

ระดับน้ำและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยโดยใช้แบบจำลอง POM



นางสาวนิสรา นุธรรมโชติ

สถาบันวิทยบริการ

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล ภาควิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล

คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ปีการศึกษา 2546

ISBN 974-17-5279-2

ลิขสิทธิ์ของจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

TIDAL LEVEL AND TIDAL CURRENT IN THE GULF OF THAILAND  
USING PRINCETON OCEAN MODEL

Miss Narissara Nutamashote

สถาบันวิทยบริการ

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements  
for the Degree of Master of Science in Marine Science

Department of Marine Science

Faculty of Science

Chulalongkorn University

Academic Year 2003

ISBN 974-17-5279-2



นริศรา นุธรรมโชติ : ระดับน้ำและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยโดยใช้แบบจำลอง POM. (TIDAL LEVEL AND TIDAL CURRENT IN THE GULF OF THAILAND USING PRINCETON OCEAN MODEL) อ. ที่ปรึกษา : อ.ดร.ปราโมทย์ โคจิศุภกร, 86 หน้า. ISBN 974-17-5279-2.

การศึกษาระดับและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยโดยใช้แบบจำลองเชิงตัวเลข Princeton Ocean Model (POM) เป็นสมการจำลองการไหลแบบ 3 มิติ ใช้ sigma coordinate ในแนวตั้ง โดยอาศัยข้อมูลนำเข้าที่สำคัญ คือข้อมูลความลึกน้ำและขอบฝั่งตามความเป็นจริง จากฐานข้อมูล ETOPO5 ข้อมูลระดับน้ำจากน้ำขึ้นน้ำลงที่ขอบเขตเปิดจากองค์ประกอบน้ำ 8 ตัว คือ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$  ได้ทำการคำนวณระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองที่ได้ถูกพัฒนาขึ้นนี้ ซึ่งผลที่ได้เมื่อเทียบกับระดับน้ำจริงและ OSU Tidal Model ทั้ง 8 สถานีวัด พบว่าค่าแอมพลิจูดต่างกันประมาณ 10 - 20 เซนติเมตร และเฟสช้ากว่าสถานีวัดประมาณ 1 ชั่วโมง

จากการวิเคราะห์ระดับน้ำจากแบบจำลองนี้ โดยวิธีการวิเคราะห์ฮาร์โมนิกรายปี ทั้งหมด 369 วัน โดยใช้ข้อมูลระดับน้ำรายชั่วโมง พบว่าแบบจำลองสามารถคำนวณค่าแอมพลิจูดและเฟสองค์ประกอบน้ำเดี่ยวทั้ง 4 ตัวได้ใกล้เคียงกัน ส่วนองค์ประกอบน้ำคู่ทั้ง 4 ตัวค่าแอมพลิจูดและเฟสมีค่าคลาดเคลื่อน และได้มีการจำลองระบบแอมฟิโดมิกในอ่าวไทย พบว่าค่า co-tidal chart ขององค์ประกอบน้ำเดี่ยว  $K_1$  และ  $O_1$  ทิศทางการเคลื่อนที่ของระบบแอมฟิโดมิกมีทิศทางหมุนทวนเข็มนาฬิกา ซึ่งค่าที่ได้เมื่อเทียบกับงานวิจัยอื่นๆพบว่ามีค่าตรงกัน ค่า co-tidal chart ขององค์ประกอบน้ำคู่  $M_2$  ทิศทางการเคลื่อนที่ของระบบแอมฟิโดมิกมีทิศทางหมุนทวนเข็มนาฬิกา ซึ่งค่าที่ได้เมื่อเทียบกับงานวิจัยอื่นๆพบว่ามีทิศทางตรงกันข้ามกัน นอกจากนี้ได้ทำการคำนวณกระแสรายชั่วโมง ผลที่ได้เมื่อเทียบกับข้อมูลกระแสน้ำจากทุ่นลอย 2 สถานี และข้อมูลกระแสน้ำจาก OSU Tidal Model พบว่าค่ากระแสน้ำจากแบบจำลองเป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดี่ยว และค่ากระแสน้ำจากทุ่นกับ OSU Tidal Model เป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำผสม ทั้งนี้เนื่องจากในแบบจำลองไม่มีเกาะ และค่าข้อมูลความลึกน้ำจากฐานข้อมูล ETOPO5 มีค่าไม่ตรงกับความจริง

ภาควิชา.....วิทยาศาสตร์ทางทะเล.....      ลายมือชื่อนิสิต.....  
 สาขาวิชา.....วิทยาศาสตร์ทางทะเล.....      ลายมืออาจารย์ที่ปรึกษา.....  
 ปีการศึกษา....2546.....

# # 4472294523 : MAJOR MARINE SCIENCE

KEY WORD: TIDAL LEVEL/ TIDAL CURRENT/ GULF OF THAILAND / PRINCETON OCEAN MODEL

NARISSARA NUTAMASHOTE: TIDAL LEVEL AND TIDAL CURRENT IN THE GULF OF THAILAND USING PRINCETON OCEAN MODEL.

THESIS ADVISOR : PRAMOT SOJISUPORN, Ph.D., 86 pp. ISBN 974-17-5279-2.

A study on tidal level and tidal current in the Gulf of Thailand was carried out using Princeton Ocean Model (POM). Using sigma coordinate, topography and land-sea boundary from ETOPO5 database, and 8 tidal components ( $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$ ,  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ , and  $N_2$ ) forced at the open boundary, POM simulated tidal level fluctuation and non-linear, 3-dimensional tidal current propagation. Hourly tidal elevation comparison among POM results, observed values, and OSU inversion tidal model at selected 8 tide gauge stations showed that POM under-predicted tidal level by 10-20 cm and the tide lagged behind the observed one by about 1 hour. Harmonic analysis on 369-days, simulated hourly tidal elevation data revealed that POM can precisely simulate the amplitudes and phases of those 4 diurnal tides at those 8 tide gauge stations but POM poorly simulated amplitudes of phases of those 4 semi-diurnal components. One reason might be that the choice of model domain does not support the occurrence of seiche of semi-diurnal period in the Gulf. As a result, the amphidromic systems of the  $K_1$  and  $O_1$  tides were similar to other research results while that of the  $M_2$  tide were not good. Comparison of simulated tidal currents with the measured ones at 2 oceanographic observation buoys in the Gulf of Thailand showed that POM favored diurnal tide while the actual tide were mixed. The discrepancy was due to the missing major islands in the Gulf and inaccurate bathymetry from ETOPO5. Thus there are some rooms of improvement for POM to better simulate tidal elevation and tidal current in the Gulf of Thailand.

Department.....Marine Science.....

Field of study... Marine Science .....

Academic year...2003.....

Student's signature.....

Advisor's signature.....

## กิตติกรรมประกาศ

วิทยานิพนธ์ฉบับนี้เสร็จสมบูรณ์ลงได้โดยได้รับความกรุณาจากอาจารย์ที่ปรึกษา อาจารย์ ดร. ปราโมทย์ ไชจิศุภกร ที่ได้ให้คำแนะนำข้อคิดเห็นและช่วยแก้ไขวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ให้สมบูรณ์ ข้าพเจ้าขอกราบขอบพระคุณเป็นอย่างสูงไว้ ณ ที่นี้

กราบขอบพระคุณ ผศ.ดร.สมบูรณ์ พรพิเนตพงศ์ และ อาจารย์ ดร. ศุภิชัย ตั้งใจตรง ที่กรุณาเป็นกรรมการในการสอบป้องกันวิทยานิพนธ์ และอาจารย์ปัทมา สิงห์รักษ์ ที่ช่วยให้ข้อคิดและแก้ไขวิทยานิพนธ์มาโดยตลอด

ขอขอบพระคุณ คุณสามารถ อ่อนแป้น คุณจริยา ฐิติเวศน์ คุณชนิกา คงสวัสดิ์ รวมทั้งพี่ๆ น้องๆ ที่ได้มีส่วนช่วยเหลือให้วิทยานิพนธ์ฉบับนี้สำเร็จลงได้ด้วยดี

สุดท้ายนี้ ขอกราบขอบพระคุณ บิดา มารดา น้อง ที่ได้ให้กำลังใจและช่วยเหลือสนับสนุน ตั้งแต่ต้นจนเสร็จสมบูรณ์

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

# สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	จ
กิตติกรรมประกาศ.....	ฉ
สารบัญ.....	ช
สารบัญรูป.....	ฌ
สารบัญตาราง.....	ฎ
บทที่.....	
1 บทนำ.....	1
1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา.....	1
1.2 วัตถุประสงค์การศึกษา.....	2
1.3 ขอบเขตการวิจัย.....	2
1.4 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ.....	3
2 เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	4
2.1 สํารวจเอกสาร แนวคิดและทฤษฎี.....	4
3 วิธีดำเนินการวิจัย.....	10
3.1 แบบจำลองเชิงตัวเลข.....	10
3.1.1 สมการเชิงตัวเลข.....	10
3.1.2 เงื่อนไขขอบเขต.....	13
3.2 การดำเนินการศึกษา.....	16
3.2.1 ขั้นตอนการสร้างแบบจำลองพื้นที่ศึกษา.....	16
3.2.2 ข้อมูลทั้งหมดที่ใช้ในการศึกษา.....	16
3.2.3 ข้อมูลที่ใช้ในการเปรียบเทียบ.....	18
3.2.4 ขั้นตอนการดำเนินการศึกษา.....	21
4 ผลการทดลอง.....	22
4.1 การตรวจสอบความถูกต้อง(Verified) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์.....	22

4.1.1 ผลการเปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลอง อุทกพลศาสตร์กับระดับน้ำจริงจากสถานีวัดระดับน้ำของกรมอุทก ศาสตร์และสถานีวัดระดับน้ำของกรมการขนส่งทางน้ำและพาณิชย นาวี.....	24
4.1.2 ผลการเปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลอง อุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model.....	45
4.1.3 ผลการเปรียบเทียบกระแสน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลอง อุทกพลศาสตร์กับหุ่นสำรวจทางสมุทรศาสตร์.....	62
4.1.4 ผลการเปรียบเทียบกระแสน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลอง อุทกพลศาสตร์ กับ OSU Tidal Model.....	65
4.2 ผลการวิเคราะห์ระดับน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์โดยวิธีการ วิเคราะห์ฮาร์โมนิค (Harmonic Analysis).....	68
4.3 ผลการเปรียบเทียบระบบแอมพีโดรมิก.....	73
5 สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ.....	77
รายการอ้างอิง.....	78
ภาคผนวก.....	80
ประวัติผู้เขียนวิทยานิพนธ์.....	86



## สารบัญรูป

รูปที่		หน้า
1.1	ค่าแอมพลิจูดและเฟสขององค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลง (M2).....	2
1.2	บริเวณที่ทำการศึกษ.....	3
2.1	ความสมดุลของแรงดึงดูดของดวงจันทร์กับแรงหนีศูนย์กลาง.....	5
2.2	ค่า Form number $((K_1+O_1)/(M_2+S_2))$ สำหรับอ่าวไทย.....	7
3.1	ความลึกน้ำจากฐานข้อมูล ETOPO5.....	17
3.2	สถานีวัดระดับน้ำจากกรมอุทกศาสตร์กับกรมการขนส่งทางน้ำและพาณิชยนาวีและ กระแสน้ำจากหุ่นสำรวจของสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (Geo-Informatics and Space Technology Development Agency ; GISTDA).....	19
4.1	เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดระดับน้ำขึ้น น้ำลงจริงช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึงวันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545.....	28
(ก)	สถานีวัดระดับน้ำคลองใหญ่ จังหวัดตราด.....	28
(ข)	สถานีวัดระดับน้ำแหลมงอบ จังหวัดตราด.....	30
(ค)	สถานีวัดระดับน้ำแหลมสิงห์ จังหวัดจันทบุรี.....	32
(ง)	สถานีวัดระดับน้ำหัวหิน จังหวัดประจวบคีรีขันธ์.....	34
(จ)	สถานีวัดระดับน้ำปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์.....	36
(ฉ)	สถานีวัดระดับน้ำเกาะหลัก จังหวัดประจวบคีรีขันธ์.....	38
(ช)	สถานีวัดระดับน้ำมัตโปน จังหวัดชุมพร.....	40
(ซ)	สถานีวัดระดับน้ำปากแม่น้ำหลังสวน จังหวัดชุมพร.....	42
4.2	เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ช่วงวันที่ 1 มกราคม ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545.....	46
(ก)	สถานีวัดระดับน้ำคลองใหญ่ จังหวัดตราด.....	46
(ข)	สถานีวัดระดับน้ำแหลมงอบ จังหวัดตราด.....	48
(ค)	สถานีวัดระดับน้ำแหลมสิงห์ จังหวัดจันทบุรี.....	50
(ง)	สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงหัวหิน จังหวัดประจวบคีรีขันธ์.....	52
(จ)	สถานีวัดระดับน้ำปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์.....	54
(ฉ)	สถานีวัดระดับน้ำเกาะหลัก จังหวัดประจวบคีรีขันธ์.....	56
(ช)	สถานีวัดระดับน้ำมัตโปน จังหวัดชุมพร.....	58
(ซ)	สถานีวัดระดับน้ำปากน้ำหลังสวน จังหวัดชุมพร.....	60

## สารบัญญรูป (ต่อ)

ญ

รูปที่	หน้า
4.3	(ก) เปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ ฟุ่นสำรวจทางสมุทรศาสตร์สีซัง ระหว่างวันที่ 14 กุมภาพันธ์ 2544 - 28 กุมภาพันธ์ 2544.....63 (ข) เปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ ฟุ่นสำรวจทางสมุทรศาสตร์หัวหิน ระหว่างวันที่ 14 กุมภาพันธ์ 2544 - 28 กุมภาพันธ์ 2544.....64
4.4	(ก) เปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ระหว่างวันที่ 14 กุมภาพันธ์ 2544-28 กุมภาพันธ์ 2544 (ฟุ่นเกาะสีซัง).....66 (ข) เปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ระหว่างวันที่ 14 กุมภาพันธ์ 2544-28 กุมภาพันธ์ 2544 (ฟุ่นหัวหิน).....67
4.5	(ก) การเปรียบเทียบเฟสองค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลง 8 ตัว จากสถานีวัดระดับน้ำกับแบบ จำลองอุทกพลศาสตร์.....71 (ข) การเปรียบเทียบแอมพลิจูดขององค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลง 8 ตัว จากสถานีวัด ระดับน้ำกับแบบจำลองอุทกพลศาสตร์.....72
4.6	ค่า co-tidal charge ขององค์ประกอบน้ำคู่ $M_2$ (ก) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ (ข) โดย Fang (1986) (ค) NAGA REPORT (1961) (ง) Yanagi <i>et al.</i> , (1997) (จ) โดย ปัทมา สิงห์รักษ์ (2002).....74
4.7	ค่า co-tidal charge ขององค์ประกอบน้ำเดี่ยว $K_1$ (ก) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ (ข) โดย Fang (1986) (ค) NAGA REPORT (1961) (ง) Yanagi <i>et al.</i> , (1997) (จ) โดย ปัทมา สิงห์รักษ์ (2002).....75
4.8	ค่า co-tidal charge ขององค์ประกอบน้ำเดี่ยว $O_1$ (ก) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ (ข) โดย ปัทมา สิงห์รักษ์ (2002) (ค) โดย Yanagi <i>et al.</i> , (1997).....76

## สารบัญตาราง

ตาราง	หน้า
2.1	องค์ประกอบฮาริโมนิคของน้ำขึ้นน้ำลงที่สำคัญ.....6
4.1	แสดงสัดส่วน Form number ของระดับน้ำจริงจากสถานีวัดระดับน้ำของกรมอุทกศาสตร์และสถานีวัดระดับน้ำของกรมการขนส่งทางน้ำและพาณิชยนาวีและ OSU Tidal Model เทียบกับระดับน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์.....44
4.2	ตารางเปรียบเทียบค่าแอมพลิจูดกับเฟสของแต่ละองค์ประกอบ.....70



สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

# บทที่ 1

## บทนำ

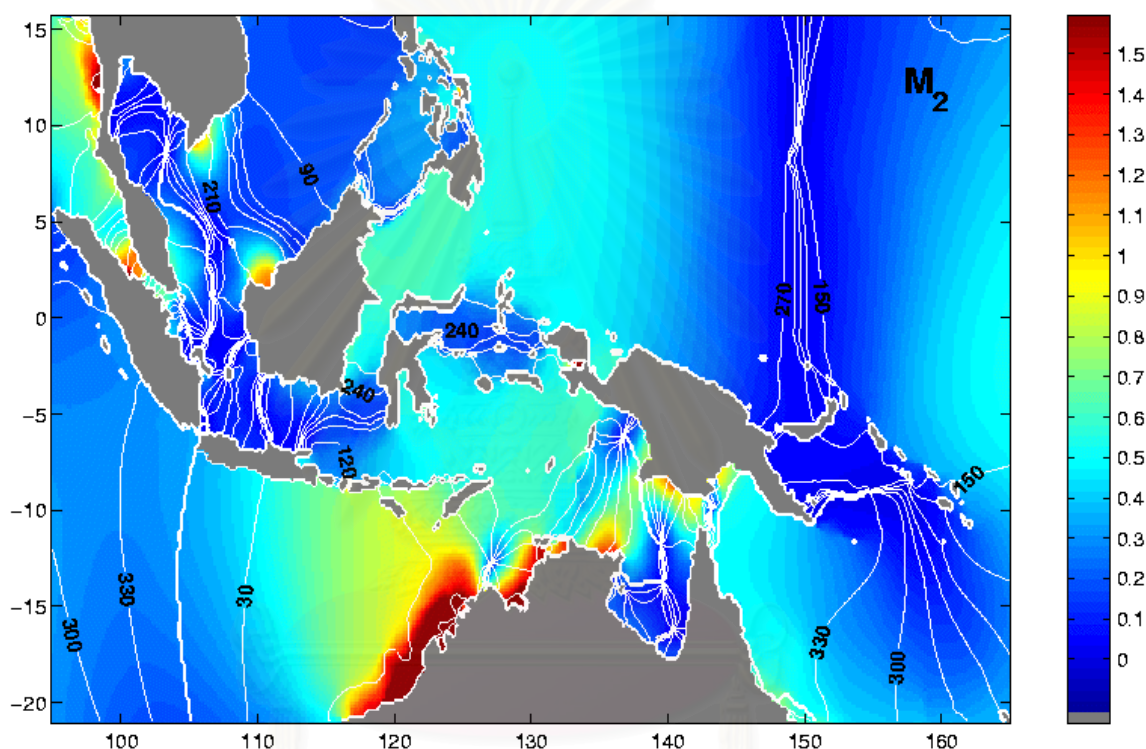
### 1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

น้ำขึ้นน้ำลงเป็นปรากฏการณ์ที่ระดับน้ำทะเล ณ บริเวณใดๆ ขึ้นลงวันละ 2 ครั้งหรือครั้งเดียว น้ำขึ้นน้ำลงเกิดจากแรงดึงดูดของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ที่กระทำต่อมวลน้ำในมหาสมุทร กับแรงเหวี่ยงที่เกิดจากการหมุนของโลก เมื่อมวลน้ำเคลื่อนที่ก็จะมีอิทธิพลของแรงทุดิยามิ เช่น coriolis force และแรงเสียดทาน ซึ่งขึ้นกับขนาดหรือรูปร่างของฝั่งทะเลและความลึกของน้ำ อิทธิพลดังกล่าวจะทำให้น้ำขึ้นน้ำลงในส่วนต่างๆของโลกไม่เหมือนกัน น้ำขึ้นน้ำลงในมหาสมุทรมีพฤติกรรมเคลื่อนที่แบบคลื่น progressive (ยอดน้ำขึ้นสูงสุดกับความเร็วกว่าแนวน้ำแรงสุดเกิดขึ้นพร้อมกัน) เมื่อเดินทางถึงอ่าวหรือบริเวณที่มีอิทธิพลของฝั่งทะเลเกิดการสะท้อนกับชายฝั่งกลายเป็น standing wave (ยอดน้ำขึ้นสูงสุดเกิดที่หลังแนวน้ำแรงสุด) เกิดจุดบัพ (node) ที่ไม่มีการเคลื่อนที่ขึ้นลงของผิวน้ำน้ำเรียกว่า จุดแอมฟิโตรมิก (Amphidromic Point) มีเส้น Co-tidal lines ซึ่งเป็นเส้นที่ลากจากจุดแอมฟิโตรมิกผ่านบริเวณน้ำขึ้นสูงสุดในเวลาเดียวกันกับเส้น Co-range lines เป็นเส้นที่แสดง range น้ำขึ้นน้ำลง

ชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยมีทั้ง 3 ชนิด คือ น้ำคู่ (Semi-diurnal tide), น้ำเดี่ยว (Diurnal tide) และน้ำผสม (Mixed tide) (ภาคผนวก ก) ซึ่งโดยส่วนใหญ่ น้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยจะเป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดี่ยว มีน้ำคู่บริเวณก้นอ่าวไทยฝั่งตะวันตก มีน้ำผสมบริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก และทางตอนล่างของอ่าวไทย

