

УДК 551.576.515.8

## МЕЗОМАСШТАБНІ ТА МІКРОФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ СМУГ ХМАР ТА ОПАДІВ ФРОНТАЛЬНОЇ СИСТЕМИ ЦИКЛОНУ ВИБУХОВОГО ПОГЛИБЛЕННЯ НАД АНТАРКТИЧНИМ ПІВОСТРОВОМ

С.В. Краковська, Г.М. Пірнач

Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут, Проспект Науки 37, Київ, 03028, Україна

[KraSvet@antarctida.kiev.ua](mailto:KraSvet@antarctida.kiev.ua), [hanna@ozsol.kiev.ua](mailto:hanna@ozsol.kiev.ua)

**Реферат.** Головною метою даної роботи було дослідження глибокої депресії по типу циклону вибухового поглиблення, що спричинив складні погодні умови з небезпечними метеорологічними явищами та сильними опадами над Антарктичним півостровом 01-02.04.98 р. Для дослідження процесів утворення та розвитку переохолоджених фронтальних смуг хмар та опадів цього циклону були використані розроблені авторами чисельні моделі, адаптовані до специфічного району з обмеженою кількістю як початкових даних, так і даних для верифікації моделі. Для аналізу синоптичної ситуації та одержання початкових даних використовувалися карти Чилійського бюро погоди, метеорологічні дані станції Академік Вернадський і дані радіозондувань станції Беллінсгаузен. Результати тривимірного діагностичного моделювання були початковими для одновимірної прогностичної моделі з деталізованою мікрофізикою, в якій обчислювались процеси нуклеації, конденсації, замерзання і коагуляції дощових крапель та кристалів з хмарними краплями. Мікрофізична модель була модифікована таким чином, що з плином часу бралися нові початкові профілі термодинамічних характеристик в залежності від напрямку та швидкості руху повітряної маси над початковою точкою розрахунків. Було розглянуто два треки, які перетинали фронтальні смуги хмар та опадів, а також проведена серія експериментів з дослідження залежності інтенсивності опадів рідкої та твердої фази від концентрацій ядер конденсації та сублімації. Було показано, що опади твердої фази значно більш чутливі до зміни концентрацій ядер, ніж рідкі опади. Моделювання також показали, що фронтальні хмари, що рухаються з південної частини Тихого океану в західну Антарктику, за певних умов можуть накопичувати значні запаси вологи, що може спричинити сильні опади.

**Мезомасштабные и микрофизические свойства полос туч и осадков фронтальной системы циклона взрывного углубления над Антарктическим полуостровом.** С.В. Краковская, А. М. Пирнач

**Реферат.** Главной целью работы было исследование глубокой депрессии по типу циклона взрывного углубления, который вызвал сложные погодные условия с опасными метеорологическими явлениями и сильными осадками над Антарктическим полуостровом 01-02.04.98 г. Для исследования процессов образования и развития переохлажденных фронтальных полос туч и осадков этого циклона были использованы разработанные авторами численные модели, адаптированные к специфичному району с ограниченным количеством как начальных данных, так и данных для верификации модели. Для анализа синоптической ситуации и получения начальных данных использовались карты Чилийского бюро погоды, метеорологические данные станции Академик Вернадский и данные радиозондирований станции Беллинсгаузен. Результаты трехмерного диагностического моделирования были начальными для одномерной прогностической модели с детализированной микрофизикой, в которой вычислялись процессы нуклеации, конденсации, замерзания и коагуляции дождевых капель и кристаллов с облачными каплями. Микрофизическая модель была модифицирована таким образом, что с течением времени брались новые начальные профили термодинамических характеристик в зависимости от направления и скорости движения воздушной массы над начальной точкой расчетов. Рассмотрено два трека, которые пересекали фронтальные полосы туч и осадков, а также проведена серия экспериментов по исследованию зависимости интенсивности осадков жидкой и твердой фазы от концентрации ядер конденсации и сублимации. Было показано, что осадки твердой фазы значительно более чувствительны к смене концентраций ядер, чем жидкие осадки. Моделирование также показало, что фронтальные тучи, которые движутся с южной части Тихого океана в западную Антарктику, при определенных условиях могут накапливать значительные запасы влаги, что может вызвать сильные осадки.

