

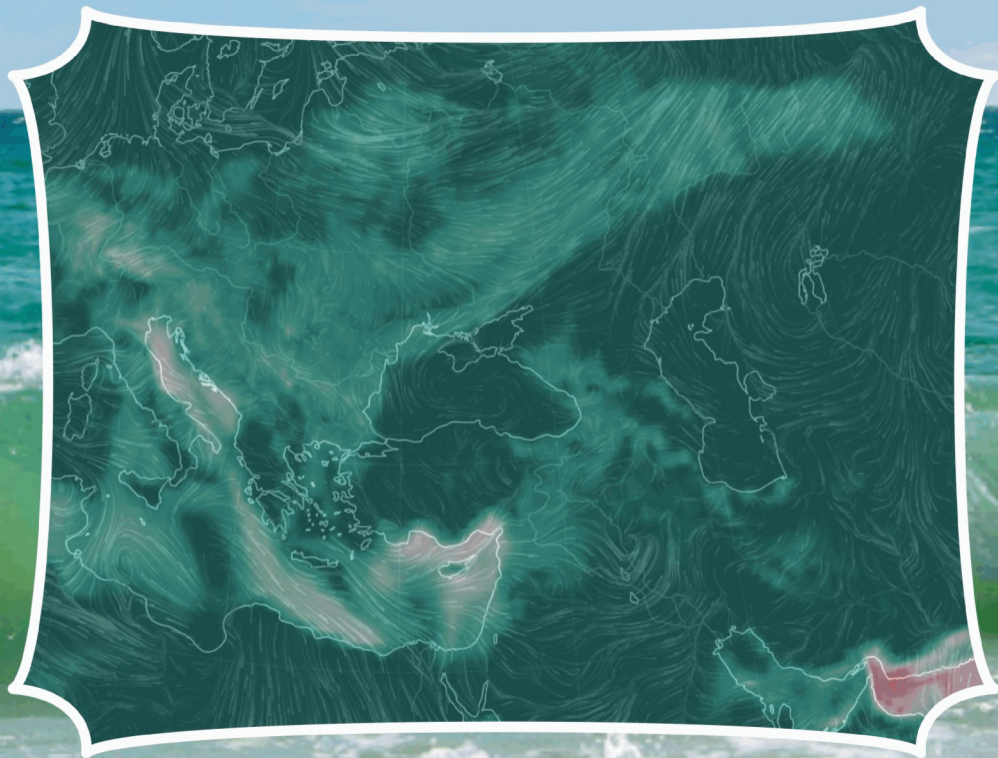


# Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей

Гидрометеорологический центр  
Черного и Азовского морей  
Государственной гидрометеорологической  
службы Украины

2018 г.

№1(21)



65009, г. Одесса, Французский бульвар, 89, тел. 63-64-17, факс 63-16-10  
e-mail: [odessabul@ukr.net](mailto:odessabul@ukr.net)

Государственная гидрометеорологическая служба Украины

Гидрометеорологический центр  
Черного и Азовского морей

# **ВЕСТНИК**

**ГИДРОМЕТЦЕНТРА  
ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ**

**№ 1 (21)**

Одесса - 2018

**Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей.  
Государственная гидрометеорологическая служба Украины.  
— 2018. — № 1(21). — 292 с. — Языки: укр., рус.**

***Редакционная коллегия***

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

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

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

10. Шалимов Н. А. Арена жизни — атмосфера. Попытка системного анализа и решения проблемы. Учеб. пособие. — Одесса: Друк, 2010. — 122 с.
11. IPCC 1996: Climate Change. The Science of Climate Change. Houghton J.T. et.al., eds. — Cambridge: Cambridge University Press, 1996. — 572 p.
12. Zaitsev Yu. An Introduction to the Black Sea Ecology. Odessa: Smil Edition and Publising Agency Ltd. 2008. — 228 p.