ได้มีการศึกษาเกี่ยวกับเรื่องระดับน้ำขึ้นน้ำลงมาบ้างแล้วโดยใช้แบบจำลองเชิงตัวเลขแบบ 2 มิติ (two-dimensional momentum, barotropic) โดยให้มวลน้ำมีค่าความหนาแน่นคงที่ ใส่ค่าองค์ประกอบของน้ำขึ้นน้ำลงที่บริเวณขอบเขตเปิด โดยให้ค่าแอมพลิจูดและเฟสมีค่าเท่ากันที่ทุกๆ จุด แบบจำลองจะคำนวณความเร็วกระแสน้ำและระดับน้ำภายในพื้นที่ของแบบจำลองเมื่อนำผลที่ได้เปรียบเทียบกับข้อมูลที่มีอยู่พบว่าผลใกล้เคียงกัน นอกจากนี้ได้มีการทำการศึกษา co-tidal และ co-range charts ในทะเลจีนใต้ แล้วนำผลที่ได้เปรียบเทียบกับ tidal chart พบว่ายังมีบางบริเวณที่มีค่าไม่ตรงกัน ดังนั้นแนวเหตุผลที่จะศึกษาในเรื่องนี้ก็เพื่อที่จะจำลองระดับและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยจากแบบจำลองเชิงตัวเลข Princeton Ocean Model (POM) และนำผลที่ได้มาเปรียบเทียบกับข้อมูลระดับน้ำตามสถานีวัดระดับน้ำในอ่าวไทยและผลจากงานวิจัยอื่นๆ

ซึ่งที่ผ่านมา นักวิชาการของไทยยังไม่เคยมีการนำแบบจำลองเชิงตัวเลข POM มาใช้ในการศึกษาเกี่ยวกับระดับและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยมาก่อน POM เป็นแบบจำลองที่พัฒนาโดย Alan F. Blumberg และ Mellor เมื่อปี 1998 เป็นโปรแกรมจำลองการไหลแบบ 3 มิติ ใช้ sigma coordinate ในแนวตั้ง ใช้ข้อมูลความลึกและขอบชายฝั่งตามความเป็นจริง (Analyzed topography) และบังคับระดับน้ำที่ขอบเขตเปิดโดยใช้ค่าองค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลงจากการคำนวณข้อมูลระดับน้ำที่ตรวจวัดโดยดาวเทียม TOPEX/POSEIDON (รูปที่ 1.1)



รูปที่ 1.1 ค่าแอมพลิจูดและเฟสขององค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลง ( $M_2$ )

(ที่มา: <http://www.oce.orst.edu/po/research/tide/ind.html>)

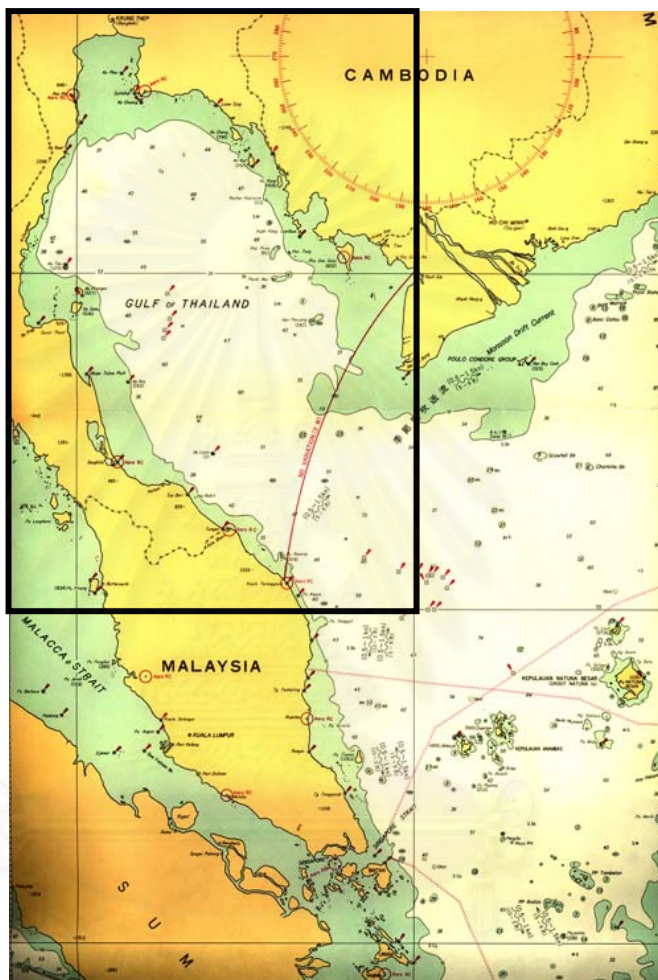
## 1.2 วัตถุประสงค์การศึกษา

เพื่อจำลองระดับน้ำและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยโดยใช้แบบจำลองเชิงตัวเลข POM (Princeton Ocean Model)

## 1.3 ขอบเขตการวิจัย

1. ประยุกต์ใช้แบบจำลองเชิงตัวเลขให้สามารถจำลองระดับและการไหลเวียนของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทย

2. พื้นที่ทำการศึกษาคครอบคลุมพื้นที่อ่าวไทยซึ่งอยู่ระหว่าง  
 ละติจูด 6 องศาเหนือ ถึง 14 องศาเหนือ  
 ลองจิจูด 99 องศาตะวันออก ถึง 105 องศาตะวันออก (รูปที่ 1.2)



รูปที่ 1.2 บริเวณที่ทำการศึกษา

(ที่มา: แผนที่เดินเรือของกรมอุทกศาสตร์ ราววันที่ 045 (กรุงเทพฯ ถึง สิงคโปร์))

#### 1.4 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ

แบบจำลองเชิงตัวเลขจากการศึกษาสามารถนำไปประยุกต์ใช้ในการติดตามการแพร่กระจายของสารละลาย สารแขวนลอย คราบน้ำมันในทะเล และคาดคะเนทิศทางเคลื่อนที่ของวัตถุ ลอยน้ำได้

## บทที่ 2

### เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

#### 2.1 สํารวจเอกสาร แนวคิดและทฤษฎี

น้ำขึ้นน้ำลงคือปรากฏการณ์ที่ระดับน้ำทะเล ณ บริเวณใดๆ ขึ้นลงวันละ 2 ครั้งหรือครึ่งเดียว น้ำขึ้นน้ำลงเกิดเนื่องจากแรงดึงดูดระหว่างโลกกับดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ร่วมกับแรงหนีศูนย์กลางของมวลน้ำที่เปลือกโลกซึ่งเคลื่อนที่รอบจุดศูนย์กลางมวลของระบบโลก-ดวงจันทร์ หรือโลก-ดวงอาทิตย์ แรงดึงดูดระหว่างดวงดาว 2 ดวงแปรผันตามมวลสารของดวงดาวทั้งสองและผกผันกับกำลังสองของระยะทางระหว่างดวงดาว ดังสมการ

$$F = G \frac{M_1 M_2}{r^2} \dots\dots\dots 2.1$$

$$G = 6.672 \times 10^{-11} \frac{N \cdot m^2}{kg^2} \text{ ค่าคงที่ของแรงโน้มถ่วงโลก}$$

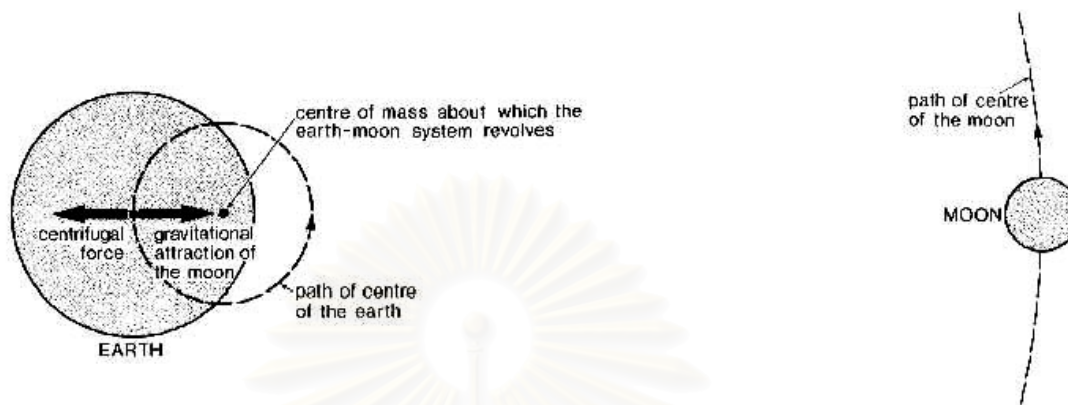
$$M_1 = \text{มวลของอนุภาคที่ 1 (kg)}$$

$$M_2 = \text{มวลของอนุภาคที่ 2 (kg)}$$

$$r = \text{ระยะห่างระหว่างมวล (m)}$$

แรงดึงดูดระหว่างโลกกับดวงจันทร์ต่อหน่วยมวลสารไม่เท่ากันในแต่ละตำบล ทั้งนี้เนื่องจากระยะห่างจากดวงจันทร์ไม่เท่ากัน แต่แรงหนีศูนย์กลางเท่ากันทุกตำบลเนื่องจากทุกจุดบนผิวโลกเคลื่อนที่เป็นวงกลมรอบจุดศูนย์กลางมวลของโลก-ดวงจันทร์ด้วยรัศมีและความเร็วเชิงมุมเท่ากัน ดังรูป 2.1 ซึ่งจุดที่ห่างดวงจันทร์มากที่สุดและตั้งฉากกับดวงจันทร์มีแรงหนีศูนย์กลางมากกว่าแรงดึงดูดกับดวงจันทร์ก็เกิดน้ำขึ้น ในที่อื่นๆบนผิวโลกจะมีแรงดึงดูดกับดวงจันทร์ลดลงทำให้เกิดน้ำลง ถ้าผิวน้ำบนโลกจะเข้าสู่ระดับสมดุลของแรงหนีศูนย์กลางและแรงดึงดูดของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ ผิวน้ำจะตั้งฉากกับแรงเหล่านี้ทุกบริเวณ น้ำขึ้นน้ำลงในมหาสมุทรที่มีพฤติกรรมเคลื่อนที่แบบคลื่น progressive(ยอดน้ำขึ้นสูงสุดกับความเร็วกระแส น้ำแรงสุดเกิดขึ้นพร้อมกัน) เมื่อเดินทางถึงอ่าวหรือบริเวณที่มีอิทธิพลของฝั่งทะเลเกิดการสะท้อนกับชายฝั่งกลายเป็น standing wave(ยอดน้ำขึ้นสูงสุดเกิดที่หลังกระแส น้ำแรงสุด) เกิดจุดบัพ (node) ที่ไม่มีการเคลื่อนที่ขึ้นลงของผิวน้ำเรียกว่า จุดแอมฟิโดโรมิก (Amphidromic Point) มีเส้น

Co-tidal lines ซึ่งเป็นเส้นที่ลากจากจุดแอมพิโตรมิคผ่านบริเวณน้ำขึ้นสูงสุดในเวลาเดียวกันกับเส้น Co-range lines เป็นเส้นที่แสดง range น้ำขึ้นน้ำลง



**รูปที่ 2.1** ความสมดุลของแรงดึงดูดของดวงจันทร์กับแรงหนีศูนย์กลาง  
(ที่มา: Harvey,1975 อ้างถึงใน อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา)

การวิเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำจากน้ำขึ้นน้ำลงมี 2 แบบ คือการวิเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำแบบนอนฮาร์โมนิค ซึ่งจะได้ค่าระดับน้ำที่จะปรากฏในแผนที่ร่องน้ำและใช้ออกแบบโครงสร้างชายฝั่ง และการวิเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำแบบฮาร์โมนิคจะได้แอมพลิจูดและเฟสขององค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลงที่มีคาบเวลาต่างๆ ดังตาราง 2.1 ซึ่งนำไปใช้ในการจำแนกลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงและเพื่อการทำนายค่าระดับน้ำ

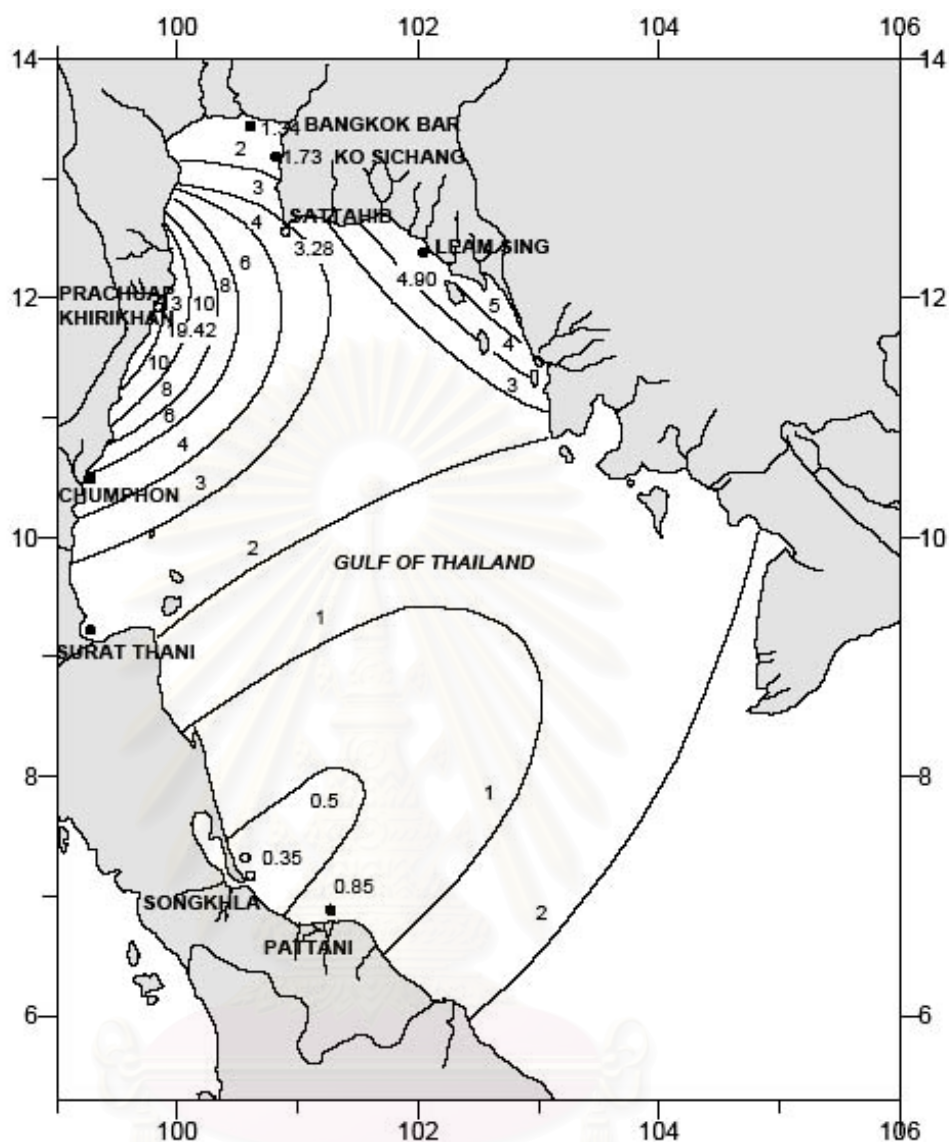
การจำแนกน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยโดยพิจารณาจากค่า Form number,  $F = \frac{(K_1 + O_1)}{(M_2 + S_2)}$

รายละเอียดดังภาคผนวก (ง) โดยกรมอุทกศาสตร์ ใช้ข้อมูลในอ่าวไทยจำนวน 12 สถานี พบว่าน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยเป็นแบบน้ำเดี่ยว (มียอดน้ำขึ้นสูงสุดและยอดน้ำลงต่ำสุดวันละครั้ง) หรือน้ำผสมที่มีน้ำเดี่ยวเด่น เฉพาะชายฝั่งจังหวัดพัทลุง สงขลา และปัตตานีที่มีลักษณะน้ำผสมที่มีน้ำคู่เด่น (มียอดน้ำขึ้นสูงสุดและยอดน้ำลงต่ำสุดวันละ 2 ครั้ง แต่ยอดน้ำขึ้นน้ำลงทั้ง 2 ครั้งมีระดับไม่เท่ากัน) ดังรูป 2.2



ตาราง 2.1 องค์ประกอบฮาร์มอนิกของน้ำขึ้นน้ำลงที่สำคัญ

ชื่อ	สัญลักษณ์	คาบเวลา (ชั่วโมง)	Angular speed (องศา/ชั่วโมง)
<b>Semidiurnal components(น้ำคู่)</b>			
Declinational luni-solar	$K_2$	11.97	30.0821
Principal solar	$S_2$	12.00	30.0000
Principal lunar	$M_2$	12.42	28.9841
Larger elliptical lunar	$N_2$	12.66	28.4397
<b>Diurnal components (น้ำเดี่ยว)</b>			
Declinational luni-solar	$K_1$	23.93	15.0411
Principal solar	$S_1$	24.00	15.0000
Principal solar	$P_1$	24.07	14.9589
Principal lunar	$O_1$	25.82	13.9430
Larger elliptical lunar	$Q_1$	26.87	13.3987
<b>Longer Period Tides</b>			
Fortnightly lunar	$M_f$	327.86 (13.661 days)	1.0980
Fortnightly luni-solar	$M_{sf}$	354.36 (14.765 days)	1.0159
Monthly lunar	$M_m$	661.30 (27.555 days)	0.5444
Semi-annual solar	$S_{sa}$	4348.90 (182.621 days)	0.0821
Annual solar	$S_a$	365.242 days	0.0411



รูปที่ 2.2 ค่า Form number  $((K_1 + O_1)/(M_2 + S_2))$  สำหรับอ่าวไทย

(ที่มา : Pukasab, and Pochanasomburana, 1957 อ้างถึงในอานนท์ สนิทวงศ์

ณ อุทยาน)

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

จากการสำรวจเอกสาร พบว่าได้มีการศึกษาเกี่ยวกับระบบแอมพลิโดมิกโดยวิเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำตามชายฝั่งทั้งอ่าวไทยและทะเลจีนใต้ โดยใช้แบบจำลองเชิงตัวเลขแบบต่างๆ Yanagi and Takao (1997) ศึกษาเกี่ยวกับการไหลเวียนของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทย ซึ่งใช้แบบจำลองเชิงตัวเลขแบบอย่างง่าย (a simple numerical model) โดยแบ่งการศึกษาออกเป็น 2 กรณี คือกรณีแรกให้มีความลึกคงที่ 40 เมตร และกรณีสองใช้ความลึกตามสภาพความเป็นจริง ซึ่งแต่ละกรณีก็จะขึ้นกับแรงโคลิสโวลิสและไม่มีแรงโคลิสโวลิสมากกระทำ ซึ่งในที่นี้ได้ใช้องค์ประกอบ  $M_2$  กับ  $K_1$

จากการศึกษาพบว่าตำแหน่งและทิศทางการไหลของน้ำรอบจุดแอมพลิโดมิกขององค์ประกอบ  $M_2$  มีทิศทางตามเข็มนาฬิกา ส่วนองค์ประกอบ  $K_1$  มีทิศทางทวนเข็มนาฬิกา Yanagi et.al (1997) ศึกษาเกี่ยวกับ co-tidal และ co-range charts ในทะเลจีนใต้ โดยใช้ข้อมูลระดับน้ำจากดาวเทียม TOPEX/POSEIDON เพื่อหาค่าองค์ประกอบ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $S_a$  ผลการศึกษาพบว่าเกิดจุดแอมพลิโดมิกบริเวณกลางอ่าวไทย ซึ่งเมื่อเทียบผลการศึกษา กับ Fang (1986) และ Mazzega and Berge (1994) พบว่ามีค่าใกล้เคียงกัน แต่ Fang (1986) พบจุดแอมพลิโดมิกบริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก ด้วย แต่ Mazzega and Berge (1994) และการศึกษาของ Yanagi et.al (1997) ไม่พบจุดแอมพลิโดมิกบริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก

Choi et.al (1997) ศึกษาเกี่ยวกับการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในทะเลเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ โดยใช้แบบจำลองเชิงตัวเลข (numerical model) วิธีการศึกษาได้แบ่งเป็นน้ำคู่ ใช้องค์ประกอบหลัก 4 ตัวคือ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$  และน้ำเดี่ยว ใช้องค์ประกอบหลัก 4 ตัวคือ  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$  และนำผลที่ได้มาเปรียบเทียบกับค่าจากสถานีวัดระดับน้ำ จาก International Hydrographic Organization (IHO) และ tidal charts รวมถึง Schwiderski Global Ocean Tidal Data (GOTD) จากการศึกษาในครั้งนี้พบว่าองค์ประกอบ  $M_2$  มีจุดแอมพลิโดมิกในอ่าวไทยไม่ตรงกันกับข้อมูลจากดาวเทียม TOPEX/POSEIDON (Mazzega และ Berge, 1994) ส่วนองค์ประกอบ  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$  แสดงการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงคล้ายกันกับองค์ประกอบ  $M_2$  ส่วนองค์ประกอบ  $K_1$  พบว่าเกิดจุดแอมพลิโดมิกในอ่าวไทย นอกจากนี้ได้มีงานวิจัยชิ้นอื่นๆที่ไม่ได้ทำในอ่าวไทย แต่มีวิธีการศึกษาที่ใกล้เคียงกันกับที่ใช้ในอ่าวไทย เช่น Andersen (1998) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวน้ำขึ้นน้ำลงในบริเวณ northwest European shelf โดยใช้ tidal model ซึ่งเป็นลักษณะน้ำตื้น (shallow water) โดยใช้ข้อมูลจากดาวเทียม TOPEX/POSEIDON ใช้องค์ประกอบ  $M_4$ ,  $M_6$ ,  $MS_4$  เป็นตัวแทนบริเวณนี้ และนำผลที่ได้ไปเปรียบเทียบกับข้อมูลระดับน้ำจากสถานีน้ำและจากแบบจำลองเชิงตัวเลข ผลปรากฏว่าค่าองค์ประกอบที่ได้จาก tidal model มีค่าใกล้เคียงกับข้อมูลระดับน้ำจากสถานีน้ำและจากแบบจำลอง

จากการศึกษาระดับและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทย พบว่าที่ผ่านมามีการใช้แบบจำลองเชิงตัวเลขหลายวิธีด้วยกัน ไม่ว่าจะศึกษาในบริเวณอ่าวไทยหรือบริเวณอื่นๆ ซึ่งผลที่ได้ส่วนมากโดยเฉพาะในอ่าวไทยจะมีผลออกมาใกล้เคียงกัน ในการศึกษาครั้งนี้เป็นการศึกษาเกี่ยวกับระดับน้ำและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทย โดยใช้แบบจำลองเชิงตัวเลข 3 มิติ มีสมการจำลองการไหลแบบ 3 มิติ คือ สมการคงมวลของน้ำ (conservation of mass) สมการอนุรักษ์โมเมนตัม (conservation of momentum) โดยประมาณค่าเชิงตัวเลขด้วยวิธี Finite Difference Approximation ใช้ sigma coordinate ในแนวตั้ง ใช้ข้อมูลความลึกและขอบชายฝั่งตามความเป็นจริง (realistic topography) และบังคับระดับน้ำที่ขอบเขตเปิด โดยใช้ค่าองค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลงจาก TOPEX/POSEIDON



สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

## บทที่ 3

### วิธีดำเนินการวิจัย

การศึกษาระดับและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทย ดำเนินการวิจัยตามขั้นตอนการวิจัย โดยใช้แบบจำลองเชิงตัวเลข ซึ่งเป็นสมการจำลองการไหลแบบ 3 มิติ โดยเริ่มทำการศึกษาดังตั้งแต่วันที่ 1 เดือนมกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 เดือนมกราคม พ.ศ. 2545

#### 3.1 แบบจำลองเชิงตัวเลข

แบบจำลองเชิงตัวเลขที่ใช้ในการศึกษานี้มีชื่อว่า Princeton Ocean Model (POM) ซึ่ง George Mellor ศาสตราจารย์จาก Princeton University และ Alan Blumberg ได้ร่วมมือกันพัฒนาแบบจำลองนี้ขึ้นมา ตั้งแต่ประมาณปี ค.ศ. 1987 เป็นสมการจำลองการไหลแบบ 3 มิติ ใช้ sigma coordinate ในแนวตั้ง ใช้ข้อมูลความลึกและขอบชายฝั่งตามความเป็นจริง (realistic topography) เป็นโปรแกรมภาษาฟอร์แทรนที่ใช้ในการคำนวณกระแสน้ำ และปัจจัยทางสมุทรศาสตร์อื่นๆ ที่เกิดจากอิทธิพลของลมเป็นหลัก นอกจากนี้ยังสามารถพยากรณ์ความสูงระดับผิวน้ำ น้ำทะเล อุณหภูมิ และความเค็มของน้ำทะเล

##### 3.1.1 สมการเชิงตัวเลข

สมการเชิงตัวเลขของ POM เป็นแบบ 3 มิติ ซึ่งมีหลักการคำนวณหาค่าตอบเชิงตัวเลข โดยแบบจำลองจะหาค่าตอบของสมการควบคุมการไหลทางอุทกพลศาสตร์ (สมการคงมวลของน้ำและสมการโมเมนตัม) ซึ่งการคำนวณใช้ระบบ Sigma Coordinate  $(x, y, \sigma)$  แทนระบบ Cartesian Coordinate  $(x, y, z)$  โดยการประมาณค่าเชิงตัวเลขด้วยวิธี Finite Difference Approximation การคำนวณจะถูกแบ่งเป็น 2 ส่วน คือ โหมดภายนอก (External Mode) และโหมดภายใน (Internal Mode) โหมดภายนอกจะทำการคำนวณค่าระดับน้ำ (Water Surface Elevation) ด้วยวิธีเชิงตัวเลขแบบ Explicit finite difference scheme จากสมการควบคุมการไหลทางอุทกพลศาสตร์แบบ 2 มิติ จากนั้นค่าระดับน้ำที่คำนวณได้จะถูกแทนที่ในสมการโมเมนตัมเพื่อหาค่าความเร็วเฉลี่ย (Depth-average velocity) การคำนวณในโหมดนี้สมมุติให้แรงเสียดทานที่พื้นท้องทะเลเป็นไปตามกฎกำลังสองของแรงเสียดทาน (Quadratic Drag Law) ในขณะที่โหมดภายในนั้นจะคำนวณค่าผลต่างความเร็วที่ทุกๆระดับความลึก (Velocity Deviations) จากสมการโมเมนตัมด้วยวิธี Implicit finite difference scheme

สมการหลักในแบบจำลองคือ สมการความต่อเนื่อง (Continuity Equation) ใช้คำนวณระดับน้ำ

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad \dots\dots\dots(1)$$

- โดยที่
- $U$  = ความเร็วในแนวแกน  $x$
  - $V$  = ความเร็วในแนวแกน  $y$
  - $\omega$  = ความเร็วในแนวตั้ง (Velocity component normal to sigma surface)
  - $\sigma$  = sigma coordinate ในแนวตั้ง
  - $D \equiv H + \eta$
  - $D$  = ความลึกน้ำทั้งหมด
  - $H$  = ความลึกน้ำ
  - $\eta$  = ระดับน้ำวัดจากระดับน้ำทะเลปานกลาง (surface elevation)

สมการโมเมนตัม (Momentum Equation) ใช้คำนวณความเร็วของกระแสในแนวราบ

$$\begin{aligned} &\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ &+ \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[ \frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$\begin{aligned} &\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \\ &\frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[ \frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(3)$$

- โดยที่
- $f$  = แรงโคลิสโอลิสพารามิเตอร์
  - $\rho_0$  = ความหนาแน่นของน้ำ
  - $\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma}$  = แรงเค้นจากความปั่นป่วนของน้ำ (turbulent stress) ในแนวแกน  $x$
  - $\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma}$  = แรงเค้นจากความปั่นป่วนของน้ำ (turbulent stress) ในแนวแกน  $y$

$$\begin{aligned}
 F_x, F_y &= \text{แรงหนืดในแนวราบ (horizontal viscosity terms)} \\
 g &= \text{ความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก (9.8 m/s}^2\text{)}. \\
 \rho' &= \tilde{\rho} - \rho_{mean} \\
 \rho' &= \text{fluctuating density value} \\
 \tilde{\rho} &= \text{ความหนาแน่นสุทธิ} \\
 \rho_{mean} &= \text{ความหนาแน่นเฉลี่ย}
 \end{aligned}$$

#### สมการอุณหภูมิ (Temperature Equation)

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta U D}{\partial x} + \frac{\partial \theta V D}{\partial y} + \frac{\partial \theta \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right] + F_\theta - \frac{\partial R}{\partial z} \dots\dots\dots(4)$$

โดยที่  $\theta$  = ค่าอุณหภูมิน้ำ  
 $F_\theta$  = การฟุ้งกระจายตัวในแนวราบ (Horizontal diffusion)  
 $K_H$  = การกระจายตัวในแนวตั้ง (Vertical diffusion)  
 $\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma}$  = vertical flux of heat

#### สมการความเค็ม (Salinity Equation)

$$\frac{\partial S D}{\partial t} + \frac{\partial S U D}{\partial x} + \frac{\partial S V D}{\partial y} + \frac{\partial S \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S \dots\dots\dots(5)$$

โดยที่  $S$  = ความเค็ม  
 $F_S$  = การฟุ้งกระจายในแนวราบ (Horizontal diffusion)  
 $\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma}$  = vertical flux of salt

#### สมการพลังงานแบบปั่นป่วน (Turbulent energy equation)

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] + \\
 \frac{2K_M}{D} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] &+ \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_q \dots\dots\dots(6)
 \end{aligned}$$

และ

$$\frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2 l}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial S} \left[ \frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right] + E_1 l \left[ \frac{K_M}{D} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} \right] \tilde{W} - \frac{D q^3}{B_1} + F_l \dots \dots \dots (7)$$

โดยที่  $l$  = ระยะทางของความปั่นป่วน (turbulence length scale)

$q^2$  = สองเท่าของพลังงานจลน์แบบปั่นป่วน  
(twice the turbulence kinetic energy)

$B_1$  = ค่าคงที่ของความปั่นป่วน (16.6)

$K_M$  = ค่าสัมประสิทธิ์ความปั่นป่วน

### 3.1.2 เงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition)

#### 3.1.2.1 เงื่อนไขที่ขอบเขตพื้นผิวและท้องน้ำ (Surface and bottom boundary conditions)

กำหนดให้แรงเฉือนที่ผิวน้ำ (surface stress) มีค่าเท่ากับแรงเฉือนลม (wind stress)

$$\frac{K_M}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (u, v) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_{0x}, \tau_{0y}) \dots \dots \dots (8)$$

โดยที่  $\tau_0 = (\tau_{0x}, \tau_{0y})$  เป็นเวกเตอร์แรงเฉือนลม

$\rho_0$  = ความหนาแน่นของน้ำที่ผิว

แรงเฉือนลมที่ผิวถูกกำหนดโดยกฎสมการกำลังสอง (quadratic drag law)

$$(\tau_{0x}, \tau_{0y}) = \rho_a C_w |W| W, \quad C_w = 0.005 * (1.2 + \sqrt{1 + 0.02 W^2}) \dots \dots (9)$$



โดยที่  $\rho_a$  = ความหนาแน่นของอากาศ  
 $C_w$  = สัมประสิทธิ์แรงจุด (drag coefficient)  
 $W$  = เวกเตอร์ความเร็วลม

แรงเฉือนที่ท้องน้ำ ( $\tau_{bx}, \tau_{by}$ ) ได้ถูกกำหนดด้วย

$$\frac{K_M}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (u, v) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_{bx}, \tau_{by}) \dots \dots \dots (10)$$

โดยที่  $(\tau_{bx}, \tau_{by}) = C_d \sqrt{u^2 + v^2} (u, v) \dots \dots \dots (11)$

$$C_d = \text{MAX} \left[ \frac{k^2}{\left[ \ln \left( \frac{Z_{ab}}{Z_0} \right) \right]^2}, 0.0025 \right] \dots \dots \dots (12)$$

โดยที่  $C_d$  = สัมประสิทธิ์ของแรงเสียดทานที่ท้องน้ำ  
 $k$  = ค่าคงที่ของ Von Karman (เท่ากับ 0.4)  
 $Z_0$  = ความขรุขระของท้องน้ำ  
 $Z_{ab}$  = ความหนาของชั้นขอบ (boundary layer) ที่ท้องน้ำ ( $u_b, v_b$ )

เงื่อนไขที่ขอบเขตพื้นผิว สำหรับความร้อนและความเค็ม ได้ถูกกำหนดโดยอัตราการถ่ายเทของความร้อนที่ผิว  $Q_T$  และอัตราการถ่ายเทของความเค็มที่ผิว  $Q_S$

$$\frac{K_H}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (\theta, S) = (Q_T, Q_S) \dots \dots \dots (13)$$

เงื่อนไขขอบเขตของท้องน้ำของอัตราการถ่ายเทของความร้อนและความเค็มถูกกำหนดให้มีค่าเป็นศูนย์

$$\frac{K_H}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (\theta, S) = 0 \dots \dots \dots (14)$$

เงื่อนไขขอบเขตที่ผิวและท้องน้ำของสมการพลังงานแบบปั่นป่วน (Turbulent energy equation )

$$q^2 l = 0 \quad \text{และ} \quad q^2 = B_1^{2/3} u_{\tau}^2 \quad \text{ที่ผิวน้ำ} \dots\dots\dots(15)$$

$$q^2 l = 0 \quad \text{และ} \quad q^2 = B_1^{2/3} u_{tb}^2 \quad \text{ที่ท้องน้ำ} \dots\dots\dots(16)$$

โดยที่  $u_{\tau}$  และ  $u_{tb}$  = ความเร็วของแรงเสียดทานซึ่งสัมพันธ์กับแรงเฉือนที่ผิวและท้องน้ำ  
 $B_1 = 16.6$  (empirical constant)

### 3.1.2.2 เงื่อนไขขอบเขตชายฝั่ง (Coastal boundary conditions)

กำหนดให้การไหลของมวลน้ำและความเร็วในแนวตั้งฉากกับขอบฝั่งมีค่าเป็นศูนย์ ซึ่งในเทอมของแรงเฉือนประกอบด้วย free-slip condition (ขอบฝั่งไม่ทำให้ความเร็วกระแสน้ำในแนวขนานกับชายฝั่งลดลง) ได้ถูกประยุกต์ใช้บนขอบเขตชายฝั่ง

### 3.1.2.3 เงื่อนไขที่ขอบเขตเปิด (Open boundary conditions)

เนื่องจากระดับน้ำที่ขอบเขตเปิด (I = 1 และ IM, J=1 และ JM) ไม่สามารถคำนวณได้ ดังนั้นจำเป็นต้องมีการระบุรายละเอียด ซึ่งขึ้นอยู่กับเงื่อนไขที่ขอบเขต (boundary condition) ตาม Flathen (1998) radiation condition (ให้คลื่นเคลื่อนที่ได้อย่างอิสระ), โดยกำหนดให้ความเร็วในแนวขนานกับขอบเขตเปิดมีค่าเป็นศูนย์

$$U_n = \hat{U}_n \pm \frac{C}{H} (\eta - \hat{\eta}) \quad , \quad C = \sqrt{gh} \dots\dots\dots(17)$$

โดยที่  $\hat{U}_n$  และ  $\hat{\eta}$  = ข้อมูลนำเข้ากระแสน้ำและระดับน้ำ ซึ่งได้ถูกกำหนดเป็นฟังก์ชันของตำแหน่งและเวลา

โดยสมการที่ใช้ในการคำนวณระดับน้ำขึ้นน้ำลงได้ถูกคำนวณโดยวิธีฮาร์โมนิก (Harmonic Method) ซึ่งแสดงดังรูปแบบ

$$h(t) = \sum A_i \cos[(V_o + u)_i + \sigma_i t - \kappa_i] \dots\dots\dots(18)$$

โดยที่  $A_i$  = ค่าแอมพลิจูด

$$K_i = \text{ค่าเฟส}$$

$$(V_0 + U)_i = \text{node factor}$$

$$\sigma = \text{อัตราการเปลี่ยนแปลงเฟสต่อชั่วโมงทางสุริยคติ}$$

$$\sigma_{K2} = 30.0821 \text{ องศาต่อชั่วโมง}$$

$$\sigma_{S2} = 30.0000 \text{ องศาต่อชั่วโมง}$$

$$\sigma_{M2} = 28.9841 \text{ องศาต่อชั่วโมง}$$

$$\sigma_{N2} = 28.4397 \text{ องศาต่อชั่วโมง}$$

$$\sigma_{K1} = 15.0411 \text{ องศาต่อชั่วโมง}$$

$$\sigma_{P1} = 14.9589 \text{ องศาต่อชั่วโมง}$$

$$\sigma_{O1} = 13.9430 \text{ องศาต่อชั่วโมง}$$

$$\sigma_{Q1} = 13.3986 \text{ องศาต่อชั่วโมง}$$

## 3.2 การดำเนินการศึกษา

### 3.2.1 ขั้นตอนการสร้างแบบจำลองพื้นที่ศึกษา

การทำการศึกษาในเรื่องนี้ ขั้นตอนแรกของการดำเนินการจะต้องมีการเตรียมพื้นที่ที่จะทำการศึกษา เริ่มจากการกำหนดค่าขอบเขต โดยกำหนดค่าละติจูดตั้งแต่ 6 ถึง 14 องศาเหนือ ลองจิจูด 99 ถึง 105 องศาตะวันออก จากนั้นทำการแปลงค่าเป็นจำนวนกริดของแบบจำลองในแนวตะวันออกตะวันตก มีจำนวนกริด 61 กริด และจำนวนกริดของแบบจำลองในแนวเหนือใต้ มีจำนวนกริด 81 กริด ซึ่งจำนวนกริดที่ใช้ในแบบจำลองมีขนาด 61×81 กริด มีอัตราการเพิ่มทุก 0.1 องศา (ประมาณ 11 กิโลเมตร) และเนื่องจากแบบจำลองเป็นแบบ 3 มิติ จึงได้มีการกำหนดจำนวนชั้นของความลึกน้ำ ซึ่งในที่นี้ได้ใช้จำนวนชั้นของความลึกน้ำทั้งหมด 21 ชั้น (ปัทมา สิงห์รักษ์, 2545) โดยมีค่าความหนาเท่ากันทุกชั้นและความหนาจะเปลี่ยนแปลงตามความลึก

### 3.2.2 ข้อมูลทั้งหมดที่ใช้ในการศึกษา

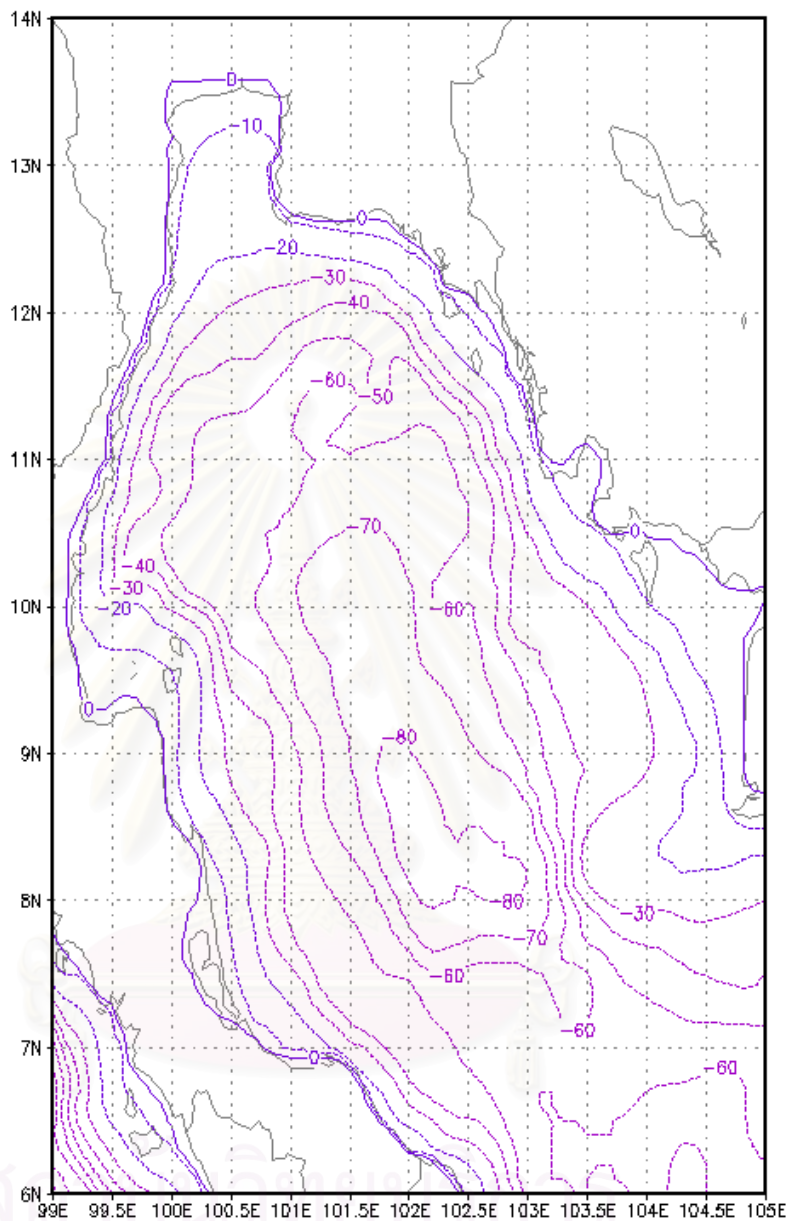
ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษามีดังนี้

3.2.2.1 ข้อมูลขอบฝั่งและความลึกน้ำจากฐานข้อมูล ETOPO5 ดังรูปที่ 3.1

3.2.2.2 ข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำทะเล และความเค็มเฉลี่ยรายฤดูตามความลึก จากฐานข้อมูล LEVITUS

3.2.2.3 ระดับน้ำจากน้ำขึ้นน้ำลงที่ขอบเขตเปิดจากองค์ประกอบน้ำ 8 ตัว

### ETOP05



GRADS: GOLA/IGES

2004-03-16-22:26

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย  
รูปที่ 3.1 ความลึกน้ำจากฐานข้อมูล ETOPO5

กำหนดค่าระดับน้ำและกระแสน้ำที่ขอบเขตเปิดทางด้านทิศตะวันออกกับขอบเขตเปิดทางด้านทิศใต้ โดยนำข้อมูลองค์ประกอบน้ำมาจาก Oregon State University (OSU) Tidal Inversion Software (OTIS) สำหรับ Indonesia Seas เป็น analytical model โดยวิเคราะห์ระดับน้ำจากข้อมูล altimeter มีอัตราการเพิ่มทุก 1/6 องศา ซึ่งอยู่ในรูปแบบค่าคงที่ฮาร์โมนิก (Harmonic Constants) โดยแบบจำลองได้ใช้องค์ประกอบฮาร์โมนิกทั้งหมด 8 องค์ประกอบ เป็นองค์ประกอบน้ำคู่ 4 องค์ประกอบ คือ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$  และองค์ประกอบน้ำเดี่ยว 4 องค์ประกอบ คือ  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$

### 3.2.3 ข้อมูลที่ใช้ในการเปรียบเทียบ

สิ่งสำคัญในการศึกษาแบบจำลอง คือ ความถูกต้องของแบบจำลอง ดังนั้นข้อมูลที่ใช้ในการเปรียบเทียบจึงมีความสำคัญ เพราะจะเป็นตัวตรวจสอบว่าแบบจำลองมีความถูกต้องมากน้อยเพียงใด ข้อมูลที่ใช้ในการเปรียบเทียบในการศึกษาในครั้งนี้ คือ ข้อมูลระดับน้ำจากสถานีวัดระดับน้ำและข้อมูลกระแสน้ำจากทุ่นสำรวจข้อมูลในทะเล

