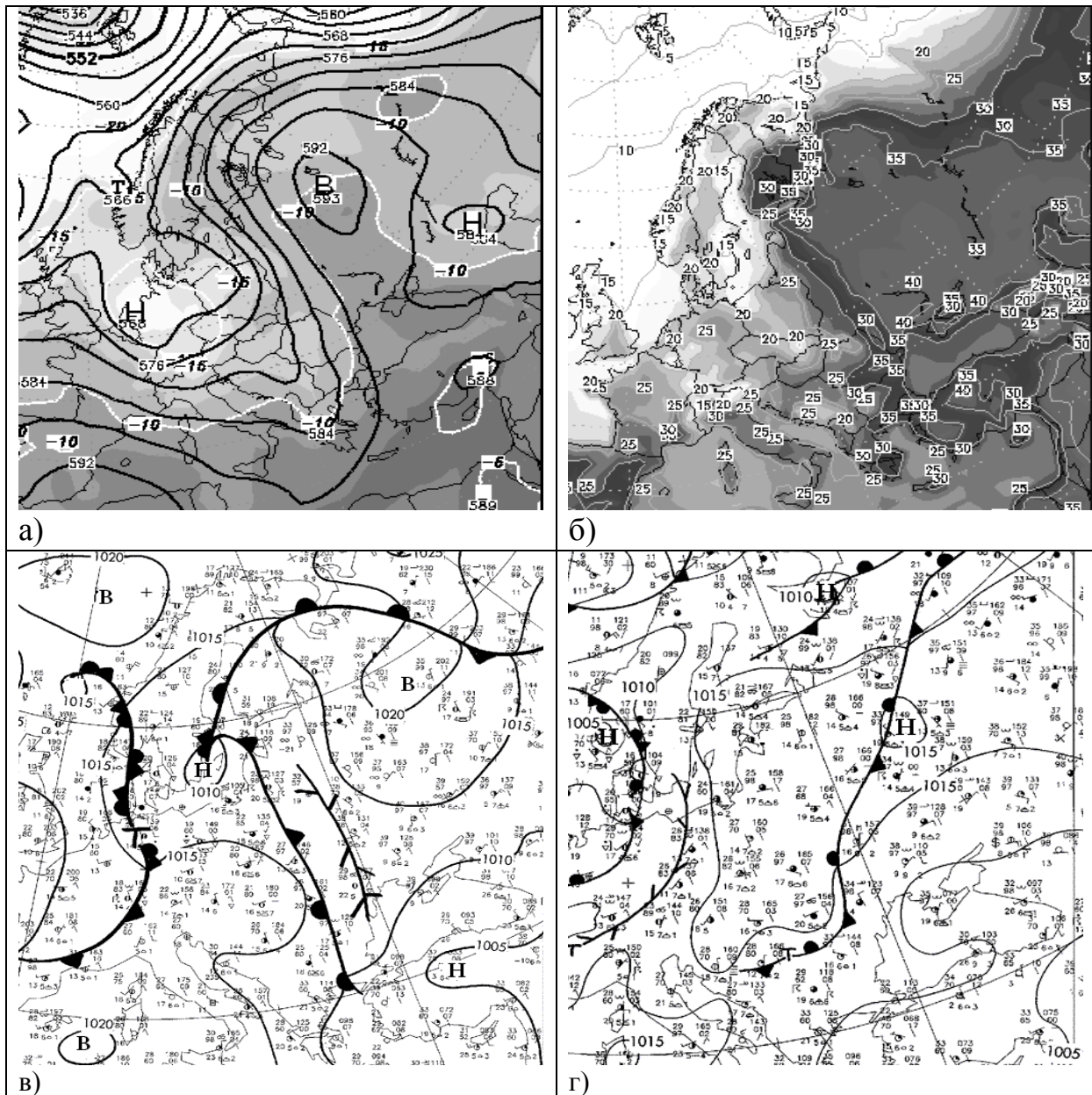


Рисунок 5.13 – Висотне поле тиску та температури на рівні 500 гПа (а) та розподіл температур повітря (б) в Європі під час хвилі тепла за 8 серпня 2010 р., 12 СГЧ; приземні карти погоди за 8 серпня (в) та 10 серпня (г) 2010 р., 12 СГЧ

Храбров Ю.Б. [28] вважав хвилюю холоду (тепла) зміну температури повітря на величину, рівну 2σ , де σ – середньоквадратичне відхилення середньої добової температури повітря тривалістю не менше двох днів.

Педь Д.А. [6] за хвилю холоду (тепла) приймав аномалію середньодобової температури повітря у порівнянні з щоденною нормою на $\geq 5^{\circ}\text{C}$. За даними [14], різкими перепадами середньодобової температури повітря у бік підвищення або зниження вважаються зміни приземної

середньої добової температури повітря на 6-10 °С на більше ніж 80% території України. Короткочасні зміни температури визначаються тривалістю у межах 2-4 діб, тривалі зміни – у межах тижня і більше. При цьому не враховується характер фону аномалії середньодобової температури повітря, тобто різкі потепління або похолодання можуть здійснюватися як на фоні від’ємних, так і додатних аномалій температури повітря. Як правило, ВФЗ при різких перепадах температури повітря біля поверхні землі має виражений меридіональний характер.

Деякі збурення у ході температури особливо значні і зберігаються кілька діб підряд; це може бути, наприклад, зниження температури навесні на фоні її загального зростання. Такого роду коливання можна пояснити тим, що потепління або похолодання повторюються щорічно (хоча і не обов’язково щороку) у деякі більш-менш стійкі календарні строки. Тому і на кліматологічній кривій залишаються відповідні збурення, так звані, календарні особливості. Коливання в річному ході температури показують наявність у році таких календарних періодів, коли в цей район вторгаються повітряні маси переважно одного визначеного типу.

Навесні в Європі, коли температура в річному ході загалом підвищується, є такі календарні періоди, коли на кліматологічних кривих, побудованих по днях або по п’ятиденках (пентадах), температура істотно падає або принаймні зростання її сповільнюється. Таким чином, трапляється *весняне повернення холодів* – це вторгнення холодного повітря після тривалого періоду теплої погоди, з відповідним значним зниженням температури.

Повернення холодів на території Європи найчастіше спостерігаються в травні і в першій декаді червня. Терміни настання цих періодів в різні роки можуть бути різними. Так, травневі холоди можуть спостерігатися і на початку, і в середині, і наприкінці місяця, можуть і не спостерігатися зовсім. Але найбільш часто вони бувають в першій половині місяця, що і відбивається на кліматологічній кривій.

Одним з механізмів, який значною мірою визначає існування триваючих до кількох тижнів хвиль холоду в атмосфері, є блокування панівного у помірних широтах зонального західного повітряного переносу.

Області підвищеного тиску сприяють посиленню меридіональних потоків в атмосфері. На захід від блокуючих антициклонів переважає винос більш теплих повітряних мас з південних регіонів, а в східній частині такого антициклону домінує винос холодного повітря з більш північних широт. Довжина виникаючої при блокуванні хвилі на фоні збуреного зонального потоку – кілька тисяч кілометрів.

Весна над територією Східної Європи, у тому числі і над Україною, звичайно тривала, з можливими поверненнями холодів. Мінливість погоди пов’язана з активністю перебудов у поточних синоптичних процесах. Природно, що характер весняного сезону багато в чому залежить від стадії

поточної кліматичної епохи. При кліматичних епохах з континентальним типом погоди весняний сезон нетривалий, тоді як при перевазі зональних процесів спостерігається розвинута циклонічна діяльність, яка зумовлює мінливість погодних умов [18].

Порівняно швидкий перехід від весняного сезону до літа пояснюється існуванням над територією України квазістаціонарного блокуючого гребеня. У цих умовах під дією інсоляції швидко формується континентальний тип погод літнього сезону. Полярний фронт при цьому відсувається в північні широти, далеко від території України.

Континентальний тип погоди у Східній Європі звичайно виникає при довгострокових гребневих вторгненнях від арктичного, сибірського або середньоазіатського антициклонів. Перехід до літнього сезону відбувається, в основному, під дією середньоазіатських гребенів, підтримуваних одночасними вторгненнями із субтропічного поясу високого тиску через середземноморський басейн. Довгострокові блокуючі і меридіонально протяжні гребені середньоазіатського або каспійсько-кавказького напрямку стаціонують над східною Україною в двох випадках: коли вони підтримуються середземноморським гребенем або середньоазіатський антициклон переходить у стадію структурно стійкої відокремленої хвилі. Формування погоди гребенем сибірського антициклону, який у ранній весняний період зберігає в собі вихолоджені повітряні маси, не сприяє швидкому встановленню погод літнього сезону і перехідний сезон подовжується. На відміну від цього циркуляційного механізму, середньоазіатські гребеневі відроги швидше стають теплими і забезпечують швидкий перехід до літа.

Гребеневі системи, пов'язані з меридіональним типом циркуляції на східній периферії, створюють адвекцію холодних повітряних мас на територію України. Таку ж адвекцію зумовлюють тиллові частини масштабних циклонів, блоковані зі сходу.

В дослідженні [18] виділено три основні типи циркуляції, при яких характерні як затяжні весняні періоди загалом, так і повернення холодів пізньою весною.

I тип відповідає циклонічному вторгненню при слабкому блокуванні зі сходу гребневим відрогом, який поширюється через східну частину Північного Кавказу і Прикаспійську низовину (рис. 5.14). Полярний фронт при цьому може мати подвійну систему і проходити північною гілкою через територію України, а південною – через Середземномор'я впритул до блокуючої гребневої структури. Зазначена структура відхиляє траєкторії циклонів до півночі у бік Середнього Уралу і Західного Сибіру. Арктичний фронт проходить по 60° півн.ш. Така ситуація не сприяє швидкому встановленню теплого періоду і може існувати тривалий час, вносячи із собою комплекс мінливих погодних умов з можливими поверненнями холодів, що відбуваються при вторгненні в зону

циклонічних траєкторій гребневих відрогів від арктичного і сибірського антициклонів.

При цьому для циклонічної серії характерні інтенсивні опади фронтального типу у вигляді зливового снігу або дощу. Перед блокуючою структурою біля Чорноморського узбережжя Кавказу можливі короточасні регенерації циклонів з посиленням вітрів до штормових, супроводжуваними снігопадами ранньої весни. Однак ці явища бувають відносно рідко через слабо виражене гребеневе блокування, яке формується, в основному, за рахунок орографічного впливу Головного Кавказького хребта. Слід зазначити, що траєкторії циклонічної серії в цій ситуації майже зональні.

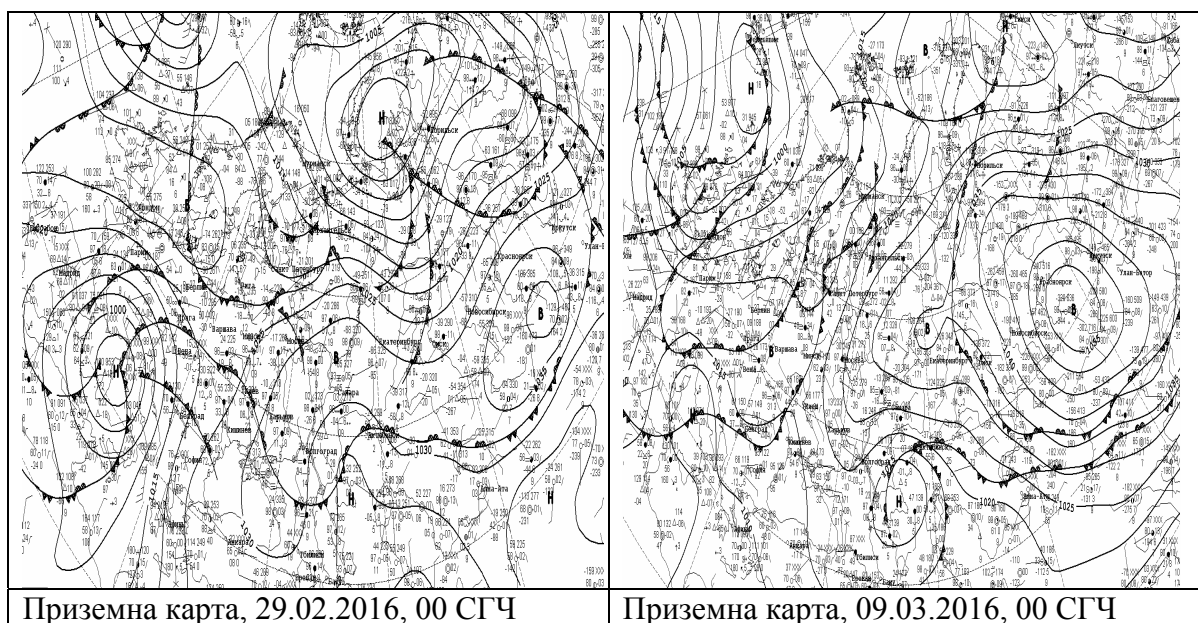


Рисунок 5.14 – Циклонічне вторгнення при блокуванні зі сходу відрогом сибірського антициклону (І тип)

II тип виникає при блокуванні циклонічної серії гребнем сибірського антициклону (рис. 5.15). Ця ситуація часто повторюється навесні, коли вторгнення холодних повітряних мас сибірського антициклону може надовго затримати встановлення теплого періоду.