*Чумаченко В., Недострелова Л. В.*

### ДОСЛІДЖЕННЯ ГРОЗОВОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

*Вступ.* Всі процеси в хмарах проходять при постійній взаємодії хмарного повітря з оточуючим повітрям. Що стосується електрики атмосфери, то вона є фоном для електричних процесів у хмарах. Але разом з тим, електрика хмар у значній мірі формує електрику атмосфери. Однією з основних характеристик електричного поля є напруженість поля  $E$ . У випадку електростатичного поля напруженість залежить від потенціалу  $U$ . Напруженість електричного поля має напрямок, перпендикулярний до еквіпотенціальних поверхонь у бік негативного заряду. Оскільки земна поверхня у середньому має негативний заряд, а атмосфера — позитивний, напруженість електричного поля (або просто електричне поле) має напрямок зверху вниз. Цей напрямок електричного поля прийнято вважати нормальним, а вертикальну складову градієнта потенціалу — додатною. Електричне поле нижніх шарів атмосфери формується під дією випромінювання радіоактивних речовин. Тому найбільша густина позитивного заряду спостерігається біля земної поверхні. З висотою вона зменшується. Розподіл об'ємних зарядів встановлюється в значній мірі під впливом струменів провідності в атмосфері. Провідність  $\lambda$  повітря обумовлюється концентрацією та рухливістю іонів. Легкі іони — це комплекси з декількох молекул з одним елементарним зарядом. Важкі іони виникають, як правило, шляхом приєднання легких іонів до часток аерозолі. Тому при збільшенні в повітрі концентрації аерозольних часток збільшується й концентрація важких іонів. Провідність атмосфери визначається головним чином легкими іонами. Концентрація легких іонів в атмосфері залежить від інтенсивності іоні-

зації молекул повітря випромінюванням радіоактивних домішок і космічними променями. Оскільки джерелом радіоактивних домішок у повітрі є земна поверхня, то з висотою інтенсивність іонізації за рахунок цього механізму  $I_r$  зменшується. Навпаки, інтенсивність іонізації космічними променями  $I_c$  з висотою збільшується. У приземному шарі повітря на інтенсивність іонізації чинить вплив і випромінювання радіоактивних речовин ґрунту. Інтенсивність іоноутворення у вільній атмосфері залежить не тільки від інтенсивності космічних променів, але й від густини повітря. У свою чергу, інтенсивність космічних променів залежить від широти: вона збільшується при зростанні широти. Це є результатом впливу магнітного поля Землі [1].

*Аналіз останніх досліджень і публікацій.* У процесах електризації, які можливі в хмарах, завжди приймають участь іони. Іони, що утворюються в повітря, можуть бути, як вже зазначалося, легкими чи важкими. Ті іони, які утворюються у середині води в рідкій або твердій фазах, можуть бути атомними чи молекулярними. Процеси електризації в хмарі з участю повітряних іонів відбуваються при контакті останніх з частками хмари. Крім цього, заряди на краплях і кристалах хмар або опадів можуть виникати під впливом взаємодії між ними.

Одним з механізмів зарядження хмарних крапель є захоплення іонів. Його інтенсивність залежить від концентрації й рухливості іонів, властивостей рідини у поверхневому шарі, розмірів й швидкості падіння крапель, напруженості електричного поля тощо. Другим механізмом, що приводить до зарядження хмарних часток, є контакт і тертя льодяних часток.

Згідно висновку Гельмгольца, при контакті двох тіл різної хімічної природи на поверхнях стикання утворюються заряди у виді подвійного електричного шару, які при розділенні тіл можуть залишитись на них вже як вільні заряди. У цьому випадку різниця потенціалів подвійного електричного шару пропорційна контактній різниці потенціалів тіл. Ці уявлення, вірні у своїй основі, недостатні для характеристики механізму утворення зарядів при контакті хмарних елементів, оскільки процес зарядження їх при цьому залежить від багатьох факторів: крім хімічного складу тіл він залежить ще й від їх кристалічної структури, геометрії, пружності, теплового стану, молекулярних сил зчеплення, відносної швидкості й умов співудару, електропро-

відності й діелектричної проникності, густини оточуючого середовища й т.д. Все це пояснює той факт, що електризація відбувається й при контакті тіл однакової хімічної природи.

