

УДК 537.5+550.3+551.5

Л. В. Козак¹, В. М. Івченко¹, А. Одзимек², І. С. Клоков¹, П. М. Козак³, В. П. Лапчук¹

¹Київський національний університет імені Тараса Шевченка

²Лестерський університет, Великобританія

³Астрономічна обсерваторія Київського національного університету імені Тараса Шевченка

ОЦІНКА ЕНЕРГІЇ СВІТІННЯ АТМОСФЕРИ НАД ГРОЗОВИМИ РОЗРЯДАМИ

Проаналізовано умови виникнення грозових розрядів та оцінено енергію світіння неба над ними. Визначено, що основну роль в утворенні грози відіграють висхідні потоки та «затравочні» іони, що виникають як за рахунок космічних променів, так і за рахунок радіоактивності земної поверхні. При цьому електричні розряди у грозових хмарах ініціюються широкими атмосферними лавинами. В рамках спільних досліджень Україна — Великобританія проведено спостереження грозової активності на горі Кошка з 12 по 19 серпня 2009 р., у результаті яких отримано 56 відеозаписів із грозовими розрядами над Чорним морем. Комплекс апаратури для спостережень складався з відеокамери (Wates 902H), захоплювача кадрів, GPS-приймача і ноутбука з відповідним програмним забезпеченням. Калібрування енергії виконано за позафокальними зображеннями Веги. Побудовано ізофоти зображень над грозовими розрядами. Отримано, що тривалість світіння неба після розряду склала 0.5–1.2 с, потужність 1.4–2.4 МВт, висота появи 5.2–7 км. Змодельовано квазіелектростатичне поле системи грозових зарядів із використанням моделі Вільсона. Визначено, що в нижній атмосфері відстань затухання електричного поля, створеного грозовою хмарою, складає 10 км. Оцінено енергію системи із п'яти грозових хмар.

ВСТУП

Вивчення грозових явищ розпочате в середині 18 століття працями В. Франкліна, Т. Ф. Далібара, Г. В. Ріхмана та М. В. Ломоносова. З того часу накопичено величезний обсяг експериментальних даних як про самі грозові хмари та блискавки, так і про атмосферну електрику в цілому [3, 5, 6, 9]. Запропоновано низку моделей функціонування атмосферно-струмового ланцюга та ряд фізичних механізмів утворення грозових хмар [4, 27]. В останні два десятиліття велике значення надається вивченню впливу космічних променів як на глобальні електричні процеси в атмосфері, так і на процеси утворення та дисипації грозових хмар [3–5]. Відкриті на початку 1990-х рр. грозові розряди в іоносферу (швидкоплинні оптичні явища) знову привернули увагу дослідників до даної теми [22, 23]. Разом з цим механізми утворення грозових хмар та розрядів блискавок остаточно не розкрито, незважаючи

на величезне прикладне і фундаментальне значення цих питань [4, 6, 25].

Наша робота присвячена вивченню тривалісті розрядів, висоти їхньої появи та потужності світіння атмосфери на основі власних відеоспостережень грозових розрядів. Крім того, за допомогою чисельного моделювання було оцінено енергію системи грозових хмар із заданою конфігурацією.

ГРОЗОВІ ХМАРИ ТА УМОВИ ВИНИКНЕННЯ ГРОЗОВИХ РОЗРЯДІВ

Дослідження грозових хмар ведуться дистанційними та контактними методами. Спостереження електромагнітних випромінювань від грозових розрядів провадяться в усіх частотних діапазонах електромагнітних хвиль, починаючи від ультранизьких та звукових частот (3...30 Гц) до рентгєнівського та гамма-діапазону [20, 21]. Для цього використовуються різноманітні наземні прилади, а також бортові прилади на літаках, балонах, ракетах і супутниках. Реєструються зображення блискавок та спектри розрядів, вимірюються магнітні та електричні поля у хмарах та поля і

© Л. В. КОЗАК, В. М. ІВЧЕНКО, А. ОДЗИМЕК, І. С. КЛОКОВ,
П. М. КОЗАК, В. П. ЛАПЧУК, 2012

струми самих блискавок [13—15, 18, 26, 27]. Крім того, штучна стимуляція розрядів між грозовими хмарами та землею шляхом запуску невеликої ракети, яка розмотує тонкий дріт чи металізовану полімерну волосінь, дозволяє проводити комплексні вимірювання на полігонах [20, 21, 24]. Проведено успішні спроби стимуляції блискавок потужними лазерами, що іонізують повітря вздовж променя, та водяними гарматами, які здатні посилати тонкий струмінь води на висоту понад 200 м [7, 27].

Глобальний розподіл гроз та блискавок по планеті детально вивчено в останнє десятиліття супутниковими методами [7, 16—18]. На земній кулі одночасно відбувається близько 2000 гроз, щосекунди 50 блискавок вдаряє в земну поверхню, на порядок більше відбувається розрядів між хмарами. Одна блискавка в середньому переносить заряд 10—100 Кл за час розряду близько 0.001 с. В більшості випадків кожен розряд складається з декількох коротких розрядів загальною тривалістю до десятих часток секунди.

Широтний, сезонний та добовий розподіл грозової активності вказує на тісний зв'язок «теплової машини» генерації гроз з режимом максимальної інсоляції. В діапазоні широт $\Delta\varphi = \pm 30^\circ$ відбувається 75 % гроз, причому рівномірно впродовж року; для більших широт розряди блискавок спостерігаються в основному лише в літній період. Максимум грозової активності спостерігається близько 16 години місцевого часу. Над континентами грози потужніші і трапляються в 6—10 разів частіше, ніж над океаном [16]. Головну роль тут відіграє той факт, що поверхня суші швидко прогривається, і висхідні потоки теплого вологого повітря здатні генерувати грозові хмари. Без сумніву, важливим є також вплив аерозолів земного походження, які є центрами конденсації вологи у хмарах. Над океанами кількість аерозолів набагато менша ($n \sim 100 \text{ см}^{-3}$), ніж над сушею ($n \sim 10^5 \text{ см}^{-3}$) [10]. Грозова активність посилюється під час вивержень вулканів, землетрусів і в районах розташування атомних електростанцій, блискавки супроводжували випробування ядерної та термоядерної зброї в атмосфері, а також потужні снігові, пилові та піщані бурі [7, 14, 15, 27].

