คลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลัน

Internal Solitary Waves in the Western Coasts of Similan Islands

ชาลี ครองศักดิ์ศิริ[1]*, ปราโมทย์ โศจิศุภร[1], สมเกียรติ ขอเกียรติวงศ์[2] และ Claudio Richter[3]

[1]ภาควิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

[2]สถาบันวิจัยและพัฒนาทรัพยากรทางทะเล ชายฝั่งทะเล และป่าชายเลน

Charlie Krongsaksiri[1]*, Pramot Sojisuporn[1], Somkiat Khokiattiwong[2] and Claudio Richter[3]

[1]Department of Marine Science, Faculty of Science, Chulalongkorn University,

[2]Phuket Marine Biological Center,

[3]Center for Tropical Marine Ecology, University of Bremen, Germany

บทคัดย่อ

ได้ทำการตรวจวัดคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่เคลื่อนที่สู่ชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลัน ในฤดูลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ จากการตรวจวัดพบคลื่นเดี่ยวใต้น้ำชนิดกดลงมีแอมปลิจูดและความเร็วกระแสน้ำในแนวราบไม่เกิน 65 เมตรและ 1.3 เมตรต่อวินาทีตามลำดับ คลื่นชนิดนี้ปรากฏขึ้นในช่วงน้ำเกิดเมื่อพิสัยของน้ำขึ้นน้ำลงที่อ่าวทับละมุเกิน 0.8 เมตรและโอกาสการปรากฏขึ้นของคลื่นจะเพิ่มขึ้นเมื่อพิสัยของน้ำขึ้นน้ำลงเพิ่มขึ้น ความเร็วกระแสน้ำสูงสุดในแนวราบเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำแปรผันตรงกับแอมปลิจูดของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ ทิศทางของความเร็วกระแสน้ำเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในแนวราบแสดงให้เห็นว่าคลื่นส่วนใหญ่ที่ปรากฏขึ้นในบริเวณนี้อาจเกิดมาจากภูเขาใต้น้ำใกล้บริเวณ 8° 50′ เหนือ ลองติจูด 94° 56′ ในทะเลอันดามัน นอกจากนี้การเปลี่ยนแปลงความเข้มของเสียงสะท้อนบริเวณใกล้พื้นท้องทะเล ทำให้คาดว่าเกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนที่พื้นท้องทะเลมีสาเหตุมาจากคลื่นสั้นชนิดนี้

คำสำคัญ : คลื่นเดี่ยวใต้น้ำ หมู่เกาะสิมิลัน อ่าวทับละมุ ทะเลอันดามัน

***Corresponding author.** E-mail: kr_charlie@hotmail.com

Abstract

Observations of internal solitary wave propagating to the western coast of Similan Islands were conducted during the northeast monsoon. Depressing internal solitary waves, whose amplitudes and horizontal velocities up to 65 m and 1.3 ms^{-1}, respectively, were discovered. The internal waves occurred only during spring tides, when the tidal ranges at Thap Lamu bay exceeded 0.8 m, and the probability of their occurrence increased with tidal range. Maximum horizontal current velocities induced by wave propagation were found to be proportional to the wave amplitudes. Directions of such currents suggested that most of the waves be generated from the sills near 8° 50′N 94° 56′E in the Andaman Sea. These short-period waves were assumed to trigger remobilization of bottom sediments, which was observed by variation of echo intensity near sea bootom.

Keywords : internal solitary wave, Similan islands, Thap Lamu bay, Andaman Sea

บทนำ

คลื่นเดี่ยวใต้น้ำ (internal solitary wave หรือ internal soliton) เป็นคลื่นที่มีลักษณะไม่เชิงเส้น (non-linear wave) มีคุณลักษณะเฉพาะเช่นเดียวกับคลื่นเดี่ยว (solitary wave หรือ soliton) กล่าวคือสามารถคงรูปร่างและความเร็วหลังจากที่ชนกับคลื่นลูกอื่น (Osborne & Burch, 1980) คลื่นเดี่ยวใต้น้ำเกิดขึ้นใต้ผิวน้ำเมื่อมีการรบกวนบริเวณรอยต่อระหว่างชั้นน้ำเนื่องจากความแตกต่างของความหนาแน่นของน้ำในแนวดิ่ง บริเวณทะเลชายฝั่งหรือมหาสมุทร เชื่อกันว่าการรบกวนรอยต่อระหว่างชั้นน้ำเกิดจากกระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงปะทะสิ่งกีดขวางใต้น้ำ เช่น แนวโขดหินใต้น้ำ (sill) ภูเขาใต้น้ำ (seamount) (Inall *et al.,* 2001; Hyder *et al.,* 2005; Susanto *et al.,* 2005; Quaresma *et al.,* 2007) ซึ่งมักเกิดขึ้นในบริเวณที่มีการแบ่งชั้นของน้ำเป็น 2 ชั้นเนื่องจากความหนาแน่น ทำให้เกิดคลื่นเดี่ยวใต้น้ำเคลื่อนที่ไปตามรอยต่อที่แบ่งระหว่างชั้นน้ำหรือ pcynocline ซึ่งเป็นชั้นที่กั้นระหว่างน้ำ 2 ชั้น (Susanto *et al.,* 2005) นอกจากนั้นคลื่นเดี่ยวใต้น้ำนั้นมีพฤติกรรมที่แตกต่างกับน้ำขึ้นน้ำลงใต้น้ำ (internal tide) ซึ่งเป็นคลื่นใต้น้ำ (internal wave) อีกชนิดหนึ่ง กล่าวคือคลื่นเดี่ยวใต้น้ำมีแอมปลิจูดสูง (ตั้งแต่ไม่กี่เมตรไปจนถึงหลายสิบเมตร) และมีความยาวคลื่นสูง (ตั้งแต่ 100 เมตรไปจนถึงมากกว่า 1,000 เมตร) และมีระยะเวลาการเกิด (duration) สั้น (ประมาณ 10 นาที) แตกต่างจากน้ำขึ้นน้ำลงใต้น้ำซึ่งมักจะมีแอมปลิจูดต่ำกว่า และมีคาบยาวซึ่งอยู่ช่วงคาบของน้ำขึ้น น้ำลง (Yanagi, 1999)

การเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในมหาสมุทรนั้นเป็นกระบวนการสำคัญหนึ่งในการถ่ายทอดพลังงานและโมเมนตัมในมหาสมุทร และเป็นที่เกรงกันว่าการปรากฏขึ้นของคลื่นชนิดนี้ในขณะปฏิบัติงานขุดเจาะน้ำมันหรือก๊าซธรรมชาติในทะเลอาจทำให้เกิดอันตรายได้ เนื่องจากคลื่นชนิดนี้จะเหนี่ยวนำให้เกิดกระแสน้ำในแนวราบซึ่งมีความเร็วสูงทำให้ท่อขุดเจาะน้ำมันหรือก๊าซธรรมชาติแตกได้ (Osborne & Burch, 1980; Hyder *et al.,* 2005) อีกทั้งคลื่นชนิดนี้ยังอาจส่งผลกระทบต่อพฤติกรรมของสัตว์ทะเลบางชนิด (Osborne & Burch, 1980) นอกจากนั้นกระแสน้ำเนื่องจากคลื่นดังกล่าวยังปะปนกับกระแสน้ำที่แท้จริงส่งผลกระทบต่อการวิเคราะห์ข้อมูลกระแสน้ำจากการตรวจวัดอีกด้วย