**Mesoscale and Microphysical Features of Frontal Rainbands in the Deep Depression of Explosive Cyclone Type over the Antarctic Peninsula.** by Svetlana V. Krakovskaia and Anne M. Pirnach

**Abstract.** The study is focused on the numerical simulation of frontal rainbands associated with a deep depression of the explosive cyclone type, moved over the Antarctic Peninsula from the South Pacific and caused severe weather and heavy precipitation 01-02.04.98. To study the formation and development of supercooled frontal rainbands, the adaptation of previously worked out numerical models to the specific region with limited initial data both for the simulation and verification of the model outputs has been performed. Outputs of 3-D novacasting limited area model (LAM) based on rawinsonde data of Bellingshausen station are used as initial data for 1-D forecasting microphysical model. A set of equations is used to simulate the evolution of the processes of condensation, nucleation, freezing, sedimentation, accretion, collection, etc. Thermodynamical

conditions in the troposphere are continuously updated as the system moved over the initial point in 1-D simulation. Two tracks via the frontal rainbands are studied. The study shows that at the same thermodynamic conditions the liquid phase of the precipitation formed only by coagulation processes less depends on the concentrations, while the solid phase changes dramatically when the concentrations varying, in particular, over the Antarctic Peninsula. The study has pointed extreme values of cloud microphysical empirical parameters and showed that frontal clouds moved from the Pacific to the West Antarctic under certain conditions can accumulate the huge reserve of precipitable moisture that could result in heavy rain and snowfalls.

**Key words:** Antarctic Peninsula, numerical model, frontal rainband, cloud microphysics, cloud condensation nuclei (CCN), ice nuclei (IN)

## 1. Вступ

Хмари та атмосферні опади можуть значно впливати на розподіл енергії на всій нашій планеті. Для Антарктичного материка вивчення процесів утворення хмарності і опадів стає важливою проблемою ще й тому, що атмосферні опади є основним джерелом акумуляції маси антарктичних льодовиків. Однією з головних перешкод у вивченні процесів опадоутворення у тропосфері Антарктики є те, що до цих пір надійних методів для визначення кількості та розподілу по площі атмосферних опадів практично немає завдяки як дуже обмеженій кількості антарктичних станцій, так і відсутності будь-яких даних про опади над океанами навкруги материка. Складність проведення вимірів навіть кількості опадів на антарктичних станціях, не кажучи вже про виміри мікрофізичних параметрів хмар як контактними, так і дистанційними методами, наприклад, з космосу, знову ж таки постає проблемою для льодяного континенту, яка найближчим часом навряд чи буде вирішена. З іншого боку, з поширенням використання для прогнозів погоди та інших цілей моделей загальної циркуляції атмосфери дуже важливо бути впевненим, що ці глобальні моделі коректно репрезентують хмарність та опади, особливо над Антарктикою. Саме для вирішення вище визначених проблем можуть і повинні використовуватися чисельні моделі обмеженого регіону, в тому числі і моделі з деталізованою мікрофізикою, завдяки яким можна вивчати процеси хмаро і опадоутворення в Антарктиці та отримати необхідні характеристики для їх параметризації в глобальних моделях атмосфери.

Спробою наблизитися до розуміння причин опадоутворення над Антарктичним півостровом є робота Turner et al. (1995), де по даних спостережень британської станції Розера, супутникових знімках і синоптичних аналізах Метеорологічної служби Великобританії протягом одного року (з березня 1992 до лютого 1993) визначалося синоптичне походження опадів. Було відзначено, що опади спостерігалися протягом 30% всього часу спостереження і 80% з них були пов'язані з циклонічною діяльністю. Частіше опади спостерігалися на початку і в кінці антарктичного літа в грудні і березні, рідше – в червні. Найбільш вірогідною для опадів є синоптична ситуація, коли фронтальний циклон розташований над морем Белінгаузена. Такій ситуації відповідало 38% всіх зафіксованих випадків опадів і 62% для помірних і сильних опадів.

Головною метою даного дослідження було на конкретному прикладі фронтальних хмар та опадів: (1) адаптувати раніше розроблені авторами чисельні моделі хмар та опадів до специфічного району Антарктики з обмеженою кількістю як початкових даних для ініціалізації моделей, так і даних для верифікації результатів моделювання; (2) побудувати тривимірні діагностичні моделі з регулярними та вкладеними сітками і проаналізувати мезомасштабні властивості фронтальних смуг хмар та опадів для характерного випадку; (3) дослідити вплив концентрацій ядер конденсації та сублимації на інтенсивність опадів рідкої та твердої фази в специфічних умовах Антарктики за допомогою одновимірної прогностичної мікрофізичної моделі. Спираючись на результати британських дослідників (Turner and Thomas, 1994; Turner et al., 1995), для моделювання і вивчення процесів хмаро і опадоутворення над Антарктичним півостровом було вибрано саме характерний випадок проходження глибокої фронтальної депресії по типу циклону вибухового поглиблення з району моря Белінгаузена на початку квітня 1998 року.