Грозова хмара є локалізованою областю посиленої конвективної і електричної активності, що складається з однієї або декількох комірок. Середній розмір комірок складає кілька кілометрів, а вершина розташована на висотах 8...12 км в середніх широтах. У гігантських грозових хмарах тропічних широт вершина може досягати висоти 20 км. Час життя комірки від моменту її виникнення до розпаду близько 1 години [13, 14]. Потужні грозові фронти містять до десятка комірок, які розвиваються неодноразово, і гроза може тривати декілька годин. Розвиток грозової хмари поділяють на три стадії: зародження, розвиток (зрілість) і розпад. У стадії розвитку зростають електрична активність, висхідні потоки і вологоємність хмари; у стадії розпаду висхідні рухи повітря, електрична активність і випадання опадів зменшуються.

Встановлено лінійну залежність між швидкістю висхідних потоків в грозовій хмарі та частотою блискавок. Так, для окремої тропічної грозової комірки при зміні швидкості висхідних потоків у хмарі з 7 до 30 м/с частота появи збільшується від 1 до 50 блискавок/хв.

Для зародження грозових хмар необхідні потужні висхідні потоки теплого і вологого повітря, що містить іони та заряджені аерозольні частинки — потенційні ядра конденсації водяної пари. У приземному шарі атмосфери іонізація відбувається за рахунок природної радіоактивності ґрунту та виходу на поверхню радіоактивних газів, насамперед радону. Початковий «затравочний» заряд частинок також створюють космічні промені. якісно пояснити розділення зарядів може модель дипольної хмари, коли у висхідних потоках теплого вологого повітря, яке стикається з холодним, настає пересичення водяної пари, і негативно заряджені крапельки набирають масу значно швидше за позитивно заряджені [4, 6, 10, 13].

Повітря, що піднімається із приземного шару, охолоджується внаслідок розширення та взаємодії з холоднішим повітрям на висотах 3—5 км, охолодження пришвидшується, якщо висхідні потоки стикаються з холодним атмосферним фронтом. Після досягнення охолодженням повітрям стану пересиченої водяної пари починається утворення хмари — конденсація вологи і

швидке зростання крапель. Конденсація, як це було експериментально встановлено, відбувається переважно на негативно заряджених ядрах [10, 11, 13]. У процесі конденсації краплі зростають до розмірів 1—2 мкм, і надалі ріст відбувається переважно за рахунок коагуляції крапель. Коагуляція на негативно зарядженій краплі у зовнішньому електричному полі йде швидше, ніж злиття позитивно заряджених крапель. З ростом краплі сили тяжіння сповільнюють її рух вгору, тоді як менші і легші позитивно заряджені ядра разом з висхідним потоком повітря продовжують рух угору. В результаті у хмарі відбувається великомасштабне просторове розділення зарядів з утворенням негативно об'ємного заряду знизу і позитивного вгору. Тобто розташування зарядів при утворенні грозової хмари відповідає полярності конденсатора глобального електричного ланцюга.

Ріст негативно заряджених крапель продовжується до розмірів 5—7 мм, коли сили гравітації перевищують підйомну силу висхідних потоків і починається інтенсивне падіння крапель. Оподи дуже послаблюють висхідні потоки в хмарі, а отже і процеси генерації та розділення електричних зарядів. Негативний заряд нижньої частини хмари швидко спадає з дощем. Екранування позитивного заряду верхньої частини хмари зменшується, і з'являється можливість для розрядів між землею та верхньою частиною хмари. Висхідні блискавки ліквідують частину позитивного об'ємного заряду у верхній частині хмари. Решта заряду, що залишилася в хмарі, випадає на поверхню Землі разом з опадами або розсіюється в атмосфері. Оскільки позитивний електричний заряд, який перебуває у верхній частині хмари, невеликий, то кількість висхідних блискавок у багато разів менша, ніж низхідних. Дослідження показують, що вони складають близько 10 % від загального числа розрядів між хмарою і Землею [7, 27]. Розглянута вище дипольна структура є найпростішою моделлю грозової хмари. Спостереження показують дво- та тридипольну структуру хмар; інколи реєструються до шести заряджених шарів, що чергуються [5, 7, 27].

При конденсації водяної пари в атмосфері виділяється енергія — прихована теплота, рівна те-

плоті пароутворення. При сильному охолодженні краплі води переходять у переохолоджений стан і замерзають, при цьому виділяється ще теплота плавлення льоду. Отже, чим більший перепад температур, тим більше теплоти виділиться. Виділена теплота сприяє посиленню висхідних потоків повітря і процесу розділення різномісних зарядів в грозовій комірці, що зароджується. Через розділення і зростання дипольного заряду в хмарі збільшується напруженість електричного поля. Це поле сприяє посиленню процесу коагуляції крапель і тим самим підсилює процес розділення зарядів [5, 7, 11]. Як тільки у хмарі напруженість електричного поля досягає значень 200—300 кВ/м, в ній з'являються блискавки. Електричні розряди у хмарі є потужним джерелом іонізації повітря, і об'ємний заряд, незважаючи на процеси рекомбінації, збільшується.

Виміряні у хмарах максимальні значення електричного поля не перевищують 400 кВ/м, тоді як пробивне значення для вологого повітря складає 1000—3000 кВ/м, отже, необхідно знайти причини зниження напруженості пробою [9]. Потрібно також пам'ятати, що мова йде про безелектродний пробій, принаймні для розрядів хмара—хмара. Непростою проблемою є швидке поєднання зарядів, зосереджених в значному об'ємі хмари у процесі розвитку розряду. Звивистий шлях розряду (блискавки), стрибкоподібний рух лідера, його зупинки — все це потребує детального розгляду.

