

Шифр: "LCF2021AG"

НАУКОВА РОБОТА

на тему: **“МЕТЕОРОЛОГІЧНІ Й СИНОПТИЧНІ
УМОВИ УТВОРЕННЯ ТУМАНІВ РІЗНИХ ТИПІВ І
СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ”**

2021

ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
1 ФІЗИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ.....	4
2 ОСОБЛИВОСТІ РІЧНОГО І ДОБОВОГО ХОДУ ТУМАНІВ І СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ.....	6
3 МЕТЕОРОЛОГІЧНІ Й СИНОПТИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ТУМАНІВ РІЗНИХ ТИПІВ І СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ.....	10
3.1 Епізод з суцільною низькою хмарністю.....	10
3.2 Епізод з адвективним туманом.....	15
3.3 Епізод з туманом змішаного типу.....	19
3.4 Епізод з туманом, спричиненим опусканням нижньої межі хмарності.....	25
3.5 Епізод з туманом адвективно-радіаційного типу.....	30
ВИСНОВКИ.....	33
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	34

ВСТУП

Обмежена видимість, пов'язана з наявністю туману, і низька суцільна хмарність дуже часто є причиною втрати часу, грошей і навіть людських життів під час авіаційних перевезень. Оскільки точний і своєчасний прогноз низької хмарності і туманів практично повністю визначає безпеку польотів, безперервність і вчасність авіаційних перевезень, а також відсутність фінансових втрат, то розуміння фізичних механізмів і комплексного характеру цих явищ, а також вдосконалення існуючих та пошук нових методів їх прогнозу, є однією з основних задач авіаційної метеорології [5].

Завдання прогнозування висоти нижньої межі хмарності (ВНМХ) і туману є надзвичайно складною з наступних причин. Хоча сучасні моделі з високим розділенням в низці випадків передобчислюють кількість хмарності, наявність туману тощо, але дуже часто якість прогнозу цих параметрів є незадовільною. Окрім того, параметри туманів і низької хмарності, включаючи ВНМХ, надзвичайно мінливі як в просторі, так і в часі, і сильно залежать від місцевих умов. Тому дуже важливо залучати статистичну інформацію для вдосконалення прогнозів туману і низької суцільної хмарності. Для отримання надійних статистичних оцінок необхідно виявити діапазони змін комплексів метеорологічних величин окремо для кожного виду туману і низької суцільної хмарності. Для започаткування такого дослідження необхідно розробка методики, яка б допомогла розділяти явища і виявляти характерні для кожного явища значення метеорологічних величин.

В роботі було виявлено особливості річного і добового ходу туманів і низької суцільної хмарності, а також зроблено комплексний аналіз п'яти епізодів низької суцільної хмарності і різних видів туманів. Для аналізу було використано дані радіозондування, синоптичну інформацію, супутникові знімки і стандартну метеорологічну інформацію, отриману з [6-9].

1 ФІЗИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ

Конденсація водяної пари в граничному шарі атмосфери, що викликає утворення низьких хмар і туману, відбувається внаслідок двох основних процесів: охолодження повітря і випаровування вологи з підстильної поверхні або з крапель дощу. При сильних морозах додатковим процесом, що сприяє утворенню туману, може бути збагачення повітря водяною парою при згорянні палива в печах, котельнях електростанцій, в автомобільних і авіаційних двигунах [1, 10].

В утворенні низьких (з висотою нижньої межі менше 300 м) шаруватовидних хмар (St, Sc) і туману велику роль грає охолодження нижніх шарів повітря до стану насичення водяною парою і подальше зниження температури повітря, нижче початкового значення точки роси [2]. Таке охолодження може бути викликано наступними процесами:

- 1) трансформаційною втратою тепла при переміщенні повітряної маси на більш холодну підстильну поверхню (адвективне охолодження);
- 2) втратою тепла внаслідок ефективного випромінювання діяльної поверхні (радіаційне охолодження);
- 3) адіабатичним розширенням повітря при вимушеному підйомі по навітряних схилах пагорбів і гір (адіабатичне охолодження).

Низькі шаруватовидні хмари (St, Sc) утворюються переважно в теплій повітряній масі, що переміщується восени, взимку або ранньою весною: а) на охолоджений материк з теплої поверхні моря; б) з вологого незамерзлого ґрунту на замерзлий або на сніговий покрив; в) з півдня на північ, що пов'язане зі зменшенням позитивного радіаційного балансу підстильної поверхні в денний час по мірі збільшення географічної широти [18]. У передгір'ях утворенню шаруватих хмар сприяє також адіабатичне охолодження повітря внаслідок його підйому (орографічні хмари).

Тумани відповідно до трьох зазначених вище процесів охолодження бувають адвективними, радіаційними і орографічними. Адвективний туман,

що виникає в теплій і вологій повітряній масі при переміщенні її на більш холодну підстильну поверхню, за своїм походженням і мікроструктурою аналогічний низьким шаруватим хмарам. Різниця між умовами їх виникнення полягає лише в тому, що шаруватовидні хмари формуються при більш розвиненому турбулентному обміні в граничному шарі атмосфери. Ще більше, як правило, розвинений турбулентний обмін у випадках формування шарувато-купчастих, нижня межа яких розташовується зазвичай трохи вище, ніж у шаруватих [3].

Адвективне або трансформаційне охолодження залежить від індивідуальних змін температури і радіаційного балансу в повітряній масі, що переміщується. Ці зміни зазвичай визначаються різницями зазначених величин в кінцевій і початковій точках 24-годинної траєкторії, причому зі збільшенням швидкості перенесення трансформаційна зміна температури повітряної маси, що рухається, слабшає.

Радіаційне вихолодження призводить до утворення туману в малорухомих повітряних масах внаслідок нічного радіаційного зниження температури, яке залежить від температури і вологості повітря.

Радіаційне зниження температури малорухомої повітряної маси в приземному шарі обумовлено в першу чергу впливом ефективного випромінювання діяльної поверхні. Ефективне випромінювання залежить від температури випромінювальної поверхні, температури і вологості повітря, наявності хмарних шарів і запиленості атмосфери. Ефективне випромінювання тим більше, чим вище температура і менше абсолютна вологість повітря.

Вночі адвективне охолодження теплого повітря при переміщенні з моря на ґрунт або на сніговий покрив посилюється завдяки збільшенню ефективного випромінювання. В зв'язку з цим виділяється тип адвективно-радіаційних туманів, які виникають при адвекції теплого повітря, коли на утворення туману суттєво впливає радіаційне вихолодження.

Метеорологічні й синоптичні умови утворення туманів різних типів і суцільної низької хмарності

3 ОСОБЛИВОСТІ РІЧНОГО І ДОБОВОГО ХОДУ ТУМАНІВ І СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

У даному розділі наведено статистичний аналіз наземних даних за 2010-2018 рр. для випадків з туманами і суцільної хмарності з висотою нижньої межі не більше 1500 м для аеродрому Одеси.

За весь розглядуваний період було зареєстровано усього 22383 випадки суцільної низької хмарності та 10980 випадків туманів на аеродромі Одеси. Випадок визначався як строк, в якій спостерігалось явище (суцільна низька хмарність або туман).

На рис. 3.1 і 3.2 представлено розподіл повторюваності низької суцільної хмарності і туманів як функції години доби і місяця року.

З рис. 3.1 можна бачити, що суцільна низька хмарність найчастіше реєструється з жовтня по березень – на цей період припадає 92% всіх випадків, а максимальна повторюваність низької хмарності 20,3% і 20,1% має місце в листопаді і січні, відповідно. Протягом всієї доби частота появи низької хмарності зберігається практично однаковою для всіх місяців, що відбивається в паралельності ізоліній двовимірної ймовірності, яка порушується взимку, а також в листопаді і березні, коли характер розподілу має осередковий характер.

Добовий хід суцільної хмарності в зимові місяці виражений нечітко (в середньому амплітуда коливання на протязі доби складає 8%), що можна пояснити активною циклонічною діяльністю взимку, а також умовами, які сприяють виникненню підінверсійної хмарності (шаруваті і шарувато-купчасті хмари).

Схожий добовий хід суцільної хмарності спостерігається з вересня по листопад (рис. 3.1), найбільша повторюваність суцільної хмарності припадає на нічні і ранкові години і коливається в межах від 17 до 20,5% ранку (максимум повторюваності має місце о 5 год.), а найменші ймовірності появи низької хмарності реєструється від 14 год. (16,4%) до 16 год. (16,1%).

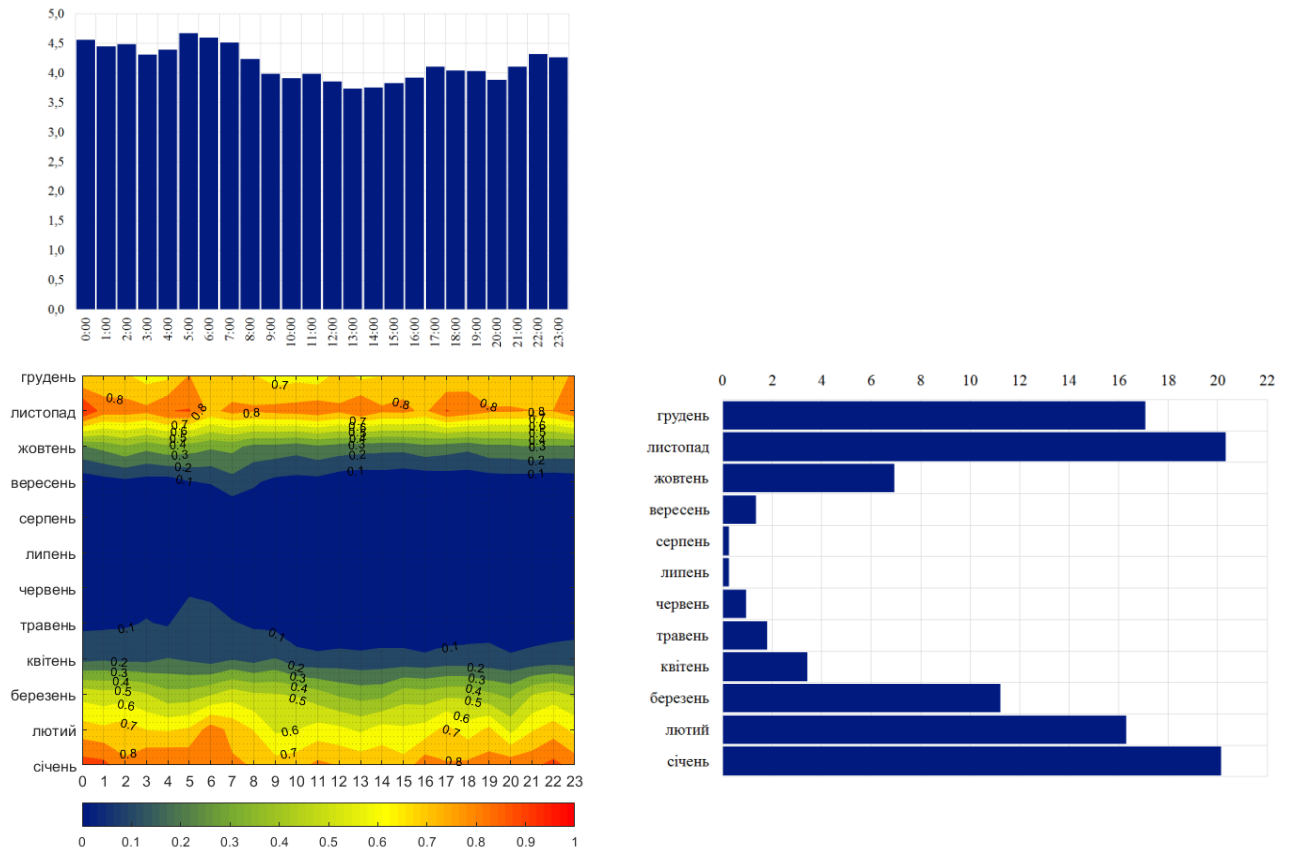


Рисунок 3.1 – Розподіл повторюваності суцільної хмарності з $V_{NMX} \leq 1500$ м як функції часу доби і місяця року. Відповідний розподіл суцільної низької хмарності за місяцем показано праворуч, а розподіл повторюваності за часом надано у верхній частині рисунку. Розглядуваний період 2010-2018 рр.

Восени повторюваність низької суцільної хмарності є практично однаковою в усі години доби (різниця між максимальним і мінімальним значеннями складає 4,4%). Восени суцільна хмарність може спостерігатись дещо рідше, ніж взимку, оскільки більш послаблена циклонічна діяльність.

У весняні місяці повторюваність суцільної хмарності має мінімум о 13 годині (7,5%), а максимум з повторюваністю 12,6%, припадає на 07 годину. Добовий хід у весняний період виражений більш чітко.

Тумани мають найбільшу повторюваність в зимові місяці – 53% усіх випадків (рис. 3.2). Порівнюючи розподіли туманів і низької суцільної хмарності, можна бачити, що в місяці, на які припадає 92% випадків низької хмарності, тумани реєструються усього в 77% випадків, що можна пояснити різними фізичними механізмами утворення туманів, а також їх великою

залежністю від місцевих умов. Добовий хід туманів є вираженим досить чітко з максимумом ймовірності у передранкові години і з мінімумом – у денні.

