МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ ДО ПРАКТИЧНИХ РОБІТ З ДИСЦИПЛІНИ «ВЗАЄМОДІЯ ОКЕАНУ ТА АТМОСФЕРИ»

для студентів III року денної та IV року заочної форми навчання
РВО бакалавр
Спеціальність 103 "Науки про Землю"
ОПП "Гідрометеорологія"

ЗАТВЕРДЖЕНО
на засіданні групи забезпечення спеціальності
протокол № __10_____
від «_17__» _червня__2022 року
Голова групи_____Шакірзанова Ж.Р.

ЗАТВЕРДЖЕНО
на засіданні кафедри океанології та морського природокористування
протокол № 19
від « 17 » червня 2022 року
Зав. кафедрою Берлинський М.А.

ОДЕСА 2022

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ОДЕСЬКИЙ
ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ ДО ПРАКТИЧНИХ РОБІТ З ДИСЦИПЛІНИ «ВЗАЄМОДІЯ ОКЕАНУ ТА АТМОСФЕРИ»

для студентів III року денної та IV року заочної форм навчання
РВО бакалавр
Спеціальність 103 "Науки про Землю"
ОПП "Гідрометеорологія"

«Затверджено»
на засіданні групи забезпечення спеціальності
103 «Науки про Землю»
Протокол №_10_
від « 17 » червня 2022 року

ОДЕСА 2022

Збірник методичних вказівок до практичних робіт з дисципліни «Взаємодія океану та атмосфери» для студентів III року денної та IV року заочної форм навчання спеціальності 103 "Науки про Землю", ОПП "Гідрометеорологія", РВО бакалавр / укл. Ель Хадрі Ю., PhD, ст. викл., Берлінський М.А., д-р геогр.наук, проф., Сліже М.О., канд.геогр.наук, Одеса: ОДЕКУ, 2022. 52 с.

Зміст

ВСТУП 5
1. ЗАКОНОМІРНОСТІ ПРОМЕНИСТОГО ТА ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМІНУ МІЖ ОКЕАНОМ ТА АТМОСФЕРОЮ 6
1.1 Освітленість поверхні океану 6
1.2 Радіаційний баланс 9
1.3 Витрати тепла при випаровуванні 9
1.4 Турбулентний теплообмін з атмосферою 11
1.5 Складові теплового балансу океану та відношення Боуена 12
2. ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА 14
Практична робота № 1 «Розрахунок освітленості поверхні океану» 14
Практична робота № 2 «Радіаційний баланс поверхні океану» 20
Практична робота № 3 «Розрахунок потоку прихованого тепла водяної пари між океаном та атмосферою» 23
Практична робота № 4 «Розрахунок турбулентного теплообміну між океаном та атмосферою. Оцінка потоків явного тепла» 26
ЛІТЕРАТУРА 29
ДОДАТОК А 30
ДОДАТОК Б 31

ВСТУП

Практичні роботи з курсу «Взаємодія океану та атмосфери» виконуються з ціллю надбання студентами навичок самостійної роботи та закріплення знань з розділів лекційної частини курсу. Особлива увага приділяється розділу теплова взаємодія океану та атмосфери.

Метою та предметом вивчення дисципліни є продемонструвати студентам єдність і специфіку процесів, які діють в атмосфері та океані. Такий підхід до матеріалу забезпечить краще сприйняття фізичної суті процесів, які протікають у кожному середовищі, а також продемонструє їх єдність взаємодії.

Базові знання та вміння складаються з ***знання*** основних фізичних законів динаміки і термодинаміки атмосфери та океану, структури граничних шарів, специфіки їх взаємодії, механізми саморегуляції в системі океан - атмосфера та ефекти впливу підстильної поверхні на динамічні утворення в атмосфері та океані.

Студент повинен ***вміти*** розраховувати характеристики взаємодії атмосфери та океану (потоки енергії тощо), критично оцінювати відомі методи розрахунків; користуватися спеціальним програмним забезпеченням.

Роботи складені таким чином, щоб значна частка необхідної інформації була одержана саме зі збірника, хоча не виключається одержання інформації також з довідників, книжок, даних натурнихекспериментів, чи від викладача.

В результаті роботи студентом складається звіт. Його метою є навчити студента зводити в одне ціле теоретичні знання та практичні навики, тобто вміти користуватися теоретичними сентенціями для вирішення конкретних задач.

Не дивлячись на різницю завдань та конкретних звітів з них, загальна **структура звітів** повинна бути такою, тобто складатися з таких розділів:

1) *Задача роботи*, в якій коротко формулюється основна мета роботи.
2) *Вихідні дані*, які використовуються в завданні.
3) *Теоретичне обґрунтування* з наведенням тих відомостей з лекційного курсу, які використовувались в певній роботі.
4) *Метод розрахунків* з наведенням використаних розрахункових формул та обґрунтуванням послідовності дій.
5) *Аналіз одержаних результатів*, в якому акцентується увага на точності одержаних результатів, розглядаються проблеми практичного використання теоретичних знань (якщо вони є в даній роботі) і обов’язково наводяться приклади можливого використання одержаних знань та навиків в інших прикладних задачах з океанології.
6) *Список використаної літератури*.

1. ЗАКОНОМІРНОСТІ ПРОМЕНИСТОГО ТА ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМІНУ МІЖ ОКЕАНОМ ТА АТМОСФЕРОЮ

Загальні теоретичні відомості

Формування та зміна природи нашої планети визначаються припливом сонячної енергії. Нерівномірний розподіл її на поверхні Землі викликає перенесення та перерозподіл мас в атмосфері та океані. Таким чином виникає і постійно підтримується планетарний обмін енергії та речовин [1].

Середня за рік величина короткохвильової електромагнітної радіації Сонця, що надходить до верхньої межі атмосфери, становить 1,952 кал/см^2 за хвилину; у сумі по всій планеті це потужність, що дорівнює $1{,}8 \cdot 10^{14}$ кВт. До Землі доходить 70 %, цієї енергії, інші 30 % розсіюються і поглинаються атмосферою. Величина сонячної радіації, що досягає поверхні океану, в середньому становить 140 ккал/см^2 у рік.

Основна закономірність зміни річної величини сумарної сонячної радіації полягає в тому, що від найбільших значень у тропічній зоні, які досягають 180-200 ккал/см^2 на рік, вона поступово зменшується до 60-80 ккал/см^2 на рік і менше у полярних областях. Максимальна її кількість відзначається в місцях розташування баричних антициклонів з безхмарною погодою. Деяке зниження в екваторіальній зоні (до 140-160 ккал/см^2 на рік) пов'язане з наявністю великої хмарності, обумовленої сильними висхідними потоками в атмосфері. У субполярних районах (50-60° широти) до поверхні Землі досягає приблизно у 2 рази менше сонячної енергії, ніж у тропіках.

1.1 Освітленість поверхні океану

Як відомо з фізики, світлове випромінювання це потік електромагнітних коливань з широким діапазоном довжини хвиль, від радіохвиль до «жорстких» гамма-променів. Для океану найбільше практичне значення має видима частина спектру сонячного випромінювання.

Проникаючи через поверхню океану, променисті потоки безпосередньо нагрівають воду, тим самим доставляючи енергію ряду процесів. Крім впливу на температуру води, світлова частина сонячної радіації проявляється у освітленості глибин, кольорі води, а також бере участь у біологічних та біохімічних процесах, найважливішим з яких є фотосинтез.

Видима частина спектру радіації, що надходить на поверхню океану і створює освітленість, складається з сонячних променів, що пройшли через атмосферу (пряма радіація), і деякої частини променів, розсіяних атмосферою в усіх напрямках (розсіяна радіація), зокрема і поверхнею океану. Співвідношення енергії цих двох світлових потоків, що падають на горизонтальний майданчик, залежить від висоти Сонця; чим вище над

горизонтом, тим більше частка прямої радіації. Тому, що на різних висотах сонячні промені при проходженні атмосфери послаблюються різною її товщею. Коли Сонце в зеніті його промені проходять найменшу товщу атмосфери, отже, і менше розсіюються.

Освітленість поверхні моря у природних умовах залежить також від хмарності. Високі та тонкі хмари відкидають униз багато розсіяного світла, завдяки чому освітленість поверхні моря при середніх висотах Сонця може бути навіть більшою, ніж при безхмарному небі. Звичайно, щільні, з великою водністю хмари різко зменшують освітленість.

На рис. 1.1 крива *S* являє собою освітленість горизонтальної поверхні прямими сонячними променями; освітленість поверхні Сонцем, яке стоїть в зеніті, прийнята за одиницю.

Для отримання абсолютних величин освітленості при різних висотах сонця необхідно відповідне даній висоті значення ординати, зняте з кривої, помножити на 140 тис. люкс.

Крива S_0 висловлює зміну освітленості не горизонтальної поверхні моря, а площині, перпендикулярної сонячним променям. Ординати кривої *S* менше ординати кривої S_0, тому що при зменшенні висоти сонця освітленість перпендикулярній променям площині убуває тільки за рахунок зростання товщі повітря, а кут падіння променів залишається весьчас постійним (90°).

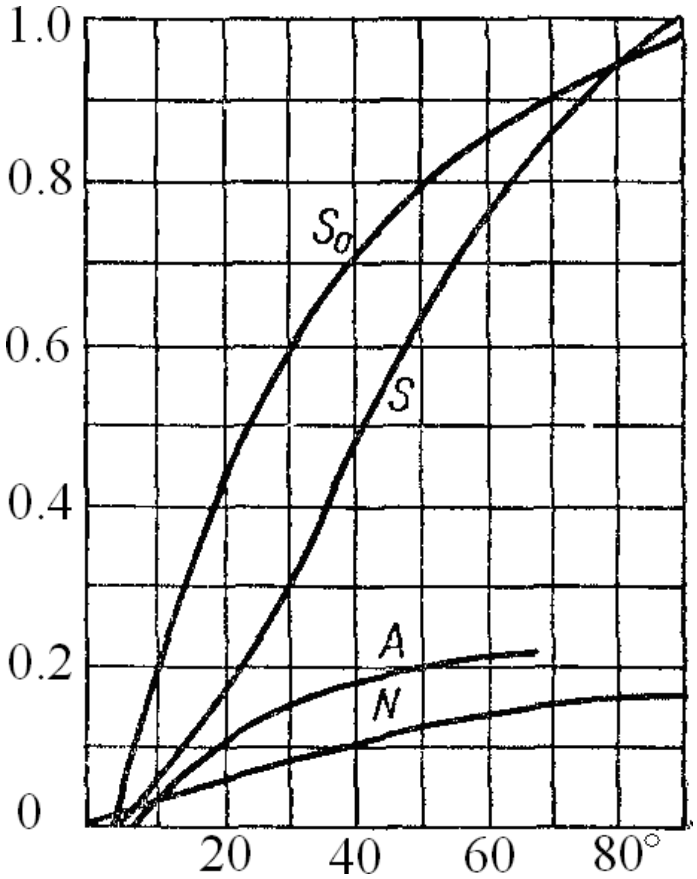


Рисунок 1.1 – Освітленість поверхні моря сонцем і небесним зводом

Крива *N* виражає зміну освітленості горизонтальної площини світлом, що виходить від небесного склепіння при повній відсутності хмарності, а крива *A* – світлом, що виходить від високо-купчастих хмар. Пряма радіація в кілька разів перевищує розсіяну, тільки при дуже малих висотах сонця (перед його заходом за горизонт) картина змінюється на зворотну. Освітленість поверхні моря світлом, відбитим від хмар, виявляється більшою, ніж освітленість моря сонцем і небесним склепінням при повній відсутності хмарності. Тільки при дуже щільних хмарах (низькі шаруваті і дощові) освітленість хмарним небом зменшується і при малих висотах Сонця поступається освітленості безхмарним небесним склепінням.

Відбивна здатність поверхні моря виражається через його альбедо, що представляє відношення кількості енергії, відбитої даною поверхнею, до всієї кількості енергії, що падає на цю поверхню. Чим більша частина падаючої променевої енергії повертається в атмосферу, тим більше альбедо.

Альбедо морської води збільшується, крім того, за рахунок радіації, зумовленої молекулярним розсіюванням самої маси води і розсіюванням завислими в ній частками.

Проникнення світла у воду. Падаючи на поверхню моря, сонячні промені частково відбиваються в атмосферу, частково йдуть у воду після заломлення на поверхні води. Кут заломлення (ψ) залежить від висоти Сонця (α) і від показника заломлення (n = 1,32) і знаходиться за формулою:

$$\sin\psi = \frac{1}{n}\sin(90° - \alpha). \qquad (1.1)$$

При відвісному падінні прямих сонячних променів у воду входить переважна частина падаючої світлової енергії (близько 98 %) і лише близько 2 % відбивається, в міру зменшення висоти Сонця співвідношення змінюється – частка відбитого світла зростає. При висоті сонця 15° у воду проникає все ще дуже велика частина енергії падаючого світла (80 %), але при подальшому зменшенні висоти сонця частка відбитого світла різко зростає: при α = 10° відображається 34,5 % падаючої світлової енергії, а при α = 2° – вже 78,5 %.

Відображення потоку дифузної світлової енергії (розсіяної небесним склепінням або хмарами) становить близько 5 %, відповідно 95 % цієї енергії надходить у воду.

Морська вода є напівпрозорим середовищем, внаслідок чого світло не проникає на великі глибини океану, а розсіюється і поглинається. Освітленість на глибині залежить також від висоти Сонця, оскільки при зменшенні висоти сонця відповідно збільшується кут заломлення ψ і збільшується довжина шляху, який проходять сонячні промені. При висоті сонця 10° промені проходять в 1,5 рази більший шлях до деякого заданого горизонту, ніж при вертикальному падінні променів. Ця обставина позначається на світловому режимі глибин моря, тому що при малих висотах сонця на глибини моря прийде менша кількість світлової енергії – більша її частина встигне по шляху розсіятися і поглинутися.

1.2 Радіаційний баланс

На верхню межу атмосфери падає потік прямої сонячної радіації Q_0, його середня річна величина – так звана ***сонячна стала*** – складає близько $1{,}33 \cdot 10^3$ Дж/(м^2·с).

Частина цього потоку відбивається верхньою межею хмар у космічний простір, частина розсіюється молекулами повітря у товщі атмосфери, створюючи розсіяну радіацію q, частина поглинається атмосферою та безпосередньо її нагріває. В результаті до поверхні океану надходить потік прямої радіації Q і розсіяної радіації q. Сума $Q + q$ називається ***сумарною радіацією***.

У кожен фіксований момент земна (океанічна) поверхня, поглинаючи короткохвильову радіацію, одночасно втрачає енергію шляхом довгохвильового випромінювання. Значна частина випромінювання земної поверхні поглинається атмосферою, яка у свою чергу випромінює довгохвильову радіацію I_a, частина якої спрямована до земної поверхні та називається *зустрічним випромінюванням* або *противипромінюванням атмосфери*.

Різницю між власним випромінюванням земної (водної) поверхні I_w та поглиненої нею частиною зустрічного випромінювання атмосфери називають ***ефективним випромінюванням*** земної поверхні I.

Температура атмосфери, як правило, нижча за температуру земної поверхні, тому в більшості випадків $I_\alpha > I_w$ і, отже, $I > 0$, тобто внаслідок довгохвильового випромінювання земна поверхня втрачає енергію. У разі наявності сильних інверсій температури повітря та високих значень вологості, над сніговим та льодовим покривом, а також над ділянками холоднішою, щодо повітря, водної поверхні океанів та морів ефективне випромінювання може мати негативні значення.

1.3 Витрати тепла при випаровуванні

При випаровуванні з поверхні океану зі швидкістю E витрачається кількість тепла $\mathscr{L}E$. Це тепло йде на збільшення кінетичної енергії молекул води, що переходять у фазу пари. У подальшому, при конденсації пари в атмосфері, це тепло передається повітрю. Безпосередній вимір швидкості випаровування з поверхні океану важкий. Тому частіше випаровування розраховується на підставі фізичної теорії. Для побудови розрахункових формул, як і у разі турбулентного теплообміну, використовується та обставина, що пар який випаровується, потрапляє в атмосферу завдяки перенесенню його при турбулентному перемішуванні повітря. Якщо виділити в атмосфері поблизу поверхні моря горизонтальну площину, то через неї буде проноситися вся маса води, що випаровується. Таким чином, фізичний механізм перенесення пара від поверхні океану аналогічний механізму перенесення тепла при турбулентному

теплообміні. Тому аналогічні і формули для розрахунку цих процесів [1].

Для визначення витрат тепла $\mathscr{L}E$ (Дж/(м^2·с), що витрачаються океаном на випаровування, досить значення випаровування з поверхні океану E помножити на теплоту випаровування $\mathscr{L}$ = 2500 Дж/г.

Результати досліджень дозволяють зробити деякі загальні висновки про випаровування з поверхніокеанів.

1. Швидкість випаровування E взимку майже всюди більша, ніж влітку, тому що різницю між значеннями потужності водяного пару в холодний сезон біля поверхні води та на висоті z зазвичай вище, ніж в теплий.

Будико писав: «Збільшення витрат тепла на випаровування в холодну пору року тісно зв'язано з посиленням в цей період ролі теплих течій, тоді як в теплий сезон особливо активні холодні течії, що знижують витрати тепла на випаровування. Головним чинником у збільшенні втрат тепла на випаровування в холодний період є надходження тепла до поверхні океану, пов'язаний з існуванням потужного горизонтального переносу тепла в гідросфері».

2. Максимальні витрати тепла на випаровування $\mathscr{L}E$ спостерігаються взимку біля західних кордонів Північної Атлантики і в північній частині Тихого океану. За даними Джекобса, в районі Гольфстріму значення $\mathscr{L}E$ можуть досягати 1,14 г·см$^{-2}$·д$^{-1}$, а в районі Куросіо - 0,94 г·см$^{-2}$·д$^{-1}$. Взимку над цими течіями швидкості вітру зазвичай більше, ніж літом, однак головною причиною високих швидкостей випаровування є друга обставина: панівні взимку вітри наносять холодне сухе континентальне повітря на теплі океанські течії . Влітку, навпаки, панівні вітри дмуть з південної чверті горизонту, так що різниця температур повітря та води зазвичай невелика.

3. Найбільші сезонні варіації $\mathscr{L}E$ зустрічаються в районах Гольфстріму і Куросіо. Над східними частинами океану сезонні зміни набагато менші, тому що тут цілий рік має місце адвекція морського повітря на поверхню холодних течій. Це повітря, що пройшло довгий шлях над водною поверхнею, має високу відносну вологість і температуру, близьку до температури води; в результаті різниця між значеннями вологості в приводному прикордонному шарі атмосфери зазвичай дуже мала.

4. Протягом усього року в субтропіках і в поясах пасатів відбувається інтенсивне випаровування. Тут спостерігаються низхідні рухи повітря, піднятого у верхні шари тропосфери конвективними струмами циркуляції Гадлея. Повертаючись в нижні шари, в результаті турбулентного обміну повітря зволожується, густина його зменшується, воно набуває плавучості і знову піднімається.

Сильному випаровуванню в цих районах сприяють не тільки велика різниця між значеннями вологості, а й високі швидкості вітру, адже панівні тут пасати мають стійкий характер і дмуть зі швидкістю 4-8 м/с.

Середня швидкість пасатів в районах Північної Атлантики 7-8 м/с; найсильніші пасати спостерігаються в південній частині Індійського океану, де взимку (червень-вересень) середня швидкість вітру досягає 9 м/с. У цьому районі витрата води на випаровування становить близько 240 г·см$^{-2}$·рік$^{-1}$.