Згідно із сучасними уявленнями розряди всередині хмари при низькій напруженості поля ініціюються космічними променями надвисокої енергії ($>10^{14}$ еВ), які утворюють в атмосфері широку атмосферну лавину (ШАЛ). Розряди проходять вздовж іонізованих слідів, які створюються вторинними частинками лавини, широке розгалуження іонізаційних слідів також сприяє поєднанню об'ємних зарядів в хмарі. Кількість електрон-іонних пар, що народжуються у слідах однієї електронної лавини, складає 10^{20} — 10^{21} , а утворені ними заряди протилежних знаків складають величину $Q \geq 100$ Кл кожен [4, 7, 8].

При електричних розрядах проходить процес окислення атмосферного азоту — виникає низка сполук NO_x . Оцінки кількості таких сполук ще

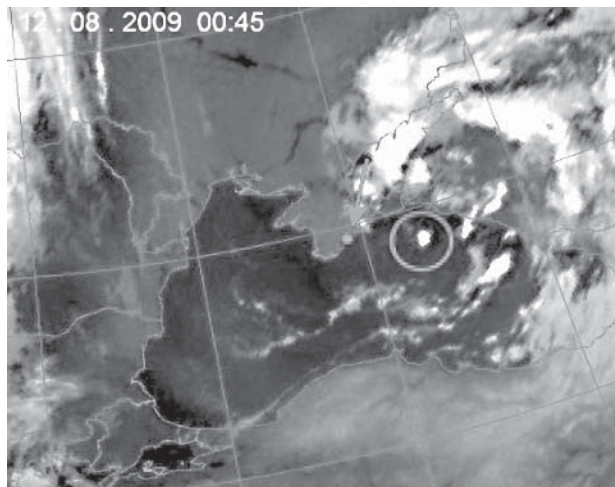


Рис. 1. Зображення грозового фронту, отримані на основі обробки ІЧ-даних супутника «Метеосат-9»

не досить впевнені, але є підстави стверджувати, що продуктивність гроз на порядки перевищує сумарну кількість азотних добрив, які виробляє людство [19]. Непростим є також питання про вплив грозової активності на озоновий шар: з одного боку в електричних розрядах генерується озон, його кількість збільшується в сильних електричних полях, з іншого — згадані вище сполуки азоту можуть виступати у ролі каталізаторів руйнування озону.

Підсумовуючи, можна виділити такі найважливіші тези щодо утворення грозових хмар і розвитку грози.

1. Основним джерелом енергії, що живить грозову хмару, є висхідні потоки теплого повітря, насичені водяною парою, при конденсації та замерзанні якої у хмару виділяється прихована теплота, що посилює конвекцію та висхідні потоки.

2. Процес електризації водяних крапель передбачає наявність у повітрі початкових «затравочних» іонів та заряджених аерозольних частинок, що виникають головним чином за рахунок космічних променів, радіоактивних газів та радіоактивності порід земної поверхні.

3. Великомасштабне просторове розділення різнойменних зарядів відбувається завдяки наявності висхідних потоків теплого вологого іонізованого повітря і дії гравітації. При цьому кон-

денсація вологи на негативно заряджених ядрах розпочинається при меншій пересиченості пари, ніж на позитивно заряджених ядрах, внаслідок наявності дипольного електричного моменту молекули води. Коагуляція негативно заряджених крапель води у зовнішньому електричному полі теж ефективніша, ніж для позитивно заряджених.

4. Електричні розряди у грозових хмарах ініціюються галактичними космічними променями надвисоких енергій, які утворюють широкі атмосферні лавини (ШАЛ). Це може бути головною причиною виникнення розрядів при градієнтах електричного поля, майже на порядок нижчих, ніж пробивна напруга. Звивиста структура і розгалуженість каналів блискавок теж завдячують іонізованим каналам, що виникають в ШАЛ.

СПОСТЕРЕЖЕННЯ ГРОЗОВОЇ АКТИВНОСТІ ТА ОЦІНКА ЕНЕРГІЇ СВІТІННЯ АТМОСФЕРИ ВІД ГРОЗОВИХ РОЗРЯДІВ

Апаратура та місце спостереження. Спостереження грозової активності було проведено з оглядового майданчика метрового телескопа на горі Кошка Кримської астрономічної обсерваторії (Україна, Крим, Сімеїз). Координати місця спостереження за GPS: $44^{\circ}24'44.13''$ пн. ш., $33^{\circ}59'29.47''$ сх. д., висота 333 м над рівнем моря. За період спостереження з 12 по 19 серпня 2009 р. було отримано 56 відеозаписів із грозовими розрядами над Чорним морем. Незважаючи на те що спостереження проводилися із одного пункту, положення грози можна було визначити за допомогою супутникових карт, які були представлені на сайті www.ion.le.ac.uk/~ao64/imgw/index.html в рамках спільних досліджень Україна — Великобританія. Приклад відносної локалізації грози (12.08.2009 р.) і пункту спостережень показано на рис. 1. Пункт спостережень відмічено стрілкою, а область грозової активності — колом. Координати грози: $44^{\circ}15'$ пн. ш. та $36^{\circ}45'$ сх. д.