## 2. Діагностичне тривимірне моделювання на вкладених координатних сітках

Для дослідження процесів утворення та розвитку переохолоджених фронтальних смуг хмар та опадів цього циклону були використані розроблені авторами чисельні моделі, адаптовані до специфічного району з обмеженою кількістю як початкових даних, так і даних для верифікації моделі. Для аналізу синоптичної ситуації та одержання початкових даних використовувалися карти чилійського бюро погоди, метеорологічні дані станції Академік Вернадський і дані радіозондувань станції Белінсгаузен.

Для отримання більш детальної внутрішньої структури смуг хмар та опадів було проведено чисельне моделювання на вкладених координатних сітках з кроком по горизонтальним осям 10 км. Результати цих моделювань у вигляді полів інтегральної швидкості конденсації (I) представлені на рис.1. Як видно на рис.1, де представлено результати моделювання як з великим, так і з зменшеним кроком, загальний характер розподілу опадів залишився без змін, але виявилися мезомасштабні неоднорідності всередині фронтальних смуг опадів, що цілком закономірно. Отримані смуги опадів при моделюванні на вкладених сітках стали ще більш витягнуті, особливо вздовж осі  $X$ , що також зрозуміло, враховуючи, що початкові дані отримувалися раз на день і тому інтерполювалися на великі відстані головним чином вздовж основного потоку із заходу на схід. Але якщо відкинути ці недоліки, тобто витягнутість смуг вздовж осі  $X$ , то можна бачити, що основні фронтальні смуги опадів, які розглядалися вище, мали складну структуру і складалися з декількох смуг різної інтенсивності опадів. Взагалі, отримані осередки всередині фронтальних смуг опадів (особливо на рис.1б) дуже подібні до тих, що спостерігаються на екрані радара при проходженні фронтальних опадів. Більше того, звертає на себе увагу те, що осередкова структура опадів дуже подібна до отриманих в Locatelli et al. (1995) серцевин опадів на холодних фронтах. Цікаво, що розміри як осередків посиленних опадів (ядер) всередині смуг, так і “провалів” були 20-50 км, що також співпадає з отриманими значеннями в Locatelli et al. (1995). І хоча американські дослідники розглядали смуги холодних фронтів (ХФ), висновки про підсилення фронтогенезу при виявленні осередкової структури опадів, знаходять підтвердження в представлених розрахунках і для теплого фронту (ТФ). Дійсно, коли опади випадають з хмар попереду ТФ, то частина з них обов'язково тане і випаровується не досягаючи поверхні землі, що ще більше охолоджує повітря попереду ТФ і призводить до загострення фронтального розділу. Аналогічно для ХФ, коли опади головним чином випадають за приземною лінією фронту знову ж таки збільшуючи температурні градієнти. І чим більше інтенсивність опадів, тим довше може підтримуватися фронтальний розділ. Такий позитивний зворотний вплив буде тривати доти, доки є вільна для опадоутворення пара. Дійсно, смуги виявили осередкову структуру при розрахунках з малим кроком там, де було пересичення відносно льоду (див. Краковская 1999, Краковская 2000).

В моделюванні для 01.04.98 (рис.1а) тільки смуга ФО, яка наближалась при  $X < -1100$  км і яка при розрахунках на грубій сітці виявила два ядра опадів, при зменшеному кроці сітки розділилась ще на декілька. Всі інші смуги зменшилися в розмірах, що може свідчити про локальний характер опадоутворення у тих районах і відсутність фронтальних розділів та довготривалих опадів. Таким чином, за результатами моделювання на вкладених координатних сітках можна стверджувати, що 01.04.98 поблизу центра координат не було стабільних процесів хмаро і опадоутворення зв'язаних з фронтальною і циклонічною діяльністю, а опади могли утворюватися завдяки локальним процесам, наприклад, орографічним, і випадати не довго і на невеликих площах. Хоча інтенсивність опадів могла бути досить значною, враховуючи наявність волого нестійких зон у висхідних рухах, що могло призвести до формування конвективних осередків, про що вже говорилося вище.