1.4 Турбулентний теплообмін з атмосферою

Поверхня океану і повітря, що знаходиться безпосередньо над поверхнею океану, як правило, мають різні температури, внаслідок чого між ними відбувається теплообмін. Фізичний механізм цього теплообміну полягає в тому, що частки повітря, дотичні до поверхні океану, нагріваються або охолоджуються в залежності від знаку різниці температур води і повітря. Частки повітря завжди знаходяться в хаотичному турбулентному русі, завдяки чому тепло відноситься ними від поверхні води або приноситься до поверхні. Оскільки в горизонтальному напрямі температури поверхні води і повітря відрізняються менше, ніж у вертикальному, результуючий потік тепла спрямований по вертикалі.

Із-за турбулентного перемішування повітря, який обумовлює перенесення тепла, ця складова балансу названа турбулентним теплообміном Qн. Рідше зустрічаються назви "Контактний" або "Конвективний" теплообмін. Для визначення величини турбулентного теплообміну немає необхідності розглядати процес безпосередньо на поверхні моря, що представляє значні труднощі. Якщо виділити в повітрі поблизу поверхні води горизонтальну площину, то турбулентний потіктепла буде її перетинати. Для безпосереднього виміру цього потоку тепла потрібна досить складна апаратура, тому частіше він розраховується за формулами, що використовують дані стандартних гідрометеорологічних вимірів.

Коли на морську поверхню натекло повітря, яке значно холодніше цієї поверхні, слід очікувати сильного потоку тепла, направленого вгору, особливо якщо швидкість вітру велика. Отже, немає нічого дивного в результатах Джекобса, Будико та їх співробітників, згідно з якими в районах Гольфстріму, Куросіо, Девисової протоки, Охотського і Баренцевого морів взимку спостерігаються значні потоки тепла, бо пануючі в цю пору року вітри створюють адвекції холодного повітря, трансформованого над прилеглими материками або крижаними полями. Значення потоків часто перевищує 300 кал·см$^{-2}$·добу$^{-1}$. Зимові потоки тепла в північно-західних районах Північної Атлантики настільки великі, що на південь від Ньюфаундленду річні значення *Ф* в районі Гольфстріму перевищують 50×10^{3} кал·см$^{-2}$·рік$^{-1}$, і це незважаючи на те, що літні потоки дуже малі. Єдиний район, де річні потоки тепла з поверхні суші більші, ніж над Північною Атлантикою, − це субтропічні пустелі.

Лем стверджував, що середні добові теплові потоки з відкритої водної поверхні біля краю льоду північніше 60° пін. ш., ймовірно, досягають 300 кал·см$^{-2}$·д$^{-1}$, тобто середні річні значення перевищують 100×10^{3} кал·см$^{-2}$·рік$^{-1}$. Дійсно, у випадках натікання на водну поверхню повітря з крижаних полів значення *Ф* можуть виявитися дуже високими. Наприклад, Креддок виявив, що потік явного тепла в арктичних повітряних масах, що рухаються над морем між Ісландією та Британськими островами, має типові значення близько 36 кал·см$^{-2}$·година$^{-1}$, а у виняткових

випадках досягала 65 кал·см$^{-2}$·година$^{-1}$. Щоб дати уявлення про масштаб цієї величини, він додає, що сонячна постійна ненабагато більше 115 кал·см$^{-2}$·година$^{-1}$. Вінстон повідомляє, що при вторгненні арктичних повітряних мас на відкриту поверхню затоки Аляска *Ф* перевищує 2 210 кал·см$^{-2}$·добу$^{-1}$.

Згідно Будико, в середині зими витрати тепла на випаровування в районах, схильних до впливу Гольфстріму, зазвичай складають 4-8×10^{3} кал·см$^{-2}$·міс$^{-1}$, а в районах, що знаходяться під впливом Куросіо 2-4×10^{3} кал·см$^{-2}$·міс$^{-1}$. Значення, що перевищують 2×10^{3} кал·см$^{-2}$·міс$^{-1}$, зустрічаються також над північною частиною Південно-Китайського моря і над Бенгальською затокою в грудні. Це пов'язано з розвитком зимової мусонної циркуляції. У південній півкулі потужні висхідні потоки тепла спостерігаються поблизу антарктичних крижаних полів, а в середніх широтах цієї півкулі - лише в південно-східних районах південної частини Індійського океану і південно-західних районах південної частини Тихого океану. Дійсно, дослідження Будико показують, що над деякими районами Південного океану річні потоки *Ф* спрямовані вниз (від атмосфери до океану). Він пояснює цю обставину частими адвекціями теплого повітря на холодну водну поверхню. Слід, однак, зауважити, що через нестачу даних спостережень в цьому районі точність оцінок Будико вельми невелика. Тому, ймовірно, не слід дивуватися розходженням між його результатами і висновками інших дослідників.

У літні місяці потоки явного тепла, як правило, всюди малі, крім районів, прилеглих до льодових полів, а над холодними течіями і в субтропіках вони навіть можуть приймати невеликі негативні значення (спрямовані вниз). У тропіках і над східними частинами океанів потоки тепла зазвичай малі на протязі усього року.

1.5 Складові теплового балансу океану та відношення Боуена

Кількісне співвідношення між приходом та витратою тепла у процесах теплообміну виражається рівняннями теплового балансу. Ці рівняння у математичній формі виражають закон збереження теплової енергії у процесах її трансформації у системі океан - атмосфера. Рівняння теплового балансу можуть бути записані на поверхні океану, для атмосфери та океану окремо чи спільно. Вигляд цих рівнянь залежить також від проміжків часу, котрим розглядаються теплові потоки.

Потік променевої енергії на поверхні океану витрачається головним чином на теплообмін між океаном та атмосферою (*Ф*) та затрати тепла на випаровування ($\mathscr{L}E$), зміни тепловмісту в товщі океану (Qs) та горизонтальне перенесення тепла морськими течіями (Qvo).

Інші процеси потребують менших витрат енергії і ними зазвичай нехтують. До таких процесів відносять, наприклад, дисипацію турбулентної енергії за рахунок сил в'язкості, біологічні процеси, нагрівання опадів, що випали на поверхню океану та ін.

Кількісні оцінки складових теплового балансу вимагають розуміння фізичних процесів, що впливають на перерозподіл сонячної енергії та надійних експериментальних даних. Аж до початку XX ст. наука не мала ні того, ні іншого, і розрахунки теплового балансу не характеризувались надійністю. У міру поліпшення якості та збільшення кількості атмосферних і океанських спостережень поступово поглиблювалось розуміння фізичного змісту складових теплового балансу, проте кліматичні характеристики теплового балансу залишались майже невивченими. Це спробував вирішити Джекобс, виконавши свої знамениті дослідження обміну енергією між океаном і атмосферою. Робота Джекобса була продовжена Будико. Однак, уточнення складових теплового балансу продовжується, бо для повноти розуміння атмосферної і океанської циркуляції потрібні детальні данні про глобальне розподілення цих складових. Піонерами цього напрямку були Хотон і Лондон, а пізніше – роботи, написані Пальме і Ньютоном, Рілем, та ін. Виведення наукових супутників (метеорологічно-океанологічних) на орбіту та дистанційний моніторинг дає нові величезні можливості для уточнення кількісних оцінок складових теплового балансу чи навіть перегляду розуміння фізичних процесів, що впливають на перерозподіл сонячної енергії, адже саме дистанційні експериментальні дані можна вважати найбільш надійними.

2. ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

Практична робота № 1

«Розрахунок освітленості поверхні океану»

Задачі роботи

1. Для конкретного району моря за астрономічними і метеорологічними характеристиками визначити значення поверхневого освітлення, що створюється прямим, розсіяним та загальним випромінюванням Сонця.

2. З врахуванням альбедо поверхні моря визначити значення підповерхневого прямого, розсіяного та загального освітлення.

Вихідні дані

1. Характеристики океанографічної станції:
   - координати станції (широта, довгота);
   - дата спостереження;
   - час спостереження;
   - стан хмарності *n* (вид і бал хмар).
2. Таблиця значень альбедо поверхні моря. Варіанти завдання наведені у додатку А.

Пояснення

Безпосередні виміри освітлення в морі важко здійснювати, оскільки вони вимагають проведення експедиційних рейсів суден, що забезпечені спеціальною апаратурою. Проте є можливість знайти приблизні значення освітлення поверхні моря шляхом розрахунків.

В даній роботі застосовується один із способів розрахунку освітленості поверхні моря, що базуються на визначенні його за астрономічними та метеорологічними умовами за спеціальними таблицями, розробленими астрофізичною лабораторією Ленінградського Університету під керівництвом професора В.В. Шаронова.

В табл. 2.1 приведені значення денної освітленості у тисячах люксів для горизонтальної площини в залежності від висоти Сонця і хмарності, без врахування снігового покриву. Під рубрикою «Сонце» дана загальна освітленість, коли Сонце не закрите хмарою. Під рубрикою «Тінь» дана освітленість, яка здійснюється дифузним випромінюванням атмосфери в ті моменти, коли Сонце закрите досить щільною хмарою. Для тонких напівпрозорих форм хмар даються рубрики «Сонце чисте» і «Сонце в хмарах».

В останньому випадку пряме сонячне світло не усувається повністю, але значно послаблюється. Кожна з рубрик, у свою чергу, розділена на 4, які відповідають різному ступеню покриття неба хмарами, що виражена в «чвертях».

	Чверті	бали хмарності (від десяти)
Безхмарно	0/4	0 і 1
	1/4	2 і 3
	1/2	4,5 і 6
	3/4	7 і 8
	4/4	9 і 10

При використанні табл. 2.1 потрібно знати висоту Сонця. Для її визначення необхідно використовувати астрономічні таблиці, поміщенів [2]. Для визначення значення загального підповерхневого освітлення E_0 (рис. 2.1) необхідно врахувати альбедо поверхні моря.

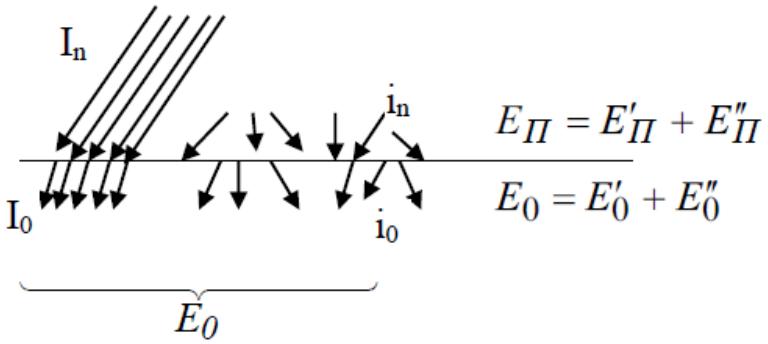


Рисунок 2.1 – Структура поверхневого випромінювання та відповідного освітлення:

$E_П$ – сумарна поверхнева освітленість,

$E'_П$ – освітленість за рахунок спрямованого випромінювання Сонця,

$E''_П$ – освітленість, що створюється дифузним випромінюванням атмосфери,

E_0 – сумарна підповерхнева освітленість.

Для його визначення при безхмарному небі (Ar) та середніх умовах хвилювання рекомендується використовувати дані, наведені в табл. 2.2. У випадку суцільної хмарності рекомендується, принаймні в кліматологічних розрахунках, використовувати постійну величину $A_{rn} = 0{,}08$. У загальному випадку вільної кількості хмар n рекомендується формула:

$$A_{rn} = A_r(1-n) + 0{,}08 \cdot n. \qquad (2.1)$$

Величина сумарного підповерхневого освітлення з врахуванням альбедо морської поверхні визначається за формулою:

$$E_0 = (1 - A_{rn})E_n. \qquad (2.2)$$

Таблиця 2.1

Сумарна поверхнева освітленість ($E_П$) та освітленість розсіяної сонячної радіації ($E''_П$) для різних висот Сонця та різної хмарності без снігового покриву, у тисячах люксів, (за Шароновим В.В.)

Висота Сонця в градусах	Безхмарно		Перисті хмари C_i Cs								Перисто-купчасті хмари Cc							
	Сонце $E_П$	Тінь	Сонце чисте $E_П$				Сонце в хмарах $E''_П$				Сонце чисте $E_П$				Сонце вхмарах $E''_П$			
			1/4	**1/2**	**3/4**	**4/4**	**1/4**	**1/2**	**3/4**	**4/4**	**1/4**	**1/2**	**3/4**	**4/4**	**1/4**	**1/2**	**3/4**	**4/4**
5	4	3	4	5	5	5	3	4	4	4	4	5	5	5	3	4	4	4
10	9	4	10	10	10	11	7	7	7	8	10	11	12	13	7	8	9	10
15	15	6	15	16	16	17	11	12	12	13	16	17	18	20	12	13	14	16
20	23	7	24	24	25	25	16	17	17	18	24	26	28	30	16	18	20	22
25	31	8	32	33	33	37	21	22	22	26	32	35	38	41	21	24	27	30
30	39	9	40	41	43	48	25	26	28	33	41	44	48	52	26	29	33	37
35	48	10	49	51	53	60	30	32	34	41	51	54	59	63	32	35	40	44
40	58	12	58	60	64	69	35	37	40	46	60	64	69	74	37	41	46	51
45	67	13	68	70	73	79	41	43	46	52	69	74	79	84	42	47	52	57
50	76	14	77	79	83	85	46	48	52	57	79	83	88	93	48	52	57	62
55	85	15	86	88	92	97	51	53	57	62	88	92	97	101	53	57	62	66

Продовження таблиці 2.1

Висота Сонця в градусах	Суцільна хмарність		Шарово-купчасті хмари Sc								Купчасто-дощові хмари Cb							
	Шаруваті $E''_{П}$	Дощові $E''_{П}$	Сонце $E_{П}$				Тень $E''_{П}$				Сонце $E_{П}$				Тень $E''_{П}$			
			1/4	**1/2**	**3/4**	**4/4**	**1/4**	**1/2**	**3/4**	**4/4**	**1/4**	**1/2**	**3/4**	**4/4**	**1/4**	**1/2**	**3/4**	**4/4**
5	2	2	4	4	5	4	3	3	4	3	4	4	4	5	3	3	3	4
10	3	3	9	10	11	9	4	5	6	4	9	9	10	10	4	4	5	5
15	4	5	16	17	17	16	7	8	8	7	15	16	16	15	6	7	7	6
20	6	7	24	27	28	27	6	11	12	11	24	26	26	24	8	10	10	8
25	8	10	33	37	39	38	10	14	16	15	33	36	36	35	10	13	13	12
30	9	12	42	47	50	47	12	17	20	17	43	46	46	46	13	16	16	16
35	11	14	52	57	60	59	14	19	22	21	52	56	56	56	15	18	18	18
40	12	16	61	66	70	72	15	20	24	26	64	67	67	66	18	21	21	20
45	14	18	70	76	81	86	16	22	27	32	74	77	77	76	20	23	23	22
50	15	20	79	84	90	96	17	22	28	34	84	86	86	86	22	24	24	24
55	16	22	88	93	99	105	18	23	29	35	93	95	95	95	23	25	25	25

Продовження таблиці 2.1

Висота сонця у градусах	Високо-купчасті хмари *Ac*								Купчасті хмари Cu							
	Сонце $E_{П}$				Тінь $E''_{П}$				Сонце $E_{П}$				Тень $E''_{П}$			
	1/4	**1/2**	**3/4**	**4/4**	**1/4**	**1/2**	**3/4**	**4/4**	**1/4**	**1/2**	**3/4**	**4/4**	**1/4**	**1/2**	**3/4**	**4/4**
5	4	5	5	5	3	4	4	4	4	5	5	5	3	4	4	4
10	10	11	11	11	5	6	6	6	10	11	11	10	5	6	6	5
15	16	17	18	19	7	8	9	10	16	18	17	16	7	8	8	7
20	24	26	29	31	8	10	13	15	25	27	27	26	9	11	11	10
25	33	36	40	43	10	13	17	20	34	37	37	35	11	14	14	12
30	42	47	52	54	12	17	22	24	43	46	46	44	13	16	16	14
35	52	59	63	65	14	21	25	27	52	56	56	54	14	18	18	16
40	62	70	73	76	16	24	27	30	62	65	66	65	16	19	20	19
45	74	80	83	86	20	26	29	32	70	75	76	75	17	21	22	21
50	84	90	92	96	22	28	30	34	81	84	85	86	19	22	23	24
55	91	99	101	105	24	29	31	35	90	93	95	95	20	23	24	25

Таблиця 2.2

Середні за день значення альбедо (A_r) поверхні океану при безхмарному небі та середніх умовах хвилювання

Широта град.	Місяці											
	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
70°пн.ш.	-	0,214	0,162	0,105	0,087	0,081	0,084	0,096	0,130	0,194	0,266	-
60	0,258	0,163	0,106	0,081	0,069	0,067	0,067	0,074	0,092	0,136	0,192	0,268
50	0,163	0,111	0,082	0,066	0,060	0,058	0,058	0,062	0,074	0,097	0,138	0,168
40	0,100	0,082	0,066	0,058	0,054	0,053	0,053	0,055	0,062	0,074	0,095	0,114
30	0,080	0,067	0,058	0,053	0,050	0,051	0,051	0,051	0,055	0,063	0,076	0,085
20	0,066	0,059	0,052	0,050	0,049	0,050	0,049	0,050	0,052	0,057	0,064	0,068
10	0,058	0,054	0,050	0,049	0,049	0,051	0,051	0,050	0,049	0,052	0,056	0,060
0	0,054	0,050	0,049	0,049	0,052	0,053	0,052	0,051	0,049	0,050	0,052	0,055
10°пд.ш	0,050	0,050	0,049	0,052	0,057	0,059	0,059	0,054	0,051	0,049	0,050	0,051
20	0,049	0,052	0,052	0,057	0,064	0,068	0,066	0,061	0,054	0,050	0,050	0,050
30	0,049	0,051	0,057	0,064	0,076	0,086	0,081	0,070	0,059	0,053	0,051	0,050
40	0,053	0,057	0,063	0,076	0,098	0,110	0,104	0,085	0,068	0,058	0,054	0,053
50	0,058	0,064	0,076	0,100	0,145	0,170	0,159	0,118	0,085	0,068	0,059	0,058
60	0,067	0,076	0,094	0,136	0,199	0,270	0,254	0,170	0,109	0,083	0,068	0,067

Порядок виконання роботи

1. З астрономічних таблиць [2] (табл. 5.3 стор. 305) за умовами океанографічної станції (широта місця, дата і час спостереження) визначити висоту Сонця.
2. З табл. 2.1 природної освітленості за висотою Сонця і хмарності, переведеній з балів в чверті (див. пояснення до табл. 2.1) вибрати величини сумарної поверхневої освітленості $E_П$ і освітленості $E''_П$, що створюється дифузним випромінюванням атмосфери.
3. Розрахувати величину освітленості $E'_П$, що створюється направленим випромінюванням Сонця, як різницю:

$$E'_П = E_П - E''_П \tag{2.3}$$

4. З табл. 2.2 за широтою місця і датою спостережень вибирати величину альбедо A_r поверхні моря для безхмарного неба.
5. За формулою (2.1) обчислити альбедо A_{rn} з врахуванням хмарності.
6. За формулою (2.2) розрахувати величину сумарної поверхневої освітленості E_0.
7. Результати розрахунків занести у табл. 2.3 та проаналізувати.