#### 3.2.3.1 ข้อมูลระดับน้ำ

**ข้อมูลระดับน้ำจากสถานีวัดระดับน้ำของกรมอุทกศาสตร์ของกรมการขนส่งทางน้ำและพาณิชยนาวี**

ข้อมูลระดับน้ำจากสถานีวัดระดับน้ำที่ใช้ในการเปรียบเทียบกับข้อมูลระดับน้ำจากแบบจำลองมีทั้งหมด 8 สถานี โดยใช้ข้อมูลจากสถานีวัดระดับน้ำตั้งแต่วันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ทั้งหมด 369 วัน ซึ่งเป็นข้อมูลระดับน้ำรายชั่วโมง โดยนำเอาข้อมูลระดับน้ำจากกรมอุทกศาสตร์ทั้งหมด 4 สถานีคือ สถานีหัวหิน จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ สถานีเกาะหลัก จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ สถานีเกาะมัดโพน จังหวัดชุมพร และสถานีปากแม่น้ำหลังสวน จังหวัดชุมพร และข้อมูลสถานีวัดระดับน้ำจากกรมขนส่งทางน้ำและพาณิชยนาวีซึ่งมีทั้งหมด 4 สถานี สถานีปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ สถานีคลองใหญ่ จังหวัดตราด สถานีแหลมมืองบ จังหวัดตราด และสถานีแหลมสิงห์ จังหวัดจันทบุรี ดังรูปที่ 3.2 (ดังภาคผนวก ข)



### ข้อมูลระดับน้ำจากแบบจำลอง OSU Tidal Model

ข้อมูลระดับน้ำที่ได้จากแบบจำลอง OSU Tidal Model เป็นแบบจำลองที่ทำการคำนวณค่าระดับน้ำที่เกิดจากอิทธิพลของขึ้นน้ำลงเพียงอย่างเดียว ซึ่งได้นำข้อมูลระดับน้ำมาจาก Oregon State University (OSU) Tidal Inversion Software (OTIS) โดยใช้องค์ประกอบฮาร์โมนิกทั้งหมด 8 องค์ประกอบ เป็นองค์ประกอบน้ำคู่ 4 องค์ประกอบ คือ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$  และองค์ประกอบน้ำเดี่ยว 4 องค์ประกอบ คือ  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$  โดยคำนวณค่าระดับน้ำออกมาเป็นรายชั่วโมง

#### 3.2.3.2 ข้อมูลกระแสน้ำ

ข้อมูลกระแสน้ำจากหน่วยงานสำรวจของสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (Geo-Informatics and Space Technology Development Agency ; GISTDA)

ข้อมูลกระแสน้ำที่ใช้ในการเปรียบเทียบ มี 2 สถานี คือข้อมูลสถานีวัดกระแสน้ำจากหุ่นหัวหิน จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ โดยเริ่มใช้ข้อมูลตั้งแต่วันที่ 14 กุมภาพันธ์ ถึง 28 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2544 และข้อมูลสถานีวัดกระแสน้ำจากหุ่นเกาะสี่ขัง จังหวัดชลบุรี เริ่มใช้ข้อมูลตั้งแต่วันที่ 14 กุมภาพันธ์ ถึง 28 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2544 ซึ่งเป็นข้อมูลกระแสน้ำรายชั่วโมง

### ข้อมูลกระแสน้ำจากแบบจำลอง OSU Tidal Model

ข้อมูลกระแสน้ำที่ได้จากแบบจำลอง OSU Tidal Model เป็นแบบจำลองที่ทำการคำนวณค่ากระแสน้ำที่เกิดจากอิทธิพลของขึ้นน้ำลงเพียงอย่างเดียว ซึ่งได้นำข้อมูลระดับน้ำมาจาก Oregon State University (OSU) Tidal Inversion Software (OTIS) โดยใช้องค์ประกอบฮาร์โมนิกทั้งหมด 8 องค์ประกอบ เป็นองค์ประกอบน้ำคู่ 4 องค์ประกอบ คือ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$  และองค์ประกอบน้ำเดี่ยว 4 องค์ประกอบ คือ  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$  โดยคำนวณค่ากระแสน้ำออกมาเป็นรายชั่วโมง

### 3.2.4 ขั้นตอนการดำเนินการศึกษา

3.2.4.1 คำนวณค่าระดับน้ำและกระแสน้ำจากแบบจำลอง โดยใช้ข้อมูลระดับน้ำจากน้ำขึ้นน้ำลง ข้อมูลขอบฝั่งและความลึกน้ำ และข้อมูลอุณหภูมิน้ำทะเล และความเค็มเฉลี่ยรายฤดู เริ่มทำการคำนวณตั้งแต่วันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง 4 มกราคม พ.ศ. 2545 แสดงค่าทุก 1 ชั่วโมง เป็นเวลา 369 วัน

3.2.4.2 ทำการเปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองกับระดับน้ำจริงจากสถานีวัดของกรมอุทกศาสตร์กับสถานีวัดของกรมการขนส่งทางน้ำและพาณิชยนาวี

3.2.4.3 ทำการเปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองกับระดับน้ำที่ได้จากการคำนวณจาก OSU Tidal Model

3.2.4.4 ทำการวิเคราะห์ระดับน้ำจากแบบจำลองโดยใช้วิธีการวิเคราะห์ฮาร์โมนิก (Tidal Harmonic Analysis) เพื่อทำการหาค่าแอมพลิจูดกับเฟสของแต่ละองค์ประกอบ โดยมีองค์ประกอบน้ำคู่ 4 องค์ประกอบ คือ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$  และ  $N_2$  และองค์ประกอบน้ำเดี่ยว 4 องค์ประกอบ คือ  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$  และ  $Q_1$  จากนั้นนำค่าแอมพลิจูดกับเฟสของแต่ละองค์ประกอบที่ได้จากแบบจำลองมาเปรียบเทียบกับค่าที่คำนวณได้จากข้อมูลระดับน้ำจากสถานีน้ำ

3.2.4.5 ทำการเปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำรายชั่วโมงที่คำนวณได้จากแบบจำลองกับกระแสน้ำจริงจากทุ่นลอย

3.2.4.6 ทำการเปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำรายชั่วโมงที่คำนวณได้จากแบบจำลองกับกระแสน้ำที่ได้จากการคำนวณจาก OSU Tidal Model

3.2.4.7 ทำการจำลองการไหลเวียนของน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลง โดยนำค่าแอมพลิจูดกับเฟสที่ได้จากแบบจำลอง มาศึกษาว่าแบบจำลองสามารถจำลองระบบแอมฟิโตรมิกในอ่าวไทย เหมือนกับผลการศึกษานักวิจัยอื่นๆหรือไม่



## บทที่ 4

### ผลการทดลองและวิจารณ์ผล

#### 4.1 การตรวจสอบความถูกต้อง (Verified) ของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์

การตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีความสำคัญเป็นอย่างมากในการทำการศึกษ เพราะจะเป็นตัวตรวจสอบว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีความน่าเชื่อถือมากน้อยเพียงใด ซึ่งผลของการคำนวณแบบจำลองอุทกพลศาสตร์จะมีความถูกต้องได้นั้นขึ้นอยู่กับองค์ประกอบหลายส่วนด้วยกัน ไม่ว่าจะเป็นข้อมูลนำเข้า การเลือกใช้แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ให้เหมาะสมกับพื้นที่ที่จะทำการศึกษา และข้อมูลที่ใช้ในการเปรียบเทียบ

ในการศึกษาครั้งนี้มีการเปรียบเทียบผลจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับข้อมูลการตรวจวัดดังนี้

1. เปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับระดับน้ำจริงจากสถานีวัดระดับน้ำของกรมอุทกศาสตร์ ทั้งหมด 4 สถานี (สถานีหัวหิน จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ สถานีเกาะหลัก จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ สถานีเกาะมัดโพธิ์ จังหวัดชุมพร และสถานีปากน้ำหลังสวน จังหวัดชุมพร)

2. เปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับระดับน้ำจริงจากสถานีวัดระดับน้ำของกรมการขนส่งทางน้ำและพาณิชยนาวี ทั้งหมด 4 สถานี (สถานีปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ สถานีคลองใหญ่ จังหวัดตราด สถานีแหลมมอญ จังหวัดตราด และสถานีแหลมสิงห์ จังหวัดจันทบุรี)

3. เปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model จาก Oregon State University (OSU) Tidal Inversion Software (OTIS) สำหรับ Indonesia Seas แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ใช้องค์ประกอบหลักทั้งหมด 8 องค์ประกอบ เช่นเดียวกับ POM เป็นองค์ประกอบน้ำคู่ 4 องค์ประกอบ คือ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$  องค์ประกอบน้ำเดี่ยว 4 องค์ประกอบ คือ  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$

4. เปรียบเทียบกระแสน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับข้อมูลกระแสน้ำที่ศูนย์สำรวจสมุทรศาสตร์และอุทุนิยมวิทยา ซึ่งอยู่ในความดูแลของสำนักสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศ และภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) GISTDA ทั้งหมด 2 สถานี (สถานีเกาะสีชัง สถานีหัวหิน)

5. เปรียบเทียบกระแสน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model จาก Oregon State University (OSU) Tidal Inversion Software (OTIS) สำหรับ Indonesia Seas แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ใช้องค์ประกอบหลักทั้งหมด 8 องค์ประกอบ เช่นเดียวกัน POM เป็นองค์ประกอบน้ำคู่ 4 องค์ประกอบ คือ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$  องค์ประกอบน้ำเดี่ยว 4 องค์ประกอบ คือ  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$



สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

#### 4.1.1 ผลการเปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับระดับน้ำจริงจาก สถานีวัดระดับน้ำของกรมอุทกศาสตร์และสถานีวัดระดับน้ำของกรมการขนส่งทางน้ำและพาณิชยนาวี

จากรูปที่ 4.1 (ก) เปรียบเทียบค่าระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงคลองใหญ่ พบว่าในเดือนมกราคมเฟสที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีเฟสช้ากว่าเฟสที่ได้จากระดับน้ำจริงประมาณ 1 ชั่วโมงและแอมพลิจูดที่ได้จากระดับน้ำจริงมีขนาดใหญ่กว่าแอมพลิจูดที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เล็กน้อย ส่วนผลการเปรียบเทียบระดับน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดในเดือนอื่นๆ พบว่าในเดือนกุมภาพันธ์มีค่าแอมพลิจูดใกล้เคียงกัน แต่ช่วงน้ำตายค่าแอมพลิจูดจากสถานีวัดมีค่าสูงกว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ ค่าเฟสที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีเฟสช้ากว่าประมาณ 1-2 ชั่วโมง ในเดือนมีนาคมค่าแอมพลิจูดจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีค่าต่ำกว่าสถานีวัดช่วงชั่วโมงที่ 96-240 ชั่วโมง อยู่ประมาณ 10-30 เซนติเมตร และมีค่าแอมพลิจูดจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีค่าสูงกว่าสถานีวัดช่วงชั่วโมงที่ 432-480 ชั่วโมง อยู่ประมาณ 5-20 เซนติเมตร ค่าเฟสในช่วงน้ำเกิดมีเฟสช้ากว่าประมาณ 1-2 ชั่วโมง ส่วนช่วงน้ำตายค่าระดับน้ำจากสถานีวัดเป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำผสม ส่วนค่าจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดียว ในช่วงเดือนเมษายนเฟสจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีค่าเฟสช้ากว่าสถานีวัดอยู่ประมาณ 2 ชั่วโมง ส่วนค่าแอมพลิจูดในช่วงชั่วโมงที่ 408-528 ชั่วโมงมีค่าแอมพลิจูดจากสถานีวัดต่ำกว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ประมาณ 20-40 เซนติเมตร ในเดือนพฤษภาคมค่าแอมพลิจูดจากสถานีวัดมีขนาดใหญ่กว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ และมีเฟสต่างกันประมาณ 2-3 ชั่วโมง ในเดือนมิถุนายนค่าแอมพลิจูดชั่วโมงที่ 96-240 ชั่วโมง กับชั่วโมงที่ 576-624 ชั่วโมง พบว่ามีค่าแอมพลิจูดจากสถานีวัดมีขนาดต่ำกว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ ในเดือนกรกฎาคมค่าแอมพลิจูดที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีค่าเรณัจน้ำอยู่ในช่วงที่แตกต่างกัน คือค่าเรณัจน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีค่าอยู่ในช่วงประมาณ -0.6 ถึง 0.6 เมตร และเรณัจน้ำจากสถานีวัดมีค่าอยู่ในช่วงประมาณ -1.0 ถึง 0.6 เมตร ค่าเฟสที่ได้ในช่วงน้ำเกิดมีค่าใกล้เคียงกัน แต่ในช่วงน้ำตายค่าเฟสที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีค่าเฟสช้ากว่าสถานีวัดประมาณ 2-3 ชั่วโมง ในเดือนสิงหาคมค่าแอมพลิจูดจากสถานีวัดมีขนาดเล็กกว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ ส่วนค่าเฟสที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีเฟสช้ากว่าสถานีวัดอยู่ประมาณ 1-2 ชั่วโมง ในเดือนกันยายนค่าแอมพลิจูดจากสถานีวัดมีขนาดเล็กกว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ ส่วนค่าเฟสที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีเฟสช้ากว่าสถานีวัดอยู่ประมาณ 1-2 ชั่วโมง ในช่วงน้ำตายค่าระดับน้ำที่ได้เป็นน้ำขึ้น

น้ำลงชนิดคู่ส่วนค่าจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดียว ในเดือนตุลาคม ช่วงชั่วโมงที่ 0-144 ชั่วโมงค่าระดับน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดียว แต่ค่าระดับน้ำของสถานีวัดเป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำคู่ ค่าแอมพลิจูดในช่วงชั่วโมงที่ 240-366 ชั่วโมง พบว่าค่าแอมพลิจูดจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีขนาดใหญ่กว่าสถานีวัด ส่วนชั่วโมงที่ 480-576 ชั่วโมง พบว่าค่าแอมพลิจูดจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีขนาดเล็กกว่าระดับน้ำจริง ค่าเฟสที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีเฟสช้ากว่าสถานีวัดอยู่ประมาณ 2 ชั่วโมง ในเดือนพฤศจิกายนค่าแอมพลิจูดโดยรวมจากสถานีวัดมีขนาดใหญ่กว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ ค่าเฟสที่ได้ช่วงน้ำเกิดพบว่าค่าเฟสจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีเฟสช้ากว่าประมาณ 2 ชั่วโมง แต่ในช่วงน้ำตายเฟสที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีเฟสช้ากว่าประมาณ 3-5 ชั่วโมง ในเดือนธันวาคมค่าแอมพลิจูดโดยรวมจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีขนาดเล็กกว่าสถานีวัด ค่าเฟสที่ได้มีเฟสช้ากว่าประมาณ 1 ชั่วโมง

รูปที่ 4.1 (ข) สถานีวัดระดับน้ำแหลมงอบพบว่าค่าเฟสที่ได้มีเฟสใกล้เคียงกันในเดือนมกราคมถึงเดือนมีนาคม เดือนกรกฎาคม เดือนพฤศจิกายน และเดือนธันวาคม ส่วนในเดือนอื่นๆ พบว่าค่าเฟสช้ากว่าระดับน้ำจริงอยู่ประมาณ 1 ชั่วโมง ค่าแอมพลิจูดมีค่าใกล้เคียงกันในเดือนมกราคมเดือนกุมภาพันธ์เดือนพฤศจิกายนและเดือนธันวาคม ส่วนในเดือนอื่นๆพบว่าแอมพลิจูดจากระดับน้ำจริงมีค่าต่ำกว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์

รูปที่ 4.1 (ค) สถานีวัดระดับน้ำแหลมสิงห์ พบว่าค่าเฟสใกล้เคียงกันทุกเดือนยกเว้นในเดือนเมษายนมีค่าเฟสช้ากว่าระดับน้ำจริงอยู่ประมาณ 1 ชั่วโมง ค่าแอมพลิจูดมีค่าใกล้เคียงกันในเดือนมกราคม เดือนกุมภาพันธ์ และเดือนธันวาคม ส่วนแอมพลิจูดในเดือนอื่นๆพบว่าค่าแอมพลิจูดมีค่าต่างกันประมาณ 10-30 เซนติเมตร

รูปที่ 4.1 (ง) สถานีวัดระดับน้ำหัวหิน พบว่าเฟสใกล้เคียงกันในเดือนมกราคม เดือนกุมภาพันธ์ เดือนกรกฎาคม และเดือนสิงหาคม ส่วนเดือนอื่นๆค่าเฟสช้ากว่าระดับน้ำจริงอยู่ประมาณ 1 ชั่วโมง นอกจากนี้ในช่วงน้ำตายค่าระดับน้ำขึ้นน้ำลงจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดียว แต่จากระดับน้ำจริงเป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำคู่ ส่วนค่าแอมพลิจูดมีค่าต่างกันประมาณ 10-40 เซนติเมตร

รูปที่ 4.1 (จ) สถานีวัดระดับน้ำปราณบุรี พบว่าเฟสใกล้เคียงกันในเดือนมกราคมถึงเดือนมีนาคม และเดือนมิถุนายนถึงเดือนสิงหาคม ส่วนเดือนอื่นๆค่าเฟสช้ากว่าระดับน้ำจริงอยู่

ประมาณ 1-2 ชั่วโมง นอกจากนี้ในช่วงน้ำตายค่าระดับน้ำขึ้นน้ำลงจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ เป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดี่ยว ส่วนค่าแอมพลิจูดมีค่าต่างกันประมาณ 10-40 เซนติเมตร

รูปที่ 4.1 (ฉ) สถานีวัดระดับน้ำเกาะหลัก พบว่าเฟสมีค่าใกล้เคียงกันเกือบทุกเดือนยกเว้น เดือนเมษายนกับเดือนพฤษภาคมมีค่าเฟสช้ากว่าระดับน้ำจริงอยู่ประมาณ 1 ชั่วโมง ส่วนค่าแอมพลิจูดมีค่าต่างกันประมาณ 10-30 เซนติเมตร

รูปที่ 4.1 (ช) สถานีวัดระดับน้ำมัดโพน ค่าเฟสที่ได้มีเฟสใกล้เคียงกันในเดือนมกราคมถึงเดือนมีนาคมกับเดือนมิถุนายนถึงเดือนสิงหาคม ส่วนเดือนอื่นๆค่าเฟสช้ากว่าระดับน้ำจริงอยู่ประมาณ 1 ชั่วโมง แอมพลิจูดจากระดับน้ำจริงมีค่าสูงกว่าในเดือนมกราคม เดือนกุมภาพันธ์ เดือนพฤศจิกายน และเดือนธันวาคมอยู่ประมาณ 10-40 เซนติเมตร แอมพลิจูดจากระดับน้ำจริงมีค่าต่ำกว่าในเดือนพฤษภาคมถึงเดือนสิงหาคมอยู่ประมาณ 10-30 เซนติเมตร

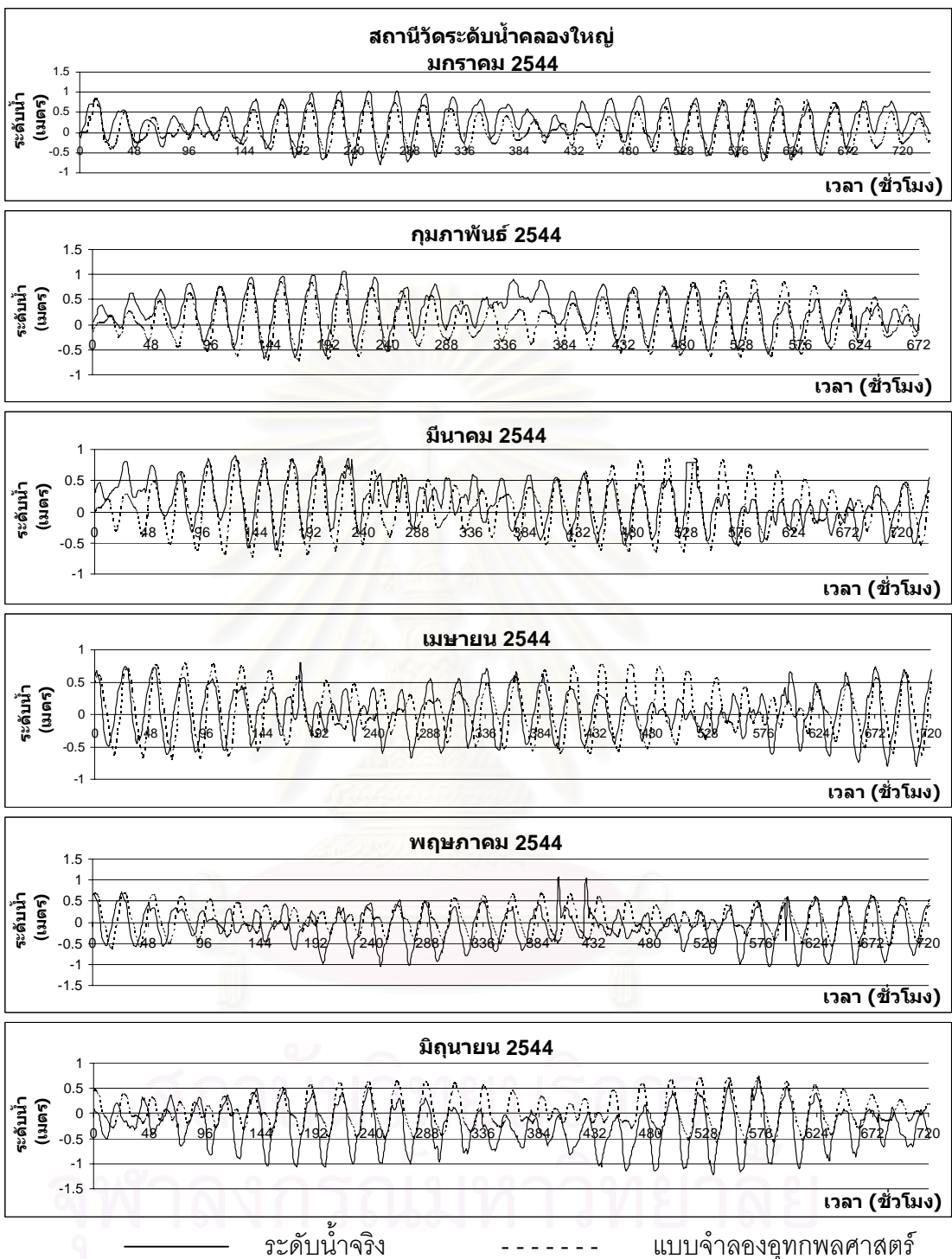
รูปที่ 4.1 (ซ) สถานีวัดระดับน้ำปากน้ำหลังสวน ค่าเฟสที่ได้มีเฟสใกล้เคียงกันในเดือนมกราคมถึงเดือนมีนาคมกับเดือนมิถุนายนเดือนกรกฎาคมเดือนกันยายนและเดือนธันวาคม ส่วนเดือนอื่นๆค่าเฟสช้ากว่าระดับน้ำจริงอยู่ประมาณ 1 ชั่วโมง แอมพลิจูดจากระดับน้ำจริงมีขนาดใหญ่กว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ทุกเดือน

จากผลการเปรียบเทียบแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับระดับน้ำจริงทั้ง 8 สถานีวัด พบว่าโดยรวมแล้วแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีการคำนวณได้ถูกต้องในระดับหนึ่ง แต่มีเพียงบางสถานีวัดที่แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ให้ผลการคำนวณไม่ดีนัก กล่าวคือสถานีวัดหัวหินกับสถานีวัดปรานบุรีพบว่าผลที่คำนวณได้เมื่อเทียบกับระดับน้ำจริงมีชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงต่างกันทั้งนี้อาจเกิดเนื่องจากค่าสถานีวัดทั้ง 2 สถานีตั้งอยู่บริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก ซึ่งแบบจำลองอุทกพลศาสตร์อาจจะมีการคำนวณผิดพลาดได้ และนอกจากนี้ค่าความลึกน้ำที่ใช้จากฐานข้อมูล ETOPO5 สำหรับบริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก มีค่าความลึกน้ำไม่เหมือนของจริง (รูปดังภาคผนวก ค) ดังนั้นจึงอาจเป็นอีกเหตุผลหนึ่งที่ทำให้การคำนวณระดับน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เกิดความผิดพลาด ส่วนผลการเปรียบเทียบกับสถานีวัดระดับน้ำอื่น ๆ นั้นพบว่ามีบางเดือนที่ค่าเฟสที่ได้มีค่าช้ากว่าระดับน้ำจริงอยู่ประมาณ 1 ชั่วโมงและค่าแอมพลิจูดมีค่าต่างกันทั้งนี้อาจเกิดเนื่องจากค่าละติจูดลองจิจูดที่ใช้ในการคำนวณมีค่าไม่ตรงกับสถานีวัดจริงสาเหตุเป็นเพราะว่าค่าสถานีวัดระดับน้ำบางสถานีไม่ได้อยู่ในอ่าวไทยแต่อยู่ในแม่น้ำดังนั้นแบบจำลองอุทกพลศาสตร์จึงจำเป็นต้องเลือกจุดที่ใกล้เคียงกับสถานีวัดจริงมากที่สุด

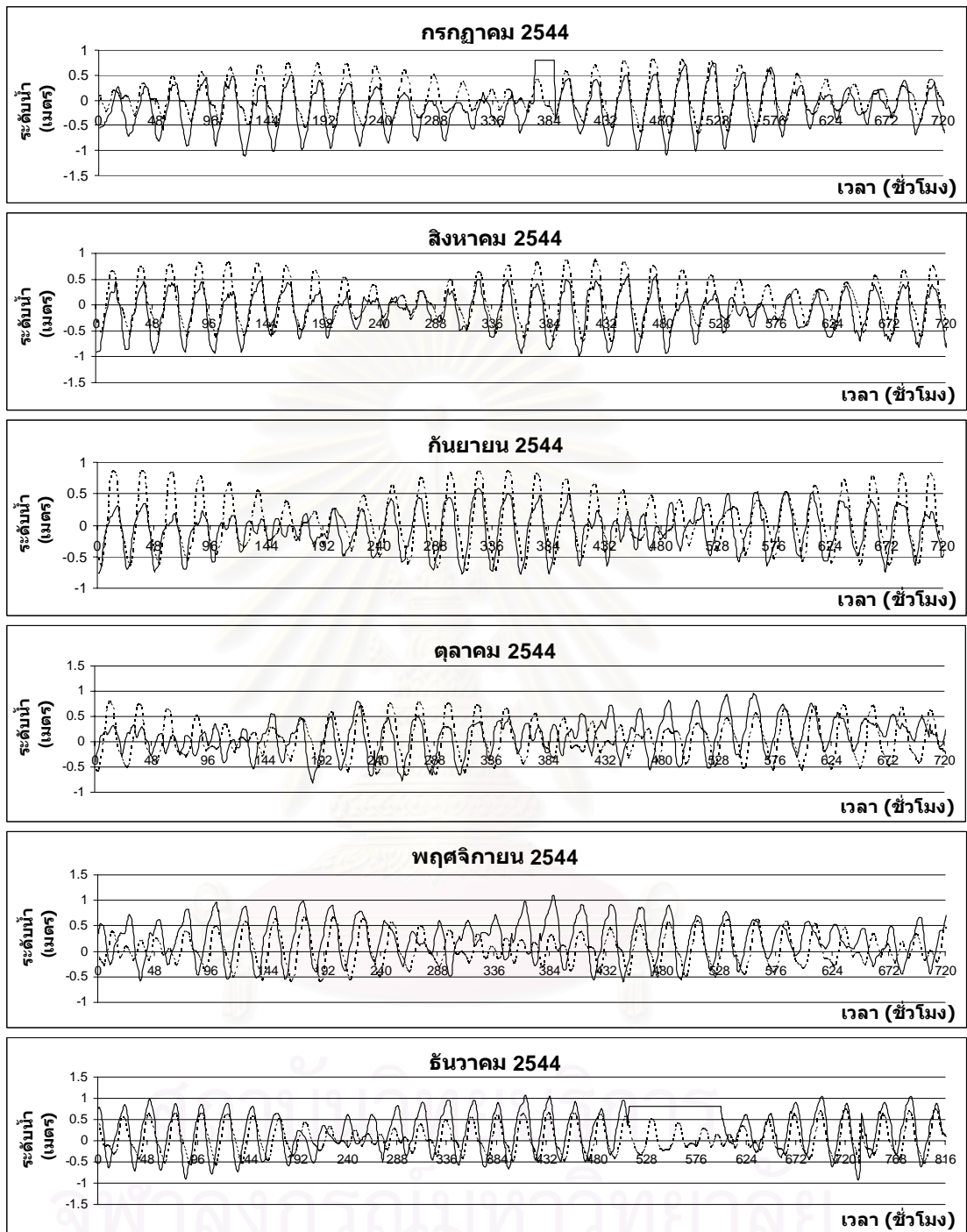
จากตาราง 4.1 แสดงสัดส่วน Form number ของน้ำจากสถานีวัดทั้ง 8 สถานี พบว่าชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงของน้ำ 6 สถานีเป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดี่ยว คือ สถานีวัดคลองใหญ่ สถานีวัดแหลมงอบ สถานีวัดแหลมสิงห์ สถานีวัดหัวหิน สถานีวัดปราณบุรี สถานีวัดเกาะหลัก สถานีวัดมัตโพน และสถานีวัดปากน้ำหลังสวน มีเพียงสถานีวัดปราณบุรีและสถานีวัดหัวหิน ซึ่งมีชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงเป็นน้ำผสม น้ำขึ้นน้ำลงจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ เป็นน้ำเดี่ยวทั้ง 8 แห่ง



สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



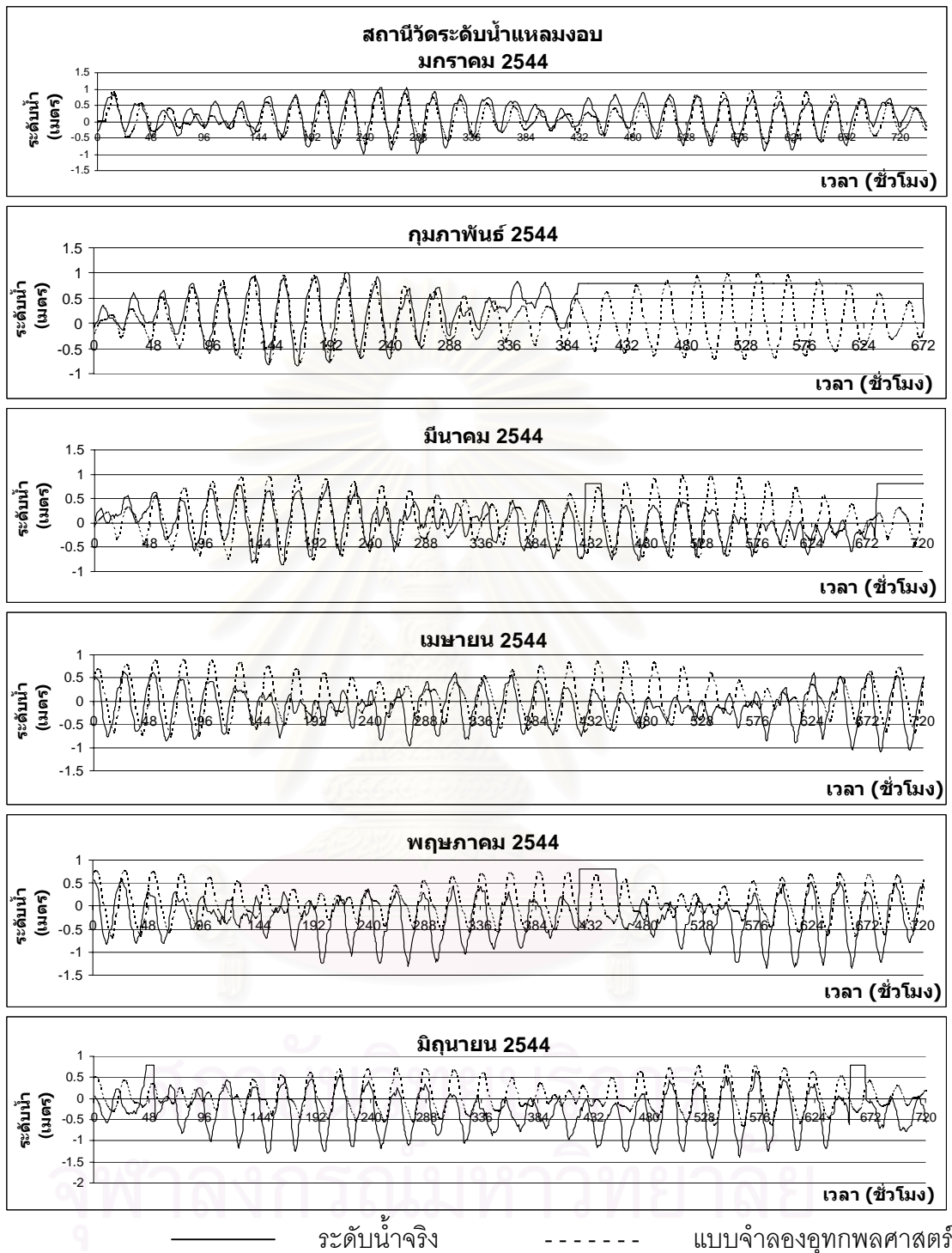
**รูปที่ 4.1 (ก)** เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดระดับน้ำ  
 ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ.2544 ถึง 4 มกราคม พ.ศ.2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำคลอง  
 ใหญ่ จังหวัดตราด



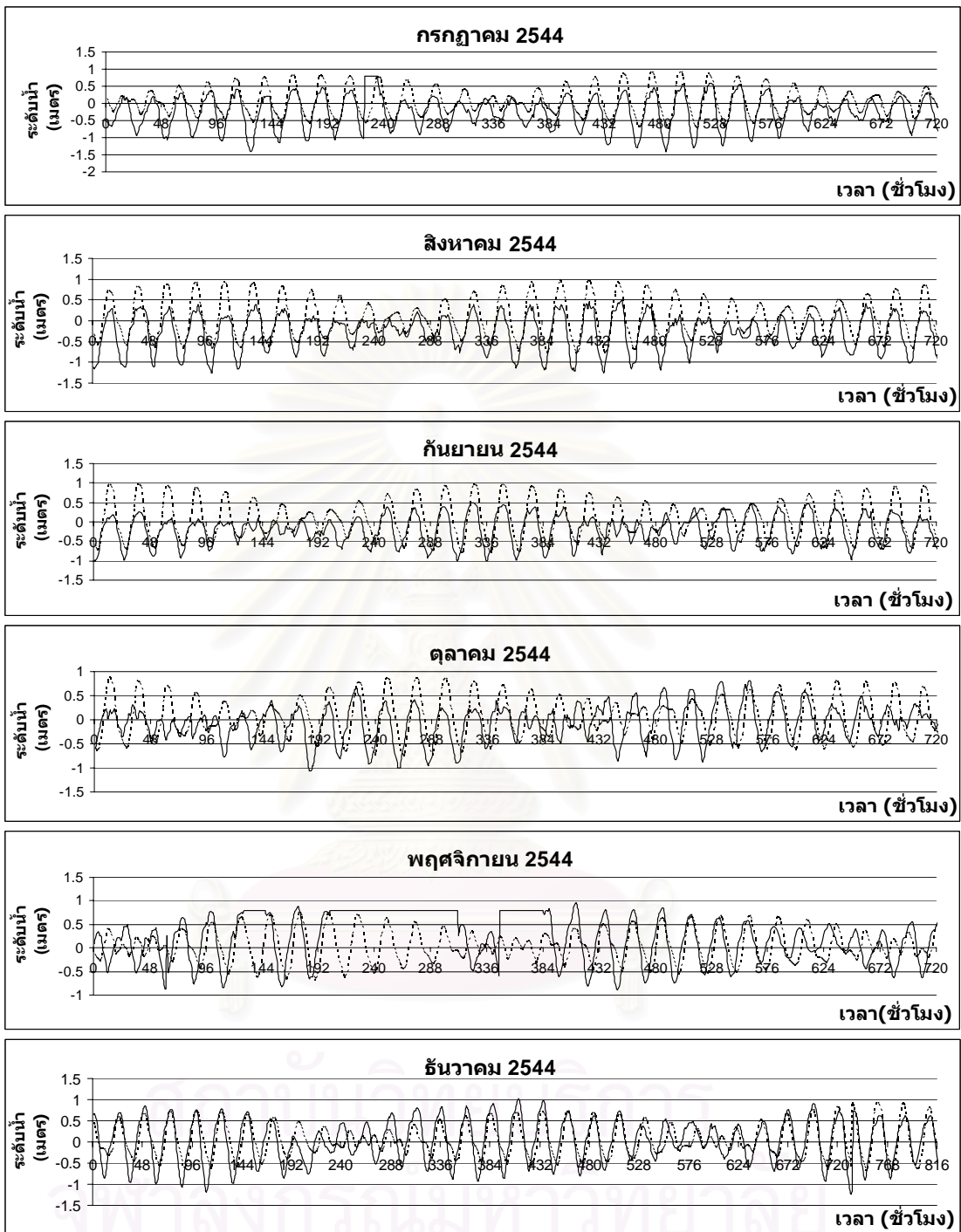
————— ระดับน้ำจริง                      - - - - - แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

รูปที่ 4.1 (ก) (ต่อ)



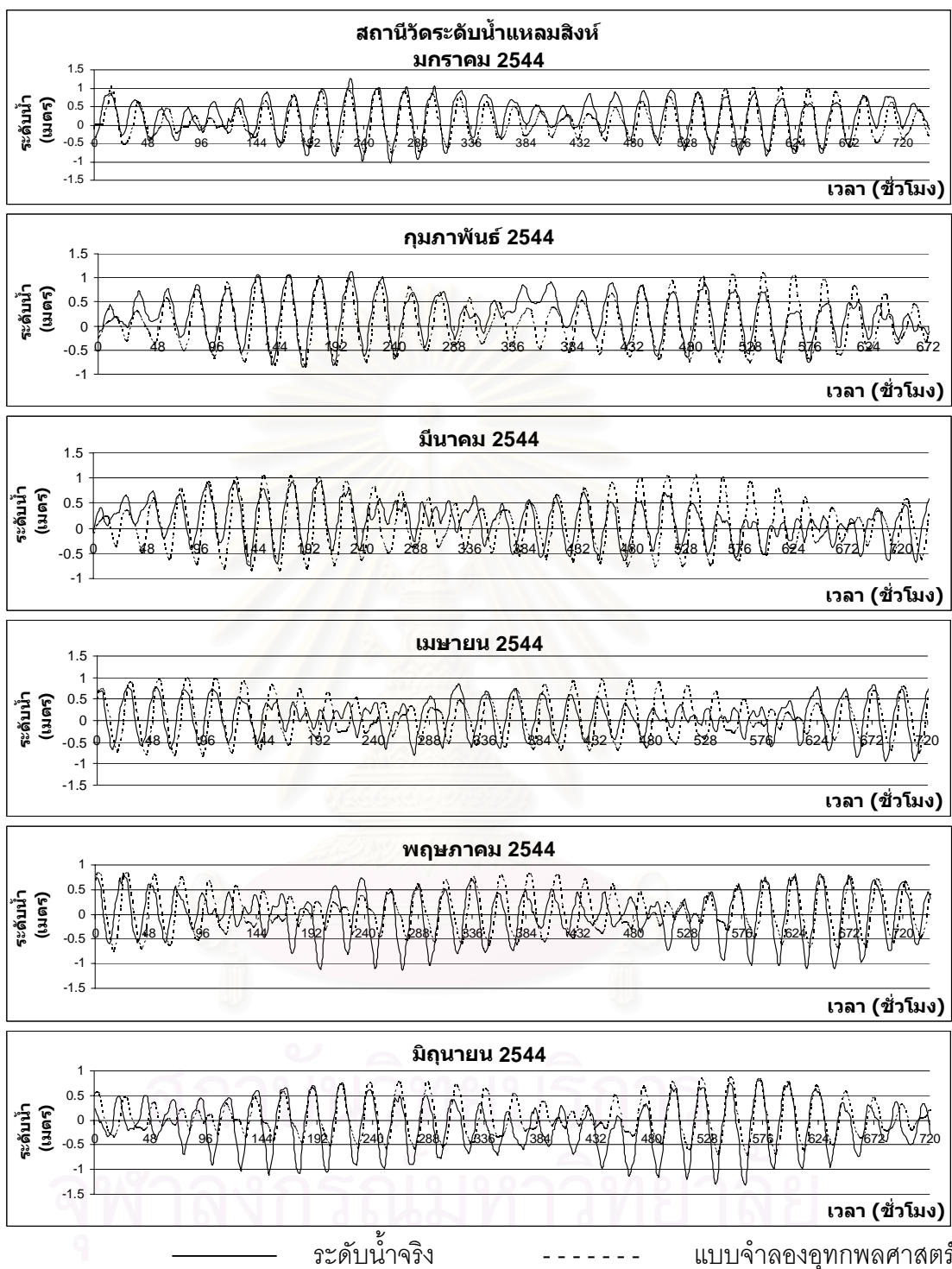


รูปที่ 4.1 (ข) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดระดับน้ำช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ.2544 ถึง 4 มกราคม พ.ศ.2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงแหลมฉบัง จังหวัดตราด

