

บทที่ 2

เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

2.1 สภาพของน้ำในแนวดิ่ง (Water column condition)

สภาพของน้ำในแนวดิ่งในทะเล เกี่ยวข้องกับการแบ่งชั้นหรือการผสมผสานกันของมวลน้ำโดยอาศัยอุณหภูมิ ความเค็มหรือความหนาแน่นของน้ำตามความลึกในการพิจารณา โดยทั่วไปบริเวณน้ำตื้นจะมีการผสมผสานกันดีของมวลน้ำในแนวดิ่ง การได้รับน้ำจืดสามารถทำให้เกิดการแบ่งชั้นน้ำได้ เนื่องจากน้ำจืดมีแรงลอยตัวสูง เมื่อไหลลงสู่ทะเลจะลอยอยู่บนผิวน้ำทะเล ทำให้การผสมกันของมวลน้ำลดลง เมื่อมีการกระทำของกระแสลม คลื่นและกระแสน้ำขึ้นน้ำลง ก็สามารถทำให้มวลน้ำเกิดการผสมผสานกันได้อีก (Simpson, 1997)

สภาพของน้ำในแนวดิ่งมีความสำคัญต่อการอธิบายปรากฏการณ์ทางนิเวศวิทยา เช่น การเกิดปรากฏการณ์ขึ้นปลาหวาฟ (red tide) ในบริเวณทะเลชายฝั่ง (Condie & Webster, 2002) รวมถึงการศึกษาเกี่ยวกับเวลาพำนักของน้ำทะเลโดยเมื่อมวลน้ำมีการผสมผสานกันได้ดีจะมีการแลกเปลี่ยนคุณสมบัติทางกายภาพของน้ำทะเลตามแนวดิ่งได้ ทำให้มวลน้ำนั้นมีเวลาพำนักสั้น แต่หากมวลน้ำเกิดการแบ่งชั้นกันทำให้เกิดการแลกเปลี่ยนคุณสมบัติทางกายภาพกับมวลน้ำอื่นได้ยาก มวลน้ำนั้นจะมีเวลาพำนักยาว (Kershaw & Cundy, 2000) การแบ่งชั้นและการผสมผสานกันของมวลน้ำแนวดิ่งสามารถก่อให้เกิดผลต่อการเคลื่อนตัวของแพลงก์ตอนพืชไปสู่สัตว์หน้าดินที่ใช้วิธีการกรองกินอาหารได้ โดยแพลงก์ตอนพืชจะถูกผลิตขึ้นที่น้ำชั้นบนและเกิดการเคลื่อนย้ายไปสู่พื้นทะเลเนื่องจากความปั่นป่วนของมวลน้ำ (Wiles, Van Duren, Häse, Larsen, & Simpson, 2006) โดยทั่วไปความหนาแน่นจะเพิ่มมากขึ้นตามความลึกเนื่องจากแรงกดของของเหลวที่มีความหนาแน่นต่ำจะลอยตัวอยู่ด้านบนของของเหลวที่มีความหนาแน่นสูง ซึ่งจะไม่ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ในแนวดิ่ง แต่หากของเหลวที่มีความหนาแน่นสูงอยู่ด้านบนของเหลวที่มีความหนาแน่นต่ำ ทำให้ชั้นของความหนาแน่นเกิดความไม่เสถียร ก็จะเกิดการเคลื่อนที่ในแนวดิ่งโดยของเหลวที่มีความหนาแน่นสูงจะเกิดการจมตัวและของเหลวที่มีความหนาแน่นต่ำจะเกิดการลอยตัวขึ้น (Pond & Pickard, 1983)

2.2 ปัจจัยที่มีผลต่อสภาพของน้ำในแนวดิ่ง

การผสมผสานกันและการแบ่งชั้นของน้ำในแนวดิ่งบริเวณทะเลชายฝั่งถูกควบคุมโดยหลายปัจจัยได้แก่ กระแสลม กระแสน้ำขึ้นน้ำลง พลังความร้อนที่ผิวน้ำทะเล พลังค์สุทธินของน้ำจากบรรยากาศและปริมาณน้ำท่า ณ เวลานั้น โดยปกติในบริเวณเขตร้อนปัจจัยที่ก่อให้เกิดการแบ่ง

ชั้นน้ำในแนวตั้งคือความร้อนที่ผิวหน้าทะเล ฟลักซ์สุทธิของน้ำจากบรรยากาศและปริมาณน้ำทำ ในขณะที่กระแสลมและกระแสน้ำขึ้นน้ำลงทำให้เกิดการผสมผสานกันของมวลน้ำ ซึ่งปัจจัยเหล่านี้ อาจมีการเปลี่ยนแปลงในแต่ละพื้นที่ (Buranapratheprat et al., 2008; Souza & Simpson, 1997) ลักษณะธรรมชาติของปัจจัยทั้งห้าชนิดเป็นดังนี้

2.2.1 ฟลักซ์ความร้อนที่ผิวหน้าทะเล (surface heat flux)

ผิวโลกแต่ละบริเวณ โดยเฉลี่ยในรอบปีจะได้รับรังสีความร้อนไม่เท่ากันในขณะที่ ปริมาณการปล่อยรังสีออกไปทางผิวทะเลใกล้เคียงกัน ในพื้นที่ละติจูดต่ำได้รับรังสีเกินกว่าที่ปล่อย ออกไป ในขณะที่ทางแถบขั้วโลกได้รับรังสีน้อยกว่าที่ปล่อยออกไป (ปราโมทย์ โสจิสูตร และคณะ, 2546) งบประมาณความร้อนที่ผิวหน้าทะเลทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิผิวทะเลตามสถานที่และ เวลา ขึ้นอยู่กับ 4 องค์ประกอบที่สำคัญคือ (Pickard & Emery, 1990)

1) ความร้อนจากการแผ่รังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์ (Short Wave Radiation –SWR)

