

МІНІСТЕРСТВО ОБОРОНИ УКРАЇНИ
МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему:

Залежність критичних значень стандартних рівнів конвекції від типів
адіабатичного підйому частинки

Спеціальність 103 Науки про Землю
Спеціалізація «Метеорологія»
курсанта групи МВМ-19
Владислава АНДРЕЄВА

Керівник: к.георг.н.,доцент
Наталя МІЩЕНКО
Рецензент: к.георг.н.,доцент
Оксана ВОЛЬВАЧ

МІНІСТЕРСТВО ОБОРОНИ УКРАЇНИ
МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

Спеціалізація Метеорологія

Освітня програма «Організація метеорологічного та геофізичного
забезпечення Збройних Сил України»

ЗАТВЕРДЖУЮ

Начальник кафедри військової підготовки

полковник

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ

курсанту АНДРЕЄВУ Владиславу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Залежність критичних значень стандартних рівнів конвекції від типів адіабатичного підйому частинки ».

керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна, к.геогр.н., доцент

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом ректора ОДЕКУ від 16 жовтня 2020 року № 194-С

2. Строк подання курсантом роботи: 12 грудня 2020 року.

3. Вихідні дані до роботи: аеросиноптичний матеріал, архів фактичної погоди станції Київ, Одеса, Шепетівка, Львів, Кривий Ріг.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити):

1) розглянути сучасні методи прогнозу грозової активності;

2) сформувані базу даних по станції Київ, Харків, Одеса, Кривий Ріг, Шепетівка

3) обробити та проаналізувати дані температурно-вітрового зондування атмосфери, розрахувати стандартні рівні конвекції;

4) визначити граничні умови кожного рівня що ідентифікують глибоку конвекцію при різних типах адіабатичного підйому частинки;

5. Перелік графічного матеріалу: графіки, таблиці, аерологічні діаграми.

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання: 27 жовтня 2020 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Пошук літературних джерел за темою магістерської роботи	27.10-28.10.20	85	добре
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	29.10.-22.11.20	88	добре
3.	Рубіжна атестація	23.11.20	87	добре
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.11-01.12.20	88	добре
5.	Відпрацювання 3-го розділу	02-08.12.20	85	добре
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	09-10.12.20	88	добре
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.12.20		
8.	Подання роботи на рецензування	11.12.20		
9.	Подання роботи до навчальної частини	12.12.20		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	12.12.20	85	добре

Курсант _____

(підпис)

Владислав АНДРЕЄВ

(ім'я та прізвище)

Керівник роботи к.геогр. н., доц. _____

(підпис)

Наталія МІЩЕНКО

(ім'я та прізвище)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота курсанта Андрєєва В. на тему «Залежність критичних значень стандартних рівнів конвекції від типів адіабатичного підйому частинки» присвячена визначенню граничних значень, що передують виникненню грозової діяльності.

В ході роботи розглянуті стандартні рівні конвекції, які застосовуються у сучасних прогностичних центрах. Декілька з них використовуються в роботі для аналізу стану атмосфери при формуванні грози.

Актуальність дослідження. Конвективні явища є однією з найбільших небезпек для авіації як на всіх етапах польоту літального апарату, так і при його перебуванні на землі. Такі явища, як град, шквал, мікроривбухи, гроза, турбулентність можуть серйозно впливати на безпеку польотів і цілісність авіаційної техніки.

Зазвичай такі явища добре спостерігаються у повітрі екіпажем, що дозволяє уникнути ненавмисного у них потрапляння. Проте необхідна завчасність і точність їх прогнозу зумовлює підвищену увагу пілотів у візуальних спостереженнях та застосуванні бортових РЛС для їх виявлення.

Саме тому, подальше вдосконалення наявних методик прогнозування конвективних явищ залишається актуальною задачею.

Метою роботи є визначення критеріальних значень стандартних рівнів конвекції при різних типах адіабатичного підйому частинки для прогнозу грозової активності.

Завданнями дослідження є:

- відбір випадків з грозами за теплий період 2018 р.;
- створення бази даних температурно-вітрового зондування атмосфери для випадків з наявністю грози на обраних станціях (75 випадків);
- розрахунок стандартних рівнів конвекції (LCL , LFC , $LFC-LCL$, EL , CCL) при різних типах адіабатичного підйому частинки;
- визначення меж діапазону значень стандартних рівнів конвекції, при яких виникнення грози є найбільш невизначеним (середній потенціал).

В якості вихідних, використовувалися дані радіозондування атмосфери за 00 та 12 год. по станціям України (Київ, Одеса, Львів, Кривий Ріг, Шепетівка).

Об'єкт дослідження – атмосферна конвекція.

Предмет дослідження – предиктори для прогнозу грозової активності.

Методи дослідження. При виконанні роботи використовувалися аналіз, моделювання, експеримент.

Наукова новизна отриманих результатів полягає у підвищенні ефективності прогнозу грозової активності для території України шляхом визначення критеріальних значень стандартних рівнів конвекції при якій найбільш імовірно утворення гроз.

Практичне значення отриманих результатів полягає у розширенні можливостей стандартних рівнів конвекції шляхом уточнення їх граничних умов для території України

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 49 стор. машинописного тексту, містить у собі 15 рис., 1 таблиця, складається з вступу, 3-х розділів, висновків, списку використаних джерел (30 найменувань) та трьох додатків.

Ключові слова: гроза, прогноз грозової активності, параметри нестійкості атмосфери, методи підйому повітряної частинки, стандартні рівні конвекції.

ABSTRACT

Master's qualification work of cadet Andreev V. on "Dependence of critical values of standard levels of convection on types of adiabatic particle rise" is devoted to the definition of the main trigger mechanisms that precede the occurrence of thunderstorm activity.

In the course of work the indices of thunderstorm activity which are applied in modern prognostic centers are considered. Several of them are used in the work to analyze the state of the atmosphere during the formation of a thunderstorm.

Relevance of research. Convective phenomena are one of the greatest dangers for aviation both at all stages of flight of the aircraft, and at its stay on the earth. Phenomena such as hail, squalls, micro-explosions, thunderstorms, and turbulence can seriously affect flight safety and the integrity of aircraft.

Usually such phenomena are well observed in the air by the crew, which avoids unintentional contact with them. However, the necessary timeliness and accuracy of their forecast leads to increased attention of pilots in visual observations and the use of onboard radars to detect them.

That is why further improvement of existing methods for predicting convective phenomena remains an urgent task.

The aim of the work is to determine the criteria values of standard levels of convection at different types of adiabatic particle rise for the forecast of thunderstorm activity.

The objectives of the study are:

- selection of cases with thunderstorms for the warm period of 2018;
- creation of a database of temperature and wind sounding of the atmosphere for cases of thunderstorms at selected stations (75 cases);
- calculation of standard levels of convection (LCL, LFC, LFC-LCL, EL, CCL) at different types of adiabatic particle lift;
- determination of the limits of the range of values of standard convection levels at which the occurrence of a thunderstorm is the most uncertain (average potential).

As a starting point, atmospheric radiosonde data for 00 and 12 hours were used at stations of Ukraine (Kiev, Odessa, Lviv, Kryvyi Rih, Shepetivka).

The object of study - atmospheric convection.

The subject of research - predictors for the forecast of thunderstorm activity.

Research methods. Analysis, modeling, and experiment were used in the work.

The scientific novelty of the obtained results is to increase the efficiency of the forecast of thunderstorm activity for the territory of Ukraine by determining the criteria values of standard levels of convection at which the most probable formation of thunderstorms.

The practical significance of the obtained results is to expand the capabilities of standard levels of convection by specifying their boundary conditions for the territory of Ukraine.

Structure and scope of work. Work set out on 49 pages. typewritten text, contains 15 figures, 1 table, consists of an introduction, 3 sections, conclusions, a list of sources used (30 items) and three appendices.

Keywords: thunderstorm, forecast of thunderstorm activity, parameters of atmospheric instability, air particle lifting methods, standard convection levels.

ЗМІСТ

Вступ.....	9
1 Умови утворення конвекції та погодні явища, пов'язані з нею.....	11
1.1 Поняття про грозу	11
1.2 Загальні відомості про конвекцію.....	13
1.3 Синоптичні умови утворення конвективних явищ.....	15
2 Сучасні методи розрахунку параметрів конвекції.....	17
2.1 Стандартні рівні конвекції.....	18
2.2 Типи апроксимації адіабатичного підйому частинки.....	21
3 Залежність критичних значень стандартних рівнях конвекції від типів адіабатичного підйому частинки.....	25
Висновки.....	35
Список використаних джерел.....	36
Додатки.....	39

ВСТУП

Актуальність дослідження. Конвективні явища є найбільшою небезпекою для авіації. Головна небезпека полягає в сильній турбулентності усередині купчасто-дошових хмар і поблизу них. Інтенсивні вертикальні токи часто поєднуються з різкими поривами вітру, що обумовлюють штормову бовтанку літаків, інтенсивне обмерзання, град, зливові опади, шквали, та ін. [2]. Відомо, що більшість методів прогнозу географічно обмежені, оскільки порогові значення прогностичних величин, прогностичні формули та графіки отримані в результаті обробки певного матеріалу спостережень для території, в межах якої проводилося дослідження. Ще однією проблемою є те, що на території України катастрофічно мало і не достатньо часто проводяться аерологічні спостереження, які б дали значні покращення в прогнозуванні конвективних явищ. З урахуванням особливостей розвитку конвективного хмарності розроблено багато методів прогнозу гроз як внутрішньомасових, так і фронтальних.

Метою роботи є визначення критеріальних значень стандартних рівнів конвекції при різних типах адіабатичного підйому частинки для прогнозу грозової активності.

Завданнями дослідження є:

- відбір випадків з грозами за теплий період 2018 р.;
- створення бази даних температурно-вітрового зондування атмосфери для випадків з наявністю грози на обраних станціях (75 випадків);
- розрахунок стандартних рівнів конвекції (LCL , LFC , $LFC-LCL$, EL) при різних типах адіабатичного підйому частинки;
- визначення меж діапазону значень стандартних рівнів конвекції, при яких виникнення грози є найбільш невизначеним (середній потенціал).

В якості вихідних, використовувалися дані радіозондування атмосфери за 00 та 12 год. по станціям України (Київ, Одеса, Львів, Кривий Ріг, Шепетівка).

Магістерська робота викладена на 49 сторінках машинописного тексту та складається зі вступу, трьох розділів, висновків та списку використаних джерел (30 позицій) та трьох додатків.

Перший розділ включає 2 підрозділи в яких описується загальні відомості про конвекцію, синоптичні умови утворення конвективної хмарності, умови виникнення грози.

Другий розділ складається з двох підрозділів у яких представлено загальні поняття та класифікацію індексів конвекції та параметри, які безпосередньо досліджувалися у даній роботі.

В третьому розділі визначали граничні умови стандартних рівнів конвекції для різних типів адіабатичного підйому .

1 УМОВИ УТВОРЕННЯ КОНВЕКЦІЇ ТА ПОГОДНІ ЯВИЩА ПОВ'ЯЗАНІ З НЕЮ

1.1 Гроза

Гроза – це атмосферне електричне явище, яке супроводиться блискавкою, громом, дощем, досить часто ще й шквалом, а інколи й градом. Це стає можливим при сильній електризації хмар.

Електропровідність повітря дуже мала. Тому різниця потенціалів не вирівнюється шляхом електропровідності. Заряди одного знаку накопичуються в одній частині хмари, а іншого знаку – у другій. У купчасто-дощових хмарах напруга електричного поля, тобто різниця потенціалів на одиницю довжини, іноді вимірюється сотнями тисяч вольт на кожен метр. Коли напруга поля досягає певного критичного значення близько $(25-50) \cdot 10^3$ В/м і більше, то різниця потенціалів вирівнюється шляхом електричного розряду. Це і є блискавка. Розряди бувають між різними частинами хмар, між сусідніми хмарами або між хмарою і Землею. Близько 40% розрядів буває між хмарою і Землею.

До земної поверхні переносяться переважно негативні заряди. Справа в тому, що у нижній частині купчасто-дощових хмар накопичуються негативні заряди, а на земній поверхні шляхом індукції накопичуються позитивні заряди. Отже, грози поповнюють негативний заряд Землі.

Блискавка – це не миттєвий розряд. Вона складається з кількох послідовних розрядів, що слідують один за одним, одним і тим же шляхом, який називається каналом блискавки. Канал звивистий, з розгалуженнями. Розряд відбувається у тому напрямку, де найбільше іонів, тобто де найменший опір електричному струму. Інтервал між окремими розрядами-імпульсами становить близько 0,05, а тривалість усієї блискавки десяті долі секунди.

Розряд починається з лідера. Це попередній розряд, який прокладає канал для основної блискавки. Його завданням є збільшення кількості іонів, які збільшують провідність. Невелика кількість вільних електронів розповсюджується від хмари і іонізує молекули повітря. Внаслідок цього утворюються нові вільні електрони, які у свою чергу іонізують канал. Зразу за лідером відбувається головний розряд. Повторні розряди слабші.

У момент розряду у каналі блискавки переноситься електричний струм силою десятки тисяч ампер. Тому температура повітря в каналі досягає 25-30 тис.0С. В результаті цього повітря в каналі розжарюється до сліпучо рожево-фіолетового свічення. Миттєве нагрівання повітря призводить до його вибухового розширення, яке й створює звуковий ефект – грім. Грім запізнюється відносно блискавки, оскільки швидкість світла досягає 300 тис. км/с, а швидкість звуку 330 м/с.

Звук від різних точок блискавки долітає до нас не одночасно. Крім того, звук відбивається від різних ділянок Землі та від хмар. Тому після основного удару грому деякий час ще продовжується гуркіт.

Про далекі грози нас сповіщає блискавиця. Це миттєвий спалах неба поблизу обрію без грому.

За походженням грози поділяються на фронтальні та внутрішньомасові.

Фронтальні грози. Виникають переважно на холодних фронтах. Важке холодне повітря підтікає під тепле і різко витісняє його вгору, в результаті чого формуються фронтальні купчасто-дошові хмари. Але влітку, особливо уночі, над суходолом вони бувають і на теплих фронтах. У цьому випадку конвекція розвивається над фронтальною поверхнею у теплому нестійкому повітрі.

Внутрішньомасові грози. Виникають у холодному повітрі, яке переноситься на теплу земну поверхню. Повітря прогрівається знизу і виникає конвекція. Ці грози виникають і у місцевих нагрітих повітряних масах, які ще називають місцевими або тепловими грозами. В обох випадках стратифікація атмосфери нестійка і виникають потужні висхідні конвективні

рухи повітря. При сильних грозах за одну хвилину виникають десятки блискавок.

Гроза – це небезпечне явище, яке щорічно наносить великої шкоди народному господарству. Одночасно на Земній кулі спостерігається близько 1800 гроз і щосекунди виникає близько 100 блискавок. Грози в горах виникають частіше, ніж на прилеглих рівнинах, оскільки на теплих південних схилах частіше бувають сприятливі умови для теплової конвекції.

1.2 Загальні відомості про конвекцію

Під конвективними явищами розуміється хмарність купчастих форм, грози, зливи, шквали, смерчі тощо. Основна причина розвитку конвективних явищ – це потоки конвекції, що можуть досягати декількох десятків $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Необхідною умовою є нестійка стратифікація атмосфери. В момент розвитку конвекції градієнт температури може перевищувати або дорівнювати значенню сухоадіабатичного градієнта $\gamma \geq \gamma_{\text{ca}}$ в нижньому шарі атмосфери, а вище – $\gamma \geq \gamma_{\text{ва}}$. Виняткове значення при прогнозі конвективних явищ має вологовміст повітряних мас [1,6,13,21,28]. Так, для центральної частини Східної Європи сумарна величина дефіциту точки роси складає:

$$\sum_{850}^{700} (T - T_d) \leq 20^{\circ}\text{C}, \text{ а } \sum_{850}^{500} (T - T_d) \leq 25^{\circ}\text{C}$$

$T_{\text{max}} - T_d \leq 20^{\circ}\text{C}$ у ранковій годині (звичайно для розрахунків беруть 9 год). Якщо сумарний дефіцит більше цих величин, то атмосфера буде дуже сухою, і навіть якщо висхідні вертикальні рухи прагнуть до максимуму та конвекція розвивається, опадів не буде. Якщо $T_{\text{max}} - T_d \leq 20^{\circ}\text{C}$, то рівень конденсації лежить нижче 2 км, а якщо $T_{\text{max}} - T_d > 20^{\circ}\text{C}$, то рівень конденсації знаходиться вище 2 км і опади землі не досягають (випаровуються). Це так звані сухі грози (не супроводжуються випаданням зливових опадів). При прогнозі конвективних явищ необхідно враховувати структурні особливості

хмари. Зокрема, у помірних широтах сприятливою умовою для розвитку гроз і злив є змішана структура хмарної маси [2,9,14,18,26]. На підставі даних літакового зондування в помірних широтах отримані наступні параметри хмари: зливі опади випадають у тому випадку, якщо хмару пронизують ізотерми $-0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в середній і $-22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ у верхній частині, тобто хмара стає колоїдально нестійкою. Якщо вертикальна потужність конвективної хмари $\Delta H_{\text{кх}} \geq 2,2\text{ км}$, то відзначається випадіння зливових опадів, а якщо $\Delta H_{\text{кх}} \geq 4,5\text{ км}$ спостерігаються грози. При прогнозі конвективних явищ необхідно виявляти і враховувати потужність конвективно-нестійкого шару $\Delta H_{\text{кнш}}$ - це шар атмосфери, частки якого стратифіковані нестійко, тобто $\gamma > \gamma_a$ [1].

За умовами розвитку термічна конвекція підрозділяється на три види [1]:

1. Термічна конвекція, що виникає за рахунок прогріву часток від підстильної поверхні. У цьому випадку конвективно-нестійкий шар(КНШ) формується безпосередньо від підстильної поверхні.

2. Вільна конвекція- конвективно-нестійкий шар розташовується на деякій висоті, тобто його формування не пов'язане з прогрівом маси від підстильної поверхні. Виникає за рахунок нерівномірної горизонтальної адвекції повітряних мас на висотах чи радіаційного охолодження на верхній межі хмарного шару.