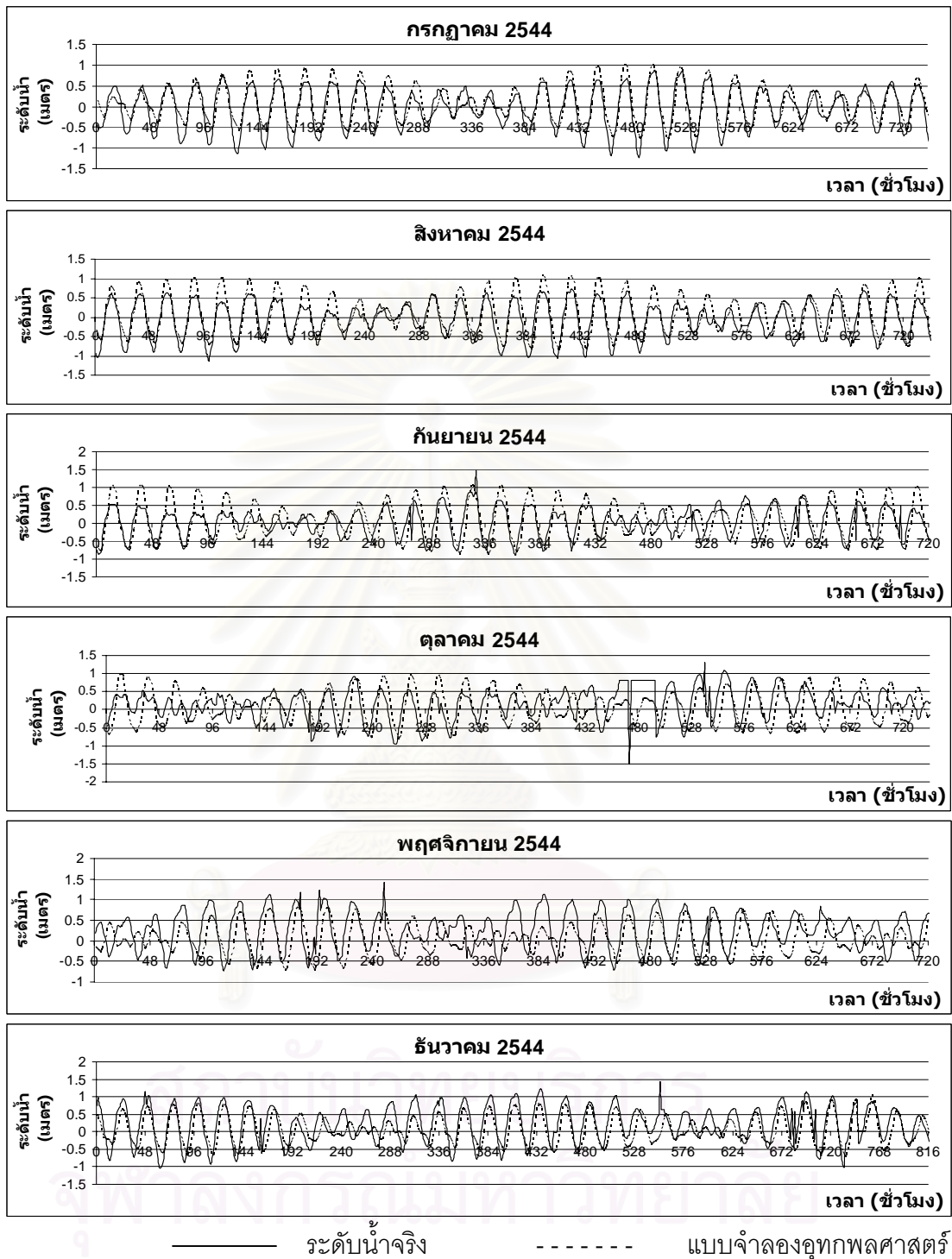


————— ระดับน้ำจริง      - - - - - แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

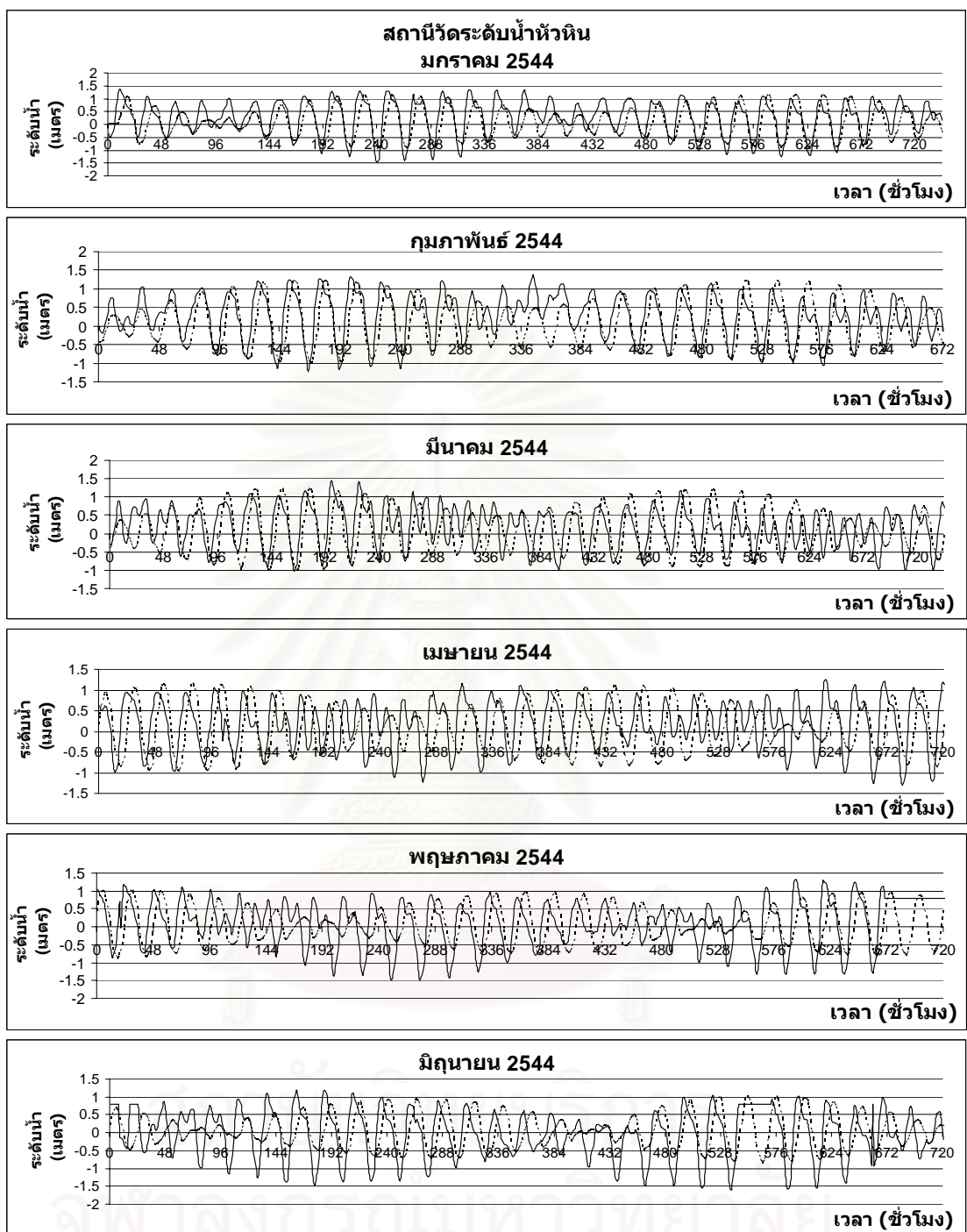
รูปที่ 4.1 (ข) (ต่อ)



**รูปที่ 4.1 (ค)** เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดระดับน้ำช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ.2544 ถึง 1 มกราคม พ.ศ.2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงแหลมสิงห์ จังหวัดจันทบุรี

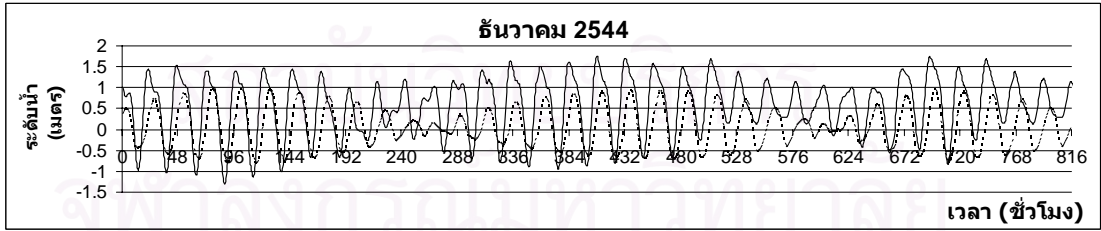
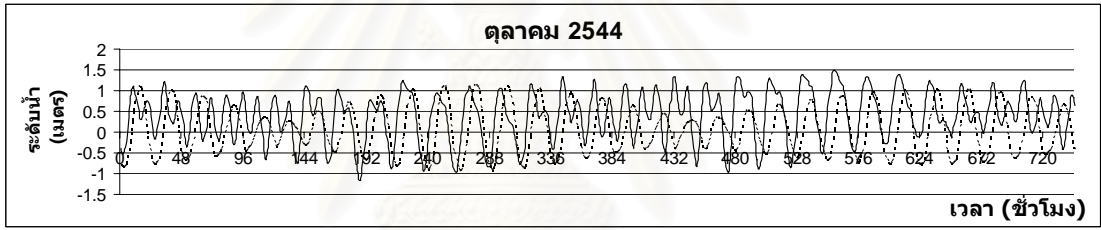
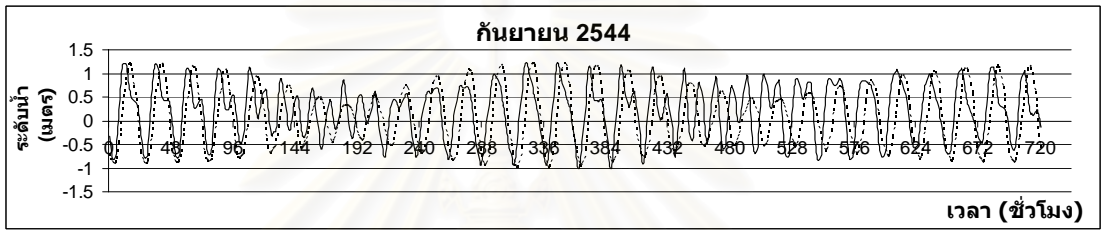
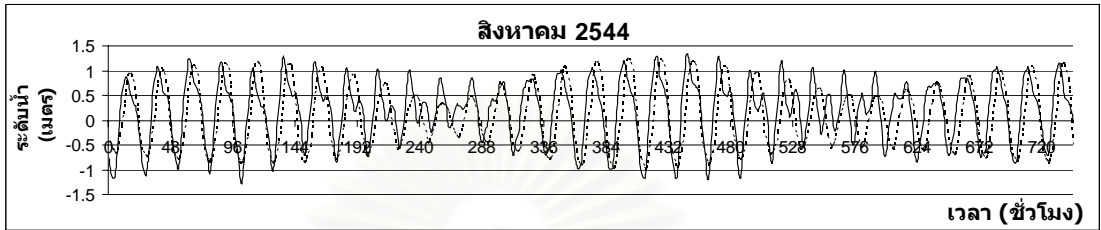
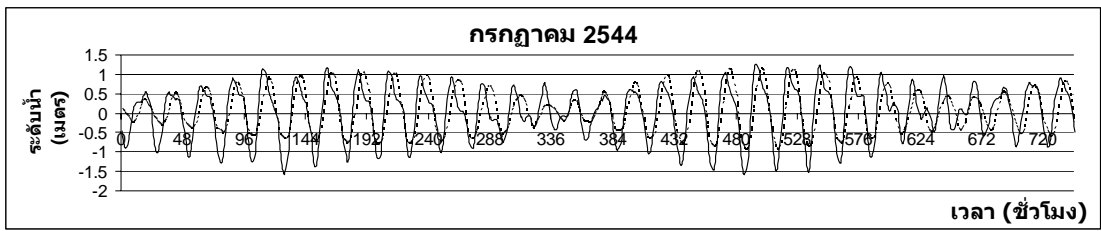


รูปที่ 4.1 (ค) (ต่อ)



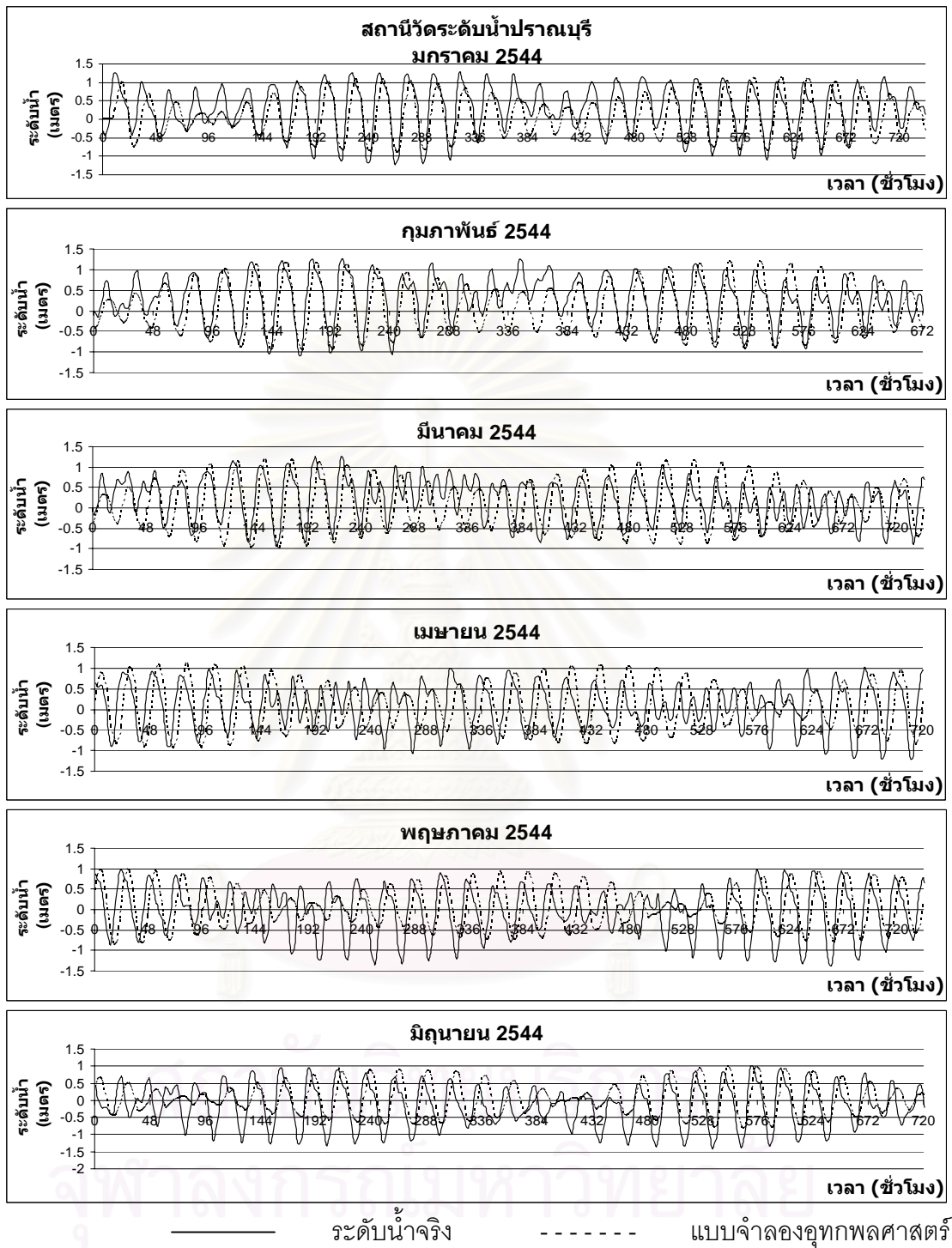
————— ระดับน้ำจริง                      - - - - - แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

รูปที่ 4.1 (ง) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดระดับน้ำ ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ.2544 ถึง 4 มกราคม พ.ศ.2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลง หัวหิน จังหวัดประจวบคีรีขันธ์

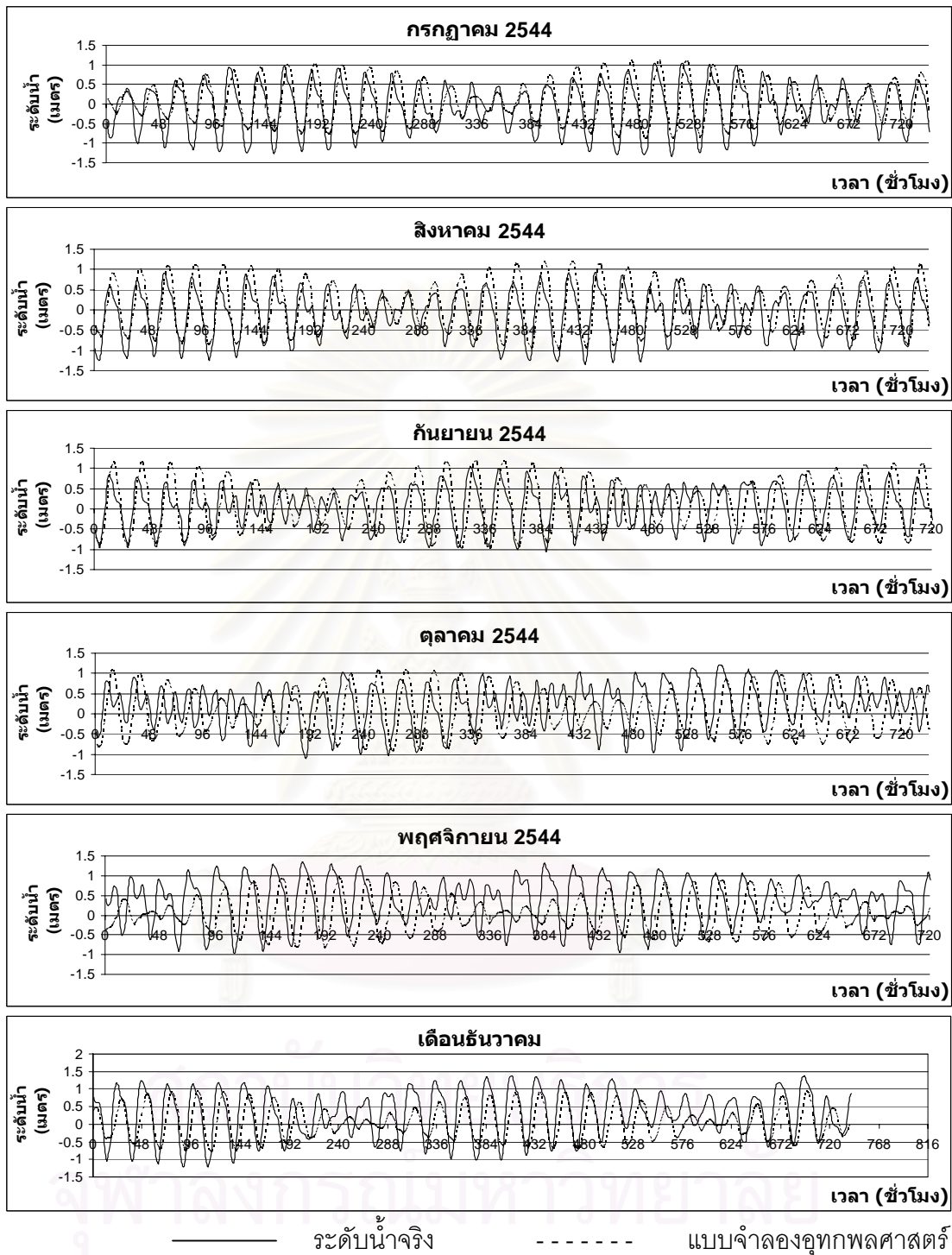


ระดับน้ำจริง
     
 
 แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

รูปที่ 4.1 (ง) (ต่อ)

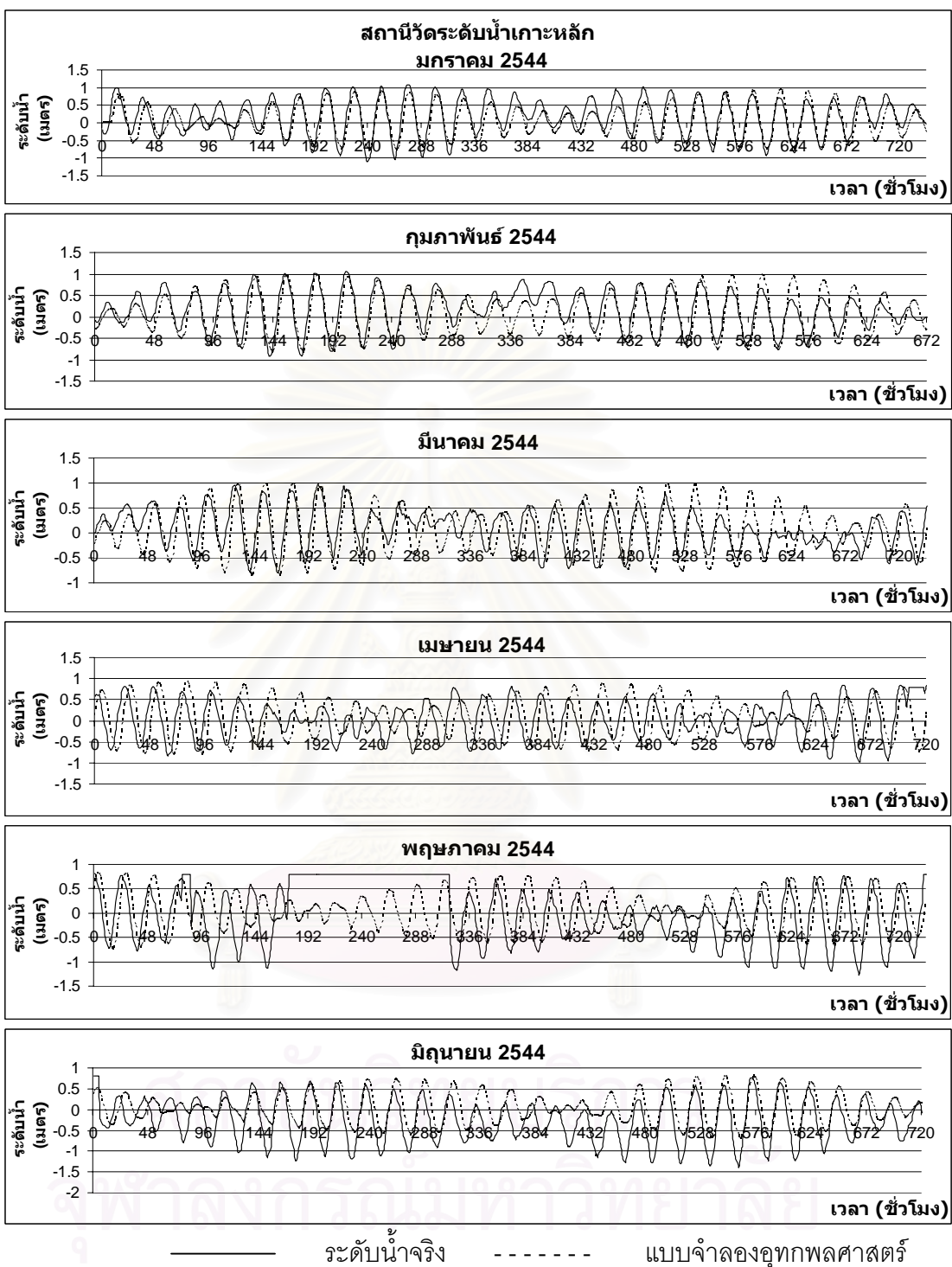


รูปที่ 4.1 (จ) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดระดับน้ำ ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ.2544 ถึง 4 มกราคม พ.ศ.2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์

