



การสั่นพ้องของน้ำขึ้นน้ำลงและการไหลเวียนของมวลน้ำในอ่าวไทย Tidal resonance and water mass circulation in the Gulf of Thailand

สุขสันต์ สือสกุล¹ และ จุฑามาศ พบสุข^{2*}
Suksan Suesakul¹ and Jutamas Pobsuk^{2*}

Received: July 20, 2026

Revised: August 2, 2026

Accepted: August 3, 2026

บทคัดย่อ

บทความวิชาการนี้มุ่งทบทวนและวิเคราะห์พลศาสตร์การสั่นพ้องของน้ำขึ้นน้ำลง และการไหลเวียนของมวลน้ำในอ่าวไทย โดยครอบคลุมถึงกลไกทางอุทกพลศาสตร์และอิทธิพลจากความผันแปรของสภาพภูมิอากาศ อ่าวไทยได้รับอิทธิพลอย่างมากจากน้ำขึ้นน้ำลงแบบน้ำเดียว (Diurnal Tides) ซึ่งเกิดจากการสั่นพ้อง (Resonance) ที่ส่งผ่านพลังงานมาจากแอ่งทะเลจีนใต้ ระบบการไหลเวียนแบบมวลรวมตกค้าง (Residual Circulation) ถูกขับเคลื่อนด้วยแรงลมมรสุม ก่อให้เกิดกระแสน้ำวนเข็มนาฬิกาและตามเข็มนาฬิกาตามฤดูกาล รวมทั้งยังมีอิทธิพลจากการไหลบ่าของน้ำจืดที่ทำให้เกิดการแบ่งชั้นน้ำในอ่าวไทยตอนบน นอกจากนี้ ความผันแปรเชิงข้ามปีจากปรากฏการณ์เอลนีโญ (El Niño–Southern Oscillation: ENSO) และอินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole: IOD) ยังส่งผลต่อการไหลเวียนของมวลน้ำในพื้นที่ที่ต่างกัน ท้ายที่สุดคุณลักษณะทางอุทกพลศาสตร์เหล่านี้ยังส่งผลกระทบต่อระบบนิเวศทางทะเล เช่น การเกิดภาวะกันอ่าวไร้ออกซิเจน และปะการังฟอกขาวจากความเค็มที่ลดลงฉับพลัน ดังนั้นการบูรณาการความเข้าใจในกระบวนการเหล่านี้ จึงมีความสำคัญอย่างยิ่งต่อการจัดการชายฝั่งและการอนุรักษ์ระบบนิเวศทางทะเลอย่างยั่งยืน

คำสำคัญ: การสั่นพ้องของน้ำขึ้นน้ำลง การไหลเวียนของมวลน้ำ การไหลเวียนแบบมวลรวมตกค้าง ความเค็มต่ำกว่าปกติ

¹ผู้อำนวยการกองวิชาวิศวกรรมอุทกศาสตร์ ฝ่ายศึกษา โรงเรียนนายเรือ

Director of Department of Hydrographic Engineering, Academic Branch, Royal Thai Naval Academy.

²อาจารย์ ฝ่ายศึกษา โรงเรียนนายเรือ

Lecturer, Academic Branch, Royal Thai Naval Academy.

*Corresponding Author Email: ning7126@gmail.com

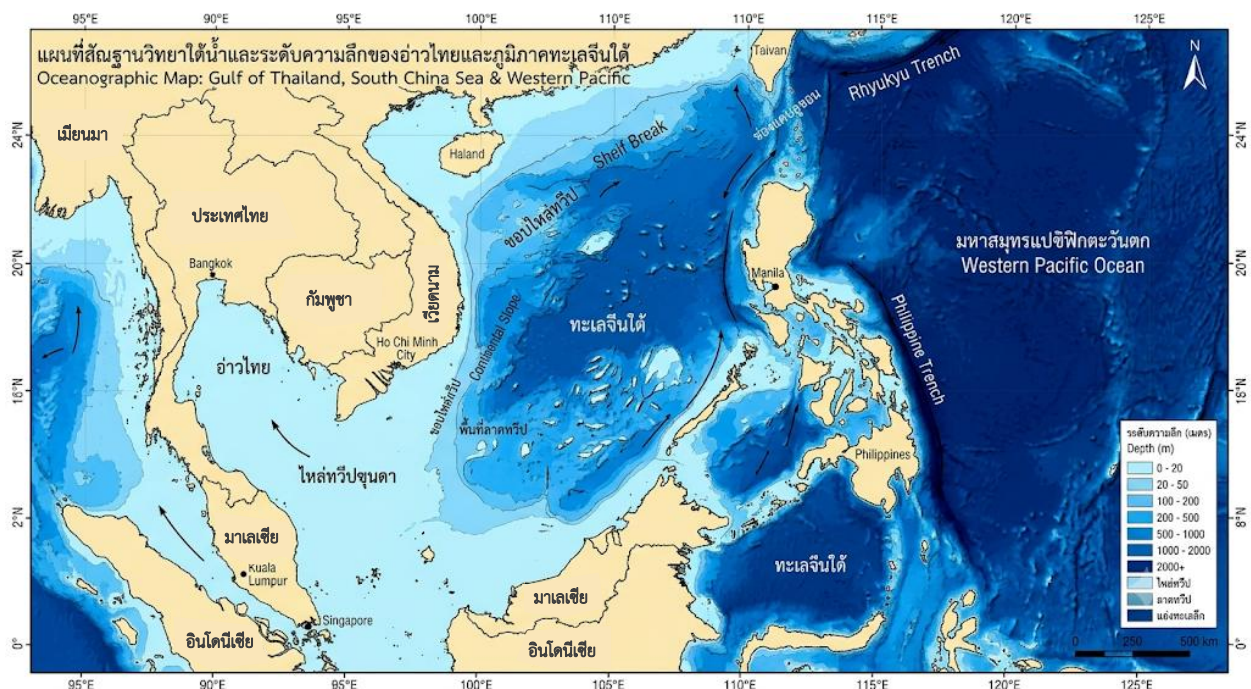
Abstract

This academic article reviews and analyzes the tidal resonance and water mass circulation in the Gulf of Thailand, encompassing hydrodynamic mechanisms and the influence of climate variability. The Gulf of Thailand is strongly dominated by diurnal tides, primarily driven by a passive response to the tidal resonance from the South China Sea basin. The residual circulation is modulated by monsoonal winds, generating seasonal cyclonic and anticyclonic gyres, along with freshwater discharges that cause water column stratification in the upper Gulf. Furthermore, interannual climate variability, including the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and Indian Ocean Dipole (IOD) phenomena, exerts distinct spatial impacts on the Gulf's circulation. Ultimately, these hydrodynamic behaviors significantly affect the marine ecosystem, contributing to issues such as bottom hypoxia and coral bleaching induced by sudden hyposalinity. A comprehensive understanding of these processes is crucial for sustainable coastal management and marine conservation.