Приклад розрахунку

Розрахунок поверхневого та підповерхневого освітлення, проведений для Ботнічної затоки (φ=63° 19,5 півн.ш.; λ=20°18' сх.д.) за наступними астрономічними та метеорологічними умовами: дата − 23 серпня 1985 р., місцевий час – 11 год, хмарність – Cu, 2 бали. Всі результати обчислень наведені в табл. 2.3.

Таблиця 2.3

Поверхнева та підповерхнева освітленість в морі

Висота Сонця в град	Поверхнева освітленість			Альбедо		Підповерхнева освітленість
	Загальна $E_П$	Розсіяна $E''_П$	Пряма $E''_П$	При безхмарному небі, Ar	З врахуванням хмарності, A_{rn}	Загальна освітленість, E_0
36	54000	14400	39600	0,074	0,061	50706

Як видно з табл. 2.3, режим освітленості поверхні моря в близько полуденні години формується за рахунок направленого випромінювання Сонця, що становить 39600 лк. Освітленість за рахунок дифузного випромінювання атмосфери в 2,8 разів менше прямої освітленості. Альбедо поверхні моря з врахуванням хмарності складає 0,061. Це означає,що при даних астрономічних і метеорологічних умовах після відображення сонячної радіації на поверхні розділу атмосфера – море під поверхню потрапляє 93,9 % загального випромінювання Сонця, що створює підповерхневу освітленість, яка дорівнює 50706 лк.

Контрольні запитання

1. Який вплив на води океану надає променисте випромінювання Сонця?
2. У чому відмінність прямої сонячної радіації від розсіяної?
3. За яких умов потоки розсіяної сонячної радіації можуть перевершувати потоки прямої сонячної радіації?
4. Як оптична товщина атмосфери впливає на потоки сонячної радіації?
5. Від яких факторів залежить поверхнева та підповерхнева освітленість?
6. У яких умовах освітленість набуває своїх найбільших значень?
7. Які види хмарності надають найбільшого впливу на освітленість?

Практична робота № 2
«Радіаційний баланс поверхні океану»

Задачі роботи

Визначити радіаційний баланс поверхні океану.

Вихідні дані

Судові спостереження за температурою повітря T_a, хмарністю n, координати станції (широта, довгота), дата спостереження, час спостереження.

Варіанти завдання та вихідні дані наведені у додатку Б.

Необхідні для виконання завдання океанографічні таблиці: табл. 5.3, 5.11, 5.13, 5.17, 5.18. Океанографічні таблиці є на сайті дистанційного навчання в розділі «Практичний модуль».

Пояснення

Для визначення радіаційного балансу поверхні океану використовують формулу

$$R = Q(1 - A) + I_a - I_w, \tag{2.4}$$

де Q − сумарна радіація (пряма та розсіяна), яка доходить до поверхні океану;

A – альбедо морської поверхні;

I_a – довгохвильове випромінювання атмосфери,

I_w – довгохвильове випромінювання поверхні океану.

Порядок виконання роботи

1. За широтою місця і конкретним місяцем року, який даний у вихідних даних за океанографічною табл. 5.3 визначити висоту сонця ($h_☼$).

2. За океанографічною табл. 5.11 визначити сумарну радіацію (Q) до можливої в залежності від загальної хмарності (n) і висоти сонця ($h_☼$).

3. За океанографічною табл. 5.13 за даними хмарності (n) і висотою сонця ($h_☼$) знайти альбедо морської поверхні (A).

4. За океанографічною табл. 5.17 за даними температури повітря (T_a) і загальної хмарності (n) знайти довгохвильове випромінювання атмосфери (I_a).

5. За океанографічною табл. 5.18 за даними хмарності і різниці температури поверхні води і повітря знайти довгохвильове випромінювання поверхні океану (I_w).

6. За формулою (2.4) розрахувати радіаційний баланс океану.

7. Результати розрахунків занести у табл. 2.4 та проаналізувати.

Приклад до виконання практичної роботи

Розрахувати: радіаційний баланс поверхні океану за наступними даними:

Дата, час	*Координати*	*n, бали*	T_a, °C
15.09.2009 р. 12 год	φ =58^{0}с.ш; λ =15^{0}з.д	6	17

Рішення:

За формулою (2.4) розрахувати радіаційний баланс океану. Для визначення радіаційного балансу поверхні океану потрібно:

1) За широтою місця і конкретним місяцем року, який даний у вихідних даних за океанографічною табл. 5.3 визначити висоту сонця ($h_☼$): $h_☼$ = 33,4°.

2) За океанографічною табл. 5.11 визначити сумарну радіацію (Q) до можливої в залежності від загальної хмарності (n) і висоти сонця ($h_☼$):

Q = 0,87 кал·см$^{-2}$·хв$^{-1}$. В океанографічних таблицях сумарна радіація дається в кал·см^2·хв$^{-1}$, ці одиниці виміру потрібно перевести в Дж/м^2·с, тобто

$$Q = 0{,}87 \text{ кал·см}^{-2}\text{·хв}^{-1} = 606{,}7 \text{ Дж/м}^2\text{·с}.$$

3) За океанографічною табл. 5.13 за даними хмарності (n) і висотою сонця ($h_☼$) знайти альбедо морської поверхні (A):

$$A = 9{,}5\ \% = 0{,}095.$$

4) За океанографічною табл. 5.17 за даними температури повітря (T_a) і загальної хмарності (n) знайти довгохвильове випромінювання атмосфери (I_a):

$$I_a = 0{,}49 \text{ кал·см}^{-2}\text{·мин}^{-1} = 341{,}9 \text{ Дж/м}^2\text{·с}.$$

5) За океанографічною табл. 5.18 за даними хмарності і різниці температури поверхні води і повітря знайти довгохвильове випромінювання поверхні океану (I_w):

$$I_w = 0{,}06 \text{ кал·см}^{-2}\text{·мин}^{-1} = 41{,}9 \text{ Дж/м}^2\text{·с}.$$

Розраховані значення (Q, A, I_a, I_w) підставляємо у формулу радіаційного балансу поверхні океану (2.4):

$$R = Q\,(1\text{-}A) + I_a - I_w = 606{,}7\,(1 - 0{,}095) + 341{,}9 - 41{,}9 = 849{,}1 \text{ Дж/м}^2\text{·с}.$$

Таблиця 2.4

Результати розрахунку радіаційного балансу

Місяць	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
R, Дж/м^2·с									849,1			

Контрольні запитання

1. Які основні особливості радіаційного балансу системи океан - атмосфера?
2. Перерахуйте складові радіаційного балансу?
3. Які зміни зазнають потоки прямої сонячної радіації в атмосфері?
4. З яких складових складається сумарна радіація?
5. У чому відмінність короткохвильової та довгохвильової радіації?
6. Які потоки відносяться до короткохвильової сонячної радіації? Які потоки відносяться до довгохвильового випромінювання?
7. Які фактори впливають на радіаційний баланс?
8. Яку роль у формуванні потоків короткохвильової та довгохвильової радіації, що надходять до поверхні океану, відіграє хмарність?

Практична робота № 3
«Розрахунок потоку прихованого тепла водяної пари між океаном та атмосферою»

Задачі роботи

Розрахувати потік тепла при випаровуванні або конденсації $\mathscr{L}E$ на поверхні океану.

Вихідні дані

Судові спостереження за температурою поверхні води t_w, температурою повітря t_z на стандартній висоті 6 м і швидкістю вітру V, атмосферним тиском P. Варіанти завдання та вихідні дані наведені у додатку Б.

Пояснення

При кліматичних розрахунках випаровування з поверхні гідросфери використовується формула В.В.Шулейкіна:

$$E = a\,(q_w - q_z)\,V, \qquad (2.5)$$

де E – випаровування (кг/м^2·с),
q_w – питома вологість (кг/кг) біля поверхні води, що приймається рівною вологості насичення при температурі поверхні,
q_z – питома вологість на стандартній висоті вимірювань (близько 6-10 м),
V – швидкість вітру (м/с),
a = 2,4 10^{-3} (кг/м^3).

Питому вологість q можливо виразити через формулу:

$$q = 0{,}622\frac{e}{P} \qquad (2.6)$$

де e – пружність водяної пари,
P – атмосферний тиск.

Пружність насиченої пари e_w при температурі поверхні океану визначають за „Океанографічними таблицями” (табл. 5.41, стор. 334). Величину e на висоті z над рівнем моря можна за допомогою формули Магнуса:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}} = e_0 \cdot \sqrt[b+t]{10^{at}} \qquad (2.7)$$

де e_0 пружність насиченої пари при температурі t = 0 ºС, e_0 = *6,107* гПа, для тиску насиченої водяної пари над чистою водою коефіцієнти a = 7,6326, b = 241,9.

Для визначення витрат тепла $\mathscr{L}E$ (Дж/(м^2·с), що витрачаються океаном на випаровування, досить значення випаровування з поверхні океану E помножити на теплоту випаровування $\mathscr{L}$ = 2500 Дж/г.

Порядок виконання роботи

1. За „Океанографічними таблицями” (табл. 5.41, стор. 334) знайти значення пружності насиченої пари e_w при температурі поверхні океану. Увага: вхідні значення солоності Додаток Б рис. Б.1 перевести в ‰ (1 ‰ = 1 гр/кг).

2. За формулою Магнуса (2.7) розрахувати пружність насиченої пари e_z при температурі повітря.

3. За формулою (2.6) розрахувати питому вологість q_w та q_z.

Увага: тиск перекладаємо у Па!

4. Розрахувати випаровування з поверхні океану E за формулою (2.5).

5. Розрахувати витрати тепла на випаровування $\mathscr{L}E$.

6. Результати розрахунків для кожного місяця року занести в робочу табл. 2.5. Виконати аналіз отриманих розрахунків.

Таблиця 2.5

Результати розрахунків витрати тепла на випаровування з поверхні океану

Координати: 55° 24х..ш., 50° 24х..д.						
	e_w, Па	e_z, Па	q_w, кг/кг	q_z, кг/кг	E, кг/м^2·с	LE, Дж/(м^2·с)
січень						
лютий						
...						

Приклад розрахунку

Розрахувати випаровування з поверхні гідросфери за допомогою формули В.В.Шулейкіна. Вихідні дані:

№	широта	довгота	лютий				
			t_w, °С	t_z, °С	P, гПа	V, м/с	S, ‰
1	55° 24х..ш.	50° 24х..д.	3	-2,5	995	12	34

1. Знаходимо за „Океанографічними таблицями” (табл. 5.41, стор. 334) значення значення пружності насиченої пар при температурі поверхні океану

$$e_w = 7{,}43 \text{ мб} = 743 \text{ Па}.$$

2. За ф-лою Магнуса (2.7) розраховуємо пружність насиченої пари при температурі повітря

$$e_z = 508 \text{ Па}.$$

3. Знаходимо питому вологість за формулою (2.6) розраховуємо питому вологість. При розрахунку Р перекладаємо в Па.

$$q_w = 0{,}0046 \text{ (кг/кг) та } q_z = 0{,}0032 \text{ (кг/кг)}.$$

4. Знаходимо випаровування з поверхні океану E за формулою (2.5)

$$E = 2{,}4\ 10^{-3} \times (0{,}0046\text{-}0{,}0032)\times 12 = 0{,}044\ 10^{-3} \text{ кг/м}^2\cdot\text{с}.$$

5. Знаходимо витрати тепла на випаровування $\mathscr{L}E$.

$$\mathscr{L} = 25\times 10^5 \text{ Дж/кг}, \quad \mathscr{L}E = 25\times 10^5 \times 0{,}044\ 10^{-3} = 110 \text{ Дж/(м}^2\cdot\text{с)}.$$

т.к. тепло витрачається океаном на випаровування, то в рівнянні балансу це доданок буде зі знаком мінус.

6. Результати розрахунків витрати тепла на випаровування з поверхні океану

Координати: 55° 25пн.ш., 50° 25зх.д.						
	e_w, Па	e_z, Па	q_w, кг/кг	q_z, кг/кг	E, кг/м^2·с	$\mathscr{L}E$, Дж/(м^2·с)
лютий	743	508	0,0046	0,0032	0,044 10^{-3}	-110
...						

Контрольні запитання

1. В результаті процесу випаровування океан набуває або витрачає тепло?
2. За яких умов (характеристики вологості) розвивається процес випаровування?
3. Як залежить пружність насичення (максимальна пружність) водяної пари від температури повітря?
4. Який вплив на процес випаровування надає швидкість вітру?
5. Як змінюється річне випаровування з поверхні океану при переміщенні від екватора до полюсів?
6. Чому в районі Гольфстріму та Куросіо спостерігаються підвищені значення випаровування?

Практична робота № 4
«Розрахунок турбулентного теплообміну між океаном та атмосферою. Оцінка потоків явного тепла»

Задачі роботи

1. Розрахувати турбулентний теплообмін між океаном та атмосферою.
2. Розрахувати відношення Боуена та порівняти з результатами відомих авторів, наведених у поясненнях до робіт.

Вихідні дані

Судові спостереження за температурою поверхні води t_w, температурою повітря t_z на стандартній висоті 6 м і швидкістю вітру V. В якості вхідних значень радіаційного балансу та витрати тепла на випаровування $\mathscr{L}E$ використовувати результати розрахунків, виконаних у практичній роботі № 2 та № 3. Варіанти завдання та вихідні дані наведені у додатку Б.

Пояснення

1. Рівняння теплового балансу поверхні океану виражає кількісне співвідношення між потоками тепла, що перетинають одиничний майданчик. Оскільки теплові потоки мають різні напрями щодо поверхні, їхнє підсумовування виконується алгебраїчно, тобто. кожному потоку надається позитивний чи негативний знак. Зазвичай позитивний знак приписують потокам тепла, спрямованим в океан і підвищує його вміст, негативний − потокам тепла з океану. Щодо атмосфери знаки призначаю за тим самим принципом, тобто потокам тепла, спрямованим в атмосферу, надається позитивний знак і навпаки. Таким чином, ті самі потоки тепла у метеорологів і океанологів мають різні знаки.

Отже, алгебраїчна сума потоків тепла, що перетинають одиничну площу поверхні океану (без тепла льодових процесів) виражається рівнянням

$$R + \mathscr{L}E + \Phi + L_k M = B \qquad (2.8)$$

B – тепловий баланс, R – радіаційный баланс, $\mathscr{L}E$ – витрати тепла на випаровування та приплив тепла конденсації ($\mathscr{L}$ - питома теплота випаровування ($\mathscr{L}$= 25×10^5 Дж/кг), E - випаровування), Φ – турбулентний теплообмін при зіткненні води та повітря, $L_k M$ – витрати тепла на танення льоду та приплив тепла кристалізації (L_k – прихована теплота кристалізації, M – маса льоду, що утворився або розтанув).

Це рівняння є справедливим для будь-якого проміжку часу. У середньому за рік кількість льоду та тепловміст Світового океану в цілому не змінюються, тобто $L_k M = 0$, В = 0.

2. Для оцінки явних потоків тепла використовують відношення Боуена, яке дозволяє обчислити один потік за іншим потоком

$$Bo = \frac{\Phi}{\mathscr{L}\,\mathrm{E}} \tag{2.9}$$

Величина *Bo* не незмінна, і змінюється в залежності від стратифікації. При нестійкій стратифікації $Bo > 0$ і порівняно повільно зростає зі збільшенням перепаду температур. При стійкої стратифікації $Bo < 0$ і змінюється набагато швидше, ніж у першому випадку.

Також, *Bo* можна обчислити за формулою

$$\mathrm{Bo} = \frac{\mathrm{c_p}}{L}\frac{t_z - t_w}{q_z - q_w} \tag{2.10}$$

де c_p – питома теплоємність повітря при постійному тиску, t_z – температура повітря на висоті z, t_w- температура води, q_w – питома вологість (кг/кг) біля поверхні води, що приймається рівною вологості насичення при температурі поверхні та q_z – питома вологість на стандартній висоті вимірювань (близько 6-10 м).

Для суші випаровування зазвичай мало, отже, велике *Bo*. Для умов океану змінюється від 0,1 поблизу екватора до 1,0 в помірних широтах. Середні значення *Bo*, опубліковані Свердрупом, міняютьсяприблизно від 0,1 у низьких широтах до 0,45 на 70° півн. ш. і 0,23 на 70° півд.ш. Під час вторгнень холодного повітря значення Во можуть стати дуже великими. Так, наприклад, коли над Японським морем t_w - t_z перевищує 10° С величина *Bo* дорівнює 2,3. Сезонні зміни *Bo* «значні». Як правило, взимку ця величина позитивна, а влітку близька до нуля або має невеликі негативні значення. Гордон вивчав зміни *Bo* в залежності від термічної стійкості атмосферного граничного шару.

3. Для розрахунку *Ф* можливо використовувати рівняння Шулейкіна-Свердрупа:

$$\Phi = -\, c_p\, a\, V(t_w - t_z) \tag{2.11}$$

де c_p – питома теплоємність повітря при постійному тиску, (c_p = 1,01×10^3 Дж/кг·град);
V – швидкість вітру в м/с;
a – коефіцієнт пропорційності (a = 2,4·10^{-3} кг/м^3);
t_w – температура поверхні води;
t_z – температура повітря на стандартній висоті (6-10 м).

Порядок виконання роботи

1. Розрахувати турбулентний теплообмін між океаном та атмосферою *Ф* за формулою Шулейкіна-Свердрупа (2.11).
2. Розрахувати відношення Боуена за формулою (2.9), використовуючи результати розрахунку витрати тепла на випаровування $\mathscr{L}E$ з поверхні океану, отримані в практичній роботі № 3 та величину турбулентного теплообміну між океаном та атмосферою *Ф,* розраховану за формулою (2.11).
3. Результати розрахунків для кожного місяця року занести в робочу табл. 2.6. Проаналізувати одержані результати.

Приклад розрахунку

Розрахувати турбулентний теплообмін між океаном та атмосферою. Вихідні дані:

№	широта	довгота	лютий				
			t_w, °C	t_z, °C	*P,* гПа	V, м/с	S, ‰
1	55° 28х..ш.	50° 28х..д.	3	-2,5	995	12	34

1. Розрахувати турбулентний теплообмін океану з атмосферою *Ф* за формулою (2.11).

$$\Phi = -c_p aV \quad (t_w - t_z) = -1{,}01\times10^3 \times 2{,}4\times10^{-3} \times 12\times (3-(-2{,}5)) =$$

$$= -29{,}01\times5{,}5 = -159{,}98 \text{ Дж/м}^2\cdot\text{с}.$$

2. Розрахувати, використовуючи формулу (2.9), відношення Боуена

$$Bo = \frac{\Phi}{\mathscr{L}\,\mathrm{E}} = \frac{-159{,}98}{-110} = 1{,}45$$

3. Результати розрахунків занести в робочу табл. 2.6.

Таблиця 2.6

Турбулентний потік тепла та відношення Боуена

координати: 55° 28х..ш., 50° 28х..д.			
	Ф, Дж/м^2·с	$\mathscr{L}E$, Дж/(м^2·с)	*Bo*
лютий	-159,98	-110	1,45
...			

Контрольні запитання

1. Які основні особливості турбулентного теплообміну між океаном та атмосферою?
2. Від чого залежить інтенсивність турбулентного теплообміну?
3. Що характеризує відношення Боуена?
4. У яких географічних районах Світового океану розташовані зони з інтенсивною турбулентною віддачею тепла від океану до атмосфери?
5. Чому інтенсивність турбулентної тепловіддачі найбільша біля західних берегів океанів і вона зменшується при переміщенні до східних берегів?
6. Чому, на відміну від радіаційного балансу, турбулентний теплообмін не має вираженого широтного ходу?
7. Чим обумовлені добре виражені сезонні зміни турбулентного потоку тепла між океаном та атмосферою?

ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Жуков Л.А. Общая океанология. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1976. 374 с.
2. Океанографические таблицы. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1975. 540 с.
3. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1956. 255 с.
4. Будыко М.И. Атлас теплового баланса земного шара. Москва: Изд-во АН СССР, 1962. 270 с.
5. Физика океана / Под ред. Доронина Ю.П. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1978. 250 с.
6. Шулейкин В.В. Физика моря. Москва: Изд-во «Наука», 1968. 1083 с.

ДОДАТОК А

Варіанти завдань для практичної роботи № 1

Варіанти завдань обираються за останньою цифрою залікової книжки (індивідуального навчального плану студента)

Номер варіанту	Координати станції	Місцевий час	Хмарність
1	25^0пн.ш.; 20^0з.д.	15 серпня 2019р., 12^{00}	Перисто-купчастіхмари *Cc* (3 бали)
2	25^0пд.ш.; 25^0з.д.	15 січня 2019 р., 12^{00}	Купчасті хмари *Cu* (4 балів)
3	40^0пд.ш.; 20^0з.д.	15 лютого 2019 р., 12^{00}	Купчасто-дощові хмари *Cb* (7 балів)
4	30^0пд.ш.; 35^0з.д.	15 березня 2019 р., 12^{00}	Купчасті хмари *Cu* (6 балів)
5	15^0пд.ш.; 20^0з.д.	15 квітня 2019 р., 12^{00}	Перисті хмари *Ci* (3 бали)
6	43^0пн.ш.; 45^0з.д.	15 серпня 2019р., 12^{00}	Купчасто-дощові хмари *Cb* (6 балів)
7	30^0пд.ш.; 95^0з.д.	15 травня 2019 р., 12^{00}	Висококупчасті хмари *Ac* (5 балів)
8	23^0пн.ш.; 90^0з.д.	15 червня 2019р., 12^{00}	Перисті хмари *Ci* (2 бали)
9	30^0пн.ш.; 40^0з.д.	15 липня 2019р., 12^{00}	Купчасті хмари *Cu* (5балів)
0	38^0пн.ш.; 50^0з.д.	15 вересня 2019р. 12^{00}	Шарувато-купчастіхмари *Sc* (6 балів)

ДОДАТОК Б

Варіанти завдань для практичних робіт № 2, 3, 4

Варіанти завдань обираються за останньою цифрою залікової книжки (індивідуального навчального плану студента)

Номер варіанту	Координати станції	
	φ	λ
1	25° пн.ш.	20° зх.д.
2	30° пн.ш.	75° зх.д.
3	30° пн.ш.	75° зх.д.
4	35° пн.ш.	70° зх.д.
5	50° пн.ш.	40° зх.д.
6	55° пн.ш.	50° зх.д.
7	60° пн.ш.	10° зх.д.
8	60° пн.ш.	60° зх.д.
9	60° пн.ш.	30° зх.д.
0	70° пн.ш.	10° сх.д.

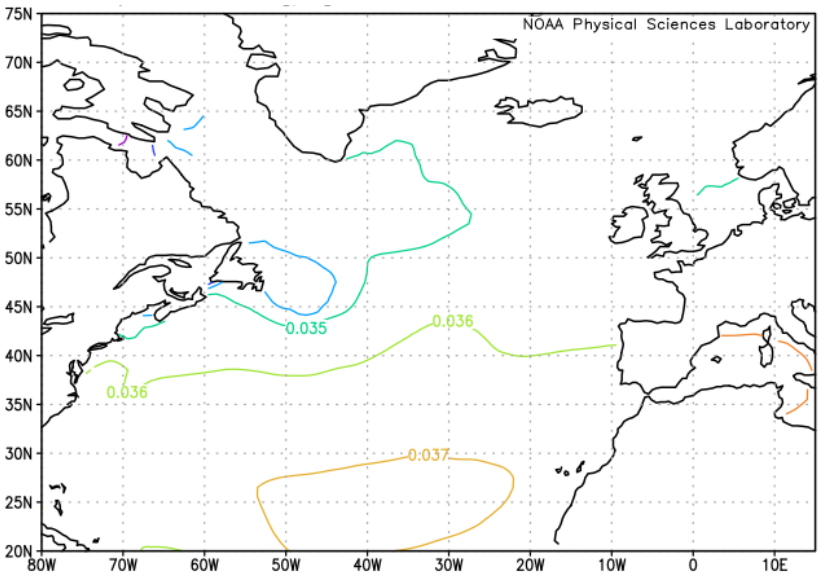
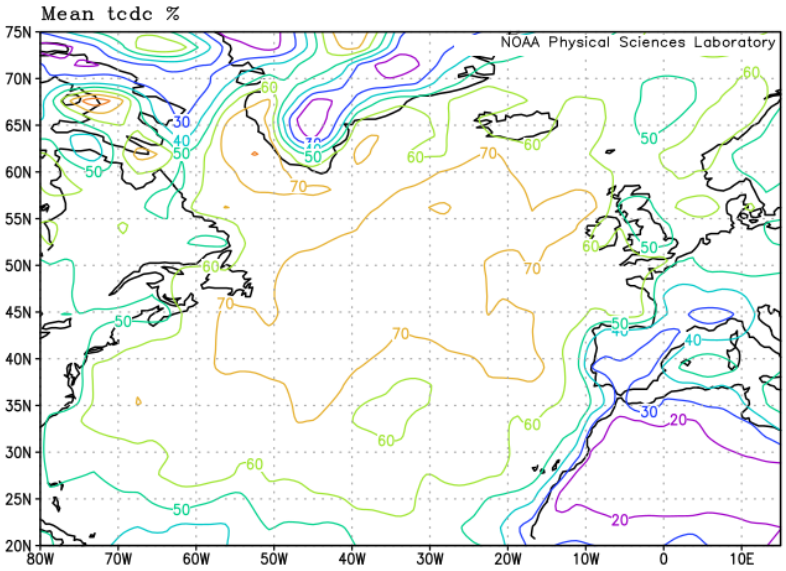
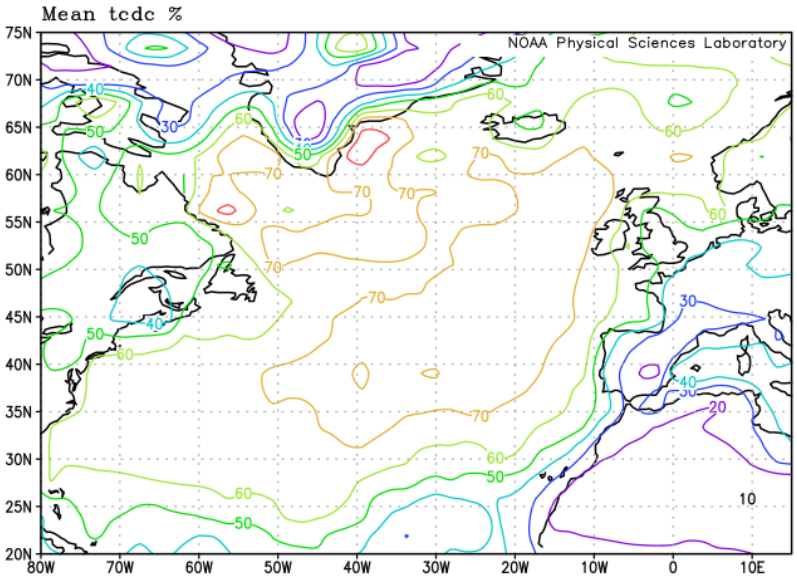


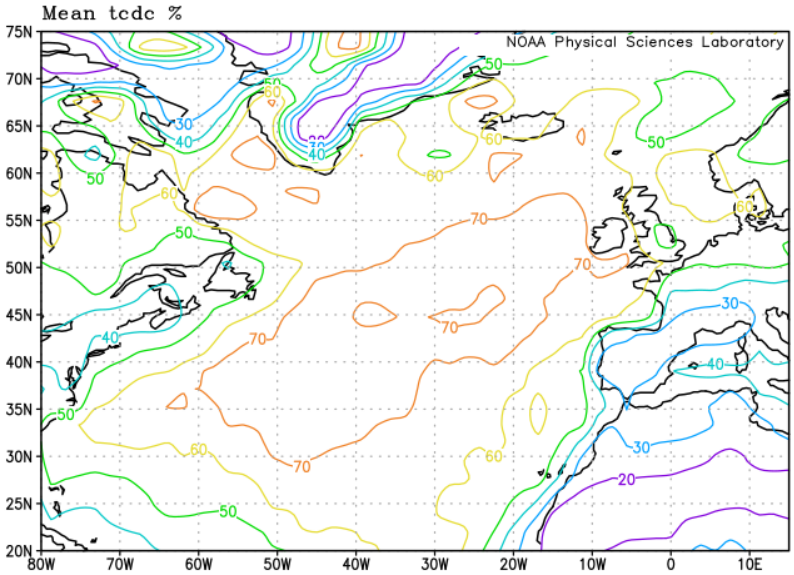
Рис. Б.1 Солоність води на поверхні (кг/кг)



(а)

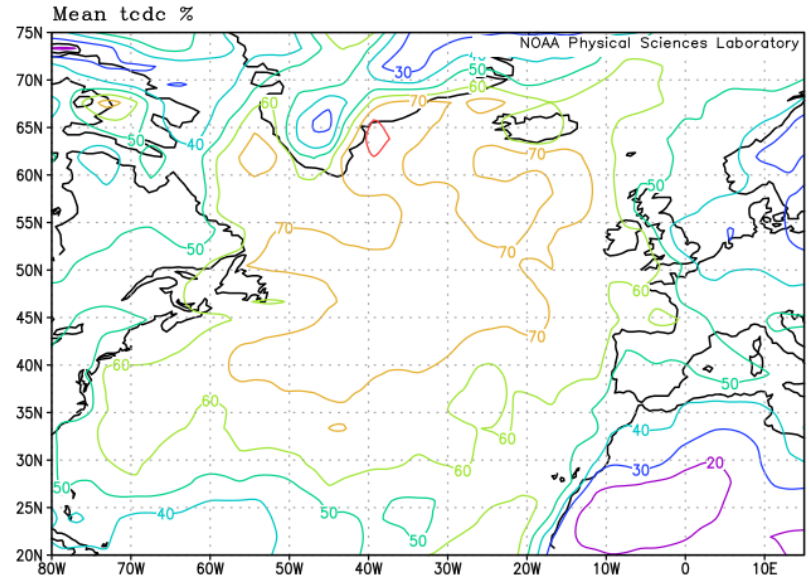


(б)

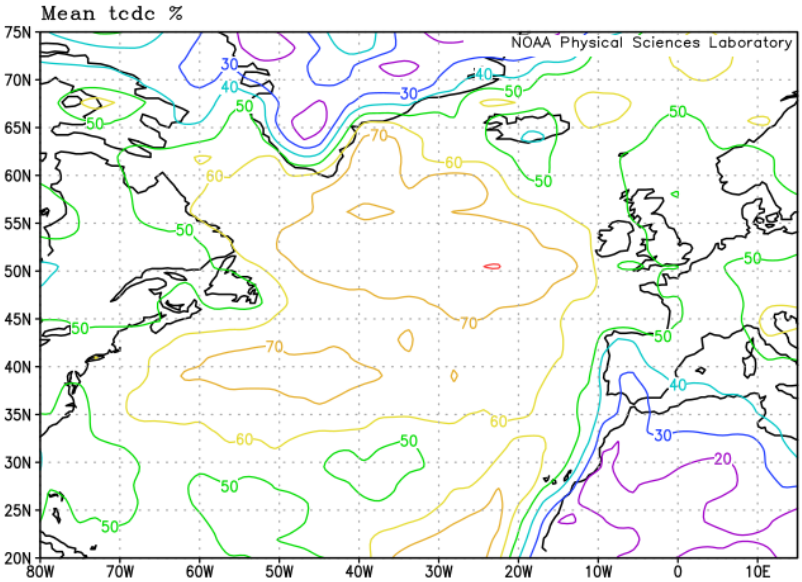


(в)

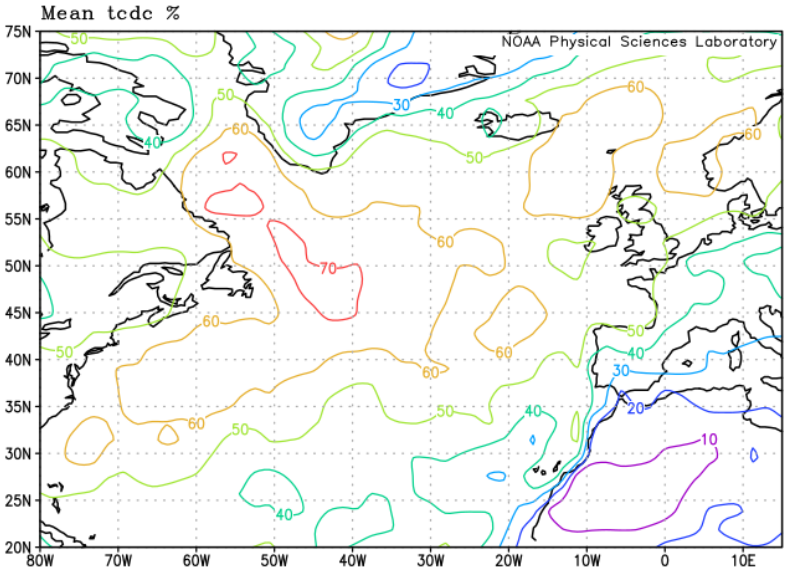
Рис. Б.2 Загальна хмарність (%): (а) – січень, (б) – лютий, (в) – березень



(а)

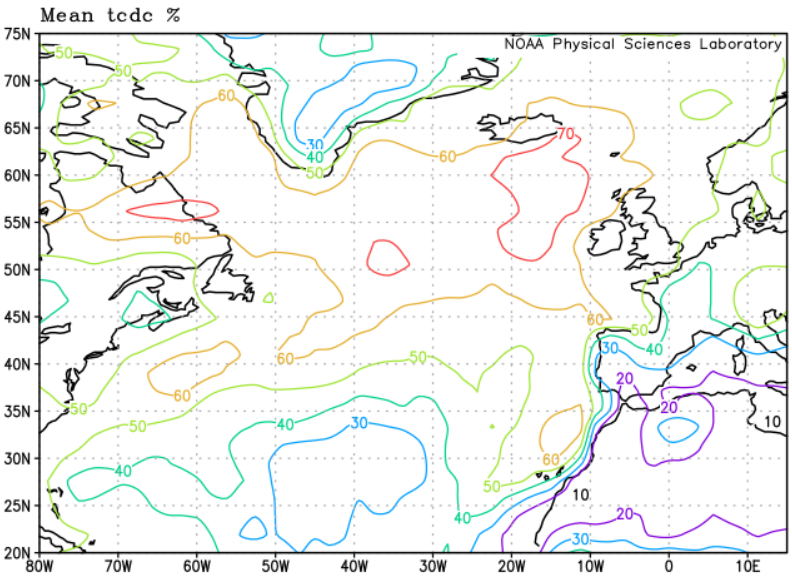


(б)

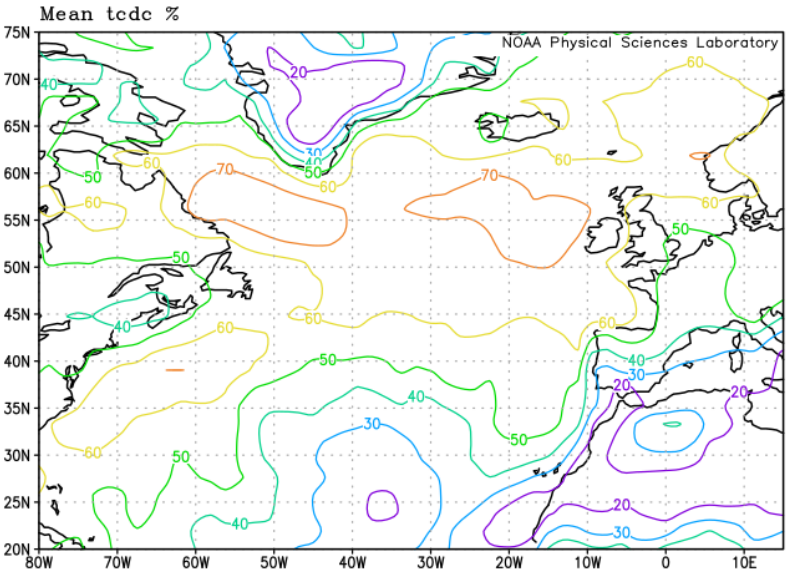


(в)

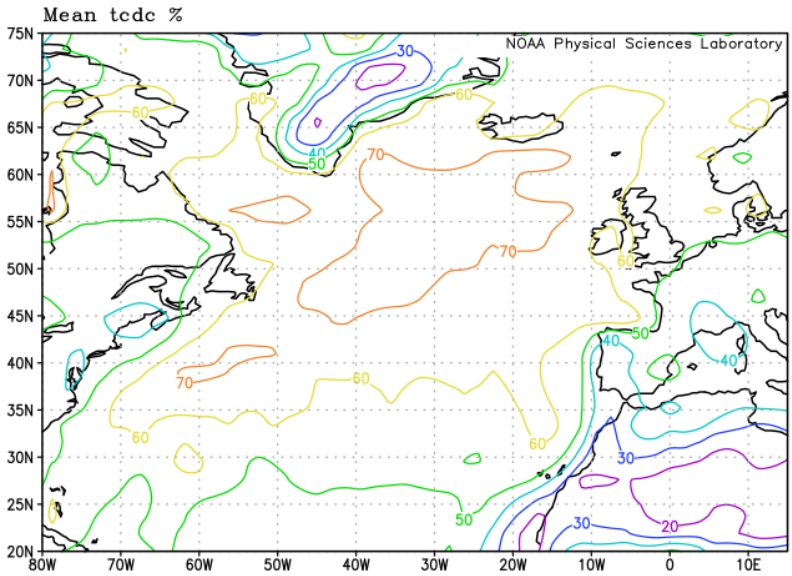
Рис. Б.3 Загальна хмарність (%): (а) – квітень, (б) – травень, (в) – червень



(а)

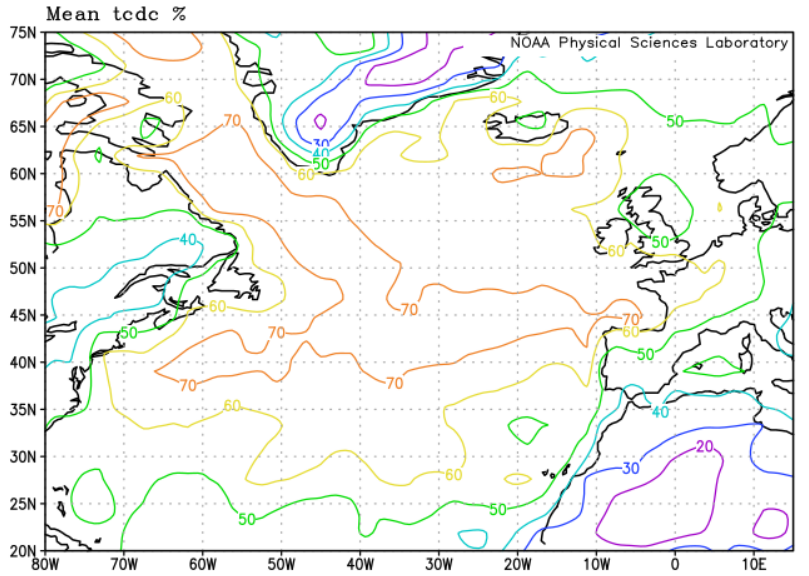


(б)