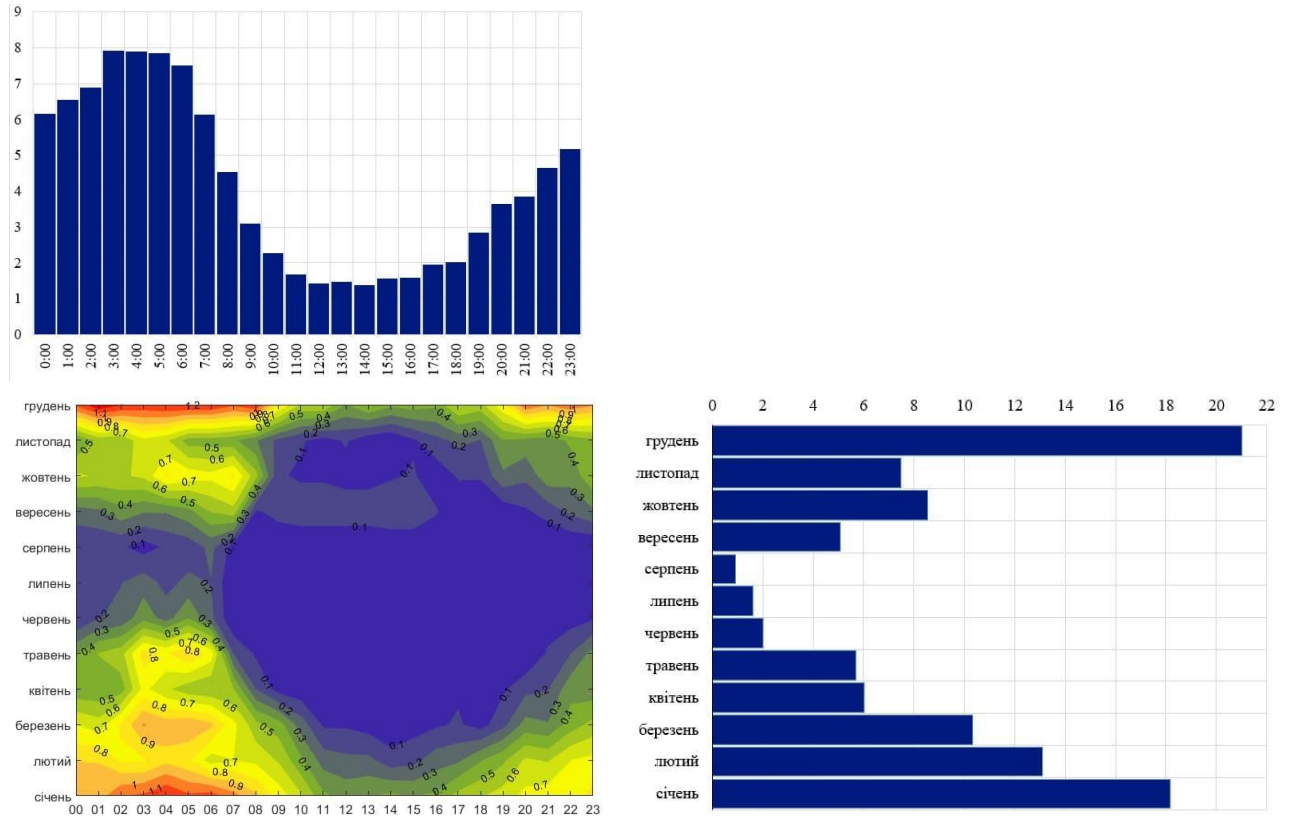


Рисунок 3.2 – Розподіл повторюваності туманів як функції часу доби і місяця року. Відповідний розподіл суцільної низької хмарності за місяцем показано праворуч, а розподіл повторюваності за часом надано у верхній частині рисунку. Розглядуваний період 2010-2018 рр.

Ймовірність появи туману найчастіше припадає на ранкові години доби, а в полудневі години їх ймовірність мінімальна. Найбільша повторюваність туманів у всі сезони року припадає на години перед сходом Сонця, що вказує на те, що найбільшу роль при формуванні туманів відіграє радіаційне вихолодження. Ймовірність появи туману є менша у післяполудневі та вечірні часи, а більшою – у нічні та ранкові часи.

Схожий добовий хід туманів спостерігається і в інші сезони року (рис. 3.2), хоча влітку тумани, як і суцільна низька хмарність, реєструється

рідше, ніж взимку. Туман влітку спостерігається у нічні години і на сході сонця частіше (повторюваність коливається від 1,8 до 3,7%), а з 8 по 12 годину, а також о 16 і 18 год., туман взагалі відсутній. Слід відзначити, що добовий хід туманів чітко виражений на протязі усіх сезонів року.

Двовимірні ймовірності появи туманів мають чіткий осередковий розподіл, де найвищі повторюваності, завдяки вузьким межам, в яких вони змінюються, виділяються досить помітно, що може бути використано з прогностичною метою.

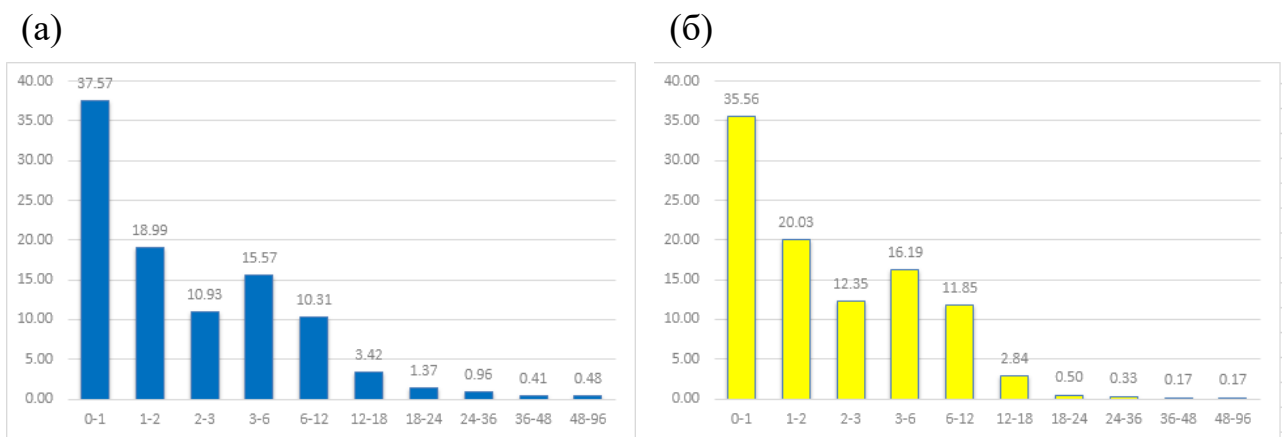


Рисунок 3.3 – Повторюваність епізодів суцільної низької хмарності (а) і туманів (б) за їх тривалістю. Розглядуваний період 2013-2018 рр.

Однією з найважливіших характеристик суцільної низької хмарності і туманів є їх тривалість, яка визначає інтенсивність явища [12]. Слід зазначити, що розподіл епізодів за тривалістю є практично однаковим для обох явищ (рис. 3.3). Найбільша кількість епізодів (37,6% для суцільної хмарності і 35,6% для туманів) триває не більше 1 год. Більше половини всіх випадків (55% і туманів, і суцільної хмарності) спостерігаються не більше двох год., а 84% від обох явищ мають місце впродовж не більше 6 год.

В середньому, найбільш тривалі епізоди туманів і суцільної хмарності реєструються в січні і грудні, саме в ці місяці тривалість цих явищ може сягати 96 год.

3 МЕТЕОРОЛОГІЧНІ Й СИНОПТИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ТУМАНІВ РІЗНИХ ТИПІВ І СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

3.1 Епізод з суцільною низькою хмарністю

Епізод суцільної хмарності, якій розглядається у роботі, тривав більше доби: з 8 год. 8 хв. 27 до 20 год. 2 хв. 28 листопада 2017 р.

Утворення суцільної низької хмарності пов'язано з перенесенням вологого теплого повітря з акваторії Чорного моря (рис. 3.1), що підтверджується приземними даними (рис. 3.2), оскільки адвекція повітря зазвичай має місце при значних швидкостях вітру [1]. Впродовж всього часу існування шаруватої хмарності на південні райони України відбувається переміщенням оклюдованого південного циклону, який утворився в улоговині, яка розповсюджується від глибокого циклоні з центром над Північним морем.

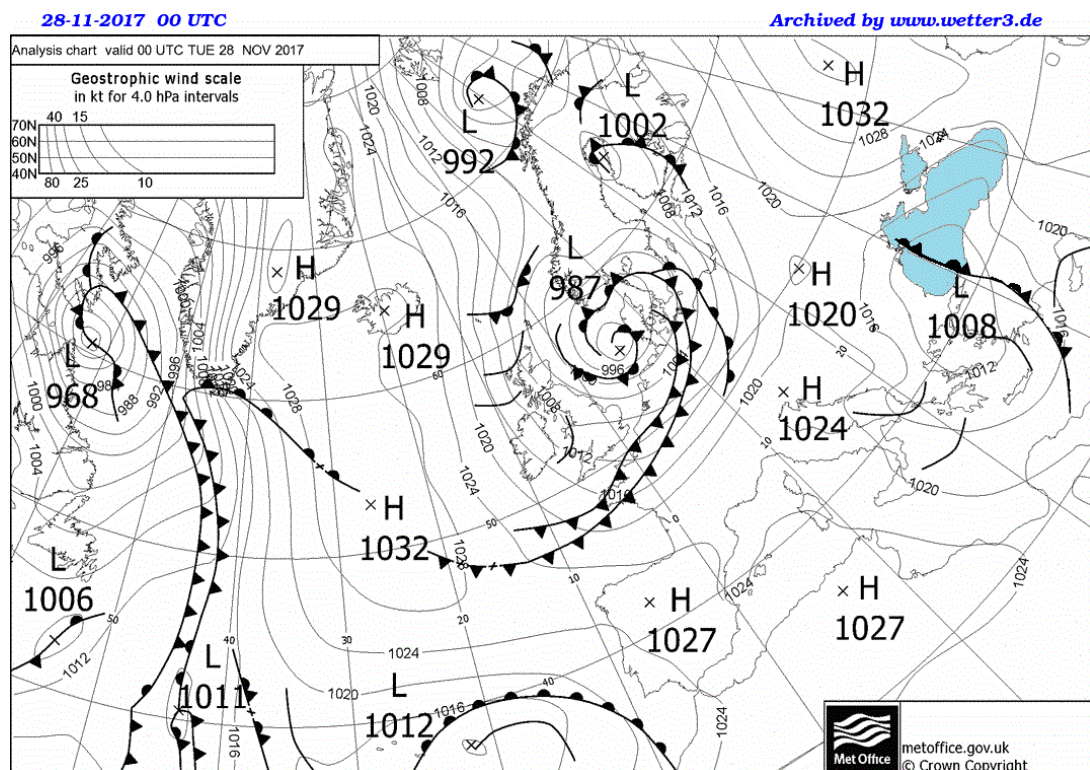


Рисунок 3.1 – Приземна карта за 00 UTC 27 листопада 2017р. з проходженням фронту оклюзії на території України, жовтою стрілкою позначено аеропорт міста Одеса

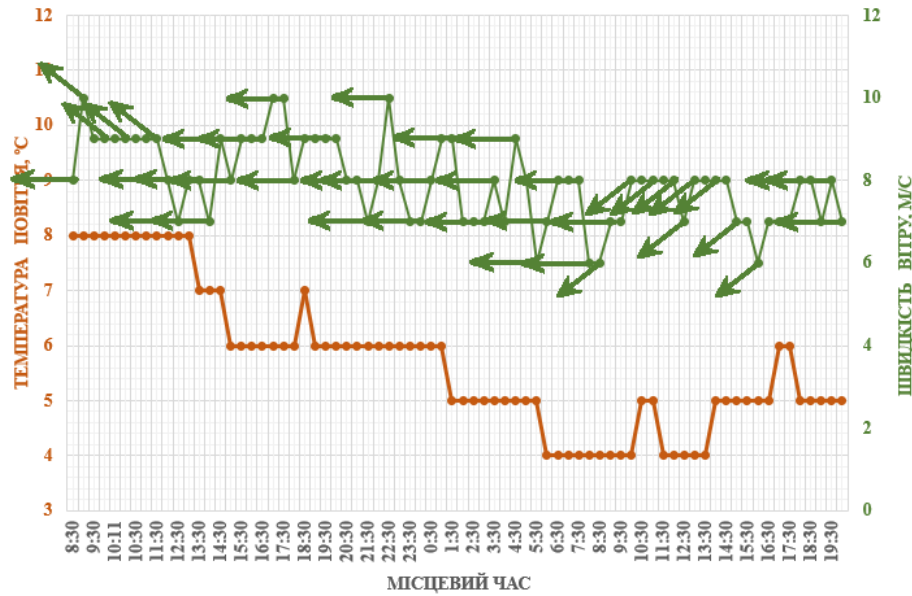


Рисунок 3.2 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру біля поверхні землі впродовж існування шаруватої хмарності

Досліджуючи вертикальну структуру атмосфери (рис. 3.3), можна побачити, що утворення суцільної низької хмарності було пов’язано з інверсією (її товщина становить 174 м, а перепад температур на нижній і верхній межах інверсії – 4,8°C). Високі значення відносної вологості над шаром інверсії і всередині нього вказує, що шар інверсії може міститись в хмарі. Саме такий профіль відносної вологості і температури є характерним для формування шаруватої хмарності.

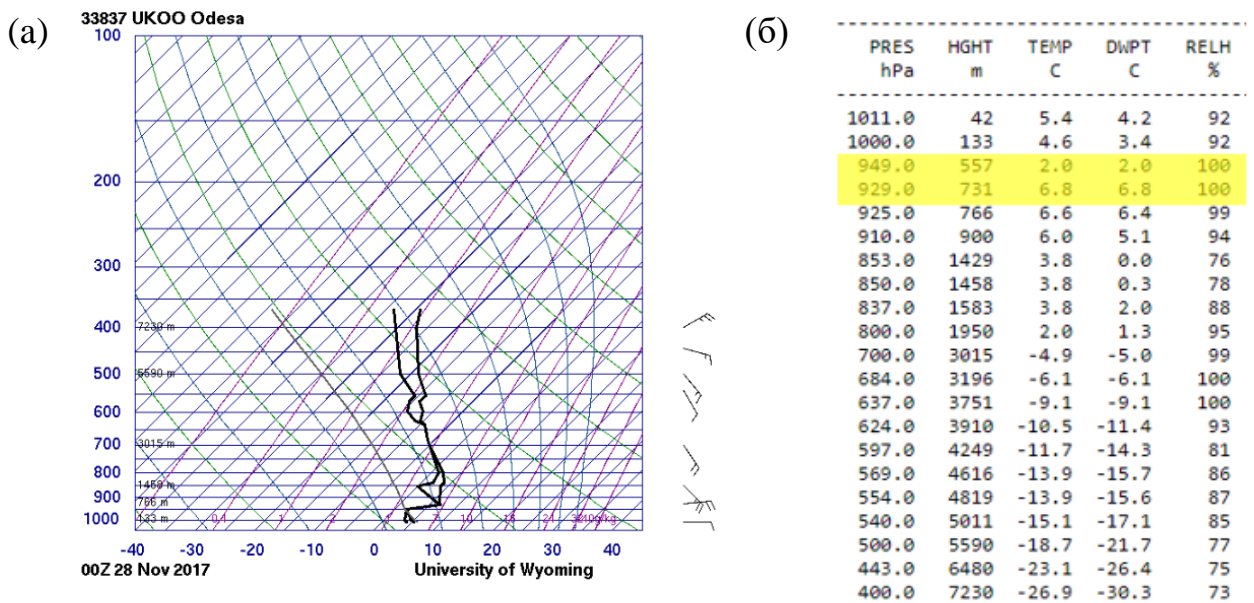


Рисунок 3.3 – Дані радіозондування за 00 UTC 28 листопада 2017 р. для м. Одеса. Шар інверсії виділено жовтим кольором

Оскільки мають місце високі швидкості вітру, то турбулентність в нижньому шарі руйнує нижню частину інверсії, вона стає піднятою, а охолодження повітря і турбулентне перенесення водяної пари від підстильної поверхні приводять до хмароутворення на деякій висоті. Такий механізм є типовим для утворення низької суцільної хмарності [1]. Руйнування шаруватої хмарності відбувається через насування хмарності фронту оклюзії, що можна побачити на супутникових знімках, представлених на рис. 3.4 і 3.5.