При контакті тіла обмінюються електронами й іонами до тих пір, доки не настає термодинамічна й електростатична рівновага, якій буде відповідати різниця потенціалів, що дорівнює контактній різниці потенціалів. Якщо розрив контакту відбувається швидко, то термодинамічна рівновага порушується, що приводить до виникнення деякої різниці потенціалів, яка залежить від загальної ємності тіл у новому положенні та зарядів, котрі виникають при контакті й не встигають стікати. Після роз'єднання тіл термодинамічна рівновага відновлюється у відношенні до середовища, в якому знаходиться тіло, а між поверхнями тіл установлюється різниця потенціалів, яка дорівнює різниці робіт виходу електронів й іонів.

У природних умовах при електризації часток у хмарах важко уявити випадки контакту льодяних часток без тертя. У такому разі умови електризації повинні дуже змінитися, оскільки при терті виникають численні, швидко поминаючи контакти часток у окремих точках зіткнення. Крім того, спостерігається руйнування поверхневого шару у цих точках. Обидва ефекти повинні приводити до електризації тертьових часток. Знак та інтенсивність електризації залежить від багатьох причин: хімічного складу речовини, властивостей поверхні, механічного напруження, температури, вологості повітря тощо. Але існують два основних фактори, які обумовлюють процес електризації при контакті лід-лід: електропровідність льоду, яка забезпечується механізмом проточного переносу, і піроелектричний ефект другого порядку, який полягає в тому, що в льодяному кристалі із-за температурного градієнта з'являється дипольний момент. Він є причиною об'ємної та поверхневої поляризації. Цей ефект у комбінації з протонною провідністю дає можливість пояснити, чому різниця потенціалів залежить від різниці температур льодяних тіл за умови відсутності тертя. При цьому більш нагріте льодяне тіло придбаває негативного потенціалу відносно більш холодного. Значення різниці потенціалів залежить від швидкості розриву контакту: чим більша швидкість, тим більша різниця потенціалів [1].

Електризація відбувається й при замерзанні крапель води, які, як відомо, є слабкими розчинами хімічних речовин. Основну роль

у цьому процесі відіграють іони домішок і, можливо, процеси у подвійному електричному шарі на границі вода-лід. Оскільки подвійний електричний шар характеризується порівняно невеликим стрибком потенціалу (частки вольту), він не може бути безпосередньо відповідальним за різниці потенціалів на границі лід-вода, які досягають  $10\text{-}10^2$  В. Тому вважають, що причиною електризації є не молекулярні процеси на границі лід-розчин, а структурні змінення при перетворенні фаз.

Відповідно до сучасних уявлень, при температурах, близьких до точки замерзання, в рідкій воді утворюються комплекси молекул — рідкі кристали, які мають значно більші електричні моменти, ніж окрема молекула. У подвійному електричному шарі, що утворюється рідкими кристалами на границі розділу лід-розчин, стрибок потенціалу може бути значно більшим, ніж у подвійному електричному шарі розділу розчин-повітря.

На умови проникнення іонів з рідини у гратки водяних кристалів повинні також чинити вплив умови росту кристалів. Енергія, яка необхідна іону для подолання потенціального бар'єру та переходу з розчину в лід, приблизно на три порядки більша теплової енергії молекули, що виділяється при закріпленні її у льодяному кристалі. Тому зростання льодяного кристалу за рахунок приєднання молекул повинно відбуватися легше, ніж проникнення у гратки іона. Зростання кристалу дає можливість іону подолати потенціальний бар'єр, оскільки при цьому відбувається глибоке проникнення електричного поля у рідину по колу орієнтованих молекул води.

