

УДК 551.46

DOI: 10.18524/2303-9914.2023.1(42).282234

Ю. Ель Хадрі, PhD, старший викладач**М. А. Берлінський**, д-р.геогр.н., професор, завідувач кафедри**М. О. Сліже**, к.геогр.н., асистент**О. В. Дерик**, старший викладач

Одеський державний екологічний університет,

кафедра океанології та морського природокористування,

вул. Львівська, 15, Одеса, 65016, Україна

magribinets@ukr.net

ФОРМУВАННЯ АНОМАЛІЙ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВЕРХНІ МЕКСИКАНСЬКОЇ ЗАТОКИ ПІД ВПЛИВОМ УРАГАНУ САЛЛІ 11–17 ВЕРЕСНЯ 2020 РОКУ

Формування та інтенсивність тропічних циклонів (ТЦ) залежить від термічного стану вод на поверхні океану. В той же час, динамічні ефекти, що виникають в поверхневому шарі океану внаслідок проходження ТЦ, призводять до зворотних процесів. В роботі приведені результати аналізу просторово-часового розподілу добових аномалій температури поверхні Мексиканської затоки, які формувалися в період проходження над акваторією затоки ТЦ Саллі 11–17 вересня 2020 року.

Ключові слова: аномалії температури води, урагани, взаємодія океану та атмосфери, екманівське накачування, апвелінг.

ВСТУП

Тропічні циклони (ТЦ) є одними з найбільш руйнівних природних явищ на Землі, що призводять до великих соціальних та економічних втрат. Навіть на етапі свого формування ТЦ є однією з найсерйозніших загроз для життя людей та їх майна. З ТЦ пов'язані такі небезпечні гідрометеорологічні явища як штормові нагони, повені, екстремально сильні вітри, торнадо та блискавки, які самі по собі можуть викликати несприятливі наслідки, а в сукупності ці небезпечні явища, взаємодіючи один з одним, суттєво збільшують ймовірність загибелі людей та заповідання матеріальних збитків. ТЦ, також, впливають на стан морських і наземних екосистем. Враховуючи руйнівний вплив ТЦ, питання їх вивчення та впливу на їхню поведінку зміни клімату має значний науковий інтерес.

За даними національного центру з ураганів NOAA (National, 2022) сезон ураганів в Атлантиці триває з 1 червня по 30 листопада з найбільшою повторюваністю з серпня по жовтень. Грунтуючись на 30-річному кліматичному періоді з 1991 по 2020 рік, середній сезон ураганів в Ат-

лантиці налічує 14 названих штормів, 7 ураганів та 3 великих урагани (категорії 3, 4 або 5 за шкалою ураганів Саффіра-Сімпсона). Перший названий шторм зазвичай формується у середині – наприкінці червня, перший ураган виникає на початку – у середині серпня, а перший великий ураган – наприкінці серпня чи на початку вересня. У Мексиканській затоці в середньому щосезону за даними за період з 1949 по 2008 роки відзначалися 3,2 тропічних штормів, 1,6 ураган та 0,4 великий ураган.

У період 1981–2016 років спостерігається значне зростання випадків та інтенсифікація ТЦ як у Північній, так і в Південній півкулях. Також відзначається і яскраво виражена міжрічна мінливість чисельності ТЦ та ураганів у Мексиканській затоці. Ця мінливість добре корелює з фазою Ель-Ніньо – Південне коливання. У роки Ель-Ніньо в даному регіоні відзначається низька кількість ТЦ, в порівнянні з періодом Ла-Ніньо, в який кількість та інтенсивність ТЦ збільшується. Довготривала мінливість повторюваності ТЦ аналогічна мінливості в Атлантичному океані. Дослідження (Goldenberg, Landsea, Mestas-Nunez, & Gray, 2001) показали, що в Атлантиці спостерігався період підвищеної активності ТЦ в 1950-х і початку 1960-х років, період низької активності 1970-х – середині 1990-х рр., і навіть різке зростання активності з 1995 року. Декілька досліджень пов'язали ці активні та неактивні періоди зі зміною індексу АММ (Atlantic Meridional Mode) (Kossin, & Vimont, 2007; Vimont, & Kossin, 2007), який розраховується на основі зв'язку поля температури поверхні океану (ТПО) та зональної та меридіональної компонент швидкості вітру на висоті 10 м і відображає довгострокові коливання ТПО.

Звісно, що ТЦ «черпає» енергію із поверхні океану. ТЦ виникають і розвиваються над водною поверхнею, температура якої не нижче 26 °С. У випадку коли добре розвинений ТЦ потрапляє на холоднішу поверхню океану, він починає швидко заповнюватися. Таким чином, зміна ТПО на путі ТЦ в бік зниження може позначатися на подальшому розвитку та інтенсивності шторму, і як наслідок у його руйнівній силі.

Метою роботи є визначення відхилень температури поверхні океану в Мексиканській затоці під впливом проходження урагану Саллі 11–17.09.2020 р.