Особливо цікаві результати було отримано в моделюванні для 02.04.98 (рис.1б), коли циклон і його фронти були поблизу центра координат. В загальній смузі опадів ТФ ( $X > 450$  км) можна виділити до 7 менших смуг, які в свою чергу складаються з ядер та провалів інтенсивності опадів. Найбільш широка смуга опадів завширшки в 50-70 км пов'язана з приземною лінією ТФ, де і була отримана максимальна інтенсивність опадів. Аналогічна

осередкова структура опадів була отримана для ще однієї смуги раніше виявлених опадів при  $X < -1000$  км, де можна виділити 6 смуг з ядрами та провалами інтенсивності опадів всередині. Треба зауважити, що опади не припинялися від смуги до смуги всередині загальної смуги фронтальних опадів, лише їх інтенсивність посилювалась та послаблювалась, що узгоджується з більшістю даних спостережень, радіолокаторів та опадовимірювальної мережі.

Таким чином, можна стверджувати, що якщо в розрахунках з малим кроком отримано осередкову структуру опадів, то це свідчить про стабільне і довготривале існування як самого фронту, так і смуги його опадів. І навпаки, коли на вкладених сітках смуга опадів зменшується, це свідчить про те, що вона сформована завдяки локальним процесам опадоутворення.

### 3. Мікрофізичні характеристики і властивості смуг хмар та опадів

Результати тривимірного діагностичного моделювання були початковими для одновимірної прогностичної моделі з деталізованою мікрофізикою, в якій обчислювались процеси нуклеації, конденсації, замерзання і коагуляції дощових крапель та кристалів з хмарними краплями.

Для моделювання мікрофізичних властивостей досліджуваної фронтальної системи хмар та опадів була використана система рівнянь, яка включала рівняння для притоку тепла і вологи та рівняння для функцій розподілу хмарних та дощових часток за розмірами. Для детального ознайомлення з системою рівнянь можна звернутись до (Pirnach, 1994; Krakovskaia, 1998). В даному дослідженні запишемо в скороченому вигляді тільки систему кінетичних рівнянь для функцій розподілу хмарових часток ( $i=1$ ), дощових часток ( $i=3$ ) та кристалів ( $i=2$ ) за розмірами та приведемо параметричні співвідношення для механізмів утворення крапель та кристалів, яким приділялась особлива увага в даному дослідженні. Запишемо систему рівнянь у вигляді:

$$\frac{\partial f_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial r} \left( r_i f_i \right) + (w - v_i) \frac{\partial f_i}{\partial Z} = I_{\alpha i} \pm I_{\beta i} + I_{ci} - \mathcal{D}f_i + \Delta f_i,$$

$$I_{\alpha 1} = N_{m0} w \delta(Z - Z_w) \delta(r - r_{10}) \Theta(\Delta_1) + N_c \left( \frac{100 \Delta_1}{q_{s1}} \right)^{K_c} \delta(r - r_{10}) \Theta(\Delta_1 - \Delta_{1w}),$$

$$I_{\alpha 2} = A_s e^{B_s T_s} \frac{dT}{dt} \delta(r - r_{20}) \Theta \left( -\frac{dT}{dt} \right) \Theta(\Delta_1) \Theta(T_s),$$

$$T_s = 273.15^\circ K - T, \quad \Theta(x) = 1 \text{ для } x > 0, \quad \Theta(x) = 0 \text{ для } x < 0,$$

$I_{ci}$  – швидкість неперервного росту дощових крапель та кристалів за рахунок захвату ними хмарних частинок,  $\mathcal{D}f_i$  описує зменшення кількості дрібних крапель та кристалів шляхом коагуляції між частками опадів та хмарних часток;  $I_{\alpha i}$  описує нуклеацію крапель ( $i=1$ ) та кристалів ( $i=2$ );  $I_{\beta i}$  та  $I_{\gamma i}$  описують замерзання малих та великих крапель;  $\Delta f_i$  представляють турбулентне перемішування;  $v_i$  та  $v_j$  – швидкість падіння часток;  $T$  – температура;  $\epsilon_k$  – швидкість конденсаційного (сублімаційного) росту часток;  $w$  – вертикальна складова швидкості;  $\delta(x)$  – дельта-функція;  $\Delta_1$  – перенасичення відносно води;  $Z_w$  – найнижчий рівень  $Z$  з  $\Delta_1 > 0$ ;  $\Delta_{1w}$  – значення  $\Delta_1$  при  $Z=Z_w$ ;  $r_{i0}$  – найменший розмір хмарної частки;  $N_{m0}$ ,  $N_c$ ,  $K_c$ ,  $A_s$ ,  $B_s$  – емпіричні параметри.