На інфрачервоних знімках шестигодинної дискретності (рис. 3.4) можна бачити, що з фронтом оклюзії пов'язана досить потужна хмарність (про потужність свідчать сині і жовті кольори, які вказують на температури нижчі від -30°). На знімках, зроблених в розширеному інфрачервоному каналі IR10.8, добре виявляються конвективні хмари, тому можна припустити, що з фронтом оклюзії пов'язана конвективна хмарність. Можна бачити, що на початку формування шаруватою хмарності в районах південної України спостерігається низька непотужна хмарність (рис. 3.3 б): на знімках їй відповідають області світло-сірого кольору. Впродовж доби шар низької хмарності приховується потужною хмарністю фронту оклюзії (рис. 3.3 в). Розмивання хмарності відбувається разом з послабленням інтенсивності фронту оклюзії, що можна побачити на знімках (рис. 3.3 г,д).

На (рис.3.5) представлені RGB-знімок 24-hour microphysics з використанням каналів IR 12 - 10.8, IR 10.8 - 3.9/8.7 і від IR 10. На таких знімках можна виділити низьку шарувату хмарність і тумани за зеленуватим, жовтуватим або помаранчевим кольором. Області насиченого червоного кольору відповідають потужним, високим і холодним кристалічним хмарам, які під час даного епізоду пов'язані з фронтом оклюзії.

На (рис. 3.4 а,б,в) представлена шарувата хмарність нижнього ярусу зеленуватими кольорами, а більш потужну хмарність (рис. 3.4 г) можна побачити низьку суцільну хмарність, якій відповідають помаранчеві кольори (рис. 3.4 д) на денних знімках і червоні – на нічних.

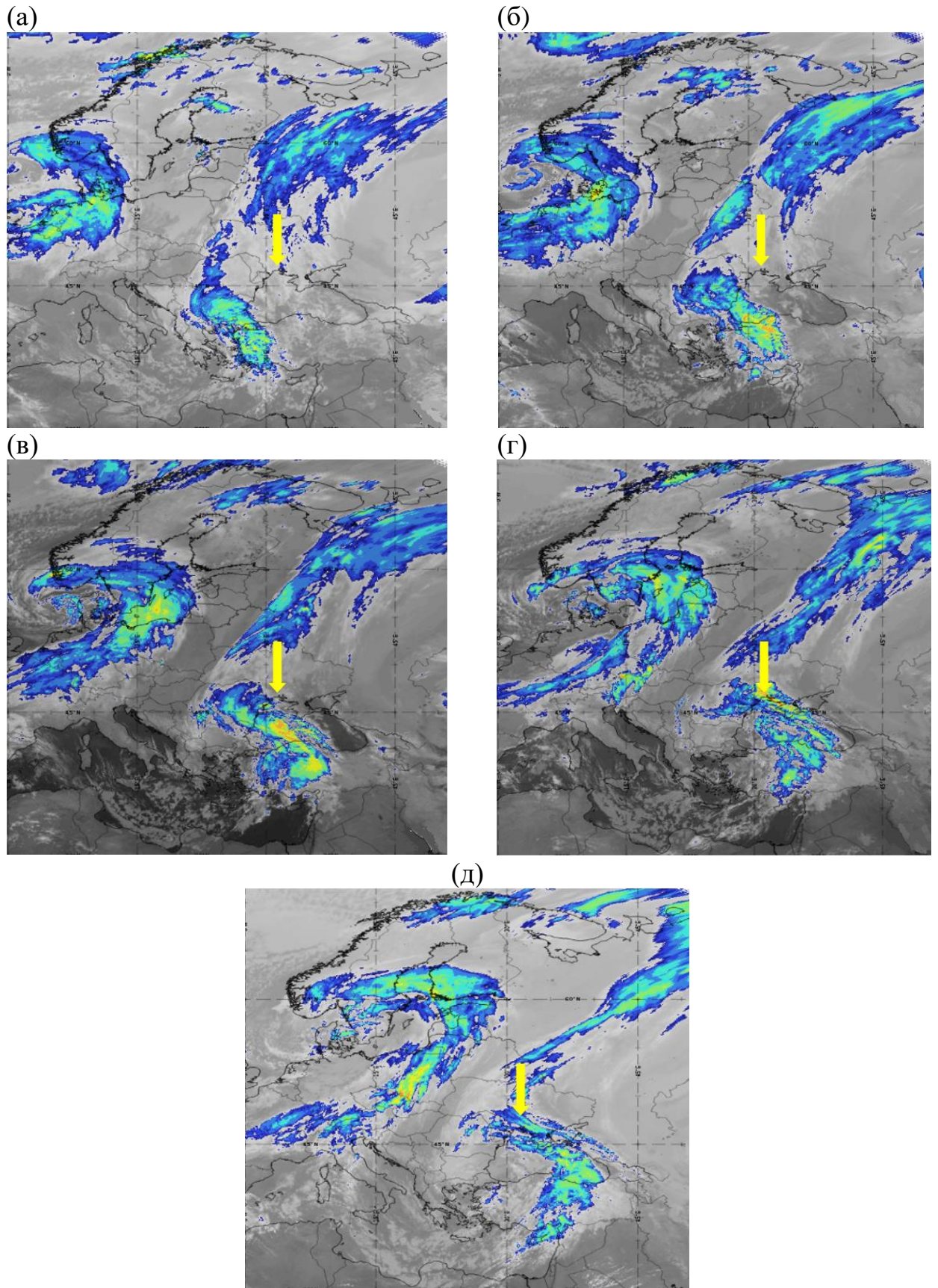


Рисунок 3.4 – RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 і Enhanced IR 10.8 за 12 UTC 27.11 (а), 18 UTC 27.11 (б), 00 UTC 28.11 (в), 06 UTC 28.11 (г) і 12 UTC 28.11 (д)

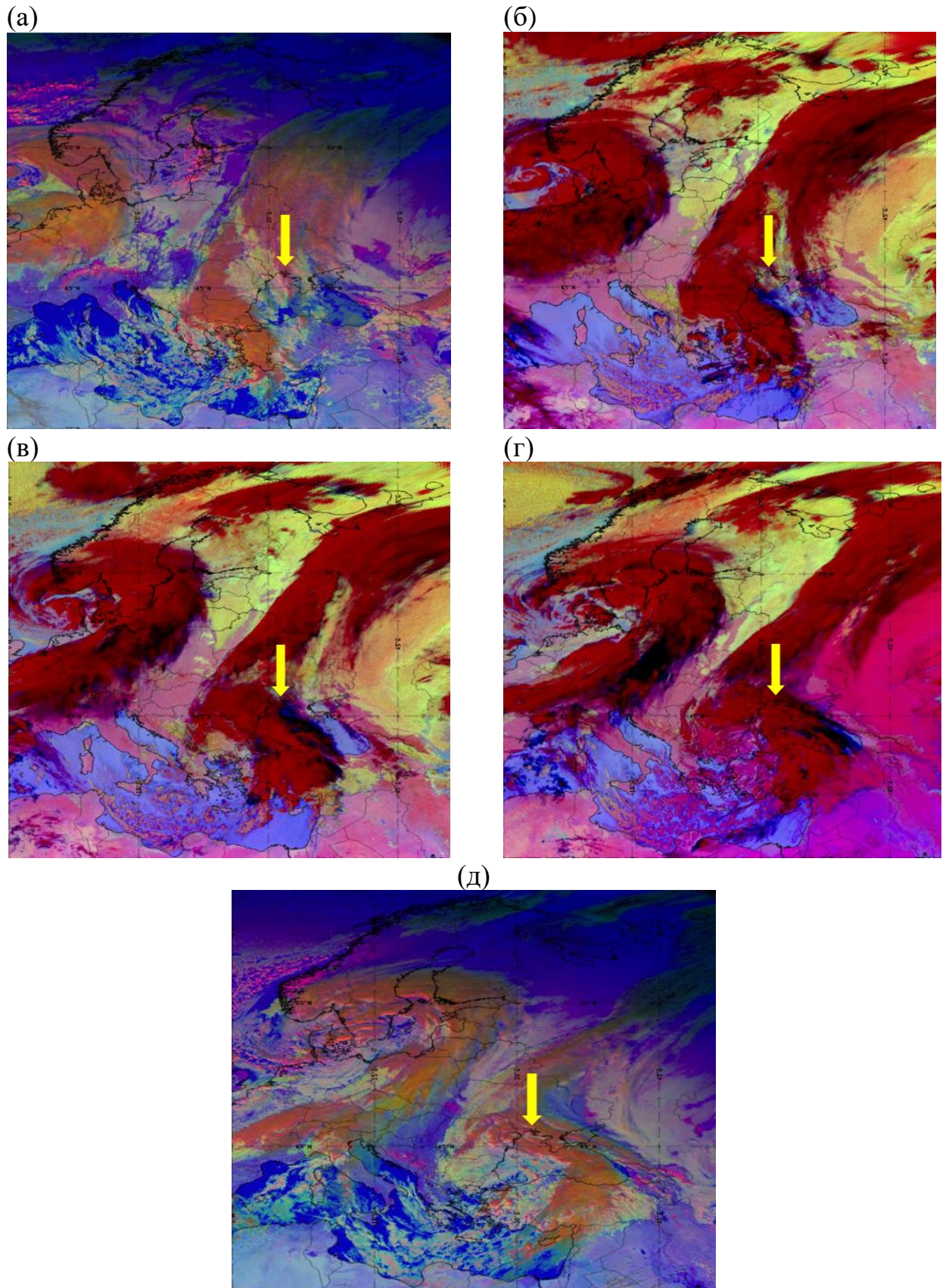


Рисунок 3.5 – RGB-знімки 24-hour microphysics з використанням каналів IR 12 - 10.8 (червоний), IR 10.8 - 3.9/8.7 (зелений) і IR 10.8 (блакитний) за 12 UTC 27.11 (а), 18 UTC 27.11 (б), 00 UTC 28.11 (в), 06 UTC 28.11 (г) і 12 UTC 28.11 (д)

3.2 Епізод з адвективним туманом

Епізод, якій тривав з 18:11 по 23:43 місцевого часу 16 січня 2018 р., є прикладом адвективного туману. На рис. 3.6 показано хід метеорологічних величин до початку туману і впродовж його існування. Можна бачити, що під час туману і за декілька годин до його формування спостерігається переважно південний (винесення повітря з морської поверхні) вітер швидкістю 2 м/с і вище, що свідчить про адвективний механізм формування туману. Формується туман ввечері, коли відбувається зниження температури повітря, проте можна виключити радіаційне вихолодження, оскільки формуванню туману передувала низька шарувата хмарність. Окрім того, біля моря досить часто можуть мати місце тумани, викликані тільки адвекцією, оскільки добовий хід іноді є малим [4]. Вони дуже часто утворюються уздовж берегової лінії саме вночі, оскільки зниження температури над сушею сприяє вихолодженню нижнього шару повітря. Впродовж туману температура суттєво знижується, але не внаслідок радіаційного охолодження а через турбулентний обмін між теплим повітрям і холодною підстильною поверхнею.

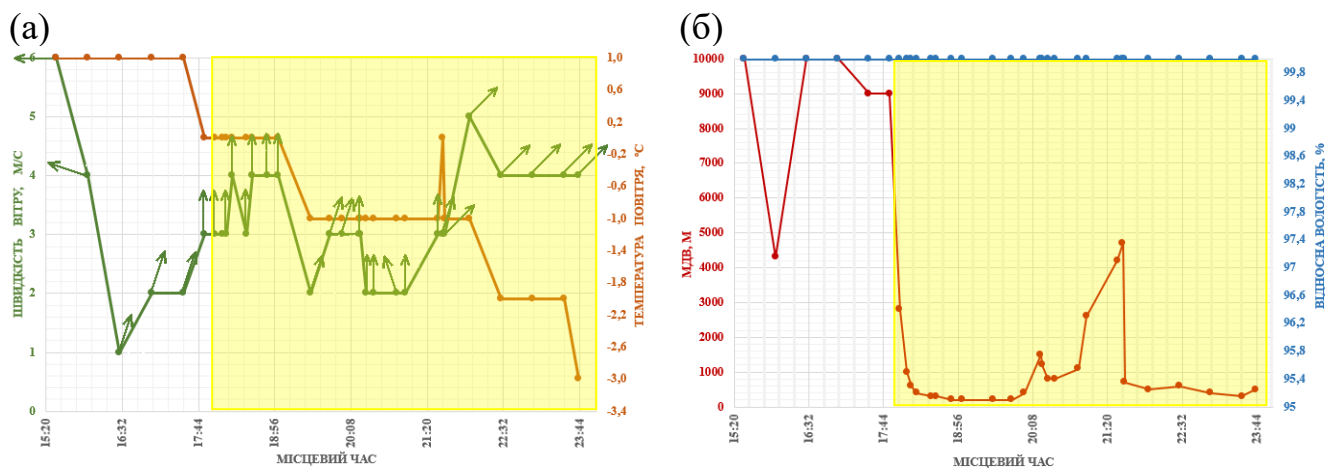


Рисунок 3.6 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру (а) й зміна відносної вологості (синя суцільна лінія) і дальності видимості (червона суцільна лінія) біля поверхні землі (б) впродовж формування й існування туману. Жовтим кольором виділено час існування туману

На рис. 3.7 представлено аналіз синоптичної ситуації за 00 UTC 17 січня 2018 р., з якого можна побачити, що територія південної України знаходиться під передньою частиною улоговини, яка розповсюджується від глибокого циклону з центром над Північним морем. В передній частині улоговини спостерігаються південні і південно-східні вітри, які сприяють надходженню теплого волого повітря з акваторії моря. Синоптична ситуація для адвективного туману є схожою з синоптичною ситуацією, що має місце при утворенні низької суцільної хмарності.