Вплив штормів на динаміку океану

Коли вітер дме над земною поверхнею, незалежно від того, тверда це суша чи поверхня моря, у неї виникає напруга. У стаціонарних умовах перпендикулярно поверхневій напрузі формується екманівське перенесення. В атмосфері в північній півкулі воно спрямовано вліво відносно поверхневої напруги. В океані в північній півкулі перенесення направлено вправо по відношенню до поверхневої напруги. Напруга ві-

тру на земній поверхні змінюється від місця до місця, тому змінюється екманівське перенесення. У деяких місцях це веде до конвергенції водних мас і, отже, виштовхування рідини з прикордонного шару океану. В інших місцях екманівському перенесенню властива горизонтальна дивергенція, при якій вода (або повітря) йде через бічні межі цієї області. У цих ділянках маса «всмоктується» у прикордонний шар знизу або зверху, щоб компенсувати її втрати через бокові межі. Подібний ефект називається екманівським накачуванням (Доронин, 1981). Якщо, в атмосфері над океаном є циклон, то екманівське перенесення в прикордонному шарі атмосфери буде спрямоване у бік низького тиску у центрі циклону, тобто буде прагнути заповнити область низького тиску. В той же час, екманівське перенесення у шарі води під атмосферним штормом із сильним обертальним рухом прагне перемістити маси води від центру до периферії, тоді як у атмосфері має місце зворотний процес. Якщо така система рухів буде локалізована в деякій області, то наявність стійкої дивергенції призведе до виходу холодніших нижніх шарів води до поверхні.

Аналіз багатьох вертикальних профілів показав, що падіння температури на поверхні океану поблизу траєкторії урагану викликане дивергенцією в прикордонному шарі океану та впорядкованим виходом холодних вод із глибших шарів (Каган, 1992). У центральній частині шторму цей ефект переважає інші можливі причини охолодження, такі як випаровування з поверхні і турбулентне перемішування з нижчими шарами води. Зниження температури вздовж траєкторії циклону найбільш чітко виражено в областях, де швидкість переміщення циклону була сповільнена.

Виноси холодної води із нижніх шарів обмежені центральною частиною шторму. Випаровування ж і турбулентне втягнення, хоча й не призводять до настільки ж великих локальних знижень температури, але визначають процеси теплообміну в усьому районі великих швидкостей вітру (Краус, 1976). Спільно з конвергенцією в приповерхневому шарі ці процеси призводять до спостерігаємого насправді поглибленню і невеликого вихолоджування шару перемішування в зовнішній області урагану.

Сформовані таким чином аномалії температури існують протягом кількох тижнів з невеликими порушеннями, спричиненими системою циркуляції океану. Ця стійкість аномалій свідчить про те, що сили, які виникають внаслідок аномалій густини, врівноважуються силою Коріоліса і відцентровою силою, що перешкоджають навколишній теплішій воді розмити острів холоду, що утворився при проходженні урагану.

ТПО зазвичай падає під час проходження тропічного циклону. Охолодження викликано потоками прихованого та явного тепла, перемішу-

ванням верхнього шару океану внаслідок вітрових навантажень та вітрового апвелінгу. Це охолодження ТПО зменшує потік тепла з океану в тропічний циклон і таким чином обмежує подальшу його інтенсифікацію. Таке турбулентне перемішування у верхніх шарах океану є основним механізмом, що призводить до зниження ТПО безпосередньо під тропічним циклоном (Knaff et al., 2013).

Реакція поверхні океану на тропічні циклони сильно різниться як у просторі, та залежно від окремих явищ. Наприклад, було виявлено, що реакції параметрів океану на правій стороні ТЦ сильніші, ніж ті, що зліва (Shibano et al., 2000). Це відбувається в основному через сильніший вітер і резонанс вітрової течії з правого боку від траєкторії ТЦ, що призводить до більш сильного перемішування (Babin, Carton, Dickey, & Wiggert, 2004). Крім того, циклонічні (антициклонічні) кругообіги, які існували раніше, можуть збільшувати (зменшувати) інтенсивність відгуку океану, змінюючи вертикальну структуру водної товщі (Liu, & Tang, 2018). Вертикальне перемішування, викликане ТЦ, може спричинити одночасне охолодження поверхні океану та нагрівання підповерхневого шару. У деяких випадках вплив ТЦ може досягати глибини понад 600 м, а апвелінг, спричинений ТЦ, призводить до загального похолодання (Lin, Zhang, Shang, & Hong, 2017). У більшості досліджень проводиться оцінка окремих ТЦ та кількісна оцінка їх впливу на фізичні реакції верхніх шарів океану. Їхні результати показують, що ТПО знижується відразу після проходження тропічного циклону через локальне перемішування (Sanford, Price, & Girton, 2011). Найбільше падіння ТПО зазвичай досягається в межах наступних 4 діб. Більше значне зниження ТПО відзначається праворуч від траєкторії тропічного циклону (Ye, Sui, Tang, & Afanasyev, 2013). В результаті взаємодія між такими фізичними процесами в океані як апвелінг та динаміка, викликана ТЦ, виходить дуже складною.