Замерзання переохолоджених крапель води може відбуватись як з поверхні, так і з середини. Якщо спочатку лід з'являється на поверхні краплі, то вона вибухає. При цьому виникають електричні заряди. Як показали експерименти, при замерзанні крапель дистильованої води радіусом  $0,1\text{-}1,0$  мм уламки виносять переважно негативний заряд. Він дорівнює  $4\cdot 10^{-12}$  Кл. Середній позитивний заряд уламків має значення  $2\cdot 10^{-12}$  Кл. Частота утворення позитивних і негативних зарядів приблизно однакова. При цьому позитивний заряд залишається на більшій частині краплі.

Вище були розглянуті механізми електризації при співударях льодяних часток одна з одною, льодяних часток з переохолодженими краплями й при руйнуванні замерзаючих крапель.

Перший з них може мати місце тільки у верхніх частинах наковалень купчасто-дошових хмар. Другий та третій можуть спостерігатись в областях як сухого (сублімація), так і мокрого (замерзання) зростання льодяних часток. Але особливо часто в нижній частині області сухого росту та у верхній частині області мокрого росту повинен відбуватись співудар крупних льодяних часток (граду, льодяної крупи) з сумішшю льодяних кристалів і переохолоджених крапель, які утримуються там у великих концентраціях. При таких співударах процес електризації повинен бути дуже складним, оскільки одночасно може відбуватись електризація при контактах льодяних часток між собою і з переохолодженими й електризація при руйнуванні крапель на поверхні крупних льодяних часток.

При рязному надходженні переохолоджених крапель й льодяних кристаликів на льодяну поверхню можливим є такий процес. Коли на льодяну поверхню попадає переохолоджена краплина, відбувається її швидка кристалізація з виділенням тепла, яке нагріває її до  $0^{\circ}\text{C}$ . Якщо в цей момент на поверхню краплі, що замерзає, попаде льодяна частка, то між ними відбувається тісний контакт. Частина заряду, який виникає при замерзанні краплі, поступає на цю льодяну частку і вона тим більша, чим більша ємність, тобто розміри частки. Якщо контакт є тимчасовим, то частка вносить з собою зазначений заряд. Оскільки лід відносно води має позитивний потенціал, ця частка також повинна заряджатися позитивно, а льодяна поверхня — негативно. Якщо припустити, що контактна різниця потенціалу вода — лід дорівнює  $1\text{ В}$ , а частка льоду сферична з радіусом  $10\text{ мкм}$ , то вона повинна винести заряд порядку  $10^{-15}\text{ Кл}$ , а при радіусі  $100\text{ мкм}$  —  $10^{-14}\text{ Кл}$ .

Зазначений механізм одночасного співудару переохолоджених крапель і часток льоду з льодяною поверхнею є комплексним. Можна припустити, що основну роль тут відіграє активізація протонів під впливом градієнта температури, механічної енергії та процесів, які спостерігаються на границі вода-лід при кристалізації.

Окрім розглянутих ефектів, на зарядження крапель впливає балоелектричний ефект. Під балоелектричним ефектом розуміють електризацію при руйнуванні води. Цей процес може виникати в атмосферних умовах при співударах крапель одна з од-



ною, при спонтанному руйнуванні крупних крапель, при співударах крапель з ґрунтом й водною поверхнею, при таненні градин й вириванні з них бульбашок повітря, при вириванні повітряних бульбашок з водної поверхні, при співударах градин і льодяної крупи з крупними краплями, при таненні градин й відриванні від них крапель. Як гіпотеза, розглядається можливість індукційних механізмів електризації, тобто електризації крапель і кристалів у середовищі повітряних іонів, яка обумовлена струмами під впливом зовнішнього електричного поля, а також електризація, що може відбуватись лише в сильних електричних полях при виникненні коронного розряду й стіканні зарядів з часток.