Установка для спостережень показана на рис. 2 і складається з об'єктива Computar M1614, $f = 16$ мм, 1:1.4; аналогової ТВ-камери Watec LLTV 902H, фреймграбера Pinnacle Dazzle DVD-recorder для оцифровки відеосигналу, часового пристрою KIWI-OSD-2 для точної часової



Рис. 2. Фото установки

прив'язки відео, GPS-приймача Garmin, ноутбук зі встановленим на ньому програмним забезпеченням UFO Capture V2. В камері Wattec LLTV 902H використовується ПЗЗ-матриця Sony ICX249AL форматом 752 (H) × 582 (V) ефективних елементів, розмір елемента 8.6 мкм (H) × 8.3 мкм (V) (площа елемента $7.138 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2$), розгортка 2:1 черезрядкова, час експозиції одного поля 1/50 с. Кутовий розмір поля зору камери з 16-мм об'єктивом — $21 \times 26^\circ$. Максимальна спостережна зоряна величина — близько 5^m .

Програмне забезпечення UFO дозволяє зберігати лише ті зображення, в яких відбулися зміни в полі зору камери, та по 29 кадрів до і після змін. Це надзвичайно спрощує опрацювання телевізійних спостережень, оскільки не потрібно переглядати весь записаний матеріал, та дозволяє суттєво зменшити розмір відеоінформації (розмір файла спостереження одного грозового розряду у форматі нестисненого відеоролика AVI складає біля 50 мегабайт, а розмір файла запису спостережень протягом години — близько 110 гігабайт).

Перед опрацюванням даних було проведено дослідження камери з робочим об'єктивом на наявність геометричних спотворень та нерівномірності чутливості по полю зору. В результаті

виявилось, що на краях кадру є невеликі геометричні спотворення (<1.5 %), які можна не враховувати, оскільки об'єкти спостереження знаходились поблизу центра кадру. Аналіз фотометричної похибки поля зору камери показав, що її величина для країв кадру не перевищує 10 % і для наших оцінок не відіграє суттєвої ролі.

Побудова калібрувальної кривої. Для фотометричної обробки даних необхідна калібровка приладу. Фотометрична калібровка для протяжних об'єктів проводилась за позафокальними зображеннями α Луг. Під час спостережень було отримано шість позафокальних зображень Веги з різним ступенем розфокусування, за якими побудовано залежність вихідного сигналу від освітленості фотоприймача. Для підвищення точності калібровки камери проводилось усереднення фону і зображень Веги (приблизно по 29 кадрах) та врахування атмосферної екстинції (зенітна відстань Веги при спостереженнях $z = 44^\circ$).

Розрахунок світлового потоку, що реєструється камерою, здійснюється за формулою

$$F = \omega S_{\text{об}} \Delta t \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E(\lambda) k_o(\lambda) p_z(\lambda) S_{\text{кам}}(\lambda) d\lambda, \quad (1)$$

де ω — тілесний кут, відповідний розфокусовано-

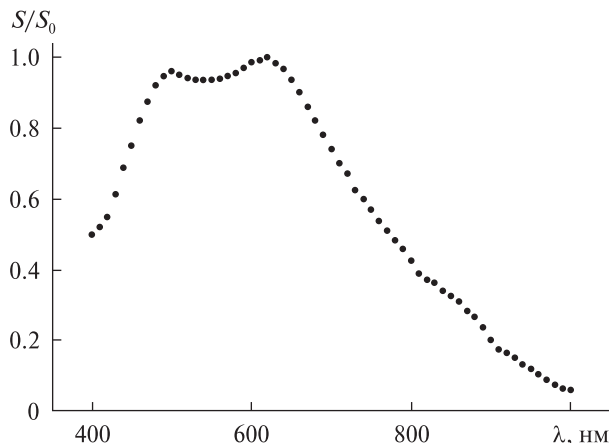


Рис. 3. Спектральна чутливість S фотоприймача ICX249AL

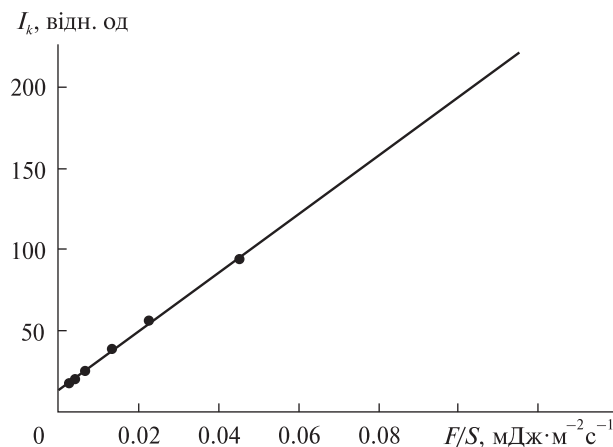


Рис. 4. Калібрувальна крива. Точки — спостереження, лінія — апроксимація

Параметри грозових розрядів

| Час грозового розряду (11/12 серпня 2009 р.) | W , МДж | $t_{св}$, с | P , МВт | h , км |
|--|-----------|--------------|-----------|----------|
| 23:33:42 | 1.07 | 0.64 | 1.67 | 6.8 |
| 23:40:23 | 0.7 | 0.44 | 1.6 | 6.5 |
| 23:59:25 | 0.72 | 0.52 | 1.38 | 7 |
| 00:56:32 | 1.7 | 0.72 | 2.36 | 6.6 |
| 01:07:10 | 2 | 0.84 | 2.38 | 6.7 |
| 02:03:04 | 1.8 | 0.8 | 2.25 | 5.2 |
| 02:14:25 | 2.4 | 1.2 | 2 | 5.7 |
| 02:29:52 | 2.6 | 1.08 | 2.4 | 5.5 |

му зображенню Веги, $S_{об}$ — площа вхідної зіниці об’єктива, Δt — час експозиції, $E(\lambda)$ — спектральна густина випромінювання Веги [2], $k_o(\lambda)$ — коефіцієнт пропускання оптики (для розрахунків було прийнято значення $k_o = 0.8$), $p_z(\lambda)$ — коефіцієнт пропускання атмосфери на заданій зенітній відстані, $S_{кам}(\lambda)$ — спектральний коефіцієнт чутливості ПЗЗ (рис. 3), $\lambda_2 - \lambda_1$ — спектральний діапазон чутливості камери.