ถ้าความร้อนจากการแผ่รังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์เข้ามายังโลกคิดเป็น 100 ส่วนแล้ว จะสูญเสีย ไปจากการกระเจิงโดยบรรยากาศและเมฆหมอก 29 ส่วน ถูกบรรยากาศและเมฆดูดกลืนไป 19 ส่วน และประมาณ 4 ส่วนสะท้อนกลับที่ผิวหน้าทะเล อีก 48 ส่วนที่เหลือเป็นส่วนที่ผ่านลงสู่มวลน้ำ ค่า ความร้อนนี้เปลี่ยนแปลงไปตามรอบวัน ฤดูกาลและภูมิภาค และปริมาณของเมฆที่ปกคลุมพื้นที่ ซึ่ง อัตราของพลังงานคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ที่ผ่านสู่ผิวทะเลนี้ได้รับอิทธิพลจากหลายปัจจัยคือความ ยาวของช่วงเวลากลางวัน ระยะเวลาที่ได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์จะเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล และพิกัดทางภูมิศาสตร์ การดูดซับความร้อนโดยชั้นบรรยากาศเป็นอีกปัจจัยหนึ่งที่ส่งผลต่อความ ร้อนจากการแผ่รังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ ซึ่งได้รับอิทธิพลจากสัมประสิทธิ์การดูดกลืนรังสีคลื่น สั้นและระดับความสูงของดวงอาทิตย์ รวมถึงการดูดกลืนรังสีคลื่นสั้นที่เกิดจากโมเลกุลของก๊าซ ฝุ่นผงและละอองน้ำ เป็นต้น เมื่อดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกับพื้นผิวโลก รังสีที่ส่งมาจากดวง อาทิตย์จะมีระยะทางสั้นที่สุดและการดูดกลืนช่วงนี้ในชั้นบรรยากาศจะมีค่าน้อยที่สุดและเมื่อดวง อาทิตย์อยู่ในแนวทำมุมน้อยกว่า 90 องศา ระยะทางของการแผ่รังสีจะเพิ่มมากขึ้น การดูดกลืนรังสี จะเพิ่มขึ้นด้วย

2) ความร้อนจากการแผ่รังสีกลับของน้ำทะเล (Long Wave Radiation – LWR) เป็น

ค่าที่แสดงถึงการสูญเสียพลังงานความร้อนของทะเล การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิที่ผิวทะเลส่งผลให้ รังสีที่ออกจากทะเลรวมถึงความชื้นในบรรยากาศเหนือบริเวณนั้นเพิ่มสูงขึ้น ความชื้นในบรรยากาศ ที่เพิ่มขึ้นทำให้เกิดการแผ่รังสีจากบรรยากาศกลับสู่ทะเล ดังนั้นความร้อนจากการแผ่รังสีกลับของ น้ำทะเลสุทธิจึงลดลง โดยทั่วไปความร้อนจากการแผ่รังสีกลับของน้ำทะเลไม่มีการเปลี่ยนแปลง

ตามรอบวัน ฤดูกาล หรือสถานที่ เนื่องจากเป็นปรากฏการณ์ที่ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิสัมบูรณ์ไม่ใช่ อุณหภูมิในหน่วยองศาเซลเซียส

3) ความร้อนจากการนำและการพา (Sensible Heat Flux – SHF) เป็นการได้รับหรือสูญเสียความร้อนของผิวหน้าทะเล ที่ขึ้นกับความแตกต่างของอุณหภูมิอากาศที่อยู่เหนือทะเลและ อุณหภูมิผิวน้ำทะเล ถ้าอุณหภูมิอากาศต่ำกว่าอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ความร้อนจะถูกถ่ายเทจากทะเลสู่ อากาศ และหากอุณหภูมิของอากาศสูงกว่าอุณหภูมิของน้ำทะเล ความร้อนจะถูกถ่ายเทจากอากาศสู่ ทะเล เป็นการแลกเปลี่ยนความร้อนจากการนำและการพาความร้อน

4) ความร้อนแฝงจากกลายเป็นไอ (Latent Heat Flux – LHF) ขึ้นอยู่กับความชื้นใน อากาศที่เกิดจากกระบวนการกลายเป็นไอ หากความร้อนแฝงจากกลายเป็นไอนี้มีค่าเป็นบวกแสดงว่า ผิวหน้าทะเลสูญเสียพลังงานให้แก่อากาศ กระบวนการกลายเป็นไอเป็นกระบวนการที่ผิวหน้าทะเล สูญเสียความร้อนให้กับอากาศทำให้อุณหภูมิที่ผิวหน้าทะเลลดลง ซึ่งค่าเฉลี่ยการกลายเป็นไอของ ผิวหน้าทะเลต่อปีมีค่าประมาณ 120 เซนติเมตร โดยทั่วไปค่าการกลายเป็นไอในรอบปีที่บริเวณ ละติจูดสูงมีค่าต่ำสุดอยู่ที่ประมาณ 30 – 40 เซนติเมตรต่อปี มีค่าสูงสุดในเขตร้อนประมาณ 200 เซนติเมตรต่อปีเนื่องจากลมประจำถิ่น (trade winds) และลดลงที่บริเวณเขตศูนย์สูตรมีค่าที่ 130 เซนติเมตรต่อปีซึ่งมีค่าความเร็วลมเฉลี่ยต่ำกว่าและความร้อนที่ผิวหน้าทะเลได้รับลดลงขึ้นกับ ฤดูกาล รวมถึงเมฆที่ปกคลุมมีมากขึ้นด้วย

สมการสมดุลความร้อนในหน่วยวัตต์ต่อตารางเมตร (W/m^2) สามารถคำนวณได้ตาม สมการที่ 1 (Pickard & Emery, 1990)

$$Q_t = Q_g + Q_h + Q_e + Q_r + Q_s \quad (1)$$

Q_t ความร้อนรวมสุทธิจากการได้รับหรือสูญเสียความร้อนของมวลน้ำ

Q_g ความร้อนจากการแผ่รังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์

Q_h ความร้อนจากการแผ่รังสีกลับของน้ำทะเล

Q_e ความร้อนจากการนำของบรรยากาศ

Q_r ความร้อนจากกระบวนการระเหย

Q_s ความร้อนจากการพา

2.2.2 ปริมาณน้ำท่า (freshwater discharge)