Keywords: Tidal Resonance, Water Mass Circulation, Residual Circulation, Hyposalinity

1. บทนำ

อ่าวไทยมีลักษณะเป็นทะเลขอบทวีป (Marginal Sea) กึ่งปิดที่มีความสำคัญต่อระบบนิเวศวิทยาทางทะเล เศรษฐกิจระดับภูมิภาค และความมั่นคงทางอาหารของภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ โดยสภาพทางภูมิศาสตร์อ่าวไทยเป็นส่วนต่อขยายของทะเลจีนใต้ (South China Sea) ทางฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก ครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 320,000 ตารางกิโลเมตร บริเวณปากอ่าวมีเส้นสมมติที่ลากเชื่อมระหว่างแหลมญวน (Ca Mau Cape) ประเทศเวียดนามกับเมืองโกตาบารูประเทศมาเลเซีย รวมระยะทางจากอ่าวไทยตอนบนจนถึงปากอ่าวประมาณ 660 กิโลเมตร และมีความกว้างเฉลี่ยประมาณ 500 กิโลเมตร [1]



รูปที่ 1 แผนที่แสดงขอบเขตภูมิศาสตร์ สันฐานวิทยาได้น้ำ และระดับความลึก (Bathymetry) ของอ่าวไทยที่เชื่อมต่อกับทะเลจีนใต้และมหาสมุทรแปซิฟิก [2]

ลักษณะภูมิประเทศใต้น้ำของอ่าวไทยค่อนข้างตื้นเขิน เมื่อเปรียบเทียบกับความลึกโดยเฉลี่ยของทะเลเนื่องจากตั้งอยู่บนไหล่ทวีปซุนดา (Sunda Shelf) โดยมีความลึกเฉลี่ยเพียง 36 - 45 เมตร และมีจุดที่ลึกที่สุดบริเวณแอ่งตอนกลางของอ่าว ซึ่งลึกประมาณ 80 - 83 เมตร ลักษณะฐานทวีปใต้น้ำยังประกอบด้วย สันเนินใต้น้ำ (Submarine Ridges) บริเวณแหลมญวนที่ทอดตัวยาวไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้กว่า 110 กิโลเมตร ที่ระดับความลึกน้อยกว่า 25 เมตร และสันเนินบริเวณชายแดนไทย - มาเลเซียที่ทอดตัวยาว 167 กิโลเมตร ที่ระดับความลึกน้อยกว่า 50 เมตร โครงสร้างทางธรณีวิทยาที่ตื้นเขินและมีแนวสันดอนกีดขวางเหล่านี้เป็นตัวกำหนดคุณลักษณะทางอุทกพลศาสตร์ที่ซับซ้อน ทำให้มวลน้ำในอ่าวไทยตอบสนองต่อแรงกระทำจากภายนอก เช่น กระแสน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal Currents) ลมมรสุม และความผันแปรของสภาพภูมิอากาศได้อย่างฉับไว [3] กระแสน้ำขึ้นน้ำลงเป็นแรงขับเคลื่อนพื้นฐานที่มีบทบาทสำคัญที่สุดในการกำหนดพลวัตของมวลน้ำภายในอ่าวไทย พฤติกรรมของกระแสน้ำขึ้นน้ำลงไม่ได้เป็นเพียงปรากฏการณ์ทางดาราศาสตร์ที่เกิดจากแรงดึงดูดของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์เท่านั้น แต่ยังมีการเปลี่ยนแปลงโดยอิทธิพลจากความเสียดทานของพื้นท้องทะเล (Bottom Friction) ฐานของอ่าวและกระบวนการแลกเปลี่ยนมวลน้ำกับแอ่งหลักของทะเลจีนใต้ [4] ระบบการไหลเวียนหลักนี้ยังขึ้นอยู่กับอิทธิพลของลมมรสุมตามฤดูกาล การไหลบ่าของน้ำจืดจากแม่น้ำสายหลัก และปัจจัยความผันผวนของสภาพภูมิอากาศแบบข้ามปี เช่น ปรากฏการณ์เอลนีโญ-ความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ (ENSO) และปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (IOD) [5]

2. องค์ประกอบทางดาราศาสตร์และพลศาสตร์ของคลื่นน้ำขึ้นน้ำลง

2.1 การแพร่กระจายของคลื่นและการวิเคราะห์ฮาร์โมนิก

พลวัตของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยเป็นผลสืบเนื่องมาจากการเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำขึ้นน้ำลงจากมหาสมุทรแปซิฟิกซึ่งเดินทางผ่านช่องแคบลูซอน (Luzon Strait) เข้าสู่ทะเลจีนใต้ จากนั้นคลื่นจะเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้มุ่งหน้าสู่ช่องแคบการิมاتا (Karimata Strait) โดยมีแขนงของคลื่นสองสายหลักที่แยกตัวเลี้ยวเบนไปทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ สายหนึ่งพุ่งเข้าสู่อ่าวตังเกี๋ย (Gulf of Tonkin) และอีกสายหนึ่งเคลื่อนตัวเข้าสู่อ่าวไทย ในขณะที่การไหลเวียนของพลังงานผ่านช่องแคบมินโดโรและบาลาบักนั้นมีค่าน้อยมากจนสามารถละทิ้งได้ในการคำนวณ การระบุลักษณะเฉพาะของกระแสน้ำขึ้นน้ำลงโดยใช้กระบวนการวิเคราะห์ฮาร์โมนิก (Harmonic Analysis) ซึ่งแยกส่วนประกอบของคลื่นน้ำขึ้นน้ำลงออกเป็นองค์ประกอบย่อยทางดาราศาสตร์ (Tidal Constituents) สมการพื้นฐานที่ใช้ในการวิเคราะห์ระดับน้ำตามฟังก์ชันของเวลา สามารถอธิบายผ่านผลรวมขององค์ประกอบต่าง ๆ ดังแสดงในสมการที่ 1

$$Z(t) = Z_0 + \sum_{n=1}^N f_n A_n \cos(\omega_n t + V_n + u_n - \kappa_n) \quad (1)$$