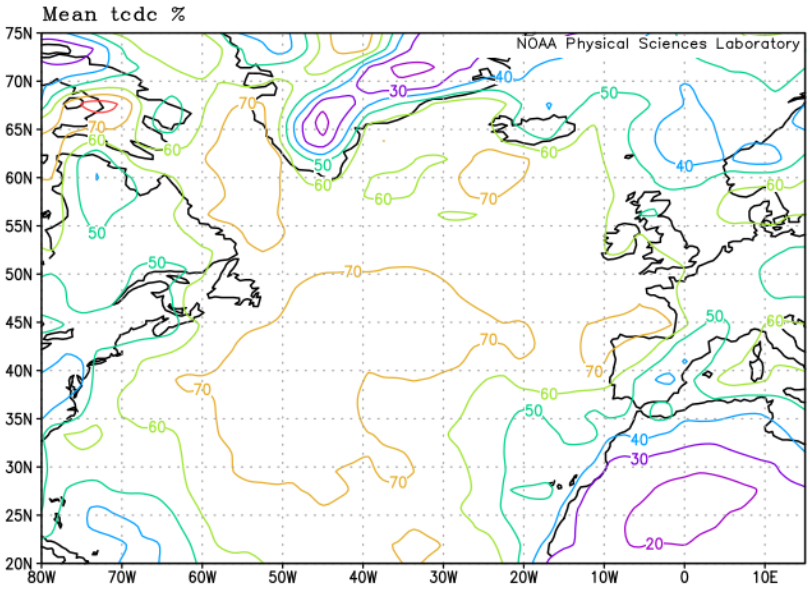


(в)

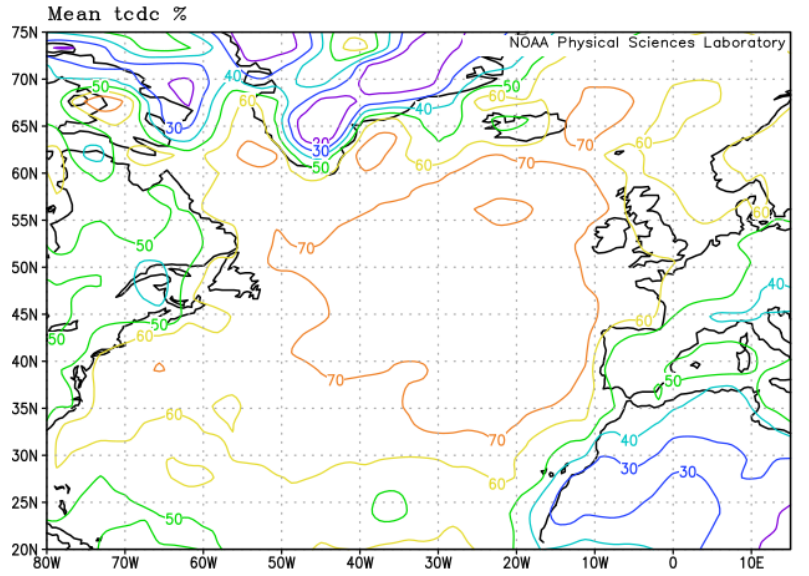
Рис. Б.4 Загальна хмарність (%): (а) – липень, (б) – серпень, (в) – вересень



(а)

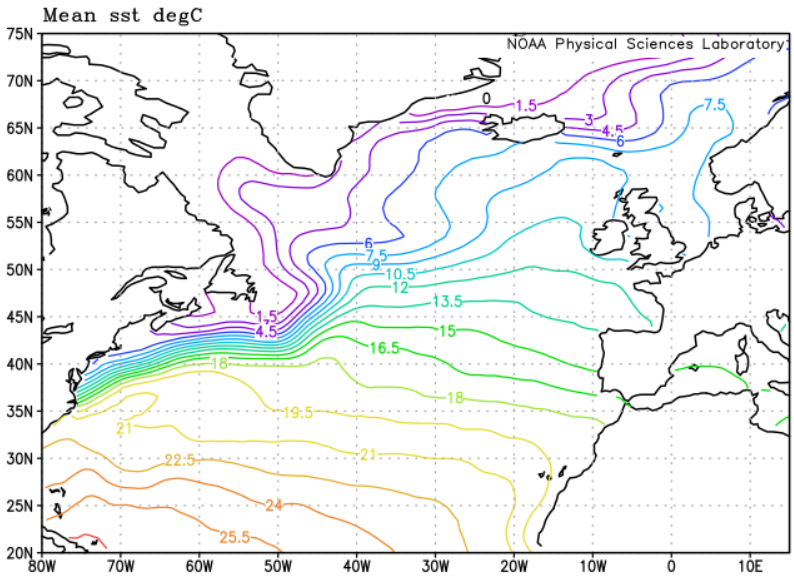


(б)

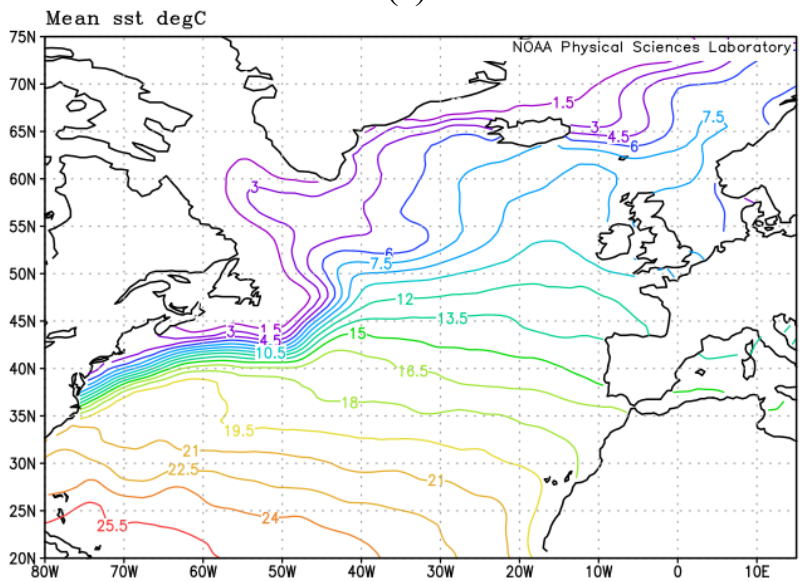


(в)

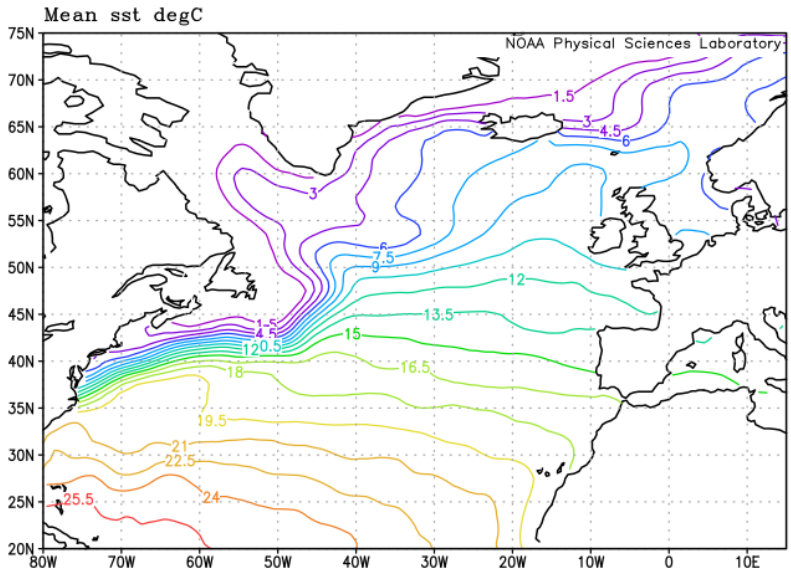
Рис. Б.5 Загальна хмарність (%): (а) – жовтень, (б) – листопад, (в) – грудень



(а)

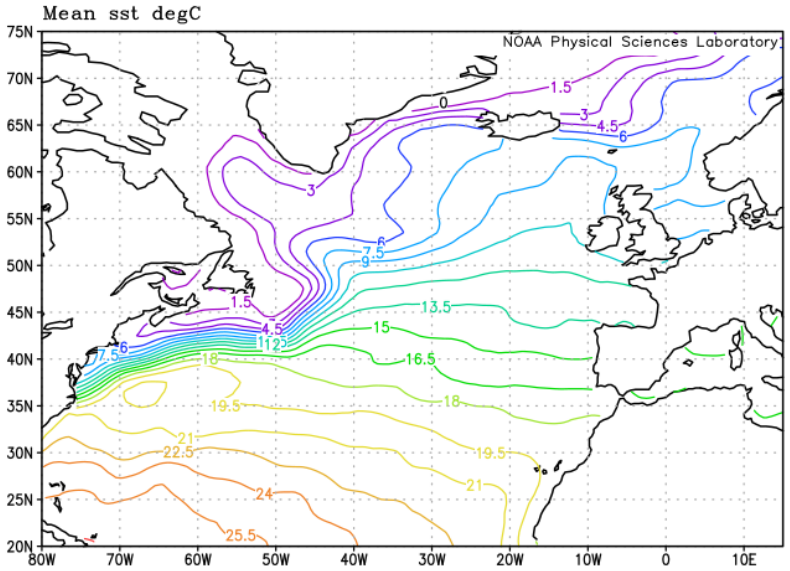


(б)

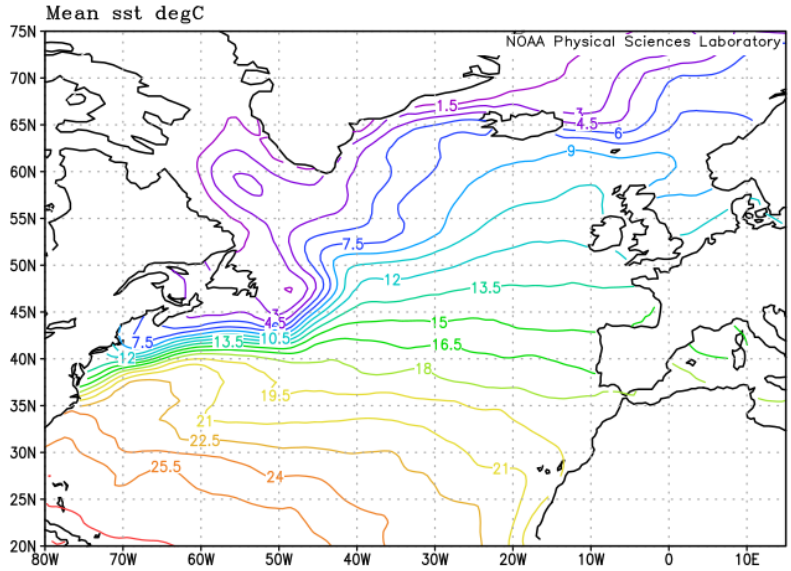


(в)

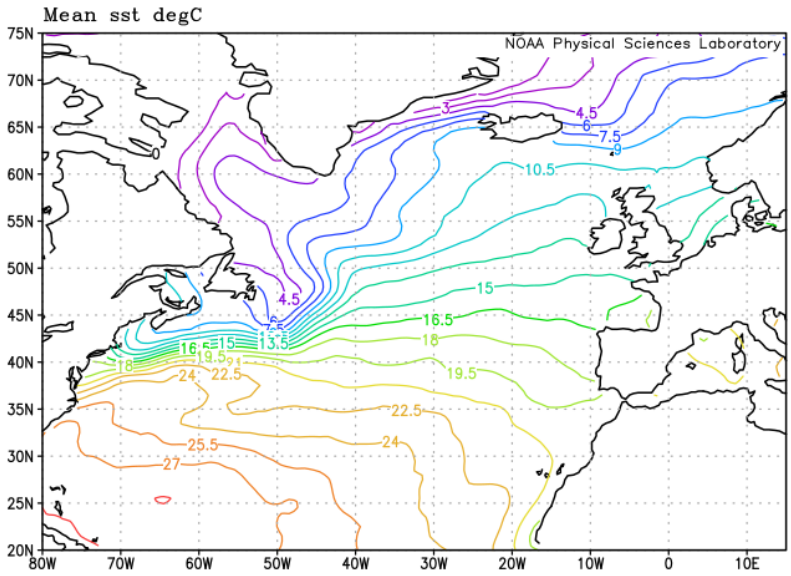
Рис. Б.6 Температура води на поверхні (°С): (а) – січень, (б) – лютий, (в) – березень



(а)

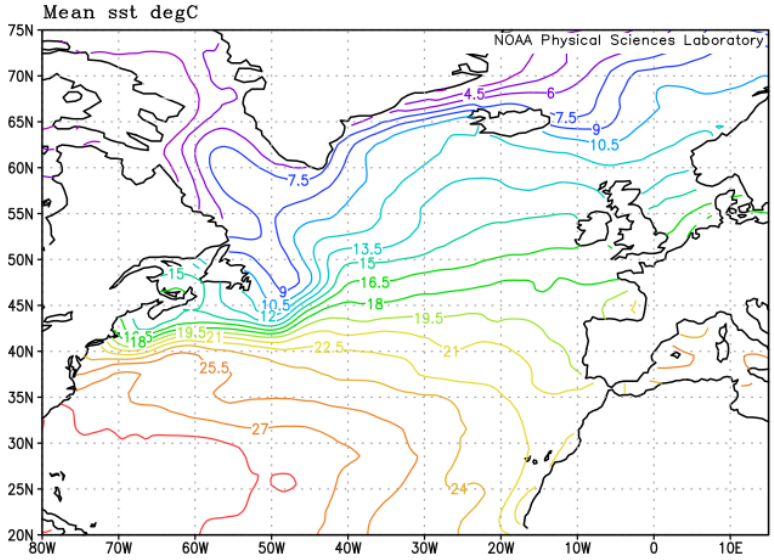


(б)

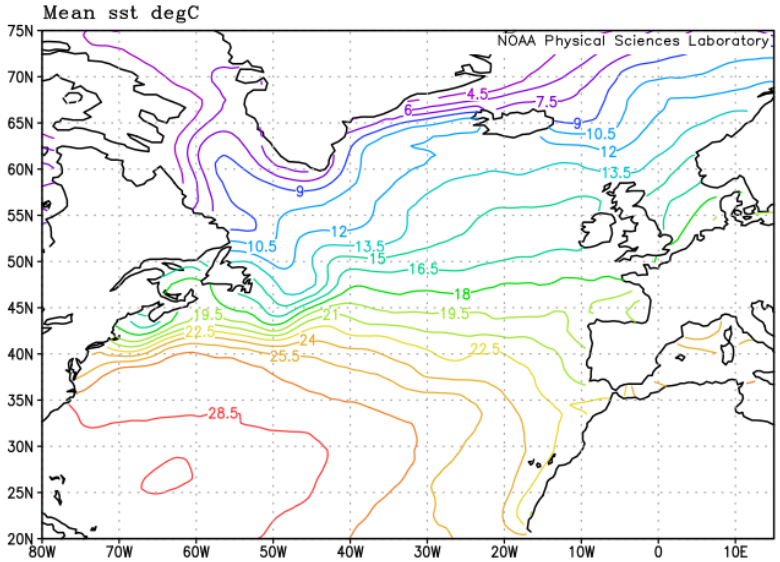


(в)

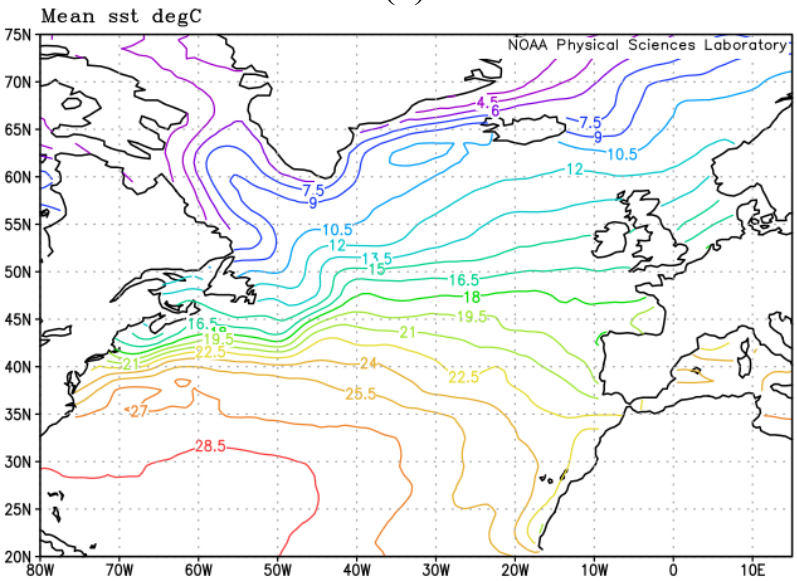
Рис. Б.7 Температура води на поверхні (°С): (а) – квітень, (б) – травень, (в) – червень



(а)

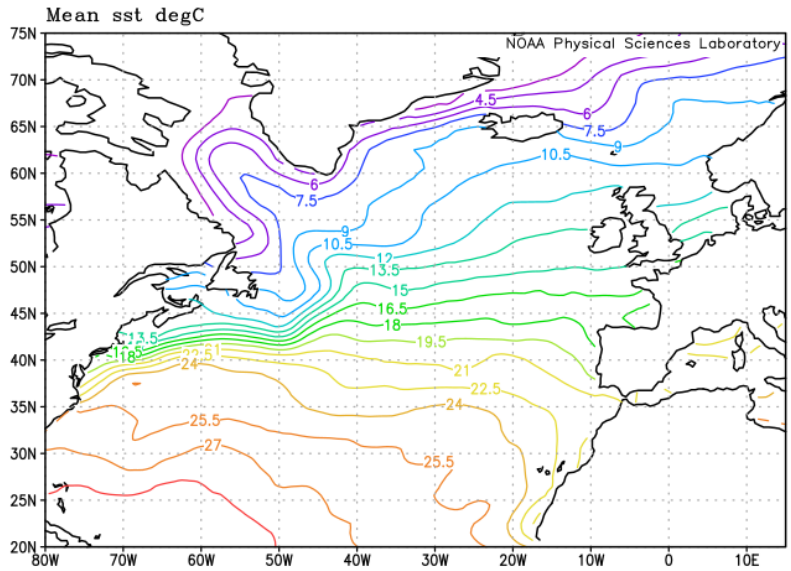


(б)