คลื่นเดี่ยวใต้น้ำถูกตรวจพบครั้งแรกในทะเลอันดามันโดย Osborne & Burch (1980) จากการสำรวจภาคสนามในบริเวณที่ห่างจากตอนเหนือสุดของเกาะสุมาตราทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือประมาณ 200 กิโลเมตร โดยตรวจพบกลุ่มคลื่นเดี่ยวใต้น้ำเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันออกเข้าสู่ชายฝั่ง คลื่นเดี่ยวใต้น้ำแต่ละลูกมีระยะเวลาการเกิดประมาณ 10 นาทีโดยที่เส้นไอโซเทิร์ม (isotherm) ถูกกดลง (depression) สูงสุดเท่ากับ 60 เมตร ซึ่งคลื่นเดี่ยวใต้น้ำแต่ละกลุ่มประกอบด้วยคลื่นจำนวน 5-6 ลูก ปรากฏขึ้นโดยเฉลี่ยทุกๆ 12 ชั่วโมง 26 นาที ตามวัฏจักรน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำคู่ และคลื่นในกลุ่มมีการจัดเรียงตัวตามแอมปลิจูดโดยเรียงจากมากไปน้อย นอกจากนั้นจากการวิเคราะห์ภาพถ่ายเรดาร์ในทะเลอันดามันโดย Alper et al. (1997) ทำให้คาดการณ์ได้ว่าในทะเลอันดามันนั้นมีแหล่งกำเนิดคลื่นเดี่ยวใต้น้ำอย่างน้อย 3 บริเวณอันได้แก่บริเวณแนวปะการังน้ำตื้นที่ละติจูด 6° 10′ เหนือ ลองติจูด 95° 0′ ตะวันออก บริเวณภูเขาใต้น้ำที่ละติจูด 8° 50′ เหนือ ลองติจูด 94° 56′ ตะวันออก และบริเวณโขดหินน้ำตื้นที่ละติจูด 12° 34′ เหนือ ลองติจูด 94° 40′ ตะวันออก

หมู่เกาะสิมิลันตั้งอยู่ในบริเวณไหล่ทวีปติดชายฝั่งตะวันตกของจังหวัดพังงา โดยเรียงตัวตามแนวทิศเหนือใต้ในทะเลอันดามัน จากข้อมูลการรับรู้จากระยะไกล (remote sensing) พบว่ามีคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่ก่อตัวขึ้นในทะเลอันดามัน และเคลื่อนตัวเข้าสู่แนวชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลัน และมีการคาดการณ์กันว่าคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่เคลื่อนตัวเข้าสู่บริเวณดังกล่าวอาจจะทำให้เกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนพื้นท้องน้ำขึ้นสู่มวลน้ำซึ่งอาจส่งผลกระทบต่อสิ่งมีชีวิตในบริเวณดังกล่าว อย่างไรก็ตามยังไม่เคยมีการศึกษาพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในบริเวณมาก่อน ดังนั้นในการศึกษาครั้งนี้จึงเป็นครั้งแรกที่ทำการตรวจวัดเพื่อศึกษาพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในบริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลัน

ทฤษฎีคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ

พฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่เคลื่อนที่ในมหาสมุทรนั้นสามารถอธิบายในเชิงคณิตศาสตร์ได้โดยแบบจำลองของของไหลที่แบ่งเป็น 2 ชั้นในมหาสมุทร (Jeans & Sherwin, 2001) แสดงดังสมการที่ (1) ซึ่งตั้งสมมติฐานว่าของไหลไม่มีการหมุน (non-rotating fluid) และความแตกต่างของความหนาแน่นบริเวณรอยต่อระหว่างของไหล 2 ชั้นมีค่าน้อยมากเมื่อเทียบกับความหนาแน่นเฉลี่ยตามความลึก

$$\eta_t + c_0\eta_x + \alpha\eta\eta_x - \gamma\eta^2\eta_x + \beta\eta_{xxx} = 0 \quad (1)$$

สมการที่ (1) อยู่ในรูปสมการเชิงอนุพันธ์ โดยที่ตัวห้อยเป็นเครื่องหมายแสดงการหาอนุพันธ์เทียบกับระยะทางในแนวตะวันออก-ตก (x) และเวลา (t) โดยที่ η คือการกระจัด (displacement) ของรอยต่อระหว่างชั้นน้ำ α คือสัมประสิทธิ์ไม่เชิงเส้นกำลังสอง (quadratic non-linear coefficient) γ คือสัมประสิทธิ์ไม่เชิงเส้นกำลังสาม (cubic non-linear coefficient) β คือสัมประสิทธิ์การกระจาย (dispersive coefficient) และ c_0 คือความเร็วของคลื่นใต้น้ำเชิงเส้น (linear internal wave) มีค่าเท่ากับ

$$c_0 = \sqrt{g' h_e} \quad (2)$$

โดยที่ g' คือความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงที่ลดลง (reduced gravity) มีค่าเท่ากับ

$$g' = g\frac{\Delta\rho}{\rho} \quad (3)$$

โดยที่ g คือความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก ρ คือความหนาแน่นเฉลี่ยตามความลึก $\Delta\rho$ คือความแตกต่างของความหนาแน่นบริเวณรอยต่อระหว่างของไหล 2 ชั้น และ h_e คือความลึกเทียบเท่า (equivalent depth) มีค่าเท่ากับ

$$h_e = \frac{h_1 h_2}{h} \quad (4)$$

โดยที่ h_1 คือความลึกของน้ำชั้นบน, h_2 คือความลึกของน้ำชั้นล่าง และ h คือความลึกของน้ำทั้งหมด