Тим не менш, існує мало досліджень, присвячених кількісній оцінці реакції ТПО на проходження тропічних циклонів та їх залежності від просторового становища. Так, у роботі (Wang, 2020) в результаті аналізу випадків проходження ТЦ у період з вересня 2002 р. по серпень 2018 р. у західній частині Північно-Тихоокеанського басейну було зроблено висновок, що ТЦ призводили до зниження ТПО, як правило, на $-0,42 \pm 0,015$ °C (середнє значення аномалії ТПО до і після проходження ТЦ складала $-0,32 \pm 0,012$ °C та $-0,75 \pm 0,013$ °C, відповідно). Зміна ТПО розпочиналася за 2 дні до проходження ТЦ. Було виявлено помітну просторову залежність, найбільша зміна відбувалася навколо центру ТЦ і лінійно зменшувалася з відстанню. Існували суттєві відмінності у відповідях в окремих місцях ТЦ, і було виявлено, що відповіді сильно залежать від швидкості вітру та швидкості переміщення ТЦ.

В роботі (Chenxu, Yuanzhi, Qiuming, & Jin Yeu Tsou, 2021) за даними аналізу проходження 26 ТЦ через Східно-Китайське море за період 2012–2019 рр. зазначалося, що зниження ТПО в середньому становило 0,54 °С, і найбільша зміна відбувалася на другу добу після приходу ТЦ. Зміни ТПО, викликані ТЦ, зберігалися близько 10 днів. Реакції ТПО зменшувалися на відстані, при цьому помітні зміни відбувалися в межах 100 км від центру ТЦ.

МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

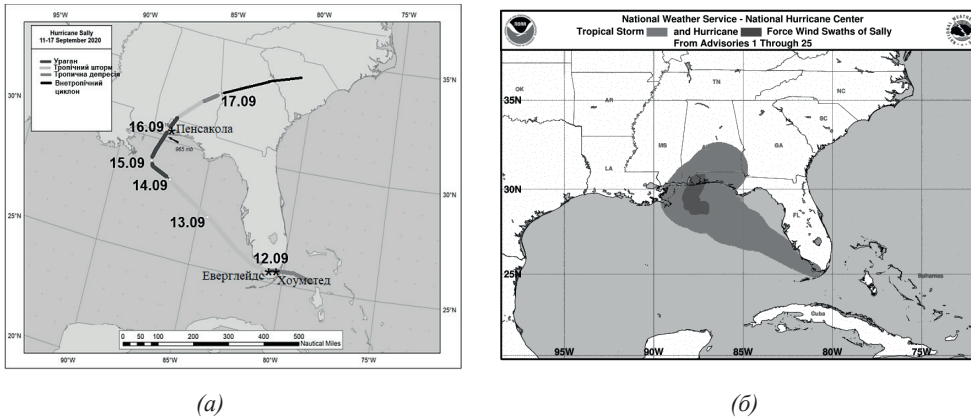
Аналіз аномалій температури поверхні океану (АТПО) було виконано на основі даних продукту Оптиміальна щодобова інтерполяція температури поверхні моря NOAA OI SST V2 High Resolution Dataset (Physical, 2022), який є довгостроковими кліматичними даними (період 1971–2000 рр.) і дозволяє визначити добові АТПО з кроком 1/4°. Цей продукт поєднує спостереження з різних платформ (спутників, кораблів, буїв та буїв Argo) у регулярну глобальну сітку. Набір даних інтерполюється, щоб заповнити пропуски у сітці та створити просторово повну карту ТПО.

Ураган Саллі

Тропічний шторм Саллі утворився з баричної улоговини, яка 12.09.2020 р. о 06:00 UTC розповсюджувалася в напрямку зі сходу на захід і досягала узбережжя південно-східної Флориди біля затоки Катлер. Численні повідомлення з місць поблизу узбережжя округів Маямі-Дейд і округу Бровард почали передавати про стійкий тропічний штормовий вітер, пізніше, того ж ранку, і за оцінками близько 12:00 UTC, тропічна депресія перетворилася на тропічний шторм, центр якого знаходився над Еверглейдс, приблизно в 25 милях на захід від Хоумстеда. Потім тропічний шторм Саллі продовжив рух на захід, його центр з'явився над південно-східною частиною Мексиканської затоки близько 15:00 UTC (рис. 1). Після переміщення біля берегів п-ва Флорида Саллі повернув на північний захід (The National, 2022).

13.09.2020 р. о 12:00 UTC швидкість вітру в ТЦ посилилась до 50 вузлів (25,7 м/с), але його інтенсивність залишалася стабільною до кінця дня. Осередок глибокої конвекції розвинувся поблизу і на схід від центру ТЦ на початку наступного дня, і коли зсув вітру трохи ослаб осередок поширився на захід.