3. Вимушена конвекція виникає за рахунок формування вологонестійкої стратифікації в хмарній масі, що може бути обумовлена упорядкованими висхідними рухами (наприклад, при циклонічних перебудовах баричного поля). Вона може також формуватися в районах зі складною орографією за рахунок орографічного підйому. Сама хмарна маса має властивість $\gamma \sim \gamma_{\text{ва}}$; однак за сприятливих умов в атмосфері створюється $\gamma \geq \gamma_{\text{ва}}$ - це умова, яка необхідна для присутності КНШ. Додаткова умова: $U \sim 100\%$.

Для розвитку гроз у помірних широтах необхідні наступні умови [1]:

- потужність конвективної хмарності $\Delta H_{\text{кх}} \geq 4,5\text{ км}$;
- верхня межа конвективної хмарності $H_{\text{вмкх}}(H_{\text{конв}}) \geq 6...7\text{ км}$;
- температура на рівні конвекції $T_{\text{конв}} \leq -23\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Для утворення і випадіння граду:

- $H_{\text{конв}} \approx 14...17\text{ км}$;
- $T_{\text{конв}} \leq -45\text{ }^{\circ}\text{C}$;

- $H_{-45^{\circ}\text{C}} \sim 10,5$ км(висота ізотерми -45°C);
- $H_{0^{\circ}\text{C}} \sim 4$ км(висота ізотерми 0°C),
- $q \geq 10$ ‰ (до 20 ‰) (вологість),
- $(T' - T) \geq 1 \dots 5$ °C(енергія нестійкості).

У низьких широтах параметри інші. Тут особливо велике значення має водність та вологість повітряної маси.

1.3 Синоптичні умови утворення конвективних явищ

Конвективні явища можуть бути як внутрішньомасові, так і фронтальні. Особливо часто конвективні явища розвиваються в зоні холодних фронтів, що повільно переміщуються; максимальна повторюваність їх відзначається біля вершини хвильових збурень, де спостерігаються найбільш тривалі та інтенсивні зливові опади[7,11].

Конвекція спостерігається на фронтах оклюзії, але можливий її розвиток і на теплих фронтах. Конвекція на теплих фронтах частіше виникає в нічний час. Про інтенсивність конвекції на фронтах судять за термодинамічними властивостями теплої повітряної маси.

Внутрішньомасова конвекція розвивається в тилу циклонів, але не відразу за фронтальною масою, а через 2...3 доби. Для цього повинні бути відсутніми активні осередки росту тиску. У протилежному випадку конвекція гаситься. Сприятлива ситуація для формування конвекції - це тилова частина циклону.

Дуже сприятлива ситуація для розвитку конвекції- це циклонічні утворення, що заповнюються. У цьому випадку потоки вологи в атмосферу максимальні. Циклон заповнюється холодною масою, тобто повітряна маса близька до потенційної нестійкості. Конвекція може спостерігатися протягом 6...7 діб [15,24,29].

У тилу антициклону (зазвичай це західна частина антициклону) частіше виникає вільна конвекція. Повітряна маса повинна бути досить зволоженою: $q \sim 6 \dots 7$ ‰, а на висоті 3 км $U \sim 65 \dots 70\%$, крім того $\gamma \rightarrow \gamma_{\text{ва}}$. В антициклонах, що руйнуються, при достатньому прогріві повітряних мас і

при надходженні вологи з підстильної поверхні також може формуватися конвекція. Розвиток конвекції пов'язаний і з місцевими умовами. Конвекція розвивається на навітряній частині височин і дуже реагує на водоймища [5,10,16].

2 СУЧАСНІ МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ ПАРАМЕТРІВ КОНВЕКЦІЇ

Перед тим, як перейти до розгляду стандартних рівнів конвекції визначимось з поняттями та термінологією, які у подальшому будемо широко застосовувати при визначенні потенціалу розвитку того чи іншого конвективного явища. Вибір саме цих термінів та понять зумовлений їх використанням у оперативній практиці метеопідрозділів країн ЄС та США, а також у прикладних комп'ютерних програмах та інформаційних технологіях.

Термін *severe* (суровий, серйозний) застосовується для позначення високого ступеня інтенсивності явища або для позначення інтенсивності, яка спричиняє фізичний дискомфорт. В метеорології зазвичай позначає явище, для якого є характерними:

- відхилення від звичайних масштабів або величини;
- загрози людському життю або власності;
- істотні руйнування.

Наприклад: сурова зима (хвиля тепла), суровий шторм (синоптичного або мезометеорологічного масштабу), сурова повінь (підтоплення), суровий конвективних шторм.

Термін *storm* (шторм) в метеорології позначає певний рівень суровості окремого випадку. Він може ідентифікувати:

- збурення атмосфери зумовлені вітром і, зазвичай, дощем, снігом, снігом з дощем, градом або грозою;
- інтенсивними зливовими або облоговими опадами та градом;
- істотними збуреннями інших елементів навколишнього середовища.

Наприклад: дощовий шторм, сніжний шторм, градовий шторм, конвективний шторм, але поруч з цим може бути метеорологічний шторм, сейсмічний шторм, шторм сонячної активності тощо.

Зупинимось детальніше на конвективному штормі (*convective storm*). Це загальний термін для комплексу конвективних процесів, що зумовлюють утворення конвективних хмар (які «візуалізують» більшу частину конвективного шторму), охоплюють різні явища погоди та опади, що їх супроводжують (зливу, град та миттєві повені), вітер (пориви вітру, мікровибухи, шквали, смерчі) та електричну активність (блискавки та грім).

Зауважимо, що часто замість терміну «конвективних шторм» використовують термін «гроза», але це лише одне з явищ, що його супроводжує і їх не треба плутати. Також для позначення конвективних штормів можуть зустрічатися терміни «глибокі конвективні хмари» (як протипага «мілкій» конвекції) або просто «шторм» (зазвичай у назвах статей або презентаціях, де тип шторму є очевидним з назви або вступу)

Суровим конвективним (*severe convective storm*) називається шторм, який досягнув певних критеріїв суровості. Ці критерії є штучними та залежать від конкретного географічного регіону, критерії, що їх визначають знаходяться між середніми та надзвичайними (екстраординарними). За критеріями суровості Національної служби погоди США (U.S. National Weather Service) конвективних шторм може бути класифікований як суровий якщо він зумовлює одне з таких явищ:

- смерч (торнадо);
- пориви вітру ≥ 25 м/с;
- град діаметром ≥ 2 см.

Необхідно звернути увагу на те, що інтенсивні зливи та грози не є ознаками сурового конвективного шторму.

2.1. Стандартні рівні конвекції

Для визначення ступеня нестійкості атмосфери і, як наслідок можливість освіти конвективного хмарності, в даний час Усесвітніми центрами зональних прогнозів (ВЦЗП Вашингтон, Лондон) розраховуються з використанням різних чисельних прогностичних моделей кілька видів індексів, які характеризують умови конвекції. Розглянемо ці індекси [4,8,12,30].

LCL (LiftedCondensationLevel) – рівень конденсації при підйомі. Це рівень, починаючи з якого водяна пара у частинці, що здіймається, стає насиченою. Є оцінкою висоти нижньої межі хмарності у випадку, коли частинки здійснюють вимушений підйом.

LFC (LevelofFreeConvection) – рівень вільної конвекції характеризує висоту, з якої піднята частинка починає вільне прискорення вверх до рівня

рівноваги (рівня конвекції). Дослідження свідчать, що торнадо з суперчарунками стає імовірнішим, коли висота LFC менше 2000 м, а грози легше ініціалізуються, якщо висота LFC нижче, ніж 3000 м.

$LFC-LCL$ – різниця висот між LFC та LCL . Чим менше така різниця, тим імовірніше утворення глибокої конвекції.

CCL (*Convective Condensation Level*) – рівень конвективної конденсації представляє собою висоту, до якої прогріта біля поверхні землі повітряна частинка буде адіабатично здійматися, доки не досягне стану насичення. Зазвичай відображає нижню межу конвективних хмар, які утворюються за рахунок прогріву підстильної поверхні (термічної конвекції).

EL (*EquilibriumLevel*) – рівень рівноваги (характеризує висоту, починаючи з якої піднята частинка стає холоднішою, ніж температура навколишнього середовища і перестає бути плавучою (тобто нестійкою). EL використовується для оцінки висоти верхньої межі хмарності. Можна побачити, що «віртуальні» та «невіртуальні» підняті частинки мають однаковий EL . Це відбувається тому, що віртуальна температура наближається до фактичної в умовах низьких (менше -20°C) температур, а ефекти вологості нівелюються (рис.1.1).

Більша частина прогнозування конвективних явищ включає в себе інтерпретацію параметрів нестійкості, а також джерел конвективного підйому, необхідних для ініціалізації глибокої конвекції.

Нагадаємо, що при використанні методу частинки та аерологічної діаграми для оцінки різних параметрів передбачається, що:

- 1) сконденсована волога не переноситься частинкою і вся випадає;
- 2) тиск усередині частинки врівноважений з тиском у навколишньому середовищі;
- 3) відсутні зовнішні по відношенню до частинки джерела та стоки тепла і вологи (умова адіабатичності);
- 4) процеси льодоутворення ігноруються.

Проте, зважаючи на ці базові засади, ми можемо сформулювати інші питання, які мають безпосереднє відношення до прогнозу конвективних явищ:

- 1) з якого рівня буде здійснюватися адіабатичний підйом частинки?
- 2) чи існує імовірність охоплення процесами підйому частинок деякого шару атмосфери і якщо так, як врахувати характеристики такого шару?

3) як оцінити максимальний потенціал конвекції при даній стратифікації атмосфери?

4) який вплив чинить добовий хід температури і вологості і як його коректно врахувати, зважаючи на наявність лише дворазового радіозондування атмосфери у 00 та 12 СГЧ?

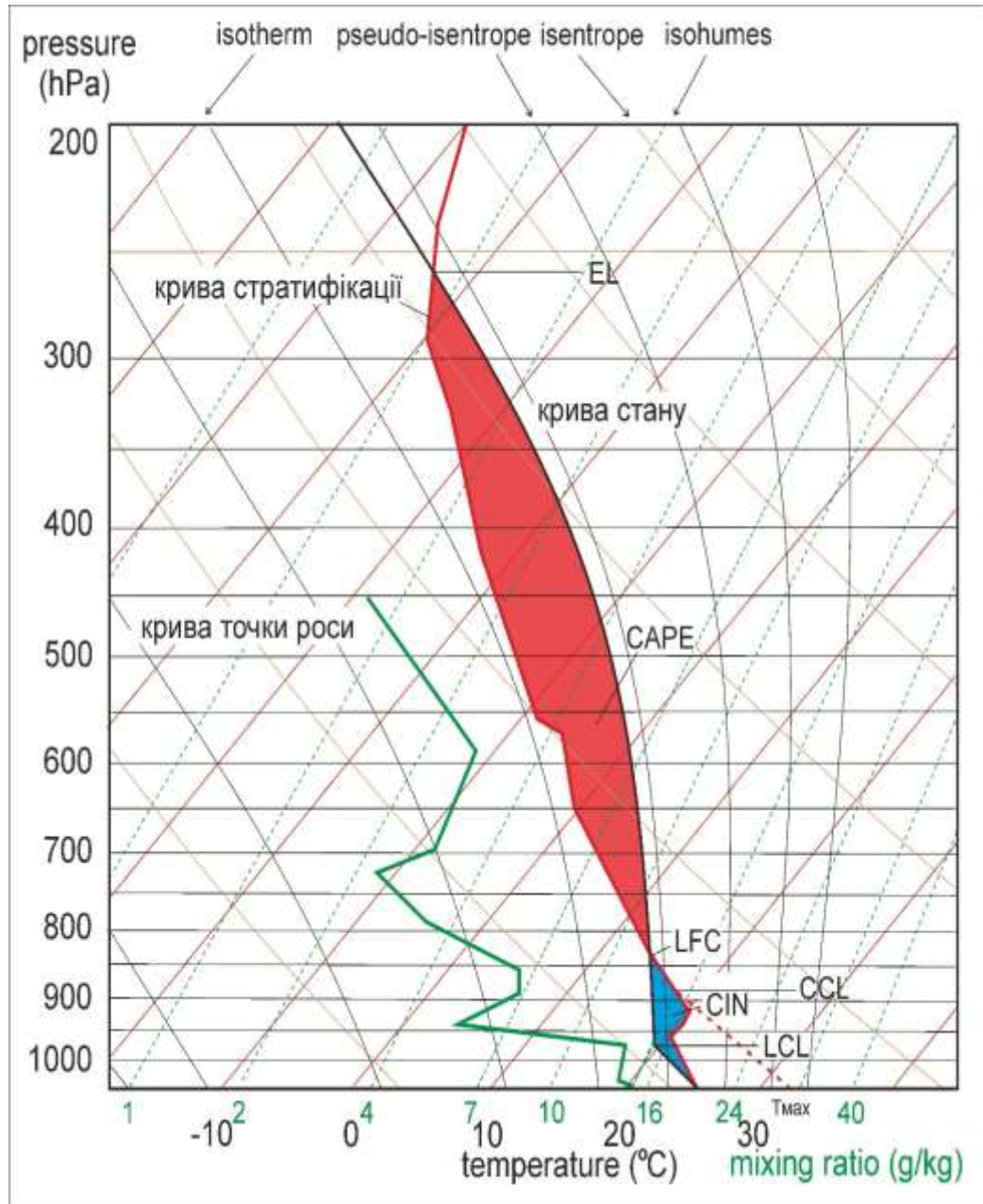


Рис. 1.1 – Стандартні рівні конвекції.

Очевидно, що відповідь на ці питання ми маємо надати не виходячи за умову адіабатичності, тобто підіймаючи частинку по сухій адіабаті до рівня

конденсації і по вологій – вище нього (без зміни кута нахилу кривої стану). Але ми можемо певним чином варіювати висоти, з яких починається підйом частинки, не втрачаючи при цьому фізики процесу. Тобто ми маємо окреслити деякі «стартові умови» частинки, які будуть адекватно відображати поточний стан атмосфери і забезпечать максимально ефективний прогноз конвективних явищ.

Розглянуті нижче методи апроксимації відносяться до способів підйому частинки, а точніше до вихідних параметрів її адіабатичного підйому. А далі, вже з урахуванням цих «стартових умов» розраховуються *EL*, *LCL*, *LFC*, *LFC-LCL*, тощо. Для зручності ми будемо називати це типом частинки.

2.2. Типи апроксимації адіабатичного підйому частинки

Тип *SB* (SurfaceBased) означає, що значення вихідних характеристик (температури та температури точки роси частинки, що здійснює адіабатичний підйом у всій товщі тропосфери) визначається біля поверхні землі. Тобто саме частинка з такими характеристиками і є те, що втягується у висхідний потік (рис.1.2).

Переваги:

1) більш стійкий ніж інші наближення до наявності помилок у профілях температури і вологи повітря.

2) доцільно використовувати у разі «мілкового» шару вологого повітря, а також у випадках, коли граничний шар атмосфери розширюється (наприклад, після заходу Сонця);

3) часто використовується синоптиками з метою мінімізації «помилки пропуску».

Недоліки:

1) дає нереалістичні результати у разі суперрадіабатичного поверхневого шару (тобто у цьому разі те, що є більш точним, не є більш корисним);

2) чутливе до наявності помилок у спостереженнях за температурою і температурою точки роси біля поверхні землі або забруднюються фізичними процесами, які не є адіабатичними.

Тип *ML* (Mixed (Mean) Layer) означає наявність шару перемішування або середнього шару (залежно від джерел зустрічаються обидва терміни). При застосуванні цього типу враховується шар повітря товщиною до 100 мб над поверхнею землі.

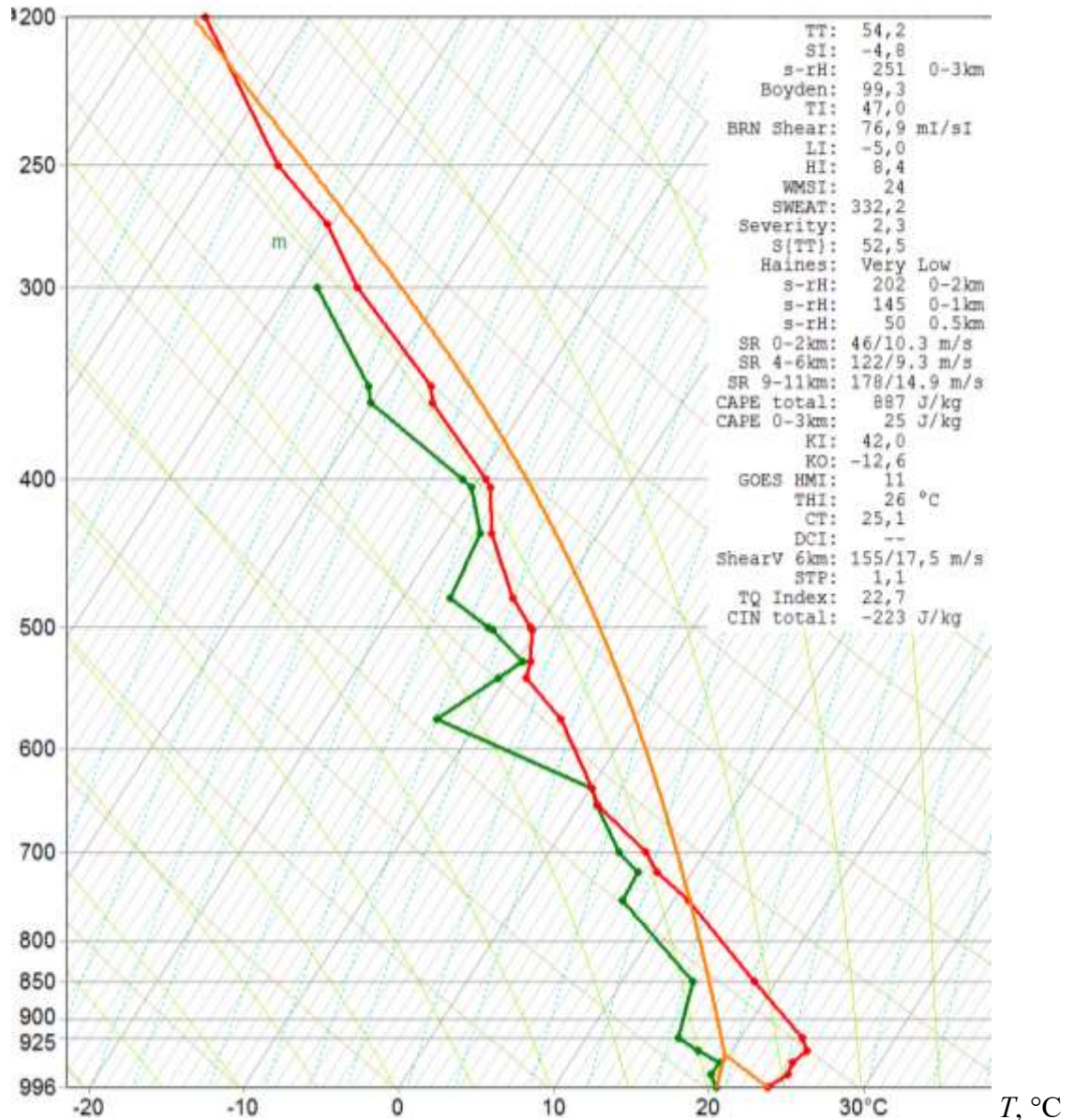


Рис. 1.2 – Реалізація *SB* типу підйому частинки

Тобто, якщо тиск біля поверхні землі становить 990 мб, то шар, який оцінюється, знаходиться у межах від 995 до 895 мб. У цьому шарі будуть знаходитися два середні значення – температури і точки роси, які будуть визначатися шляхом їх осереднення у ньому. Глибина 100 мб є довільною, яка вибирається радше для узгодженості, але для відповідності теорії, що

лежить в основі, характеристики частинки мають бути осереднені по глибині граничного шару атмосфери - ГША, яка може сильно варіювати у часі і просторі.