น้ำท่ารวมทั้งฝนที่ตกในทะเลทำให้ความเค็มของน้ำทะเลเจือจางลง และทำให้ความหนาแน่นของน้ำเปลี่ยนแปลง ซึ่งจะมีผลต่อการผสมผสานกันของน้ำในแนวดิ่ง ปริมาณน้ำท่าที่ได้รับจากแม่น้ำมีความสำคัญต่อแรงลอยตัวของน้ำบริเวณเอสทูรี ในขณะที่มวลน้ำมีการผสมผสานต่ำแรงลอยตัวที่เพิ่มเข้ามาทำให้เกิดการแบ่งชั้นน้ำ อิทธิพลของน้ำจืดนี้จะพบมากบริเวณใกล้ทวีปและเอสทูรี ถ้าหากปริมาณน้ำท่ามากจะส่งผลให้น้ำจืดแผ่ขยายเป็นบริเวณกว้างซึ่งทำให้ลักษณะทางกายภาพในบริเวณนั้นแตกต่างจากบริเวณอื่น (ปราโมทย์ โสจิสูตร, สุกชัย ตั้งใจตรง และ สมมาตร เนียมนิล, 2546; Simpson, 1997)

2.2.3 กระแสน้ำขึ้นน้ำลง (tidal current)

กระแสน้ำขึ้นน้ำลงเกิดจากแรงสำคัญ 2 ชนิดคือแรงดึงดูดของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ และแรงเหวี่ยงโมเมนตรัมจากศูนย์กลางของการโคจรระหว่างโลกกับดวงจันทร์และระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ กระแสน้ำขึ้นน้ำลงจะไหลผ่านด้านบนพื้นท้องทะเล เกิดแรงเสียดทานกับพื้นทะเล เกิดความปั่นป่วนทำให้มีการผสมผสานกันของมวลน้ำในแนวดิ่งขึ้นได้ การผสมผสานกันนี้สามารถแผ่ขยายไปถึงที่ผิวน้ำได้ก็ต่อเมื่อน้ำบริเวณนั้นตื้น หรือกระแสน้ำขึ้นน้ำลงมีความแรงมาก การศึกษาเรื่องกระแสน้ำขึ้นน้ำลง โดยทั่วไปศึกษาจากส่วนประกอบหลักของกระแสน้ำขึ้นน้ำลง 4 ส่วนคือ กระแสน้ำขึ้นน้ำลงจากอิทธิพลของความสัมพันธ์ระหว่างดวงจันทร์กับดวงอาทิตย์ (K_1) และจากอิทธิพลของดวงจันทร์ (O_1) เป็นส่วนที่มีอิทธิพลต่อบริเวณที่มีการขึ้นลงของน้ำครั้งเดียวต่อวัน ส่วนประกอบอีกสองส่วนสำหรับกลุ่มที่มีการขึ้นลงของน้ำสองครั้งต่อวันคืออิทธิพลจากดวงจันทร์ (M_2) และอิทธิพลจากดวงอาทิตย์ (S_2) ซึ่งการที่จะทราบค่าที่ถูกต้องของส่วนประกอบเหล่านี้ได้จากการประมาณค่าของข้อมูลย้อนหลังมากกว่าหนึ่งปีขึ้นไปของแอมพลิจูดหรือเฟสของแต่ละส่วน โดยใช้การคำนวณทางคณิตศาสตร์มาช่วย (Snidvong, 1998; Stansfield & Garrett, 1997) ปัจจุบันใช้ข้อมูลจากเครื่องวัดความสูงของผิวน้ำทะเล (altimeter) บนดาวเทียมมาคำนวณองค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลงได้ด้วย (Grishechkin & Baskakov, 2010)

2.2.4 กระแสลม (wind stirring)

กระแสลมที่พัดผ่านผิวน้ำทะเลมีความสำคัญเนื่องจากทำให้เกิดคลื่นที่ผิวน้ำทะเลและผลักดันให้เกิดเป็นการไหลเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทร (Kershaw & Cundy, 2000) Yelland and Taylor (1996) ได้ศึกษาการคำนวณกระแสลมที่ผิวน้ำทะเลในทะเลเปิด ข้อมูลที่ได้จะเป็นตัวช่วยในการคำนวณรูปแบบของปัจจัยภายใต้สภาวะที่ไม่มีการสูญเสียหรือได้รับความร้อน (adiabatic conditions) พบว่าในความเร็วของกระแสลมมีค่าเปลี่ยนแปลงตั้งแต่ระดับลมสงบจนถึง 26 เมตรต่อวินาที และความแตกต่างของอุณหภูมิระหว่างทะเลและอากาศมีค่าอยู่ในช่วง -15 ถึง +7 องศาเซลเซียส ซึ่งการประมาณค่าอาศัยพื้นฐานของความสัมพันธ์ระหว่างขนาดลมที่พัดเหนือผิวน้ำทะเล 10 เมตร (W_{10}) และค่าสัมประสิทธิ์การลากที่ผิวน้ำทะเล (C_D)

2.2.5 ฟลักซ์สุทธิของน้ำจากบรรยากาศ (net atmospheric flux)

โดยปกติแล้วมหาสมุทรได้รับปริมาณน้ำเข้าในกระบวนการของฝนที่ตกลงสู่ทะเลและน้ำหลาจากแผ่นดิน และสูญเสียน้ำจากกระบวนการระเหยของน้ำทะเล ซึ่งอัตราการได้รับน้ำของทะเลในแต่ละปีมีค่าประมาณร้อยละ 10 ของน้ำทั้งหมดจากแม่น้ำและปริมาณฝนที่ตกลงสู่ทะเล และค่าเฉลี่ยของอัตราการระเหยของน้ำทะเลจากผิวน้ำทะเลมีค่าประมาณ 120 เซนติเมตรต่อปี ซึ่งค่าการระเหยในรอบปีมีค่าต่ำสุดประมาณ 30-40 เซนติเมตรต่อปีในเขตละติจูดสูง และค่าสูงสุดประมาณ 200 เซนติเมตรต่อปีในเขตอบอุ่น และลดลงเหลือประมาณ 130 เซนติเมตรต่อปีที่บริเวณศูนย์สูตร (Pickard & Emery, 1990; Knauss, 1997)