Існує велика кількість гіпотез про формування електричної структури грозової хмари. Але загально прийнятої теорії цього складного явища ще не розроблено [1-4]. Найбільше визнання має схема будови грозової хмари, яка була запропонована Сімпсоном та Робінсоном, а потім уточнена Байерсом, Брейамом, Пірсом й іншими. Відповідно до цієї схеми у верхній частині хмари, яка розташовується вище ізотерми  $-12^{\circ}\text{C}$ , переважають додатні заряди, що виникають на льодяних частках. У нижній частині хмари зосереджуються головним чином від'ємні заряди. Такий розподіл об'ємних зарядів найбільш крупного масштабу обумовлюються впливом різних процесів електризації. Але треба мати на увазі, що в хмарах одночасно спостерігаються процеси, сприяючі та перешкоджаючі накопиченню зарядів на хмарних частках й просторовому розділенню значних об'ємів часток, які мають заряди одного знаку. Мейсон на основі того, що велику інтенсивність має електризація, обумовлена осадженням переохолоджених краплин на поверхні градин і крупи, побудував теорію утворення об'ємних зарядів у грозовій хмарі. Враховуючи такі фактори, як розподіл крупи за розмірами, змінювання швидкості висхідних потоків повітря з висотою, струм стікання, обумовлений провідністю повітря й струмом під грозовою хмарою, він отримав рівняння для швидкості накопичення зарядів і змінення напруженості електричного поля. Таким чином, під впливом вертикальних рухів відбувається розділення зарядів у хмарі з переваженням додатних у верхній частині і від'ємних у нижній, тобто зарядів першого масштабу з напруженістю, яка має порядок  $10^5$  В/м.

Більш високі значення напруженості, що мають порядок  $10^6$  В/м, необхідні для виникнення блискавок, утворюються під

впливом турбулентності. Турбулентність відіграє подвійну роль. По-перше, при посиленні дрібномасштабної турбулентності зростає струм провідності, що зменшує напруженість електричного поля першого масштабу, тобто по хмарі у цілому. По-друге, досить великі турбулентні об'єми, відриваючись від загального потоку й наближаючись з такими ж великими об'ємами, що утримують заряди протилежного знаку, збільшують напруженість поля. Неоднорідність електричного поля меншого (другого) масштабу, що породжується макромасштабною турбулентністю, спроможна збільшити напруженість електричного поля до зазначених вище критичних значень, результатом чого є виникнення електричних розрядів у середині хмари, між сусідніми хмарами, та між хмарою та землею поверхнею. У самій нижній частині хмари переважають об'єми другого масштабу з надлишком позитивних зарядів. Цьому сприяє перенос позитивних іонів конвективними потоками з приземного шару атмосфери, а також випаровування й розбризкування крупних крапель дощу під хмарою. Саме між нижньою позитивною зарядженою й середньою негативно зарядженою частинами грозової хмари найбільш часто напруженість електричного поля перевищує критичне, або пробійне значення, при якому відбувається іскровий пробій шару повітря. Критичне значення напруженості знаходиться у границях  $3 \cdot 10^5 \dots 6 \cdot 10^5$  В/м. Сила струменю при іскровому розряді різко збільшується за рахунок іонізації повітря протягом усього шляху розряду. Існує декілька стадій розвитку блискавки. На першій стадії іскровий розряд складається з великої кількості окремих розрядів, які називаються стримерами. Розряд на земну поверхню починається з об'єднання декількох стримерів у східчастий лідер, який формує сильно іонізований канал на шляху від хмари до земної поверхні. Коли східчастий лідер досягає поверхні Землі, виникає зворотній імпульс який характеризується переносом позитивного заряду вверх по іонізованому каналу. Східчастий лідер рухається з швидкістю близько 150 км/с окремими стрибками по звивистому шляху. Тривалість імпульсів й пауз — 50-100 мкс, довжина східців — близько 50 м. Розрядна напруженість електричного поля, яка відіграє роль початкової для розвитку наступного розряду, знаходиться у межах  $2 \cdot 10^4 \dots 4 \cdot 10^4$  В/м. Термін, необхідний для виникнення наступного розряду, дорівнює

100-300 с. Двозарядну електричну структуру першого масштабу в купчасто-дощовій хмарі з осередками позитивних зарядів другого масштабу в нижній частині хмари називають грозовою ячею. Розвинута купчасто-дощова хмара, як правило, складається з декількох грозових ячеек, які перебувають на різних стадіях розвитку. Повний термін життя ячейки дорівнює 20-30 хвилин. Іскрові розряди, що спостерігаються в атмосфері й називаються блискавками. Їх розділяють на лінійні, плоскі, кульові й поточні.