Ця концепція не є реальною частинкою (хоча ми усвідомлюємо, що і решта наближень також) і призначена для апроксимації ефектів втягування частинки при її підйомі через граничний шар атмосфери.

MLCAPE завжди буде менше ніж *SBCAPE*, що є реалістичнішим, тому що осереднення зумовлює зміну характеристик частинки у процесі її змішування з оточуючим повітрям при проходженні через ГША (*SBCAPE* такого ефекту не містить). Таким чином, наближення *ML* є «фізичнішим», ніж *SB*, а отже може давати більш реалістичну картину.

Переваги:

1) краще відображує турбулентне перемішування, яке відбувається у граничному шарі атмосфери, що важливо при наявності «глибокого» шару вологого повітря;

2) дає кращі результати протягом дня, коли турбулентне перемішування є сильним.

Недоліки:

1) необхідно, щоб термодинамічні характеристики нижнього 100-мілібарового шару атмосфери були добре вираженими;

Тип *MU* (MoreUnstable) «найбільш нестійкої» частинки зазвичай використовується для піднесеної (вільної) конвекції. Воно показує, з якого рівня (в межах нижнього 300-мілібарового шару) у профілі температури треба підняти частинку, щоб отримати максимальну нестійкість до рівня вільної конвекції (LFC). Іноді це шар, який розташовується над поверхнею землі, і є вихідною областю для формування піднесеної (вільної) конвекції.

Для того, щоб знайти, наприклад, *MU CAPE* (MostUnstable CAPE), комп'ютерна програма підіймає частинку з великої кількості ізобаричних поверхонь (земля, 975, 925, 900 і т.д.). Та крива стану, яка дасть максимальне значення *CAPE* і є *MU CAPE*. Уявімо, наприклад, що підйом від поверхні землі зумовить значення *CAPE* 2000 Дж/кг, підйом з 950 мб зумовить її збільшення до 3000 Дж/кг, підйом з висоти 900 мб дасть 4000 Дж/кг, а підйом з ізобаричної поверхні 850 мб – 2800 Дж/кг. Таким чином, якщо використовуються лише ці значення, то *MU CAPE* буде складати 4000 Дж/кг, які були одержані при підйомі частинки від 900 мб.

Це дає прогнозисту уявлення про те, яке максимальне значення $CAPE$ може бути згенероване у певний момент часу на підставі даних радіозондування або чисельного моделювання. Цілком зрозуміло, що для досягнення розрахованого значення $MU\ CAPE$ необхідно, щоб підйом частинки розпочався саме з того рівня, з якого він був одержаний. Це може відбутися або не відбутися, тому завдання прогнозиста у цьому випадку полягає у оцінці можливості ініціалізації підйому саме з цього рівня (або, принаймні, діапазону висот).

Переваги:

- 1) формує уявлення про максимально можливий потенціал конвекції;
- 2) враховується можливість розвитку вільної конвекції;
- 3) зменшує імовірність помилки «пропуску».

Недоліки:

- 1) відсутність впевненості у ініціалізації підйому частинки з одержаного рівня;
- 2) збільшує імовірність помилки «хибної тривоги».

Використання різних наближень дає змогу розглянути усі можливі сценарії, які можуть відбуватися при даній конфігурації профілю. Жодне з наближень не є ідеальним, але, наприклад, $MLCAPE$, нижчий ніж $SBCAPE$, допоможе виявити термодинамічні характеристики, які будуть сигналізувати про несприятливі умови для розвитку потужних висхідних потоків і, як наслідок, сильної конвекції.

Більші ніж $SBCAPE$ значення $MUCAPE$ можуть допомогти виявити потенціал для розвитку піднесеної (вільної) конвекції на противагу конвекції від поверхні землі або з шару перемішування [16,23,27].

3 ЗАЛЕЖНІСТЬ КРИТИЧНИХ ЗНАЧЕНЬ СТАНДАРТНИХ РІВНІВ КОНВЕКЦІЇ ВІД ТИПІВ АДАБАТИЧНОГО ПІДЙОМУ ЧАСТИНКИ

3.1 Визначення критеріальних значень стандартних рівнів конвекції у дні з грозами

В якості вихідних, в представленій роботі використовувалися дані радіозондування атмосфери по станціям Київ, Одеса та Львів за теплий період 2018 року за 00 а 12 год. СГЧ та електронні щоденники погоди гр5.

На першому етапі роботи проводився збір вихідної інформації по випадкам з грозами по станціям України. Далі розраховувалися стандартні рівні конвекції для кожного дня. В результаті отримали наступні результати.

На рис. 3.1 - 3.3 представлені гістограми повторюваності різних висот стандартного рівня LFC , при різних типах адиабатичного підйому частинки при наявності грозової активності в наступні строки: 00-12, 13-18, 19-23 години.

Так, при SB типі підйому (рис.3.1) за 00-12 годин повторюваність днів з грозами найбільша при висоті рівня вільної конвекції від 1001 до 2000 м, а в 13-18 та в 19-23 годині – з 3000 до 2001 м.

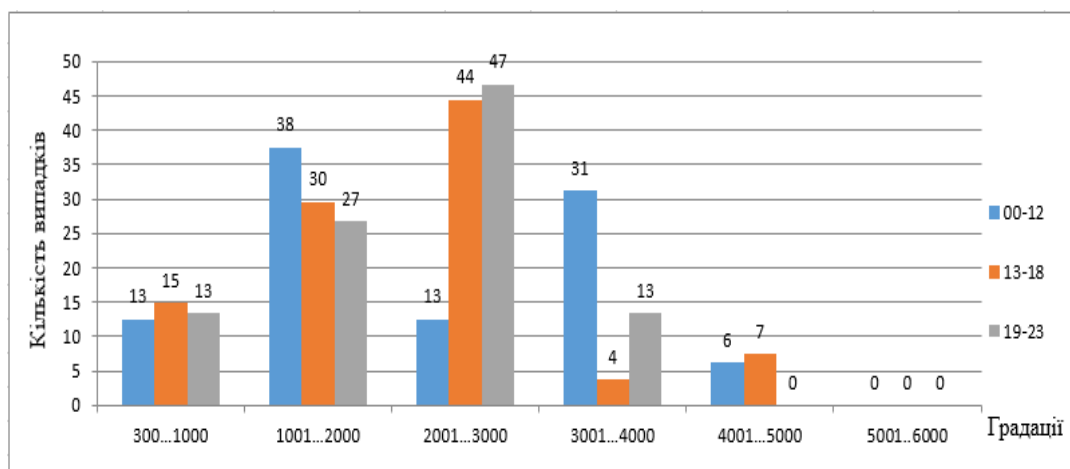


Рис. 3.1-Значення параметру $SB LFC$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації.

Окремі максимуми нічних та ранкових гроз відмічаються в градації 3001...4000 м. Для денних та вечірніх гроз також можна побачити деякі всплески повторюваностей 1001...2000 м.

При *MU* типі підйому гістограма з висотами стандартного рівня *LFC* показала максимуми всіх строків в градації 3000-2001 м. Також відмічаються окремі максимуми в межах градацій 300...2000 м.

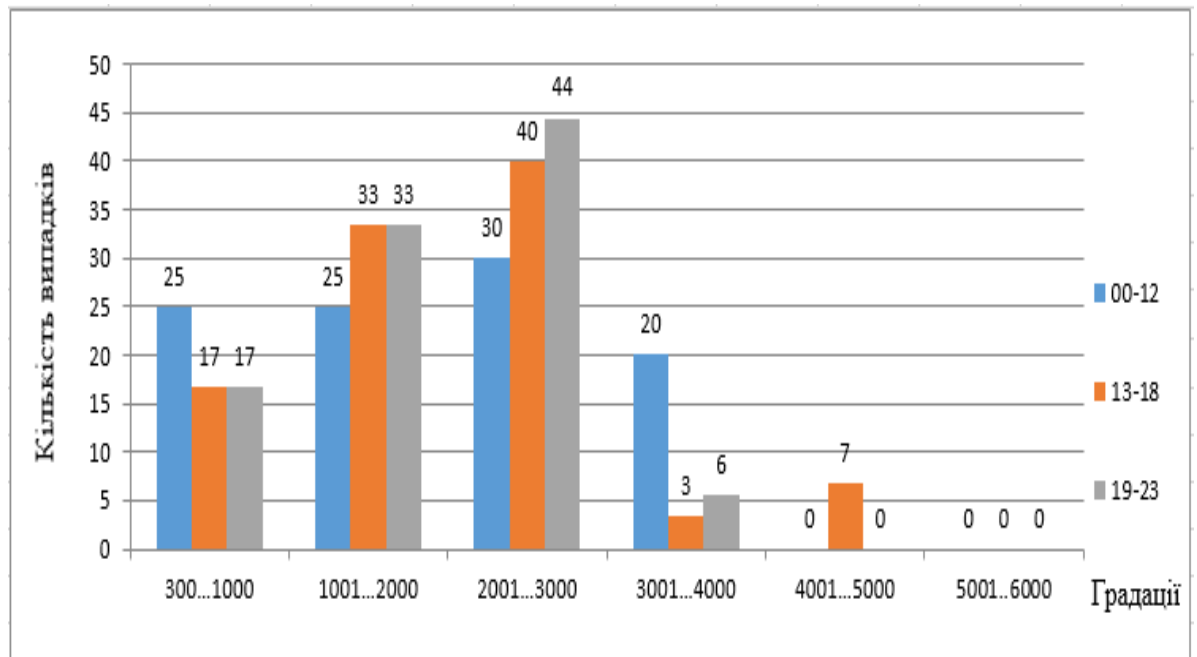


Рис. 3.2-Значення параметру *MU LFC* в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації.

Для *ML* типу підйому характерні максимальні повторюваності висот стандартного рівня *LFC* для строків 19-23 год. – 2001...3000 м., для 13-18 год. – 2001...3000 та окремі всплески – 1001...2000 м. та 3001...4000 м. Для гроз, що спостерігалися в період 00.12 год. – 3001...4000 м. та деякі всплески на 1001-2000 м та 2001...4000 м.

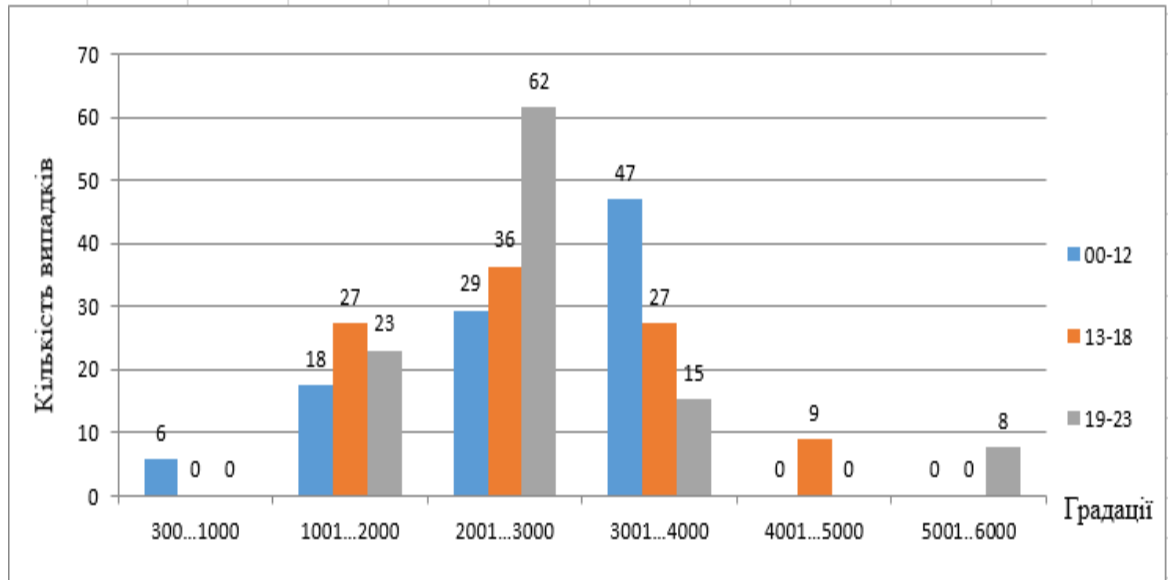


Рис. 3.3-Значення параметру $ML LFC$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

На рис. 3.4 представлені гістограми повторюваності днів з грозами при різних висотах рівня конденсації (LCL), при різних типах адиабатичного підйому частинки за 00-12,13-18,19-23 години.

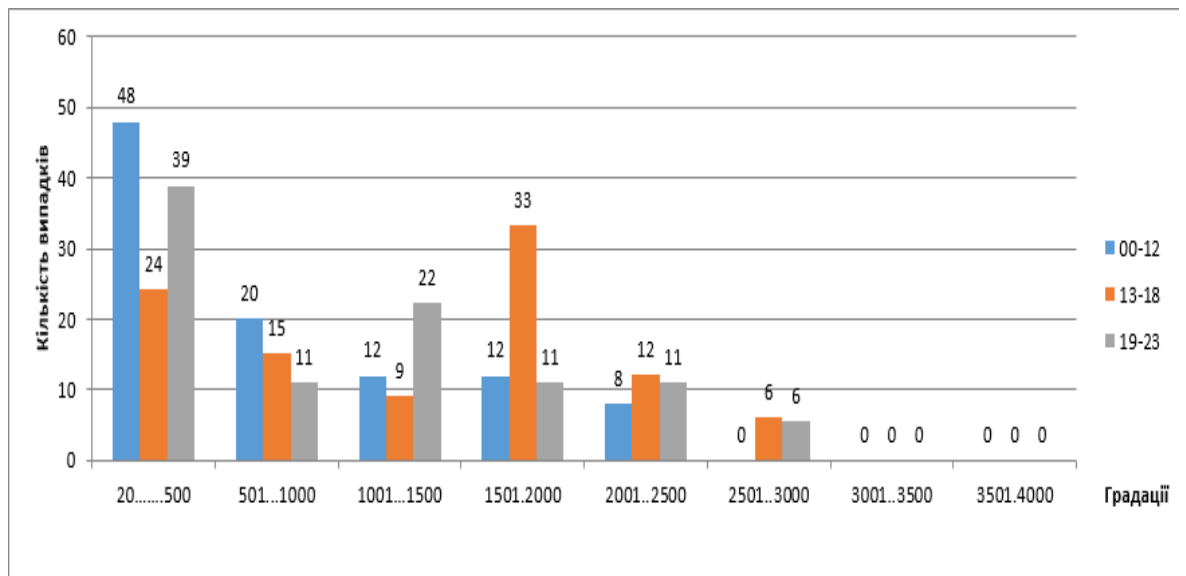


Рис. 3.4-Значення параметру $SB LCL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

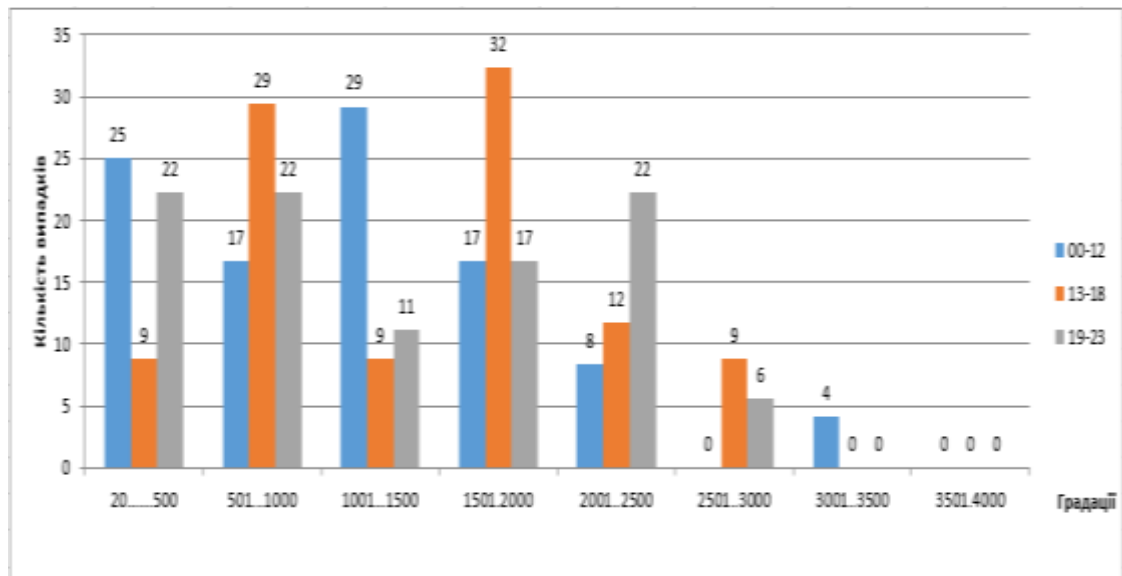


Рис. 3.5-Значення параметру $MU LCL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

Стандартний рівень конвекції LCL є відображенням рівня конденсації, тому, зрозуміло, що для утворення грози або іншого конвективного явища, найбільша повторюваність повинна припадати на найнижчі рівні.