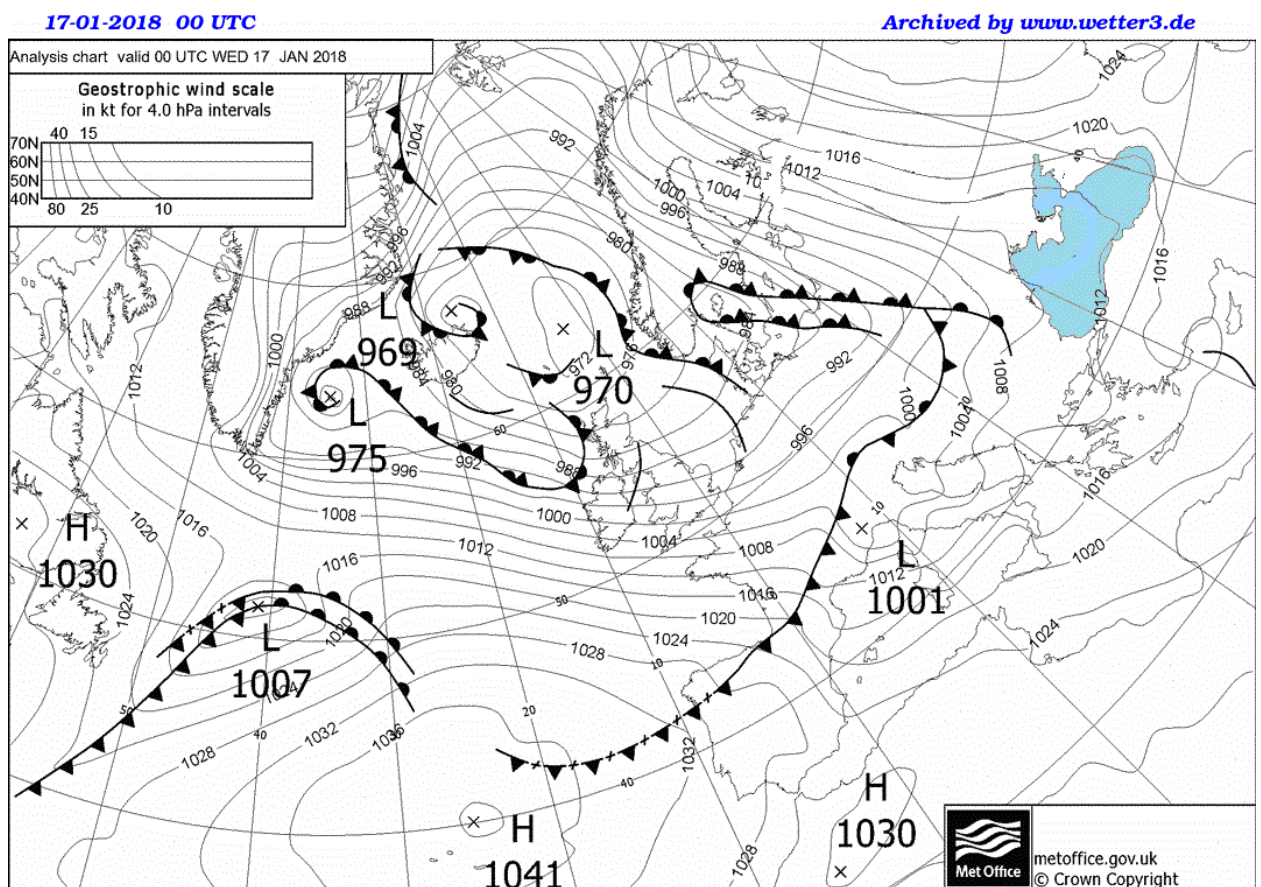


Рисунок 3.7 – Приземна карта за 00 UTC 17 січня 2018 р.

Туман вертикальною протяжністю 156 м сформувався під потужним шаром інверсії, товщина якої сягає 797 м, а перепад температур не перевищує 3.0°C, а формування туману обумовлено низькою висотою нижньої межі інверсії на відміну від випадку з шаруватою хмарністю, де інверсія сформувалась на висоті 515 м. В інверсії і над нею спостерігається досить

низька вологість повітря, що вказує на те, що вона утворена не тільки внаслідок охолодження шару повітря біля поверхні землі, але й також завдяки осадженню повітря вище граничного шару. Вітер на висотах у граничному шарі мав східний-південно-східний напрям, що свідчить про переміщення теплого волого повітря в усьому граничному шарі.

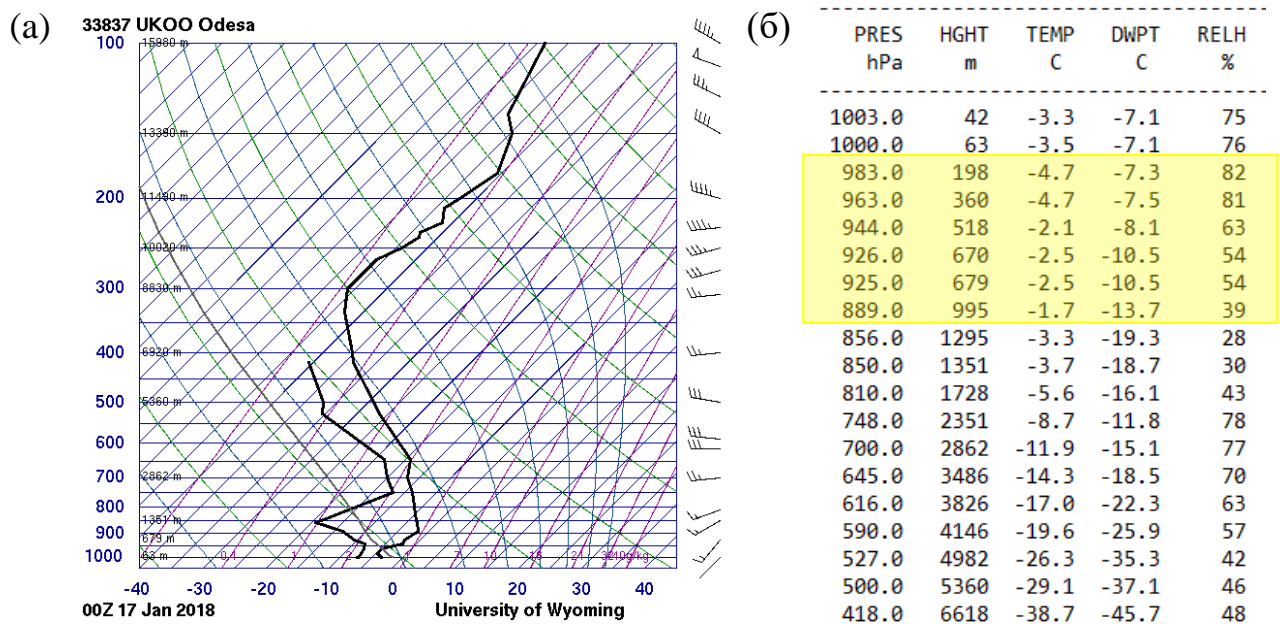


Рисунок 3.8 – Дані радіозондування за 00 UTC 17 січня 2018 р. для м. Одеса. Шар інверсії виділено жовтим кольором

На рис. 3.9 надано супутникові знімки хмарності на початку та наприкінці існування туману. RGB зображень Night_Microphysics використовуються для виявлення зон туманів й низької хмарності вночі. Зонам теплих тонких туманів/низьких хмар з дрібними краплями на цих знімках відповідає голубий колір. Області з голубувато-зеленим кольором мають місце у випадках холодних потужних туманів/низьких хмар, більш зеленуваті відтінки відповідають дрібним краплям, але рожеві – крупним. На зображеннях Night_Microphysics тумани і низька хмарність виявляються краще, ніж на знімках 24h_Microphysics. Проте найбільшою перевагою знімка 24h_Microphysics є те, що їх можна залучати для аналізу як денної, так і нічної хмарності. Окрім того, на таких знімках тумани і низькі шаруваті хмари можна виділити взимку легше, ніж на зображеннях Night_Microphysics.

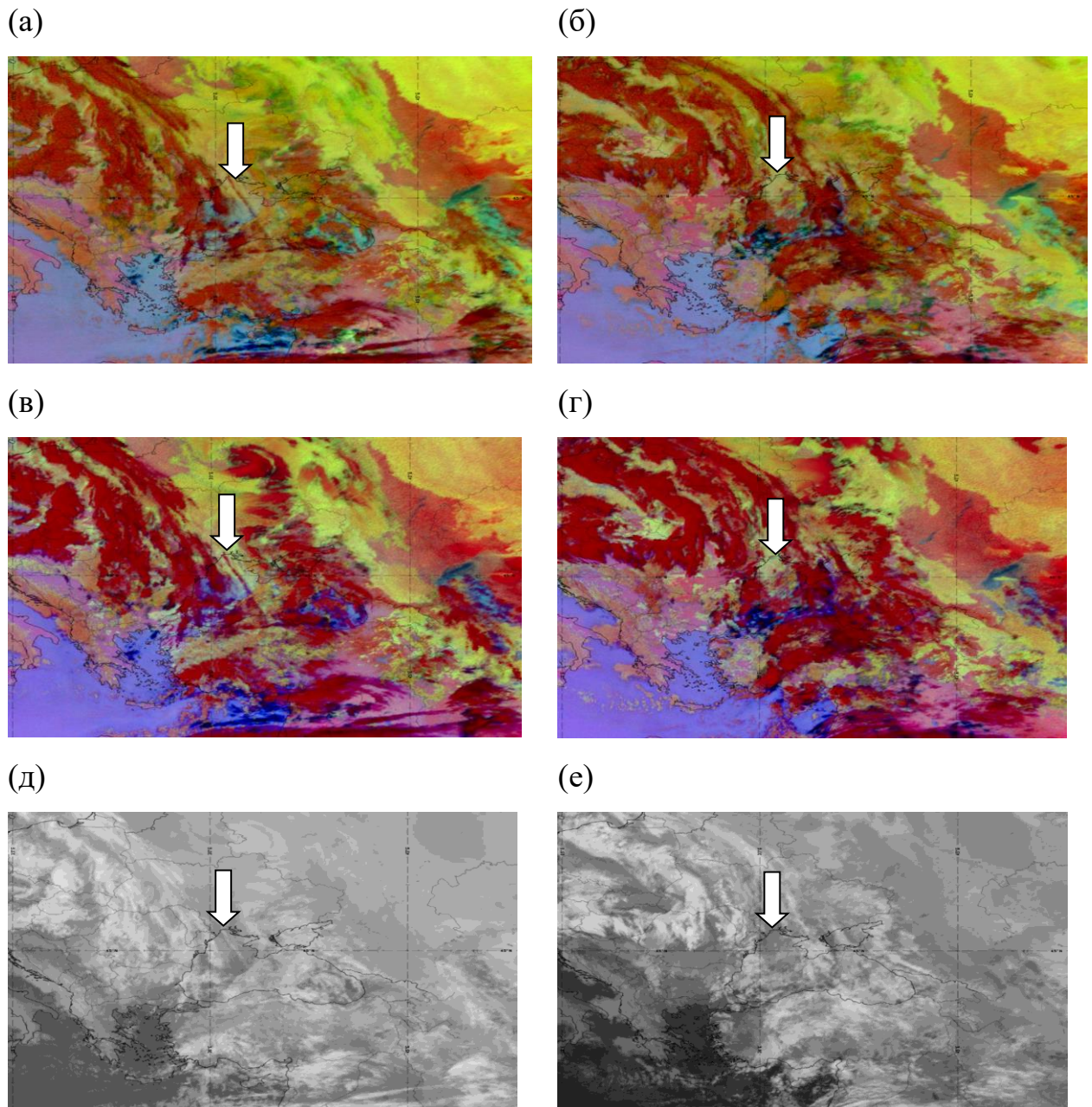


Рисунок 3.9 – RGB-знімки 24-hour microphysics за 18 UTC 16.01 (a) і 00 UTC 17.01 (б), RGB-знімки night microphysics 18 UTC 16.01 (в) і 00 UTC 17.01 (г), RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 18 UTC 16.01 (д) і 00 UTC 17.01 (е). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса

На обох типах знімків у випадку адвективного туману можна легко виявити області, які відповідають туману. Туман є досить тонкий з дрібними краплями.

На знімках з використанням каналу IR 10.8 досить важко іноді відрізнити тумани від навколишнього середовища, оскільки дуже часто їх температури не набагато нижчі за температуру підстильної поверхні.

3.3 Епізод з туманом змішаного типу

Розглянемо випадок зі складним туманом, який мав місце з 22 год. 30 хв. 9 грудня до 11 год. 10 хв. 11 грудня 2018 р.

З огляду на хід метеорологічних величин (рис. 3.10 а,б) за декілька годин до початку туману і під час існування туману можна побачити, що формування туману розпочиналось як туману радіаційного типу: швидкість вітру не перевищувала 2 м/с, а до початку туману мав місце штиль, за годину до початку туману спостерігалось ясне небо, що сприяло додатковому вихолодженню, внаслідок якого температура повітря знижується протягом 3 год. на 3°C. Протягом всього туману відносна вологість повітря була незмінною і сягала 100%. Формується туман в улоговині глибокого циклону з центром над Балтійським морем (рис. 3.10 в), але над півднем України спостерігається малоградієнтне поле тиску, яке і сприяє встановленню безвітряної погоди. Циклон з центром над Балтійським морем знаходиться в стадії оклюдування і починає заповнюватись: з 00 UTC 10 грудня по 00 UTC 11 грудня 2018 р. тиск в центрі циклона зріс на 11 гПа (рис. 3.10 г), в улоговині, яка від нього поширюється, формується над західною частиною Чорного моря циклон, стає самостійним центром, якій входить в систему “старого” циклону, і швидко оклюдується. Над південною частиною України знаходиться малоградієнтне поле між цими двома циклонами, проте “молодий” циклон разом з фронтальною системою пересувається на південні райони.