Представлені в даному розділі дослідження і їх результати головним чином були сконцентровані на: (1) адаптації раніше розробленої одновимірної чисельної моделі хмари з деталізованою мікрофізикою до реальних даних, а також специфічного району з обмеженою кількістю як початкових даних, так і даних для верифікації моделі; (2) дослідженні впливу концентрацій ядер конденсації та сублімації на розвиток хмари та опадів.

Для моделювання були вибрані смуги хмар та опадів, які проходили над Антарктичним півостровом 02.04.98 р. і були пов'язані з глибокою депресією по типу циклону вибухового

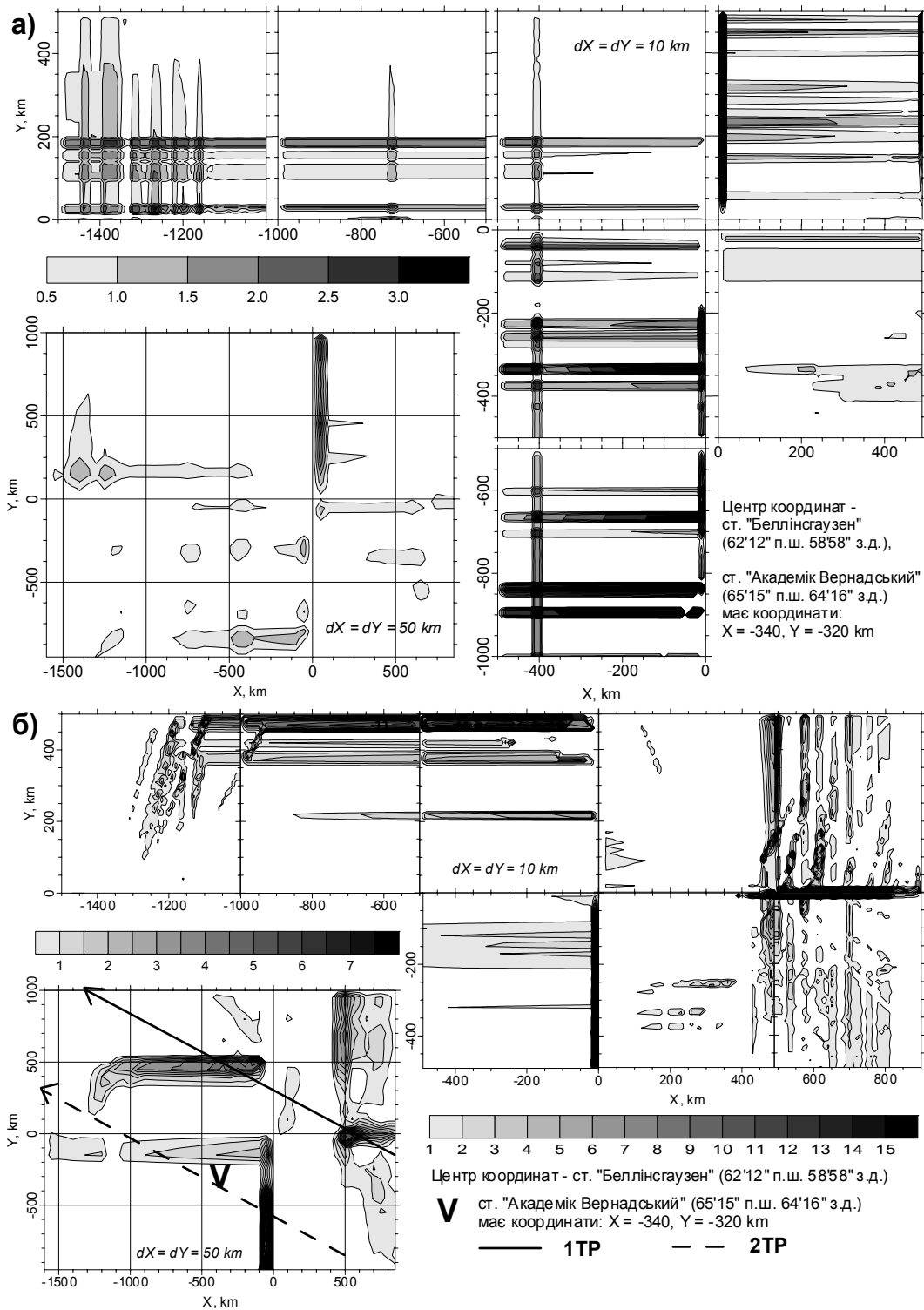


Рис.1. Інтегральна термодинамічна швидкість конденсації як інтенсивність опадів, мм/год., отримана в тривимірному діагностичному моделюванні на великому масштабі і з вкладеними координатними сітками: (а) 00 СГЧ 01.04.98; (б) 00 СГЧ 02.04.98.