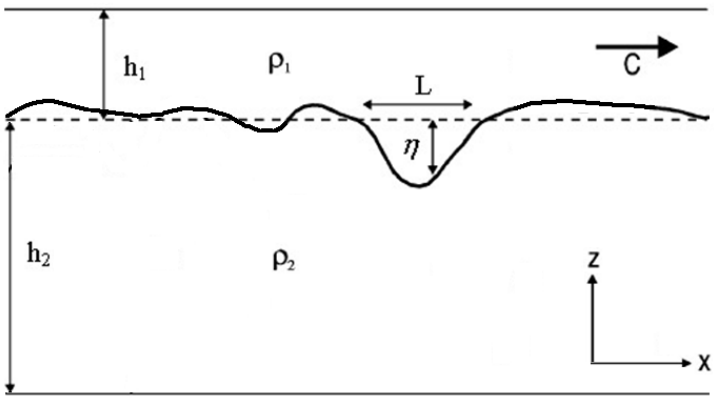
ในกรณีที่การกระจัดของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำมีค่าน้อยมากเมื่อเทียบกับความลึกของน้ำ ($\eta << h$) และความลึกของน้ำทั้ง 2 ชั้นไม่เท่ากัน ($h_1 \neq h_2$) ทำให้พจน์ $\gamma\eta^2\eta_x$ สามารถตัดทิ้งได้ และสมการที่ 1 จะถูกลดรูปเป็นสมการที่ (5) เรียกว่าสมการ Korteweg de Vries (KdV)

$$\eta_t + c_0\eta_x + \alpha\eta\eta_x + \beta\eta_{xxx} = 0 \quad (5)$$

สมการ KdV ใช้ในการอธิบายพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำขณะเคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่ง (Osborne & Burch, 1980; Inall *et al.,* 2001; Jeans & Sherwin, 2001; Hyder *et al.,* 2005; Susanto *et al.,* 2005) โดยพจน์ $\alpha\eta\eta_x$ และพจน์ $\beta\eta_{xxx}$ จะต้องสมดุลกัน ซึ่งในความหมายเชิงกายภาพ (physical meaning) หมายถึงแรงยึดติดไม่เชิงเส้น (non-linear cohesive force) และแรงกระจายเชิงเส้น (linear dispersive force) ต้องสมดุลกันในของไหล (Osborne & Burch, 1980) จึงจะทำให้คลื่นเดี่ยวใต้น้ำสามารถเคลื่อนที่ผ่านตัวกลางไปได้ (ภาพที่ 1) โดยที่สัมประสิทธิ์ไม่เชิงเส้นกำลังสองและสัมประสิทธิ์การกระจายมีค่าเท่ากับ

$$\alpha = -\frac{3c_0}{2}\left(\frac{h_2 - h_1}{h_2 h_1}\right) \quad (6)$$

$$\beta = \frac{c_0 h_1 h_2}{6} \quad (7)$$



ภาพที่ 1 ไดอะแกรมคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ ตัวแปรแต่ละตัวถูกใช้อธิบายตามสมการ KdV

เนื่องจากน้ำในมหาสมุทรชั้นล่างหนากว่าชั้นบน ดังนั้นคำตอบเชิงวิเคราะห์ (analytical solution) ของสมการที่ (5) จะอยู่ในรูป (Gardner *et al.*, 1967; Ostrovsky & Stepanyants, 2005)

$$\eta = -\eta_0 \sec h^2\left[\frac{(x-ct)}{L}\right] \quad (8)$$

โดยที่ η_0 คือแอมปลิจูด (amplitude) ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ, c คือความเร็วของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำมีค่าเท่ากับ

$$c = c_0\left(1-\frac{\alpha\eta_0}{3c_0}\right) \quad (9)$$

และ L คือความยาวเฉพาะของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ (characteristic length) มีค่าเท่ากับ

$$L = \left(-\frac{12\beta}{\alpha\eta_0}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (10)$$

จากการศึกษาโดยอาศัยสมการ KdV ของ Osborne & Burch (1980) พบว่าความเร็วของกระแสน้ำเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในแนวราบในทิศทางตะวันออก-ตกของน้ำชั้นบนและชั้นล่างคือ

$$U_{upper}(x,t) = \frac{c_0\eta_0}{h_1}\sec h^2\left[\frac{(x-ct)}{L}\right] \quad (11)$$

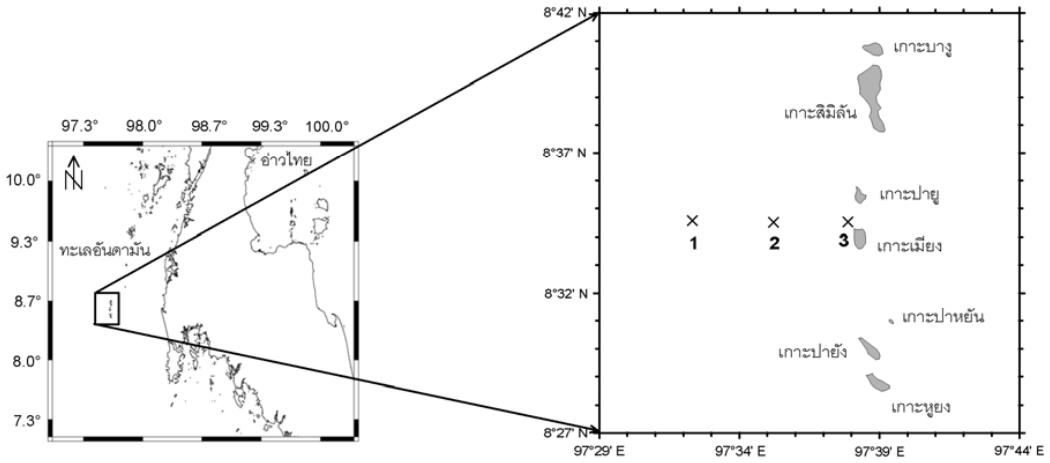
$$U_{lower}(x,t) = -\frac{c_0\eta_0}{h_2}\sec h^2\left[\frac{(x-ct)}{L}\right] \quad (12)$$

สมการที่ 11 และ 12 สามารถอธิบายได้เฉพาะในบริเวณที่การกระจัดของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำมีค่าน้อยมากเมื่อเทียบกับความลึกของน้ำ ($\eta << h$) เท่านั้น ความเร็วกระแสน้ำในแนวราบเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำจะคงที่ไม่เปลี่ยนแปลงตามความลึก มวลน้ำชั้นบนมีทิศทางเคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่งซึ่งมีทิศตรงข้ามกับน้ำชั้นล่างโดยที่ชั้น pcynocline ถูกกดลงในกรณีที่น้ำชั้นล่างหนากว่าน้ำชั้นบน อย่างไรก็ตามน้ำชั้นบนอาจจะมีความหนากว่าน้ำชั้นล่างได้เมื่อคลื่นเดี่ยวใต้น้ำเคลื่อนที่สู่บริเวณน้ำตื้น โดยที่ชั้น pcynocline ยังคงถูกกดลง (Osborne & Burch, 1980) หรือชั้น pcynocline อาจจะมีลักษณะถูกยกขึ้น (elevation) ได้ในบริเวณที่น้ำชั้นบนหนากว่าน้ำชั้นล่างในบริเวณให้กำเนิดคลื่น (Hyder *et. al.*, 2005)