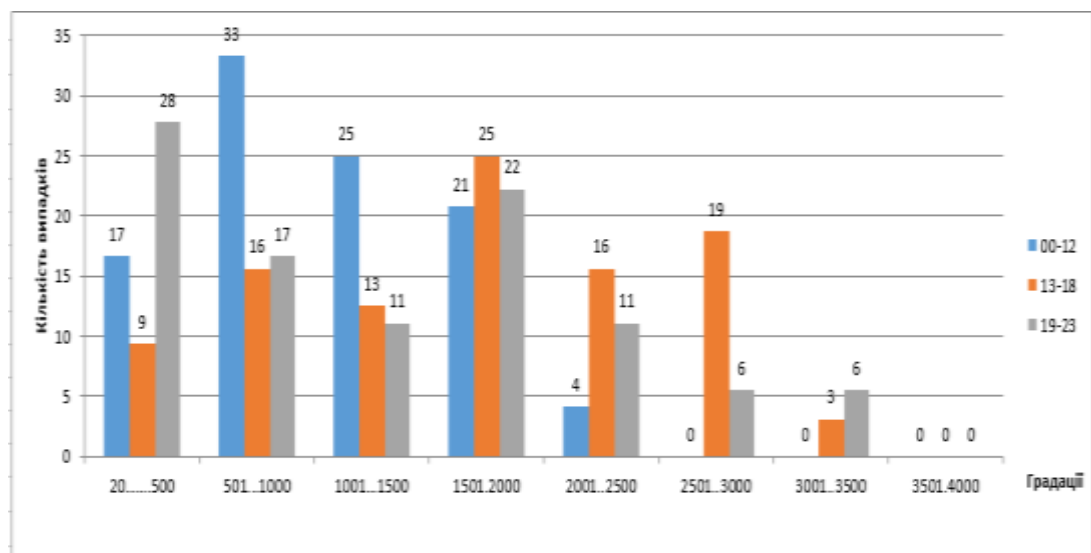


Рис. 3.6-Значення параметру $ML LCL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

Як бачимо із наведених гістограм, при всіх типах підйому видно, що чим нижче розташовується рівень LCL , тим більша повторюваність грозової

активності спостерігається. Якщо виділити окремо градації максимальної повторюваності гроз, то можна відзначити, що при *SB* типі підйому максимальну повторюваність випадків з грозами припадає на висоту 20-500 м за 00-12 та 19-23 годи, за 13-18 год максимальна повторюваність 1501-2000 м.

Для *MU* типу підйому характерні максимальні повторюваності висот стандартного рівня *LCL* для строків 00-12 год в градації 20-500 та 1001-1500м. за 13-18 год 501-1000м та 1500-2000м.,а за 19-23 год максимальна повторюваність спостерігалась майже на кожній висоті.

Для *ML* типу підйому максимальну повторюваність гроз показала на висоті 501-1000м.за 00-12 год., за 13-18 год 1501-2000м.,а за 19-23 год максимальна повторюваність спостерігалась на висоті 20-500м.

Різниця стандартних рівнів конвекцій *LFC-LCL* для всіх типів підйому показала, що чим вона менша, тим найбільш імовірно утворення грозової активності (рис. 3.7-3.8).

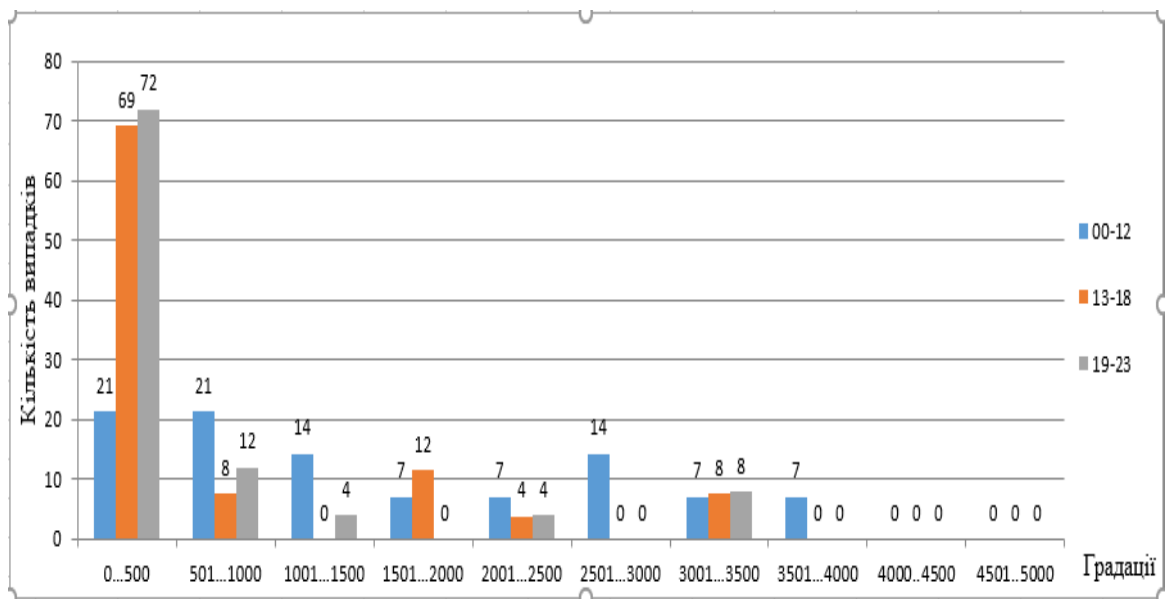


Рис. 3.7 – Значення параметру *SB LFC-LCL* в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

Окремий максимум при цьому відмічається в строки 00-12 в градації 1001...1500 м. (рис.3.8).

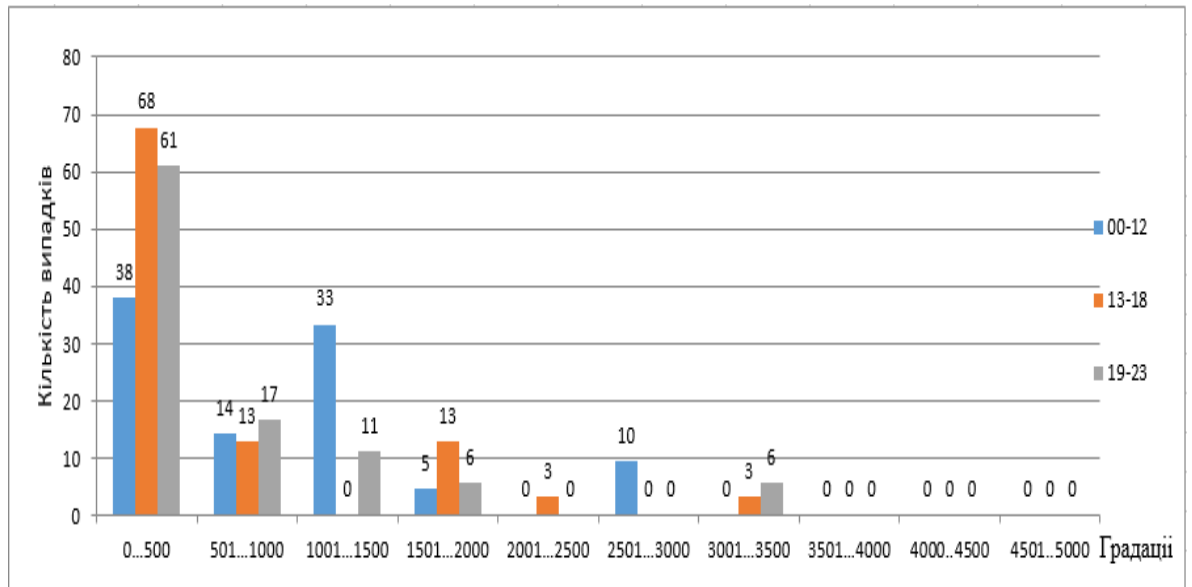


Рис. 3.8 – Значення параметру $MU LFC-LCL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

Дещо відрізняється ML тип підйому, де градації з максимальною кількістю гроз значно розширена (від 0 до 500 для 13-18 год., 2001...2500 для 00-12 год та 501...1000 для 19-23 год).

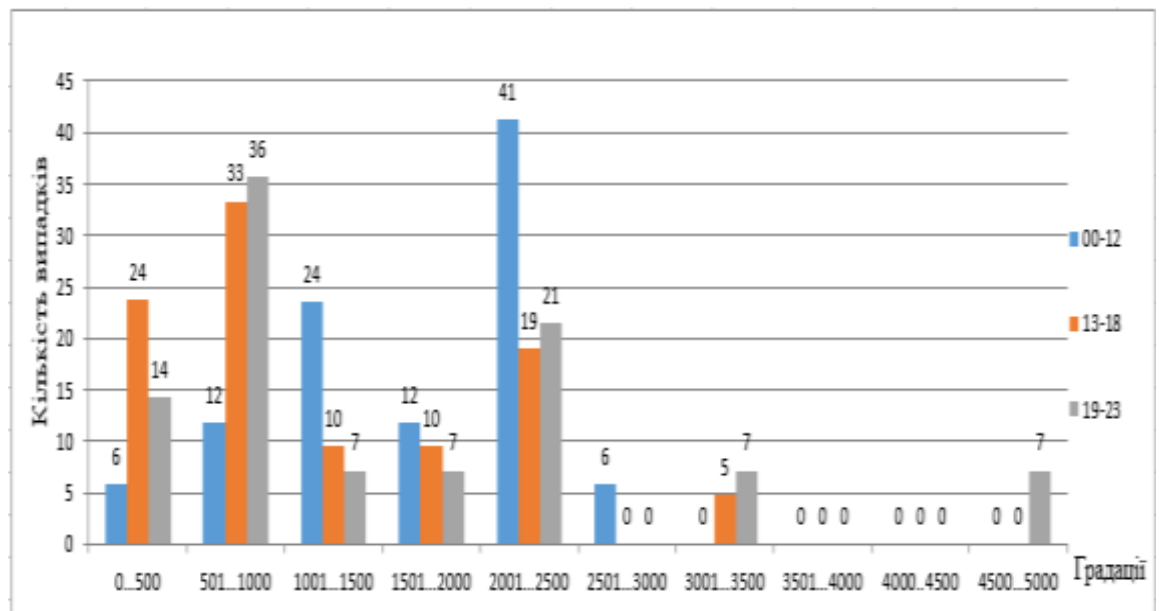


Рис. 3.9-Значення параметру $ML LFC-LCL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

На рис. 3.10 – 3.12 представлені гістограми повторюваності гроз при різних висотах рівня конвекції (EL). Як було зазначено в попередньому розділі, цей рівень відображає рівень конвекції. Таким чином, по даному рівню ми можемо побачити верхню межу конвективної хмарності.

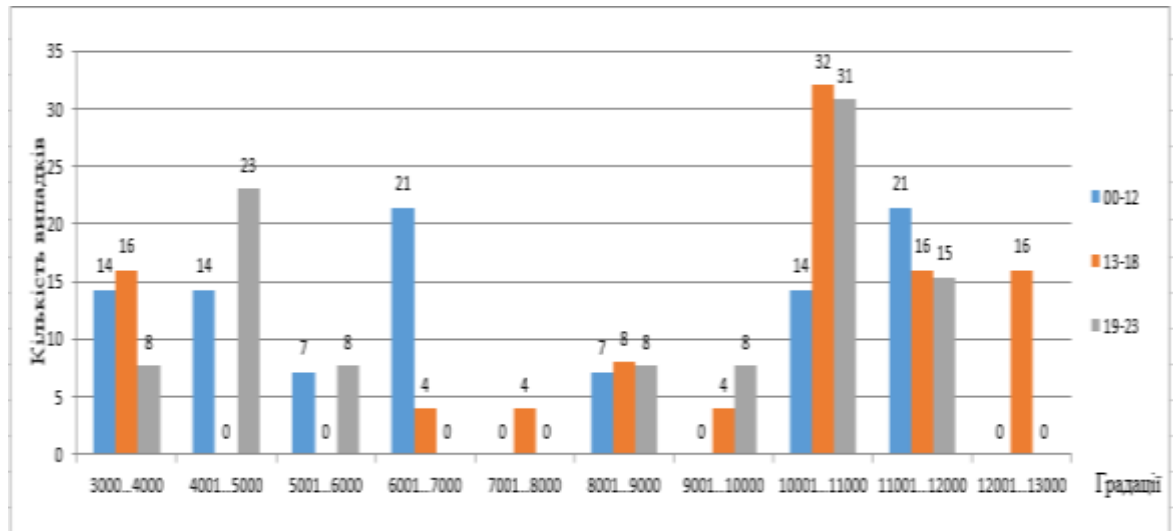


Рис. 3.10-Значення параметру $SB EL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

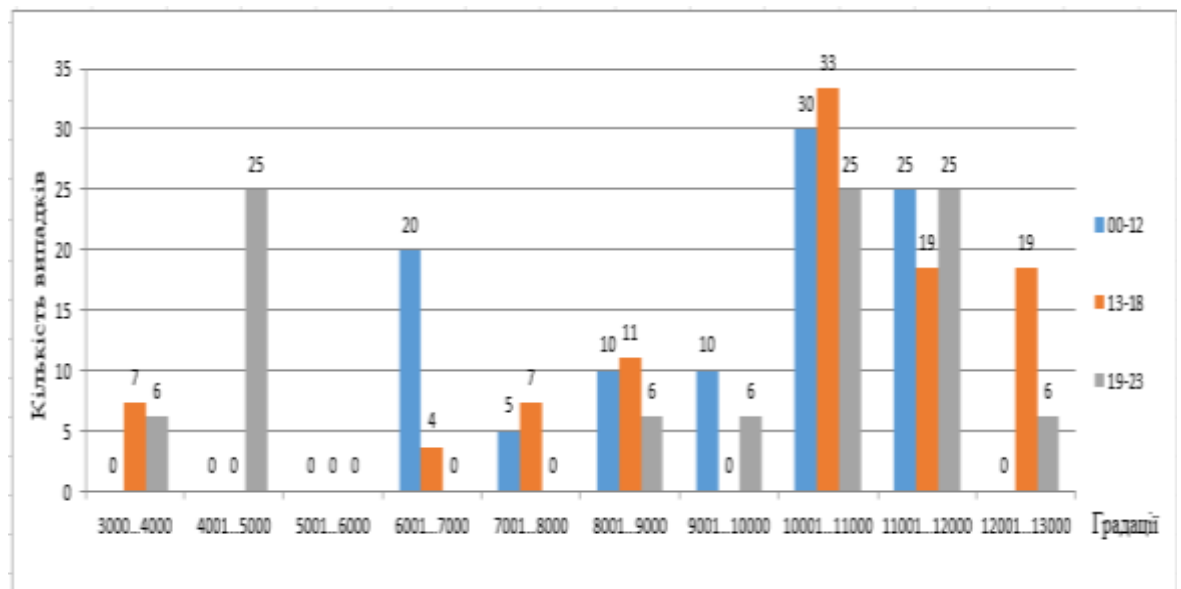


Рис. 3.11-Значення параметру $MU EL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

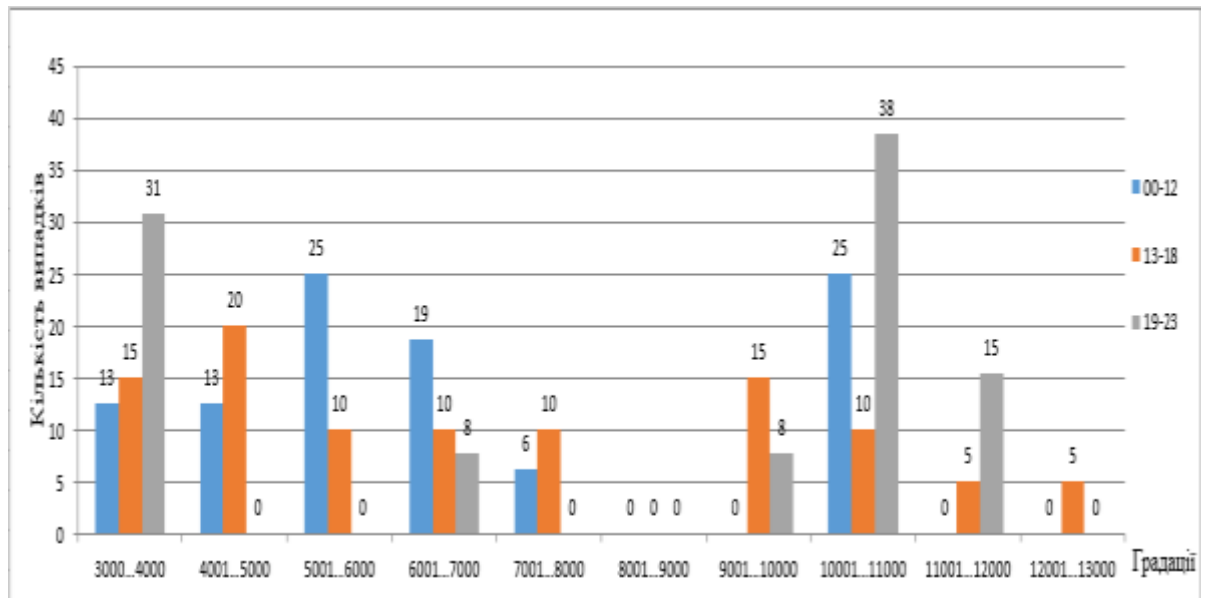


Рис. 3.12-Значення параметру $ML\ EL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

З наведених гістограм можна побачити, що при SB типі підйому за 00 год. збільшення повторюваності гроз відмічається при зменшенні висоти рівня EL . За 13-18,19-23 години – навпаки, при збільшенні висоти рівня EL відмічається збільшення повторюваності грозової активності (градація 10000...11000 м). MU тип підйому як за всі години показує градацію висот, при яких спостерігається максимальна повторюваність гроз в межах 11000...12000 м. Дещо неоднозначний результат показав ML тип підйому. Якщо за 00 год. максимум повторюваності гроз співпадає з максимальними висотами, то за 12 год. половина випадків з грозами відмічається на значно нижчих рівнях (8000...6000 м).

На рис. 3.13-3.15 представлено на гістограмах повторюваності гроз на різних висотах рівнів конвективної конденсації (CCL).