จากอิทธิพลของปริมาณฝนที่ตกลงสู่ทะเลและปริมาณการระเหยของน้ำทะเลโดยปกติแล้วปริมาณฝนที่ตกลงสู่ทะเลบริเวณคาบสมุทรไทยมาเลเซียมีปริมาณสูงในช่วงฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ในขณะที่ปริมาณฝนที่ตกบริเวณชายฝั่งทางด้านเหนือและตะวันออกของอ่าวมีปริมาณสูงในช่วงฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ การระเหยกลายเป็นไอน้ำมีค่าค่อนข้างคงที่ในช่วงปี มีการเปลี่ยนแปลงน้อยตามสถานที่ และความสมดุลของปริมาณฝนที่ตกลงสู่ทะเลและการระเหยกลายเป็นไอน้ำสุทธิพบว่า เป็นค่าน้ำจืดที่ได้จากบรรยากาศประมาณ 100 ลูกบาศก์กิโลเมตรต่อปี (Snidvongs, 1998)

2.3 การศึกษาการเปลี่ยนแปลงชั้นน้ำในแนวตั้ง

Souza and Simpson (1997) ศึกษาอิทธิพลของน้ำที่ควบคุมสถานะการแบ่งชั้นน้ำในแม่น้ำ Rhine พบว่ากระแสน้ำขึ้นน้ำลง กระแสลม และคลื่น ที่เวลานั้น ทำให้เกิดการผสมผสานกัน

ในแนวดิ่ง ในระหว่างช่วงเวลาที่ความปั่นป่วนของน้ำในแนวดิ่งมีค่าต่ำ สังเกตเห็นว่าการแบ่งชั้นของน้ำเกิดขึ้นมาได้อีก

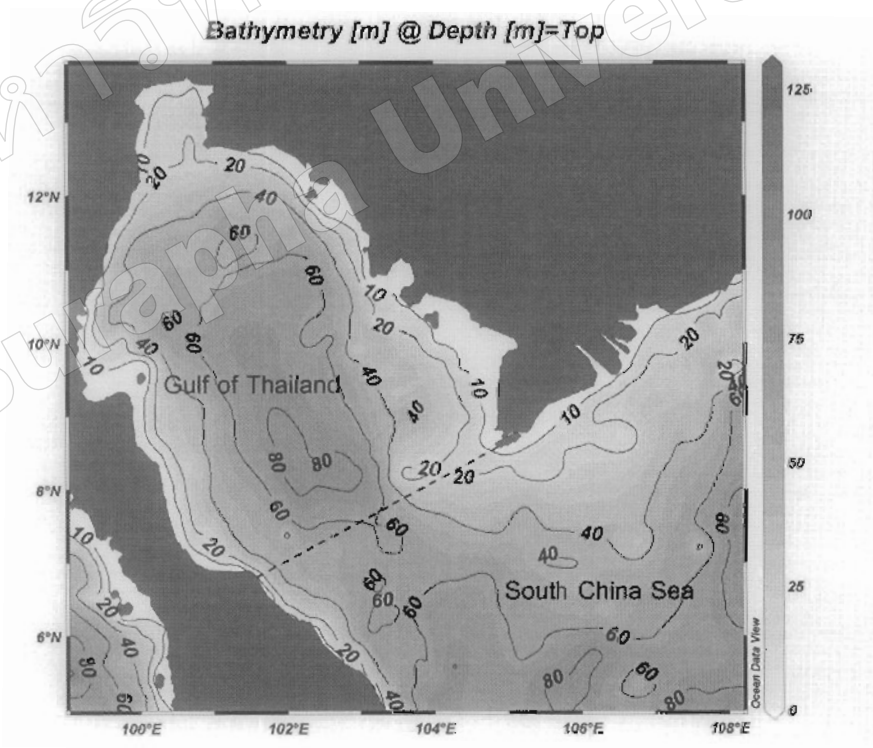
Midgley, Simpson, Hyder and Rippeth (2001) ศึกษาโครงสร้างตามแนวดิ่งและการเข้าแทนที่ของมวลน้ำบริเวณ Clyde Sea ตามฤดูกาล โดยเก็บข้อมูลภาคสนามจากเครื่องวัดกระแสในในเดือนมีนาคม พ.ศ. 2536 และเดือนพฤษภาคม พ.ศ. 2537 ข้อมูลที่ใช้เป็นข้อมูลรายเดือนที่ได้จากเครื่อง Conductivity- Temperature- Depth (CTD) พบว่าในช่วงฤดูร้อนเกิดการแบ่งชั้นน้ำที่รุนแรงเนื่องมาจากความแตกต่างของอุณหภูมิที่น้ำชั้นบนและน้ำชั้นล่าง ในฤดูหนาวการแบ่งชั้นน้ำจะลดลงและเมื่ออุณหภูมิน้ำเท่ากับ 1 องศาเซลเซียสจะเกิดการแบ่งชั้นน้ำขึ้นอีกในช่วงเดือนพฤศจิกายนและสิ้นสุดลงในเดือนมีนาคม และในฤดูใบไม้ผลิเกิดการแบ่งชั้นของน้ำที่รุนแรงเนื่องมาจากมวลน้ำที่มีความหนาแน่นสูงไหลเข้ามาแทนที่มวลน้ำที่มีความหนาแน่นต่ำกว่าทางช่องแคบด้านเหนือของทะเลไอริช

Allen and Simpson (2001) ศึกษาผลของการแบ่งชั้นน้ำบริเวณอ่าวแคบๆ (Fjord) ต่อแรงของกระแสน้ำขึ้นน้ำลงบริเวณด้านบนของ Loch Linnhe ซึ่งเป็นอ่าวของสกอตแลนด์ที่มีการแบ่งชั้นน้ำอย่างชัดเจน เก็บข้อมูลด้วยเครื่อง Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) และ CTD ซึ่งสามารถเก็บข้อมูลได้ในรอบของน้ำขึ้นน้ำลง พบว่าการไหลเวียนของกระแสน้ำบริเวณขอบอ่าวเกิดขึ้นได้จากหลายสาเหตุ เช่น การเคลื่อนที่เป็นวงกลมของมวลน้ำตามแนวราบ และความปั่นป่วนของน้ำที่มีความหนาแน่นต่างกันในช่วงกระแสน้ำขึ้น ซึ่งช่วงกระแสน้ำขึ้นนี้จะมีการนำน้ำที่มีความหนาแน่นสูงกว่าเข้ามาในอ่าวแคบ ๆ ทำให้กระแสน้ำขึ้นมีความแรงมากจนสามารถเกิดเป็นน้ำวนได้ และมวลน้ำที่เข้ามามีความหนาแน่นมากกว่ามวลน้ำที่พำนักอยู่ในอ่าวเดิม ทำให้มวลน้ำที่มีความหนาแน่นสูงจมตัวลงและเคลื่อนที่อยู่ในอ่าว