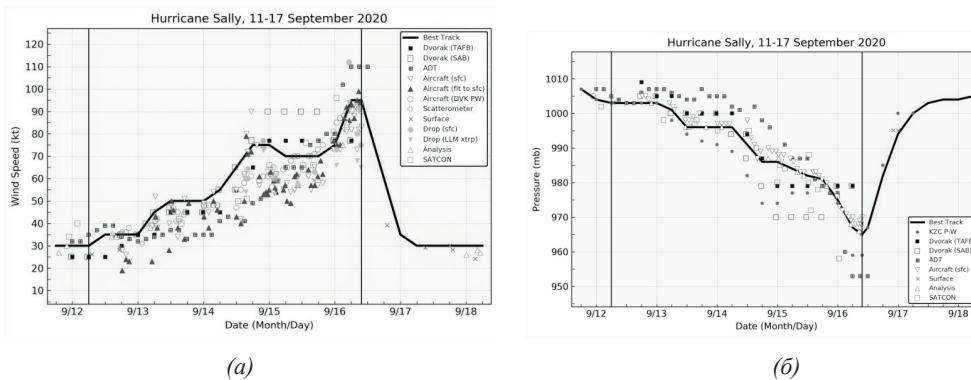
14.09.2020р. близько 12:00 UTC Саллі пройшов через відносно короткий період швидкої інтенсифікації (рис. 2) і став ураганом з центром приблизно в 125 морських милях на південь від Пенсаколи, Флорида. Під час інтенсифікації швидкість вітру зросла на 25 вузлів (12,9 м/с) за 18-годинний період, досягнувши відносного піку в 75 вузлів (38,6 м/с) о 18:00 UTC того ж дня.



(a) (б)
 Рис. 1. (а) – траєкторія урагану Саллі 11–17.09.2020 р.,
 (б) – площа поширення штормових та ураганних вітрів
 (The National, 2022)

Саллі мав зсувну та асиметричну структуру. Зсув спричинив ослаблення Саллі до інтенсивності 70 вузлів о 06:00 UTC 15.09.2020р. і підтримував і зберігав цю інтенсивність протягом більшої частини дня. У той же час, швидкість переміщення Саллі сповільнилася, він почав рухатися на північ до північного узбережжя Мексиканської затоки.

15 та 16.09.2020 р. стійкі вітри із силою тропічного шторму спостерігалися на північному узбережжі Мексиканської затоки від крайнього південного сходу Луїзіани на заході до Біг-Бенду у Флориді на сході. 16.09.2020 р. о 09:45 UTC Саллі досягнув узбережжя Мексиканської затоки з максимальним стійким вітром 95 вузлів (рис. 2).



(a) (б)
 Рис. 2. (а) – швидкість приземного вітру (вузли) та (б) – атмосферний тиск (мбар)
 в центрі урагану Саллі 12–17.09.2020 р.
 (The National, 2022)

Протягом ранку ураган продовжив рух на північний схід через крайній південь Алабами та крайню західну частину Флорида Панхандл, і ослаб до тропічного шторму о 18:00 UTC того ж дня, коли центр урагану перетнув південну Алабаму. Шторм продовжував швидко слабшати в міру просування вглиб континенту, перетворившись на тропічну депресію 17.09.2020 р. о 06:00 UTC. Потім депресія злилася з південною гілкою полярного фронту і стала поза тропічною, пізніше, того ж ранку, безпосередньо перед перетином кордону зі штатом Джорджія.

Необхідно додати, що проходження урагану Саллі поблизу складної берегової лінії північного узбережжя Мексиканської затоки призвело до штормового нагону, внаслідок чого в деяких районах сталася повінь, за якою відбулося зниження води до аномально низького рівня, спричинене дією вітрів у тилувій частині урагану. Комбінація нагону та припливів викликали максимальні рівні затоплення від 5 до 7 футів над рівнем моря вздовж узбережжя округу Болдвін, штат Алабама, а також округів Ескамбія та Санта-Роза, штат Флорида.

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

12.09.2020 р. практично по всій акваторії Мексиканської затоки відзначалася додатна АТПО (рис. 3а), величина якої досягала 1,5 °С біля південно-західних берегів п-ва Флорида та в затоці Кампече. Цього дня Саллі розташовувався над південним краєм п-ва Флорида, атмосферний тиск у центрі становив 1003 гПа, швидкість вітру о 12:00 UTC досягла 35 вузлів (18 м/с) та його інтенсивність відповідала критерію тропічного шторму.

13.09.2020 додатні АТПО зберігалися (рис. 3б). У прибережній смузі на шельфі мексиканських штатів Тамауліпас і Веракрус і в прибережній зоні на шельфі банки Кампече відзначалися від'ємні АТПО (–0,25 °С). Ці аномалії пов'язані з виникненням характерного для цих ділянок акваторії сезонного апвелінгу (Zavala-Hidalgo et al., 2006). ТЦ Саллі перемістився на північний захід уздовж західного узбережжя п-ва Флорида. Тиск у його центрі знизився на 7 гПа, а швидкість вітру до кінця доби зросла до 50 вузлів (25,7 м/с).

14.09.2020 р. розподіл АТПО по акваторії затоки зберігався, за винятком східної частини, де в районі, через який проходила траєкторія Саллі, утворився осередок від'ємної АТПО, величиною –0,5 °С (рис. 3в). Атмосферний тиск у центрі Саллі за добу знизився ще на 10 гПа і наприкінці дня становив 886 гПа. Швидкість вітру продовжувала зростати, в результаті чого о 12:00 Саллі досяг інтенсивності урагану. Наприкінці доби швидкість вітру дорівнювала 75 вузлів (38,6 м/с).