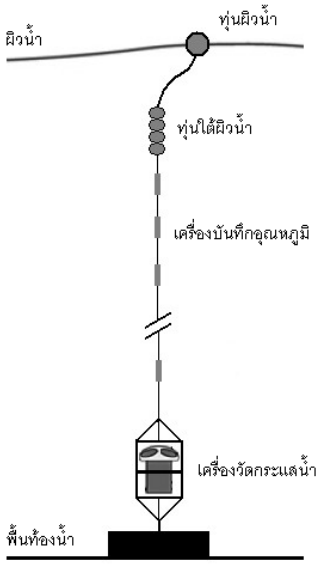
วัสดุอุปกรณ์และวิธีการ

1. การเก็บข้อมูลภาคสนาม

เครื่องวัดกระแสน้ำแบบ Acoustic Doppler Current Profilers (ADCPs) รุ่น RDI 150 kHz Broadband และเครื่องบันทึกอุณหภูมิ (temperature recorder) ถูกติดตั้งที่สถานีตรวจวัดที่ 1 2 และ 3 (ภาพที่ 2) ในวันที่ 18 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2550 ถึงวันที่ 1 มีนาคม พ.ศ. 2550 โดยสถานีตรวจวัดทั้ง 3 จุดมีความลึกจากพื้นท้องน้ำเท่ากับ 148 82 และ 45 เมตร ตามลำดับ เครื่องวัดกระแสน้ำถูกติดตั้งที่ใกล้พื้นท้องน้ำโดยผูกติดกับเครื่องบันทึกอุณหภูมิ ทุ่นใต้ผิวน้ำและทุ่นผิวน้ำ (ภาพที่ 3) ส่วนระดับความลึกจากพื้นท้องน้ำที่ติดตั้งเครื่องบันทึกอุณหภูมิแสดงดังตารางที่ 1 เครื่องวัดกระแสน้ำและเครื่องบันทึกอุณหภูมิถูกตั้งค่าให้วัดและบันทึกข้อมูลความเร็วกระแสน้ำและอุณหภูมิทุกๆ 5 นาที โดยเครื่องวัดกระแสน้ำถูกตั้งค่าให้วัดและบันทึกข้อมูลที่ระดับความลึกแรกจากพื้นท้องน้ำเท่ากับ 132 77 และ 42 เมตร ที่สถานีตรวจวัด 1 2 และ 3 ตามลำดับ โดยระยะห่างในแต่ละระดับความลึกที่เครื่องวัดกระแสน้ำวัดและบันทึกข้อมูลเท่ากับ 8 2 และ 2 เมตรที่สถานีตรวจวัด 1 2 และ 3 ตามลำดับ และทำการวัดโพรไฟล์ (profile) อุณหภูมิและความเค็มโดยใช้เครื่องบันทึกความนำไฟฟ้า-อุณหภูมิ-ความลึก (Conductivity-Temperature-Depth recorder) ที่ใกล้สถานีตรวจวัดที่ 1 ในวันที่ 24 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2550 เวลา 16.30 น.



ภาพที่ 2 หมู่เกาะสิมิลัน กากบาทแสดงสถานีตรวจวัด



ภาพที่ 3 ลักษณะการติดตั้งเครื่องวัดกระแสน้ำและเครื่องบันทึกอุณหภูมิที่สถานีตรวจวัด

ตารางที่ 1 ระดับความลึกที่ติดตั้งเครื่องบันทึกอุณหภูมิ

สถานีตรวจวัด	ความลึกจากพื้นท้องน้ำที่ติดตั้งเครื่องบันทึกอุณหภูมิ (เมตร)
1	15 25 35 45 55 65 75 85 95 105 115 125 135 143
2	27 37 47 57 67 77
3	20 30 40

2. การวิเคราะห์ข้อมูล

การปรากฏขึ้นของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำวิเคราะห์จากข้อมูลความเร็วกระแสน้ำในแนวทิศตะวันออก-ตกซึ่งมีหลักเกณฑ์คือ มวลน้ำในแนวดิ่งแบ่งเป็น 2 ชั้นโดยที่มวลน้ำชั้นบนมีทิศทางกระแสน้ำอยู่ในทิศตะวันออกและมวลน้ำชั้นล่างมีทิศทางกระแสน้ำอยู่ในทิศตะวันตก ระยะเวลาการเกิดของคลื่นสังเกตจากระยะเวลาที่มวลน้ำในแนวดิ่งแบ่งเป็น 2 ชั้น ในขณะเดียวกันแอมปลิจูดของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำวัดได้จากการกระจัดของเส้นไอโซเทิร์มเส้นที่เกิดกระจัดมากที่สุด โดยข้อมูลความเร็วกระแสน้ำและอุณหภูมิที่นำมาวิเคราะห์นั้นเป็นข้อมูลระหว่างวันที่ 18 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2550 เวลา 20.00 น. ถึง 1 มีนาคม พ.ศ. 2550 เวลา 6.00 น.

ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วกระแสน้ำสูงสุดในแนวราบเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำกับแอมปลิจูดของคลื่นวิเคราะห์โดยใช้วิธีกำลังสองน้อยที่สุด (least square method) เพื่อหลีกเลี่ยงความคลาดเคลื่อนที่จะเกิดขึ้นจึงนำข้อมูลกระแสน้ำที่ความลึก 132 เมตรมาเป็นตัวแทนของข้อมูลกระแสน้ำในแนวราบ เนื่องจากคาดว่ากระแสน้ำที่ใกล้พื้นท้องน้ำได้รับอิทธิพลจากกระแสน้ำเนื่องจากลม (wind-induced current) และความหนาแน่น (density-induced current) น้อยที่สุด

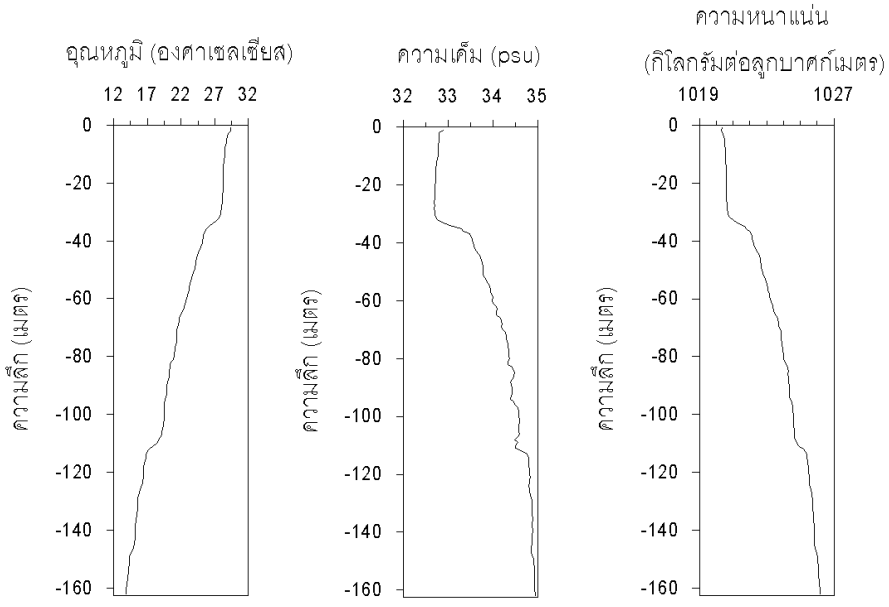
ทิศทางการวางตัวระหว่างแหล่งกำเนิดคลื่นเดี่ยวใต้น้ำกับสถานีตรวจวัดสังเกตจากความเร็วกระแสน้ำในแนวราบของน้ำชั้นล่างเนื่องจากคลื่น เนื่องจากทิศทางของความเร็วกระแสน้ำของน้ำชั้นล่างมีทิศตรงข้ามกับทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น (สมการที่ 12) และเพื่อที่จะหลีกเลี่ยงความคลาดเคลื่อนที่จะเกิดขึ้นจึงนำข้อมูลกระแสน้ำที่ความลึก 132 เมตรมาเป็นตัวแทนของข้อมูลกระแสน้ำในแนวราบเนื่องจากคลื่นของน้ำชั้นล่าง

ผลกระทบของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำต่อการฟุ้งกระจายของตะกอนจากพื้นท้องน้ำขึ้นมาสู่มวลน้ำสังเกตจากการเปลี่ยนแปลงของโพรไฟล์ความเข้มของเสียงสะท้อนในขณะที่คลื่นปรากฏ

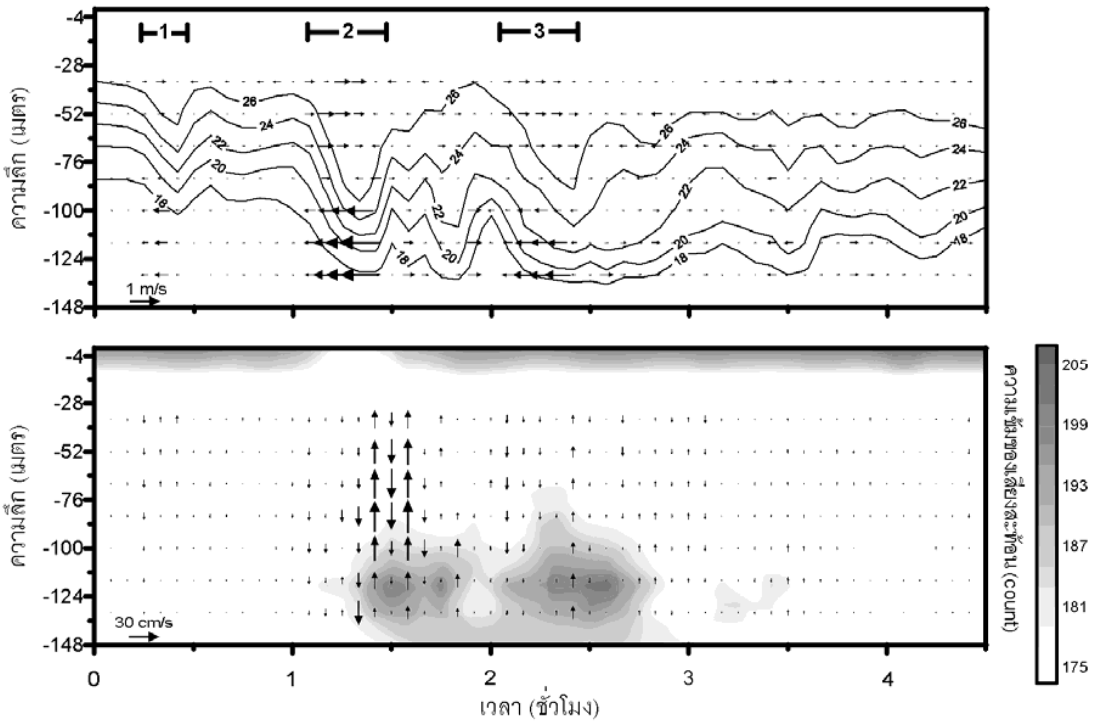
คำนวณความน่าจะเป็นในการปรากฏขึ้นของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในแต่ละช่วงของพิสัยของน้ำขึ้นน้ำลง โดยพิสัยของน้ำขึ้นน้ำลงนั้นนำมาจากข้อมูลระดับน้ำทำนายของสถานีอ่าวทับละมุ จังหวัดพังงา จากกรมอุทกศาสตร์ กองทัพเรือที่ละติจูด 8° 34′ 26′′ เหนือ ลองติจูด 98° 13′ 29′′ ตะวันออก ซึ่งเป็นสถานีที่อยู่ใกล้สถานีตรวจวัดคลื่นมากที่สุด