Condie and Webster (2002) ศึกษาการแบ่งชั้นและการไหลเวียนของมวลน้ำในบริเวณน้ำตื้นที่มีความขุ่น โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์แบบ 1 มิติที่พัฒนาขึ้นมาสำหรับศึกษาการแบ่งชั้นน้ำในทะเลสาบหรือในบริเวณน้ำตื้นที่มีความลึกไม่เกิน 3 เมตร พบว่ามวลน้ำในที่ตื้นมีการผสมผสานกันของมวลน้ำในแนวดิ่งดี แต่เมื่อมวลน้ำมีความขุ่นเพิ่มมากขึ้น อนุภาคจำนวนมากในมวลน้ำทำให้การดูดความร้อนที่ผิวหน้าทะเลเฉพาะในบริเวณที่มีแสงส่องถึงมีค่ามากขึ้น เกิดการแบ่งชั้นที่ผิวหน้าทะเลบาง ๆ ที่แหล่งน้ำ Rushy Billabong บริเวณตะวันออกเฉียงใต้ของออสเตรเลีย เป็นแหล่งน้ำที่มีความขุ่นมากแต่ละวันจะได้รับอิทธิพลของลมและความร้อนจากการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ทำให้เกิดการแบ่งชั้นของน้ำสลับกับการผสมกันของน้ำ แสดงให้เห็นว่าการแบ่งชั้นของน้ำขึ้นอยู่กัอิทธิพลของการไหลเวียนกระแสน้ำใน billabong ซึ่งขึ้นกับกระแสลมที่พัดผ่านผิวหน้าของแหล่งน้ำ

Liu (2007) ศึกษาการแบ่งชั้นน้ำในรอบปีบริเวณทะเลโบไห่ (Bohai sea) โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์แบบ 3 มิติ ซึ่งความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิผิวหน้าทะเลและอุณหภูมิใกล้พื้นทะเลนำมาใช้ในการพิจารณาถึงการแบ่งชั้นน้ำในแนวตั้ง พบว่ามวลน้ำในแนวตั้งมีการผสมผสานกันดีในช่วงเดือนตุลาคมถึงเดือนมีนาคม และเริ่มเกิดชั้นเทอร์โมไคลน์ในเดือนเมษายน ชั้นน้ำมีความรุนแรงมากที่สุดในเดือนกรกฎาคมและลดลงหลังจากนั้น รูปแบบการเกิดชั้นเทอร์โมไคลน์ในรอบปีมีความคล้ายคลึงกับรูปแบบของงบดุลความร้อนที่ผิวทะเล โดยพบว่าความร้อนมีค่าเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องในเดือนเมษายนและมีค่าสูงที่สุดในเดือนกรกฎาคม ดังนั้นการแบ่งชั้นน้ำจึงมีการแผ่ออกถึงเดือนกรกฎาคมซึ่งมีการแบ่งชั้นน้ำแผ่ขยายกว้างที่สุด แม้ว่างบความร้อนเริ่มมีค่าลดลงในเดือนสิงหาคมแต่ค่าความร้อนที่น้ำทะเลได้รับยังคงมีค่ามากพอที่จะคงสภาพการแบ่งชั้นน้ำของมวลน้ำในแนวตั้ง

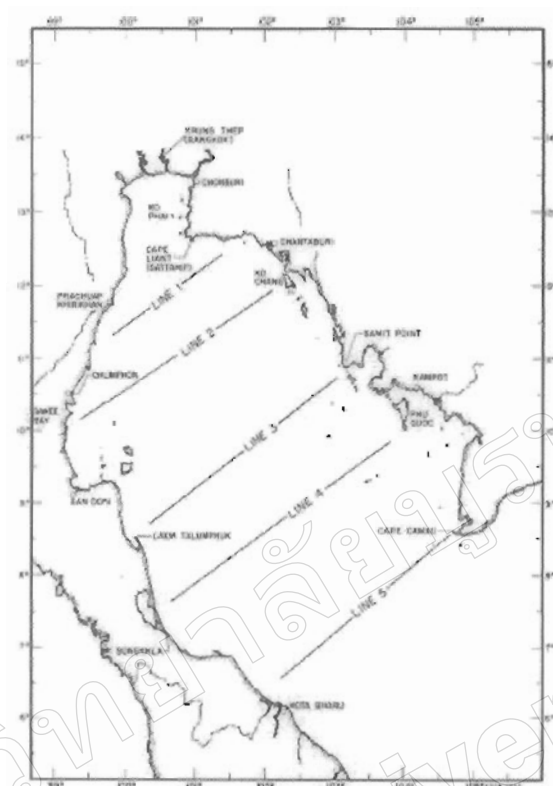
2.4 ลักษณะทางสมุทรศาสตร์และสภาวะของน้ำในแนวตั้งบริเวณอ่าวไทย