Для такого процесу необхідна попередня наявність тривалого існування циклонічної серії, яка проходить до кінця зими через територію України. Звичайно циклонічна серія несе із собою вологі повітряні маси, що тривалий час знаходяться над зазначеною територією. Волога і тепла повітряна маса створює умови, які сприяють поширенню на територію України вихолодженого, більш густого сухого повітря, сформованого сибірським антициклоном. Ці холодні повітряні маси, у свою чергу, звичайно стаціонують досить довгий час і сприяють встановленню періодів похолодання над усією територією півдня Східної Європи.

Арктичний фронт у цій ситуації над Східною Європою зрушується до півночі, а в Атлантико-Європейському секторі – до півдня.

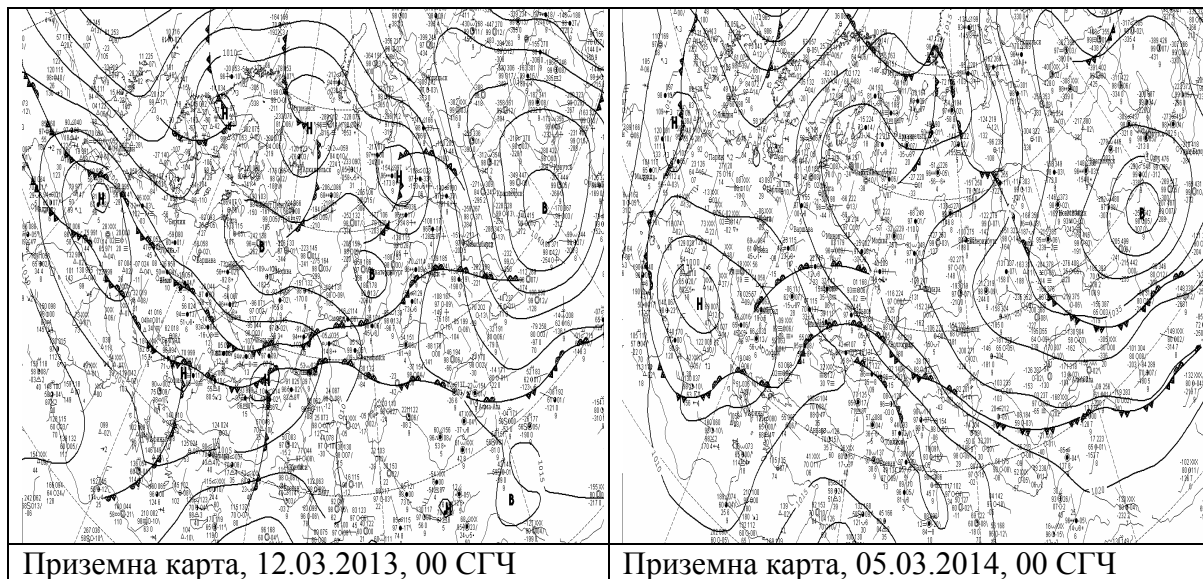


Рисунок 5.15 – Блокування відрогами сибірського антициклону циклонічної серії (II тип)

Полярний фронт у цьому типовому процесі північною гілкою також проходить через територію України, але його південна середземноморська гілка звичайно прориває південне блокування над акваторією Чорного моря, створюючи можливість циклонічним траєкторіям набути південної складової. Циклонічні траєкторії в цьому типовому процесі можуть мати як північний, так і південний напрям.

III тип. Гребеневе вторгнення арктичного антициклону, що звичайно відбувається над акваторією Норвезького моря, при збереженні відрогів сибірського антициклону, визначає вихід на територію України південних циклонів. Циклонічна серія активно поширюється до Передуралля з виходом на Західний Сибір, а також прориває або взагалі руйнує відріг із субтропічного поясу, який розповсюджується через акваторію Каспійського моря. Гребеневе Атлантико-Скандинавське вторгнення зумовлюється наявністю вологого повітря у системах циклонічних серій, які проходять через південь Західної Європи. Циклонічні траєкторії в цьому випадку звичайно пролягають через Біскайську затоку і переносять теплі сильно зволожені повітряні маси. Цей циркуляційний механізм зустрічається рідше перших двох і відповідає стійкому типові тривалої холодної весни. Приклад такого процесу, який супроводжувався значним зниженням температури повітря на території України (від'ємні відхилення середньодобової температури від норми склали до 8-9 °С), наведено на рис. 5.16.

Особливими різновидами всіх трьох типів розглянутих процесів є комбіновані ситуації з більш інтенсивним розвитком однієї з трьох гребневих структур. Наприклад, відріг сибірського антициклону може мати велику просторову довжину і досягати території Західної Європи, або відроги арктичного антициклону можуть поєднуватися з відрогами сибірського антициклону і виходити на райони Середземномор'я аж до Іранського нагір'я.

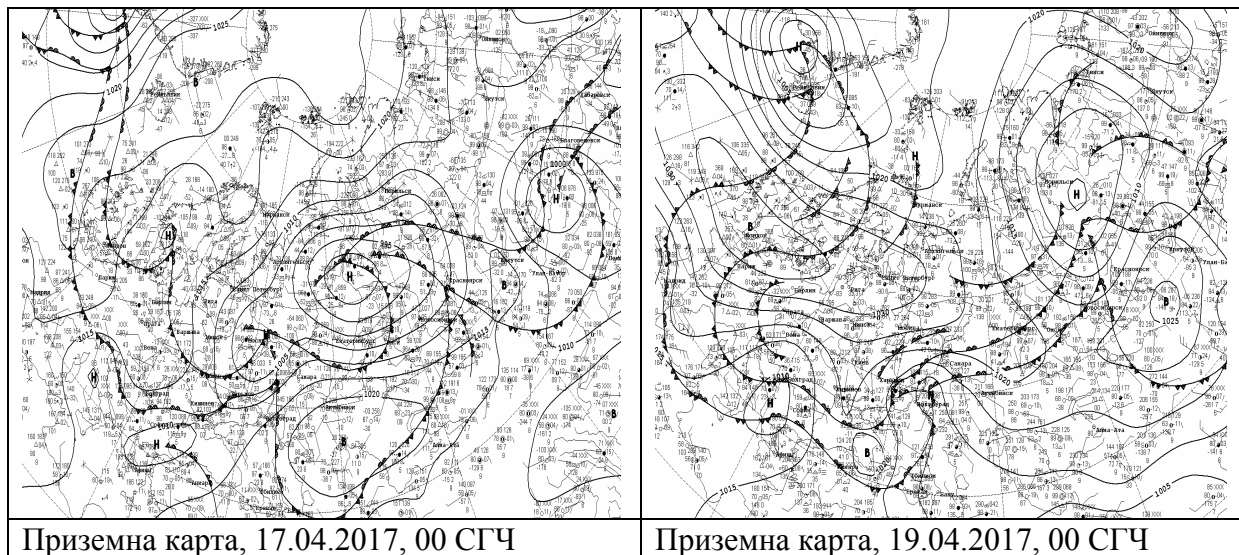


Рисунок 5.16 – Вториння арктичного антициклону при збереженні відріг сибірського максимуму (III тип)

Можливість виходу гребневих структур на території, раніше від них вільних, визначається компенсаційними течіями, які вирівнюють градієнти у полі густини. У холодних повітряних масах гребенів сибірського або арктичного антициклонів густина сухого повітря істотно вища за густину вологого повітря, яке переноситься циклонами. У розглянутих типових процесах циклони виносять теплі й вологі, менш густі повітряні маси, сприяючи швидкому поширенню холодних, більш густих повітряних мас на відносно великі простори [18].

Випадки тривалих похолодань в Україні характеризуються найбільш активним і чітко вираженим впливом процесів, які здійснюються в тропосфері і стратосфері. Існує значна відмінність формування тривалого похолодання по періодах року, пов'язана з природною сезонною циркуляцією стратосфери. Так, у період року з травня по липень тривалі похолодання на території України зумовлені атмосферними процесами, що розвиваються в шарі атмосфери до рівня 100 гПа включно. На більш високих рівнях стратосфери при цьому простежуються незначні коливальні рухи центра стратосферного антициклону. Як правило, спочатку в нижньому шарі атмосфери, найчастіше до рівня поверхонь

300 гПа або 100 гПа, формуються два висотних глибоких циклони: над східним узбережжям Північної Америки і північчю Східного Сибіру. У тилу останнього здійснюється активне затікання холодного повітря на територію Європи. При цьому утворюється дуже високий циклони з майже вертикальною віссю, в системі якого здійснюється циркуляція, яка охоплює тропосферу і стратосферу. За рахунок такої активізації вказаного циклону здійснюються каскадом додаткові припливи холодного повітря на територію України з півночі і північного сходу – друга хвиля холоду, яка може бути і тривалішою, й інтенсивнішою за першу [14].

Питання для самоперевірки

1. Які синоптичні процеси відносяться до стаціонарних?
2. Які циклони називають центральними?
3. Який процес у висотній фронтальній зоні є вирішальним для розвитку центрального циклону?
4. Які погодні умови притаманні центральним циклонам?
5. Які циклони відносяться до висотних (або верхніх)?
6. Яка структура в тропосферному термобаричному полі є необхідною для виникнення висотного циклону?
7. В яких шарах можуть розвиватися висотні циклони?
8. Які умови в термобаричному полі визначають рухомість висотних циклонів?
9. Які погодні умови притаманні висотним циклонам?
10. Які типи баричних полів характеризують блокуючі процеси в атмосфері?
11. Яку характерну ознаку блокування вважають типовою для цих процесів?
12. Перелічіть синоптичні ознаки (критерії) блокування.
13. Які аномалії в полі температури спостерігаються в регіоні блокування?
14. В яких географічних районах Північної півкулі найбільш часто розвиваються блокуючі антициклони і в які сезони року?
15. Які аномальні погодні умови можуть бути пов'язані з блокуючими антициклонами взимку, влітку?
16. На чому ґрунтується метод Лейєнаса-Окланда для виявлення процесів блокування?
17. Який індекс можна використати у якості динамічного показника стану зонального потоку, на чому він ґрунтується?
18. Які аномальні погодні умови можуть бути пов'язані з блокуючими антициклонами взимку, влітку?

19. Які розрізняють види посух, основні причини їх виникнення?
20. За яких макроциркуляційних умов починається формування посухи?
21. Яку роль відіграють блокуючі процеси атмосфери в формуванні посух?
22. Яку типову структуру має висотне баричне поле при формуванні тривалих посух в Україні?
23. Що таке суховій? Якими критеріями визначається це явище і в чому його основна небезпека?
24. Які синоптичні умови є сприятливими для виникнення суховіїв в Україні?
25. Дайте загальне визначення хвилі тепла, а також назвіть критерії, рекомендовані Всесвітньою метеорологічною організацією.
26. В чому полягає несприятлива дія хвилі тепла?
27. В яких баричних полях біля поверхні землі та на висотах виникають хвилі тепла в Україні?
28. Який процес розуміють під весняним поверненням холодів?
29. Що таке хвиля холоду? Як вона виражається у показниках метеорологічних величин?
30. Який тип макроциркуляції (зональний чи меридіональний) є сприятливим для виникнення хвилі холоду?