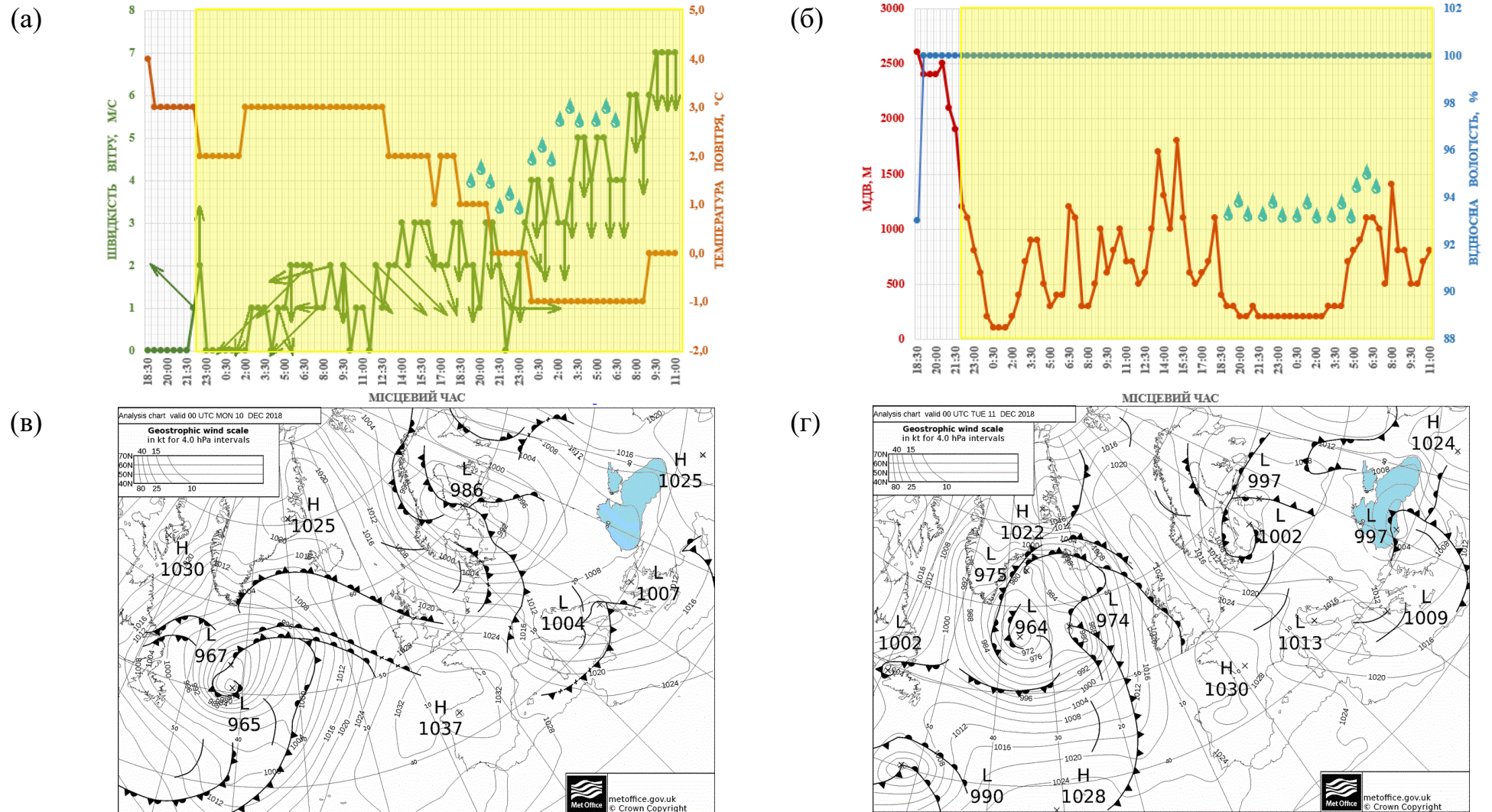


Рисунок 3.10 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру (а), зміна відносної вологості (синя суцільна лінія) і дальності видимості (червона суцільна лінія) біля поверхні землі (б) впродовж формування й існування туману. Приземні карти за 00 UTC 10 (в) і 11 (г) грудня 2018 р

Таким чином туман, який сформувався внаслідок дії радіаційного вихолодження, посилюється вночі, але вдень починає розсіюватись, оскільки температура підвищується і зростає швидкість вітру, через що з 13 год. 30 хв. до 15 год. 30 хв. туман практично зникає, але знову посилюється через інтенсивну адвекцію холоду (рис. 3.10 а) і поширення хмарності від фронту оклюзії туман. Хмарність фронту оклюзії підживлюється вологою з акваторії моря і, поширюючись на південні райони України, стикається з холодним повітрям, що сприяє розвитку хмар нижнього ярусу.

Ці висновки також підтверджуються не тільки ходом метеорологічних величин і гідрометеврів впродовж існування туману (рис. 3.10 а,б), але й даними радіозондування (рис. 3.11) і супутниковими знімками (рис. 3.12-3.14).

Дані радіозондування вказують на потужну інверсію товщиною 730 м, нижня межа якої знаходиться на висоті 183 м, а перепад температур становить 2,9°C. Вище 700 гПа спостерігається вітер південно-західного напрямку, а нижче північні і північно-східні вітри. Тип інверсії не характеризується яскраво вираженою сухістю і вказує на те, що повітряна маса зазнала впливу приземного охолодження і перемішування.

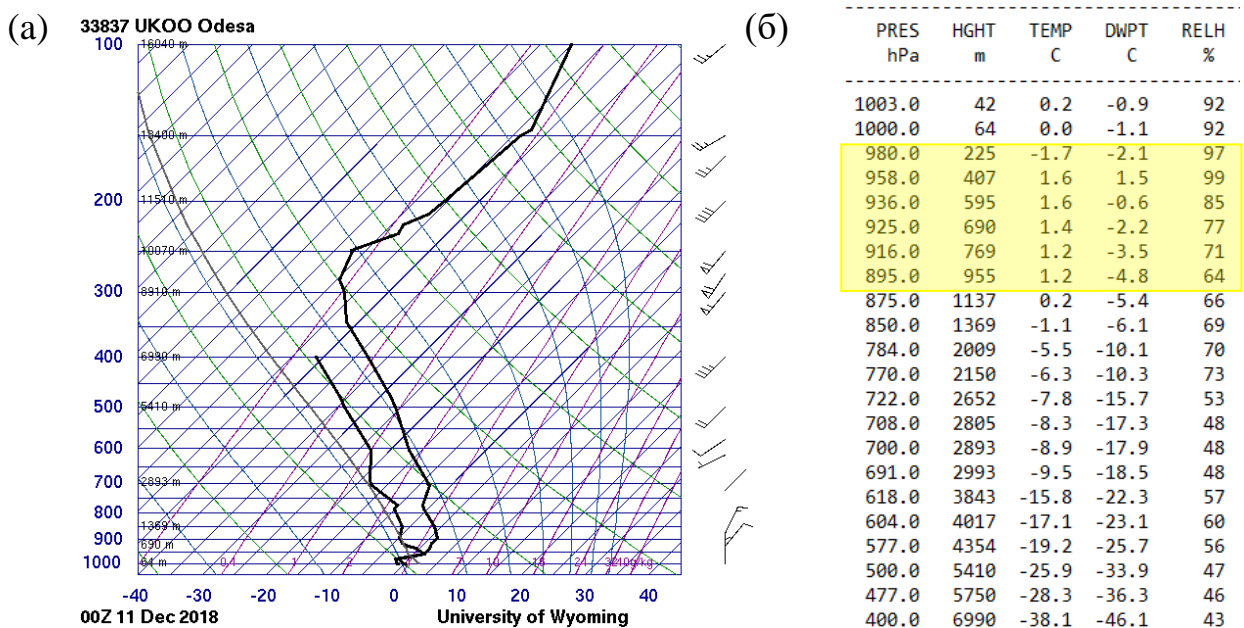


Рисунок 3.11 – Дані радіозондування за 00 UTC 11 грудня 2018 р. для м. Одеса. Шар інверсії виділено жовтим кольором

На зображеннях хмарності 24-hour microphysics (рис. 3.12) можна побачити область зеленого кольору, яка відповідає холодному тонкому туману з дрібними краплями на початку формування туману (рис. 3.12 а) і за 12 год (рис. 3.12 б). В другій половині існування туману можна побачити насування потужної кристалічної хмарності.

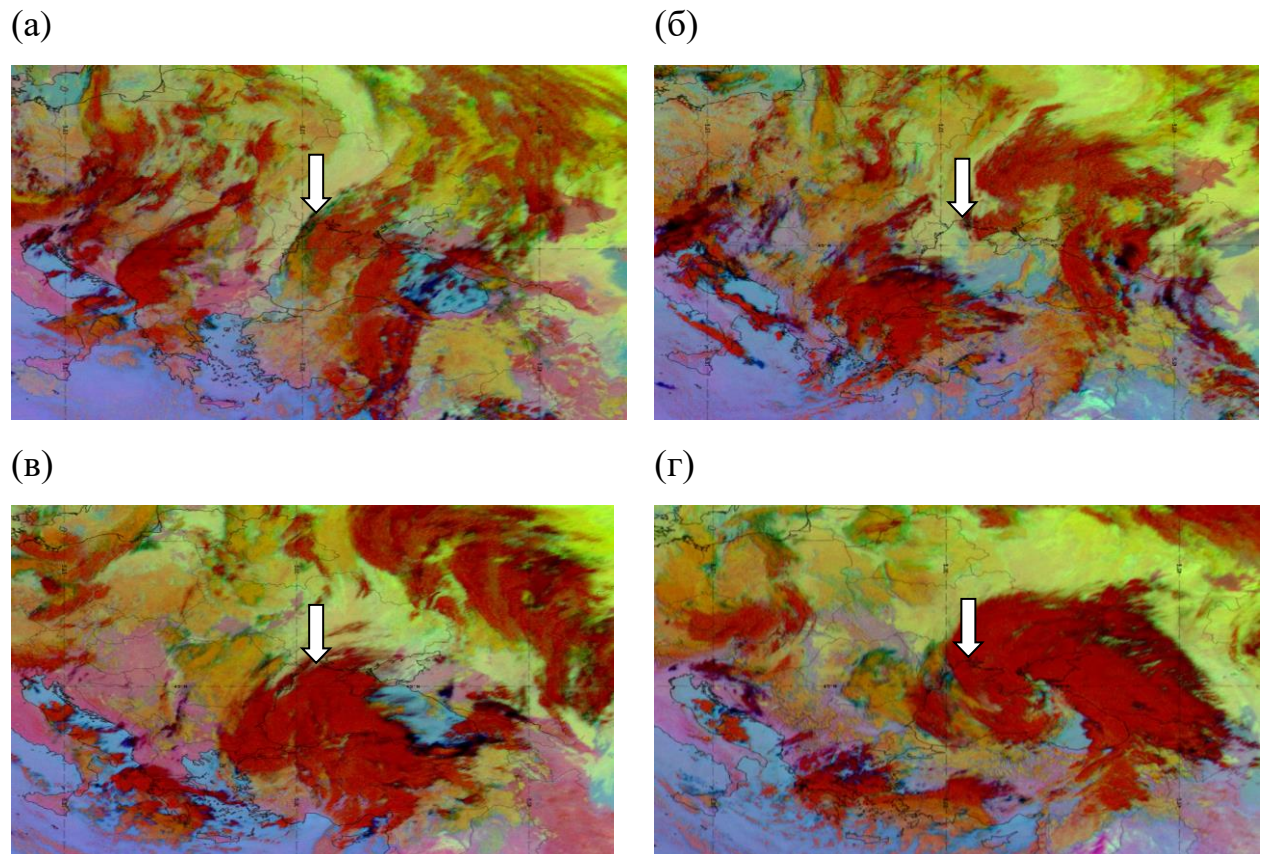


Рисунок 3.12 – RGB-знімки 24-hour microphysics за 00 UTC 10.12 (а), 12 UTC 10.12 (б), 00 UTC 11.12 (в), 12 UTC 11.12 (г). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса

На рис. 3.13 представлені супутникові знімки night microphysics і Natural Colours. RGB знімки Natural Colours надають найкраще уявлення про хмарність в денні години і туман/низьку хмарність на них виявляється областями сірого кольору, якщо вони містять краплі води. Потужним кристалічним хмарам на цих знімках відповідають області зелено-голубого кольору. З 00 год до 12 год. 10 грудня на цих знімках можна побачити зону туману (рис. 3.13 а,б).

А вже в наступну добу насувається потужна хмарність з кристалічною структурою.