15.09.2020 р. розподіл аномалій у західній половині Мексиканської затоки та біля берегів п-ва Флорида зберігався. У той же час, у північно-східній частині, в районі проходження траєкторії урагану відзначалися два осередки від'ємних АТПО (рис. 3г). У першому осередку, який утворився попередньої доби відхилення збільшилося і становило $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, у другому осередку, який розташувався на північний захід від першого, і знаходився на місці проходження урагану 14.09.2020 р., відхилення ТПО становило $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ураган Саллі протягом поточної доби продовжував рух у північно-західному напрямку, але як було зазначено вище, швидкість його переміщення зменшилася. Атмосферний тиск у центрі урагану знизився на 5 гПа. Приблизно о 06:00 UTC відбулося зниження швидкості вітру та протягом дня вона становила 70 вузлів (36 м/с).

16.09.2020 р. на фоні збереження додатних АТПО у західній половині Мексиканської затоки відбувалося збільшення площі акваторії зайнятої від'ємною АТПО. Два осередки від'ємних АТПО, які сформувалися в попередню добу, зберігали своє положення (рис. 3д). Величина відхилення температури у першому осередку залишалася незмінною, у другому осередку збільшилася і становила $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. При цьому в північній частині затоки біля дельти річки Міссісіпі сформувалися два нові осередки від'ємних АТПО величиною $-0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Атмосферний тиск у центрі Саллі продовжував знижуватися і в момент виходу урагану на берег о 09:17 UTC 16.09.2020 р. досяг свого мінімуму 965 гПа. При цьому швидкість вітру досягла максимуму і становила 95 вузлів (48,9 м/с), після чого почала зменшуватися.

17.09.2020 р. область від'ємних АТПО, розташована у північно-східній частині затоки, збільшилася за площею та зменшилася за величиною, відхилення температури не перевищувало $-0,75\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 3е).

Слід зазначити, що від'ємні АТПО зберігалися на поверхні затоки до середини жовтня та розташовувалися у північній і центральній частинах затоки. Така тривалість збереження аномалій може бути пов'язана з циркуляцією вод Мексиканської затоки, для якої характерно виникнення кругообігів, що формуються у східній частині та повільно рухаються у західну частину затоки протягом декількох тижнів та місяців (Sturges, & Leben, 2000). Їх діаметр становить від 200 до 400 км, та вони проникають до глибини 1000 м (Mooers, & Maul, 1998). В центрах циклонічних кругообігів відбувається апвелінг, який призводить до підйому на поверхню більш холодних нищележачих вод (Zavala-Hidalgo et al., 2006; Sturges, & Lugo-Fernandez, 2005). Як було зазначено вище, з попередніх досліджень встановлено, що циклонічні кругообіги можуть збільшувати інтенсивність відгуку океану на ТЦ. Така характерна динаміка вод затоки могла сприяти збереженню від'ємних аномалій настільки тривалий час.