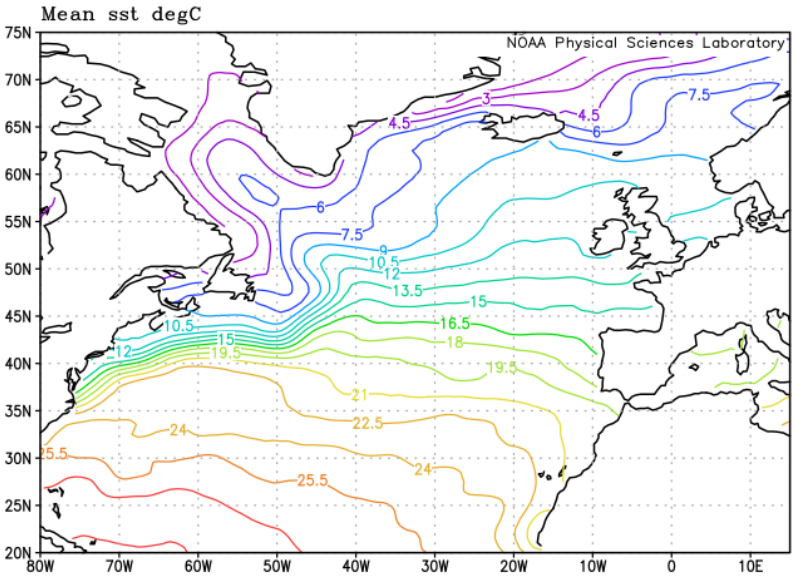


(в)

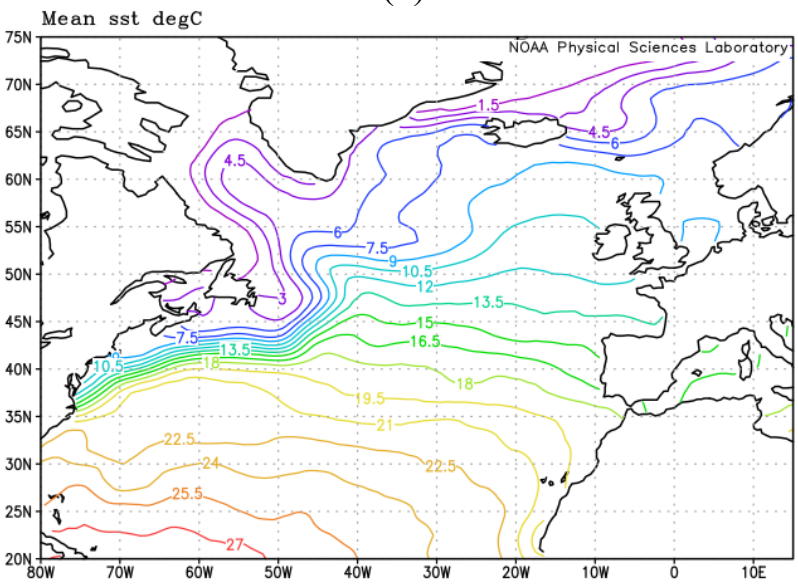
Рис. Б.8 Температура води на поверхні (°С): (а) – липень, (б) – серпень, (в) – вересень



(а)

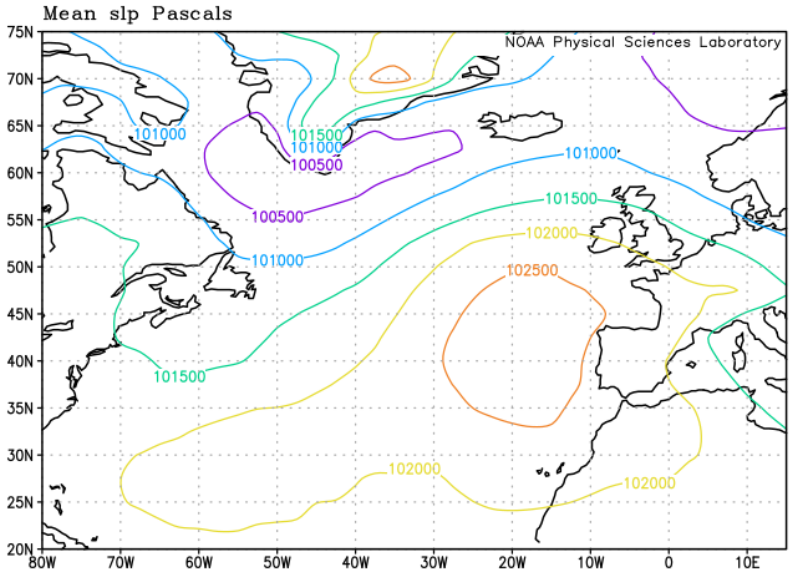


(б)

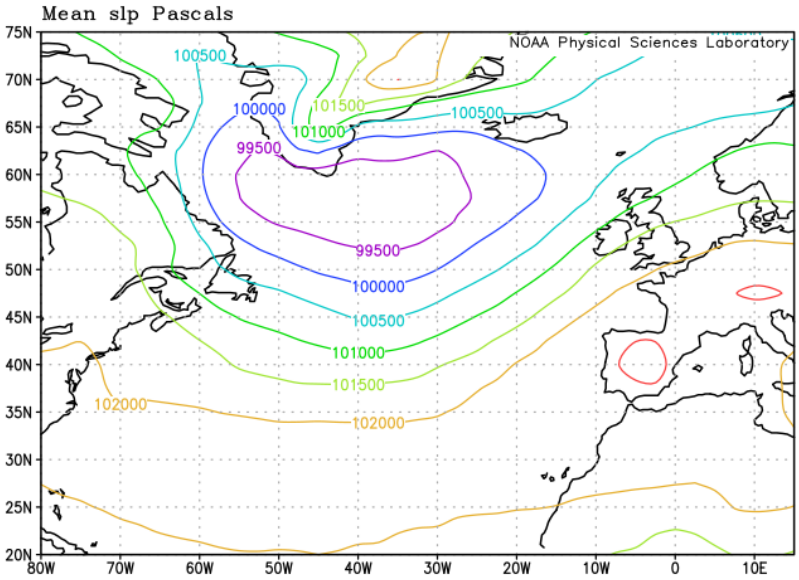


(в)

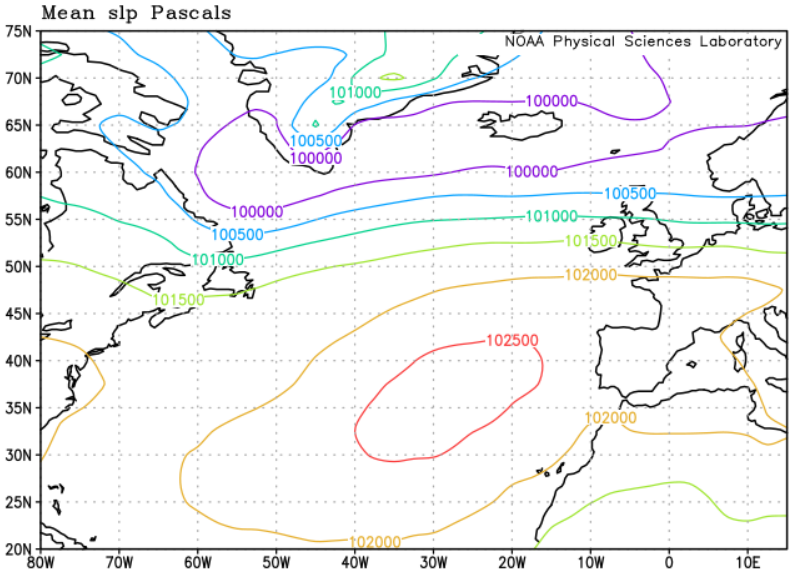
Рис. Б.9 Температура води на поверхні (°С): (а) – жовтень, (б) – листопад, (в) – грудень



(а)

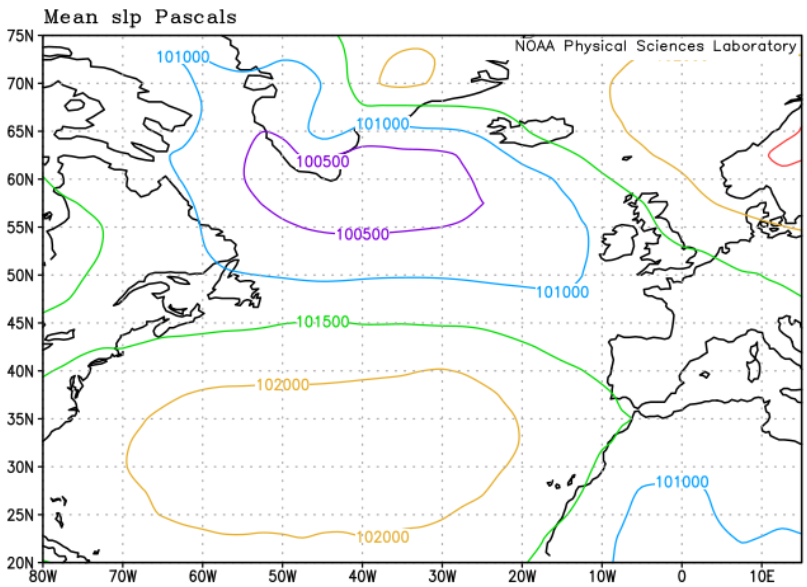


(б)

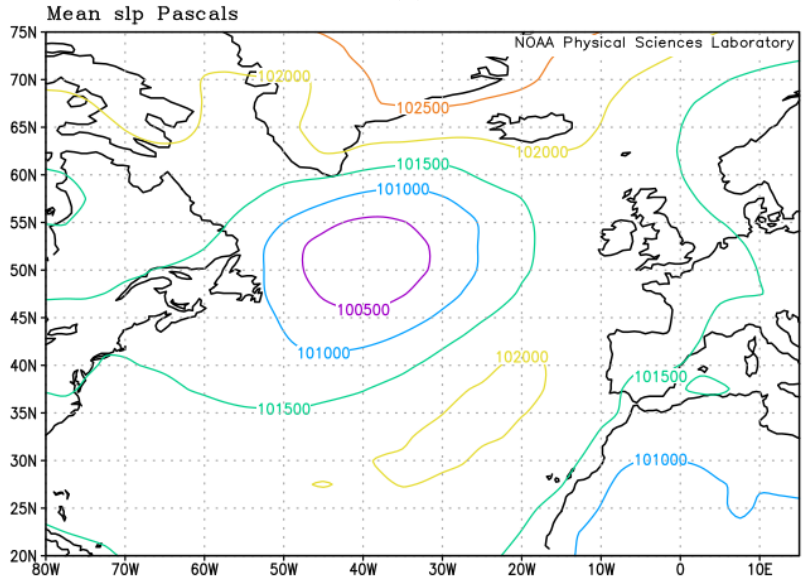


(в)

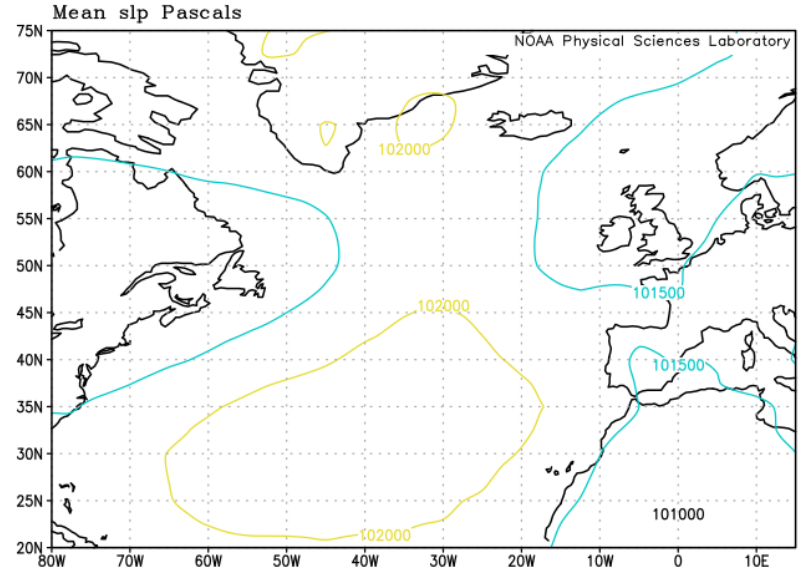
Рис. Б.10 Приземний тиск (Па): (а) – січень, (б) – лютий, (в) – березень



(а)

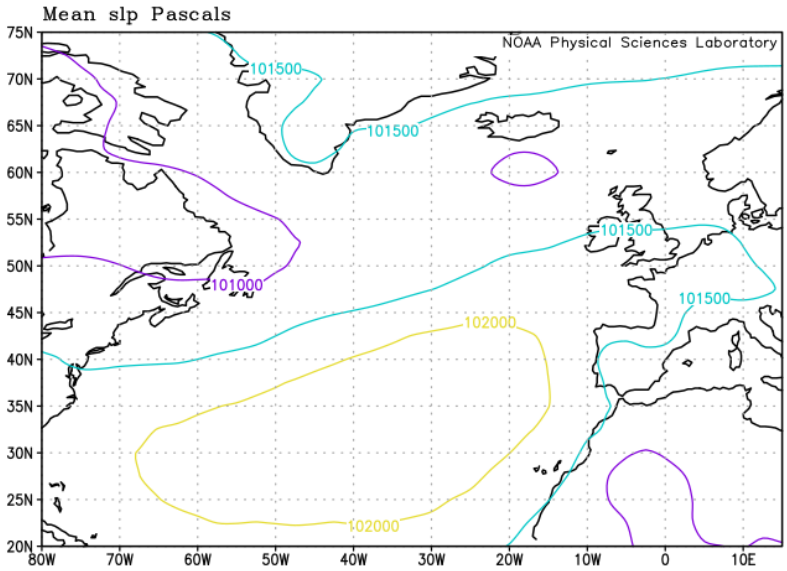


(б)

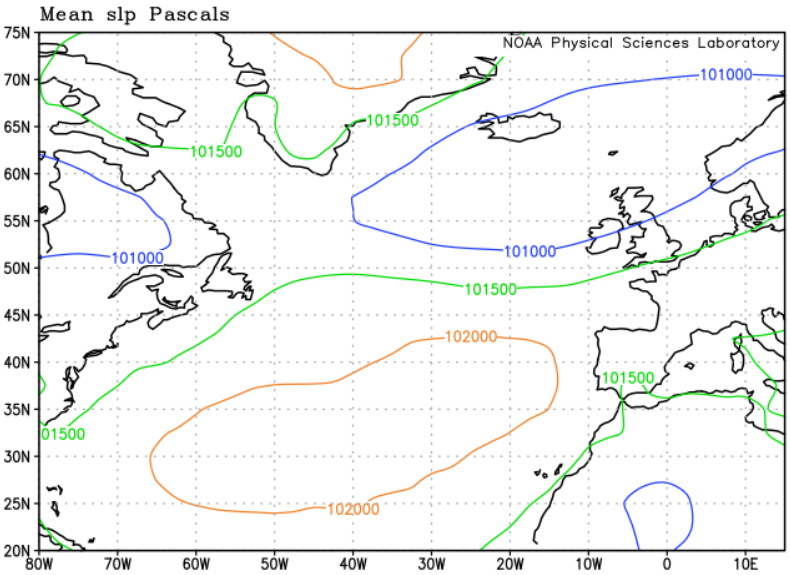


(в)

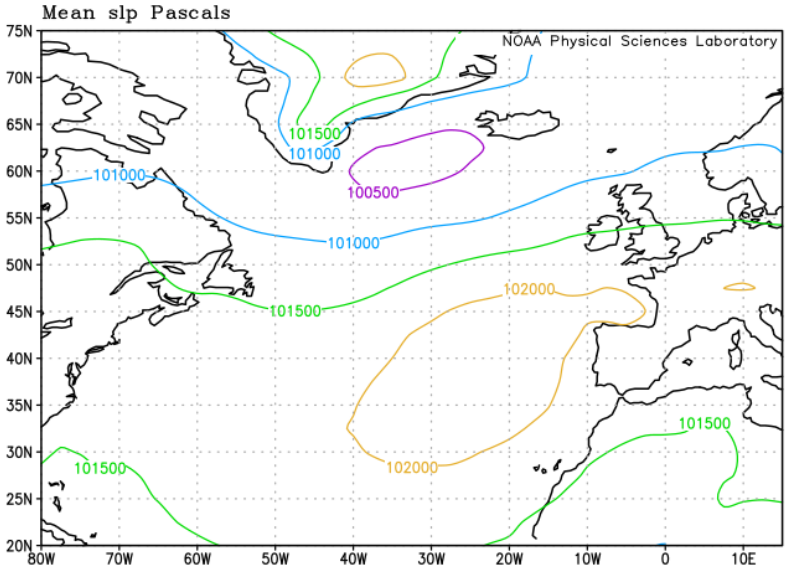
Рис. Б.11 Приземний тиск (Па): (а) – квітень, (б) – травень, (в) – червень



(а)

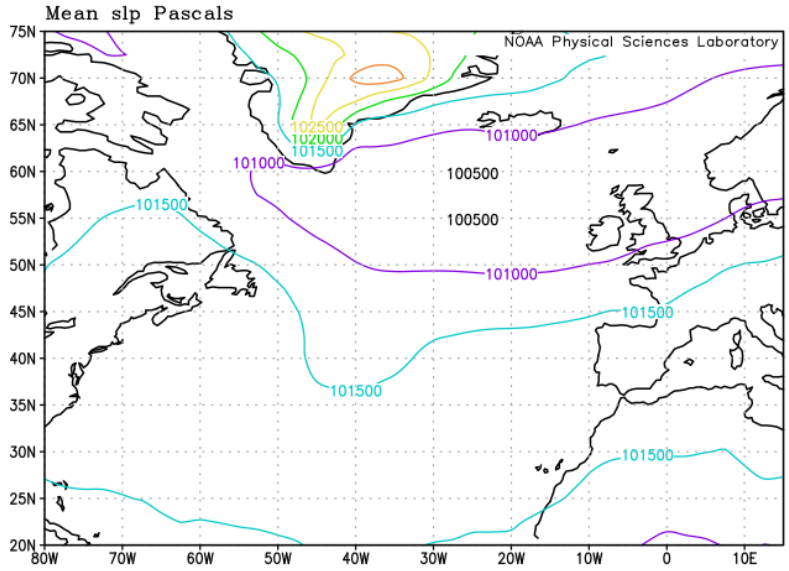


(б)

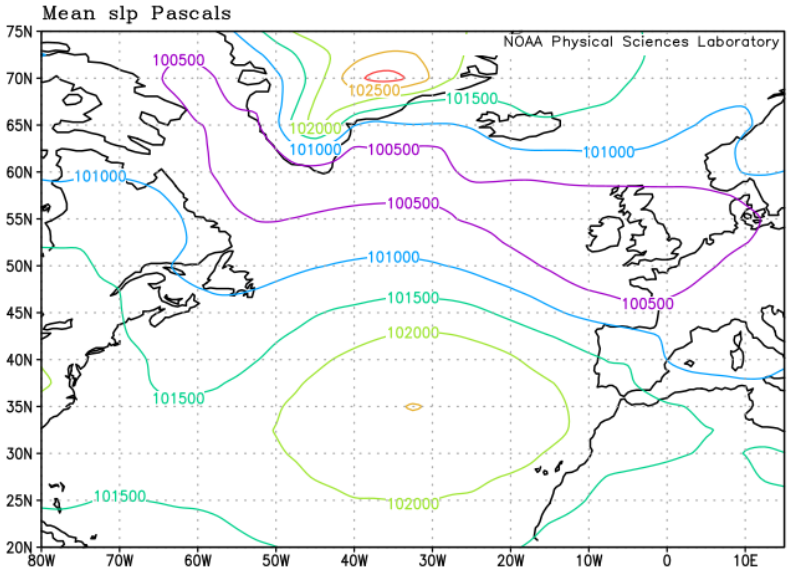


(в)