โดยที่ $Z(t)$ คือระดับน้ำที่เวลา t ใด ๆ Z_0 คือระดับน้ำทะเลปานกลาง (Mean sea level) f_n คือปัจจัยเชิงโหนดขององค์ประกอบฮาร์โมนิกที่ n A_n คือแอมพลิจูดขององค์ประกอบฮาร์โมนิกที่ n ω_n คือความถี่เชิงมุมทางดาราศาสตร์ t คือเวลาใด ๆ V_n คือค่ามุมเริ่มต้นขององค์ประกอบฮาร์โมนิกที่เวลา $t = 0$ u_n คือค่าแก้เฟสขององค์ประกอบฮาร์โมนิกที่ n และ κ_n คือมุมความล่าช้าของเฟส (Phase Lag)

ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับภูมิประเทศเฉพาะถิ่น [6] องค์ประกอบที่มีอิทธิพลสูงสุดต่อการขับเคลื่อนมวลน้ำในอ่าวไทยประกอบด้วย คลื่นหลัก 4 ชนิด ได้แก่ คลื่นน้ำขึ้นน้ำลงแบบน้ำเดียว (Diurnal Tides) สองชนิด คือ K_1 (Luni-solar Declinational) และ O_1 (Principal Lunar Declinational) และคลื่นน้ำขึ้นน้ำลงแบบน้ำคู่ (Semidiurnal Tides) สองชนิดคือ M_2 (Principal Lunar) และ S_2 (Principal Solar) [4] แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่จำลององค์ประกอบเหล่านี้แสดงให้เห็นว่า ความคลาดเคลื่อนระหว่างการคำนวณและข้อมูลสังเกตการณ์มีค่าน้อยมาก โดยคลาดเคลื่อนเพียง 5 เซนติเมตร สำหรับแอมพลิจูด และประมาณ 10 องศา สำหรับมุมความล่าช้าของเฟส ซึ่งถือว่ามีความแม่นยำสูงสำหรับการวิเคราะห์อุทกพลศาสตร์ในทะเลขอบทวีป [4]

2.2 การจำแนกประเภทน้ำขึ้นน้ำลงและดัชนี Form Factor

ในการจำแนกประเภทของน้ำขึ้นน้ำลงตามแนวชายฝั่ง นักอุทกศาสตร์ใช้ดัชนี Form Factor (F) ซึ่งกำหนดนิยามทางคณิตศาสตร์เป็นอัตราส่วนระหว่างผลรวมแอมพลิจูดของคลื่นหลักแบบน้ำเตี้ยและแบบน้ำคู้ ดังแสดงในสมการที่ 2

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \quad (2)$$

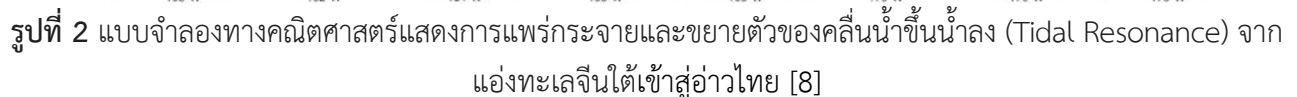
ข้อมูลจากการตรวจวัดระดับน้ำตามสถานีชายฝั่ง จำนวน 21 สถานี แสดงให้เห็นความแตกต่างทางภูมิศาสตร์อย่างเป็นรูปธรรม ภายในอ่าวไทยตอนล่างและตอนกลาง ค่า Form Factor มีค่าระหว่าง 1.06 - 16.73 ซึ่งชี้ชัดว่าพื้นที่ชายฝั่งอ่าวไทยกว่า 15 สถานี มีลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงแบบน้ำเตี้ย (Diurnal Tide) และแบบผสมที่ค่อนข้างไปทางน้ำเตี้ย (Mixed Predominantly Diurnal Tide) อย่างเด่นชัด โดยองค์ประกอบ K_1 มีอิทธิพลมากที่สุด [7] ในทางตรงกันข้ามชายฝั่งทะเลอันดามันของประเทศไทย (เช่น กระบี่ พังงา ระนอง) มีค่า Form Factor อยู่ในระดับ 0.13 - 0.24 ซึ่งจัดเป็นลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงแบบน้ำคู้ (Semidiurnal Tide) อย่างสมบูรณ์ บริเวณอ่าวไทยตอนบนอาจมีลักษณะแบบผสมที่ค่อนข้างไปทางน้ำคู้ (Mixed Predominantly Semidiurnal Tide) ในบางพื้นที่ เช่น ที่สถานีบางปะกง ซึ่งเป็นผลจากการบีบอัดของพลังงานคลื่น เมื่อเคลื่อนตัวเข้าสู่เขตน้ำตื้น (Shallow Water Constituents) ที่ก่อให้เกิดแรงเสียดทานและการสะท้อนในระดับท้องถิ่น [6] นอกจากนี้ระยะเวลาหรือวัฏจักรของดวงจันทร์ (Moon Phase) ยังมีอิทธิพลอย่างเป็นนัยสำคัญต่อความผันแปรของระดับน้ำขึ้นน้ำลงในแทบทุกสถานี ยกเว้นเพียง 8 สถานี ตามแนวชายฝั่งที่มีภูมิประเทศซับซ้อน เช่น เกาะปราบ ปากพนัง สงขลา และปัตตานี ที่อิทธิพลของภูมิประเทศท้องถิ่นลดทอนสัญญาณทางดาราศาสตร์นี้ลง [5]

ตารางที่ 1 ลักษณะทางดาราศาสตร์ขององค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลงที่สำคัญต่อการไหลเวียนในอ่าวไทย [6]