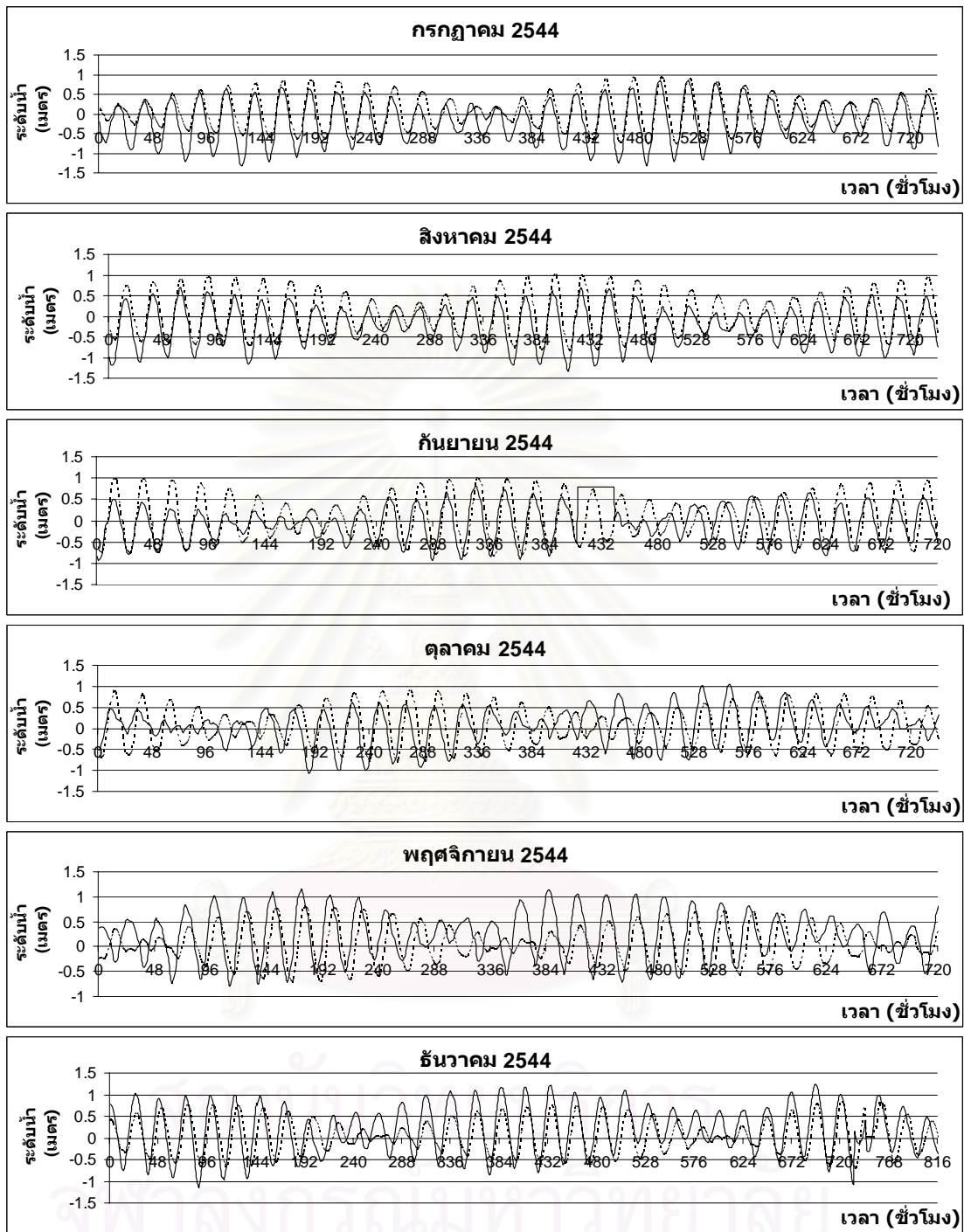


รูปที่ 4.1 (จ) (ต่อ)

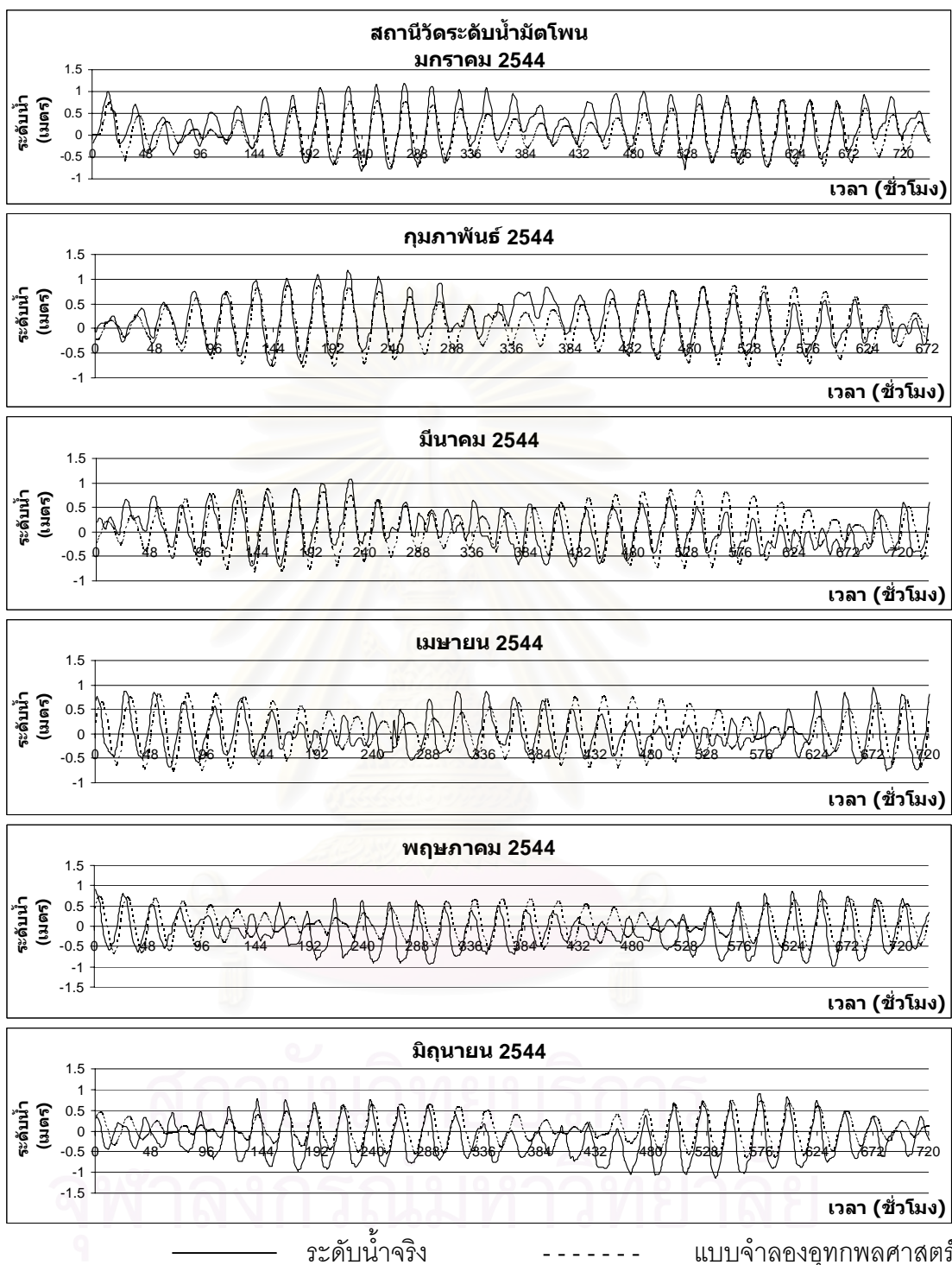




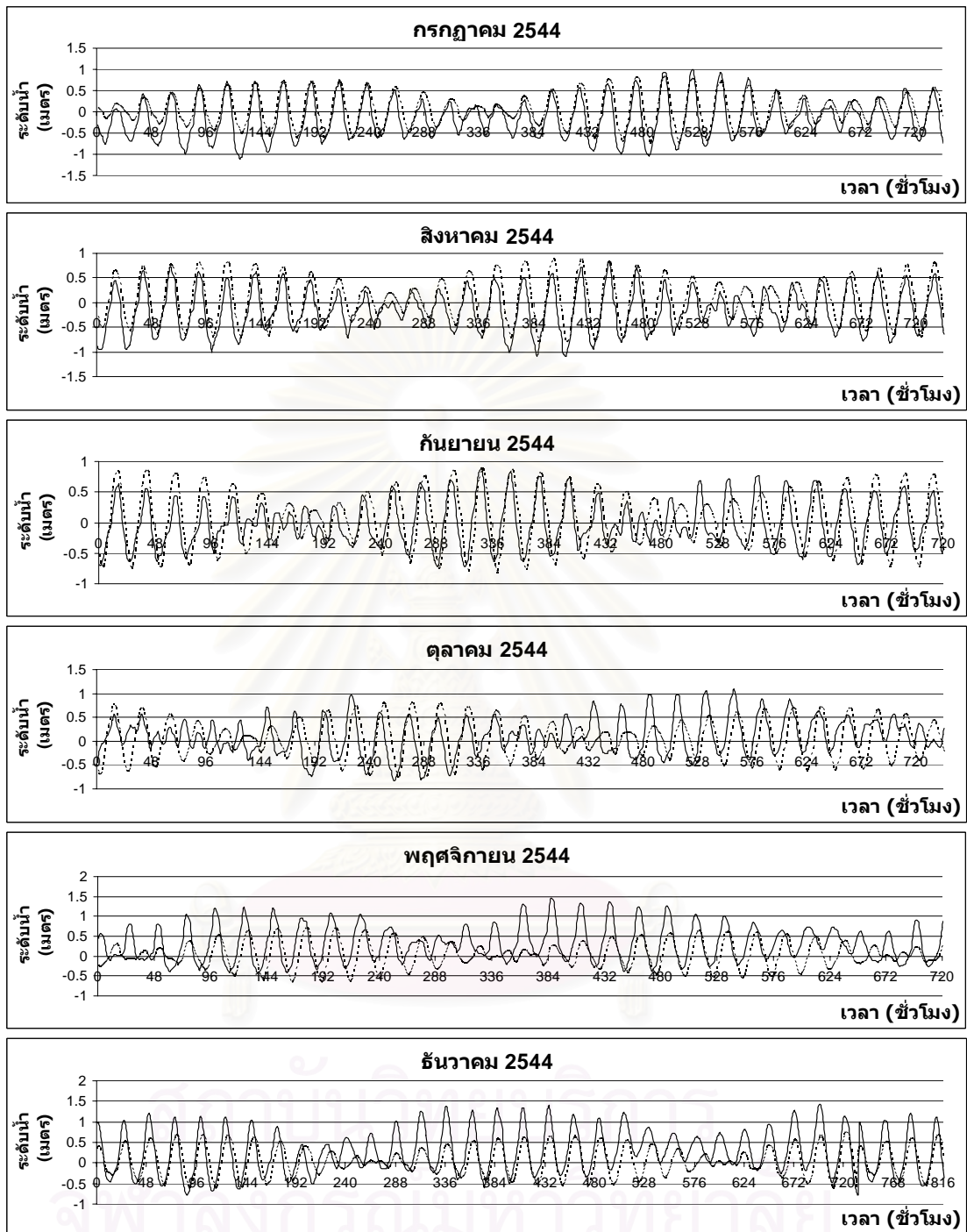
**รูปที่ 4.1 (ข)** เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดระดับน้ำ ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ.2544 ถึง 4 มกราคม พ.ศ.2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลง เกาะหลักจังหวัดประจวบคีรีขันธ์



รูปที่ 4.1 (น) (ต่อ)

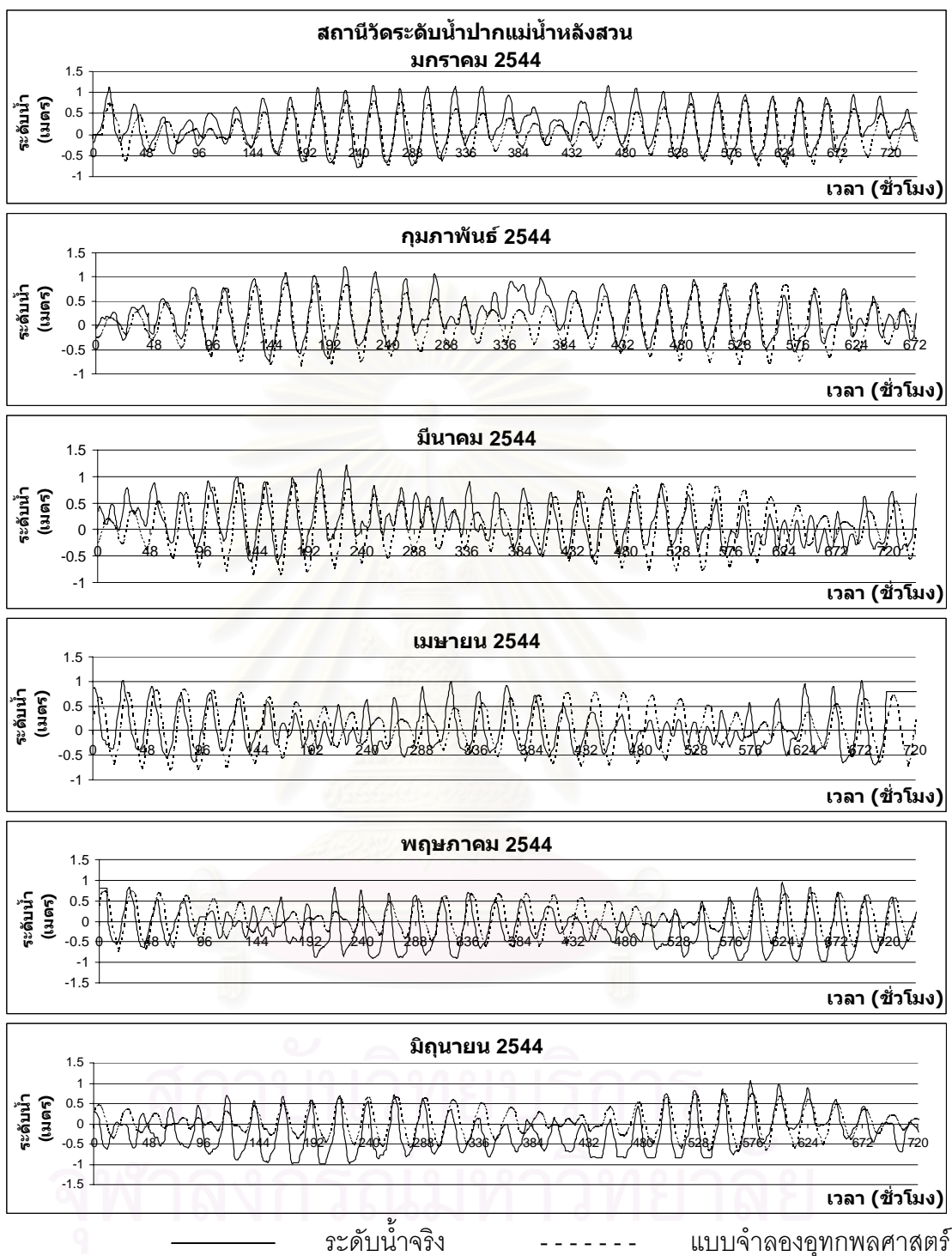


รูปที่ 4.1 (ข) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดระดับน้ำช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำมัดโพน จังหวัดชุมพร

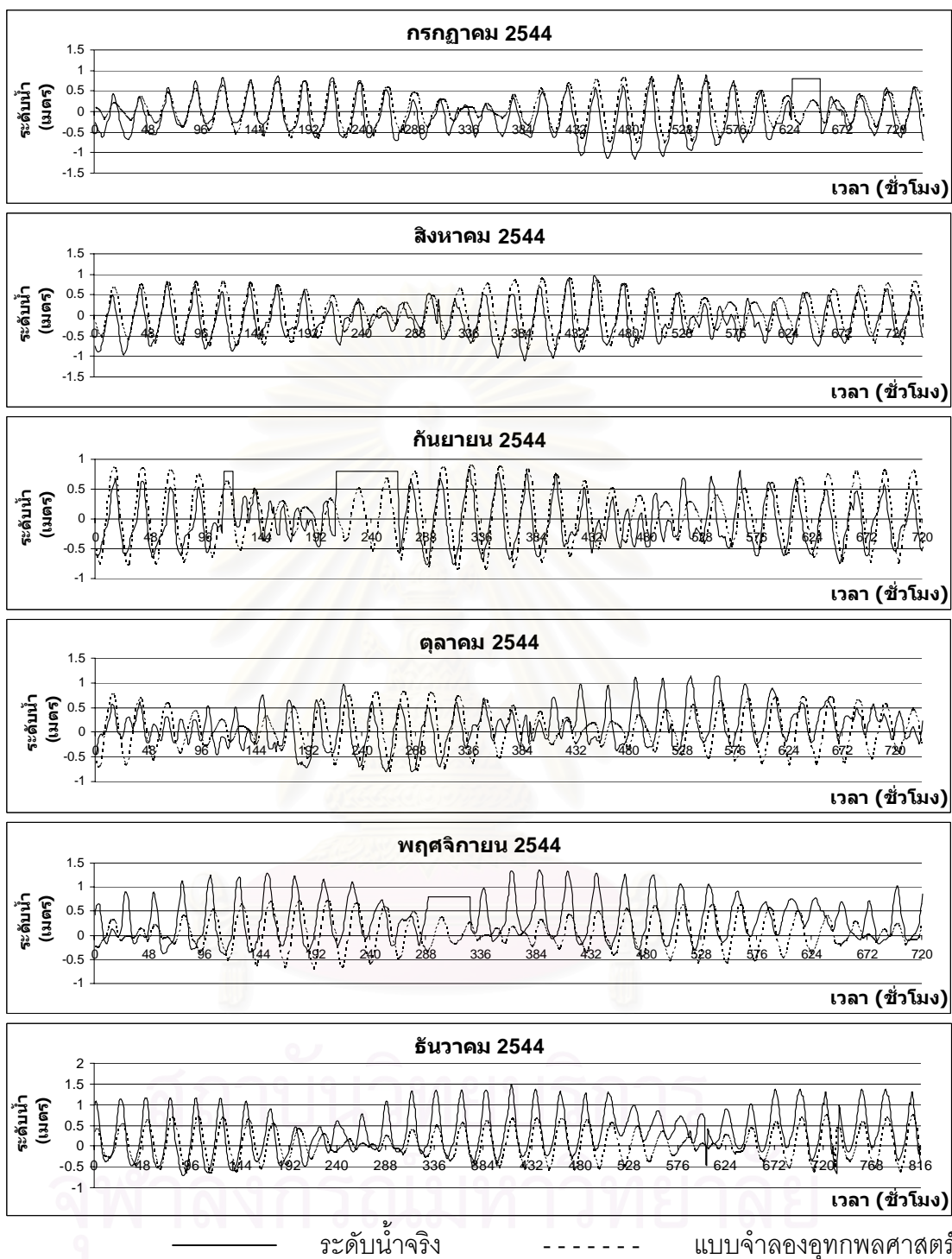


————— ระดับน้ำจริง      - - - - - แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

รูปที่ 4.1 (ข) (ต่อ)



รูปที่ 4.1 (ช) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับสถานีวัดระดับน้ำ ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำปากน้ำ หลังสวนจังหวัดชุมพร



รูปที่ 4.1 (ข) (ต่อ)

ตาราง 4.1 แสดงสัดส่วน Form number ของระดับน้ำจริงจากสถานีวัดระดับน้ำของกรมอุทกศาสตร์และสถานีวัดระดับน้ำของกรมการขนส่งทางน้ำและพาณิชยนาวีและ OSU Tidal Model เทียบกับระดับน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์

สถานี	ระดับน้ำจริง		แบบจำลองอุทกพลศาสตร์		OSU Tidal model	
	Form number	ชนิดของน้ำ	Form number	ชนิดของน้ำ	Form number	ชนิดของน้ำ
คลองใหญ่	3.98	น้ำตื้น	4.20	น้ำตื้น	3.82	น้ำตื้น
แหลมงอบ	4.56	น้ำตื้น	5.40	น้ำตื้น	4.55	น้ำตื้น
แหลมสิงห์	5.49	น้ำตื้น	6.21	น้ำตื้น	3.87	น้ำตื้น
หัวหิน	2.17	น้ำผสม	6.57	น้ำตื้น	2.75	น้ำผสม
ปราณบุรี	2.63	น้ำผสม	7.03	น้ำตื้น	2.89	น้ำผสม
เกาะหลัก	10.91	น้ำตื้น	9.56	น้ำตื้น	8.26	น้ำตื้น
มัดเอน	4.79	น้ำตื้น	9.58	น้ำตื้น	5.40	น้ำตื้น
ปากน้ำหลังสวน	3.56	น้ำตื้น	8.72	น้ำตื้น	4.29	น้ำตื้น