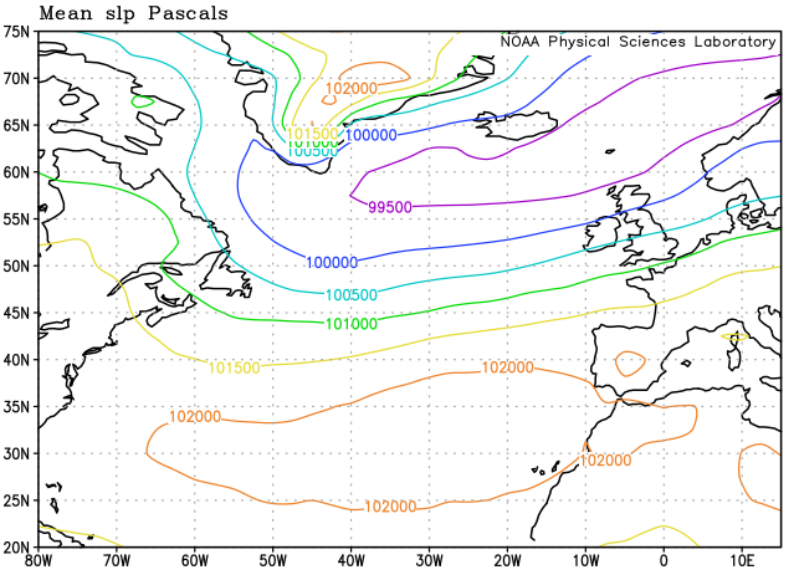
Рис. Б.12 Приземний тиск (Па): (а) – липень, (б) – серпень, (в) – вересень



(а)

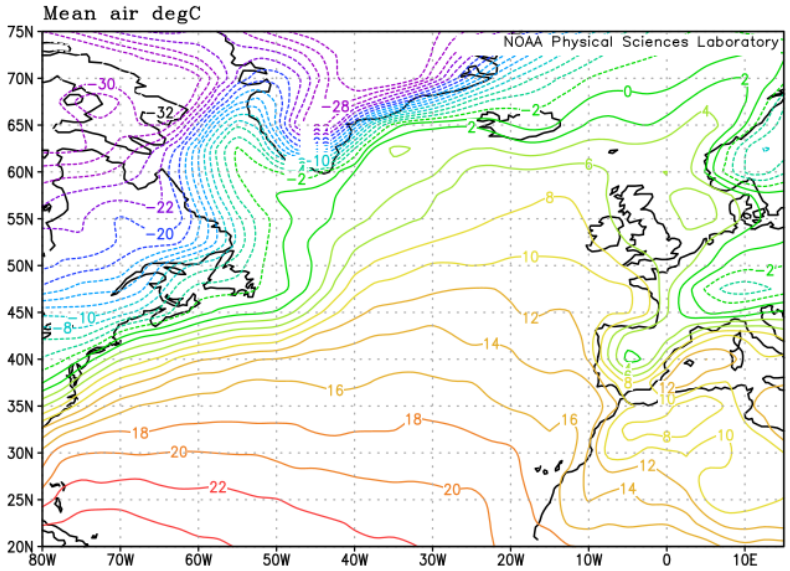


(б)

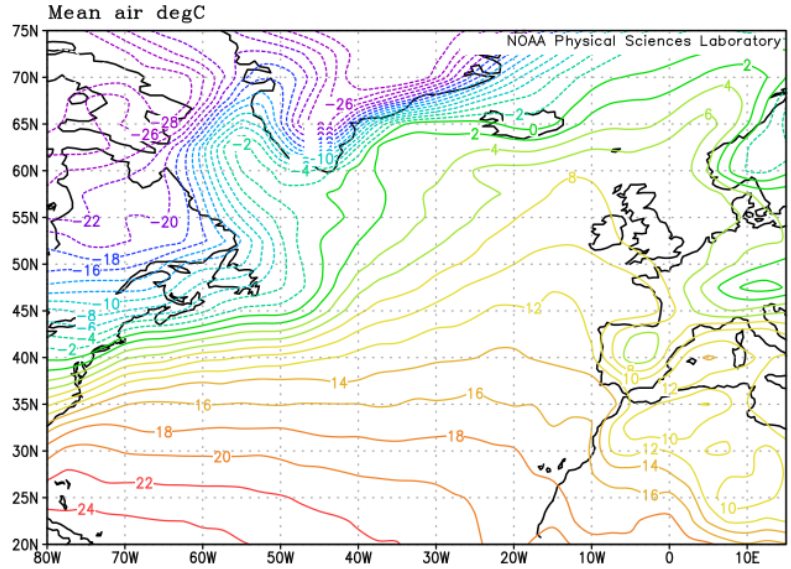


(в)

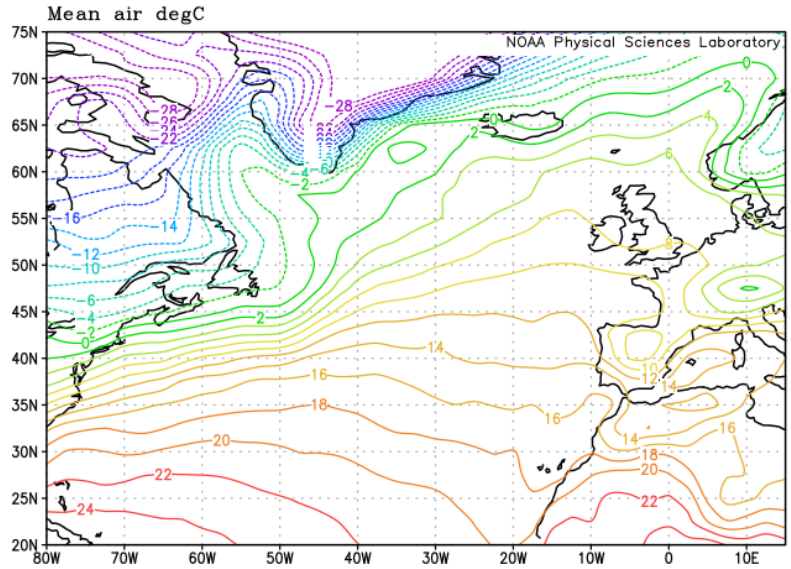
Рис. Б.13 Приземний тиск (Па): (%): (а) – жовтень, (б) – листопад, (в) – грудень



(а)

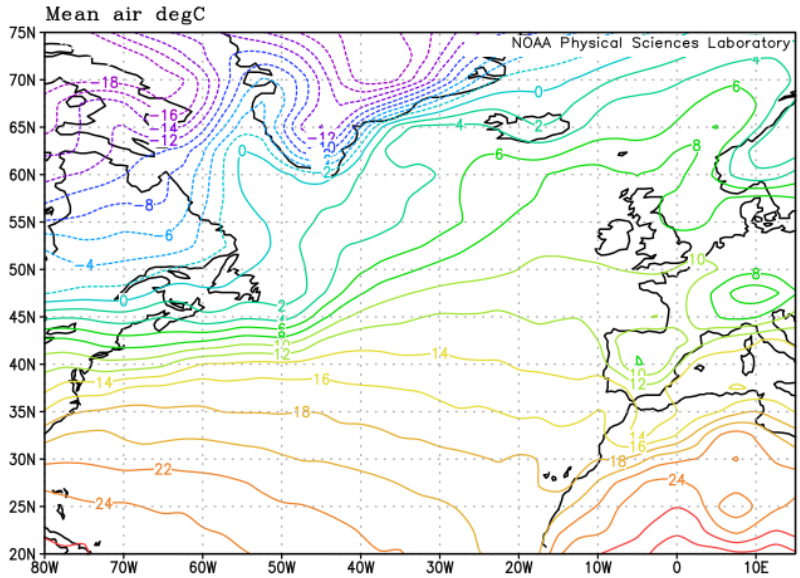


(б)

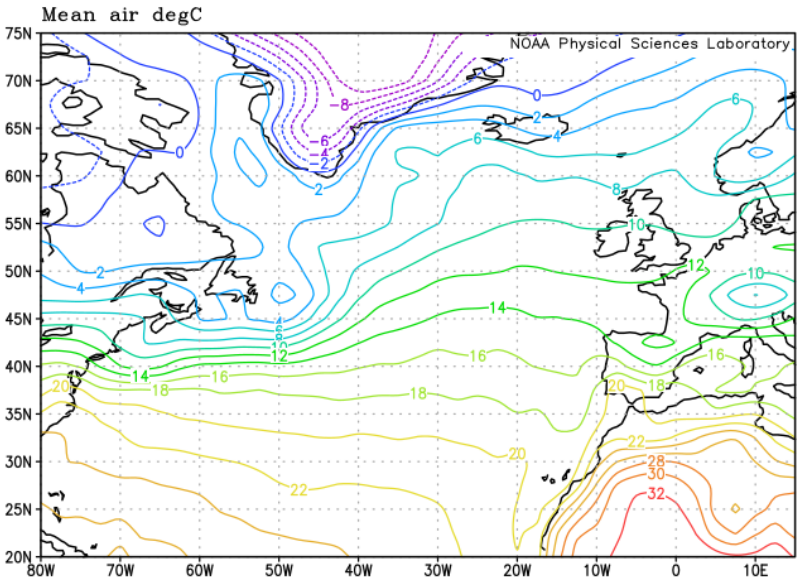


(в)

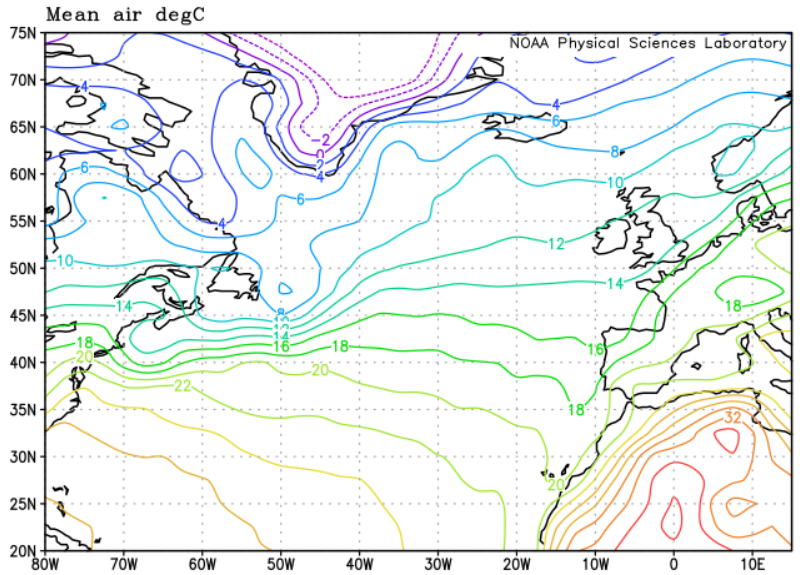
Рис. Б.14 Приземна температура повітря (°С): (а) – січень, (б) – лютий, (в) – березень



(а)

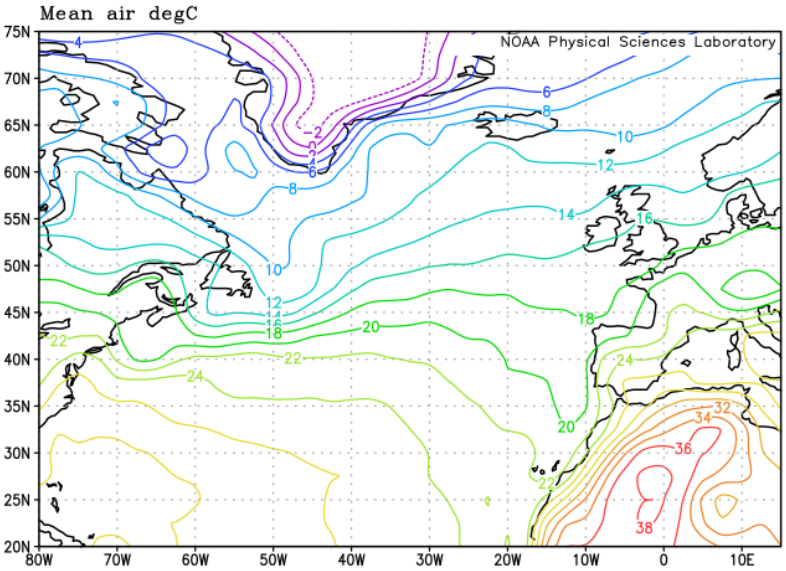


(б)

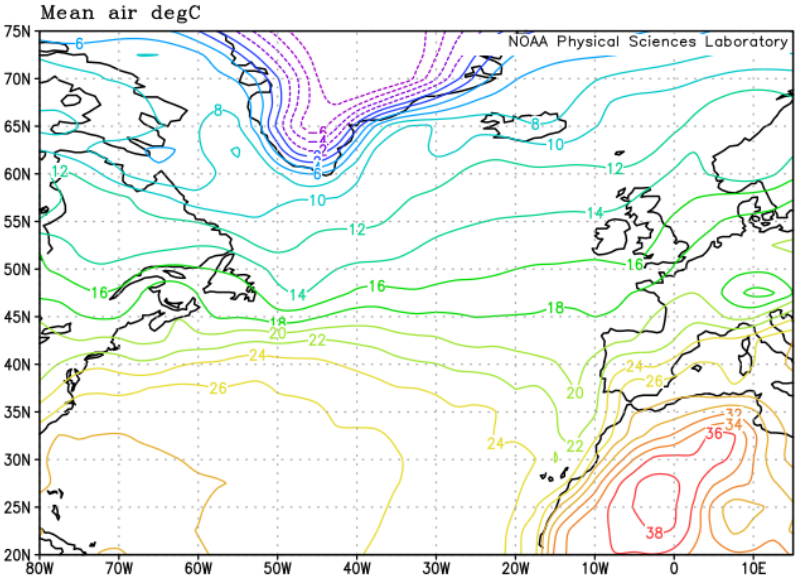


(в)

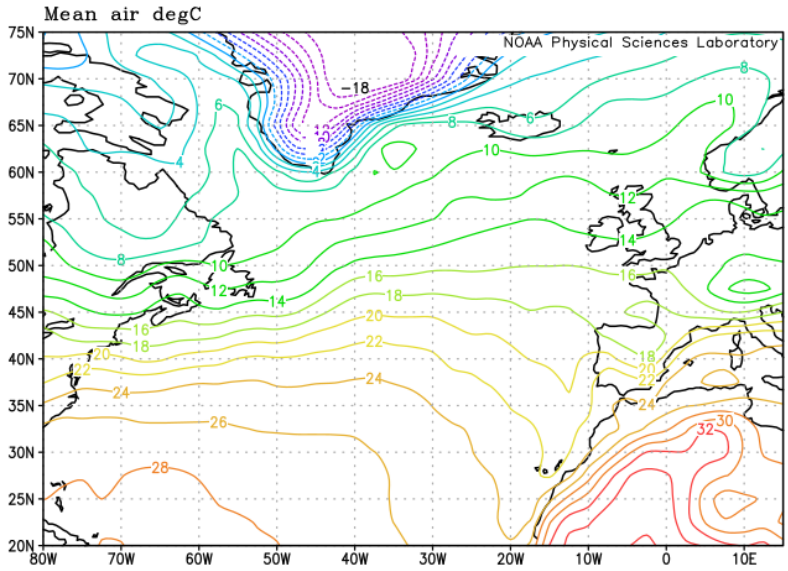
Рис. Б.15 Приземна температура повітря (°С): (а) – квітень, (б) – травень, (в) – червень



(а)

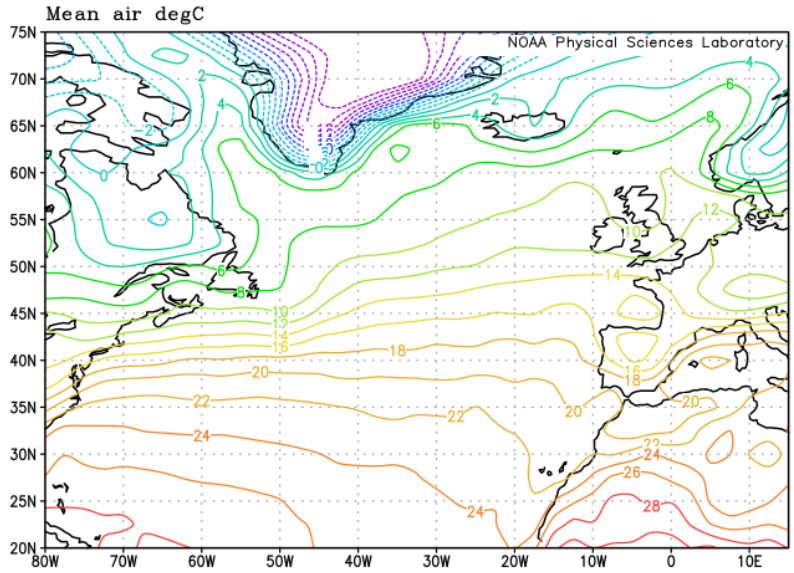


(б)

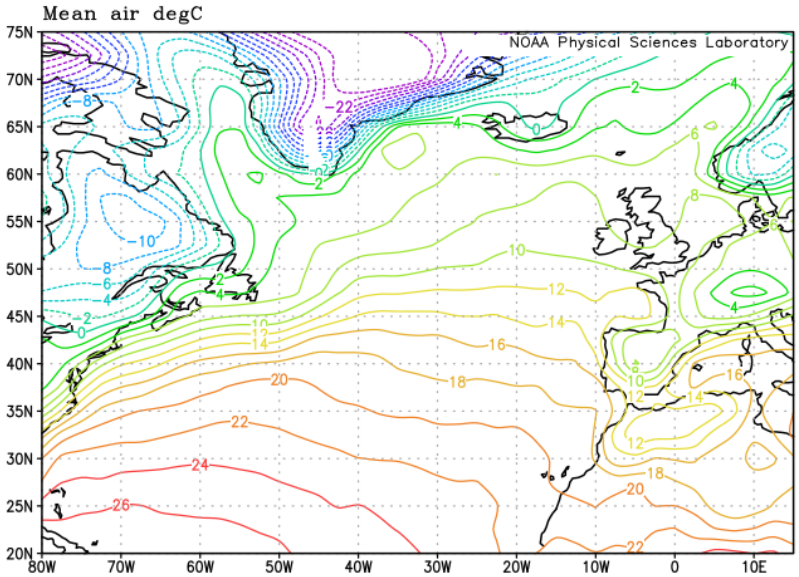


(в)

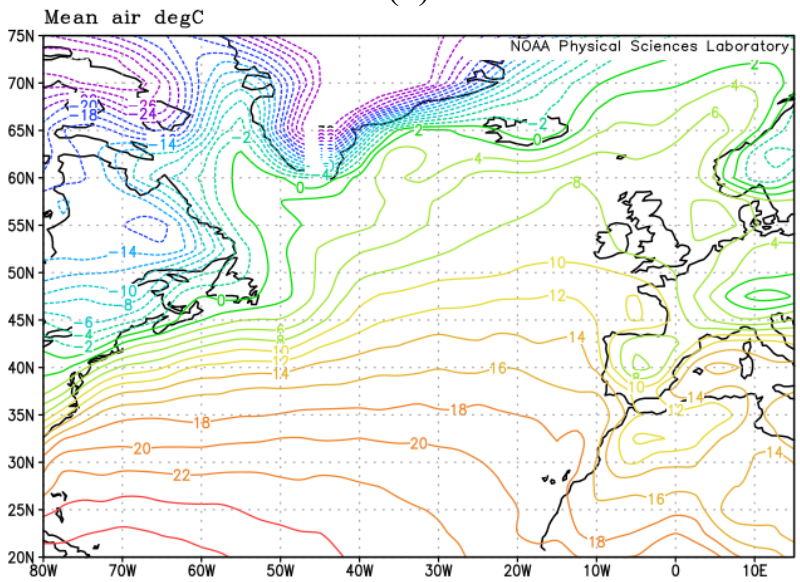
Рис. Б.16 Приземна температура повітря (°С): (а) – липень, (б) – серпень, (в) – вересень