Розділ 6. РЕГІОНАЛЬНІ СИНОПТИЧНІ ПРОЦЕСИ СУСІДНІХ ТЕРИТОРІЙ

6.1 Синоптичні процеси Кавказу

Гірські масиви Великого Кавказу є межею між помірним і субтропічним кліматичними поясами, вони перешкоджають обміну повітряними масами між ними, загострюючи синоптичні процеси у цьому регіоні. Водночас, Кавказ розташований у межевій смузі, яка знаходиться в сфері впливу, з одного боку, вологих повітряних мас Атлантики і Середземномор'я, а з іншого боку – сухих континентальних повітряних мас, сформованих над просторами внутрішніх областей Євразії. Розходження, спричинені цим двостороннім впливом, підсилюються особливостями рельєфу.

На загальну зміну температури і вологості повітря з висотою накладається зміна циркуляції повітря у високих шарах атмосфери. Верхній «поверх» Великого Кавказу і частково Закавказького нагір'я знаходиться в умовах циркуляції вільної атмосфери. На Великому Кавказі, починаючи з висоти ~2000 м, а в Закавказькому нагір'ї – трохи вище, головна роль належить західному переносу повітря, у зв'язку з чим підсилюється вплив Атлантики і Середземного моря.

Розміри Чорного і Каспійського морів недостатні для формування над ними повітряних мас морського типу. Над їхньою поверхнею циркулює переважно континентальне повітря, зміна температури і вологості відбувається тільки в його нижньому шарі. Роль Чорного моря як породотворюючого чинника для Кавказу значно більша, ніж Каспійського. Чорне море підсилює вплив на погодні умови Кавказу Середземного моря й області азорського максимуму. Крім того, воно захищає західне Закавказзя від вторгнень холодного повітря з північного заходу. Відзначається істотний непрямий вплив Чорного моря на режим опадів. Взимку знижений тиск над його теплою поверхнею зумовлює відхилення руху середземноморських циклонів на північний схід від їх головної траєкторії через Малу Азію, і вони переміщуються на західне Закавказзя. В результаті збільшуються суми опадів на чорноморському узбережжі і прилеглих схилах хребтів Великого Кавказу.

Каспійське море, в свою чергу, перешкоджає впливу холодного континентального азійського повітря на південно-східну частину Кавказу. Сухі повітряні маси, що рухаються з пустель Середньої Азії, проходячи над Каспійським морем, не насичуються достатньою мірою вологою і тому майже не зволожують східний Кавказ, визначаючи у цьому регіоні дефіцит опадів [1, 5-6].

Рельєф значно впливає на розподіл опадів, інтенсифікуючи їхнє випадіння при переміщенні на територію Кавказу вологих повітряних мас. Гірські хребти загострюють теплі фронти, що спричиняє посилення опадів, зокрема, на південному схилі західної частини Великого Кавказу. При наближенні холодних фронтів до північного підніжжя хребта тепле повітря витісняється нагору і на гірських схилах також посилюються опади. Хребти і підвищення поділяють територію гірських областей Кавказу на безліч районів зі своїми місцевими особливостями режимів погоди.

Гірський хребет Великого Кавказу зумовлює такі особливості циркуляції атмосфери: влітку насування з півдня субтропічних областей підвищеного тиску і винесення тропічного повітря з Малої Азії, внаслідок чого в субтропічних районах Закавказзя, як і в субтропіках, що примикають до них, літній період посушливий, за винятком західного Закавказзя, де кількість опадів зростає за рахунок конвективних процесів, та переміщення з південного заходу і заходу (з районів Середземного моря і Атлантичного океану) південних циклонів взимку, які є основними джерелами атмосферних опадів.

Влітку на Північний Кавказ зі степової зони півдня Східноєвропейської рівнини переноситься континентальне повітря помірних широт у різних фазах трансформації його в тропічне повітря. У Закавказзі панує тропічне повітря місцевого формування. Порівняно холодна поверхня моря визначає поширення на схід відрога азорського антициклону, що сприяє встановленню ясної погоди, особливо у північній частині чорноморського узбережжя, де зменшується бар'єрний вплив гір. Такий режим погоди протікає при переважній зональній циркуляції на висотах, відсутності ВФЗ або ж досить віддаленому розташуванні їх від Кавказу. Однак зональний потік час від часу порушується і відбувається меридіональне перетворення висотного термобаричного поля тропосфери. Як наслідок, відзначається вторгнення холоду з півночі в системі антициклонів полярних і помірних широт та виходи циклонів, які супроводжуються збільшенням хмарності і випадінням опадів. Літні опади випадають здебільшого на холодних фронтах, посилюються за рахунок рельєфу і мають зливовий характер. На чорноморському та каспійському узбережжях суми опадів у теплий період, навпаки, зменшуються; дефіцит опадів відзначається у східному Закавказзі.

Зовсім інший характер має динаміка розвитку атмосферних процесів у холодну частину року. Гори захищають Закавказзя від проникнення холодного повітря, яке надходить з півночі і північного сходу і заповнює Передкавказзя. Арктичне повітря в більшості випадків не проникає до Закавказзя і лише в окремі роки обтікає Великий Кавказ із заходу і сходу, залишаючи високогір'я ніби-то у вигляді теплового острова.

На висотах відбувається перебудова висотного баричного поля на меридіональний тип циркуляції, а в приземному шарі посилюється

міжширотний обмін повітряних мас. Погодні умови при цьому визначаються впливом холодних фронтальних розділів, спочатку частіше розмитих, а з наближенням зими – досить інтенсивних холодних вторгнень, які супроводжуються потужними обвалами холодних повітряних мас арктичного походження і помірних широт.

На узбережжі Чорного моря найнижчі температури повітря спостерігаються під час бори – місцевого сильного низхідного вітру, спрямованого з гір на морську акваторію. Новоросійська бора розвивається на підвітряному схилі, що межує з морем [6]. Початок бори, як правило, пов'язаний з проходженням холодного фронту, подальший розвиток протікає в однорідному потоці на периферії антициклону. Наявність депресії над відносно теплою морською поверхнею сприяє загостренню баричних градієнтів, величина яких і визначає силу бори.

Мінімальні температури повітря зимового періоду (до $-32...-30$ °C) фіксуються у Закавказькому нагір'ї, причиною чого є не тільки абсолютна висота, але й платоподібний характер гірської височини, а також сухість повітря. За таких умов відзначається підвищений атмосферний тиск, недостатня кількість опадів, слабкі вітри. Великомасштабні вторгнення холоду в системі полярних антициклонів, які охоплюють усю Європу і Кавказ, і доходять до субтропіків, створюють сприятливі умови для формування полярних ВФЗ, під якими над Середземним морем виникають циклонічні збурення (південні циклони). Узимку не тільки Закавказзя, але й Чорноморське узбережжя і сусідні райони Передкавказзя та західна частина Великого Кавказу перебувають під впливом середземноморських циклонів, а на південному сході – іранських. Переміщення атлантичних і середземноморських циклонів спричиняють різкі підвищення температури повітря, відлиги. Одночасно підсилюється хвильова діяльність південніше від Закавказзя. У системі згаданих ВФЗ на висотах у західних і південно-західних потоках відбувається винесення з Атлантичного океану тропічних повітряних мас. В результаті утворюється орографічний верхній теплий фронт, який зумовлює випадіння сильних облогових дощів у перехідний період – від осені до зими.

Найбільш теплі зими відмічаються у західному Закавказзі, цьому сприяє ряд факторів: найвищий ступінь захищеності від холодних вторгнень з північного заходу, півночі і північного сходу; вплив Чорного моря, з боку якого виноситься тепле повітря у системі південних циклонів; переважання низхідних потоків, про що свідчить загальне зниження відносної вологості та значна повторюваність фенів [1, 5, 10].

Для Кавказу й Закавказзя характерні такі основні синоптичні процеси [11, 14]:

- 1) розвиток гребенів, периферії яких впливають на погодні умови Кавказу;
- 2) циклогенез над Чорним морем;

- 3) орографічний антициклогенез над північним Кавказом;
- 4) орографічний циклогенез над східною частиною Передкавказзя;
- 5) частинний циклогенез над східною частиною Чорного моря;
- 6) вихід південних циклонів;
- 7) холодні вторгнення.

Формування гребенів, що впливають на погоду Кавказу, можливе при антициклонах, які переміщуються з півночі і північного заходу та при поширенні відрогів східних максимумів. Заключним процесом є стаціонанування антициклону на південному сході ЄТР.

Антициклонічний вплив з півночі та північного заходу в холодну пору року зумовлює від'ємну аномалію температури на Кавказі. При арктичних вторгненнях найбільш холодні повітряні маси займають передгір'я, а на схилах гір відзначається інверсійний розподіл температури. Під час потужних проривів з півночі холодне повітря розповсюджується і у високогірні райони, перетікаючи на південні схили.

Синоптичні ситуації, які зумовлюють посушливі періоди, характеризуються переважанням висотного гребеня і наявністю приземних антициклонічних утворень над Кавказом, при цьому виділяють три типи процесів: азорський, полярний і змішаний (рис. 6.1, а-в).

При азорському типі висотний гребінь над Кавказом малорозвинений у північному напрямку, орієнтований від Середземномор'я на Кавказ; над західною частиною Середземного моря і Середньою Азією відмічаються сполучені слабо виражені висотні улоговини. Над більшою частиною території зберігається західне перенесення повітряних мас (рис. 6.1, а).

Процеси полярного типу виділяються значно більшою меридіональністю циркуляції над ЄТР. Висотний гребінь над Кавказом і прилеглими морями простирається на північ до Баренцового моря. Суміжні улоговини спрямовані відповідно від Норвезького моря на центральне Середземномор'я та від Таймиру на Аральське море. Полярні антициклони, переміщуючись до півдня, приносять холодне сухе повітря у південно-східні райони ЄТР і Середню Азію; над Кавказом у приземному шарі й середній тропосфері формується стійкий гребінь (рис. 6.1, б).

Для змішаного типу характерне існування висотного гребеня над Кавказом, який розповсюджується майже до Нової Землі, та глибокої улоговини над південними районами Казахстану і Середньої Азії, при цьому висотна улоговина над Європою виражена слабо (рис. 6.1, в).

Стаціонанування антициклону на південному сході ЄТР відбувається як у теплу, так і в холодну частину року. В літній період на південній периферії гребеня відмічається значний добовий хід температури і вітру, відмічаються пилові бурі й суховії. Взимку цей процес супроводжується посиленням циклонічної діяльності над Чорним морем, яка характеризується формуванням глибокої депресії над акваторією моря.

Циклони переміщуються зі сходу Середземного моря через Малу Азію серіями, підтримуючи циклонічну циркуляцію протягом 4-5 днів і більше. Чорноморська депресія простежується до значних висот і зумовлює в західних районах Північного Кавказу і на Чорноморському узбережжі Кавказу сильні вітри, хуртовини, снігопади, ожеледицю.