Із гістограми для SB типу підйому бачимо, що основні максимуми за всі строки відмічаються приблизно на одних і тих же градаціях, тобто загальна картина схожа для всіх строків, але проаналізуємо результати більш детально.

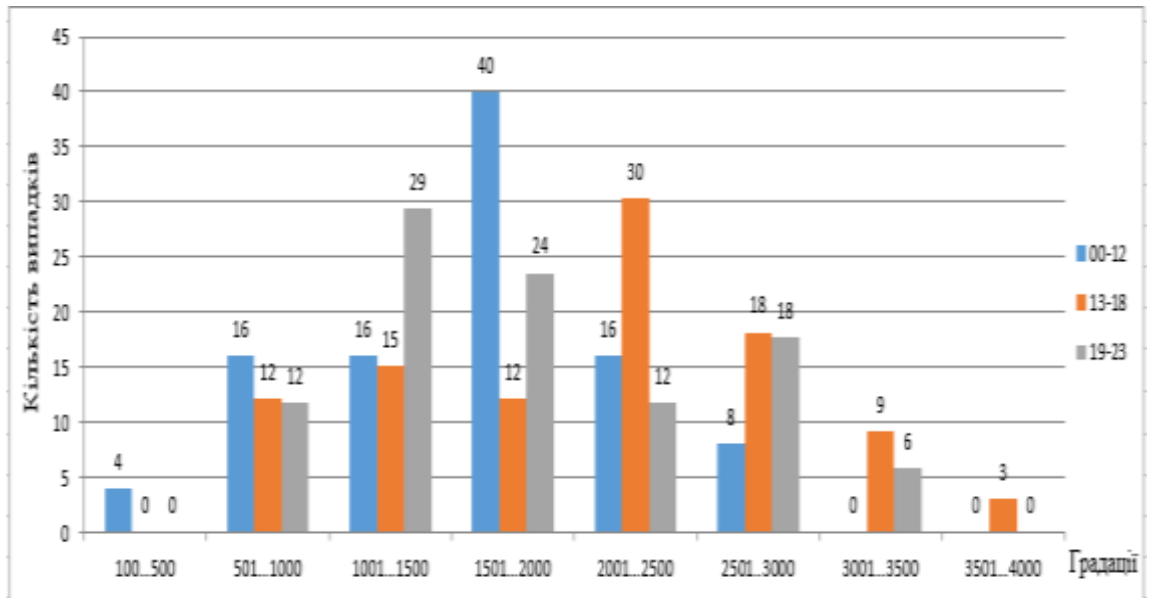


Рис. 3.13-Значення параметру $SB\ CCL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

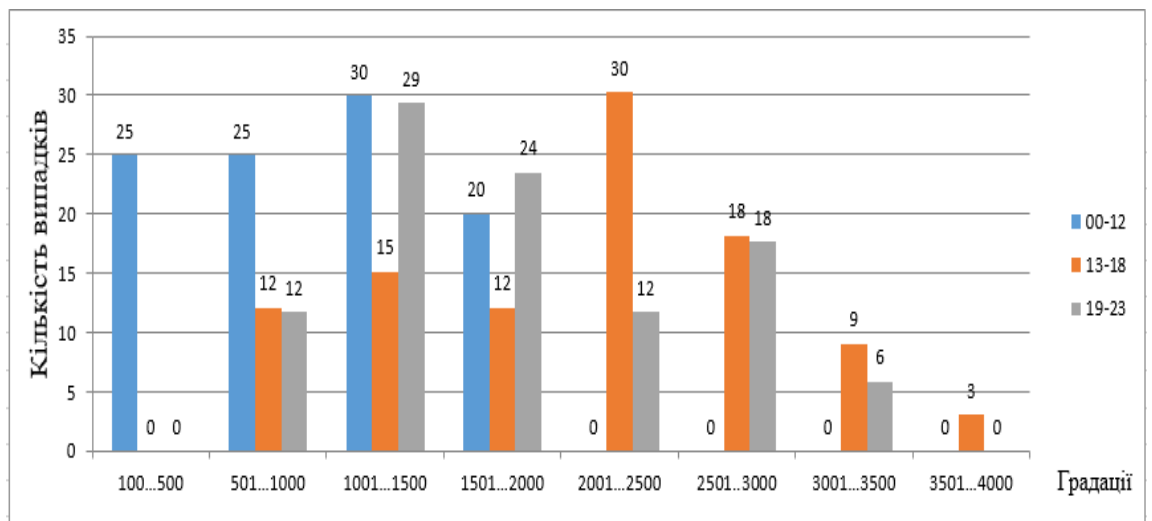


Рис. 3.14-Значення параметру $MU\ CCL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

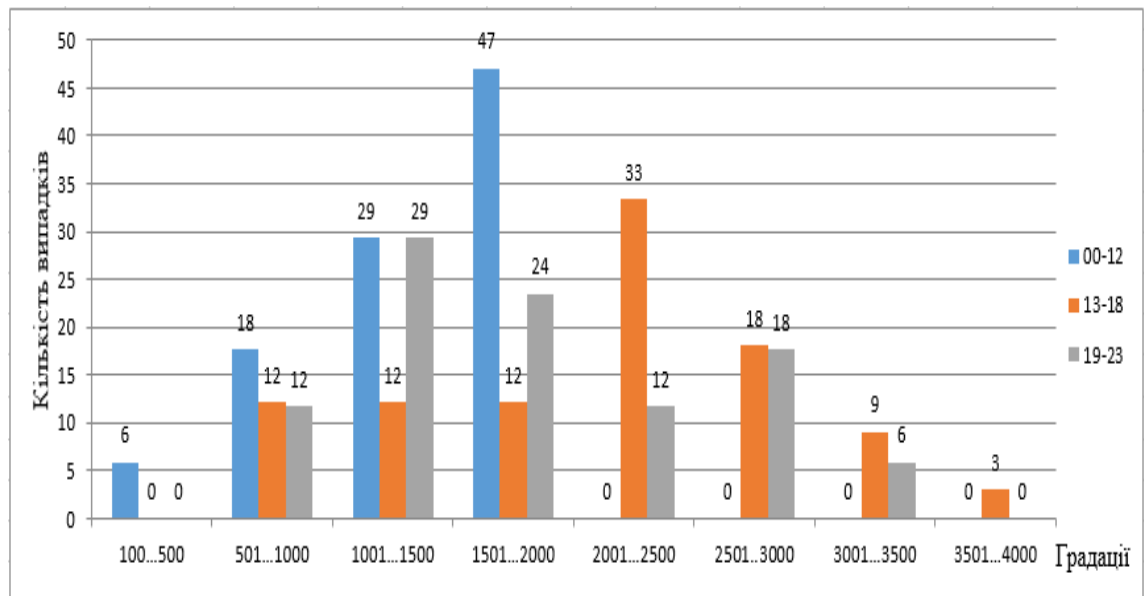


Рис. 3.15-Значення параметру $ML\ CCL$ в дні з грозами на станціях України при різних типах апроксимації

Із рис. 3.13 та 3.13 можна побачити, що при SB та ML рівнях підйому максимум повторюваності грозової активності припадає на градацію висот 1500...2000 м. за 00-12 год, при MU рівню підйому максимальна повторюваність за 00-12 год припадає на градацію висот 1000...1500м.

Для гроз в період часу з 13 до 18 год на всіх рівнях підйому максимальна повторюваність припадає на градацію 2000-2500м; з 19 до 23 год на всіх рівнях підйому максимальна повторюваність припадає на градацію 1000-1500 м.

ВИСНОВКИ

- В результаті виконаної роботи, отримали градації стандартних рівнів конвекції, при яких найчастіше виникають грози на території України (табл.В.1);

- кількісні характеристики стандартних рівнів конвекції істотно залежать від реалізованого типу адіабатичного підйому повітряної частинки, що у подальшому впливатиме на прогностичний висновок;

- застосування *SB* типу підйому для строку 00 СГЧ є недоцільним внаслідок виникнення сильних похибок у значеннях багатьох стандартних рівнів конвекції, оскільки поза увагою залишаються особливості вертикальних профілів температури та вологості повітря у приземному шарі атмосфери;

- реалізація *ML* типу підйому за даними радіозондування атмосфери у 00 СГЧ забезпечує врахування осереднених характеристик нижнього шару атмосфери, що зумовлює можливість одержання «фільтрованих» меж прогностичних градацій стандартних рівнів конвекції;

- за допомогою *MU* типу підйому здійснюється контроль граничних значень правої (між середнім і високим) межі градації середнього потенціалу розвитку конвекції;

- аналіз повторюваності різних значень стандартних рівнів конвекції встановлює такі межі діапазону їх значень при яких виникнення грози є найбільш невизначеним (середній потенціал).

- адіабатичний підйом «ансамблю» повітряних частинок підвищує надійність одержаних критеріїв, оскільки охоплює можливі сценарії реалізації доступної потенціальної енергії в атмосфері.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Івус Г.П. Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: Конспект лекцій – Одеса: 2007. – 162 с.
2. Руководство по практическим работам метеорологических подразделений авиации Вооруженных Сил СССР. – М.: Воениздат, 1981. – 376 с.
3. <http://www.flymeteo.org/stat/indexneust.php>
4. Andersson, T., Andersson, M., Jacobsson, C., Nilsson, S., 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. Meteorol. Mag. 116, 141-146.
5. Проценко Г.Д. Метеорологія та кліматологія: Навчальний посібник. – К. 2007. -276 с.
6. Roland Stull. Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science.- Vancouver 2016.-924 с.
7. Пчелко, І.Г. Авіаційна метеорологія. / І.Г. Пчелко. – Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1963. – 236 с.
8. Vasquez T. Storm Cha CIN g. – Handbook, 2-nd edition. – 2009. –С.
9. Showalter, A.K., 1947: A stability index for forecasting thunderstorms. Bull. Amer. Meteor. Soc., 34, 250-252
10. Pickup, N.M., 1982: Consideration of the effect of 500-hPa cyclonicity on the success of some thudnerstorm forecasting techniques. Meteor. Mag., 111, 87-97.
11. Charba, J.P., 1977: Operational system for predicting thunderstorms two to six hours in advance. NOAA Technical Memo. NWS TDL-64. 24pp.
12. Barlow, W.R., 1993: A new index for prediction of deep convection. Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms. Amer. Meteor., St. Louis, MO, pp. 129-132.

13. Богаткин О.Г. Авиационная метеорология. Учебник. - СПб.: Изд. РГГМУ, 2005.-328 с.
14. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / За ред. А. И. Бедрицького. - СПб.;Москва: Летний сад, 2008. — Т. 1: а-І.-336 с.
15. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. – 2016. – С. 503-508, 523-527, 557-559.
16. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. – 2016. – С. 503-508, 523-527, 557-559.
17. *V Krivom Rohe pronessya smerch* [англійський переклад]. 29.07.2017.[https://korrespondent.net/ukraine /3873037-v-kryvom-rohe-pronessia-smerch. \(In Russian\)](https://korrespondent.net/ukraine /3873037-v-kryvom-rohe-pronessia-smerch. (In Russian))
18. Bunkers M.J., Klimowski B.A., Zeitler J.W., Thompson R.L., Weisman M.L. Predicting Supercell Motion Using a New Hodograph Technique. *Weather and Forecasting*, 2000, pp. 61-79.
19. Grieser Jü. *Convection Parameters*. 2012. <http://www.juergen-grieser.de/CovectionParameters/ConvectionParameters.pdf>
20. Maddox R. A. An evaluation of tornado proximity wind and stability data. *Mon. Wea. Rev.*, 104. – 1976. – pp. 133–142.
21. University of Wyoming. Upperair Air Data. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
22. Vasques T. Instability, Skew-T & Hodograf. Handbook. – 2017. – 235 p.
23. *Precision Aerial Delivery Systems: Modeling, Dynamics, and Control* / ed. by Oleg A. Yakimenko. – Arlington (VA): American Institute of Aeronautics and Astronautics (AIAA), 2015. – 937 p. – (Progress in Astronautics and Aeronautics). – ISBN 978-1-62410-195-3.
24. Stull R. *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science* – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences, University of British Columbia. – 2015- 2016. – 924 p.
25. Yakimenko O.A. *Optimization of the ADS final turn maneuver in 2D*

and 3D / Oleg A. Yakimenko, Nathan J. Slegers // 21st AIAA Aerodynamic Decelerator Systems Technology Conference and Seminar 2011, Dublin, Ireland, 23-26 May 2011. – USA: American Institute of Aeronautics and Astronautics (AIAA), 2011. – pp. 1189–1200. – AIAA 2011-2604. – DOI 10.2514/6.2011-2604.

26. Gleim, I. N., & Gleim, G. W. (2008) *Gleim Aviation Weather and Weather Services: The FAA's Aviation Weather (AC 00-6A) and Aviation Weather Services (AC 00-45F) Simplified*. Gainesville, FL: Gleim Publications, Inc.

27. Lester, P. F. (1995). *Aviation Weather*: Englewood, CO: Jeppesen Sanderson, Inc

28. Emmanuel K.A. Atmospheric convection. Oxford Univ. Press, 1994, 580 p.

29. Shapiro M.A., Reiter E.R., Cadle R.D., Sedlacek W.A. Vertical mass- and trace consistent transport in the vicinity of jet streams // Arch. Met. Geophys. Bioclim. 1980. V. B28. No. 3. P. 193–206.

30. Squire H.B. On the stability of three-dimensional disturbances of viscous flow between parallel walls // Proc. Roy. Soc. A. 1933. V.142. P. 621–628.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до магістерської роботи
курсанта МВМ-19 Владислава Андрєєва
на тему:

«Залежність критичних значень стандартних рівнів конвекції від типів
адіабатичного підйому частинки»

1. Доповідь на студентській науковій конференції молодих вчених 17 квітня 2019 р. за темою: «Залежність критичних значень стандартних рівнів конвекції від типів адіабатичного підйому частинки» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <http://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/Tezi-studentska-konferentsiya-2019.pdf>. – 336-337 с.

2. Доповідь на науковій конференції молодих вчених 29 травня 2020 р. за темою: «Залежність критичних значень стандартних рівнів конвекції від типів адіабатичного підйому частинки».

Керівник магістерської роботи
к.геогр.н,доцент

Наталя МІЩЕНКО

Додаток Б

Данні радіозондування

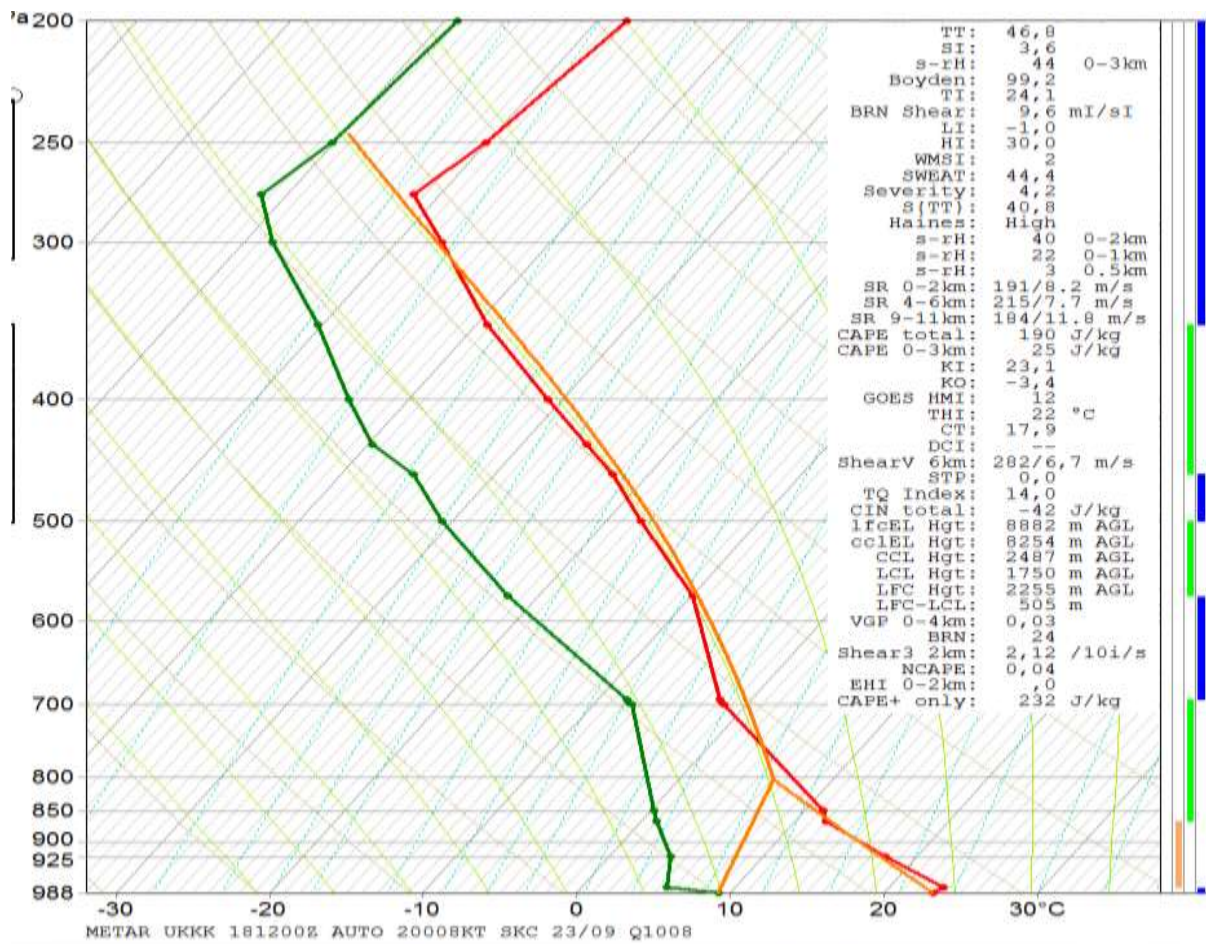


Рис. Б.1 – Аерологічна діаграма по ст. Київ тип підйому SB за 18.05.18 р.