ผลการทดลองและวิจารณ์ผล

จากการวิเคราะห์ข้อมูลกระแสน้ำพบว่ามีคลื่นเดี่ยวใต้น้ำปรากฏขึ้นที่สถานีตรวจวัดที่ 1 เพียงสถานีเดียว เป็นไปได้ว่าคลื่นเกิดการแตกตัวไปก่อนที่จะเคลื่อนที่เข้าสู่สถานีตรวจวัดที่ 2 โดยที่โพรไฟล์อุณหภูมิ ความเค็ม และความหนาแน่นบริเวณใกล้สถานีตรวจวัดที่ 1 แสดงดังภาพที่ 4 คลื่นที่ตรวจพบที่สถานีตรวจวัดที่ 1 เป็นคลื่นเดี่ยวใต้น้ำชนิดกดลง (ภาพที่ 5ก) สังเกตได้จากเส้นไอโซเทิร์มถูกกดลง เส้นไอโซเทิร์มที่ 24 องศาเซลเซียสถูกกดลงมากที่สุด คลื่นที่ปรากฏแต่ละครั้งมีจำนวน 1-5 ลูก คลื่นที่ปรากฏตลอดช่วงการตรวจวัดมีจำนวนทั้งหมด 39 ลูก มีแอมปลิจูดอยู่ในช่วง 17-65 เมตร ระยะเวลาการเกิด 5-15 นาที ซึ่งการปรากฏของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำชนิดกดลงในบริเวณนี้สอดคล้องกับการวิเคราะห์ภาพถ่ายดาวเทียมของ Alper *et al.* (1997) ที่แสดงให้เห็นว่าเมื่อคลื่นเดี่ยวใต้น้ำเคลื่อนที่จากทะเลอันดามันเข้าสู่ไหล่ทวีป คลื่นยังคงรักษาสภาพเดิมของการเป็นคลื่นชนิดกดลง นอกจากนั้นคลื่นยังเหนี่ยวนำให้เกิดกระแสน้ำในแนวราบ เนื่องจากคลื่นดังกล่าวทำให้น้ำแบ่งเป็น 2 ชั้น กระแสน้ำในแนวทิศตะวันออก-ตกของน้ำชั้นบนมีทิศทางไหลเข้าสู่ชายฝั่งไหลสวนทางกับกระแสน้ำในแนวทิศตะวันออก-ตกของน้ำชั้นล่างซึ่งมีทิศทางไหลออกจากชายฝั่ง โดยที่ความเร็วกระแสน้ำในแนวราบของน้ำทั้ง 2 ชั้นไม่คงที่ตามความลึก อีกทั้งจากภาพที่ 5ก จะเห็นได้ว่าคลื่นลูกที่ 2 และ 3 มีกระแสน้ำชั้นบนหนากว่ากระแสน้ำชั้นล่าง โดยปกติแล้วกระแสน้ำเนื่องจากคลื่นในทะเลอันดามันนั้น น้ำชั้นบนจะบางกว่ากระแสน้ำชั้นล่าง (Osborne & Burch, 1980; Hyder *et al.*, 2005) เนื่องจากการแบ่งชั้นน้ำเนื่องจากความหนาแน่นในแนวดิ่งในทะเลอันดามันนั้น น้ำชั้นบนบางกว่าน้ำชั้นล่าง คลื่นที่เกิดขึ้นจึงมีกระแสน้ำชั้นบนบางกว่ากระแสน้ำชั้นล่าง จากผลดังกล่าวทำให้คาดการณ์ได้ว่าเมื่อคลื่นดังกล่าวเคลื่อนที่อยู่ในเขตน้ำลึกนั้นกระแสน้ำชั้นล่างมีความหนากว่ากระแสน้ำน้ำชั้นบน จากนั้นเมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าสู่ไหล่ทวีปที่มีความลึกลดลง ความลึกที่ลดลงทำให้ความหนาของน้ำชั้นล่างลดลงตามไปด้วย เป็นผลให้น้ำชั้นบนหนากว่าน้ำชั้นล่าง ซึ่งสอดคล้องกับการอภิปรายผลการศึกษาเชิงทฤษฎีของ Osborne & Burch (1980) ซึ่งตลอดการตรวจวัดนั้นมีคลื่นจำนวนเพียง 7 ลูกเท่านั้นที่น้ำชั้นบนมีบางกว่าน้ำชั้นล่าง นอกจากนี้ยังพบว่าคลื่นชนิดนี้เหนี่ยวนำให้เกิดกระแสน้ำในแนวดิ่ง มีกระแสน้ำไหลลงและไหลขึ้นตามลำดับ (ภาพที่ 5ข) โดยมีความเร็วกระแสน้ำในแนวดิ่งมีค่าต่ำมากเมื่อเทียบกับความเร็วกระแสน้ำในแนวราบ อย่างไรก็ตามคลื่นทุกลูกในบริเวณนี้ไม่ได้เหนี่ยวนำให้เกิดกระแสน้ำในแนวดิ่งเสมอไป อาจเป็นผลจากอันตรกิริยาระหว่างคลื่นกับพื้นท้องน้ำในบริเวณไหล่ทวีป



ภาพที่ 4 โพรไฟล์อุณหภูมิ (ซ้าย) ความเค็ม (กลาง) และความหนาแน่น (ขวา) ในวันที่ 24 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2550 เวลา 16.30 น. ที่ใกล้สถานีตรวจวัดที่ 1



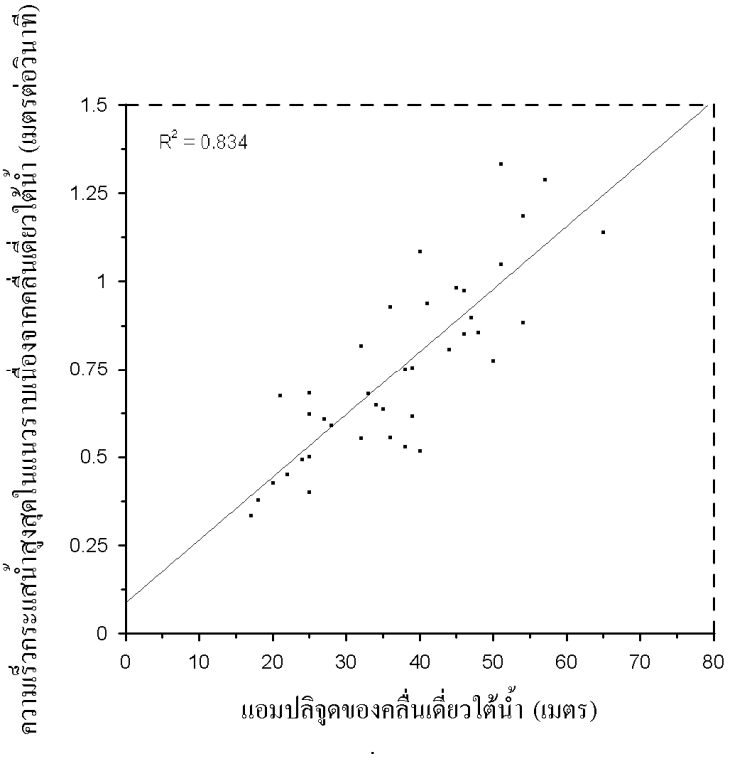
ภาพที่ 5 ก) (บน) คอนทัวน์อุณหภูมิ (องศาเซลเซียส) ลูกศรแสดงเวกเตอร์ความเร็วกระแสน้ำในทิศตะวันออก-ตก (เมตรต่อวินาที) ในวันที่ 19 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2550 เวลา 0.00 น. ถึง 4.30 น. ที่สถานีตรวจวัดที่ 1

ข) (ล่าง) คอนทัวน์ความเข้มเสียงสะท้อน (count) ลูกศรแสดงเวกเตอร์ความเร็วกระแสน้ำในแนวดิ่ง (เซนติเมตรต่อวินาที) ในวันที่ 19 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2550 เวลา 0.00 น. 4.30 น. ที่สถานีตรวจวัดที่ 1

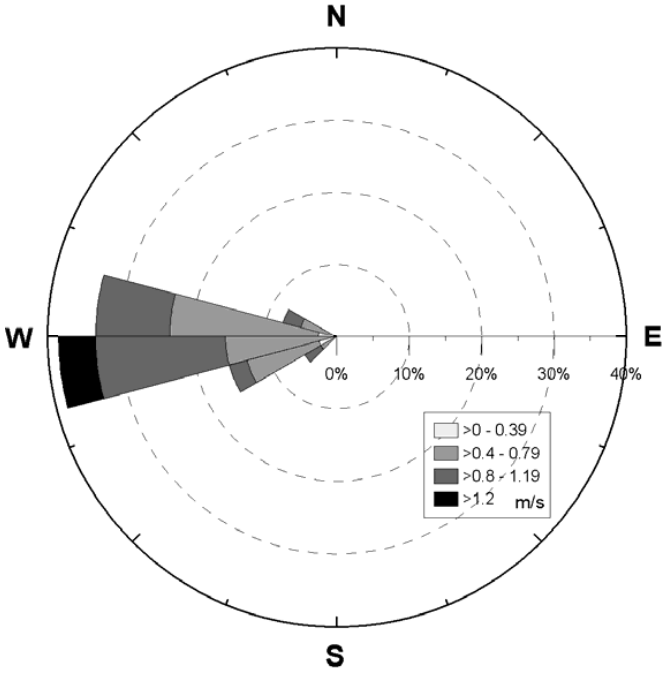
ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วกระแสน้ำสูงสุดในแนวราบเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำแปรผันตรงกับแอมปลิจูดของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ (ภาพที่ 6) โดยที่ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงเส้น (R^2) มีค่าเท่ากับ 0.834 การที่ไม่ได้คำนึงคุณลักษณะของชั้นน้ำที่แตกต่างกันของคลื่นแต่ลูกอาจทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนขึ้น อย่างไรก็ตามในอนาคตควรมีการเก็บข้อมูลในจำนวนที่มากขึ้นในบริเวณที่คลื่นเคลื่อนที่มาจากแหล่งกำเนิดคลื่นเพียงแหล่งเดียว และนำมาวิเคราะห์เพื่อให้สามารถอธิบายความสัมพันธ์ระหว่างปัจจัยดังกล่าวให้สมบูรณ์ยิ่งขึ้น