Отримана за різних позафокальних зображеннях Веги залежність зареєстрованого сигналу (I_k) від потоку енергії на одиницю площі (калібрувальна крива) показана на рис. 4.

Оцінка енергії світіння атмосфери від грозового розряду за телевізійними спостереженнями. Для оцінки енергії світіння атмосфери від грозових розрядів було опрацьовано відео восьми грозових розрядів, область локалізації яких показана на рис. 1.

Перед початком аналізу було зроблено підсумовування перших 29 кадрів відео (фон) з подальшим відніманням даного просумованого зображення послідовно від кадрів, на яких зафіксовано грозовий розряд. Це дозволяє виключити всі статичні об’єкти, включаючи зорі. Оскільки ми маємо неточковий об’єкт, то після розбиття відео на кадри і врахування фону наступним етапом була побудова ізофот (ділянки однакової освітленості). Ізофоти будувались з кроком в 30 одиниць в діапазоні від 0 до 255. Приклад ізофот з одного кадру наведено на рис. 5.

Надалі знаходилась площа кожної ізофоти і відповідна їй освітленість (з калібрувальної кривої), які є вхідними даними для обчислення потоку, що формує зображення:

$$F = \sum_{i=1}^N E_{is(i)} \cdot S_{is(i)}, \tag{2}$$

де N — повне число ізофот для даного кадру, S_{is} — площа ізофоти, E_{is} — освітленість, що їй відповідає.

Таким чином, значення енергії світіння атмосфери від грозового розряду задається співвідношенням

$$W = \frac{4\pi R^2}{S_{об}} \sum_1^k F \cdot t, \tag{3}$$

де F — потік за один кадр, t — тривалість кадру

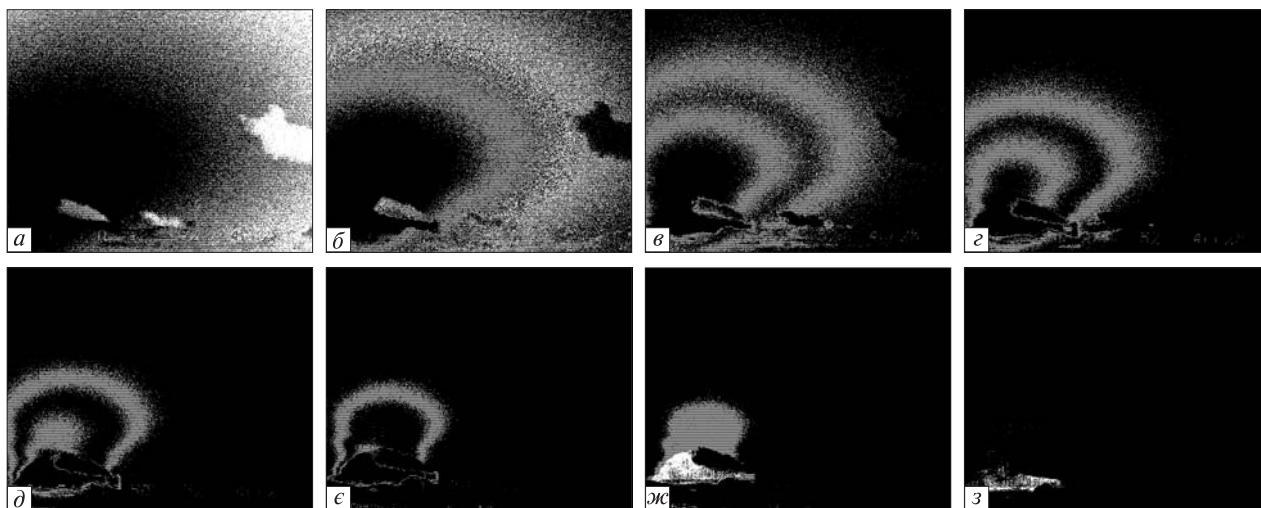


Рис. 5. Приклад ізофот в порядку зростання інтенсивності для одного кадру грозового розряду

($t = 0.04$ с), k — повне число кадрів, на яких зареєстровано світіння неба від грозового розряду, R — відстань до грози (215 км), $S_{об}$ — площа об'єктива.

Потужність світіння неба від грозового розряду дорівнює

$$P = W/t_{св}. \quad (4)$$

Розраховані значення енергії світіння атмосфери від грозового розряду, тривалості світіння від розрядів, їхньої потужності та висоти появи подано в табл. 1. При оцінці висоти спостережуваного грозового розряду було враховано сферичність Землі.

Оскільки спостереження проводились у спектральному діапазоні 400–1000 нм, на який припадає лише біля 1 % від всієї енергії випромінювання [14, 15, 24, 27], то можна вважати, що повна енергія випромінювання буде на два порядки вищою.

ОЦІНКА ЕНЕРГІЇ ГРОЗОВИХ РОЗРЯДІВ ІЗ МОДЕЛЬНИХ РОЗРАХУНКІВ

Дані багаторічних вимірювань електричних характеристик атмосфери поблизу поверхні Землі вказують на наявність електричного поля напруженістю близько 100 В/м і електричного струму близько 10^{-12} А/м². Ці параметри визначаються в умовах «хорошої погоди», тобто при відсутності у даному районі Землі хмар, вітрів, завірюх та ін. При цьому ефективний заряд Землі складає 10^5 Кл. Оскільки атмосфера Землі електропровідна, то

при відсутності джерел електричне поле зникло б приблизно за 10 хв. Згідно з сучасними уявленнями основним джерелом електричного поля у тропосфері і стратосфері є грозові хмари, що діють як струмові генератори. При цьому в областях грозових хмар течуть струми, що заряджають атмосферу, а в областях, вільних від грозових хмар, течуть струми розрядки [1].

Структура електричних струмів та умови підтримки електричного поля визначаються глобальним атмосферно-струмовим ланцюгом.