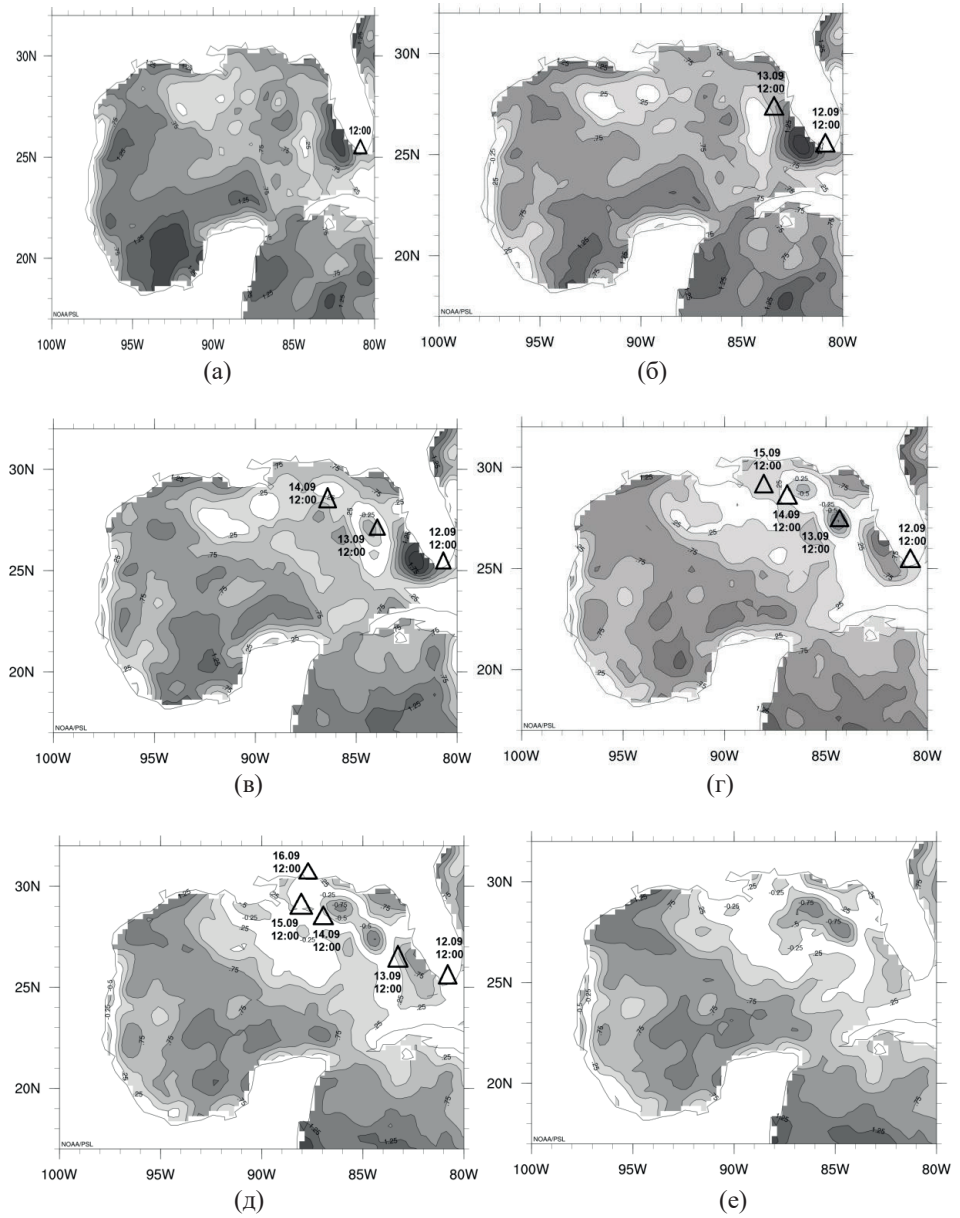


Рис. 3. Аномалії температури ($^{\circ}\text{C}$) поверхні океану: (а) –12.09.2020 р. о 12:00 UTC, (б) –13.09.2020 р. о 12:00 UTC, (в) –14.09.2020 р. о 12:00 UTC, (г) –15.09.2020 р. о 12:00 UTC, (д) –16.09.2020 р. о 12:00 UTC, (е) –17.09.2020 р. о 12:00 UTC (трикутником вказано місце розташування центр ТЦ та дату)

Необхідно відзначити, що додатні АТПО, на тлі яких відбувалися локальні зниження температури, пов'язані з тенденцією потепління ТПО в Мексиканській затоці в останні десятиліття (Muller-Karger et al., 2015; Ель Хадрі, Берлінський, Волков, & Сліже, 2021).

ВИСНОВКИ

На тлі додатних аномалій ТПО пов'язаних із тенденцією до збільшення ТПО в Мексиканській затоці, яке спостерігається в останні десятиліття, в місцях де проходила траєкторія урагану Саллі протягом наступної доби відзначалося виникнення від'ємних АТПО, які мали осередковий характер і за площею були зіставні з горизонтальними розмірами урагану. З часом осередки від'ємних АТПО збільшувалися за площею та величиною відхилення температури. Найбільші значення АТПО відзначалися 15–16.09.2020 р. та становили -1 °С. Від'ємні аномалії зберігалися після проходження Саллі протягом місяця, після чого на поверхні Мексиканської затоки сформувалася додатна АТПО, яка займала всю акваторію затоки.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

- Доронин Ю. П. Взаимодействие атмосферы и океана. Ленинград: Гидрометеоздат, 1981. 288 с.
- Ель Хадрі Ю., Берлінський М. А., Волков Д. Ю., Сліже М. О. Мінливість термохалинного режиму вод Мексиканської затоки у 2005–2017 роках. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2021. 28. 65–76 doi:10.31481/uhmj.28.2021.06
- Каган Б. А. Взаимодействие океана и атмосферы. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. 336 с.
- Краус Е. Б. Взаимодействие океана и атмосферы / пер. с англ. А. Дубова / Ленинград: Гидрометеоздат, 1976. 296 с.
- Babin S. M., Carton J. A., Dickey T. D., Wiggert J. D. Satellite evidence of hurricane induced phytoplankton blooms in an oceanic desert. *Journal of Geophysical Research*. 2004. 109. C03043. <https://doi.org/10.1029/2003JC001938>
- Chenxu Ji., Yuanzhi Z., Qiuming C., Jin Yeu Tsou. Investigating ocean surface responses to typhoons using reconstructed satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2021. 103. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2021.102474>
- Goldenberg S. B., Landsea C. W., Mestas-Nunez A. M., Gray W. M. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science*. 2001. 293. P. 474–479.
- Knaff J. A., DeMaria M., Sampson C. R., Peak J. E., Cummings J., Schubert W. H. Upper Oceanic Energy Response to Tropical Cyclone Passage. *Journal of Climate*. 2013. 26(8). P. 2631–2650. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00038.1
- Kossin J. P., Vimont D. J. A more general framework for understanding Atlantic hurricane variability and trend. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2007. 88. P. 1767–1781.
- Lin S., Zhang W. Z., Shang S. P., Hong H. S. Ocean response to typhoons in the western North Pacific: Composite results from Argo data. *Deep-Sea Research Part I*. 2017. 123. P. 62–74. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.03.007>
- Liu F., Tang S. Influence of the interaction between typhoons and oceanic mesoscale eddies on phytoplankton blooms. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018. 123. P. 2785–2794. <https://doi.org/10.1029/2017JC013225>
- Mooers C. N. K., Maul G. A. Intra-Americas sea circulation. *The sea: The global coastal ocean. Regional studies and syntheses* / A. R. Robinson (Ed.). New York: John Wiley and Sons, 1998. P. 183–208.
- Muller-Karger F. E., Smith J. P., Werner S., Chen R. et al. Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Progress in Oceanography*. 2015. 134. P. 54–76. doi.org/10.1016/j.pocan.2014.12.007
- National Hurricane Center. 2022. URL: <https://www.nhc.noaa.gov/> (дата звернення: 10.11.2022).
- Physical Sciences Laboratory. 2022 URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html> (дата звернення: 10.11.2022).