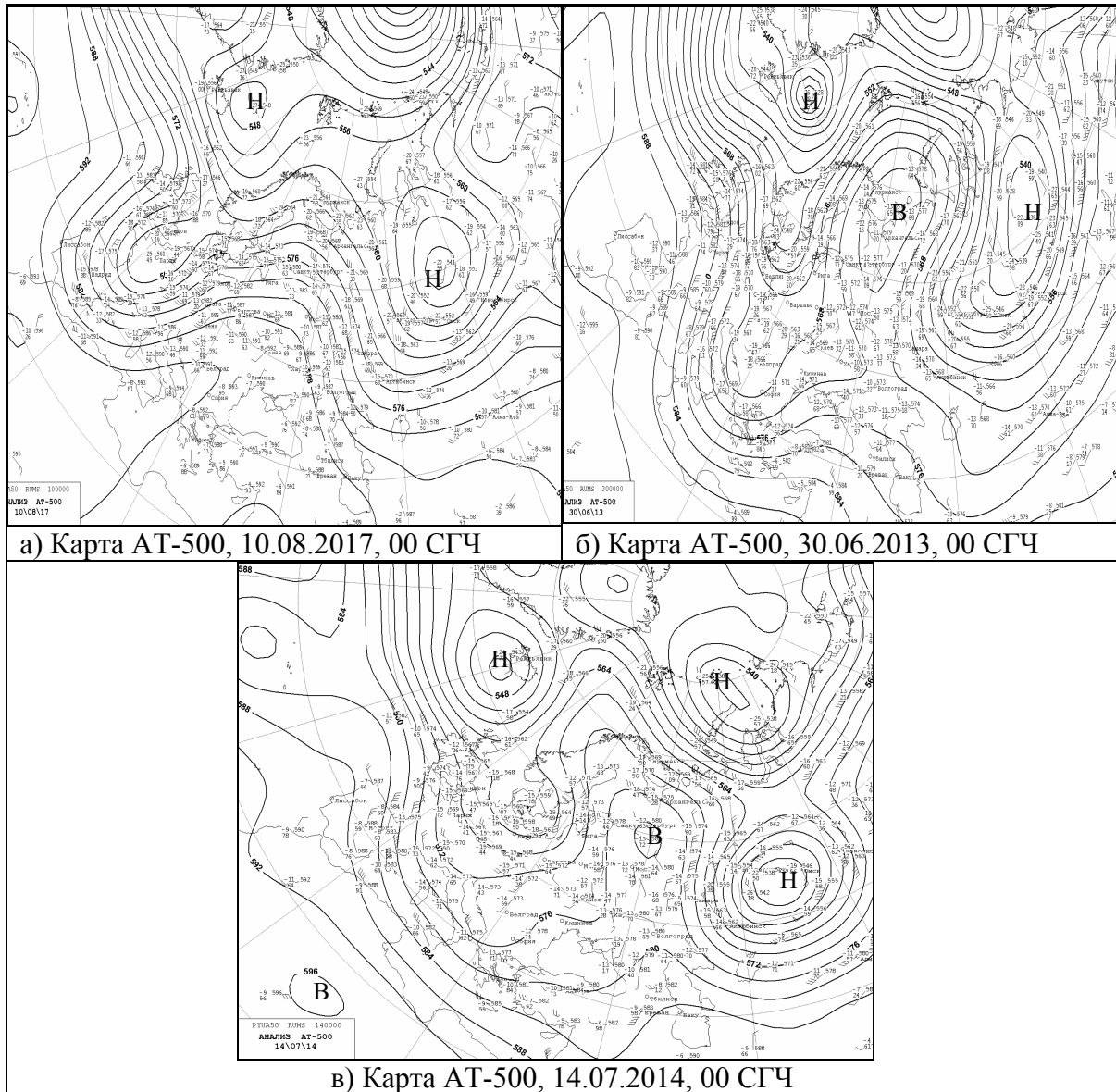


Рисунок 6.1 – Гребеневі структури над Кавказом: (а) – азорський тип; (б) – полярний тип; (в) – змішаний тип

Орографічний антициклогенез пов'язаний із затримуючим впливом Кавказького хребта. Наближення антициклону до гірського масиву супроводжується спрямованістю північних вітрів до значних висот під великим кутом до осі хребта. Накопичення холодного повітря у передгір'ї спричиняє термічне зростання тиску; у гребені, орієнтованому на Кавказ,

формується самостійне ядро високого тиску. Іноді антициклон виникає у гребені, спрямованому із заходу чи північного заходу (рис. 6.2, а-б).

Орографічний циклогенез над східною частиною Передкавказзя – це процес утворення частинного циклону під впливом Великого Кавказу на південні потоки повітря у середній тропосфері. Циклон виникає на підвітряному боці хребта за умови існування у цілому над Кавказом термобаричного поля, що сприяє падінню тиску біля поверхні землі, як правило, передньої частини висотної улоговини. Головним чином, орографічні циклони виникають у холодну пору року, половина з них заповнюється на місці, а інші переміщуються на південний схід, схід чи північний схід. Для таких процесів характерні нестійкі вітри та мрячні опади (рис. 6.2, в-г).

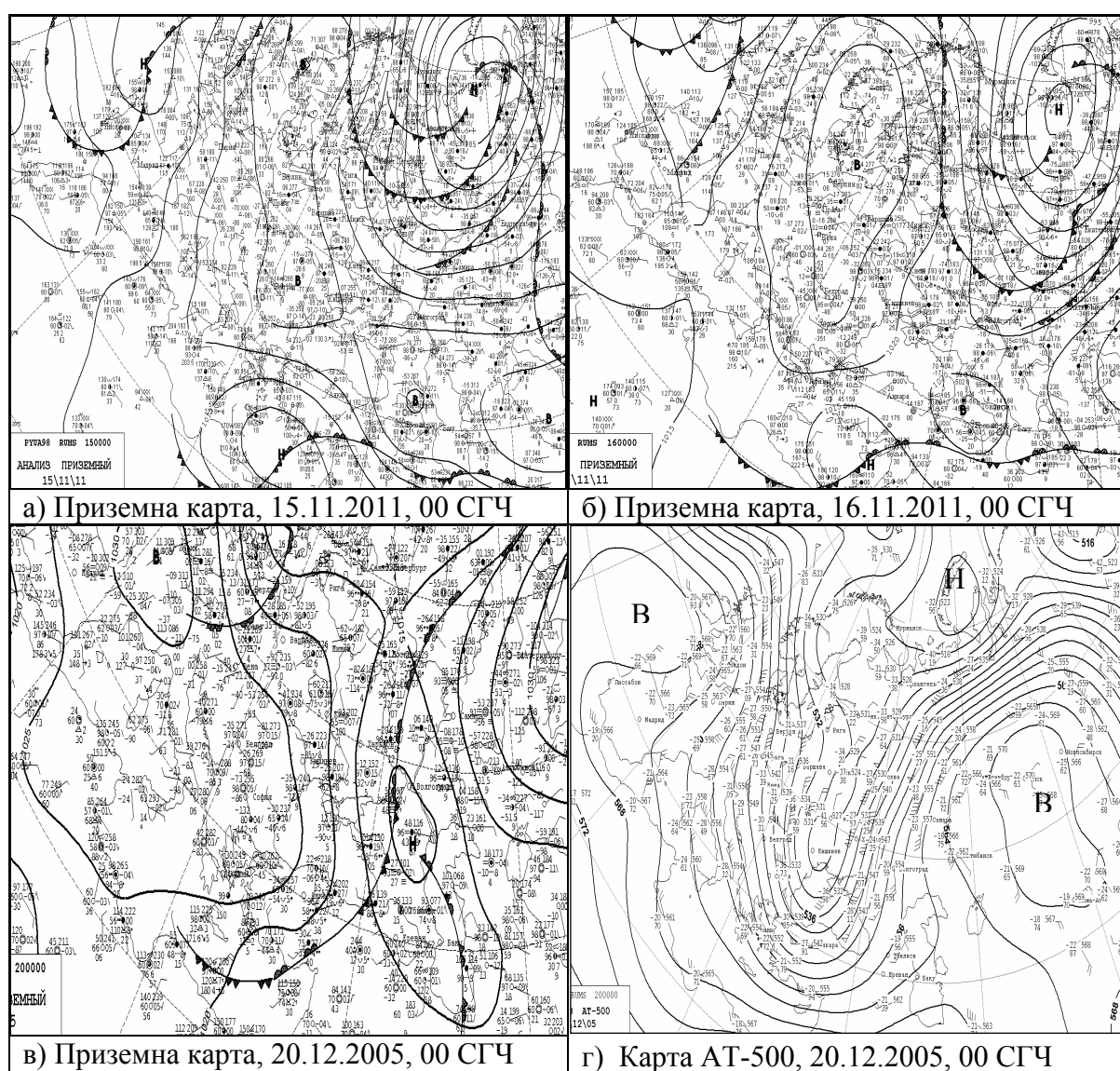


Рисунок 6.2 – Орографічний антициклогенез (а)-(б); орографічний циклогенез (в)-(г), над Кавказом

Частинний циклогенез над східною частиною Чорного моря формується за наявності на висотах над Балканами або Чорним морем висотного циклону або улоговини, видовженої з півночі (рис. 6.3, а-б). При цьому ВФЗ орієнтована з південного заходу на північний схід. Утворенню циклону передуює падіння тиску на чорноморському узбережжі Туреччини.

Вихід південних циклонів на територію Кавказу здійснюється при меридіональних потоках над Європою і супроводжується істотним збільшенням баричних градієнтів у суміжній зоні з антициклоном, розташованим над східними районами ЄТР (рис. 6.3, в-г).

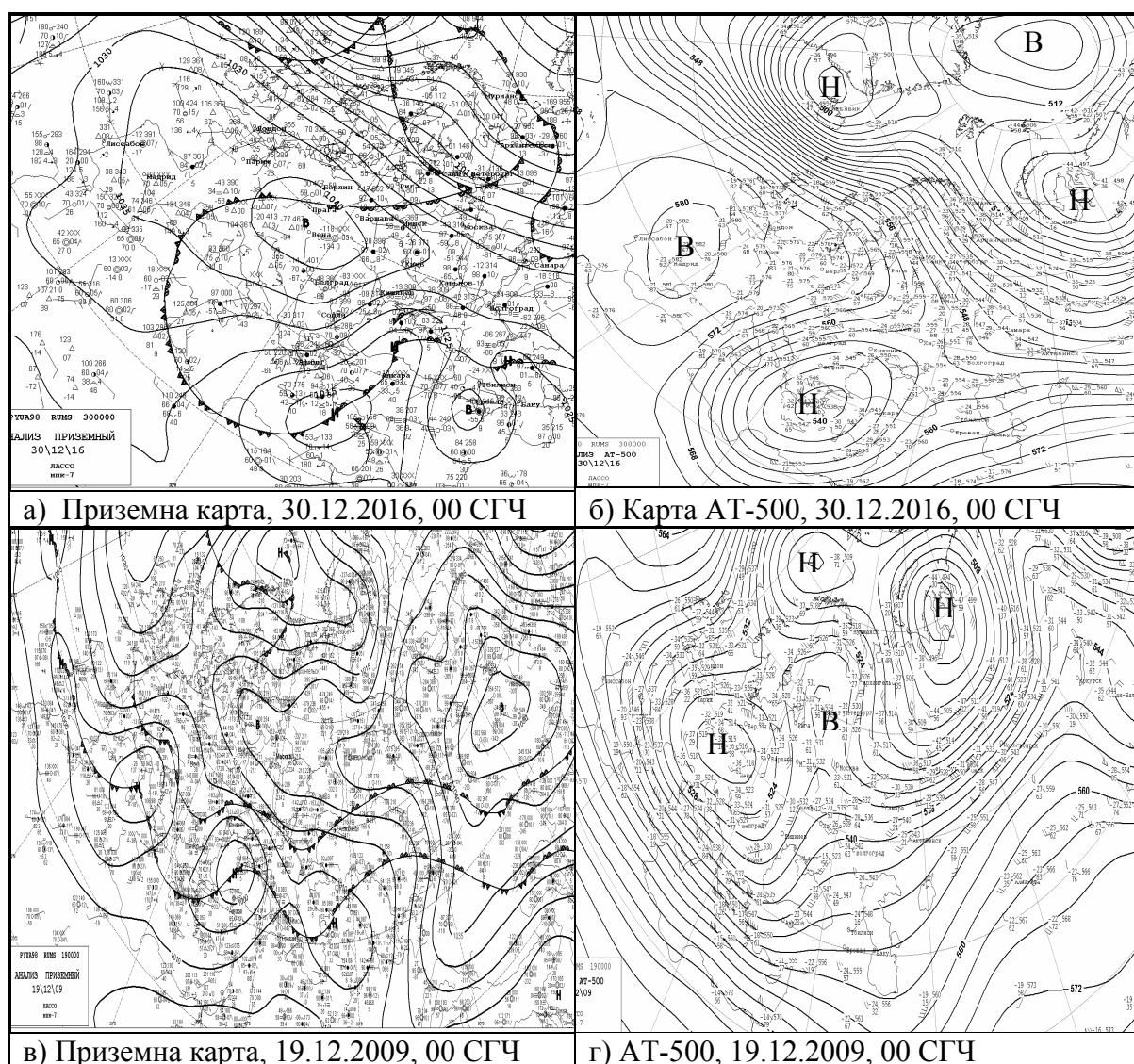


Рисунок 6.3 – Циклонічні процеси над Кавказом: (а)-(б) – частинний (локальний) циклогенез; (в)-(г) – вихід серії південних циклонів

Термобаричне поле, типове для виходу південних циклонів, характеризується чітко вираженою висотною улоговиною, вісь якої спрямована з Норвезького моря до Кавказу. Висотна фронтальна зона

проходить з південного заходу на північний схід, рідше з півдня на північ, при цьому термічний гребінь розміщується над Середньою Азією та Східноєвропейською рівниною.