การแจกแจงความถี่ของกระแสน้ำในแนวราบเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ (soliton current pulses distribution frequency) ของน้ำชั้นล่าง (ภาพที่ 7) โดยที่กระแสน้ำของน้ำชั้นล่างเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำตลอดการตรวจวัดมีทิศทางอยู่ในช่วง 235.8 ถึง 293.9 องศา ซึ่งทิศทางของกระแสน้ำในแนวราบในช่วงดังกล่าวนั้น ทำให้คาดการณ์ได้ว่าคลื่นส่วนใหญ่ที่ปรากฏขึ้นในบริเวณนี้อาจเกิดมาจากภูเขาใต้น้ำใกล้บริเวณ 8° 50′ เหนือ ลองติจูด 94° 56′ (Alper *et. al.*, 1997) ในทะเลอันดามัน และจะเห็นได้ว่าความแตกต่างของทิศทางของกระแสน้ำดังกล่าวนั้นมีค่าสูงสุดถึง 58.1 องศา อีกทั้งจากการศึกษาของ Osborne & Burch (1980) โดยการตรวจวัดคลื่นชนิดนี้ในทะเลอันดามัน พบว่าคลื่นในกลุ่มมีการจัดเรียงตัวตามแอมปลิจูดโดยเรียงจากมากไปน้อย สอดคล้องกับสมการที่ 9 กล่าวคือคลื่นที่มีแอมปลิจูดสูงกว่าจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็วสูงกว่า ดังนั้นจึงเคลื่อนที่นำหน้าคลื่นที่มีแอมปลิจูดต่ำกว่า ดังนั้นถ้าคลื่นเกิดมาจากแหล่งกำเนิดคลื่นเดียวก็ควรจะมีการจัดเรียงตัวตามแอมปลิจูดตามที่ได้กล่าวมา แต่จากการตรวจวัดในบริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลันกลับพบว่าคลื่นที่เคลื่อนที่ผ่านบริเวณนี้แต่ละครั้งมีทั้งการจัดเรียงตัวตามแอมปลิจูดทั้งจากมากไปน้อย น้อยไปมาก และไม่มีการจัดเรียงตัวตามแอมปลิจูดอย่างเป็นระเบียบ ดังนั้นคลื่นที่เคลื่อนที่เข้าสู่บริเวณนี้น่าจะเกิดมาจากหลายแหล่งกำเนิดในทะเลอันดามัน นอกจากนี้จากการวิเคราะห์ภาพถ่ายเรดาร์ของ Alper *et. al.* (1997) แสดงให้เห็นว่ามีคลื่นเคลื่อนที่จากบริเวณแนวปะการังน้ำตื้น (shallow reefs) ที่ละติจูด 6° 10′ เหนือ ลองติจูด 95° ตะวันออกเข้าสู่บริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลันอีกด้วย จึงคาดการณ์ว่า

คลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่เคลื่อนที่เข้าสู่บริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลันมาจากอย่างน้อย 2 แหล่งกำเนิดคลื่นในทะเลอันดามัน ได้แก่ ภูเขาใต้น้ำใกล้บริเวณ 8° 50′ เหนือ ลองติจูด 94° 56′ และบริเวณแนวปะการังน้ำตื้นที่ละติจูด 6° 10′ เหนือ ลองติจูด 95° ตะวันออก

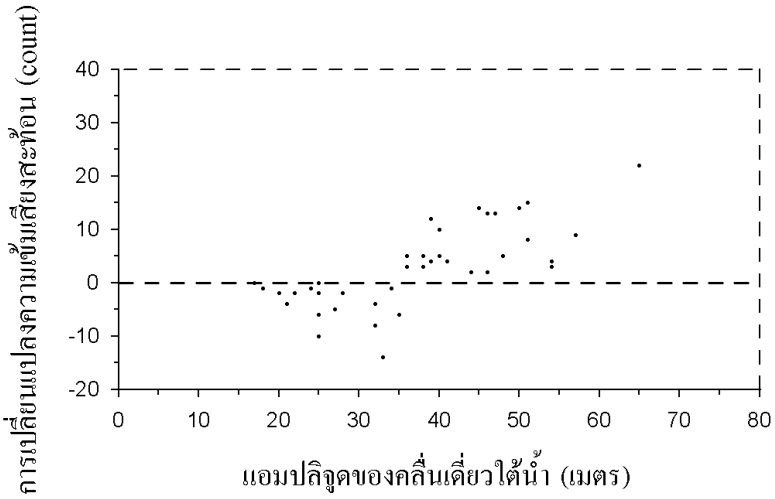


ภาพที่ 6 ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วกระแสน้ำสูงสุดในแนวราบเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำกับแอมปลิจูดของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ



ภาพที่ 7 การแจกแจงความถี่ของกระแสน้ำในแนวราบของน้ำชั้นล่างเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ

คลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลันทำให้เกิดการเพิ่มขึ้นของความเข้มเสียงสะท้อนตามแนวดิ่งในขณะที่คลื่นปรากฏ (ภาพที่ 5ข) โดยที่คลื่นจำนวน 22 ลูกทำให้เกิดการเพิ่มขึ้นของความเข้มเสียงสะท้อนบริเวณใกล้พื้นท้องน้ำอย่างฉับพลัน การเพิ่มขึ้นของค่าความเข้มเสียงสะท้อนแสดงถึงจำนวนอนุภาคในมวลน้ำที่เพิ่มมากขึ้น คาดว่าอนุภาคบริเวณใกล้พื้นท้องน้ำที่เพิ่มขึ้นนั้นมาจากตะกอนที่ฟุ้งกระจายขึ้นมาจากตะกอนที่อยู่บนพื้นท้องน้ำ การฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำนั้นน่าจะเกิดจากการเหนี่ยวนำของกระแสน้ำเนื่องจากคลื่นชนิดนี้ที่บริเวณใกล้พื้นท้องน้ำ (Quaresma *et al.*, 2007) นอกจากนั้นยังพบว่าคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่มีแอมปลิจูด 36 เมตรขึ้นไปจึงทำให้เกิดการเพิ่มขึ้นของความเข้มเสียงสะท้อนบริเวณใกล้พื้นท้องน้ำ (ภาพที่ 8) เป็นไปได้ว่าคลื่นที่มีแอมปลิจูด 36 เมตรขึ้นไปจึงทำให้เกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำ