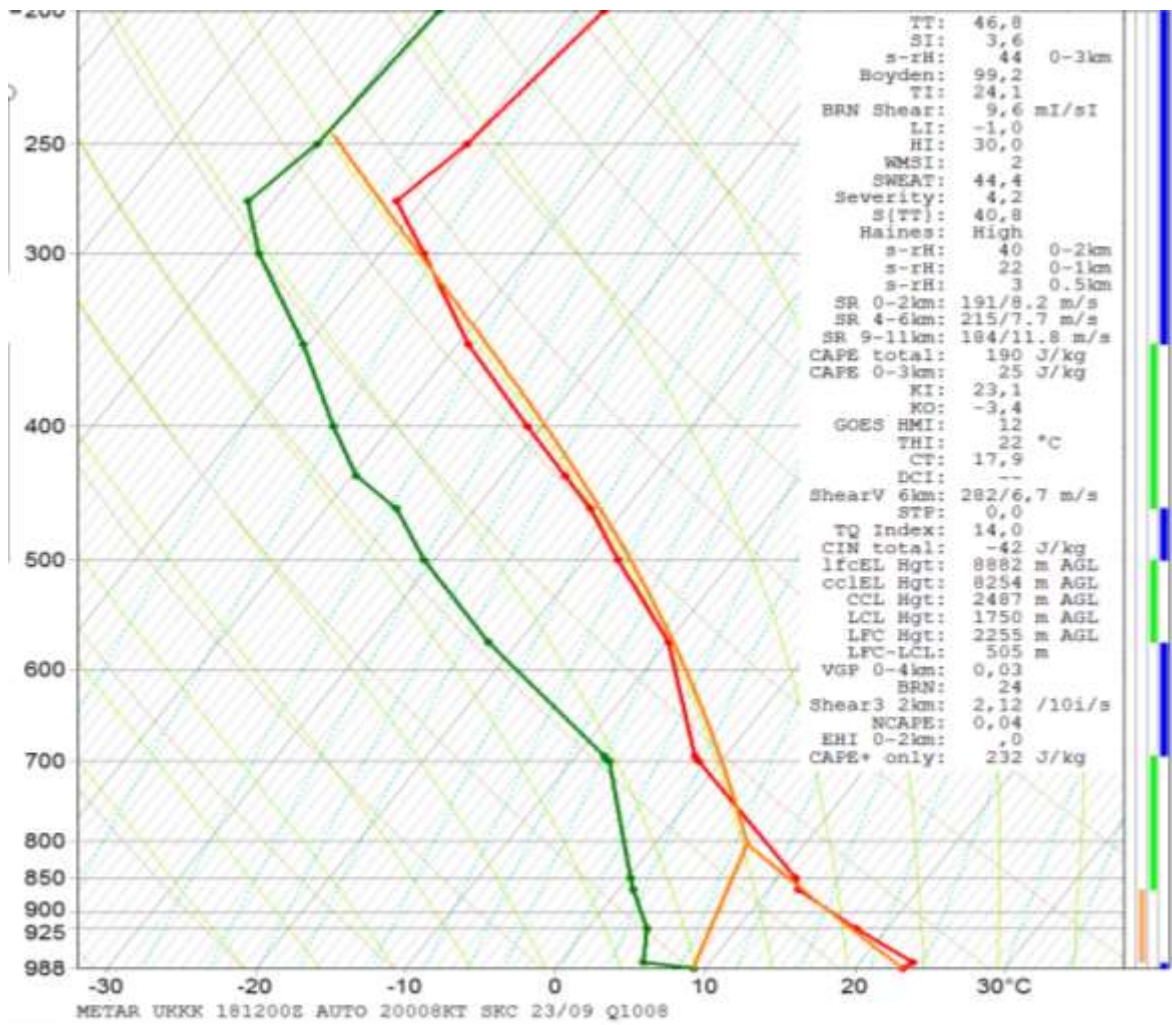


Рис. Б.2 Станція Київ тип підйому MU за 18.05.18

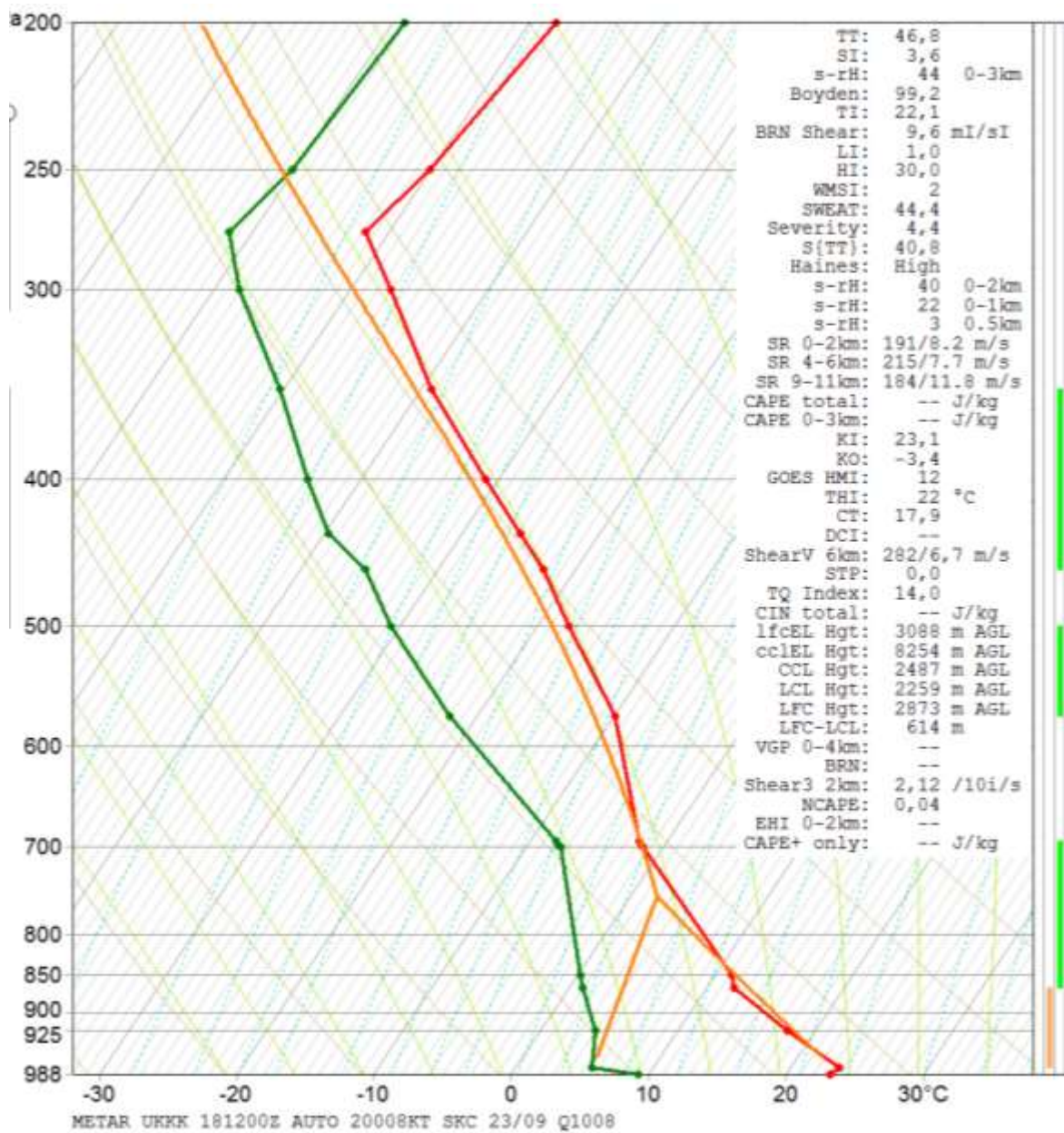


Рис. Б.3 Станція Київ тип підйому ML за 18.05.18

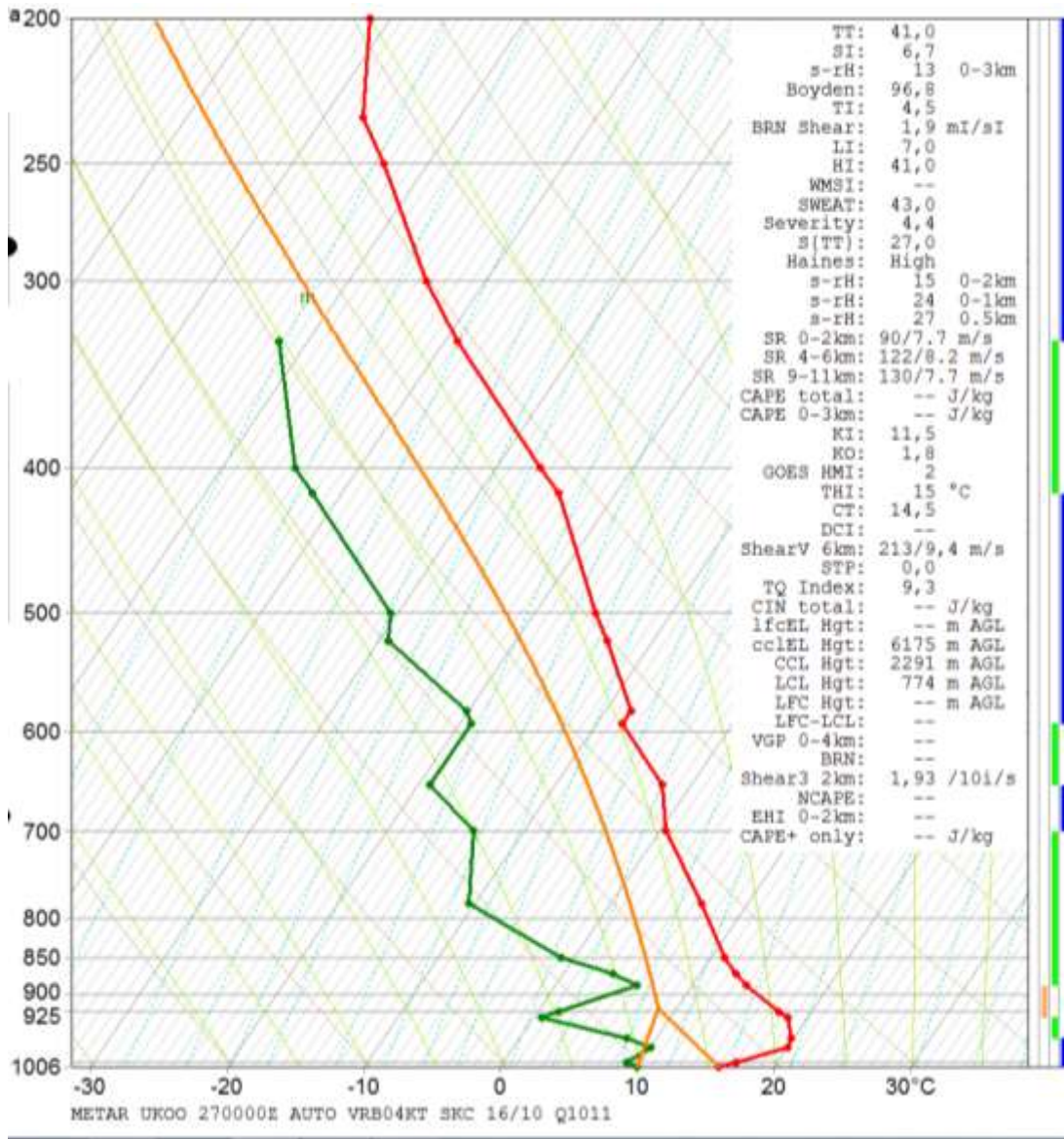


Рис. Б.4 Станція Одеса тип підйому SB за 27.04.18

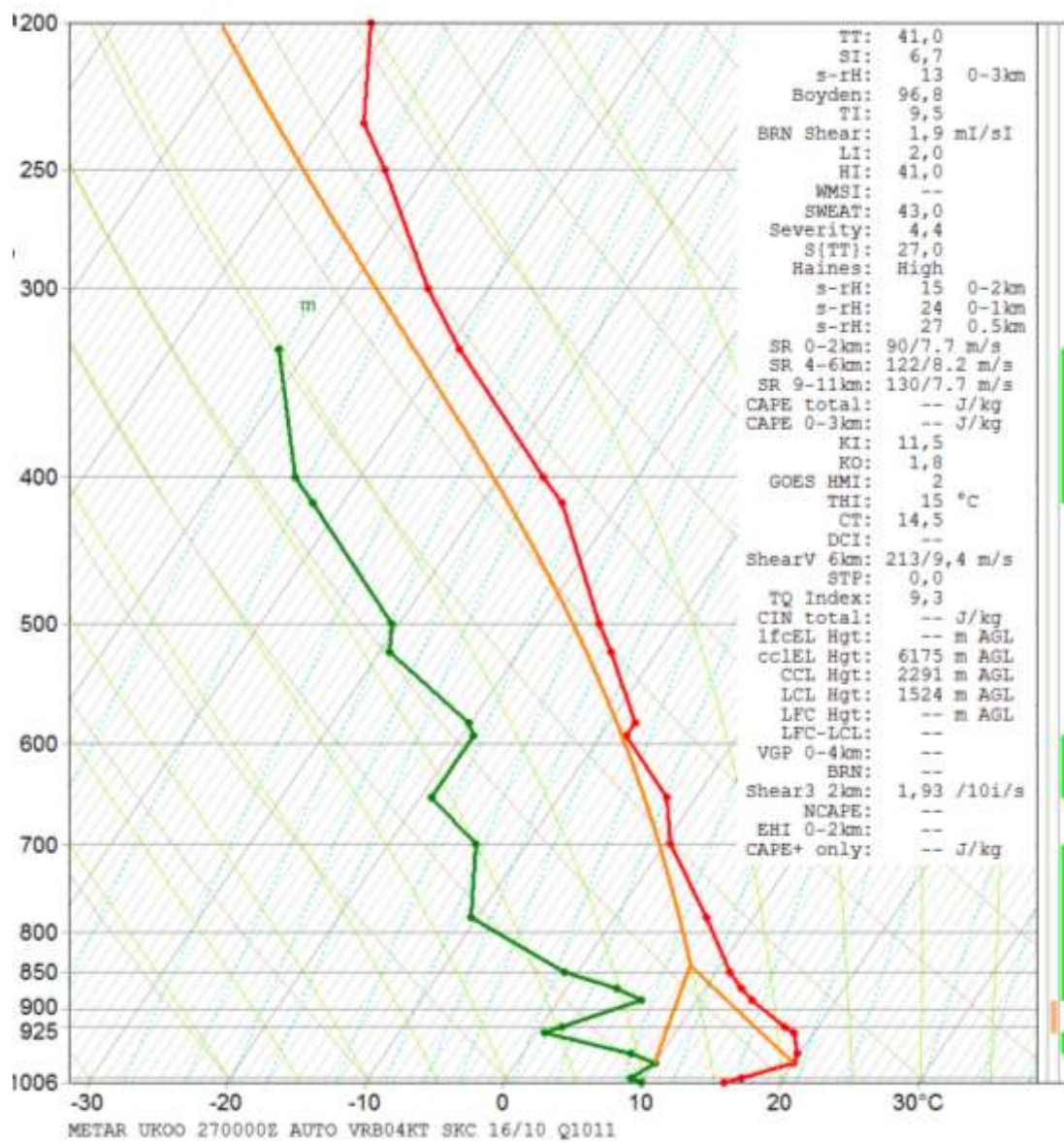


Рис. Б.5 Станція Одеса тип підйому MU за 27.04.18

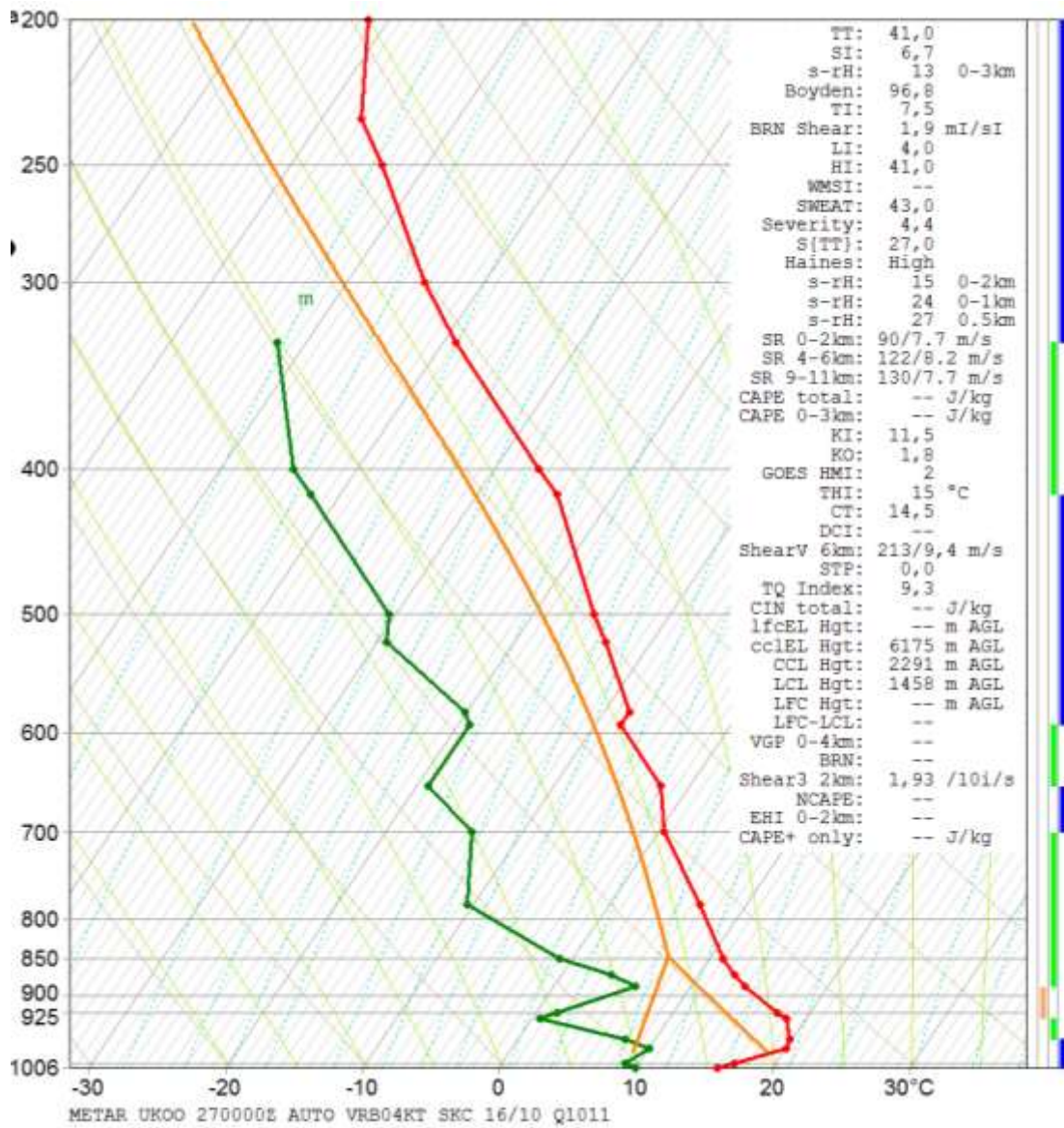


Рис. Б.6 Станція Одеса тип підйому ML за 27.04.18

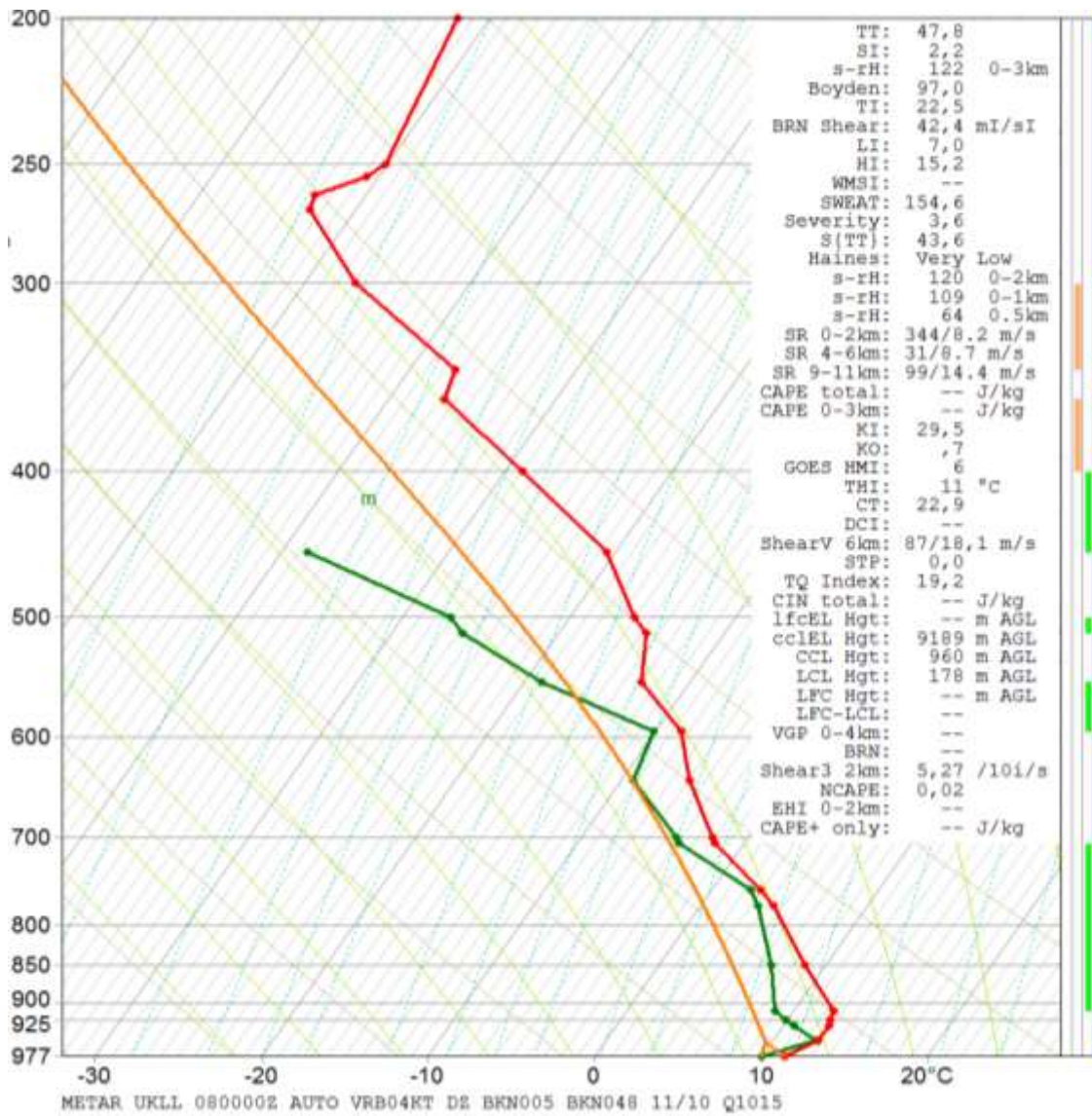


Рис. Б.7 Станція Львів тип підйому СВ за 08.05.18

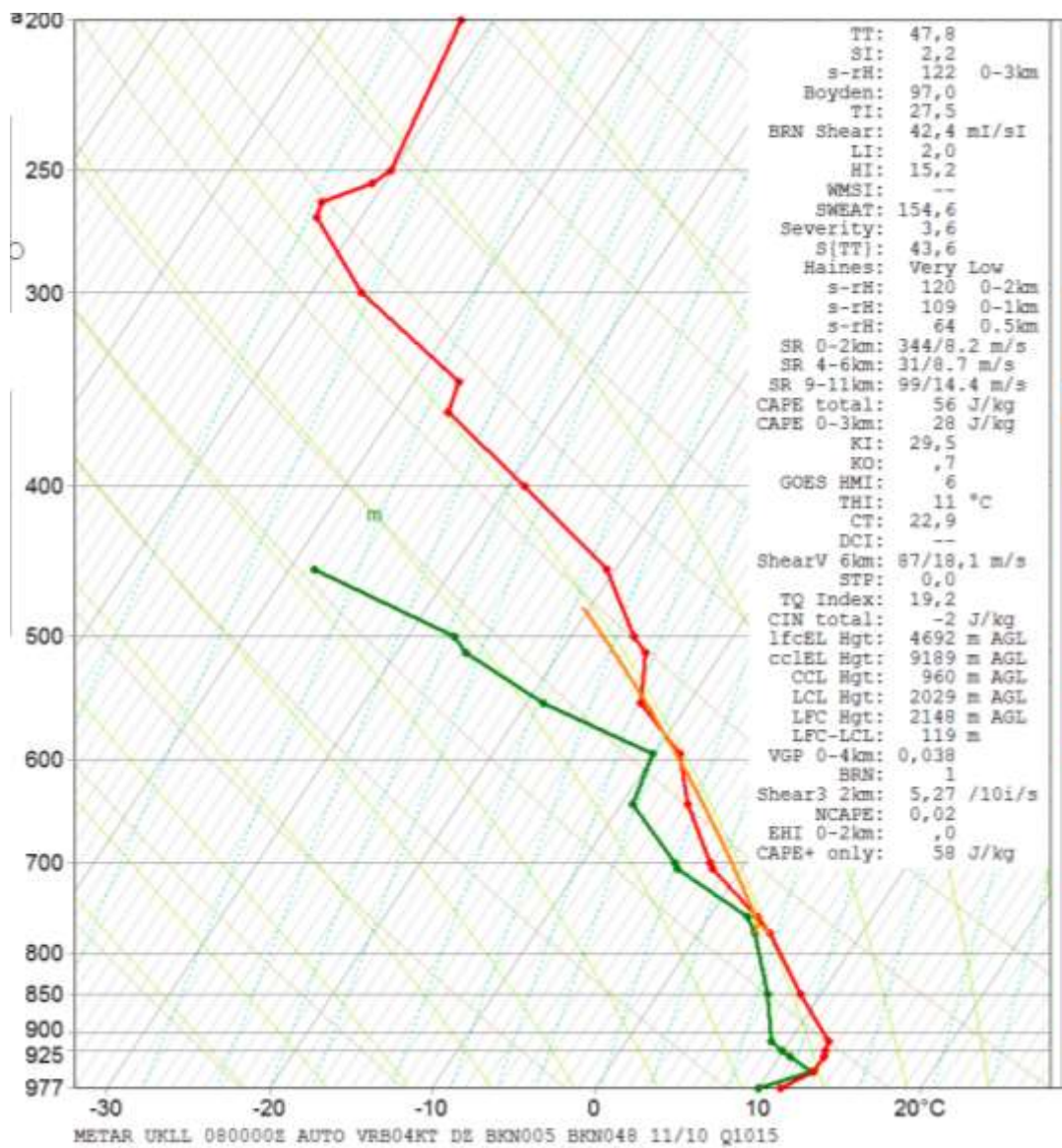


Рис. Б.8 Станція Львів тип підйому MU за 08.05.18

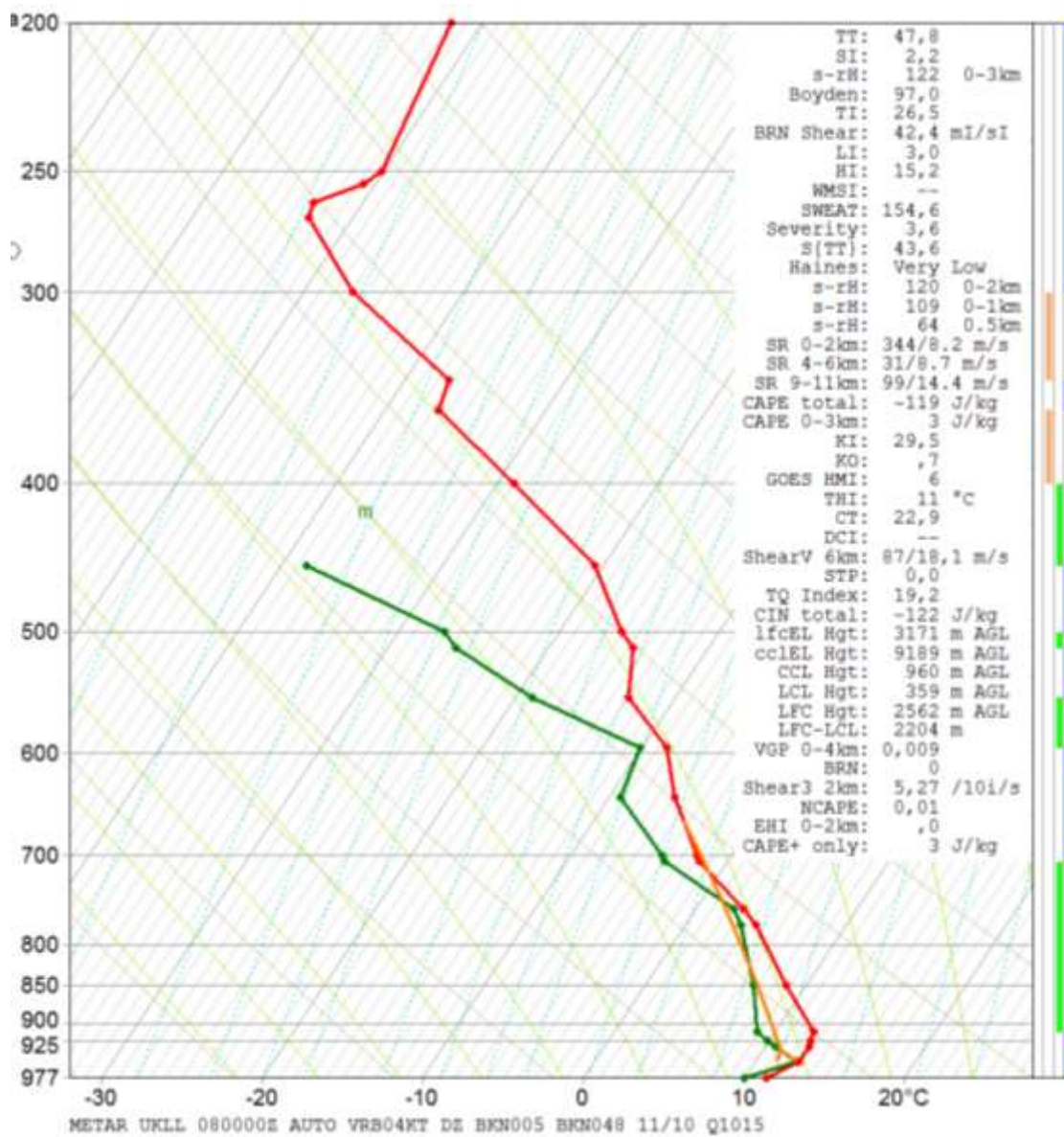