поглиблення, яка детально описана в попередніх розділах. Як було показано вище, це був дійсно екстремальний, але досить характерний випадок, коли декілька днів в районі спостерігалися складні погодні умови і значні опади в вигляді снігу і дощу зі снігом.

Як початкові для побудови мікрофізичної моделі використовувалися дані отримані в моделюванні за тривимірною діагностичною моделлю, побудованій для 00 СГЧ 02.04.98 р., вертикальні профілі температури, тиску, відносної вологості і трьох проекцій швидкості вітру. З плином часу бралися нові початкові профілі термодинамічних характеристик в залежності від швидкості руху повітряної маси над початковою точкою розрахунків. Ця швидкість була змінна і визначалась як середня по всій товщі тропосфери (осі  $Z$ ) для кожної точки тривимірної координатної сітки. Таким чином було розглянуто два треки, які перетинали фронтальні смуги хмар та опадів. Перший трек (1ТР) починався в точці з координатами  $X=850$ ,  $Y=-150$  км, перетинав максимальні висхідні рухи ТФ ( $w = 38$  см/с) при  $X=550$ ,  $Y=0$  км і далі проходив крізь ХФ. Другий трек (2ТР) починався в точці з координатами  $X=500$ ,  $Y=-850$  км, перетинав ФО з максимальними висхідними рухами  $w = 35$  см/с і проходив над УАСАВ. Ці треки представлені на рис.1б.

При моделюванні для 1ТР хмароутворення почалось через  $t = 3.8$  годин загального розвитку фронтальної системи в точці з координатами  $X = 650$ ,  $Y = -50$  км в товщі  $Z = 5.6-7.4$  км, що очевидно відповідало хмарності високого і середнього ярусу  $C_i$ ,  $C_s$  та  $A_s$  попереду ТФ. Моделювання хмарності проводилося із різними концентраціями ядер конденсації та сублімації, які змінювалися в залежності від параметрів  $N_c$ ,  $K_c$  і  $A_s$ . Результати серій розрахунків розвитку хмари та опадів при  $N_c = 270$  (с·г) $^{-1}$  і змінних  $K_c$  та  $A_s$  показали, що оптимальні параметри для досягнення максимуму інтенсивності опадів твердої фази (СНІГ) є такі:  $A_s = 10^{-3}$  (с·г) $^{-1}$  і  $K_c = 0.2$ ; а максимум інтенсивності опадів рідкої фази (ДОЩ) відповідає майже відсутності ядер сублімації, що цілком зрозуміло, і знову ж  $K_c = 0.2$ . Розрахунки для оптимального значення  $A_s = 10^{-3}$  (с·г) $^{-1}$  і змінних  $K_c$  і  $N_c$  показали, що зменшення показника  $K_c$  потребує збільшення коефіцієнту  $N_c$  для отримання максимуму СНІГу. Абсолютні значення СНІГу в цих розрахунках були майже вдвічі більші за попередній чисельний експеримент тому, що було взяте оптимальне значення для концентрації ядер сублімації. В той же час значення ДОЩу були практично ті ж самі, а оптимум для обох фаз опадів відповідав  $N_c=700$ (с·г) $^{-1}$  і знову ж  $K_c = 0.2$ . Детально ці розрахунки разом з діаграмами наведені в (Krakovska et al., 2000).