- Sanford T.B., Price J.F., Garton J.B. Upper ocean response to Hurricane Frances (2004) observed by profiling EM-APEX floats. *Journal of Physical Oceanography*. 2011. 41(6). P. 1041–1056. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4313.1>
- Shibano R.S., Yamanaka Y., Okada N., Chuda T., Suzuki S., Niino H. Responses of marine ecosystem to typhoon passages in the western subtropical North Pacific. *Geophysical Research Letters*. 2011. 38. L18608. <https://doi.org/10.1029/2011GL048717>
- Sturges W., Leben R.R. Frequency of ring separations for the loop current in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*. 2000. 30. P. 1814–1819.
- Sturges W., Lugo-Fernandez A. Circulation in the Gulf of Mexico: over most of the Gulf observations and models. Washington: AGU, 2005. 347 p.
- The National Hurricane Center's Tropical Cyclone Reports. 2022 URL: https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL192020_Sally.pdf (дата звернення: 10.11.2022).
- Vimont D.J., Kossin J.P. The Atlantic meridional mode and hurricane activity. *Geophys. Res. Lett.* 2007. 34. L07709. doi:10.1029/2007GL029683
- Wang Y. Composite of typhoon induced sea surface temperature and chlorophyll-a responses in the South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. 125. e2020JC016243. <https://doi.org/10.1029/2020JC016243>
- Ye H.J., Sui Y., Tang D.L., Afanasyev Y.D. A subsurface chlorophyll a bloom induced by typhoon in the South China Sea. *Journal of Marine Systems*. 2013. 128. P. 138–145. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.04.010>
- Zavala-Hidalgo J., Gallegos-García A., Martínez-López B. et al. Seasonal upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico. *Ocean Dynamics*. 2006. 56, P. 333–338. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0072-3>

REFERENCES

- Doronin, Yu. P. (1981). *Vzaimodeystvie atmosfery i okeana. (Interaction of the atmosphere and the ocean)*. Leningrad: Gidrometeoizdat. [in Russian].
- El Hadri, Y., Berlinsky, M. A., Volkov, D. Y., Slizhe, M. O. (2021). *Minlyvist' termokhalynnoho rezhymu vod Meksykans'koi zatoky u 2005–2017 rokakh (Variability of thermohaline regime of sea water of the Gulf of Mexico in 2005–2017)*. Ukrainian hydrometeorological journal. 28. 65–76. doi:10.31481/uhmj.28.2021.06. [in Ukrainian].
- Kagan, B. A. (1992). *Vzaimodeystvie atmosfery i okeana. (Interaction of the atmosphere and the ocean)*. St. Petersburg: Gidrometeoizdat. [in Russian].
- Kraus, E. B. (1976). *Vzaimodeystvie atmosfery i okeana. (Interaction of the atmosphere and the ocean)*. Leningrad: Gidrometeoizdat. [in Russian].
- Babin, S. M., Carton, J. A., Dickey, T. D., Wiggert, J. D. (2004). Satellite evidence of hurricane induced phytoplankton blooms in an oceanic desert. *Journal of Geophysical Research*, 109, C03043. <https://doi.org/10.1029/2003JC001938>
- Chenxu, Ji., Yuanzhi, Z., Qiuming, C., Jin Yeu Tsou. (2021). Investigating ocean surface responses to typhoons using reconstructed satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 103. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2021.102474>
- Goldenberg, S. B., Landsea, C. W., Mestas-Nunez, A. M., Gray, W. M. (2001). The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science*, 293, 474–479.
- Knaff, J. A., DeMaria, M., Sampson, C. R., Peak, J. E., Cummings, J., Schubert, W. H. (2013). Upper Oceanic Energy Response to Tropical Cyclone Passage. *Journal of Climate*, 26(8), 2631–2650. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00038.1
- Kossin, J. P., Vimont, D. J. (2007). A more general framework for understanding Atlantic hurricane variability and trend. *Bull. Am. Meteorol. Soc*, 88, 1767–1781.
- Lin, S., Zhang, W. Z., Shang, S. P., Hong, H. S. (2017). Ocean response to typhoons in the western North Pacific: Composite results from Argo data. *Deep-Sea Research Part I*, 123, 62–74. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.03.007>
- Liu, F., Tang, S. (2018). Influence of the interaction between typhoons and oceanic mesoscale eddies on phytoplankton blooms. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 2785–2794. <https://doi.org/10.1029/2017JC013225>
- Mooers, C. N. K., Maul, G. A. (1998). *Intra-Americas sea circulation. The sea: The global coastal ocean. Regional studies and syntheses / A.R. Robinson (Ed.)*. New York: John Wiley and Sons.
- Muller-Karger, F. E., Smith, J. P., Werner, S., Chen, R. et al. (2015). Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Progress in Oceanography*, 134. 54–76. doi:10.1016/j.pocean.2014.12.007
- National Hurricane Center. Retrieved from <https://www.nhc.noaa.gov/> (Last accessed: 10.11.2022).