Однією з перших моделей глобального атмосферно-струмового ланцюга, що не втратила значущість до цих пір, є модель сферичного конденсатора, вперше запропонована Вільсоном. У цій моделі електричне поле в нижніх шарах атмосфери існує завдяки тому, що на Землі і у високих шарах атмосфери зосереджені відповідно негативний і позитивний заряди, які створюють різницю потенціалів приблизно 300 кВ. При цьому поверхня Землі та іоносфера відіграють роль обкладинок конденсатора. Завдяки електропровідності шарів атмосфери в ній тече електричний струм, який намагається розрядити конденсатор. Тому, для підтримки заряду на обкладинках такого конденсатора необхідні джерела струму, що заряджають їх і компенсують струми розрядки. У моделі Вільсона передбачається, що струм зарядки виникає у всіх областях атмосфери, які зайняті грозовими хмарами, і в яких електричне поле має

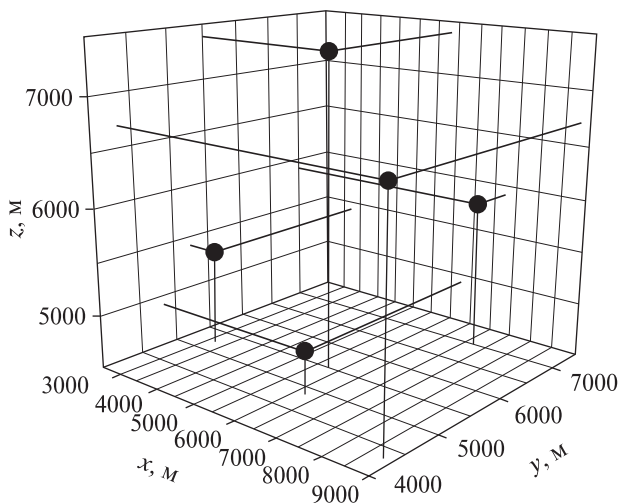


Рис. 6. Просторовий розподіл грозових хмар

напрямок, зворотний напрямку, спостережувано-му в областях хорошої погоди [1, 12].

Застосовуючи наближення та граничні умови в моделі Вільсона, можна розглянути потенціал системи грозових зарядів та оцінити їхню енергію.

Врахування впливу грозових хмар як у глобальному, так і в локальному масштабі, можна проводити на основі розв’язку рівняння [12]

$$\operatorname{div}(\tilde{\lambda} \operatorname{grad} \varphi) = -4\pi\tilde{\lambda} \sum_i q_i \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_i), \quad (5)$$

де q_i , \mathbf{r}_i — заряд і радіус-вектор i -го грозового джерела, $\delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_i)$ — функція Дірака, $\tilde{\lambda}$ — електропровідність іоносфери, φ — потенціал системи грозових хмар.

В такому представленні заряди грозового джерела вважаються точковими, що справедливо для відстаней, які значно перевищують характерний розмір області розподілу зарядів грозової хмари. У стаціонарному випадку, що і передбачає модель Вільсона, позитивний і негативний заряди i -го джерела зв’язані співвідношенням

$$I_i = 4\pi\tilde{\lambda}_i^+ q_i^+ = -4\pi\tilde{\lambda}_i^- q_i^-, \quad (6)$$

де $\tilde{\lambda}_i^-$, $\tilde{\lambda}_i^+$ — електропровідності в околі негативного (q_i^-) і позитивного (q_i^+) зарядів грозової хмари.

Для атмосфери з експоненційною залежністю провідності із висотою $\tilde{\lambda} = \tilde{\lambda}_0 \exp(\alpha z)$, де $\tilde{\lambda}_0$ — провідність атмосфери на рівні Землі, а α —

масштабний множник; q_i^+ і q_i^- пов’язані між собою співвідношенням

$$q_i^+ = -q_i^- \exp[\alpha(z_i^- - z_i^+)]. \quad (7)$$

В моделі «класичного конденсатора» граничні умови для розв’язку рівняння (5) мають вигляд

$$\varphi(\mathbf{r} = \mathbf{r}_0) = 0, \quad \frac{1}{4\pi} \oint_{S_2} \varphi d\Omega = \varphi_\infty, \quad (8)$$

де S_2 — поверхня, що лежить у високопровідних шарах атмосфери.

Другу умову можна замінити такою:

$$\varphi(\mathbf{r} \rightarrow \infty) = \varphi_\infty \text{ або } \varphi(\mathbf{r} = R) = \varphi_\infty, \quad (9)$$

де R — радіус нижньої границі іоносфери. При цьому вираз для потенціалу іоносфери [1] має вигляд

$$\varphi_\infty = \frac{1}{4\pi r_0^2} \sum_i I_i \left(\frac{1}{\tilde{\lambda}_i^-} - \frac{1}{\tilde{\lambda}_i^+} \right). \quad (10)$$

Розв’язок рівняння (5) при вказаних вище граничних умовах можна записати у вигляді [1, 12]

$$\varphi(\mathbf{r}) = \sum_i q_i G_i + \varphi_\infty [1 - \exp(-\alpha(r - r_0))],$$

$$G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_i) = \exp\left(-\frac{\alpha}{2}(r - r_i)\right) \times \left[\frac{\exp\left(-\frac{\alpha}{2}\rho_i\right)}{\rho_i} - \frac{\exp\left(-\frac{\alpha}{2}\rho'_i\right)}{\rho'_i} \right], \quad (11)$$

де G_i — функція Гріна, $\rho_i = |\mathbf{r} - \mathbf{r}_i|$, ρ'_i — відстань від точки спостереження до заряду зображення.