ภาพที่ 2-1 พื้นที่บริเวณอ่าวไทยแสดงความลึกในหน่วยเมตร

อ่าวไทยตั้งอยู่ระหว่างเส้นละติจูด 6 องศาถึง 14 องศาเหนือและลองจิจูด 99 องศาถึง 105 องศาตะวันออก (ภาพที่ 2-1) เป็นเขตทะเลไหล่ทวีปที่ติดต่อกับทะเลจีนใต้ โดยมีแผ่นดินล้อมรอบ 3 ด้านคือ ด้านเหนือ ด้านตะวันออกและด้านตะวันตกของอ่าว ปากอ่าวทางด้านใต้ติดต่อกับทะเลจีนใต้ ปากอ่าวนับจากร่องน้ำโก-ลก จังหวัดนราธิวาสถึงแหลมคาเมาบนคาบสมุทรเวียดนาม มีความกว้างของอ่าวประมาณ 380 กิโลเมตร ส่วนที่กว้างที่สุดมีระยะประมาณ 540 กิโลเมตร ยาวประมาณ 810 กิโลเมตร มีลักษณะพื้นที่ท้องทะเลคล้ายแอ่งกระทะ มีความลึกมากที่สุดที่ก้นอ่าวประมาณ 80 เมตร โดยมีความลึกเฉลี่ยอยู่ที่ 45 เมตร จัดเป็นอ่าวที่มีน้ำตื้น บริเวณปากอ่าวมีฐานที่เป็นแนวสันเขาใต้น้ำลึกประมาณ 40 เมตรเป็นตัวแยกอ่าวไทยออกจากทะเลจีนใต้ แม่น้ำสำคัญที่ไหลลงสู่อ่าวไทยได้แก่ แม่น้ำบางปะกง แม่น้ำเจ้าพระยา แม่น้ำท่าจีน แม่น้ำแม่กลองและแม่น้ำตาปี อ่าวไทยได้รับอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนมกราคม มวลอากาศเย็นจากตอนกลางของทวีปเอเชียเคลื่อนสู่ที่อบอุ่นกว่าบริเวณแถบศูนย์สูตรการเคลื่อนที่ของมวลอากาศร่วมกับแรงโคริโอลิส ส่งผลให้ลมพัดจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือไปตะวันตกเฉียงใต้ และลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนสิงหาคม ช่วงนี้พื้นที่ทวีปเอเชียมีความร้อนสูงกว่าพื้นน้ำในมหาสมุทรอินเดีย ทำให้ลมประจำตะวันออกเฉียงใต้จากด้านใต้ของมหาสมุทรอินเดียพัดผ่านบริเวณศูนย์สูตรไปยังซีกโลกเหนือ เกิดเป็นลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (Robinson, 1974; Snidvong, 1998; ปราโมทย์ ไชจิสุกร และคณะ, 2546)

Robinson (1974) ได้รายงานลักษณะทางกายภาพของอ่าวไทยทั้งอ่าว สภาพลม ฝน และน้ำท่า ความเค็ม อุณหภูมิ และออกซิเจนที่ละลายน้ำตามสถานีเก็บข้อมูลตามแนวเส้นตรง 5 แนว (ภาพที่ 2-2) ในอ่าวไทยตอนล่างรวม 5 ครั้งครอบคลุมฤดูกาลต่าง ๆ ของอ่าวไทย (ตุลาคม 2502, มกราคม 2503, เมษายน-พฤษภาคม 2503, สิงหาคม 2503 และพฤศจิกายน 2503) และวิเคราะห์กระแสน้ำจากการเก็บตัวอย่างในเดือนพฤศจิกายน 2503, มีนาคมและพฤศจิกายน 2504 มีการเก็บข้อมูลในอ่าวไทยตอนบน 1 ครั้งแต่ไม่ครอบคลุมทั่วทั้งบริเวณ พบว่าลักษณะการไหลเวียนและคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของน้ำเปลี่ยนแปลงทั้งตามฤดูกาลและในช่วงสั้น ๆ ทิศทางของกระแสน้ำสามารถสังเกตได้จากแนวโน้มของเส้นชั้นอุณหภูมิ ความเค็ม และความหนาแน่นของน้ำ ปริมาณน้ำท่า ฝนที่ตกในอ่าวและการระเหยของน้ำทำให้ความเค็มของน้ำในอ่าวไทยต่ำกว่าน้ำในทะเลจีนใต้ประมาณ 1 ส่วนต่อพันส่วน (ppt) ตลอดทั้งปี สมเหนือพื้นที่อ่าวไทยในช่วงที่ออกสำรวจทางสมุทรศาสตร์มีความแปรปรวนทั้งความเร็วและทิศทาง โดยลมในอ่าวไทยตอนในจะมีกำลังอ่อนกว่าที่ปากอ่าวไทย



ภาพที่ 2-2 แนวสถานีเก็บข้อมูลในการศึกษาของ Robinson (1974)

Snidvong (1998) รายงานว่าปริมาณน้ำท่าเฉลี่ยจากแม่น้ำและลำธารในประเทศไทยที่ไหลลงสู่อ่าวไทยโดยตรงนั้น มีปริมาณรวมต่ำสุดในเดือนเมษายนและสูงสุดในเดือนตุลาคม ปริมาณน้ำท่าของแม่น้ำสายใหญ่ 4 สาย ได้แก่ แม่น้ำเจ้าพระยา แม่น้ำแม่กลอง แม่น้ำปราชินและแม่น้ำตาปี มีมากกว่าร้อยละ 80 ของปริมาณน้ำท่าทั้งหมด Stanafield and Garrett (1997) สันนิษฐานว่า น้ำท่าจากแม่น้ำโขงมีส่วนสำคัญต่อปริมาณน้ำจืดในอ่าวไทยเนื่องจากความเค็มเฉลี่ยของน้ำทะเลในอ่าวไทยมีค่าต่ำกว่าทะเลจีนใต้ประมาณ 1 ส่วนต่อพันส่วน ซึ่งการที่น้ำทะเลในอ่าวไทยมีความเค็มต่ำในระดับนี้ก็ต้องได้รับน้ำจืดประมาณ 666 ลูกบาศก์กิโลเมตรต่อปี แต่อ่าวไทยได้รับปริมาณน้ำจืดจากแม่น้ำประมาณ 224 ลูกบาศก์กิโลเมตรต่อปี และได้รับน้ำฝนที่ตกสู่อ่าวประมาณ 157 ลูกบาศก์กิโลเมตรต่อปีและอีกประมาณ 260 ลูกบาศก์กิโลเมตรต่อปียังคงไม่ทราบแหล่งที่มาที่แน่ชัด จึงอาจเป็นไปได้ว่าอ่าวไทยอาจได้รับน้ำจืดจากแม่น้ำโขง แต่อย่างไรก็ตามกลไกการส่งถ่ายน้ำจืดจากแม่น้ำโขงมายังอ่าวไทยยังไม่สามารถอธิบายได้ชัดเจน