Physical Sciences Laboratory. Retrieved from <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html> (Last accessed: 10.11.2022).

Sanford, T. B., Price, J. F., Garton, J. B. (2011). Upper ocean response to Hurricane Frances (2004) observed by profiling EM-APEX floats. *Journal of Physical Oceanography*, 41(6), 1041–1056. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4313.1>

Shibano, R. S., Yamanaka, Y., Okada, N., Chuda, T., Suzuki, S., Niino, H. (2011). Responses of marine ecosystem to typhoon passages in the western subtropical North Pacific. *Geophysical Research Letters*, 38, L18608. <https://doi.org/10.1029/2011GL048717>

Sturges, W., Leben, R. R. (2000). Frequency of ring separations for the loop current in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 1814–1819.

Sturges, W., Lugo-Fernandez, A. (2005). *Circulation in the Gulf of Mexico: over most of the Gulf observations and models*. Washington: AGU.

The National Hurricane Center's Tropical Cyclone Reports. Retrieved from https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL192020_Sally.pdf (Last accessed: 10.11.2022).

Vimont, D. J., Kossin, J. P. (2007). The Atlantic meridional mode and hurricane activity. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07709. doi:10.1029/2007GL029683

Wang, Y. (2020). Composite of typhoon induced sea surface temperature and chlorophyll-a responses in the South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2020JC016243. <https://doi.org/10.1029/2020JC016243>

Ye, H. J., Sui, Y., Tang, D. L., Afanasyev, Y. D. (2013). A subsurface chlorophyll a bloom induced by typhoon in the South China Sea. *Journal of Marine Systems*, 128, 138–145. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.04.010>

Zavala-Hidalgo, J., Gallegos-García, A., Martínez-López, B. et al. (2006). Seasonal upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico. *Ocean Dynamics*, 56, 333–338. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0072-3>

Надійшла 28.03.2023

Y. El Hadri

N. A Berlinsky

M. O. Slizhe

O. V. Deryk

Odessa State Environmental University,
Oceanology and Marine Management Department,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine
magribinets@ukr.net

SEA SURFACE TEMPERATURE ANOMALIES FORMATION IN THE GULF OF MEXICO UNDER THE INFLUENCE OF HURRICANE SULLY ON SEPTEMBER 11–17, 2020

Abstract

Problem Statement and Purpose. Tropical cyclones are one of the most destructive natural phenomena on Earth, causing great social and economic losses. Given the destructive impact of tropical cyclones, the question of their study and the impact of climate change on their behavior is considerable scientific interest. Tropical cyclones "draw" energy from the surface of the ocean. Tropical cyclones arise and develop over the water surface, the temperature of which is not lower than 26 °C. In the case when a well-developed tropical cyclone hits the colder surface of the ocean, it begins to fill up quickly. Thus, a change in the SST on the path of the tropical cyclone may affect the further development and intensity of the storm, and as a result, its destructive power. The purpose of the work is to determine the deviations of the ocean surface temperature in the Gulf of Mexico under the influence of the passage of Hurricane Sally on September 11–17, 2020.

Data & Methods. The analysis of sea surface temperature anomalies was performed on the basis of data from the NOAA OI SST V2 High Resolution Dataset Optimum Daily Interpolation of Sea Surface Temperature product, which is long-term climate data (period 1971–2000) and allows determination of daily of sea surface temperature anomalies with a step of $1/4^\circ$.

Results. Against the background of positive Sea Surface Temperature anomalies associated with the tendency to increase Sea Surface Temperature in the Gulf of Mexico, which has been observed in recent decades, in the places where the trajectory of Hurricane Sally passed during the next day, the appearance of negative Sea Surface Temperature anomalies was noted, which had a focal character and were comparable in area to horizontal dimensions of the hurricane. Over time, cells of negative Sea Surface Temperature anomalies increased in area and temperature deviation. The highest Sea Surface Temperature anomalies values were observed on September 15–16, 2020 and were -1°C . Negative anomalies persisted after the passage of Sally for a month, after which a positive Sea Surface Temperature anomalies formed on the surface of the Gulf of Mexico, occupying the entire water area of the Gulf. This duration of preservation of anomalies may be related to the circulation of the waters.

Keywords: water temperature anomalies, hurricanes, ocean-atmosphere interaction, Ekman pumping, upwelling.