องค์ประกอบ คลื่น	สัญลักษณ์	ประเภทคลื่น	ความเร็วเชิงมุม (องศา/ชม.)	คาบเวลาเฉลี่ย (ชม.)	อิทธิพลหลักในอ่าวไทย
Luni-solar Declinational	K_1	Diurnal (น้ำเตี้ย)	15.041069	23.93	รุนแรงที่สุด กำหนดคาบเรโซแนนซ์หลัก
Principal Lunar Declinational	O_1	Diurnal (น้ำเตี้ย)	13.943036	25.82	มีความสำคัญรองลงมาในกลุ่มน้ำเตี้ย
Principal Lunar	M_2	Semidiurnal (น้ำคู้)	28.984104	12.42	สร้างระบบหมุนวนแบบแอมพิโดรอมิกทางตะวันออกเฉียงใต้
Principal Solar	S_2	Semidiurnal (น้ำคู้)	30.000000	12.00	ส่งผลกระทบต่ำสุดในอ่าวไทย แต่สูงในฝั่งอันดามัน

2.3 ปรากฏการณ์การสั่นพ้องของน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal Resonance Phenomenon)

ลักษณะอุทกพลศาสตร์ที่โดดเด่นและสร้างความฉงนแก่นักวิทยาศาสตร์ทางทะเลมาอย่างยาวนานคือ ภาวะอิทธิพลเชิงเด่นของคลื่นแบบน้ำเตี้ยในอ่าวไทย หากวิเคราะห์ตามทฤษฎีเรโซแนนซ์ความยาวคลื่นหนึ่งในสี่ (Quarter-wavelength Resonance Theory) แบบดั้งเดิม คลื่นความถี่เตี้ย (Diurnal Frequency) ควรมีความสอดคล้องกับความถี่ธรรมชาติของอ่าว อย่างไรก็ตาม เมื่อพิจารณาขนาดทางเรขาคณิตของอ่าวไทยที่มีความยาวรวม 660 กิโลเมตร และมีความลึกเฉลี่ย 36 เมตร ทฤษฎีความยาวคลื่นหนึ่งในสี่กลับให้ค่าความถี่เรโซแนนซ์ที่ 0.61 รอบต่อวัน ซึ่งต่ำกว่าย่านความถี่น้ำเตี้ย (ประมาณ 1.01 รอบต่อวัน) อย่างมาก ทฤษฎีนี้จึงไม่สามารถอธิบายปรากฏการณ์ของแอมพลิจูดน้ำเตี้ยที่สูงขึ้นในอ่าวไทยได้โดยตรง [1] ตามภาพที่ 2


$$\frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial t} = -\frac{1}{R \cos \phi} \left[\frac{\partial (H \tilde{u})}{\partial \lambda} + \frac{\partial (H \tilde{v} \cos \phi)}{\partial \phi} \right] \quad (3)$$

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} = 2\Omega \tilde{v} \sin \phi - \frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial \lambda} - \frac{\tau_{\tilde{u}}}{H} \quad (4)$$

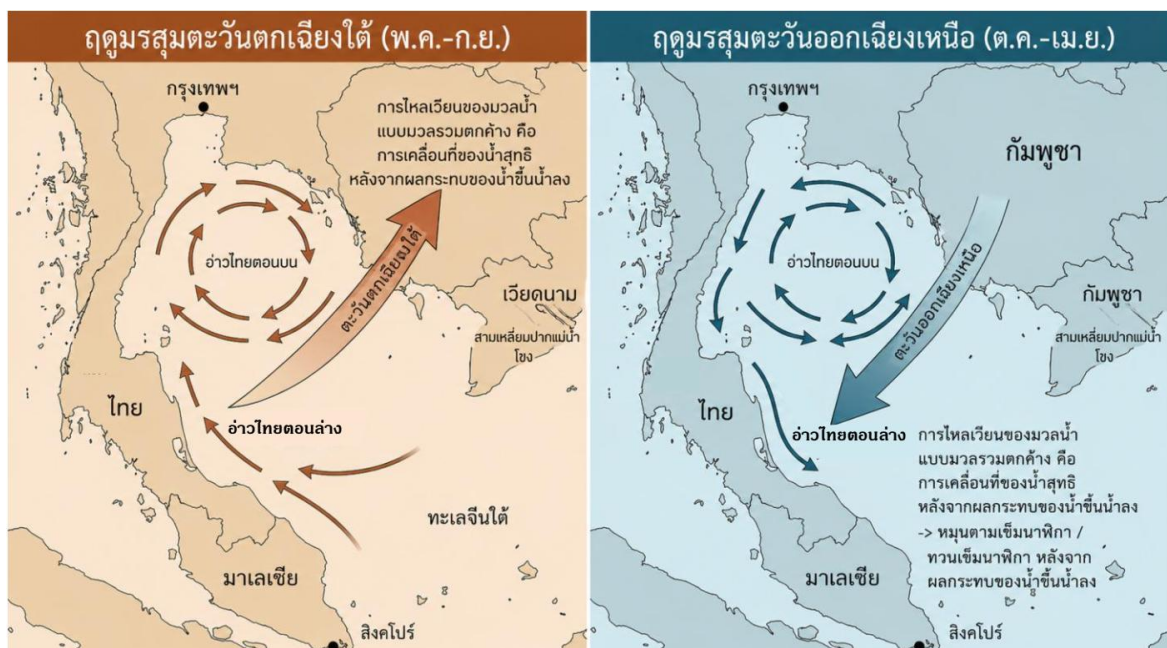
$$\frac{\partial \tilde{v}}{\partial t} = -2\Omega \tilde{u} \sin \phi - \frac{g}{R} \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial \phi} - \frac{\tau_{\tilde{v}}}{H} \quad (5)$$