(а)

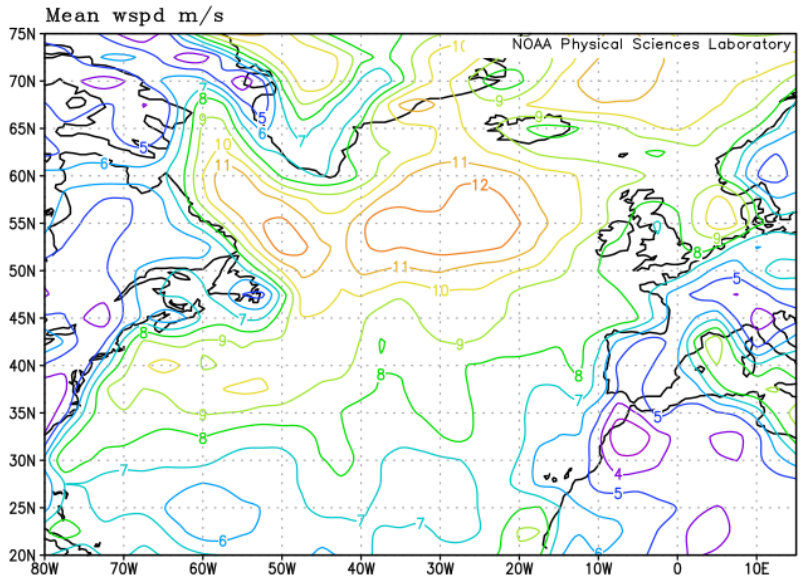


(б)

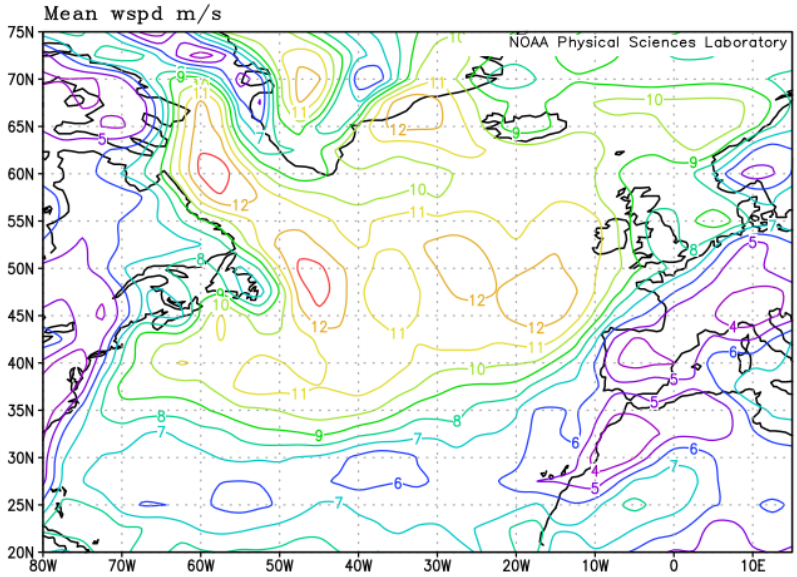


(в)

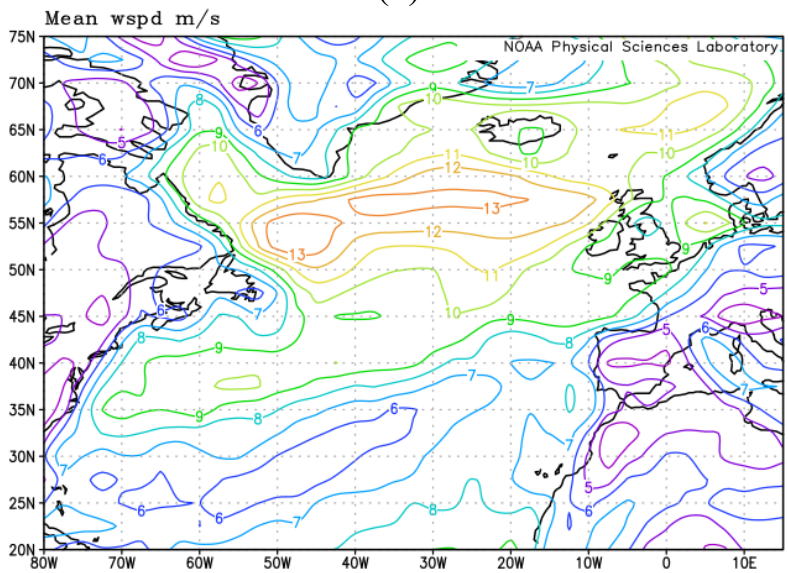
Рис. Б.17 Приземна температура повітря (°С): (а) – жовтень, (б) – листопад, (в) – грудень



(а)

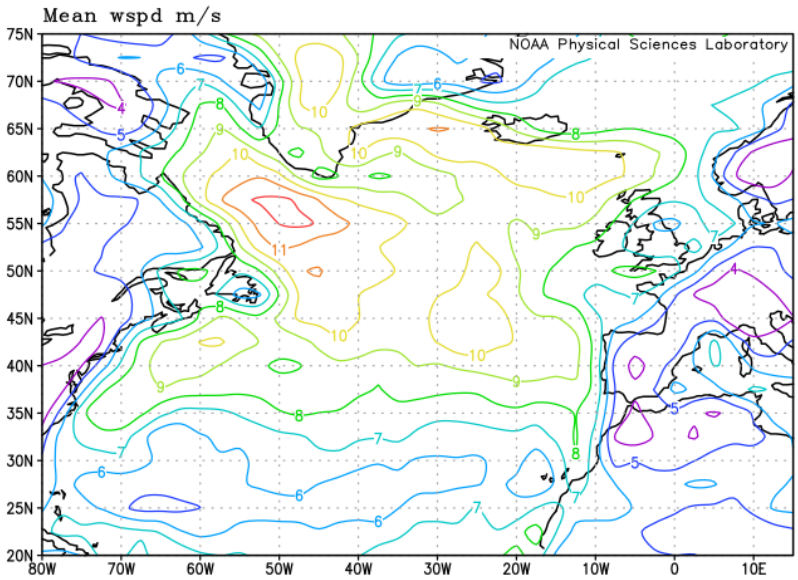


(б)

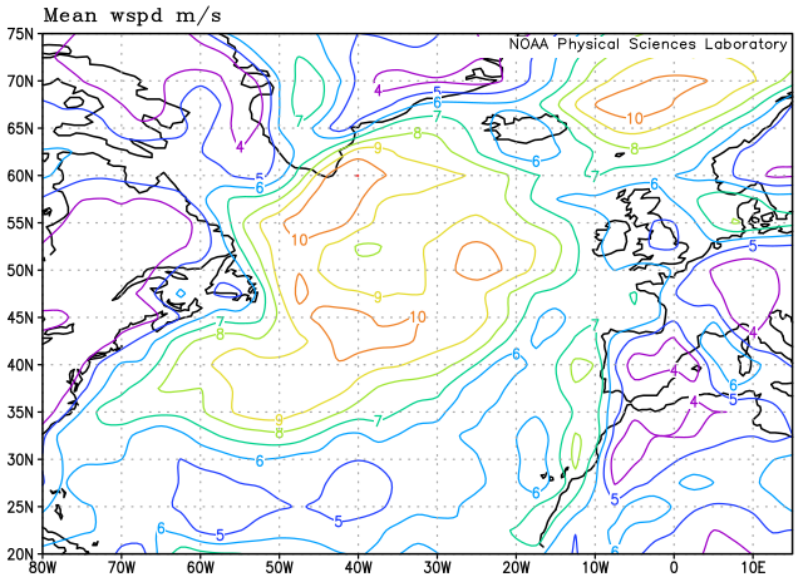


(в)

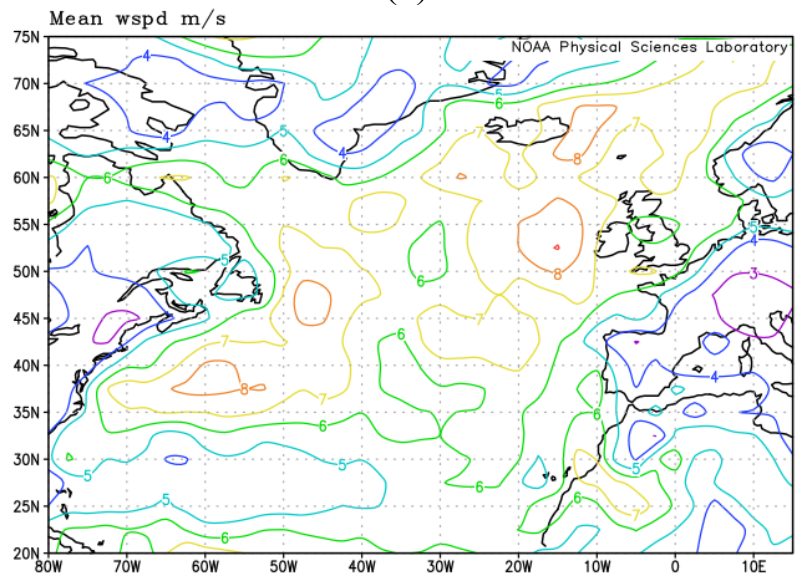
Рис. Б.18 Швидкість вітру (м/с): (а) – січень, (б) – лютий, (в) – березень



(а)

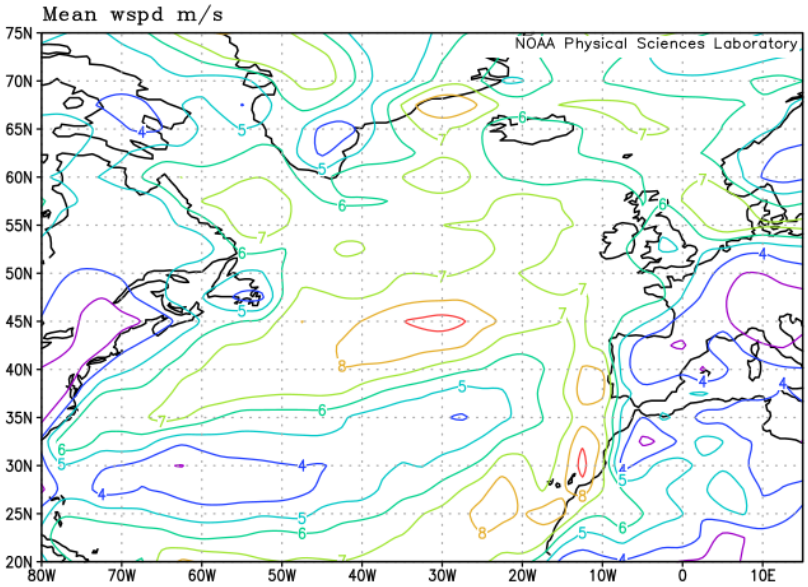


(б)

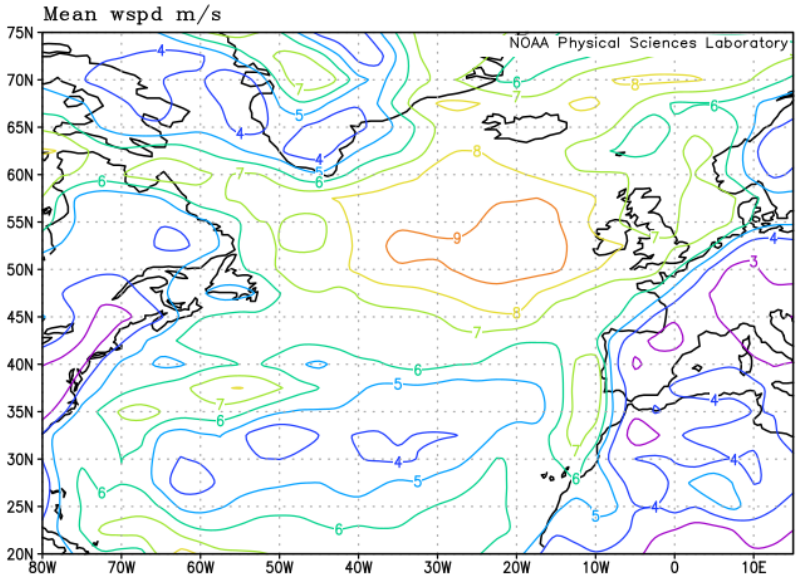


(в)

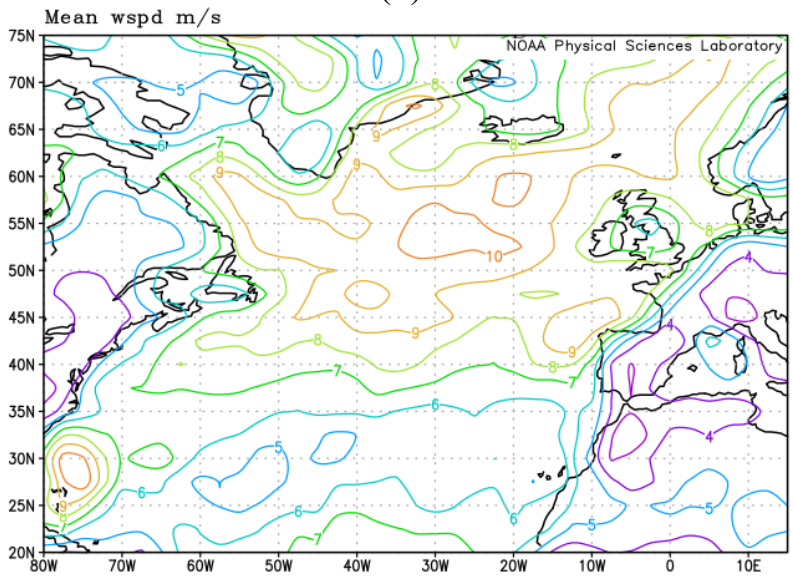
Рис. Б.19 Швидкість вітру (м/с): (а) – квітень, (б) – травень, (в) – червень



(а)

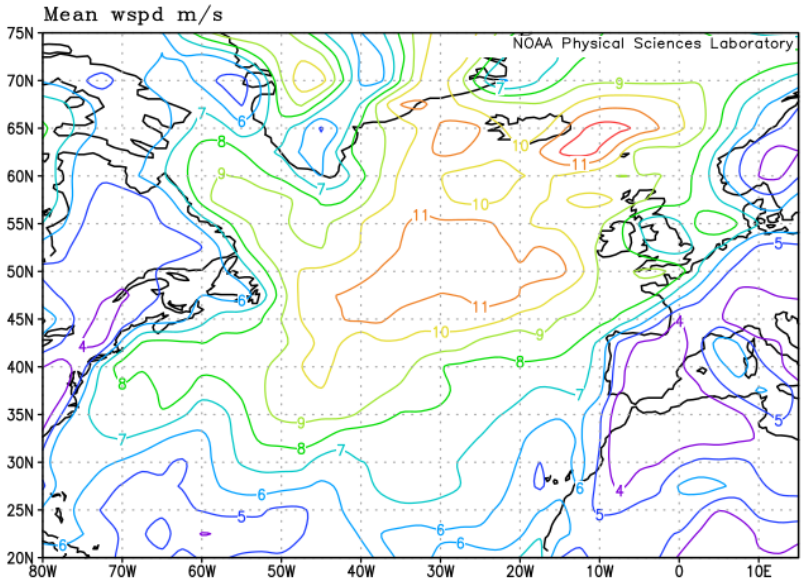


(б)

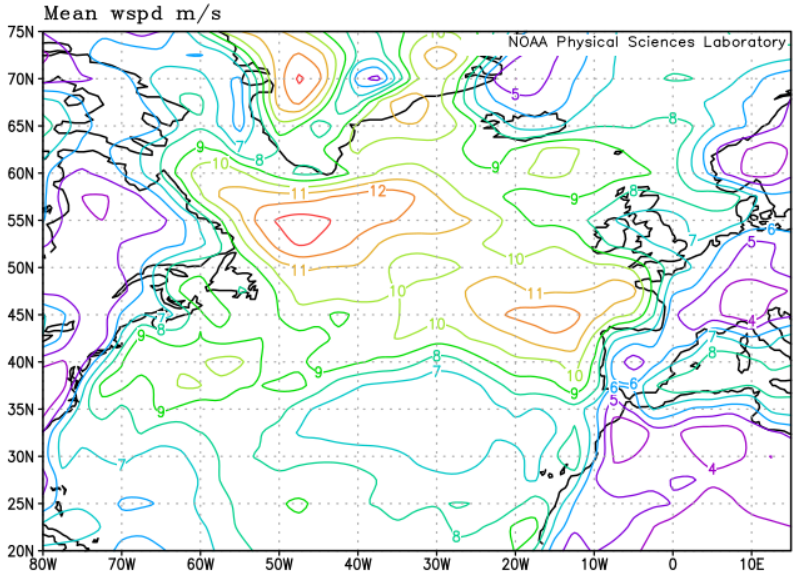


(в)

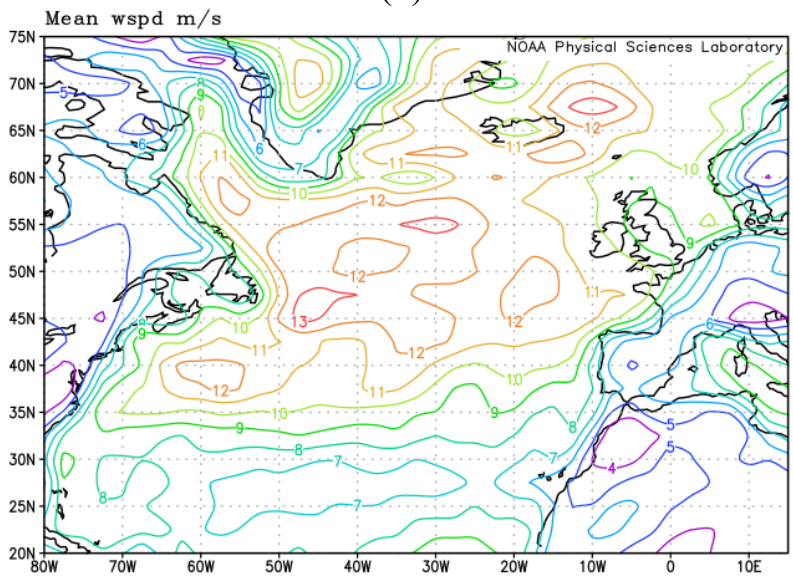
Рис. Б.20 Швидкість вітру (м/с): (а) – липень, (б) – серпень, (в) – вересень



(а)



(б)



(в)

Рис. Б.21 Швидкість вітру (м/с): (а) – жовтень, (б) – листопад, (в) – грудень

Методичні вказівки

до практичних робіт з дисципліни

"Взаємодія океану та атмосфери"

Укладач: PhD, ст. викл. Ель Хадрі Ю.,
д-р.геогр.наук, проф. Берлінський М.А.,
канд.геогр.наук Сліже М.О.

Підп. до друку	Формат	Папір
Умовн. друк. арк.	Тираж	Зам. №

Надруковано з готових оригінал – макетів

Одеський державний екологічний університет 65015,
Одеса, вул. Львівська, 15