Таким чином, задавши певний просторовий розподіл зарядів (вектори \mathbf{r}_i), ми можемо побудувати значення електростатичного потенціалу в кожній точці простору у межах модельного об’єму. Модельна область в даній роботі містить п’ять грозових хмар, розташованих хаотично в кубічній області простору (рис. 6). При моделюванні були використані такі значення параметрів:

- $\alpha = 1/6400$ м (масштабний множник в моделі Вільсона, що показує характерну відстань спадання напруженості електричного поля в атмосфері);
- $q = \pm 20$ Кл (величина позитивного і негативного зарядів грозової хмари);
- $\Delta z = 2000$ м (відстань між позитивним і негативним зарядом всередині хмари);

- $\tilde{\lambda}_0 = 1.1 \cdot 10^{-13}$ См/м (провідність атмосфери на рівні Землі);
- $h = 60\,000$ м (висота рівня іоносфери);
- крок обчислення по трьох координатах — 100 м.

Отриманий просторовий розподіл потенціалу для висоти 6900 м представлено на рис. 7.

По осі z відкладено значення електростатичного потенціалу у відносних одиницях (нормованих на максимальне значення). Розподіл чітко показує внесок кожного грозового заряду. Можемо бачити два піки, які відповідають двом грозовим зарядам, розташованим найближче до даного рівня. Решта (три заряди) лежать далі і роблять значно менший вклад у сумарне електростатичне поле на даному рівні.

Отримана із моделювання характерна відстань спадання поля порядку 10 км добре узгоджується із даними моделі Вільсона [23].

Розподіл потенціалу електричного поля, створеного системою грозових розрядів, дозволяє знайти напруженість електричного поля ($\mathbf{E} = -\nabla\phi$) та оцінити енергію за формулою

$$W = \int_V \tilde{\lambda} E^2 dV.$$

Для представленої на рис. 6 системи грозових хмар значення енергії $W \approx 0.6 \cdot 10^9$ Дж. Це добре узгоджується із оцінками [14, 15, 24, 27].

ВИСНОВКИ

В рамках спільних досліджень Україна — Великобританія проведено спостереження грозової активності на горі «Кошка» Кримської астрономічної обсерва торії (Україна, Крим, Сімеїз) з 12 по 19 серпня 2009 р. в результаті яких отримано 56 відео із грозовими розрядами над Чорним морем. Установка для спостережень складалася з відеокамери, захоплювача кадрів, GPS-приймача і ноутбука з програмним забезпеченням UFO.

Із опрацювання відео восьми грозових розрядів, що відбулися на відстані 215 км від точки спостережень, було отримано, що енергія варіює у межах 0.7—2.6 МДж, тривалість світіння неба після розряду 0.5—1.2 с, потужність 1.4—2.4 МВт, а висота появи — 5.2—7 км. Оскільки спостереження провадились у спектральному діапазоні 400—1000 нм, на який припадає лише біля 1 %

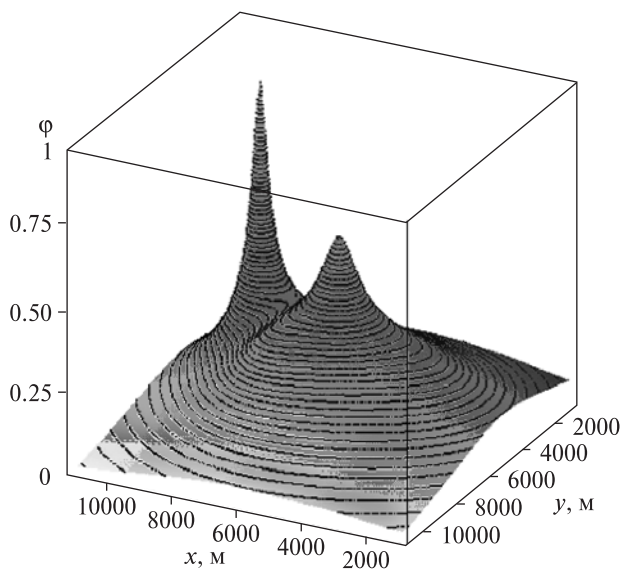


Рис. 7. Розподіл потенціалу в просторі під дією п'яти грозових хмар, $z = 6900$ м

від всієї енергії випромінювання, то повна енергія буде принаймні на два порядки вищою.

Із чисельного моделювання квазіелектростатичного поля системи грозових хмар із використанням моделі Вільсона визначено, що відстань затухання електричного поля, створеного грозовою хмарою, складає порядку 10 км. Крім того, було змодельовано розподіл потенціалу електричного поля, створеного системою п'яти грозових розрядів, та отримано оцінку максимальної енергії даної системи ($W \approx 0.6 \cdot 10^9$ Дж).

Автори вдячні за допомогу у проведенні спостережень А.М.Растопчиній-Шаховській та О.Є.Вольвачу, а також Є.В.Удодову, С.Г.Пилипенку, О.В.Шуєнку і М.Г.Малигіну за участь у спостереженнях.

Робота виконана при частковій підтримці гранту Ф 40.2/053 та гранту Міжнародного інституту космічних досліджень ISSI (Team 132).

Співробітництво із Великобританією виконувалося при частковій підтримці гранту Європейської Комісії номер MEST-CT-2004-007512 і PERG-GA-2007-203298, Лестерський університет, Великобританія.

1. *Атмосфера.* Справочник / Под ред. Ю. С. Седунова, С. И. Авдюшина, Е. П. Борисенкова и др. — Л.: Гидрометеоздат, 1991. — 509 с.
2. *Глушневая И. Н.* Спектроскопия ярких звезд. — М.: Наука, 1982. — 256 с.