Snidvong (1998) ศึกษาภาพตัดขวางของอุณหภูมิ ความเค็มและธาตุอาหาร ซึ่งแสดงให้เห็นว่าในระหว่างฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ชั้นพิคโนไคลส์ได้ถูกรบกวนในบางบริเวณของชายฝั่ง

ด้านตะวันตกของอ่าวไทย เนื่องจากความปั่นป่วนในแนวดิ่งที่รุนแรงเกิดขึ้นแทนการเกิดปรากฏการณ์น้ำผุดของน้ำลึกระหว่างการเคลื่อนย้ายแบบเอคมาน (Ekman transport) และเมื่อชั้นพิกโนไคลล์ถูกทำลายลง ธาตุอาหารละลายน้ำต่างๆ ที่อยู่พื้นทะเลสามารถเคลื่อนที่ขึ้นสู่ชั้นผิวหน้าทะเลได้ซึ่งเป็นกลไกที่สารอนินทรีย์ที่มีความจำเ็นต่อการเจริญเติบโตของแพลงก์ตอนพืชถูกปลดปล่อยจากดินตะกอน เช่น ไนเตรท ฟอสเฟต รวมถึงโลหะเป็นพิษเช่น สารหนู และปรอทด้วย บริเวณกลางอ่าวไทยที่มีความลึกก้นทะเลเกินกว่า 40 เมตร สภาพของมวลน้ำจะเกิดการแบ่งชั้นได้อย่างชัดเจน พื้นผิวรอยต่อของน้ำสองชั้นซึ่งเป็นบริเวณที่ความหนาแน่นของน้ำมีการเปลี่ยนแปลงอย่างฉับพลันประมาณ 1 กิโลกรัมต่อลูกบาศก์เมตรในช่วงความลึก 2-3 เมตร หรือบริเวณชั้นพิกโนไคลล์ (pycnocline) อยู่ที่ความลึกประมาณ 35-60 เมตร ซึ่งความลึกของชั้นขึ้นอยู่กับสถานที่ ฤดูกาล และกระบวนการทางสมุทรศาสตร์ของแต่ละพื้นที่ ในบริเวณใกล้ชายฝั่งที่มีน้ำคั้นเท่านั้น ที่ได้รับอิทธิพลจากลมและแรงดันของพื้นทะเลมากเพียงพอที่จะส่งผลให้มวลน้ำในแนวดิ่งเกิดการผสมผสานกันดี เนื่องจากอ่าวไทยมีการเกิดชั้นพิกโนไคลล์อย่างถาวรเป็นส่วนใหญ่ ทำให้อ่าวไทยมีลักษณะเหมือนเป็นเอสตูร์ขนาดใหญ่ การเกิดชั้นพิกโนไคลล์ที่ชัดเจนในอ่าวนั้นแสดงถึงการเกิดการแบ่งชั้นของน้ำในแนวดิ่งซึ่งมวลน้ำที่ผิวหน้าและมวลน้ำที่พื้นทะเลจะมีการแลกเปลี่ยนมวลน้ำกันเพียงเล็กน้อย

Simpson and Snidvong (1998) ศึกษาอิทธิพลของน้ำท่าตามฤดูกาลบริเวณอ่าวไทย โดยพิจารณาข้อมูลที่มีอยู่ของบริเวณไหล่ทวีปเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ต่อผลกระทบของน้ำจืดบริเวณอ่าวไทยและช่องแคบมะละกา พบว่าการรวมกันของปัจจัยกระแสน้ำขึ้นน้ำลงและแรงลอยตัวที่เพิ่มตามฤดูกาลส่งผลต่อการแบ่งชั้นน้ำตามฤดูกาลที่คล้ายกับของเหตุการณ์ที่บริเวณไหล่ทวีปทางด้านเหนือของยุโรปตะวันตก จากการศึกษาสรุปได้ว่าปัจจัยที่มีผลต่อรอบฤดูกาลของการแบ่งชั้นของน้ำในอ่าวไทยและช่องแคบมะละกาคือปริมาณน้ำท่าจากแม่น้ำ โดยไม่รวมน้ำท่าจากแม่น้ำโขง ทำให้เกิดการแบ่งชั้นของน้ำที่มีความแตกต่างกันบริเวณอ่าวไทยในช่วงเดือนตุลาคมถึงเดือนมกราคม มีค่าสูงสุดในเดือนกันยายนและมีค่าต่ำสุดในเดือนเมษายนถึงเดือนพฤษภาคม ความร้อนและความเย็นที่ผิวหน้าทะเลมีผลต่อการเกิดการแบ่งชั้นของน้ำเนื่องจากอุณหภูมิที่ต่างกัน ซึ่งมีการแบ่งชั้นมากที่สุดในเดือนเมษายนถึงเดือนพฤษภาคม ในเดือนธันวาคมมีการผสมผสานกันดีของมวลน้ำ การแบ่งชั้นของน้ำจากปัจจัยของความเค็มและอุณหภูมิที่แตกต่างกันนั้นจะลดลงเมื่อปัจจัยของกระแสลมและกระแสน้ำขึ้นน้ำลงมีค่าเพิ่มขึ้น ซึ่งลักษณะการแบ่งชั้นน้ำของอ่าวไทยมีความคล้ายคลึงกับการแบ่งชั้นของน้ำในรอบปีที่เกิดขึ้นบริเวณช่องแคบมะละกา

Yanagi et al. (2001) ศึกษาสภาวะการแบ่งชั้นน้ำตามฤดูกาลบริเวณอ่าวไทย โดยใช้ข้อมูลจากการออกภาคสนามของ SEAFDEC (South East Asian Fisheries Development Center)