Рис. Б.9 Станція Львів тип підйому ML за 08.05.18

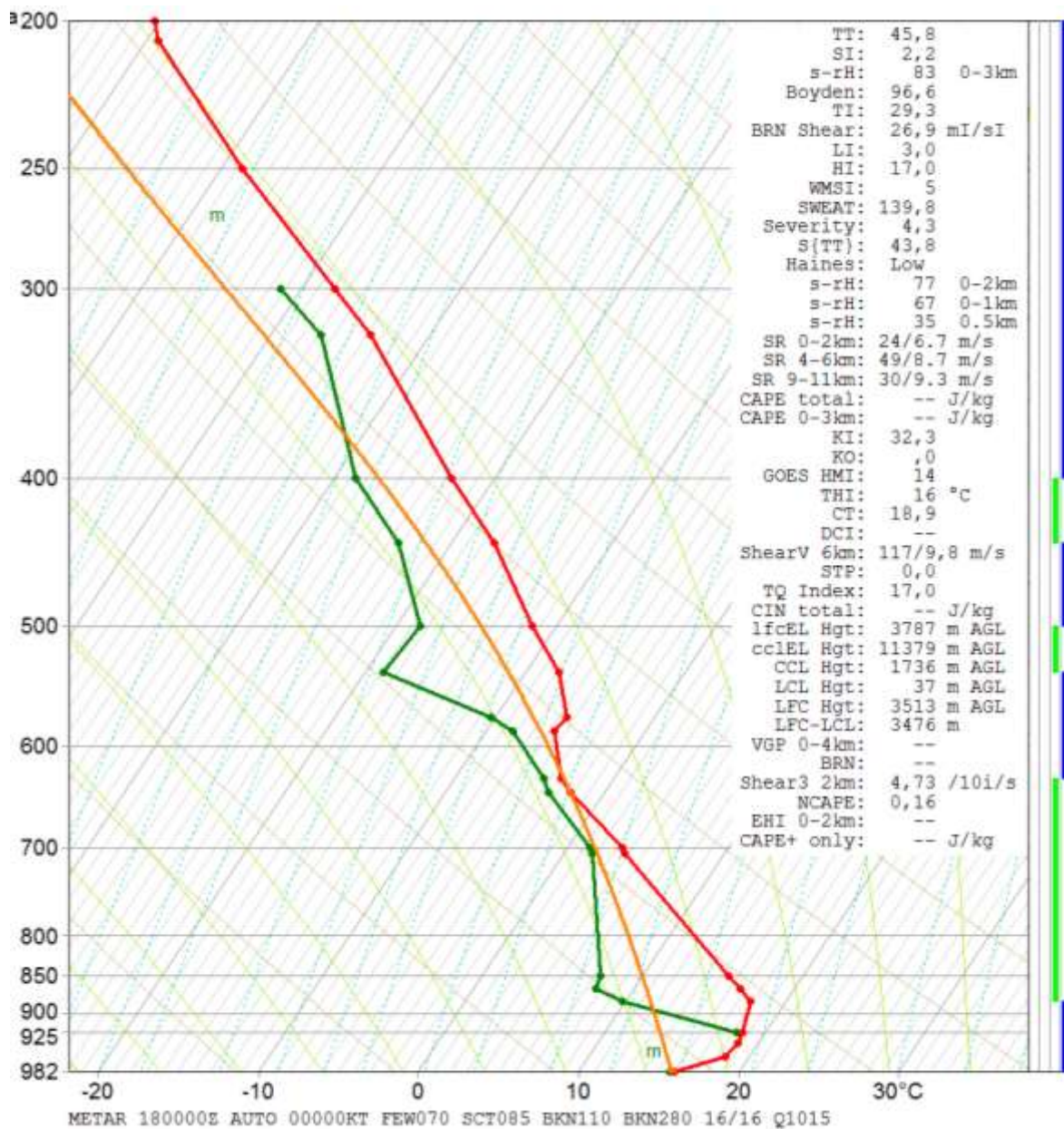


Рис. Б.10. Станція Шепетівка тип підйому SB за 18.06.18

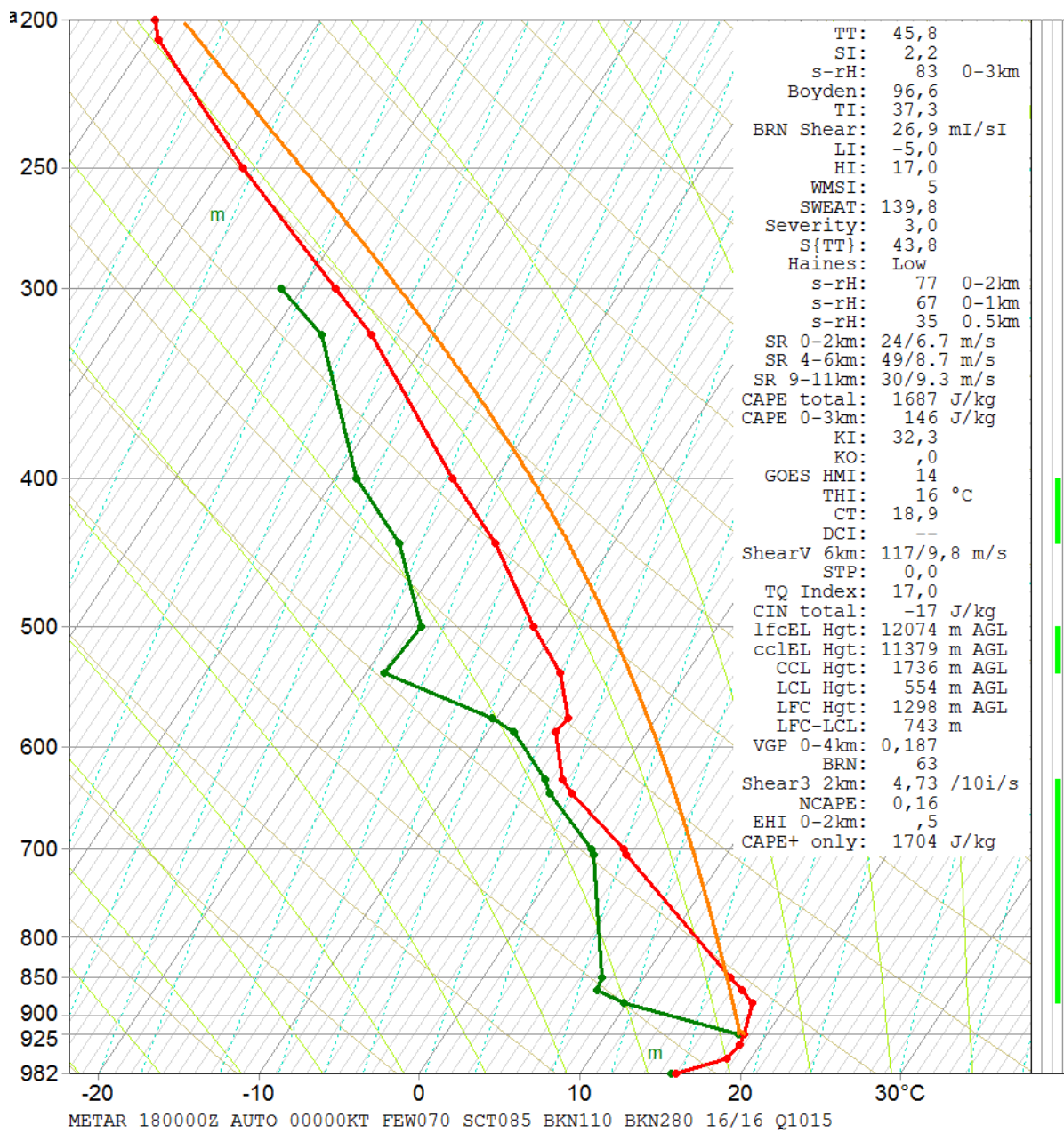


Рис. Б.11. Станція Шепетівка тип підйому MU за 18.06.18

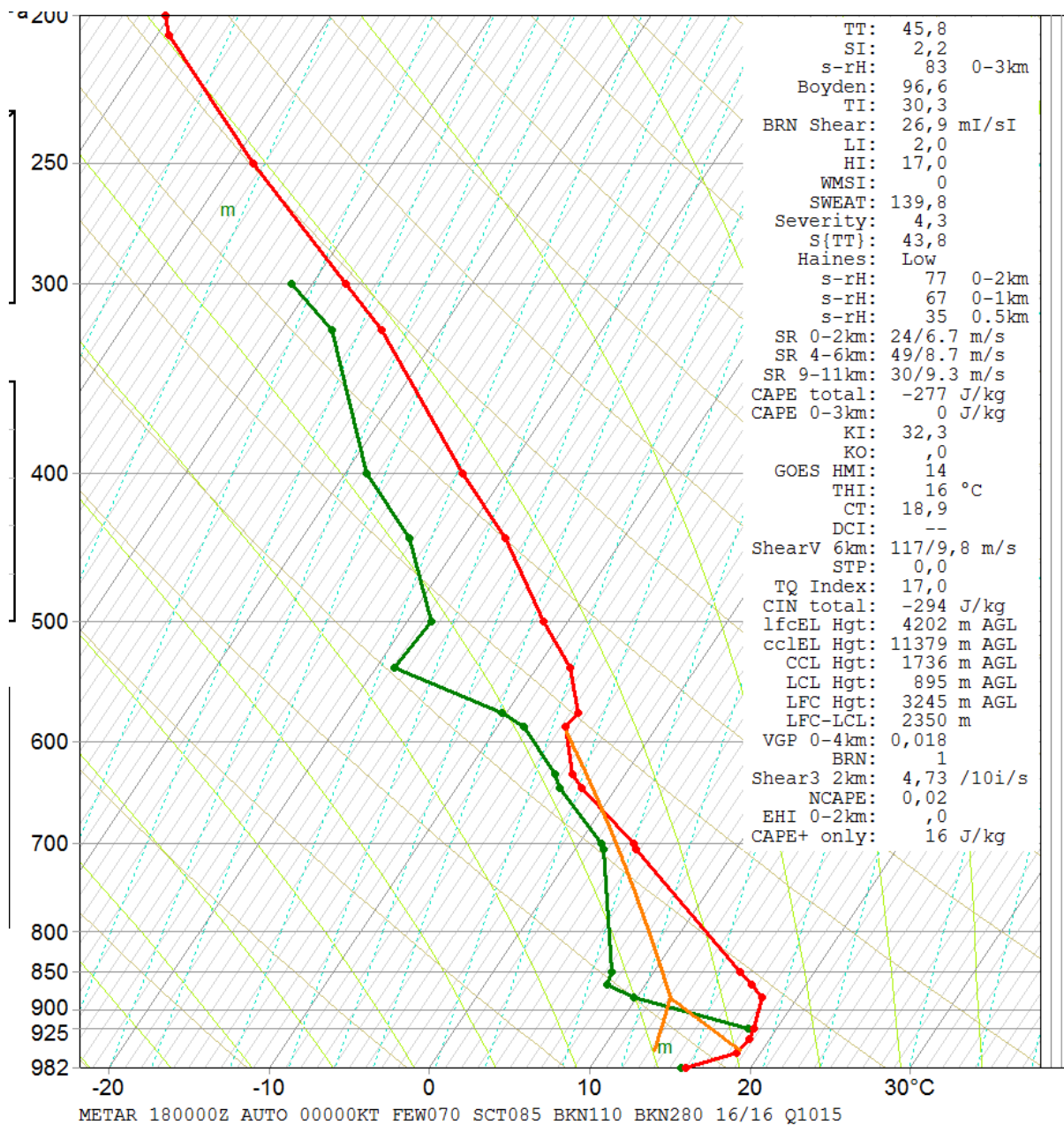


Рис. Б.12 - Станція Шепетівка тип підйому ML за 18.06.18

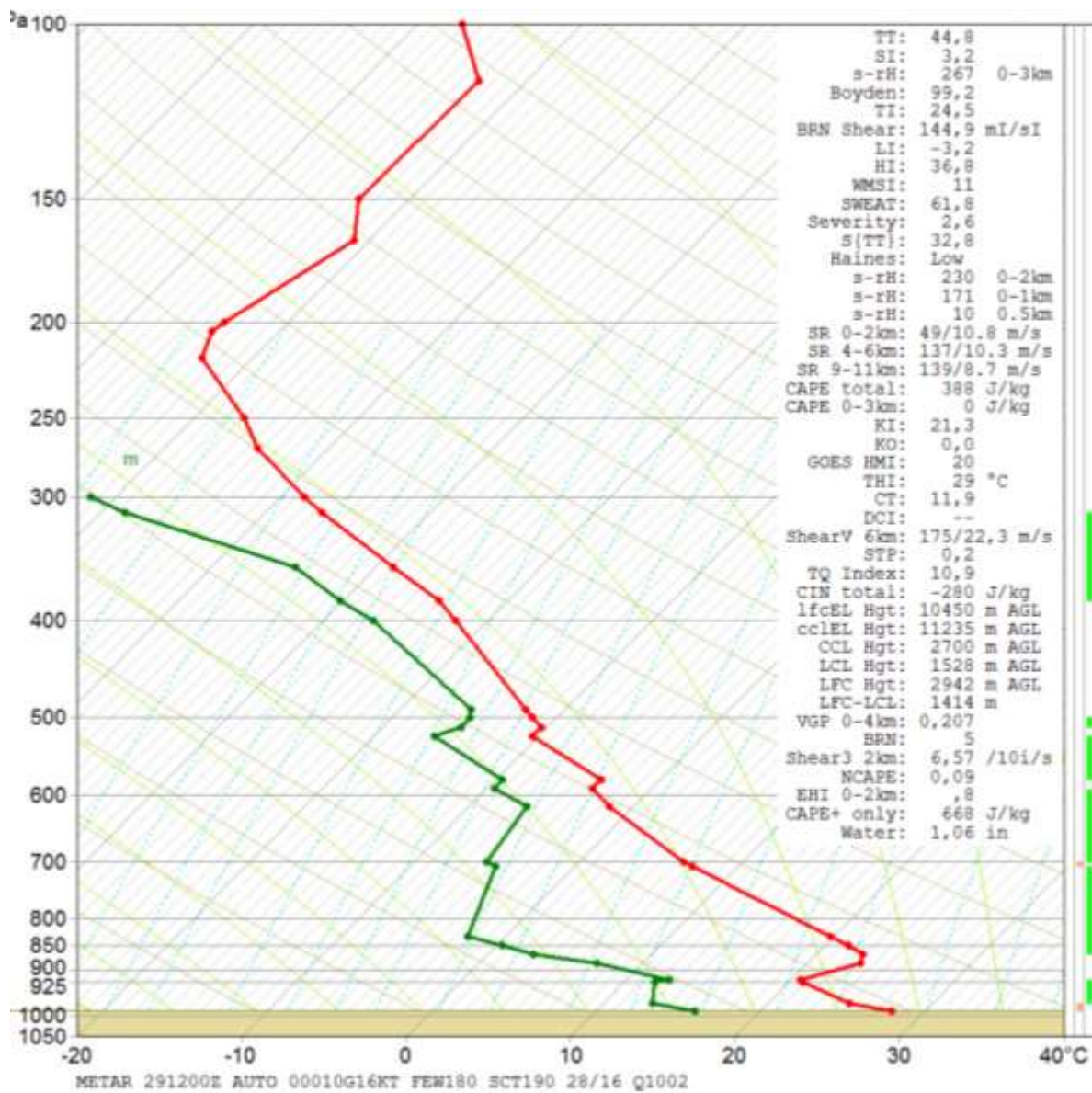


Рис. Б.13. Станція Кривий Ріг тип підйому SB за 04.09.18

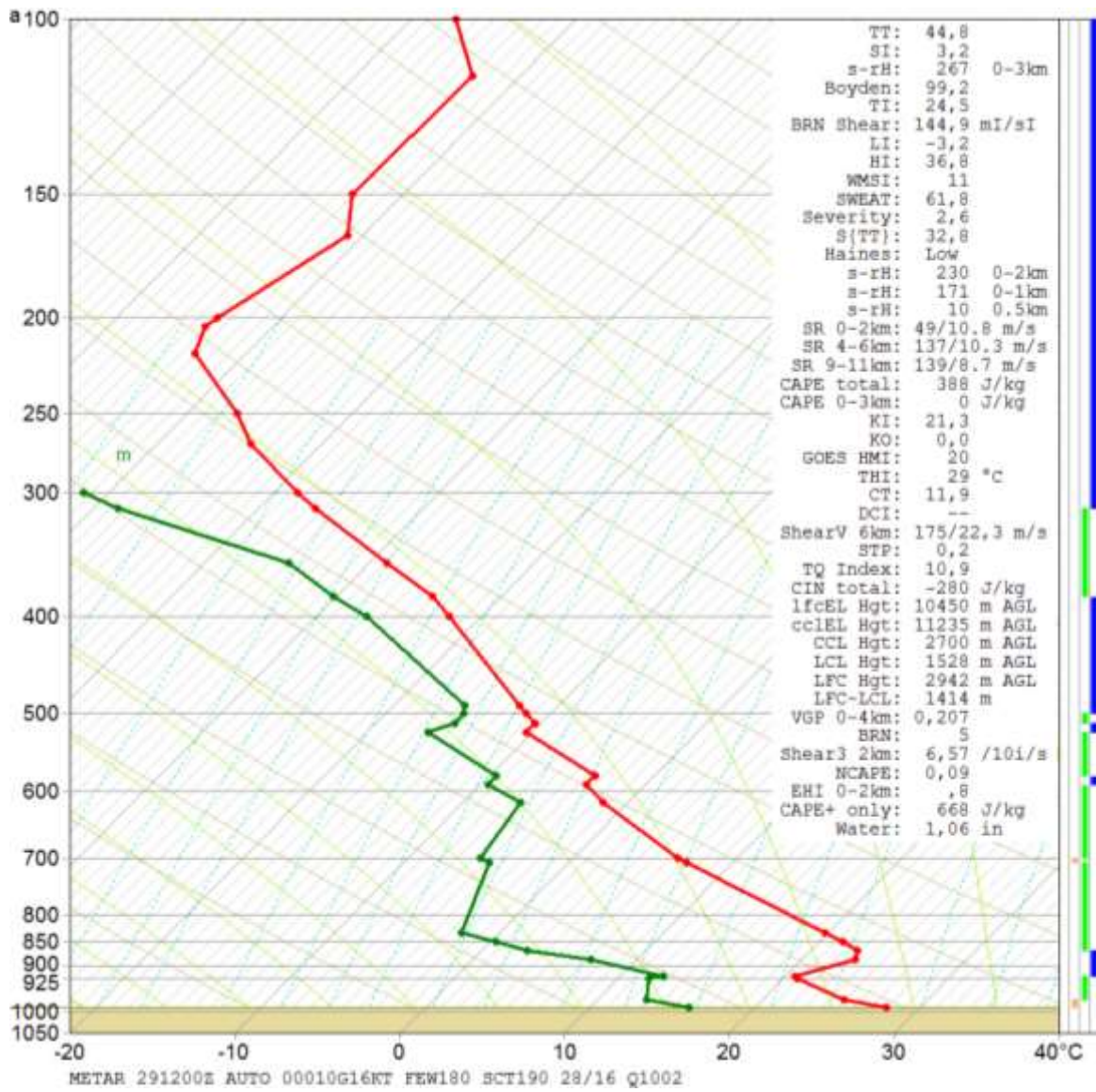


Рис. Б.14. Станція Кривий Ріг тип підйому МУ за 04.09.18

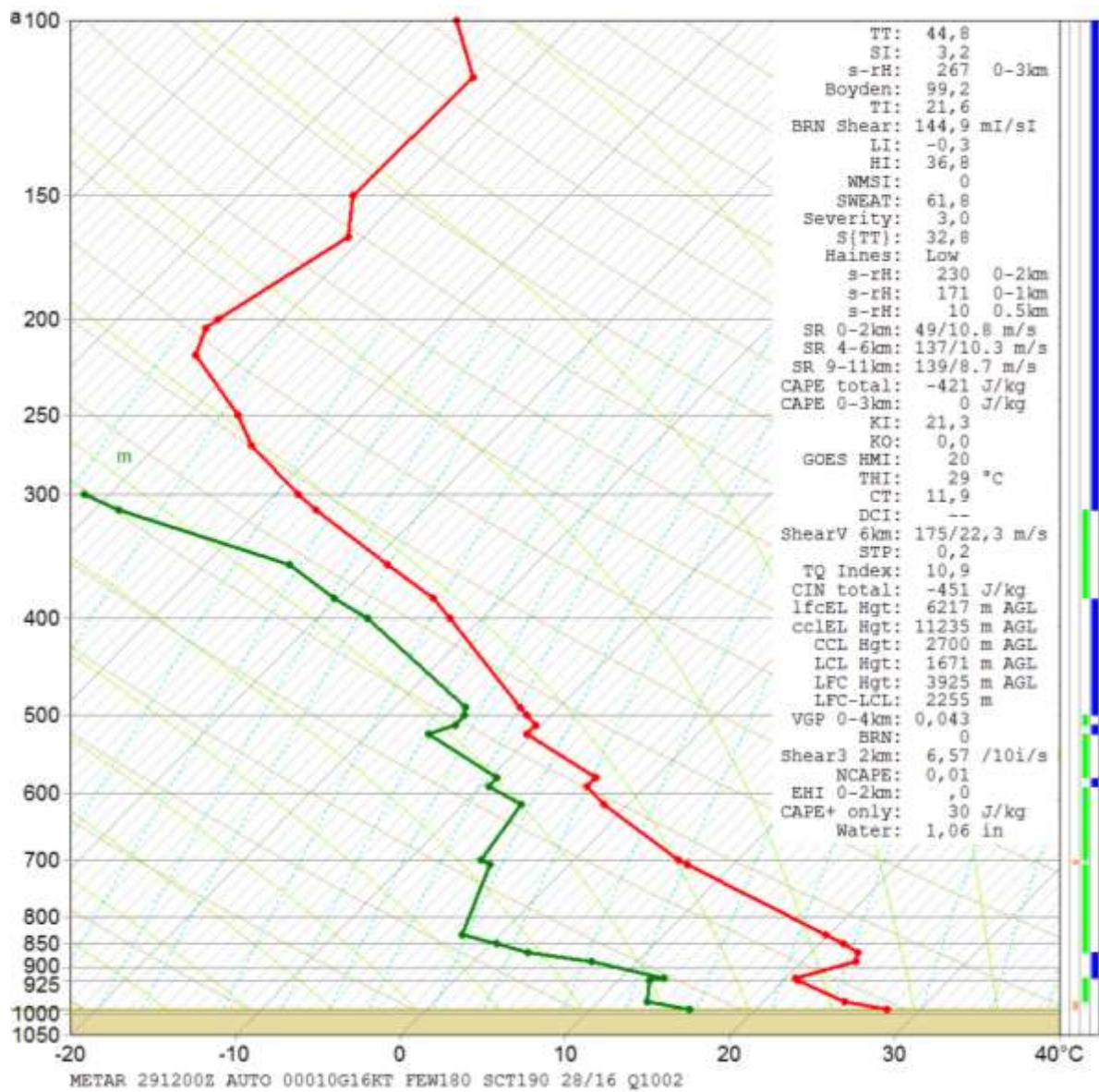


Рис. Б.15. Станція Кривий Ріг тип підйому ML за 04.09.18

ДОДАТОК В

Граничні умови стандартних рівнів конвекції

Таблиця В.1 – Результати визначення граничних умов стандартних рівнів конвекції для території України

	0:00 СГЧ	12:00 СГЧ
<i>SB</i>		
<i>LFC</i>	≥ 2000	≥ 3000 1001...2000
<i>LCL</i>	20...500	20...500 1500...2000
<i>LFC-LCL</i>	0...1000	0...500
<i>EL</i>	6000...7000	10000...11000
<i>CCL</i>	501...1000 1500...2000	2001...2500
<i>MU</i>		
<i>LFC</i>	2000...3000	≥ 3000 1001...2000
<i>LCL</i>	20...1500	1500...2000
<i>LFC-LCL</i>	0...1500	0...500
<i>EL</i>	10000...11000	10000...11000
<i>CCL</i>	1001...1500 100...1000	2000...2500
<i>ML</i>		
<i>LFC</i>	3001...4000	≥ 3000 1001...2000
<i>LCL</i>	20...1500	1500...2000
<i>LFC-LCL</i>	0...1500	0...500
<i>EL</i>	10000...11000	10000...11000
<i>CCL</i>	1001...1500 100...1000	2000...2500