ผลสัมฤทธิ์จากการจำลองปรากฏการณ์ระบอบอย่างชัดเจนว่า แอ่งหลักของทะเลจีนใต้ (South China Sea Body: SCSB) เป็นองค์ประกอบหลักที่สอดคล้องกับเงื่อนไข Quarter-wavelength Resonance อย่างสมบูรณ์ ทำให้เกิดการขยายตัวและสั่นพ้องของคลื่น ความถี่ประมาณ 1 รอบต่อวัน ภายในระบบทะเลจีนใต้ พลังงานที่ถูกขยายมหาศาลนี้ได้ส่งผ่านเข้ามายังบริเวณส่วนปากของอ่าวไทย ทำให้การสั่นพ้องรายวัน (Diurnal Resonance) ที่เกิดขึ้นภายในอ่าวไทย ซึ่งแท้จริงแล้วเป็น “การตอบสนองเชิงรับ” (Passive Response) อย่างสอดคล้องกันต่อแอมพลิจูดที่ขยายตัวของทะเลจีนใต้ตอนล่าง [1] อ่าวไทยมีลักษณะเป็นพื้นที่เสริม (Auxiliary Area) ที่ทำหน้าที่ขยายคลื่นเคลวิน (Kelvin Waves) และโหมดปวงกาเร (Poincare Modes) ที่สะท้อนกลับเข้ามาภายในอ่าว ก่อให้เกิดจุดแอมฟิโตรมิก (Amphidromic Point) ภายในตัวอ่าวสำหรับองค์ประกอบ K_1 และ O_1 ทว่าอิทธิพลการสะท้อนกลับของอ่าวไทยกลับ

มีผลต่อความถี่โรแซนของทะเลจีนใต้น้อยมาก การค้นพบนี้แสดงให้เห็นว่า การศึกษาลักษณะทางอุทกพลศาสตร์ของทะเลขอบทวีปไม่สามารถศึกษาแยกเฉพาะพื้นที่ได้ จะต้องมีการประเมินแบบองค์รวมร่วมกับมหาสมุทรที่เชื่อมต่อกัน

2.4 การไหลเวียนของมวลน้ำและอิทธิพลจากลมมรสุม

แม้ว่ากระแสน้ำขึ้นน้ำลงจะเป็นตัวกำหนดความผันผวนระดับรายวันและรายชั่วโมง แต่ระบบการพัดพาของลมมรสุมเหนือผิวน้ำทะเล (Wind Stress) เป็นตัวควบคุมโครงสร้างการไหลเวียนของมวลน้ำแบบมวลรวมตกค้าง (Residual Circulation) ซึ่งอ่าวไทยตั้งอยู่ในเขตมรสุมเขตร้อนชื้น ได้รับอิทธิพลจากการเคลื่อนตัวของร่องความกดอากาศและการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิระหว่างทวีปเอเชียและมหาสมุทร นำไปสู่การเกิดลมมรสุมหลักสองฤดูที่มีความรุนแรงแตกต่างกัน [4] ตามภาพที่ 3



รูปที่ 3 แผนภาพเปรียบเทียบทิศทางการไหลเวียนของกระแสน้ำตกค้าง (Residual Circulation) ระหว่างฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (หมุนตามเข็มนาฬิกาในอ่าวตอนบน) และมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (หมุนทวนเข็มนาฬิกา) [9]

กระแสน้ำผิวน้ำที่ถูกกระตุ้นโดยแรงลม (Wind Driven Current) มีความสัมพันธ์กับความเร็วลมโดยทฤษฎีแรงเคลื่อนของเอคแมน (Ekman Transport) คาดการณ์ว่า ความเร็วของกระแสน้ำที่ผิวน้ำจะมีขนาดประมาณร้อยละ 3 ของความเร็วลม ในช่วงสภาพอากาศปกติ อ่าวไทยจะมีความเร็วลมเฉลี่ยอยู่ที่ 2 - 8 เมตรต่อวินาที (4 - 15 นอต) ซึ่งก่อให้เกิดกระแสน้ำตกค้างที่ความเร็ว 5 - 20 เซนติเมตรต่อวินาที แม้จะเป็นตัวเลขที่ไม่สูงมากนัก ทว่าเมื่อประยุกต์ใช้แบบจำลองวิเคราะห์ความสัมพันธ์รายปี การไหลเวียนของผิวน้ำกลับแสดงการแปรผันตามฤดูกาลอย่างมีนัยสำคัญ

2.4.1 มรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคม - กันยายน) ในช่วงฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ลมพัดมาจากมหาสมุทรอินเดียเข้าสู่พื้นที่อ่าวไทยอิทธิพลของความเค้นเฉือนของลม (Wind Stress) ก่อให้เกิดโครงสร้างการไหลเวียนแบบทวนเข็มนาฬิกา (Counterclockwise/Cyclonic Circulation) ครอบคลุมพื้นที่ตอนล่างและตอนกลางของอ่าวไทย [5] อย่างไรก็ตาม ภายในบริเวณอ่าวไทยตอนบนซึ่งเป็นพื้นที่ที่กึ่งปิดกลับเกิดวงจรการหมุนเวียนแบบ “ตามเข็มนาฬิกา” (Clockwise Gyre) โดยกระแสน้ำหลัก จะเคลื่อนตัวเข้าสู่อ่าวไทยตอนบนทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ ไหลเลาะขึ้นไปตามชายฝั่งด้านเหนือและวกกลับออกไปทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ ลักษณะของกระแสน้ำที่สวนทางนี้เกิดจากอิทธิพลของแรงเสียดทานตามลักษณะภูมิประเทศ ทำให้เกิดการแยกตัวของกระแสน้ำ (Divergence) บริเวณชายฝั่งด้านตะวันตก ซึ่งนำไปสู่ปรากฏการณ์ “น้ำผุด” (Upwelling) ทำให้มวลน้ำเย็นที่มีความหนาแน่นสูงและอุดมไปด้วยสารอาหารจากก้นทะเล ถูกดันตัวขึ้นสู่ผิวน้ำในเดือนสิงหาคมสร้างความอุดมสมบูรณ์ให้แก่สายใยอาหารในพื้นที่ [5]