ในช่วงวันที่ 5 ถึง 28 กันยายน พ.ศ. 2538 และวันที่ 24 เมษายนถึง 17 พฤษภาคม พ.ศ. 2539 เก็บข้อมูลรวม 81 สถานีในบริเวณฝั่งตะวันตกของอ่าวไทยไปถึงชายฝั่งด้านตะวันออกของแหลมมลายูในการศึกษาใช้การวิเคราะห์ข้อมูลอุณหภูมิและความเค็มของน้ำที่ได้รับจากการเก็บข้อมูลภาคสนามร่วมกับข้อมูลจากความร่วมมือระหว่างประเทศไทย เวียดนามและอเมริกาใน โครงการ NAGA (Robinson, 1974) พบว่าการแบ่งชั้นของน้ำจะเกิดขึ้นมากที่สุดในเดือนมีนาคมถึงเดือนพฤษภาคมเนื่องจากเป็นช่วงที่มีความร้อนที่ผิวหน้าทะเลมากและกระแสลมที่ผิวทะเลมีค่าต่ำ ชื้น น้ำอ่อนลงเรื่อย ๆ จนถึงช่วงเดือนกันยายนถึงเดือนตุลาคม จนไม่เกิดการแบ่งชั้นของน้ำในช่วงเดือนธันวาคมถึงเดือนมกราคม การแลกเปลี่ยนกันระหว่างมวลน้ำอ่าวไทยและมวลน้ำในทะเลจีนใต้เกิดขึ้นได้ดีในช่วงเดือนมีนาคมถึงเดือนพฤษภาคมซึ่งเป็นช่วงที่ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้เกิดการไหลเวียนของน้ำในอ่าวและการเคลื่อนย้ายแบบเอคมานเกิดเป็นปรากฏการณ์น้ำผุดขึ้น

Buranapratheprat et al.(2008) ศึกษาการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลของสภาวะของมวลน้ำในแนวตั้งบริเวณอ่าวไทยตอนบนโดยการพิจารณาปัจจัย 4 ปัจจัยคือความร้อนผิวหน้าทะเล ปริมาณน้ำท่า กระแสน้ำขึ้นน้ำลงและกระแสลม ข้อมูลการกระจายของอุณหภูมิและความเค็มจากเครื่อง CTD ใช้ข้อมูลที่ได้จากภาคสนามจำนวน 16-17 สถานีครอบคลุมอ่าวไทยตอนบนในการวิเคราะห์สภาวะของมวลน้ำแนวตั้ง สภาวะที่ความร้อนผิวหน้าทะเลต่ำ ร่วมกับปริมาณน้ำท่าต่ำและกระแสนลมมีความแรงมากส่งผลให้เกิดการผสมผสานกันดีของมวลน้ำในแนวตั้งในเดือนธันวาคม การแบ่งชั้นของน้ำที่รุนแรงเกิดขึ้นในเดือนกันยายนและเดือนตุลาคมเพราะปริมาณน้ำท่ามีมากและผิวหน้าทะเลมีความร้อนปานกลาง เมื่อความร้อนที่ผิวหน้าทะเลมีค่าสูงในเดือนเมษายนถึงเดือนพฤษภาคมทำให้เกิดการแบ่งชั้นที่รุนแรงเช่นเดียวกัน แต่ไม่มากเท่าที่เกิดในเดือนกันยายนและเดือนตุลาคมเนื่องจากปริมาณน้ำท่ามีน้อย และไม่มีปัจจัยใดที่เด่นในเดือนมกราคมถึงเดือนมีนาคม และเดือนมิถุนายนถึงเดือนสิงหาคมซึ่งมีการแบ่งชั้นของน้ำต่ำถึงปานกลาง เนื่องจากอิทธิพลของปริมาณน้ำท่าและความร้อนที่ผิวหน้าทะเลยังมีกำลังมากกว่าอิทธิพลของกระแสน้ำขึ้นน้ำลงและกระแสลม ผลของการวิเคราะห์มวลน้ำในแนวตั้งที่ได้จากการวิเคราะห์ปัจจัยทั้ง 4 มีความสอดคล้องกันกับข้อมูลภาคสนามในเดือนเดียวกัน พบว่าอุณหภูมิและความเค็มมีรูปแบบการแพร่กระจายที่เหมือนกัน อย่างไรก็ตามในเดือนธันวาคม 2546 ข้อมูลที่ได้จากการวิเคราะห์และข้อมูลภาคสนามมีความต่างกันโดยจากข้อมูลภาคสนามพบว่าการแบ่งชั้นน้ำในบริเวณพื้นที่เล็กๆ บางส่วนของอ่าวไทยตอนบน แต่จากการวิเคราะห์ข้อมูลปัจจัย 4 ชนิด พบว่าเกิดการผสมผสานกันดีของมวลน้ำแนวตั้ง ในเดือนธันวาคม

จากการศึกษาที่ผ่านมาบริเวณอ่าวไทยพบว่ามีการศึกษาเกี่ยวกับลักษณะทางกายภาพเช่น สภาพลม ความเค็ม อุณหภูมิ ปริมาณน้ำท่าของอ่าวไทย ศึกษาการกระจายตัวของอุณหภูมิ ความเค็ม และธาตุอาหาร การศึกษาการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลของสภาวะมวลน้ำในแนวดิ่งบริเวณอ่าวไทย ตอนบน อย่างไรก็ตาม วัณรคข้อมูลที่ได้จากการศึกษาที่ผ่านมาี้ยังไม่ครอบคลุมอ่าวไทยทั้งอ่าว และยังไม่ สมบูรณ์เพียงพอต่อการทำความเข้าใจสภาวะของมวลน้ำแนวดิ่งในอ่าวไทยในรอบปี งานวิจัยนี้มีความมุ่งหมายที่จะทำการศึกษาสภาวะของน้ำในแนวดิ่งของอ่าวไทยทั้งอ่าวในรอบปีโดยใช้ข้อมูล ระยะยาวของความเค็ม อุณหภูมิ กระแสน้ำขึ้นน้ำลง ปริมาณน้ำท่า ฟลักซ์สุทธิของน้ำจาก บรรยากาศ กระแสลม และฟลักซ์ความร้อนที่ผิวหน้าทะเลได้รับ ทำให้เข้าใจกลไกของสภาวะของ มวลน้ำในแนวดิ่งว่าถูกควบคุมด้วยปัจจัยใดบ้าง และเป็นข้อมูลพื้นฐานในการศึกษาวิจัยในด้านการ แพร่กระจายของแพลงก์ตอน สารละลายและตะกอนแขวนลอยต่อไป