Лінійні блискавки при розряді на поверхню Землі мають середню довжину декілька кілометрів, діаметр каналу 15-20 см. Сила струменю змінюється в широких границях. Максимальні значення досягають декількох кілоамперів, а загальна кількість електрики блискавки за один розряд — 20-30 Кл. Тривалість блискавки у середньому дорівнює 0,2 с, а максимальне значення її — майже 1,5 с. Потужність блискавки може досягати мільйонів кіловат, проте енергія розряду порівняно невелика (її було б досить для живлення лише однієї електричної лампи у 150 Вт протягом 1 години). При розряді температура в іонізованому каналі зростає до 15000-20000 К, що приводить до виникнення ударної хвилі, яка дуже швидко перероджується в звукову хвилю. Остання і сприймається як грім. Частота коливання цієї хвилі близька до 20 Гц. Радіус чутності грому досягає 15-20 км. Всі наступні імпульси струменю, число яких може бути 3-5, поширюються по каналах, що готуються лідерами. Всі лідери, які проходять по сформованому каналу, рухаються з більшими швидкостями, ніж перший, котрий будує канал. Їхня швидкість досягає  $10^4$ - $10^5$  км/с. Імпульси струменю нейтралізують від'ємний заряд лідера і поширюються на все більшу товщину хмари, виснажуючи її електричний заряд. Плоска блискавка є сумарним ефектом великої кількості коронних розрядів на хмарних частках. Вона приводить до червонуватого безшумного світання значної товщі грозової хмари. Кульові блискавки відносяться до маловивчених явищ природи. Біля земної поверхні вони мають діаметр 10-15 см. Тривалість їх існування від часток секунди до декількох хвилин, швидкість руху — декілька метрів за секунду. Колір кульових блискавок білий або червонуватий. Існує декілька гіпотез щодо природи кульових блискавок, але теорія цього цікавого явища ще не розроблена. Поточні блискавки це

декілька десятків утворень кульовидної форми, які розташовуються уздовж каналу лінійної блискавки на відстані близько 1 м один від одного. Вони мають діаметр декілька сантиметрів й тривалість близько 1с.

**Результати дослідження.** Для вивчення грозової діяльності було використано дані щоденних спостережень за метеорологічними явищами на навчальній станції “Чорноморка” за період з 1 січня 2011 по 31 грудня 2015 років. В результаті дослідження випадків гроз на станції було визначено повторюваність цього явища (табл. 1) та розподілення гроз по сезонах (табл. 2).

Таблиця 1.

Повторюваність гроз на станції  
за період з 1 січня 2011 по 31 грудня 2015 роки

Рік	Місяць								Всього
	ІІІ	ІV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
2011	-	-	6	8	11	1	1	1	28
2012	1	2	8	11	4	3	1	-	30
2013	-	1	2	24	4	2	1	-	34
2014	-	-	4	8	5	8	3	-	28
2015	-	1	2	4	9	-	-	1	17
Всього	1	4	22	55	33	14	6	2	137

Аналіз табл. 1 дозволяє зробити такі висновки. У 2011 році спостерігалось всього випадків гроз — 28, з яких максимум має місце в липні — 11; мінімум (1) — спостерігався в серпні-жовтні. Не спостерігалися грози в березні та квітні. За 2012 рік було виявлено 30 гроз. В червні спостерігався максимум — 11, мінімум (1) — в березні та вересні. В жовтні гроз не було. 2013 рік характеризувався найбільшою кількістю випадків — 34, з яких максимум мав місце в червні — 24 грози, мінімум (1) — квітні та вересні, не спостерігались грози в березні та жовтні. У 2014 році було зафіксовано 28 гроз, максимум (8) — в червні та серпні, мінімум (3) — у вересні. За 2015 рік всього випадків гроз 17 — найменша кількість за 5 років, максимум відзначено в липні — 9, мінімальна кількість в квітні та жовтні — 1 гроза. Найбільша кількість випадків явища за період 5 років має місце в червні — 55, мінімальна кількість в березні — 1 гроза. Всього за досліджений період на станції спостерігалось 137 випадків гроз.