ภาพที่ 8 การเปลี่ยนแปลงความเข้มเสียงสะท้อนบริเวณใกล้พื้นท้องน้ำที่ตอบสนองต่อคลื่นเดี่ยวใต้น้ำแต่ละลูกที่แอมปลิจูดต่างๆ

ความน่าจะเป็นที่คลื่นเดี่ยวใต้น้ำจะปรากฏขึ้นบริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลัน (ตารางที่ 2) ความน่าจะเป็นที่คลื่นจะปรากฏขึ้นสูงสุด (100%) ระหว่างน้ำเกิด (spring tide) และไม่มีการปรากฏขึ้นของคลื่นระหว่างน้ำตาย (neap tide) ความน่าจะเป็นที่คลื่นเดี่ยวใต้น้ำจะปรากฏขึ้นแปรผันตามพิสัยของน้ำขึ้นน้ำลงสอดคล้องกับผลการศึกษาของ Hyder *et. al.* (2005) ที่ทำการตรวจวัดคลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณทะเลอันดามันเหนือ (ละติจูด 14° 12′ เหนือ ลองติจูด 94° 10′ ตะวันออก)

ตารางที่ 2 การปรากฏของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในพิสัยของน้ำขึ้นน้ำลงแต่ละช่วง

พิสัยของน้ำขึ้นน้ำลง (เมตร)	จำนวนวัฏจักรน้ำขึ้นน้ำลงที่ปรากฏ (ครั้ง)	จำนวนคลื่นใต้น้ำที่ปรากฏ (ครั้ง)	ความน่าจะเป็นที่คลื่นเดี่ยวใต้น้ำปรากฏ (%)
< 0.8	3	0	0
0.8 - 1.2	4	2	50
1.2 - 1.6	3	2	67
> 1.6	10	10	100

5. สรุป

คลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่เคลื่อนที่จากทะเลอันดามันเข้าสู่บริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลันในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือเป็นคลื่นเดี่ยวใต้น้ำชนิดกดลงซึ่งคาดว่าคลื่นส่วนใหญ่เกิดขึ้นบริเวณภูเขาใต้น้ำที่ละติจูด 8° 50′ เหนือ ลองติจูด 94° 56′ ตะวันออก คลื่นที่ตรวจพบมีแอมปลิจูดอยู่ในช่วง 17 ถึง 65 เมตร ระยะเวลาการเกิด 5 ถึง 15 นาที ขนาดของความเร็วกระแสน้ำสูงสุดและต่ำสุดในแนวราบเนื่องจากคลื่นชนิดนี้มีค่าเท่ากับ 1.33 และ 0.20 เมตรต่อวินาทีตามลำดับ นอกจากนี้ยังพบว่าความเร็วกระแสน้ำสูงสุดในแนวราบเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำแปรผันตรงกับแอมปลิจูดของคลื่น นอกจากนั้นยังพบการเพิ่มขึ้นของความเข้มเสียงสะท้อนตามแนวดิ่งในขณะที่คลื่นปรากฏ ทำให้คาดการณ์ว่าคลื่นเดี่ยวใต้น้ำอาจก่อให้เกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนจากพื้นท้องน้ำ

ในการศึกษาพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในบริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะสิมิลันในครั้งนี้เป็นการตรวจวัดในช่วงฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ฤดูกาลที่เปลี่ยนแปลงอาจส่งผลให้การแบ่งชั้นน้ำเนื่องจากความหนาแน่นในแนวดิ่งในทะเลอันดามันเกิดการเปลี่ยนแปลง ซึ่งอาจส่งผลต่อพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำเกิดในบริเวณดังกล่าวด้วย ดังนั้นในอนาคตควรทำการตรวจวัดในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เพื่อศึกษาพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่อาจจะเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล

กิตติกรรมประกาศ

คณะผู้เขียนขอกราบขอบพระคุณ อาจารย์ ดร. อนุกูล บูรณประทีปรัตน์ ภาควิชาวาริชศาสตร์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยบูรพา ที่กรุณาสละเวลาช่วยตรวจแก้ไขต้นฉบับและให้คำแนะนำที่เป็นประโยชน์และผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา ภาควิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ที่ได้ให้การสนับสนุนการวิจัยในครั้งนี้ งานวิจัยนี้ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยภายใต้โครงการความร่วมมือไทย-เยอรมันระหว่าง National Research Council of Thailand และ Deutsche Forschungsgemeinschaft (NRCT-DFG)

เอกสารอ้างอิง

Alper, W., Wang-Chen, H., & Hock, L. (1997). Observation of internal waves in the Andaman Sea by ERS SAR. *The third proceeding ERS Symposium on Space at the Service of our Environment in Italy*, 1287-1291.

Gardner, C.S., Green, J.M., Kruskal, M.D., & Miura, R.M. (1967). Method for solving the Korteweg-deVries equation. *Physics Revolution Letter, 19*, 1095-1097.

Hyder, P., Jeans, D.R.G., Cauquil, E.,& Nerzic, R. (2005). Observation and predictability of internal solitons in the northern Andaman Sea. *Applied Ocean Research, 27*, 1-11.

Inall, M.E., Shapiro, G.I., & Sherwin, T.J. (2001). Mass transport by non-linear internal waves on the Malin Shelf. *Continental Shelf Research, 21*, 1449-1472.

Jeans, D.R.G., & Sherwin, T.J. (2001). The variability of strongly non-linear solitary internal waves observed during an upwelling season on Portuguese shelf. *Continental Shelf Research, 21*, 855-1878.

Osborne, A.R., & Burch, T.L. (1980). Internal solitons in the Andaman Sea. *Science, 208*, 451-460.

Ostrovsky, L.A., & Stepanyants, Y.A. (2005). Internal solitons in laboratory experiments: Comparison with theoretical models. *Chaos, 15*, 037111-1 - 037111-28.

Quaresma, L.S., Vitorino, J., Oliveira, A., & Da Silva, J.C. (2007). Evidence of sediment resuspension by nonlinear internal waves on the western Portuguese mid-shelf. *Marine Geology, 246*, 123-143.

Susanto, R.D., Mitnik, L.,& Zheng, Q. 2005. Ocean internal waves observed in the Lombok Strait. *Oceanography, 18*, 80-87.

Yanagi, T. (1999). *Coastal Oceanography*. Tokyo: Terra Scientific Publishing.