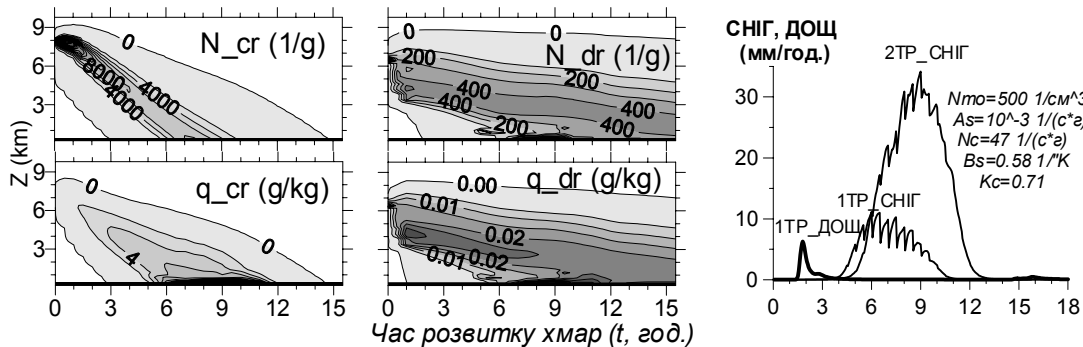


Рис.2. Інтегральні мікрофізичні характеристики хмари для 1ТР і інтенсивності рідких (ДОЩ) та твердих (СНІГ) опадів, що отримані в моделюваннях із зазначеними параметрами: концентрація кристалів ( $N_{cr}$ ) і крапель ( $N_{dr}$ ), водність ( $q_{dr}$ ) і льодність ( $q_{cr}$ ).

Приклад еволюції хмари з плином часу в вигляді таких інтегральних мікрофізичних характеристик хмари як концентрація кристалів і крапель, а також водність і льодність, представлені на рис.2. Моделювання проводилося з параметрами, отриманими в (Hegg et al., 1995), як середніми для хмар Арктики. На цьому ж рис. 2 представлено часовий хід СНІГу і

ДОЩу з максимумами відповідно близько 7 і 11 мм/год., що є цілком ймовірно, враховуючи, що моделювалися хмари і опади практично метеобомби. Причому, максимум ДОЩу має приблизні координати  $X = 500$ ,  $Y = 0$  км, що відповідає смузі опадів ТФ, а максимум СНІГу –  $X=200-250$ ,  $Y=150-200$  км очевидно відповідає смузі опадів ХФ. Більше того, за даними вимірювань кількості опадів на станції Белінсгаузен за періоди 16-24 СГЧ 01.04.98 р. і 13-18, 21-22 СГЧ 02.04.98 р. було зібрано відповідно 11 і 66.9 мм опадів. Це означає, що середня інтенсивність опадів для останнього дня була навіть вищою за 11 мм/год., а значення максимуму інтенсивності опадів могло на багато перевищувати цю величину.

Ще один цікавий висновок можна зробити з рис. 2, де значення як концентрації кристалів, так і льодності на 1-2 порядки вищі за концентрацію крапель та водність хмари. Можливо, це дійсно типова картина для антарктичних хмар, де можна очікувати високу концентрацію ядер сублімації і переважно кристалічні хмари. Але для підтвердження або спростування цих результатів потрібні натурні експерименти з вимірюванням мікрофізичних властивостей хмарності та опадів Антарктики.

Ще одним доказом переважно кристалічної структури антарктичних хмар може бути моделювання для 2ТР, який проходив значно південніше 1ТР. В розрахунках для цього 2ТР хмара почала формуватися через  $t=7.6$  годин розвитку фронтальної системи в точці з координатами  $X = 0$ ,  $Y = -550$  км в товщі  $Z=4.6-7.8$  км. Аналогічна серія розрахунків хмари з різними концентраціями ядер конденсації і сублімації виявила практично ті ж самі залежності, що і в моделюванні для 1ТР. Але на відміну від моделювання для 1ТР, в розрахунках для 2ТР були отримані навіть більші значення СНІГу, а значення ДОЩу були зовсім незначними з максимумом 2.2 мм/год. для  $K_c = 0.4$ ,  $N_c = 270$  (с·г)<sup>-1</sup> і  $A_s = 10^{-5}$  (с·г)<sup>-1</sup> при  $X = -100$ ,  $Y = -500$  км, що може відповідати смузі опадів ФО. Максимум інтенсивності СНІГу був досягнутий значно пізніше і його значення перевищувало 30 мм/год. (рис. 2) коли хмара мала координати  $X = -800$ ,  $Y = -100$  км.