Таблиця 2.

Розподіл гроз на станції по сезонах  
за період з 1 січня 2011 по 31 грудня 2015 роки

Сезон	Рік					Всього
	2011	2012	2013	2014	2015	
Весна	6	11	3	4	3	27
Літо	20	18	30	21	13	102
Осінь	2	1	1	3	1	8
Всього	28	30	34	28	17	137

З табл. 2 видно, що максимальна кількість гроз спостерігалась влітку і складала 102 випадки. Весною мали місце 27 випадків даного явища, а восени — 8 гроз. За період дослідження зимою грози не спостерігалися взагалі.

**Висновки.** Аналіз результатів дослідження грозової діяльності на навчальній станції “Чорноморка” дає змогу зробити наступні висновки. Найбільша кількість випадків за період 5 років має місце в червні — 55, мінімальна кількість в березні — 1 гроза. Всього за досліджений період на станції спостерігалось 137 випадків гроз. Хмари, при яких спостерігалися грози — це хмари вертикального розвитку, а саме Сb, Сu cong. Грози супроводжуються атмосферними явищами: зливами. Грози спостерігаються за умови хмарності 10/10, 8/8. Максимальну кількість гроз виявлено влітку — 102 випадки. Взимку грози не спостерігалися.

### Література

1. Школьніий Є. П. Фізика атмосфери: Підручник. — К.: КНТ, 2007. — 486 с.
2. Імянітов І. М. Струм вільної атмосфери. — Л.: Гідрометеоіздат, 1965. -239 с.
3. Лучник В. М. Фізика грози. — Л.: Гідрометеоіздат, 1974. — 325 с.
4. Шишкін Н. С. Хмари, опади і грозова електрика. Вид. 2. — Л.: Гідрометеоіздат, 1964. — 401 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

**Шалимов Н. А.**

Региональные особенности формирования программы  
предотвращения опасных изменений климата ..... 3

**Чумаченко В., Недострелова Л. В.**

Дослідження грозової діяльності ..... 10

**Нажмудінова О. М.**

Грозова діяльність над Харковом ..... 20

**Семергей-Чумаченко А. Б., Кроленко Ю. І.**

Смерчі над південним заходом України ..... 29

**Гурська Л. М., Любарова А. О.**

Аеросиноптичні умови формування  
шквалу на Одещині 7 серпня 2016 року ..... 42

**Семенова І. Г., Лаврент'єва А. О., Делінський Д. С.**

Оцінка динаміки посушливих умов в південних областях  
України з використанням супутникової інформації ..... 51

**Костяков А., Недострелова Л. В.**

Аналіз статистичних параметрів  
снігового покриву на території України ..... 63

**Чугай А. В., Сердега І. Л.**

Оцінка метеорологічного потенціалу  
забруднення атмосфери міст Одеса та Миколаїв ..... 76

**Чугай А. В., Шатохіна І. В.**

Оцінка техногенного навантаження  
на повітряний басейн Миколаївської області ..... 83

**Чугай А. В., Кушнір А. А.**

Аналіз водоспоживання та водовідведення  
техногенними об'єктами Миколаївської області ..... 90

**Ломакін П. Д.**

Поле розчиненої органічної речовини у Азовському морі ..... 95

**Ломакін П. Д.**

Підвищення солоності вод озера Сиваш  
у зв'язку з перекриттям північнокримського каналу ..... 105

**Бакала О. Д., Возкодав Г. М., Лукіянова Е. В.**

Оцінка якості води Кременчуцького  
водосховища за індексом забрудненості води (ІЗВ) ..... 111