2.4.2 มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (เดือนตุลาคม - เมษายน) เมื่อเข้าสู่ฤดูหนาวลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือที่หนาวเย็นพัดมาจากทวีปเอเชียเข้าปกคลุมพื้นที่ทะเลจีนใต้และอ่าวไทย ทิศทางการไหลเวียนของกระแสน้ำในอ่าวไทยจะเกิดการพลิกกลับ (Reversal) การไหลของมวลน้ำในอ่าวไทยตอนล่าง มีลักษณะทิศทางการเคลื่อนตัวจากตะวันออกไปตะวันตก ในขณะที่บริเวณอ่าวไทยตอนบน การหมุนเวียนเปลี่ยนเป็นแบบ “ทวนเข็มนาฬิกา” (Counterclockwise Circulation) กระแสน้ำเคลื่อนตัวจากฝั่งตะวันออก (ฝั่งจังหวัดชลบุรีและจังหวัดระยอง) เลียบชายฝั่งเข้าไปยังก้นอ่าวและไหลลงใต้เพื่อระบายออกทางฝั่งตะวันตก (ฝั่งจังหวัดเพชรบุรีและจังหวัดประจวบคีรีขันธ์) [5] อิทธิพลของลมมรสุมนี้ยังก่อให้เกิดการนำพามวลน้ำอุณหภูมิต่ำ และความเค็มสูงจากทะเลจีนใต้ทะลักผ่านแหลมญวน (Ca Mau Cape) เข้าสู่อ่าวไทย มวลน้ำเย็นนี้จะปะทะกับมวลน้ำอุ่นภายในอ่าว ก่อให้เกิดปรากฏการณ์แนวปะทะความร้อนอ่าวไทยตอนบนด้านตะวันออก (Thermal Front in the Eastern Gulf of Thailand: TFEGT) โดยแนวปะทะนี้เริ่มก่อตัวเด่นชัดในเดือนธันวาคม มีความรุนแรงสูงสุดในเดือนมกราคมและกุมภาพันธ์ และสลายตัวไปอย่างช้า ๆ ในช่วงเดือนมีนาคมและเมษายน ความลาดชันของอุณหภูมิ (Temperature Gradient) ที่แนวปะทะสร้างความแปรปรวนแก่ระบบนิเวศ และเป็นเส้นแบ่งขอบเขตมวลน้ำที่สำคัญของอ่าวไทย [10]

2.5 อุทกพลศาสตร์เขตชะวากทะเลและการแบ่งชั้นของมวลน้ำ

อ่าวไทยตอนบนถูกจัดเป็นภูมิภาคที่ได้รับอิทธิพลจากน้ำจืดอย่างมหาศาล (Region of Freshwater Influence: ROFI) เนื่องจากรองรับปริมาณน้ำฝนและน้ำท่าจากระบบลุ่มน้ำใหญ่ 4 สาย ได้แก่ ลุ่มน้ำเจ้าพระยา ลุ่มน้ำบางปะกง ลุ่มน้ำท่าจีน และลุ่มน้ำแม่กลอง ปริมาณน้ำจืดเฉลี่ยรายปีที่ไหลบ่าลงสู่อ่าว มีปริมาตรประมาณ 13.22 ลูกบาศก์กิโลเมตร ซึ่งทำให้เกิดการผสมน้ำ (Mixing) ระหว่างมวลน้ำเค็มจากทะเลลึกและมวลน้ำจืดบนแผ่นดิน มีความซับซ้อนอย่างยิ่ง [11]

2.6 ปฏิสัมพันธ์เหนือปากแม่น้ำและการกระจัดของตะกอน

ในเขตอิทธิพลของปากแม่น้ำเจ้าพระยา คลื่นน้ำขึ้นน้ำลงมีแอมพลิจูดที่รุนแรงกว่าอัตราการไหลของน้ำจืด (Fresh Water Flow) อย่างมาก ในช่วงฤดูแล้ง อัตราการไหลของน้ำจืดอาจมีระดับเพียง 60 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที ขณะที่อัตราการไหลเวียนของกระแสน้ำขึ้นน้ำลงที่ปากแม่น้ำ มีปริมาณมหาศาลถึง 2,800 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที [9] แรงของน้ำขึ้นน้ำลงที่มากกว่า ทำให้น้ำเค็มรุกตัวลึกเข้าไปในลำน้ำเจ้าพระยาได้ไกลถึง 90 - 100 กิโลเมตร จากปากแม่น้ำ ก่อให้เกิดพิสัยของน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal Range) สูงสุด 3.6 เมตร ที่ปากแม่น้ำ และจะลดเหลือประมาณ 1.6 เมตร ที่ระยะทาง 98 กิโลเมตร จากปากแม่น้ำ เนื่องจากการเคลื่อนตัวแบบแกว่งกวัด (Oscillating) อนุภาคน้ำที่ไหลลึกเข้าไปในแม่น้ำระหว่างช่วงน้ำขึ้น จะถูกดึงกลับออกมาในช่วงน้ำลง ระยะการกระจัดสุทธิประจำวัน (Net Daily Drift) จึงมีระยะเพียงไม่เกิน 3 กิโลเมตร ทำให้อนุภาคน้ำแขวนลอยมลพิษหรือตะกอน มีแนวโน้มที่จะตกค้างสะสมตัวอยู่บริเวณปากแม่น้ำเป็นระยะเวลานาน หากไม่มีอิทธิพลจากการไหลบ่าของน้ำจืดในฤดูน้ำหลากเข้ามาสมทบ

2.7 การแบ่งชั้นของมวลน้ำ (Water Column Stratification)

เสถียรภาพของความหนาแน่นมวลน้ำ (Water Column Stability) ถูกควบคุมโดยปัจจัยเชิงคู่ระหว่าง “แรงลอยตัว” (Buoyancy Forces) ซึ่งเกิดจากความร้อนบนผิวน้ำและน้ำจืดที่เบากว่าน้ำทะเล และ “แรงกวนผสม” (Stirring Forces) ซึ่งเกิดจากกระแสน้ำขึ้นน้ำลงที่พัดเสียดทานพื้นทะเลและกระแสนลมที่พัดปั่นป่วนบนผิวน้ำ ดัชนีที่ใช้วัดสภาวะการแบ่งชั้นหรือการผสมของน้ำในทางสมุทรศาสตร์ เรียกว่า พารามิเตอร์ซิมป์สัน-ฮันเตอร์ (Simpson Hunter Parameter) ซึ่งพิจารณาสัดส่วนความลึกของน้ำเทียบกับความเร็วของกระแสน้ำยกกำลังสาม [10] ผลการวิเคราะห์ข้อมูลความเค็ม และอุณหภูมิตามชั้นความลึก บ่งชี้ว่า การแบ่งชั้นน้ำอย่างรุนแรง (Strong Stratification) ในอ่าวไทยตอนบนจะเกิดขึ้นระหว่างเดือนกันยายนและตุลาคม ซึ่งเป็นช่วงที่แม่น้ำมีปริมาณการไหลบ่าสูงสุด ประกอบกับการถ่ายเทความร้อนบนผิวน้ำในระดับปานกลาง มวลน้ำจืดจะแผ่ตัวครอบคลุมชั้นผิวน้ำ กีดขวางการถ่ายเทออกซิเจนสู่เบื้องล่าง [11] ในทางตรงกันข้าม ในช่วงเดือนธันวาคมถึงมกราคม เมื่อปริมาณน้ำจืดมีน้อย ลมมรสุมพัดแรง และพื้นผิวน้ำสูญเสียความร้อน มวลน้ำจะเข้าสู่ภาวะผสมกลมกลืนเป็นเนื้อเดียวกันในแนวดิ่ง (Well-mixed) [11]