Отримані результати потребують деякого пояснення тому, що, очевидно, інтенсивність опадів, отримана в моделюванні, особливо для твердої фази значно завищена. Але представлене дослідження і не мало своєю ціллю порівнювати дані чисельного експерименту з реальними даним частково тому, що останніх практично немає. Як можливу причину завищення отриманих в моделюванні значень інтенсивності опадів можна вважати початкові профілі термодинамічних характеристик. Мається на увазі те, що коли за початкові беруться дані тривимірної діагностичної моделі побудованої з горизонтальним кроком 50 км, ті й самі вертикальні профілі, в даному випадку подекуди з висхідними рухами більшими за  $w > 30$  см/с і  $\Delta_2 > 0.1$  г/кг, використовуються мікрофізичною моделлю протягом 20-30 хвилин, чого практично не буває в природі. За цей час в хмарі акумулюється гігантська кількість водяної пари, що приводить до швидкого росту кристалів, які й випадають потім з хмари у великій кількості.

#### 4. Висновки

Побудована оригінальна модель хмарності, що ґрунтується на комплексному використанні одновимірної нестационарної мікрофізичної моделі та тривимірної діагностичної моделі фронтальних смуг хмар та опадів в тропосфері.

Отримані в діагностичному моделюванні зони бароклинності, висхідних рухів, вологості нестійкості, опадів і пересичення відносно льоду в основному відповідали синоптичній ситуації. Моделювання на вкладених сітках показало, що отримана осередкова структура смуг опадів може свідчити про стабільне і довготривале існування фронтальної смуги хмар та опадів, і навпаки, відсутність осередкової структури чи зменшення смуги опадів може свідчити про локальний характер опадоутворення в даному регіоні.

За результатами побудови мікрофізичної моделі хмарності були отримані оптимальні значення параметрів концентрацій ядер конденсації і сублімації для реалізації всього вологозапасу хмари. Представлені результати показали, що в одних і тих самих термодинамічних умовах опади рідкої фази, які сформовані завдяки процесам конденсації і

коагуляції, менше залежать від концентрацій ядер конденсації та сублімації, ніж опади твердої фази, які значно більш чутливі до змін концентрацій цих ядер. Моделювання також показало, що фронтальні хмари, які рухаються з південної частини Тихого океану в західну Антарктику, при певних умовах можуть накопичувати значні запаси вологи, що може спричинити сильні опади та інші небезпечні метеорологічні явища.

Подальші комплексні натурні та чисельні експерименти з вивчення хмарності і опадів в Антарктиці необхідні як для верифікації моделей, так і отримання характеристик для коректної параметризації процесів хмаро і опадоутворення в глобальних моделях атмосфери.

### Література

**Краковская С.В.** Применение трехмерных численных моделей для исследования фронтальных полос облачности и осадков над Антарктическим полуостровом. Наукові праці УкрНДГМІ. - 1999. - Вип. 247. - С. 17-29.

**Краковская С.В.** Численное моделирование атмосферы в исследовании фронтальных полос облачности и осадков над Антарктическим полуостровом // Бюл. Укр. антаркт. центр. - 2000. - Вип. 3. - С. 41-53.

**Паламарчук Л.В.,** Пирнач А.М. Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трехмерных полуэмпирических моделей // Тр.УкрНИГМИ. - 1992. - Вип. 243. - С. 107-124.

**Hegg D.A.,** Ferek, R.J. and Hobbs, P.V. Cloud condensation nuclei over the Arctic Ocean in early spring // J. Appl. Meteor. - 1995. - Vol. 4, No. 9. - P. 2076-2082.

**Krakovskaia S.V.** and A.M. Pirnach. A theoretical study of the microphysical structure of mixed stratiform frontal clouds and their precipitation // Atmos. Res. - 1998. - Vol. 47-48. - P. 491-503.

**Krakovskaia S.V.** and Pirnach, A.M. . Theoretical study of formation and development of Antarctic cloudiness under different intensity of ice and cloud droplet nucleation // AIP conference proceedings. - Vol. 534. - Melville, NY 2000

**Locatelli J.D.,** Martin, J.E. and Hobbs, P.V. Development and propagation of precipitation cores on cold fronts // Atmos. Res. - 1995. - Vol. 38. - P. 177-206.

**Pirnach A.M.** and Krakovskaya S.V. Numerical studies of dynamics and cloud microphysics of the frontal rainbands // Atmos. Res. - 1994. - Vol. 33. - P. 333-365.

**Turner J.,** Lachlan-Cope T.A., Thomas J.P. et al. The synoptic origins of precipitation over the Antarctic Peninsula // Antarctic Science. - 1995. - 7(3). - P. 327-337.

**Turner J.** and Thomas J.P. Summer-season mesoscale cyclones in the Bellingshausen-Weddell region of the Antarctic and links with the synoptic-scale environment // International Journal of Climatology. - 1994. - Vol. 1. - P. 871-894.