3. Гуревич А. В., Зыбин К. П. Пробой на убегающих электронах и электрические разряды во время грозы // Успехи физ. наук. — 2001. — **171**, № 11. — С. 1177—1199.
4. Ермаков В. И., Стожков Ю. И. Роль космических лучей в образовании молний // Краткие сообщения по физике. ФИАН. — 2003. — № 9. — С. 43—50.
5. Ермаков В. И., Стожков Ю. И. Физика грозных облаков. — М., 2004. — 39 с. — (Препринт / РАН, Физический ин-т им. П. Н. Лебедева).
6. Красногогорская Н. В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. — Л: Гидрометеоиздат, 1972. — 323 с.
7. Мареев Е. А., Трахтенгерц В. Ю. Загадки атмосферной электрики // Природа. — 2007. — № 3. — С. 24—33.
8. Мурзин В. С. Введение в физику космических лучей. — М.: МГУ, 1988. — 319 с.
9. Райзер Ю. П. Физика газового разряда. — М.: Наука, 1987. — 591 с.
10. Райст П. Аэрозоли. Введение в теорию. — М.: Мир, 1987. — 280 с.
11. Русанов А. И. Термодинамика нуклеации на зарядовых центрах // Докл. АН СССР. — 1978. — **238**, № 4. — С. 831—834.
12. Шуенко О. В., Козак Л. В., Івченко В. М. Швидкоплинні оптичні явища під час гроз та моделювання електричних полів у нижній атмосфері // Космічна наука і технологія. — 2010. — **16**, № 2. — С. 23—34.
13. Челмерс Дж. А. Атмосферное электричество. — Л: Гидрометеоиздат, 1974. — 421 с.
14. Юман М. Молния. — М.: Мир, 1972. — 327 с.
15. Bazelyan E. M., Raizer Yu. P. Lightning Physics and Lightning Protection. — Bristol and Philadelphia: Institute of Physics Publishing, 2000. — 320 p.
16. Voccipio D. J., Koshak W. J., Christian H. J., Goodmen S. J. Land-ocean differences in LIS and OTD tropical lightning observations // Proceedings of 11th ICAE, USA, Alabama. — 1999. — P. 734—737.
17. Christian H. J. Optical detection of lightning from space // Proceedings of 11th ICAE, USA, Alabama. — 1999. — P. 715—718.
18. Christian H. J., Blakeslee R. J., Voccipio D. J., et al. Global frequency and distribution of lightning as observed by the optical transient detector (OTD) // Proceedings of 11th International Conference on Atmospheric Electricity, USA, Alabama. — 1999. — P. 726—729.
19. Cooray V., Rahman M., Rakov V. On the NO_x production by laboratory electrical discharges and lightning // J. Atmos. and Solar-Terr. Phys. — 2009. — **71**, N 17-18. — P. 1877—1889, doi:10.1016/j.jastp.2009.07.009.
20. Dwyer J. R., Rassoul H. K., Al-Dayeh M., et al. Measurements of x-ray emission from rocket-triggered lightning // Geophys. Res. Lett. — 2004. — **31**. — P. L05118, doi:10.1029/2003GL018770.
21. Dwyer J. R., Rassoul H. K., Al-Dayeh M., et al. A ground level gamma-ray burst observed in association with rocket-triggered lightning // Geophys. Res. Lett. — 2004. — **31**. — P. L05119, doi:10.1029/2003GL018771.
22. Franz R. C., Nemsek R. J., Winkler J. R. Television image of a large upward electrical discharge above a thunderstorm system // Science. — 1990. — **249**, N 4964. — P. 48—51, doi: 10.1126
23. Füllekrug M., Mareev E. A., Rycroft M. J. Sprites, Elves and Intense Lightning Discharges, II Mathematics, Physics and Chemistry — 2006. — Vol. 225. — 432 p.
24. Rakov V. A., Uman M. A., Rambo K. J. A review of ten years of triggered-lightning experiments at Camp Blanding, Florida // Atmosphere Res. — 2005. — **76**, N 1-4. — P. 504—518.
25. Reiter R. Phenomena in atmospheric and environmental electricity. — Amsterdam: Elsevier, 1992. — 541 p.
26. Uman M. A. The Art and Science of Lightning Protection. — Cambridge: Univ. Press, 2008. — 239 p.
27. Ushio T. U., Heckman S., Voccipio D., et al. Initial comparison of the lightning imaging sensor (LIS) with lightning detection and ranging (LDAR) // Proceedings of 11th ICAE. — Alabama, USA, 1999. — P. 738—741.

Надійшла до редакції 01.10.11

L.V. Kozak, V. M. Ivchenko, A. Odzymek,
I. S. Klokov, P. M. Kozak, V. P. Lapchuk

ESTIMATION OF ATMOSPHERE GLOW ENERGY OVER STORM DISCHARGES

An analysis of conditions for the appearance of storm discharges is performed and the sky glow energy over them is estimated. It is found that riser flows and “inoculating” ions which are caused by both cosmic rays and the Earth’s ground radioactivity play a decisive role in a storm formation. In this case large atmosphere avalanches initiate electric discharges in storm clouds. In the framework of combined Ukrainian-British investigations, observations of storm activity on Koshka mountain from 12 till 19 August 2009 were carried out. As the result of the observations, 56 videos with storm discharges over the Black Sea were obtained. The complex of observational hardware included video camera Watec 902H, a frame-grabber, a GPS-receiver and a notebook with the according software. To estimate the atmosphere glow energy caused by storm discharges for the optical wavelength region, a calibrating curve is plotted on the basis of different unfocused images of Vega. During this procedure, the spectral type of the star, atmosphere absorption and spectral sensitivity of the camera are taken into account. To analyse some atmosphere glow features over storm discharges, isophotes of the images are plotted. It is found from the analysis of our observations that the discharge duration was from 0.5 to 1.2 sec, the discharge power was $(1.4-2.4) \cdot 10^6$ watt and the altitude of appearance was equal from 5.2 to 7 km. Besides, the simulation of quasi-electrostatic field for the system of storm discharges is performed using the Wilson model. It is found that in the lower atmosphere the distance of decay of the electric field generated by a storm cloud is near 10 km. The energy of a system consisting of five storm clouds is estimated. We can note a good correlation between the observational data and numerical estimations.