Найчастіше південні циклони переміщуються з Егейського моря на північно-східні райони Чорного моря, де звичайно затримуються гірськими масивами Кавказу. Вихід циклонів з півдня і південно-заходу зумовлює перенесення морського тропічного повітря із Середземного моря, що спричиняє випадіння значної кількості опадів як у Закавказзі, так і на чорноморському узбережжі Кавказу. В міру збільшення на схід висоти гірських хребтів проникнення середземноморських циклонів на північні схили ускладнюється.

Холодні вторгнення характеризуються сильною меридіональністю потоків. Сильні західні вітри і хуртовини спостерігаються при пірнаючих циклонах зі Скандинавії чи Балтійського моря. При цьому передфронтальні вітри сильніші, ніж зафронтальні.

Для всього району Кавказу значне зниження температури повітря визначається трьома основними процесами (рис. 6.4):

1. Полярний процес – вторгнення холодного повітря в тилуву частину малорухомого циклону, сформованого над сходом ЄТР. Різке похолодання пов'язане з проходженням холодного фронту і посиленням північно-західного і північного вітру (рис. 6.4, а-б).
2. Ультраполярний процес – вторгнення холоду за холодним фронтом на периферії антициклону (рис. 6.4, в-г).
3. Східний процес – зимове похолодання, пов'язане з поширенням холодного повітря на захід по південній периферії відрогів сибірського антициклону (рис. 6.4, д-е).

Погода в Закавказзі, насамперед, пов'язана з холодними вторгненнями. Під впливом Головного Кавказького хребта циркуляція повітряних мас зазнає значних змін – у межах гірського шару повітряні маси обтікають хребет, і часто холодне повітря вторгається в Закавказзя із заходу чи сходу. Відповідно встановлені два типи таких вторгнень: західний і східний. Західний тип вторгнень пов'язаний з загальним західно-східним перенесенням повітря над Європою. Холодне повітря проникає в Закавказзя із заходу і північного заходу, коли переміщується з тилової частини глибокого циклону чи улоговини.

Східний тип вторгнення холоду пов'язаний з розвитком і зміщенням до Кавказу антициклону. Холодне повітря огинає Кавказ зі сходу, проникаючи спочатку на південь Каспійського моря, а потім і в Закавказзя. Обидва процеси вторгнення холоду завершуються місцевим антициклогенезом над Закавказзем.

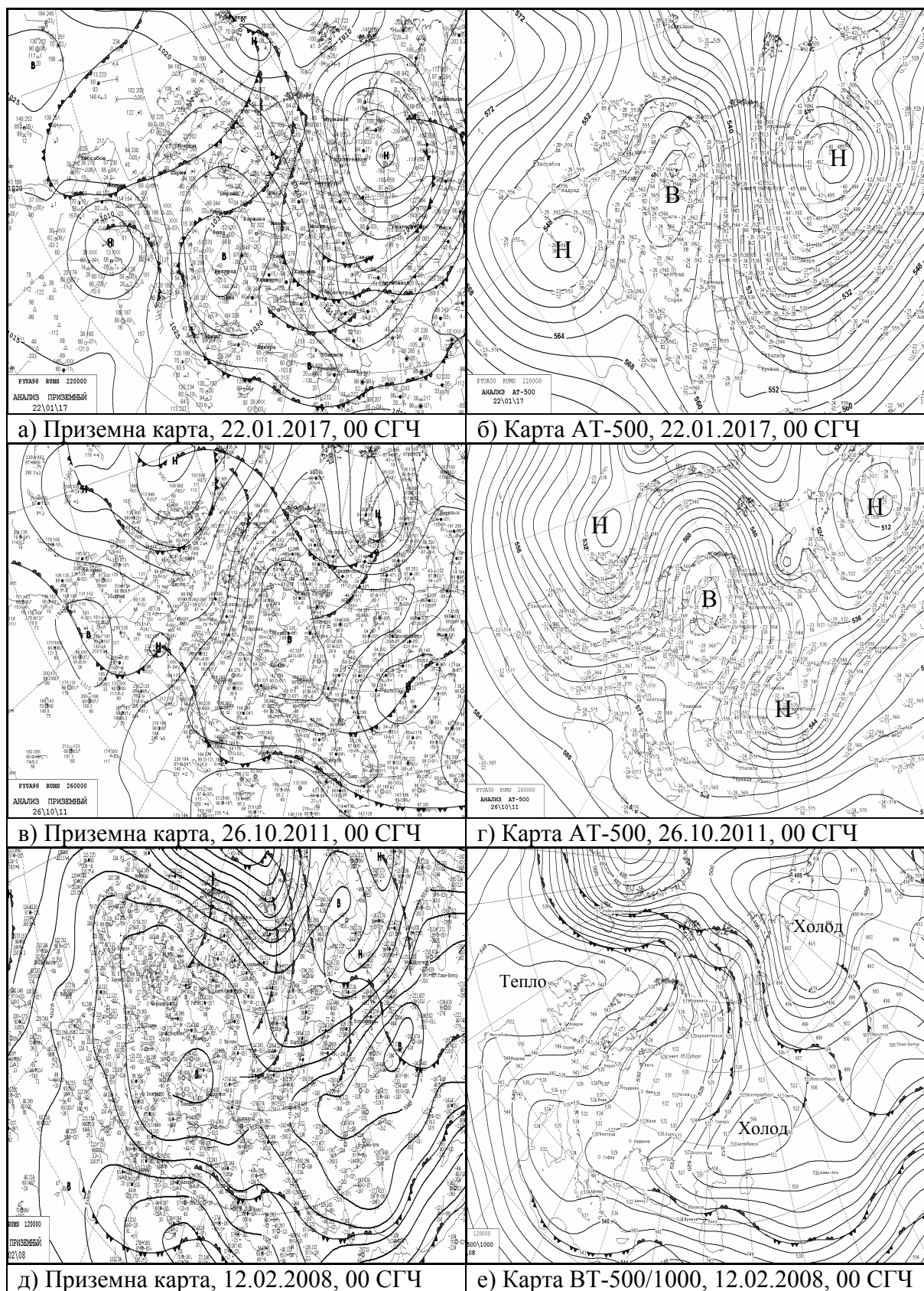


Рисунок 6.4 – Холодні вторгнення на територію Кавказу: (а)-(б) – полярний процес; (в)-(г) – ультраполярний процес; (д)-(е) – східний процес

В роботі [3] представлено висновки щодо ослаблення впливу в холодний період року арктичних антициклонів на регіон Кавказу протягом останніх двох десятиріч, що знаходить своє відображення у визначеній зміні режиму температури на території країн Закавказзя.

6.2 Синоптичні процеси Уралу і Західного Сибіру

Урал знаходиться в глибині материка, віддалений на велику відстань від Атлантичного океану. Це визначає континентальність його клімату. Кліматична неоднорідність у межах Уралу пов'язана насамперед з його великою довжиною з півночі на південь, від берегів Баренцового і Карського морів до степів Казахстану (хребет видовжений на 2000 км у меридіональному напрямку). Внаслідок цього північні і південні райони Уралу виявляються в неоднакових радіаційних і циркуляційних умовах і розміщені у різних кліматичних поясах - субарктичному (до полярного кола) і помірному (решта території) [1, 7, 12-13].

Пояс гір вузький, висоти хребтів відносно невеликі, тому свій особливий гірський клімат на Уралі не формується. Однак меридіонально витягнуті гори істотно впливають на циркуляційні процеси, виступаючи в ролі бар'єра на шляху пануючого західного переносу повітряних мас. Вони відділяють Західносибірську рівнину від Східноєвропейської рівнини і становлять досить різку кліматичну межу між ними: на захід від Уралу річна кількість опадів у півтора рази більша, ніж на схід від нього; температурні показники зимового періоду значно нижчі над Західносибірською рівниною, ніж на європейській території, існує різниця й у полі вологості та хмарності. Проте ці відмінності зумовлюються зміною із заходу на схід загальних умов циркуляції атмосфери, а не безпосереднім впливом Уральського хребта, який внаслідок меридіонального положення та недостатньої, в цілому, висоти не є суттєвою перешкодою для поширення з півночі на південь, а також із заходу і сходу повітряних мас.

Синоптичні процеси на території Уралу і Західного Сибіру мають й додаткові особливості, зумовлені рельєфом місцевості. Обмеженість Західносибірської рівнини із заходу, південного сходу і сходу гірськими системами Уралу, Алтаю, Середньосибірського плоскогір'я і відкритість її до Північного Льодовитого океану на півночі і великих просторів Казахстану та Середньої Азії на півдні сприяють вільному проникненню арктичних і тропічних мас повітря, що створює сприятливі умови для інтенсивного розвитку атмосферних процесів. Наявність гірського масиву тільки загострює відмінність у режимах погоди Західносибірської та Східноєвропейської рівнин, що особливо чітко проявляється у полі опадів.

У зв'язку з активізацією фронтальної діяльності під впливом рельєфу в системах західних циклонів на західних схилах Уралу відбувається істотне збільшення сум опадів. Виникає істотна розбіжність у зволоженні між західними навітряними схилами, відкритими для переміщення циклонів і східними підвітряними схилами: різниця між кількістю опадів місцями сягає 300 мм, що надає їх зміні із заходу на схід характеру стрибка.

Уральський хребет також дещо порушує поступовість переходу взимку від більш високих температур на Східноєвропейській рівнині до низьких на Західносибірській рівнині, такий процес простежується під час перевалювання повітря зі східної Європи через хребет: натікаючи на холодні сибірські повітряні маси, воно переміщується поверх холодного повітря, не опускаючись вниз до рівнини.

На території Уралу спостерігається багато місцевих особливостей не тільки у ході метеорологічних величин (температури, опадів, хмарності), але й у відношенні характеру погоди в цілому, яка за одних і тих же загальноциркуляційних умов може різнитися як на західних і східних схилах, так й на хребтах і в долинах.

У зимовий час значну роль у циркуляційних і погодних умовах Уралу і Західного Сибіру відіграє сибірський антициклон, центр якого розташовується в Монголії або на півдні Східного Сибіру. Цей вихор охоплює значну частину азіатського континенту, його периферія на заході у вигляді відрогів чи ізольованих ядер займає Урал, особливо його центральну та південну територію (рис. 6.5).

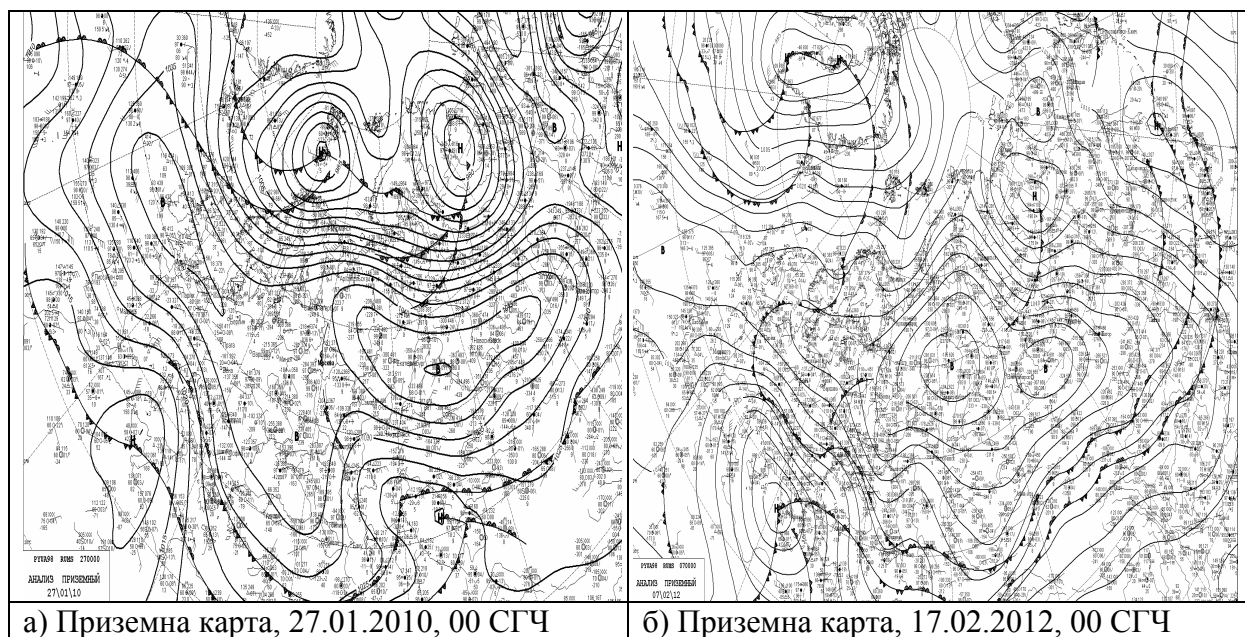


Рисунок 6.5 – Синоптичні ситуації при посиленому розвитку сибірського антициклону

Вплив сибірського максимуму в холодний період року відзначається протягом тривалого часу, в такі періоди встановлюється суха погода з сильними морозами. Зима на Уралі – найбільш стійкий сезон року, відлиги і дощі серед зими є рідкісним явищем і частіше спостерігаються в південно-західних районах Середнього Уралу.