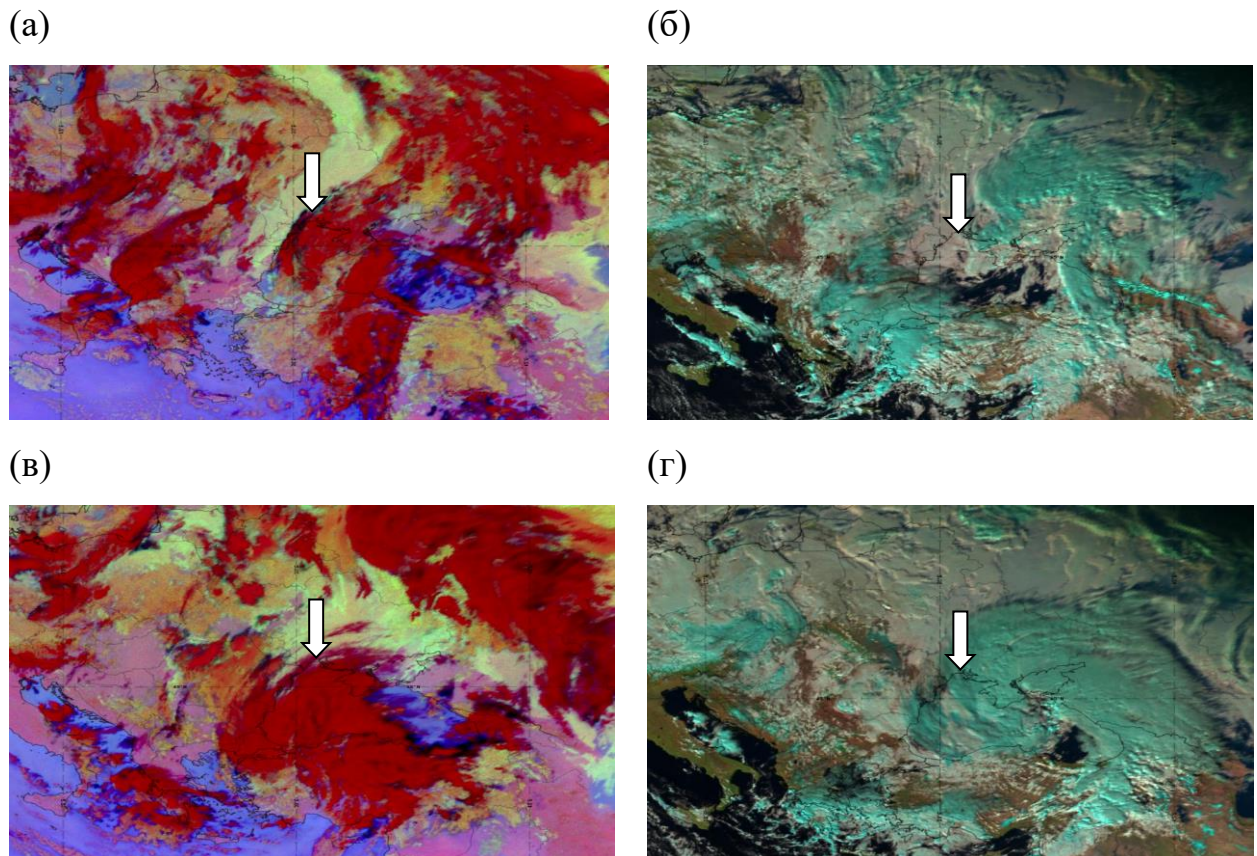


Рисунок 3.13 – RGB-знімки night microphysics за 00 UTC 10 (а) і 11 грудня (в), знімки Natural Colours за 12 UTC 10 (б) і 11 грудня (г). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса

Знімки RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 і Enhanced IR 10.8 вказують на туман о 12 год. 10 грудня (рис. 3.14 б) і на формування хмарності нижнього і середнього ярусу в шарі інверсії (рис. 3.14 в) впродовж наступного періоду, з якої починає випадати мряка. Завдяки випадінню мряки туман також підсилюється (на рис. 3.10 б) можна побачити, що саме в період, коли випадає мряка спостерігається найгірша видимість, тобто туман стає дощовим. Найчастіше туман утворюється в опадах, які випадають з більш теплого повітря вгорі через шар більш холодного повітря більш поверхні землі (рис. 3.11). Таким чином, краплі, що випадають будуть трохи тепліше за навколишнє повітря, крізь яке вони падають. За деякий час повітря досягне стану насичення і водяна пара почне конденсуватись на

ядрах конденсації, внаслідок чого нижня межа хмарності переміщуватиметься донизу.

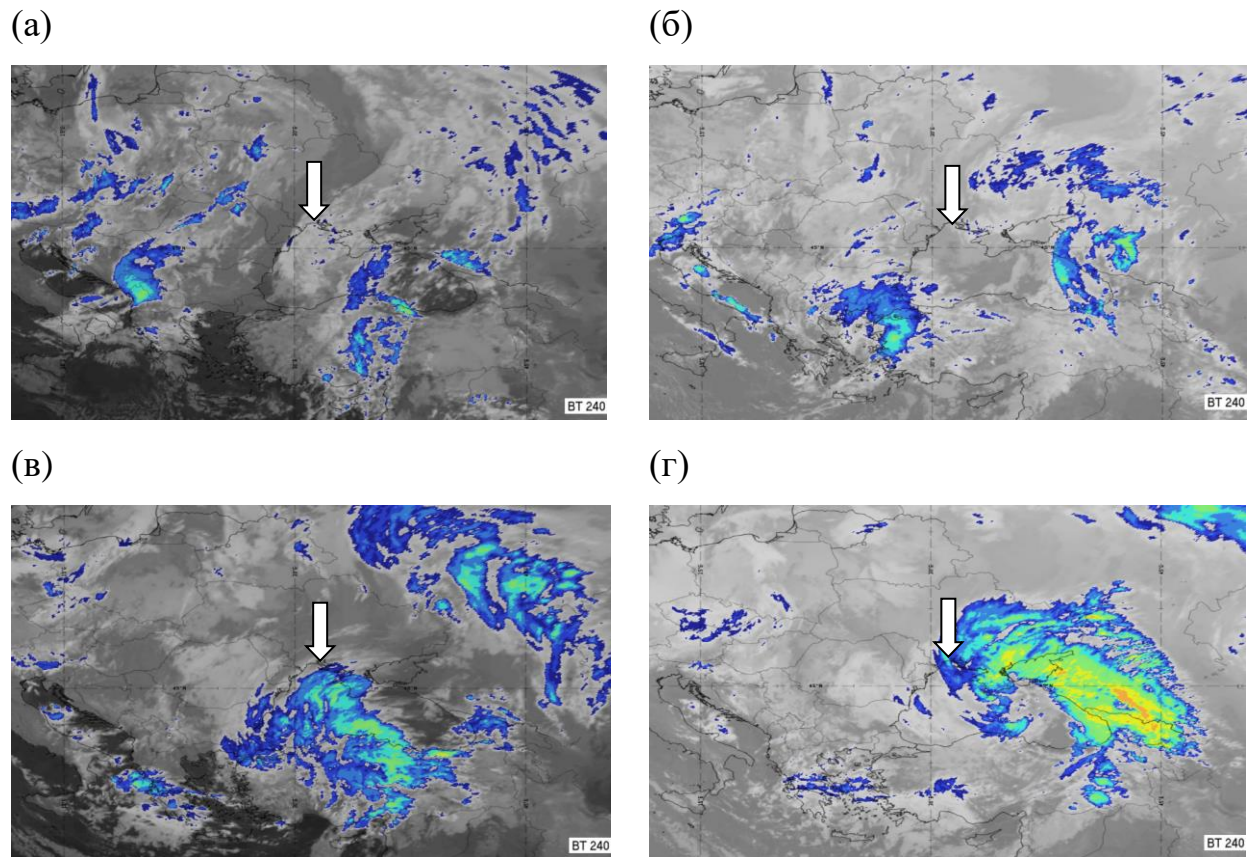


Рисунок 3.14 – RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 і Enhanced IR 10.8 за 00 UTC 10.12 (а), 12 UTC 10.12 (б), 00 UTC 11.12 (в), 12 UTC 11.12 (г). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса

Хмарність фронту оклюзії продовжує пересуватись на південні райони України, підсилюючись вологістю з акваторії Чорного моря. І на RGB-знімку з використанням каналу IR 10.8 і Enhanced IR 10.8 за 12 UTC 11 грудня (рис. 3.14 г) можна побачити над м. Одеса потужну хмарність з вершиною, температура якої становить $-30\dots-35^{\circ}\text{C}$. Насування щільної і потужної хмарності фронту оклюзії і підвищення швидкості вітру до 7 м/с розсіюють туман.

3.4 Епізод з туманом, спричиненим опусканням нижньої межі хмарності

Розглянемо епізод з туманом, спричиненим опусканням нижньої межі хмарності, якій тривав з 19 год. 30 хв. 15 лютого до 10 год. 30 хв. 16 лютого 2018 р.

Такі тумани виникають досить часто внаслідок поширення вниз шару шаруватих хмар, які розташовані під нижньою межею температурної інверсії, такі тумани іноді називають також інверсійними.

Головною відмінністю від всіх інших типів туманів – це наявність потужного шару інверсії і шаруватих хмар, які передують утворенню туману і нижня межа яких розташована нижче 1 км і поступово знижується.

На рис. 3.15 б можна побачити, що розподіл відносної вологості коливається для цього туману досить в широких межах від 93 до 100%, що є нехарактерним для туманів інших видів. Це пов'язане з тим що нижня межа хмарності розповсюджується через ненасичений шар повітря, що знаходиться нижче.

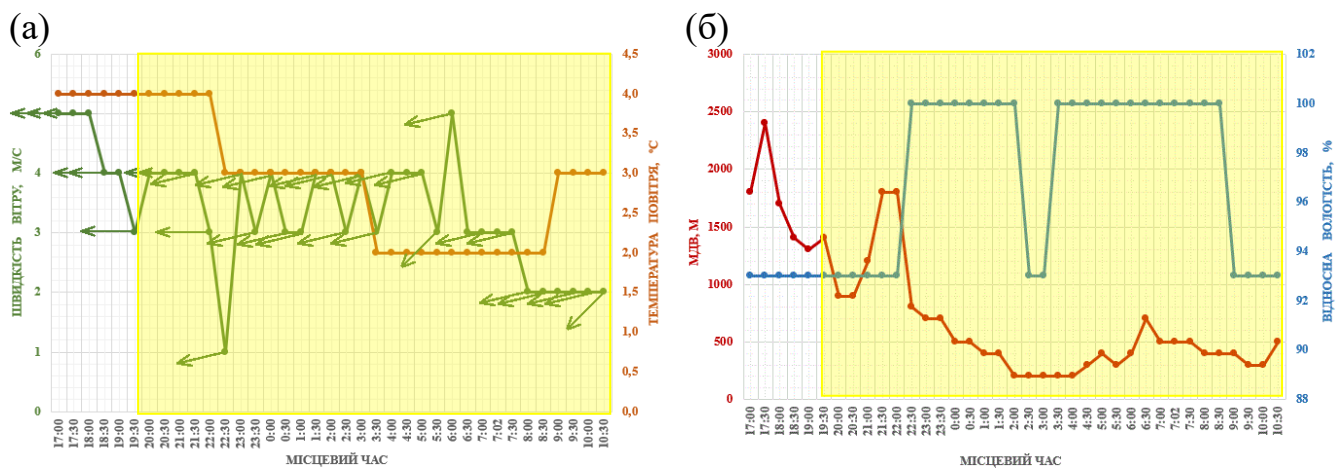


Рисунок 3.15 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру (а) й зміна відносної вологості (синя суцільна лінія) і дальності видимості (червона суцільна лінія) біля поверхні землі (б) впродовж формування й існування туману. Жовтим кольором виділено час існування туману

Швидкість вітру під час такого туману зазвичай вища за 2 м/с для інтенсифікації турбулентного перемішування, а температура хоча і знижується, але під час формування вона практично не знижувалась, що виключає радіаційний фактор формування. Північно-східні і східні вітри не є типовими для розвитку адвективних туманів в м. Одеса, тому адвективний фактор також не впливає на утворення цього туману.

Радіозонд також є нетиповим для всіх інших видів туману. Дуже потужна і глибока інверсія, товщина якої становить 841 м, а перепад температур на її межах сягає 5.2°C, розташована на висоті 2015 м, що не є характерним при формування інших видів туману. Зазвичай тумани формуються у нижньому шарі товщиною 200 м. В даному випадку під шаром інверсії розташована шарувата хмарність і тому шар інверсії знаходиться на такій висоті. Нетиповим є не тільки потужний шар інверсії, а й потужний теплий шар, якій постягається вище верхньої межі граничного шару (аж до 2015 м). Що свідчить про великому дефіциті водяної пари на висотах про інверсію опускання і тривале нагрівання повітря внаслідок адиабатичного нагрівання.

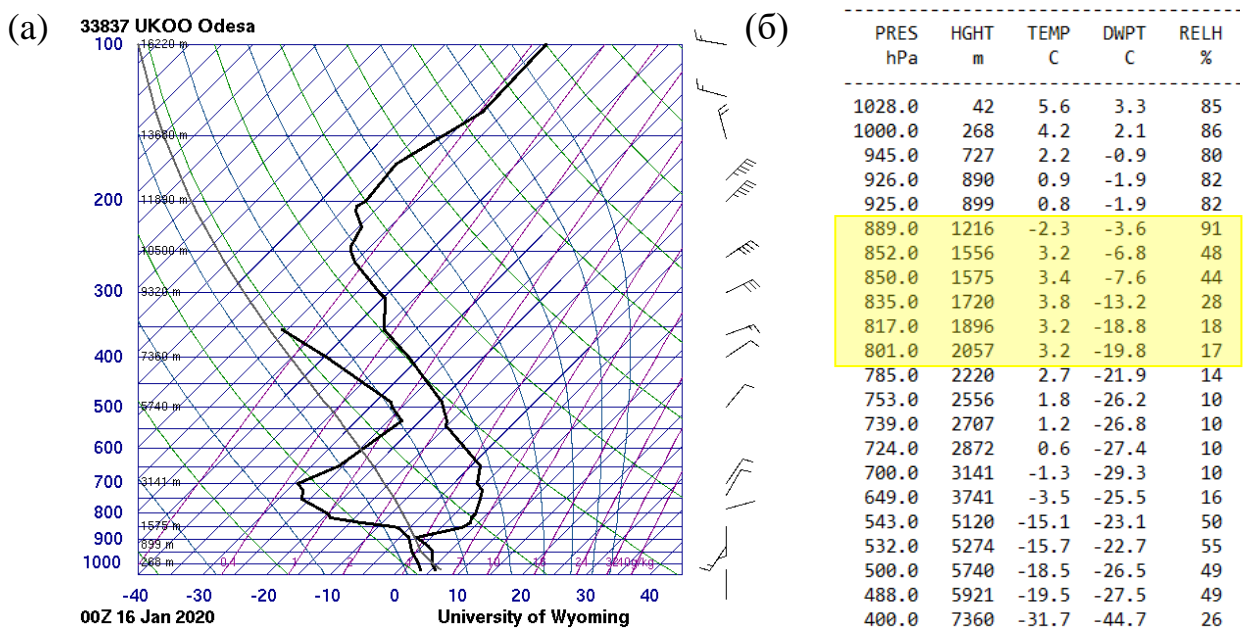


Рисунок 3.16 – Дані радіозондування за 00 UTC 16 лютого 2018 р. для м. Одеса. Шар інверсії виділено жовтим кольором

Ці міркування підтверджуються синоптичною ситуацією, аналіз якої можна побачити на рис. 3.17. Можна побачити, південні регіони України знаходяться під впливом гребеня, якій поширюється зі сходу на захід від дуже інтенсивного антициклону, тиск в центрі якого сягає більше 1040 гПа. Це свідчить про інтенсивні низхідні рухи, які пов'язані з цією областю підвищеного тиску. Ситуація, яка розглядається, є досить типовою. Тумани, спричинені опусканням нижньої межі хмарності, найчастіше спостерігаються саме в розвинених антициклонах при напівпостійній інверсії опускання.