2.8 กระแสน้ำชายฝั่งจันทบุรี (Chanthaburi Coastal Current: CCC)

นอกเหนือจากการไหลบ่าของแม่น้ำสายหลักแล้ว ปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมาสู่พื้นที่ทะเลโดยตรง ยังทำหน้าที่เป็นเครื่องกำเนิดกระแสน้ำชายฝั่งอันทรงพลังบริเวณอ่าวไทยฝั่งตะวันออก แบบจำลองความละเอียดสูงสามมิติ Delft3D FLOW ชี้ให้เห็นว่า ในช่วงมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และช่วงเปลี่ยนผ่านมรสุม ปริมาณน้ำฝนตรงต่อพื้นที่ที่มีปริมาตรสูงถึง 58.0 ลูกบาศก์กิโลเมตร ซึ่งมากกว่าปริมาณน้ำจากแม่น้ำสายหลักถึง 7.5 เท่า [15] ปริมาณฝนมหาศาลนี้ลดระดับความเค็มบนผิวน้ำลงอย่างเฉียบพลันให้ต่ำกว่า 28 psu สร้างความแตกต่างของระดับความหนาแน่นและแบ่งชั้นน้ำ ความแตกต่างนี้เหนี่ยวนำกระบวนการทางความโน้มถ่วง ก่อให้เกิด “กระแสน้ำชายฝั่งจันทบุรี” ซึ่งเป็นกระแสน้ำแคบ ๆ บริเวณชายฝั่งที่มีทิศทางการไหลย้อนขึ้นทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ ด้วยความเร็วเฉลี่ย 15 เซนติเมตรต่อวินาที ปรากฏการณ์นี้แสดงให้เห็นว่า อุทกพลศาสตร์บริเวณชายฝั่งที่มีปริมาณน้ำฝนสูงถูกควบคุมด้วยอิทธิพลทางอุทกนิยมนิยามไว้ได้เทียบเท่าหรือรุนแรงกว่าปัจจัยจากปากแม่น้ำ

2.9 ความแปรปรวนเชิงข้ามปีและปรากฏการณ์สภาพภูมิอากาศโลก

ความรุนแรงของกระแสน้ำและการไหลเวียนของอ่าวไทยไม่ได้หยุดนิ่งอยู่เพียงรูปแบบของคลื่นน้ำขึ้นน้ำลงและลมมรสุมรายปี ทว่าได้รับอิทธิพลจากวงจรความผันผวนของสภาพภูมิอากาศแบบข้ามปี (Interannual Climate Variability) การรับรู้ระยะไกล (Remote Sensing) ผ่านดาวเทียมวัดระดับความสูงผิวน้ำทะเลและอุณหภูมิผิวน้ำ นำมาประยุกต์ใช้ร่วมกับการวิเคราะห์องค์ประกอบหลักแบบเชิงซ้อน (Complex Empirical Orthogonal Function: CEOF) สามารถอธิบายความแปรปรวนเชิงพื้นที่ได้มากถึงร้อยละ 28 ของความแปรปรวนกระแสน้ำทั้งหมด [5] อิทธิพลของสภาพภูมิอากาศทั้งสองรูปแบบ ส่งผลกระทบท่ออ่าวไทยด้วยกลไกและอาณาบริเวณที่แตกต่างกันอย่างสิ้นเชิง

2.9.1 ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (IOD) สัญญาณความผิดปกติของอุณหภูมิในมหาสมุทรอินเดีย มีผลโดยตรงต่อการแปรปรวนของกระแสน้ำตามแนวชายฝั่งทิศตะวันตกของอ่าวไทย (Western Boundary) และบริเวณปากอ่าวตอนล่างที่ละติจูด 8 องศาเหนือ อิทธิพลของ IOD จะไปควบคุมอัตราการแลกเปลี่ยนมวลน้ำระหว่างอ่าวไทยและทะเลจีนใต้ ปรับเปลี่ยนคุณสมบัติทางกายภาพและปริมาณความหนาแน่นของมวลน้ำที่ไหลเข้าสู่อ่าวไทย [11]

2.9.2 ปรากฏการณ์เอลนีโญ-ความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ (ENSO) ความผิดปกติของความร้อนในมหาสมุทรแปซิฟิก ส่งผลกระทบอย่างสูงต่อกระแสน้ำบริเวณตอนกลางของอ่าว ซึ่งปรากฏการณ์เอลนีโญเหนี่ยวนำให้โครงสร้างความกดอากาศเหนือพื้นทะเล (Wind Stress Curl) เปลี่ยนทิศและทวีความรุนแรงสร้างแรงขับเคลื่อนการไหลเวียนแบบหมุนวน (Gyre) ให้ทวีความรุนแรงขึ้น และสร้างความผันแปรต่อระดับ น้ำทะเลมากถึงร้อยละ 50 ของการเปลี่ยนแปลงที่บันทึกได้ทั้งหมด ก่อตัวในลักษณะคลื่นเคลวินติดชายฝั่ง (Coastal Trapped Kelvin Waves) [16] ข้อมูลนี้มีความสำคัญยิ่ง เนื่องจากชี้ให้เห็นว่าโครงสร้างกระแสน้ำในอ่าวไทยไม่ได้ตอบสนองต่อปรากฏการณ์สภาพภูมิอากาศทั้งสองในลักษณะเนื้อเดียวกัน (Homogeneous) การวิเคราะห์หรือจำลองเพื่อประเมินความเสี่ยงภัยทางทะเล จึงต้องจำแนกผลกระทบเชิงพื้นที่อย่างระมัดระวัง