В холодну пору року над Уралом іноді формуються стійкі висотні гребені блокуючого характеру. Виникнення такого блоку зумовлене адвекцією тепла у середній і верхній тропосфері з боку Середземного і Чорного морів та орографічним антициклогенезом.

Північ Уралу взимку перебуває під впливом циклонічної діяльності на арктичному фронті, який проходить уздовж улоговини, спрямованої з Баренцового моря. З циклонами в північні райони Уралу надходить більш тепле морське повітря з північної Атлантики і західних районів Арктики. Крім того, Баренцове море зимою виступає деяким джерелом тепла і вологи завдяки теплим водам, принесеним у нього Нордкапською течією. Найнижчі зимові температури спостерігаються в північно-східній частині Уралу, біля підніжжя полярного і приполярного Уралу.

Південна частина Уралу в зимовий період знаходиться головним чином під дією холодних континентальних повітряних мас від азіатського максимуму. В міжгірних долинах застоюється холодне повітря і спостерігаються температурні інверсії. Як наслідок, ступінь континентальності клімату в долинах значно вищий, ніж на гірських хребтах. У формуванні клімату середнього Уралу відіграють головну роль західні вітри з Атлантичного океану. Через зміну теплих і холодних потоків погода нерідко змінюється не тільки протягом тижня, але і доби.

Влітку циркуляційні процеси на всій території Уралу і Західного Сибіру послаблені, а над південними районами встановлюється азіатська термічна депресія або поле зниженого тиску з малими баричними градієнтами. Над північними областями переважають улоговини і циклони, але меншою мірою, ніж взимку й у перехідні сезони. Літо в горах прохолодніше і коротше, ніж у сусідніх районах. Для середнього Уралу літній сезон нерідко пов'язаний з дощами і похолоданнями.

Загалом максимум опадів припадає на теплий період. Збільшення хмарності та опадів, а також посилення грозової діяльності в горах зумовлено загостренням фронтальної діяльності під впливом рельєфу, а також розвитком термічної конвекції на схилах [2, 4, 8-9].

Різкі зміни в режимі погоди Уралу пов'язані з переміщенням циклонів, які розвиваються влітку на полярному фронті, а взимку – на арктичному. Повторюваність циклонів в зимовий період може значно коливатися в залежності від ступеня розвитку сибірського максимуму. При посиленому розвитку антициклону траєкторії руху західних циклонів відхиляються у більш північні райони, водночас холод, що проникає до Європи, є причиною активізації чорноморських і каспійських циклонів, які

рухаються вздовж східної гілки ВФЗ на південний схід і призводять до перезволоження.

Серед загального числа циклонів найчастіше відзначається вихід південних циклонів – чорноморських, аральських, північнокаспійських, південнокаспійських й ін. (рис. 6.6), трохи рідше – західних і північно-західних (пірнаючих). Переважають помірно розвинуті циклони. Глибокі циклони винятково рідкісні. Середній діаметр циклонів може становити 500-1500 км. На територію Уралу і південно-східних областей Західного Сибіру західні і південно-західні циклони переміщуються як такі, що поглиблюються і заповнюються, з однаковим ступенем ймовірності. Північно-західні циклони в двох випадках із трьох переходять у стадію заповнення. Безпосередній вплив циклону на райони Уралу і Західного Сибіру найчастіше не перевищує однієї доби, причому південно-західні циклони зазвичай проходять швидше, ніж північно-західні [8, 14].

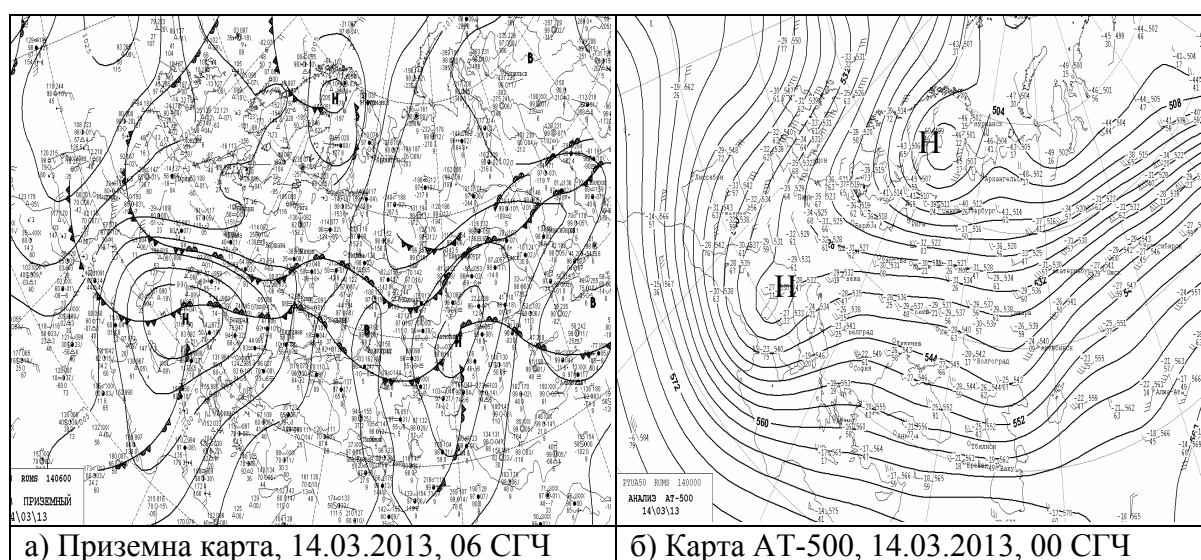


Рисунок 6.6 – Синоптична ситуація при переміщенні південного циклону

Західні циклони переміщуються над Уралом у всіх його широтних зонах. Західний тип макропроцесів в усі сезони року зумовлює виникнення додатних аномалій температури, величина яких у зимовий період зменшується із заходу на схід, а в літній – зі сходу на захід. Підвищений температурний фон в періоди посилення західної циркуляції створюється за рахунок адвекції теплого морського полярного повітря й активної циклонічної діяльності. Такі процеси характерні у зимовий період при переміщенні ісландського мінімуму на схід, сибірського максимуму на південь (рис. 6.7).

Активізація меридіональної циркуляції в усі сезони року спостерігається при зсуві ісландського мінімуму на захід, а в тепле

півріччя – при послабленні азорського антициклону і переміщенні азіатської депресії до півночі і сходу. З розвитком меридіональної форми циркуляції на південному Уралі в більшості випадків пов'язане зниження температури, чому сприяють часті північні і північно-західні вторгнення. Пірнаючі циклони, які розвиваються на арктичному фронті, переміщуються з районів Баренцового моря і впливають на погодні умови практично всього Уралу (рис. 6.8). Вторгнення холодних повітряних мас особливо відчутне на навітряних західних схилах.

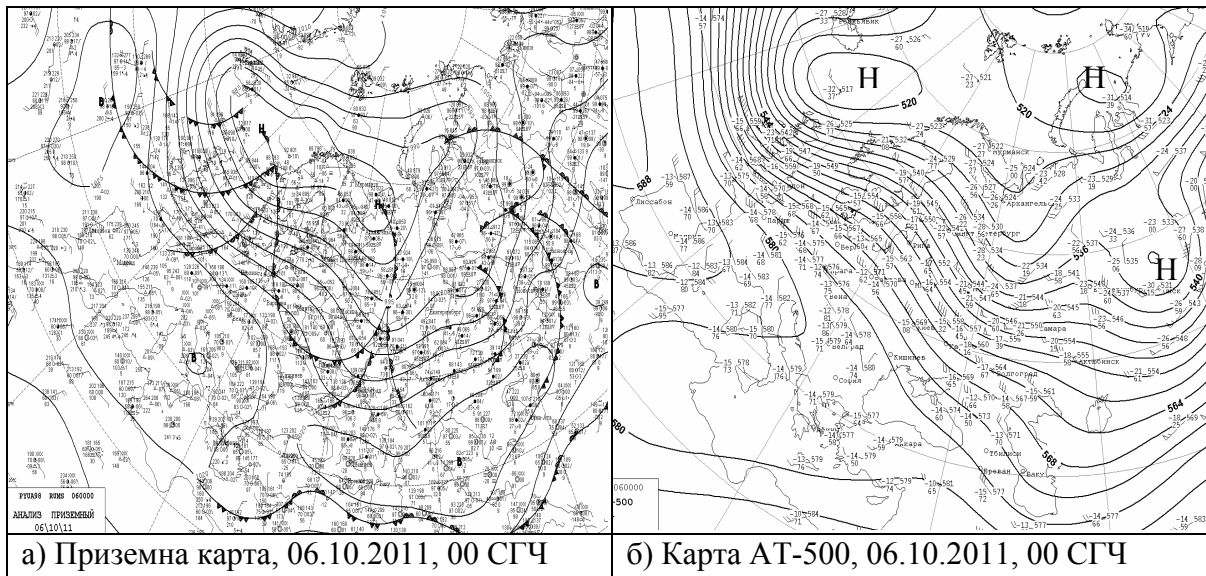


Рисунок 6.7 – Синоптична ситуація при переміщенні західного циклону

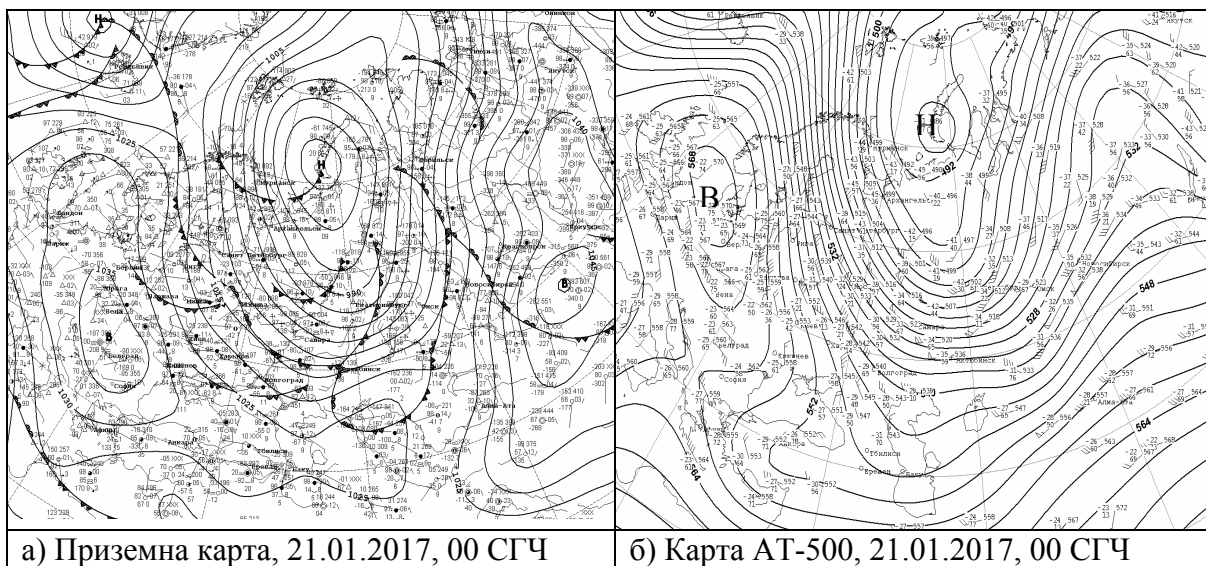


Рисунок 6.8 – Синоптична ситуація при переміщенні пірнаючого циклону

При посиленні східного типу циркуляції в холодне півріччя в умовах значної повторюваності антициклонів і арктичних вторгнень формуються від'ємні відхилення температури від норми. Переважний розвиток східна циркуляція одержує при зсуві сибірського максимуму до півночі, а азорського – на схід. В тепле півріччя характерним є виникнення позитивних аномалій температури, зумовлених надходженням прогрітого континентального тропічного повітря. Макросиноптичні умови для розвитку східної циркуляції в літні місяці створюються при посиленні азорського антициклоні, переміщенні ісландського мінімуму на схід і азійської депресії – на південь та схід.