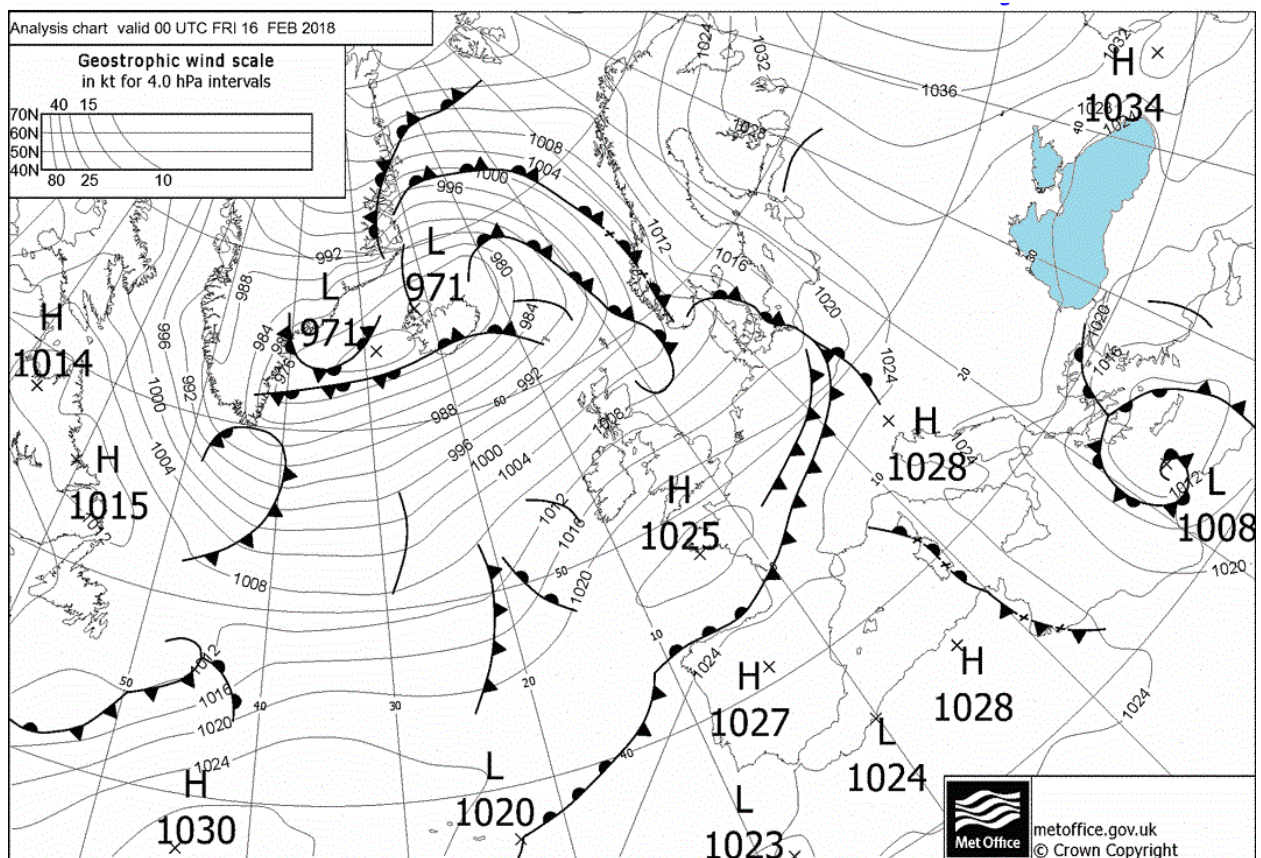


Рисунок 3.17 – Приземна карта за 00 UTC 16 лютого 2018 р.

На всіх супутникових знімках туман, якій розглядається, досить добре виявляється (рис. 3.18-3.19). На RGB-знімках 24-hour microphysics можна побачити досить велику область зеленувато-жовтого кольору, що відповідає туману. Такий великий розмір області можна пояснити мабуть великою площею, охопленою низхідними рухами.

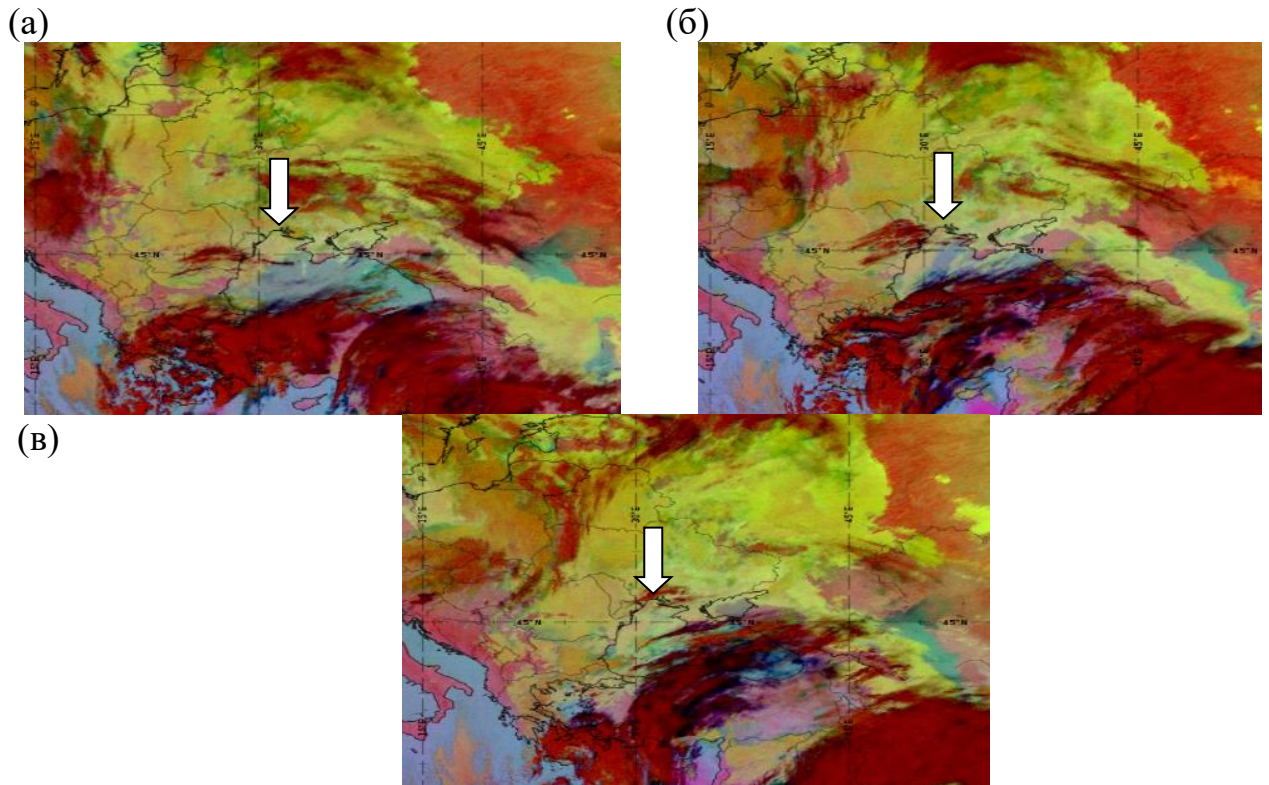


Рисунок 3.18 – RGB-знімки 24-hour microphysics за 18 UTC 15.02 (а), 00 UTC 16.02 (б), 06 UTC 16.02 (в). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса [7]

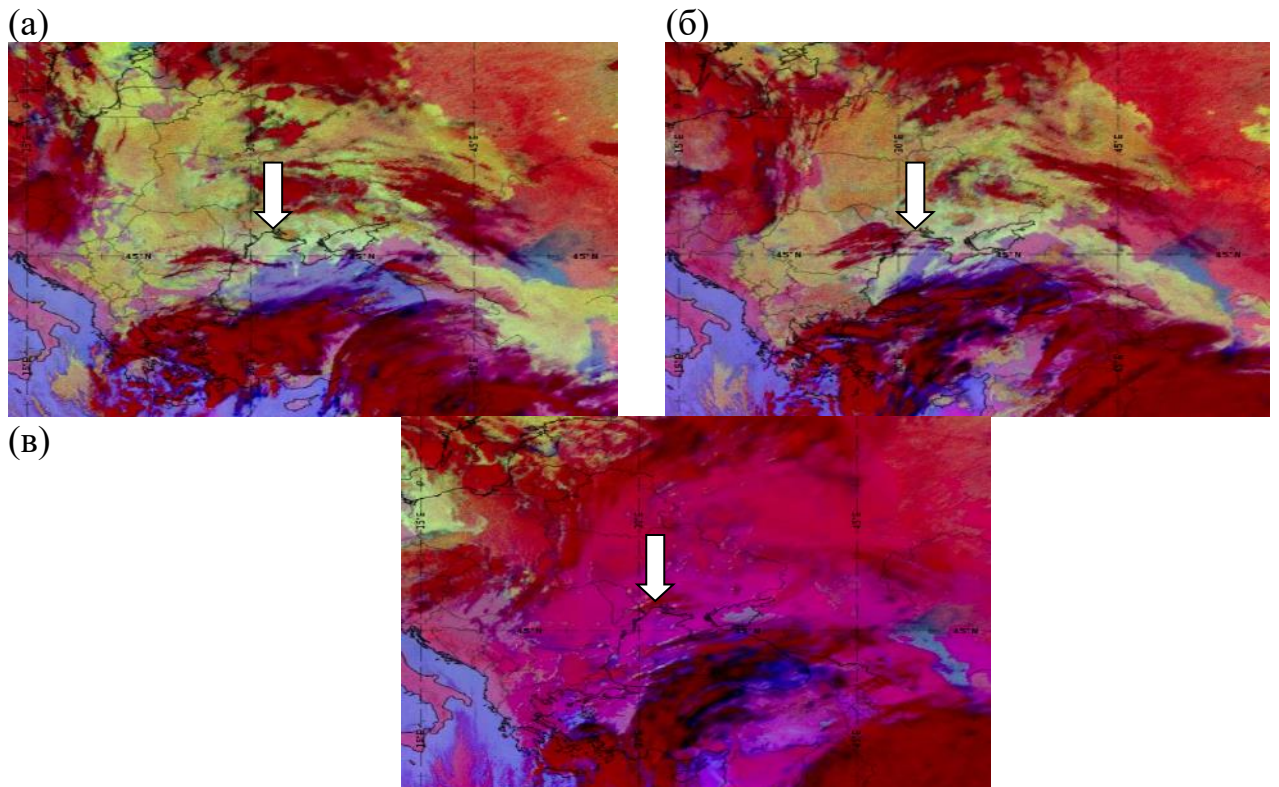


Рисунок 3.19 – RGB-знімки night microphysics за 18 UTC 15.02 (а), 00 UTC 16.02 (б), 06 UTC 16.02 (в). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса

На RGB-знімках night microphysics область туманів виділена зеленуватим кольором, якій свідчить про потужний туман, якій містить дрібні краплі. Але надалі туман починає ставати більш щільним і містить вже не тільки дрібні, але і крупні краплі, про що свідчить рожевий колір, якій з'являється на рис. 3.19 б. На останньому знімку (рис. 3.19 в) виявити туман неможливо, оскільки туман затягнуло запоною перистих хмар, яким на RGB-знімках night microphysics відповідає насичений фіолетовий колір, що підтверджується і RGB-знімом з використанням каналу IR 10.8 (рис. 3.20 в), на якому можна бачити білу запону, яка свідчить про тонкі високі хмари, в південних областях України.

За допомогою RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 досить важко виділити області туманів, оскільки температура низької шаруватої хмарності і туманів практично не відрізняється від температури підстильної поверхні вільної від хмар (рис. 3.20).

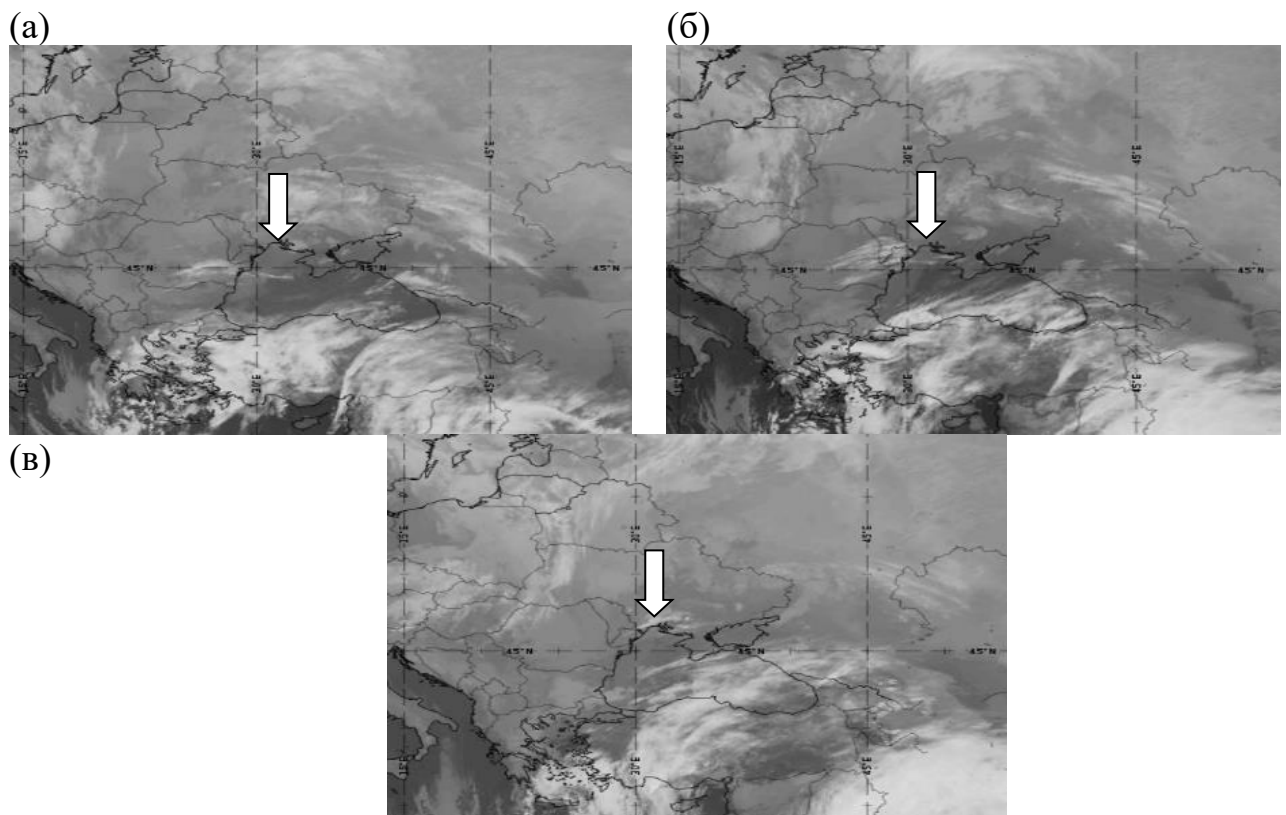


Рисунок 3.20– RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 за 18 UTC 15.02 (а), 00 UTC 16.02 (б), 06 UTC 16.02 (в). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса

3.5 Епізод з туманом адвективно-радіаційного типу

Даний туман спостерігався вночі 12 листопада 2017 р. і його тривалість становила 6 год. 15 хв.