3. บทสรุป

พลศาสตร์ของกระแสน้ำขึ้นน้ำลงและการไหลเวียนมวลน้ำในอ่าวไทย เป็นระบบอุทกพลศาสตร์ที่เต็มไปด้วยความซับซ้อนและการสอดประสานกันของตัวแปรทางธรรมชาติ กลไกพื้นฐานของการเกิดกระแสน้ำไม่ได้มาจากอิทธิพลทางดาราศาสตร์ในพื้นที่เท่านั้น ทว่าถูกแทรกแซงและขยายแอมพลิจูดอย่างมหาศาลผ่านปรากฏการณ์เรโซแนนซ์แบบคลื่นเดี่ยวของแอ่งหลักทะเลจีนใต้ ทำให้ความผันผวนรายวันของอ่าวไทยมีลักษณะตอบสนองเชิงรับอย่างมีนัยสำคัญ นอกจากนี้ กระแสน้ำที่ถูกขับเคลื่อนโดยลมมรสุม ยังเหนี่ยวนำให้เกิดกระแสน้ำตกค้าง (Residual Currents) ที่เปลี่ยนแปลงทิศทาง การไหลแบบทวนเข็มนาฬิกาและตามเข็มนาฬิกาตามฤดูกาล ก่อเกิดกระบวนการแยกตัวของน้ำและน้ำผุดตลอดจนการทะลักของมวลน้ำเย็นจากทะเลจีนใต้ที่สร้างแนวปะทะอุณหภูมิ (TFEGT) ขณะเดียวกันพื้นที่ชายฝั่งยังถูก

กำหนดด้วยโครงสร้างความหนาแน่นและพลวัตของแม่น้ำ ซึ่งกระตุ้นให้เกิดกระแสการหมุนเวียนและกระแสน้ำที่ขับเคลื่อนด้วยฝนที่ตกตรงในพื้นที่ จำต้องพึ่งพาความเข้าใจทุกพลศาสตร์เบื้องต้น การเฝ้าระวังตัวแปรข้ามทวีปอย่าง ENSO และ IOD และการบูรณาการข้อมูลการไหลบ่าของน้ำจืด ล้วนเป็นดัชนีสำคัญที่บ่งชี้ว่ายุทธศาสตร์การพัฒนาและพิทักษ์รักษาระบบนิเวศอ่าวไทยจะประสบความสำเร็จได้ ก็ต่อเมื่อดำเนินการบนฐานความรู้เชิงลึกด้านความสัมพันธ์ระหว่างกระแสน้ำและสภาพแวดล้อมทางทะเลอย่างครอบคลุมรอบด้าน

เอกสารอ้างอิง

- [1] Vongvisessomjai S. Current and inferred movement of particulate matters in the upper Gulf of Thailand. J Sci Soc Thailand. 1976;2:127-138.
- [2] Google. Gemini. Mountain View (CA): Google; 2026. [เข้าถึงเมื่อ 20 ก.ค. 2569]. Prompt: “แผนที่แสดงขอบเขตภูมิศาสตร์ สันฐานวิทยาได้น้ำ และระดับความลึก”. เข้าถึงได้จาก: <https://gemini.google.com>
- [3] Cui X, Fang G, Wu D. Tidal resonance in the Gulf of Thailand. Ocean Sci. 2019;15(2):321-331.
- [4] Anutaliya A. Surface circulation in the Gulf of Thailand from remotely sensed observations: seasonal and interannual timescales. Ocean Sci. 2023;19(2):335-350.
- [5] Sojisuporn P, Morimoto A, Yanagi T. Seasonal variation of sea surface current in the Gulf of Thailand. Coast. Mar. Sci. 2010;34(1):91-102
- [6] Fang G, Kwok Y, Yu K, Zhu Y. Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. Cont Shelf Res. 1999;19(7):845-869.
- [7] อนุกุล บุณยประทีปรัตน์. การไหลเวียนของกระแสน้ำในอ่าวไทยตอนบน: การทบทวนงานวิจัย. วารสารวิทยาศาสตร์บูรพา. 2551;13(1),74-86.
- [8] Google. Gemini. Mountain View (CA): Google; 2026. [เข้าถึงเมื่อ 20 ก.ค. 2569]. Prompt: “แบบจำลองทางคณิตศาสตร์แสดงการแพร่กระจายและขยายตัวของคลื่นน้ำขึ้นน้ำลง”. เข้าถึงได้จาก: <https://gemini.google.com>
- [9] Google. Gemini. Mountain View (CA): Google; 2026. [เข้าถึงเมื่อ 31 ก.ค. 2569]. Prompt: “แผนภาพเปรียบเทียบทิศทางการไหลเวียนของกระแสน้ำตักค้าง”. เข้าถึงได้จาก: <https://gemini.google.com>
- [10] Pokavanich T, Worrawatanathum V, Phattananuruch K, Koolkalya S. Seasonal dynamics and three-dimensional hydrographic features of the eastern Gulf of Thailand: Insights from high-resolution modeling and field measurements. 2024.
- [11] Munhapon A, Thong-U-dom S, Buranapratheprat A. Investigation of the seasonal variation of passive tracer released from river mouths in the inner Gulf of Thailand by using a hydrodynamic model. Burapha Sci J. 2026;27(2):1334-1356.
- [12] Buranapratheprat A. Circulation in the upper Gulf of Thailand: A review. Burapha Sci J. 2008;13(1):75-83.
- [13] Aungsakul K, Jaroensutasinee M, Jaroensutasinee K. Numerical study of principal tidal constituents in the Gulf of Thailand and the Andaman Sea. Walailak J Sci & Tech. 2007;4(1):95-109.
- [14] Buranapratheprat A, Yanagi T, Sawangwong P. Seasonal variations in circulation and salinity distributions in the upper Gulf of Thailand: Modeling approach. La mer. 2002;40:147-155.
- [15] Sediment Transport in Coastal Waters. Water. 2018.
- [16] สามารถ อ่อนแป้น. อิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลงและลมต่อกระแสน้ำจำลองในอ่าวไทย [ปริญญาณิพนธ์ ปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต]. กรุงเทพฯ: จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย; 2546.