Питання для самоперевірки

1. Перелічіть особливості циркуляції атмосфери під впливом гірського хребта Кавказу.
2. Вкажіть роль Чорного і Каспійського морів як погодоутворювальних чинників для Кавказу.
3. Наведіть особливості атмосферної циркуляції над Кавказом влітку і взимку.
4. Які основні синоптичні процеси характерні для Кавказу й Закавказзя?
5. За яких синоптичних умов виникає Новоросійська бора?
6. У чому полягає формування гребневих структур над Кавказом?
7. Охарактеризуйте орографічний цикло- і антициклогенез над Кавказом.
8. Який вплив на погодні умови Кавказу здійснюють південні циклони?
9. Які синоптичні процеси зумовлюють холодні вторгнення на територію Кавказу?
10. Перелічіть погодоутворювальні особливості географічного положення Уралу.
11. Визначте вплив сибірського антициклоні на погодні умови Уралу і Західного Сибіру.
12. Перелічіть сезонні відмінності циркуляційних процесів над Уралом і Західним Сибіром.
13. Охарактеризуйте роль циклонічної діяльності у режимі погоди над Уралом.

Предметний покажчик

A

Азорський антициклон
(максимум), 14, 46
Антициклон блокуючий, 156
Антициклон стаціонарний, 156
Антициклон, типи траєкторій 100

- західний, 133
- місцевий, 146
- південний, 133, 142
- південно-східний, 133, 141
- північно-західний, 133, 135
- ультраполярний, 136

B

Береговий ефект, 77
Бора, 60, 63, 69, 73

- новоросійська, 77, 185

B

Весняне повернення холодів, 175
Вісь Воєйкова, 130
Вітри місцеві 58, 60, 69

- гірсько-долинні, 69
- катабатичні, 69
- реверсивні, 69
- схилів, 59

G

Гарбій, 73
Гірська вільна атмосфера, 69
Гірський шар тертя, 69
Гребеневі структури над Кавказом, 185

З

Закон Воєйкова, 65

E

Елементарний циркуляційний механізм, 23, 24

Елементарний синоптичний процес, 23, 25

Ефект «заповнення», 67

Ефект «притиснення», 78

I

Індекс блокування, 162, 163, 164

Індекс блокуючого антициклону, 162

Індекс циркуляції, 23

– Каца, 30

Ісландський циклон (мінімум), 14, 28, 46

K

Карпатський орографічний циклон, 95

Класифікація макропроцесів, 21

– Дзердзієвського, 24

– Вангенгейма–Гірса, 25, 166

– Каца, 31, 53

Комірка циркуляційна, 15

– арктична, 16

– Гадлея, 15

– Ферреля, 16

L

Левант, 73

M

Майстра, 73

Макротурбулентний обмін, 17, 98

Малоазійська термічна депресія, 120

Масштаб орографічного впливу, 59

– мезомасштаб, 59

– планетарний, 59

– синоптичний, 59

Н

Навітряний антициклогенез, 87

О

Орографія, 58

Орографічна оклюзія, 79

Орографічне загострення фронтів
в Карпатах, 84

Орографічний антициклогенез, 94,
96, 186

Орографічний вплив, 58

Орографічний ефект, 75, 90

– схилів, 76

– кутовий, 76

– аеродинамічний, 76

Орографічний фронтогенез, 80, 81

Орографічний фронтоліз, 80, 82

Орографічний циклогенез, 60, 187

П

Північноатлантичне коливання, 46

Підвітряні бурі, 73

Підвітряний циклогенез, 87

Планетарна висотна фронтальна
зона, 17

Планетарний масштаб, 59

Посуха, 165

– атмосферна, 165

– ґрунтова, 165

– загальна, 165

Природно-синоптичний період,
23, 31

Природно-синоптичний район, 31

Р

Регіон, 8

Регіональна синоптика, 8

Регіональний синоптичний
процес, 8

Ретроградний фронт, 144

С

Сегментація циклону, 92

Секлюзія, 79

Середземноморський зимовий
циклон, 107

Сибірський антициклон
(максимум), 14, 28, 144, 193

Синоптичний метод, 9

Стоячі хвилі, 59, 75

Стратосферне зимове потепління,
19

Структура Східна Атлантика /
Західна Росія (СА/ЗР), 52

Суховій, 170

Т

Телеконекція, 45

Термічний (тепловий) вплив гір,
64

Тип циркуляції атмосфери, 21

Трамонтан, 73

Ф

Фен, 71

– антициклонічний, 73

– периферії антициклону, 71

– теплого сектору циклону, 71

– теплого фронту, 71

Х

Хвиля тепла, 170

Хвиля холоду, 173

Холодні вторгнення над
Кавказом, 189

Ц

Центр дії атмосфери, 14

– постійний, 14

– сезонний, 14

Циклон висотний, 148, 152

Циклон центральний, 148

Циклон, типи траєкторій, 99

– західний, 101

– південний, 107, 112, 194

- південно-східний, 118
- пірнаючий, 123
- північно-західний, 123, 126
- північний, 123, 126
- північно-східний
(ультраполярний), 123, 127

Циркуляція атмосфери, 11, 12

- в стратосфері, 19
- в тропосфері, 12
- загальна, 11
- зональна, 14, 32
- меридіональна, 15, 36
- форми за А.Л. Кацем, 36

Циркумполярний вихор, 13

Ч

Число Бюргера, 75

Число Фруда, 74

Чорноморська депресія, 110

Ш

Шар місцевих гірських
циркуляцій, 68

Авторський покажчик

Б

Балабух В.О., 117
Бельська Н.Н., 112, 114
Богатир Л.Ф., 104, 112
Борисова Л.Г., 137

В

Вангенгейм Г.Я., 25
Вітвицька З.М., 24
Воєйков О.І., 65, 130

Г

Гірс О.О., 26
Голощак О.П., 132

Д

Дзердзієвський Б.Л., 24
Дубов А.С., 89

К

Кац А.Л., 29
Кібель І.А., 60
Ківганов А.Ф., 132
Курганська В.М., 24

Л

Леве́р'є У., 73
Лейєнас Г., 162

М

Мартазинова В.Ф., 167
Міщенко З.А., 65
Монтені Ф., 163
Мультановський Б.П., 31, 130
Мусаелян Ш.А., 61

О

Окланд Г., 162

П

Педь Д.А., 174

С

Сапожнікова С.А., 65
Срезневський Б.І., 173

Т

Тібальді С., 163

Х

Хандожко Л.А., 112
Хохлов В.М. 112
Храбров Ю.Б., 174

Ч

Чернова В.Ф., 123

Ю

Юдін М.І., 89

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Список літератури до розділу 1

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
2. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Клімат України та прикладні аспекти його використання: навч. посіб. Одеса: ТЕС, 2012. 180 с.
3. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьный Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери: навч. посіб. Київ: КНТ, 2005. 252 с.
4. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: підручник. Одеса: ТЕС, 2012. 407 с.
5. Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.
6. Практикум з синоптичної метеорології / Під ред. Г.П. Івус, С.М. Іванової. Одеса: ТЕС, 2004. 419 с.
7. Семенова І.Г. Регіональна синоптика: конспект лекцій. Одеса: ОДЕКУ, 2003. 62 с.
8. Хандожко Л.А. Региональные синоптические процессы. Л.: изд. ЛГМИ, 1988. 104 с.

Список літератури до розділу 2

1. Балабух В.О. Об'єктивна ідентифікація баричних систем синоптичного масштабу // Вісник Київського національного університету ім. Тараса Шевченка. Сер. Географія. 2005. № 51. С. 49–50.
2. Балабух В.О. Інтенсивність синоптичних процесів, що зумовлюють стихійну кількість опадів у теплий період, та її мінливість наприкінці ХХ – на початку ХХІ ст. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2008. Вип. 50. С.130–135.
3. Багров Н.А., Кондратович К.В., Педь Д.А., Угрюмов А.И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 341 с.
4. Барабаш М.Б., Татарчук О.Г., Гребенюк Н.П., Корж Т.В. Практичний напрямок досліджень зміни клімату в Україні // Фізична географія та геоморфологія. 2009. Вип. 57. С. 28–36.
5. Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 343 с.
6. Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1960. 270 с.

7. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. Российская акад. наук, Ин-т географии. М.: Воентехиниздат. 2009. 372 с.
8. Мартазинова В.Ф., Иванова Е.К. Синоптические процессы, определяющие современный климат Украины // Фізична географія та геоморфологія. 2009. Вип. 57. С. 18–22.
9. Мартазинова В.Ф., Иванова Е.К., Чайка Д.Ю. Изменение атмосферной циркуляции в Северном полушарии в течение периода глобального потепления в XX веке // Український географічний журнал. 2007. № 3. С.10–20.
10. Мартазинова В.Ф., Свердлик Т.А. Изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха на протяжении XX века и ее влияние на погодные условия и региональную циркуляцию воздуха в Украине // Украинский географический журнал. 2001. № 2. С. 28–34.
11. Романова А.В., Хохлов В.Н. Пространственно–временные изменения озона над Европой, вызванные Североатлантическим колебанием // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2010. Вип. 51. С. 145–151.
12. Руководство по долгосрочным прогнозам погоды на 3-10 дней. Ч.1. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 351 с.
13. Русов В.Д., Глушков А.В., Ващенко В.Н., Павлович В.Н., Лобода Н.С., Патлашенко Ж.И., Хохлов В.Н., Свиначенко А.А., Солонко Т.В. Вплив Північноатлантичної осциляції на часовий розподіл опадів: метод вейвлет–розкладання // Український антарктичний журнал. 2007/2008. Вип. 6–7. С. 150–156.
14. Угрюмов А.И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. СПб: РГГМУ, 2006. 84 с.
15. Центр передбачення клімату, NOAA. Моделі телеконекції Північної півкулі - Climate Prediction Center, NOAA. Northern Hemisphere teleconnection patterns. URL: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>.
16. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Monthly Weather Review. 1987. Vol. 115, No. 6. P. 1083–1126.
17. Hurrell J.W., Kushnir Y., Visbeck M., Ottersen G. An overview of the North Atlantic Oscillation. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact // American Geophysical Union Monograph. 2003. V. 134. P. 1–35.
18. Meyers S.R., Pagani M. Quasi-periodic climate teleconnections between northern and southern Europe during the 17th–20th centuries // Global and Planetary Change. 2006. V. 54. P. 291–301.

Список літератури до розділу 3

1. Антонов В.С., Орленко В.И. К вопросу орографического циклогенеза в Украинских Карпатах // Метеорологические прогнозы. Сборник научных трудов. Вып. 97. Л.: изд. ЛПИ. 1987. С. 124-129.
2. Бучинський І.О., Волеваха М.М., Коржов В.О. Клімат Українських Карпат. Київ: Наукова думка, 1971. 172 с.
3. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы: учебное пособие. М.: МГУ, 2006. 101 с.
4. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
5. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев Л. Т., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1955. 650 с.
6. Дубов А. С, Орлова Л. С. Расчеты перемещения циклонов в горных районах // Труды ГГО. 1962. Вып. 124. С. 56-62.
7. Кибель И.А. К вопросу о переваливании циклона через горный хребет // Избранные работы по динамической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1984. С. 112-116.
8. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма / Под ред. К.Т. Логвинова, М.Б. Барабаш. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 318 с.
9. Метеорология и климатология: учебник / С.П.Хромов, М.А.Петросянц. М.: Изд-во Моск. Ун-та: наука, 2006. 584 с.
10. Мусаелян Ш.А. Волны препятствий в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 144 с.
11. Петренко Н.В. О влиянии меридиональных хребтов на эволюцию циклонов // Труды ЦИП. 1948. Вып. 7 (34). С. 88-160.
12. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды / редкол.: С.Л. Белоусов [и др.]. Часть 1. Л.: Гидрометеиздат. 1986. С. 264–296.
13. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть II. Вып. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 298 с.
14. Хандожко Л.А. Региональные синоптические процессы. Л.: изд. ЛГМИ, 1988. 104 с.