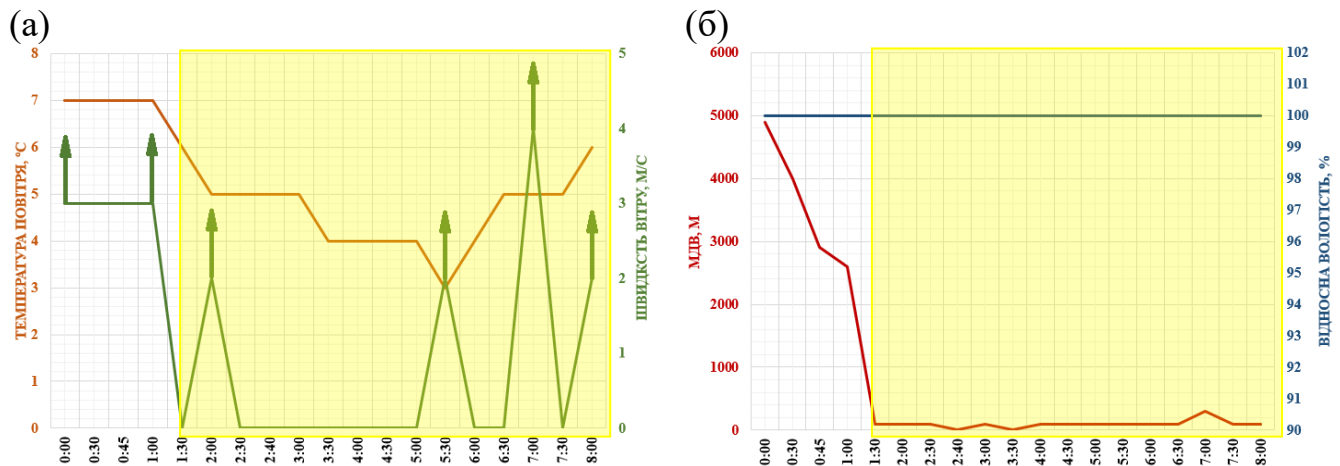


Рисунок 3.21 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру (а) й зміна відносної вологості (синя суцільна лінія) і дальності видимості (червона суцільна лінія) біля поверхні землі (б) впродовж формування й існування туману. Жовтим кольором виділено час існування туману

Туман може бути віднесений до адвективно-радіаційного типу, оскільки, як можна бачити з (рис. 3.21), на якому показано хід температури повітря і швидкості вітру до і під час явища, маючи всі ознаки радіаційного туману: формування вночі, швидкість вітру менша за 2 м/с, зниження температури до і під час туману на декілька градусів, сформувався він перед холодним фронтом, де спостерігалась інтенсивна адвекція теплого вологого повітря з Чорного моря.

Радіаційний характер туману підтверджується також вертикальним розподілом температури, на якому можна бачити (рис. 3.22) потужний інверсійний шар, що сприяє формуванню радіаційних туманів.

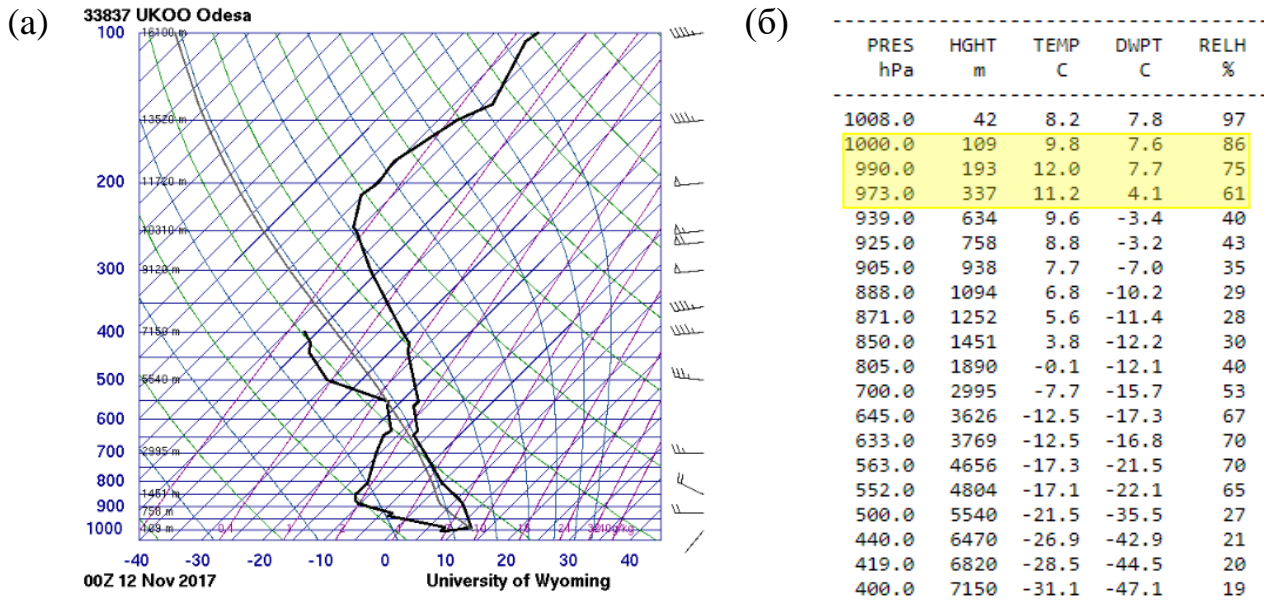


Рисунок 3.22 – Дані радіозондування за 00 UTC 12 листопада 2017 р.

Як можна бачити з інфрачервоних знімків (рис. 3.23 а), на яких район зародження туману показаний жовтою стрілкою, через незначну різницю температури туману і підстильної поверхні вночі і через, туман важко виділити на знімку.

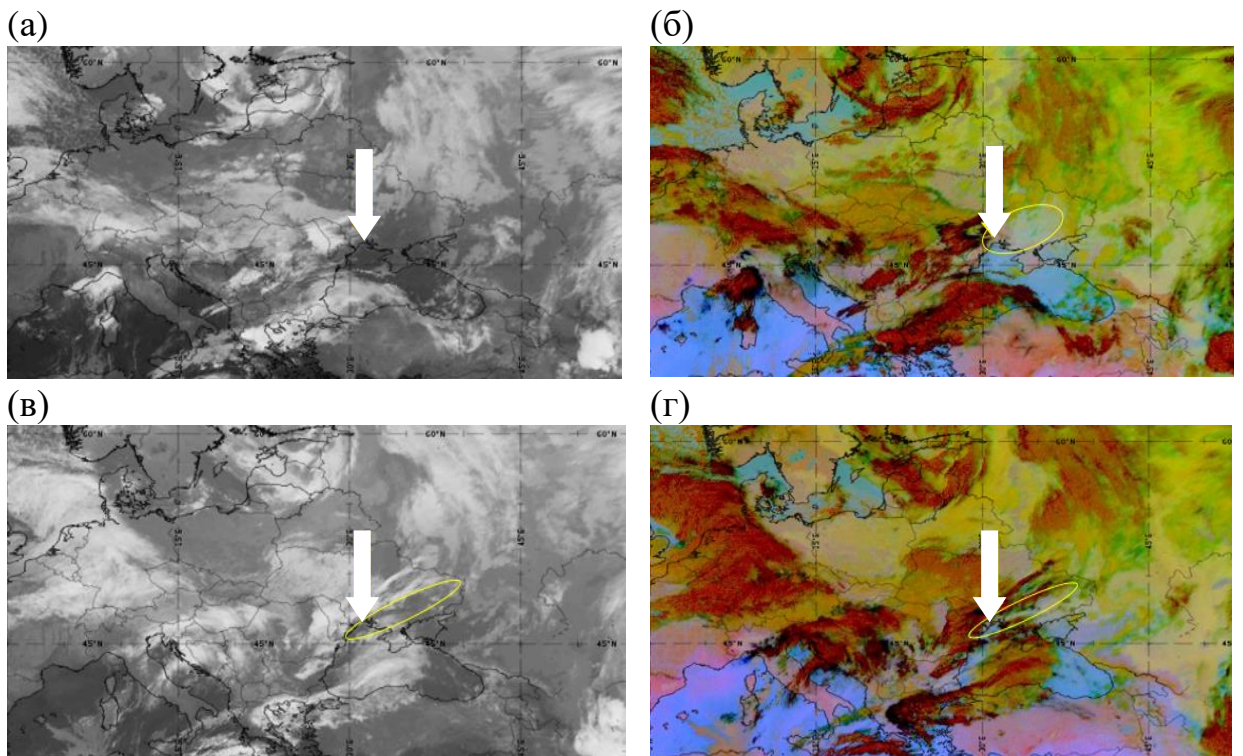


Рисунок 3.23 – Інфрачервоні знімки на початку (а, б) та наприкінці (в, г) туману за 00 та 06 UTC відповідно, 12 листопада 2017 р. [4]

З цієї причини досить часто залучають супутникові знімки з використанням інших каналів (рис. 3.23 б). На якому, можна побачити зону туману виділену сірувато-зеленуватим кольором.

Наприкінці явища потужна фронтальна хмарність зсувається на захід і розсіює туман, що простежується на (рис. 3.23 в,г).

ВИСНОВКИ

Особливості річного та добового ходу низької хмарності в аеропорту м. Одеса виявили найбільшу повторюваність низької хмарності в листопаді, а також в зимові місяці з максимумом повторюваності в усі сезони, крім літа, у вечірні або нічні години, і мінімумом - в післяполудневі години. Влітку суцільна низька хмарність реєструється вкрай рідко: максимум повторюваності становить 2% і доводиться на ранкові години. Річний хід туманів показав найбільшу повторюваність в грудні і січні і яскраво виражений добовий хід, характерний у всі сезони, з максимальною появою туману в нічні і передранкові години.

На основі метеорологічної інформації було зроблено первинне розділення різних видів туманів.

Стандартна метеорологічна інформація дає змогу отримати досить надійні характеристики для розділення видів туманів і низької шаруватої хмарності такі як швидкість і напрямок вітру, температура і вологість повітря, вид хмарності, що передуює явищу.

Тумани і низька хмарність досить добре виявляються за допомогою RGB супутникових знімків в яких використовуються канали IR 12 - 10.8 (червоний), IR 10.8 - 3.9/8.7 (зелений) і IR 10.8 (блакитний). Для висновків щодо можливості розділення видів туманів за допомогою супутникової інформації необхідно накопичення статистично значущої вибірки.

Дослідження вертикальної структури атмосфери показало, що всі епізоди туману і низької хмарності супроводжувались інверсіями двох типів: інверсією опускання і інверсією, для якої є характерним охолодження від підстильної поверхні і турбулентне перемішування. Для розділення туманів можна використовувати не тільки тип стратифікації, але й статистичні характеристики шарів інверсії, підінверсійних шарів, теплих і холодних шарів.

Синоптичний аналіз допомагає в розділенні явищ, але для отримання об'єктивних і надійних оцінок предикторів на підставі синоптичного аналізу його необхідно доповнити гідродинамічним аналізом.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 612 с.
2. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 312 с.
3. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 510 с.
4. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 652 с.
5. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. – Научно-методическое пособие. М., 2016. -310 с.
6. http://www1.wetter3.de/archiv_gfs_dt.html
7. http://eumetrain.org/ePort_MapViewer/index.html
8. <http://www.eumetrain.org/>
9. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
10. ICAO environmental report 2016. Aviation and climate change. <https://www.icao.int/environmental-protection/Pages/ENV2016.aspx>.
11. Michaelides, S. and Gultepe, I. (Eds.): Short range forecasting methods for fog, visibility and low clouds, Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg, 2008.
12. Stolaki S.N., S. A. Kazadzis, D. V. Foris, and Th. S. Karacostas Fog characteristics at the airport of Thessaloniki, Greece. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9, 1541–1549, 2009.
13. Tardif, R., & Rasmussen, R. M. (2007). Event-based climatology and typology of fog in the New York City region. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 46, 1141-1168. doi:10.1175/JAM2516.1
14. Warren, S. G., R. Eastman, and C. J. Hahn, 2007: A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971–1996. J. Climate, 20, 717–738, doi:10.1175/JCLI4031.1.
15. Warren, S. G., C. J. Hahn, J. London, R. M. Chervin, and R. L. Jenne, 1986: Global distribution of total cloud cover and cloud types over land. NCAR Tech. Note NCAR/TN2731STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 29 pp. + 200 maps.
16. Wood, R., 2012: Stratocumulus Clouds. Monthly Weather Review, 140, pp. 2373-2423, DOI: 10.1175/MWR-D-11-00121.1
17. Wylie, D., 2008: Diurnal cycles of clouds and how they affect polar-orbiting satellite data. J. Climate, 21, 3989–3996, doi:10.1175/2007JCLI2027.1.