Список літератури до розділу 4

1. Балабух В.О. Інтенсивність синоптичних процесів, що зумовлюють стихійну кількість опадів у теплий період, та її мінливість наприкінці ХХ – на початку ХХІ ст. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2008. Вип. 50. С. 130–135.
2. Балабух В.О. Траєкторії циклонів, що зумовлюють небезпечну і стихійну кількість опадів в Україні у теплий період року // Наук. праці УкрНДГМІ. 2004. Вип. 253. С.103-119.

3. Бельская Н.Н. Южные циклоны и условия их перемещения на Европейскую территорию СССР // Труды ЦИП. 1949. Вып. 17 (44). С. 64-113.
4. Богатырь Л.Ф. Распределение осадков по территории Украины при прохождении циклонов различных траекторий // Труды УкрНИГМИ. 1957. Вып. 7. С. 37-49.
5. Богатырь Л.Ф. Траектории циклонов на территории Украины // Труды УкрНИГМИ. 1957. Вып. 7. С. 21-36.
6. Борисова Л.Г. Ультраполярные процессы // Труды ЦИП. 1953. Вып. 49. С. 3-51.
7. Бучинський І.О., Волеваха М.М., Коржов В.О. Клімат Українських Карпат. Київ: Наукова думка, 1971. 172 с.
8. Кивганов А.Ф., Голощак О.П. Антициклоны Восточной Европы // Метеорология, климатология и гидрология. 1998. Вып. 35. С. 81-90.
9. Клімат України / за ред. В. М. Липінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Вид. Раєвського, 2003. 343 с.
10. Колесникова А.П. Синоптические условия перемещения ныряющих циклонов и особенности обуславливаемых ими штормовых ветров на Черном море // Труды ОГМИ. 1961. Вып. 23. С. 51-57.
11. Кудрянь А.П. Южные циклоны: современное состояние вопроса и проблемы // Обзор ВНИИГМИ-МЦД. 1981. Вып. 7. 37 с.
12. Мартазінова В.Ф., Іванова О.К. Сучасний клімат Київської області. Київ: Аверс, 2010. 70 с.
13. Мультиановский Б.П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. М.: Изд. ЦУЕГМС, 1933. 140 с.
14. Пономаренко И.Н. Черноморская депрессия и условия перемещения южных циклонов // Труды УкрНИГМИ. 1964. Вып. 43. С. 50-58.
15. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть II. Вып. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 298 с.
16. Семёнова И.Г. Термические и динамические условия развития черноморской депрессии // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. 2008. № 1(5). С. 42-47.
17. Семёнова И.Г. Термические и динамические характеристики ныряющих циклонов, влияющих на погодные условия Украины // Метеорология, климатология и гидрология. 1997. Вып. 34. С. 21-25.
18. Хандожко Л.А. Региональные синоптические процессы. Л.: изд-во ЛГМИ, 1988. 104 с.
19. Хохлов В.Н. Особенности распределения кинетической энергии и влагосодержания в южных циклонах // Метеорология, климатология и гидрология. 1997. Вып. 34. С. 13-20.
20. Чернова В.Ф. Некоторые сведения о «ныряющих» циклонах // Труды ЦИП. 1959. Вып. 83. С. 48-60.

Список літератури до розділу 5

1. Билялов Р.Б. О движении замкнутых областей тепла и холода в тропосфере и нижней стратосфере // Труды САРНИГМИ. 1975. Вып. 24 (105). С. 175–181.
2. Борисова Е.И., Хазова О.Н. Повторяемость некоторых типов стационарных циклонов над Украиной // Труды ЦИП. 1957. Вып. 56. С. 5–36.
3. Бучинский И.Е. Засухи и суховеи. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 214 с.
4. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
5. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 1991. № 8, 11-17.
6. Дуйцева М.А., Педь Д.А. Особенности волн холода и тепла на Европейской территории СССР // Труды ЦИП. 1963. Вып. 123. С. 34-62.
7. Жукова С.В. Погода при верхних циклонах // Труды САРНИГМИ. Вып. 24 (105). С. 19.
8. Івус Г.П., Семенова І.Г., Ковальков І.А. Роль гідродинамічної нестійкості атмосфери в процесах відсіченого циклогенезу влітку над Україною // Вісник ОДЕКУ. 2013. Вип. 16. С. 60-66.
9. Леонов М.П. Некоторые характеристики высотных циклонов // Труды ОГМИ. 1957. Вып. 1. С. 205–210.
10. Клімат України / за ред. В. М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Вид. Раєвського, 2003. 343 с.
11. Кошеленко Н.В., Гусак Ж.К., Миронченко Г.В. Некоторые особенности циркуляции атмосферы при засухах на Украине // Труды УкрНИГМИ. 1979. Вып. 176. С. 50-61.
12. Кудрянь А.П. Некоторые особенности циркуляций атмосферы, определяющих осадки на юге Украины // Метеорология, климатология и гидрология. 1970. Вып. 6. С. 125-129.
13. Кудрянь О.П. Супутникова метеорологія: практика нефаналізу: навч. посіб. Одеса: ТЕС, 2010. 165 с.
14. Мартазинова В.Ф., Остапчук В.В. Взаимосвязь процессов циркуляции в тропосфере и стратосфере при кратковременных и длительных потеплениях и похолоданиях в Украине // Наук. праці УкрНДГМІ. 2004. Вип. 253. С.28-36.
15. Мартазинова В.Ф., Свердлик Т.А. Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, ее изменения и современное состояние // Труды УкрНИГМИ. 1998. Вып. 246. С. 21-27.

16. Мартазинова В.Ф., Сологуб Т.А. Атмосферная циркуляция, формирующая засушливые условия на территории Украины в конце XX столетия // Наук. праці УкрНДГМІ. 2000. Вип. 248. С. 36-47.
17. Морозова С.В. Прогноз волн тепла и холода для Саратовской области с использованием физико-статистического метода В.Ф.Мартазиновой «плавающий аналог» // Труды ГМЦ России. 2017. Вып.363. С.138-159.
18. Нажмудинова О.М. Формування аномалій погодних умов весняного сезону над Східною Європою: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд.геогр.наук.: спец. 11.00.09 „Метеорологія, кліматологія, агрометеорологія”. ОДЕКУ. Одеса, 2007. 21 с.
19. Недострелова Л.В., Хохлов В.Н. Пространственно-временное распределение блокирующих антициклонов // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2010. Вип. 51. С. 36-42.
20. Некрасов В.П. Центральные циклоны, характерные для естественных синоптических периодов // Труды ЦИП. Вып. 19 (46). 1950. С. 88–102.
21. Семёнова И.Г. Роль процессов блокирования в формировании засух на Украине // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. 2013. Вып. 569. С. 124-136.
22. Семенова І.Г. Синоптичні та кліматичні умови формування посух в Україні: монографія. Харків: ФОП Панов А.М., 2017. 236 с.
23. Семенова І.Г. Супутникова метеорологія: конспект лекцій. Одеса: „Екологія”, 2008. 73 с.
24. Семенова І.Г. Циклони та антициклони помірних широт: конспект лекцій. Одеса: ТЕС, 2010. 80 с.
25. Синоптико-климатическая характеристика процессов блокирования в атмосфере. Обзорная информация / ред. Н.А. Иванова, Л.В. Гришкина // Труды ВИИГМИ–МЦД. 1989. Вып. 2. 53 с.
26. Слизька К.П. Дефініція поняття «Хвилі тепла» // Географія та туризм. 2012. Том 22. С. 333–340.
27. Срезневский Б.И. Волны холода в атмосфере // Труды НИУГМС. 1941. Сер. 1. Вып. 3. 44 с.
28. Храбров Ю.Б. Прогноз волн холода в Средней Азии на естественный синоптический период // Труды ЦИП. 1949. Вып. 19 (6). С. 117-133.
29. Черенкова Е.А., Кононова Н.К. Анализ опасных атмосферных засух 1972 и 2010 гг. и макроциркуляционных условий их формирования на территории Европейской части России // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. 2012. Вып. 565. С. 165-187.
30. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. 2010. № 11. С. 5-18.
31. Шаповалова Н.С. Климатография процессов блокирования зональной циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 1985. № 5. С. 112–118.

32. Шевченко О.Г. Дослідження хвиль тепла літнього сезону, що спостерігалися в Києві за період 1911-2010 рр. // Український гідрометеорологічний журнал, 2013. № 12. С. 142–149.
33. Шевченко О.Г. Характеристика хвилі тепла літнього сезону 2010 р. на території України // Наук. Праці УкрНДГМІ, 2012, Вип. 262. С. 59–70.
34. Шевченко О.Г., Сніжко С.І. Хвилі тепла та основні методологічні проблеми, що виникають при їх дослідженні // Український гідрометеорологічний журнал. 2012. № 11. С. 101–108.
35. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Lupo A.R., Hernandez E. A climatology of Northern hemisphere blocking // J. of Climate. 2006. V. 19. P. 1042–1063.
36. Lejenas H. Characteristics of Southern hemisphere blocking as determined from a time series of observational data // Qt. J. R. Meteorol. Soc. 1984. V. 110. P. 967–979.
37. Lejenas H., Okland H. Characteristics of Northern hemisphere blocking as determined from a long-time series of observational data // Tellus. 1983. V. 35A. N 5. P. 350–362.
38. Semenova I.G. Regional atmospheric blocking in the drought periods in Ukraine // J. of Earth Science and Engineering. 2013. V. 3 (5). P. 341–348.
39. Tibaldi S., Monteni F. On the operational predictability of blocking // Tellus. 1990. V. 42A. P. 343–365.

Список літератури до розділу 6

1. Алисов Б.П. Климат СССР. М.: Изд-во Московского Университета. 1956. С. 73-75, 103-111.
2. Алтай Н.Н. Влияние Урала на атмосферные фронты и распределение осадков // Вопросы физической географии. Уфа. Изд. Башк. гос. ун-та. 1975. С. 168-176.
3. Бериташвили Б. Ш., Чоговадзе И.В. Влияние глобального потепления на циркуляционные процессы над Кавказским регионом // Изв. РАН. Сер. география. М.: Российская академия наук. 2007. № 2. С. 101-103.
4. Гришин И.С. Влияние рельефа Урала на распределение осадков // Материалы гляциологических исследований. 1966. Вып. 12. С. 107-114.
5. Занина А.А. Кавказ. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 290 с.
6. Ивус Г.П., Ефимов В.А. Физика антициклогенеза. Киев: КНТ, 2005. 208 с.
7. Климат России / Под ред. Н.В. Кобышевой. СПб. Гидрометеиздат, 2001. 655 с.
8. Муравейская М.В. Распределение осадков на Южном и Среднем Урале при южных, западных и северо-западных циклонах // Метеорология и гидрология. 1971. Вып. 6 (282). С. 123-130.

9. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала / Под ред. С.Д. Кошинского, А.Д. Дробышева, Н.И. Белой. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 216 с.
10. Руководство по долгосрочным прогнозам погоды на 3-10 дней. Ч.II. М.: Гидрометиздат, 1968. 325 с.
11. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. II. Вып. 1. Европейская часть СССР и Закавказье. Л.: Гидрометиздат, 1987. 298 с.
12. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть II. Вып 2. Урал и Сибирь. Л. Гидрометеиздат, 1986. 198 с.
13. Успен А.А. Климат и опасные явления погоды на Урале. Екатеринбург: Банк культурной информации, 2004. 110 с.
14. Хандожко Л.А. Региональные синоптические процессы. Л.: изд. ЛГМИ, 1988. 103 с.