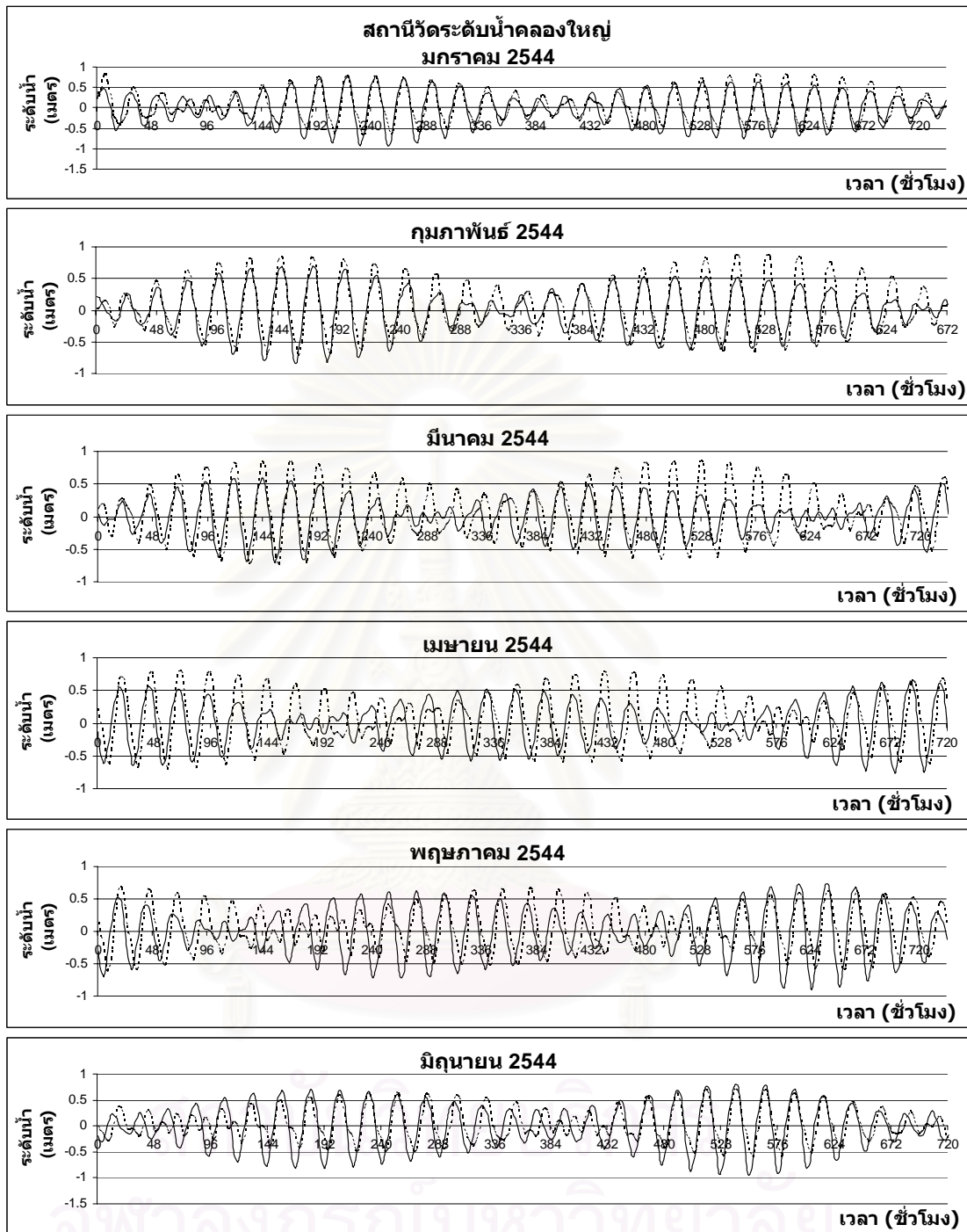
#### 4.1.2 ผลการเปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model

จากผลการเปรียบเทียบระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model พบว่าค่าสถานีวัดระดับน้ำที่มีเฟสใกล้เคียงกันคือ สถานีวัดระดับน้ำคลองใหญ่ สถานีวัดระดับน้ำแหลมงอบ สถานีวัดระดับน้ำแหลมสิงห์ สถานีวัดระดับน้ำเกาะหลัก สถานีวัดระดับน้ำมัตโปนและสถานีวัดระดับน้ำปากน้ำหลังสวน ดังรูป 4.2 ยกเว้นสถานีวัดระดับน้ำหัวหิน กับสถานีวัดระดับน้ำปราณบุรีที่มีค่าเฟสจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ช้ากว่า OSU Tidal Model อยู่ประมาณ 1 ชั่วโมง ส่วนค่าแอมพลิจูดโดยรวมทั้ง 8 สถานีวัดมีค่าต่างกันประมาณ 10-20 เซนติเมตร เหตุผลที่ค่าเฟสบางสถานีวัดและแอมพลิจูดมีค่าไม่ตรงกันทั้งนี้อาจเกิดเนื่องจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model มีการคำนวณแตกต่างกัน โดยที่ OSU Tidal Model ไม่ได้ทำการรันโมเดลแต่เป็นการคำนวณโดยใช้ข้อมูลระดับน้ำจาก altimeter ประกอบกับที่ตั้งของสถานีวัดทั้งสองอยู่บริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก และค่าความลึกน้ำจากฐานข้อมูล ETOPO5 ที่ใช้ในแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ในบริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก มีค่าไม่ตรงกับความลึกน้ำจริง (รูปดั่งภาคผนวก ค) ส่งผลให้ค่าที่ได้มีค่าไม่ตรงกัน

จากตาราง 4.1 แสดงสัดส่วน Form number ของสถานีวัดทั้ง 8 สถานี พบว่าชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงทั้ง 6 สถานีเป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดียว คือ สถานีวัดคลองใหญ่ สถานีวัดแหลมงอบ สถานีวัดแหลมสิงห์ สถานีวัดหัวหิน สถานีวัดปราณบุรี สถานีวัดเกาะหลัก สถานีวัดมัตโปน และ สถานีวัดปากน้ำหลังสวน มีเพียงสถานีวัดปราณบุรีและสถานีวัดหัวหิน ซึ่งมีชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงจากสถานีวัดเป็นน้ำผสม และน้ำขึ้นน้ำลงจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ เป็นน้ำเดียวทั้ง 8 แห่ง

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

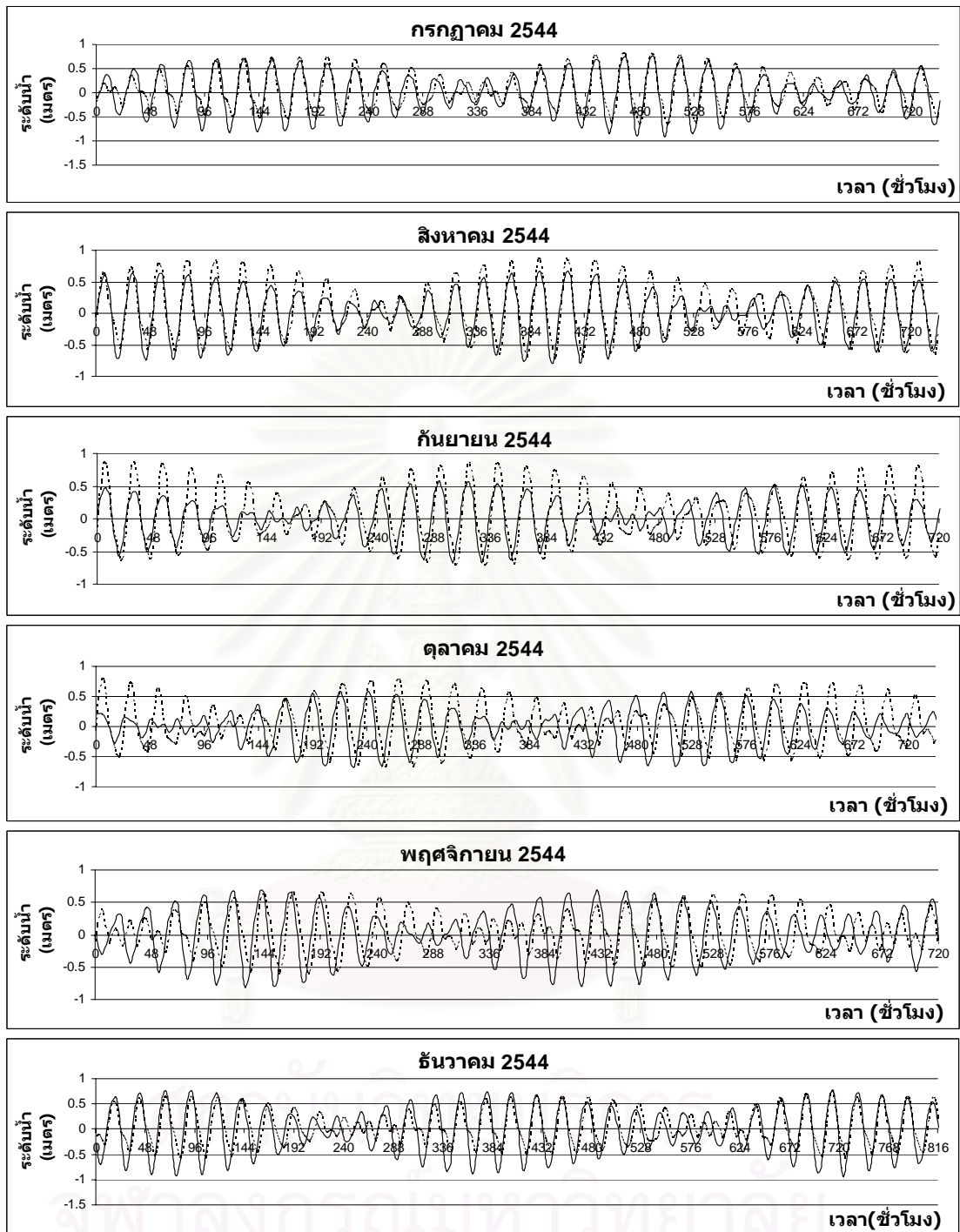




———— OSU Tidal Model

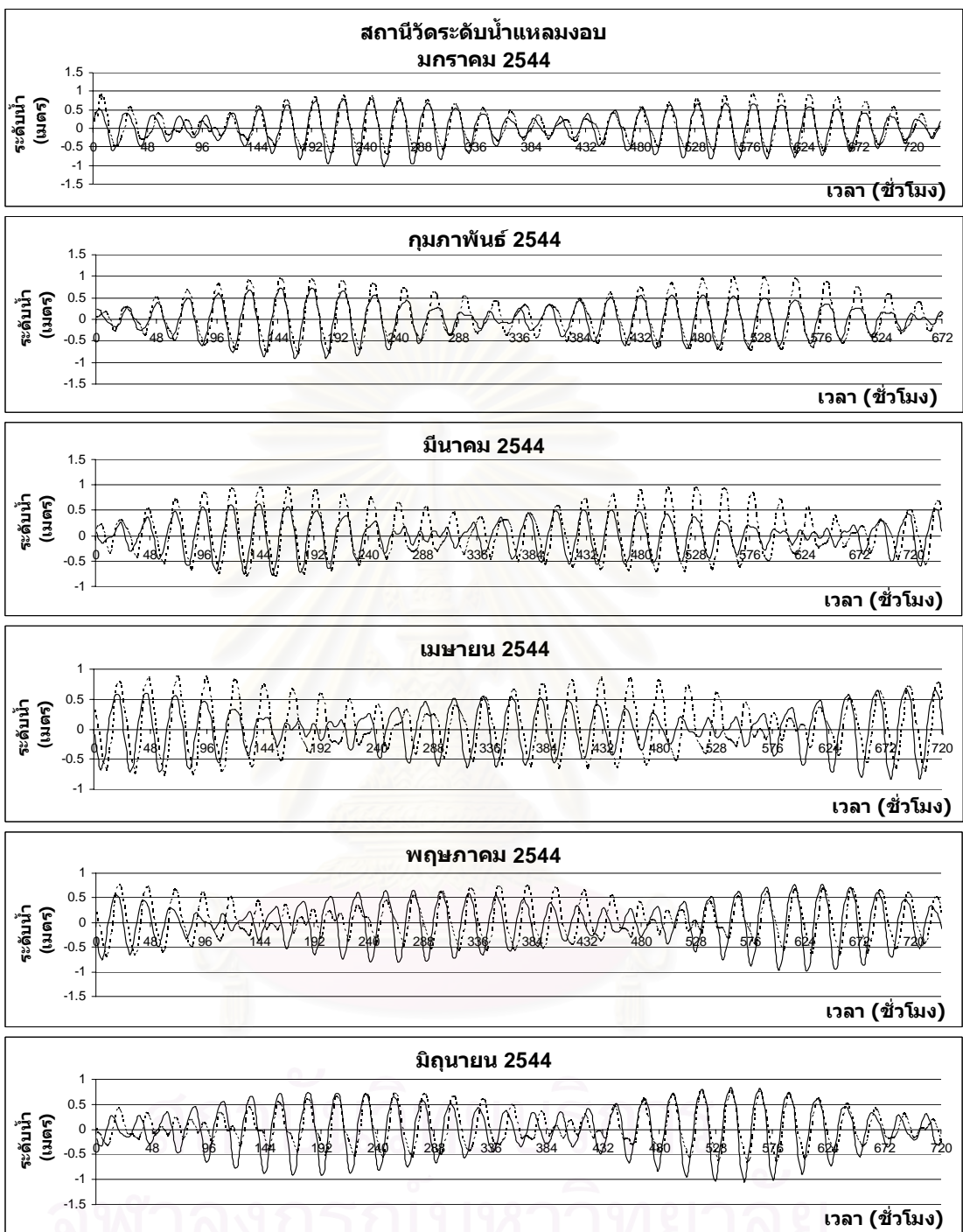
----- แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

รูปที่ 4.2 (ก) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำคลองใหญ่ จังหวัดตราด



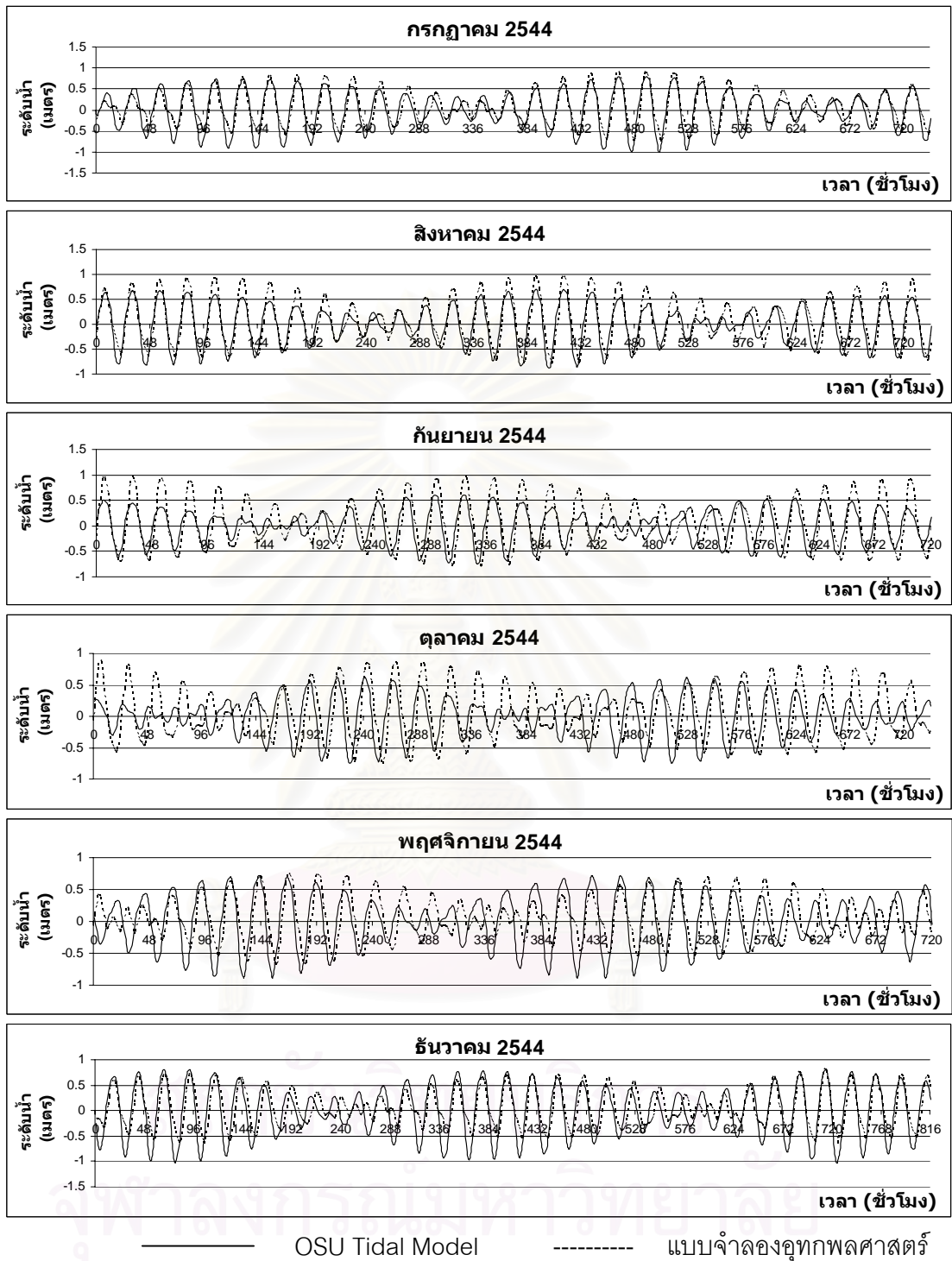
———— OSU Tidal Model      - - - - - แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

รูปที่ 4.2 (ก) (ต่อ)

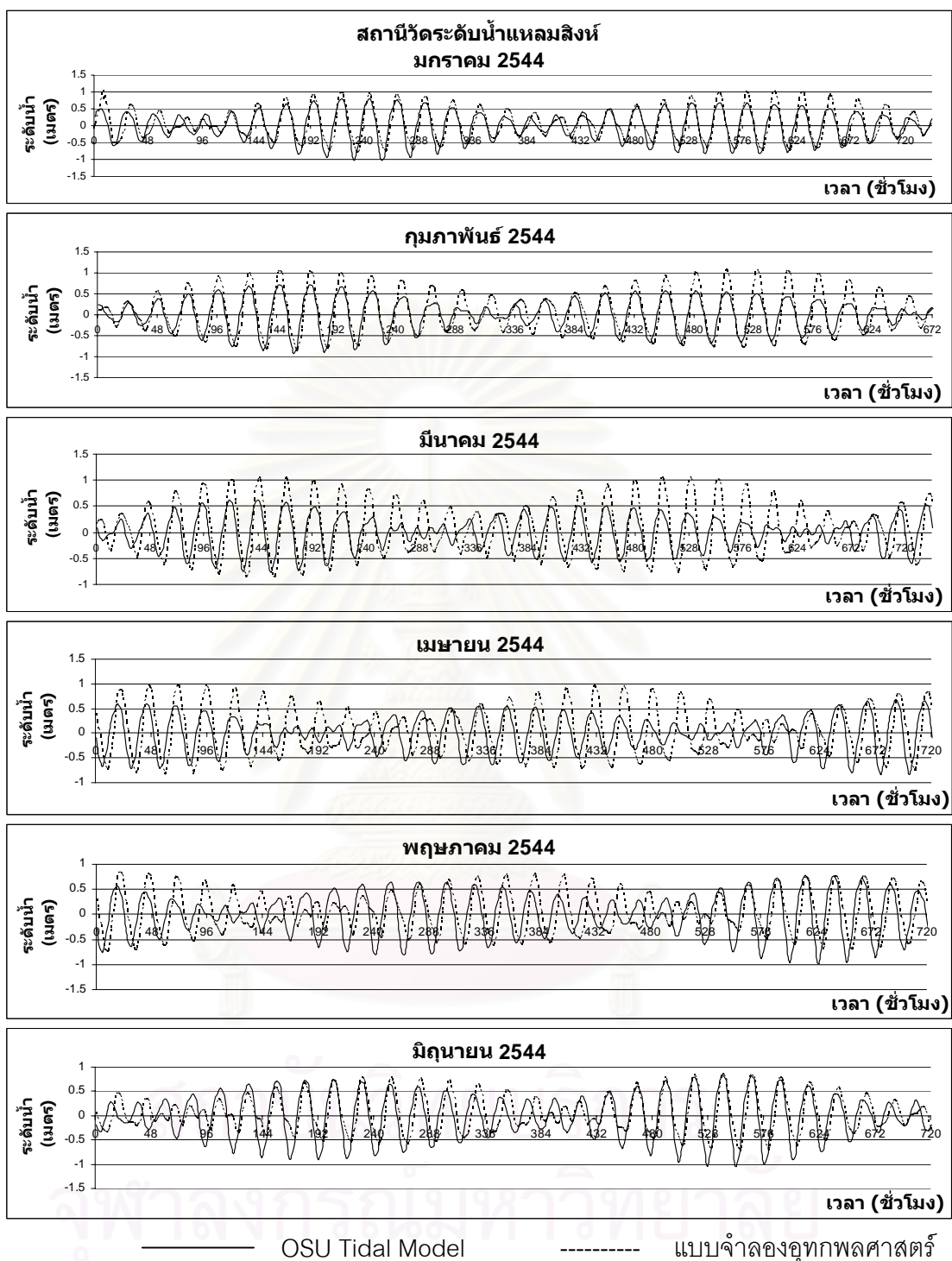


————— OSU Tidal Model      - - - - - แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

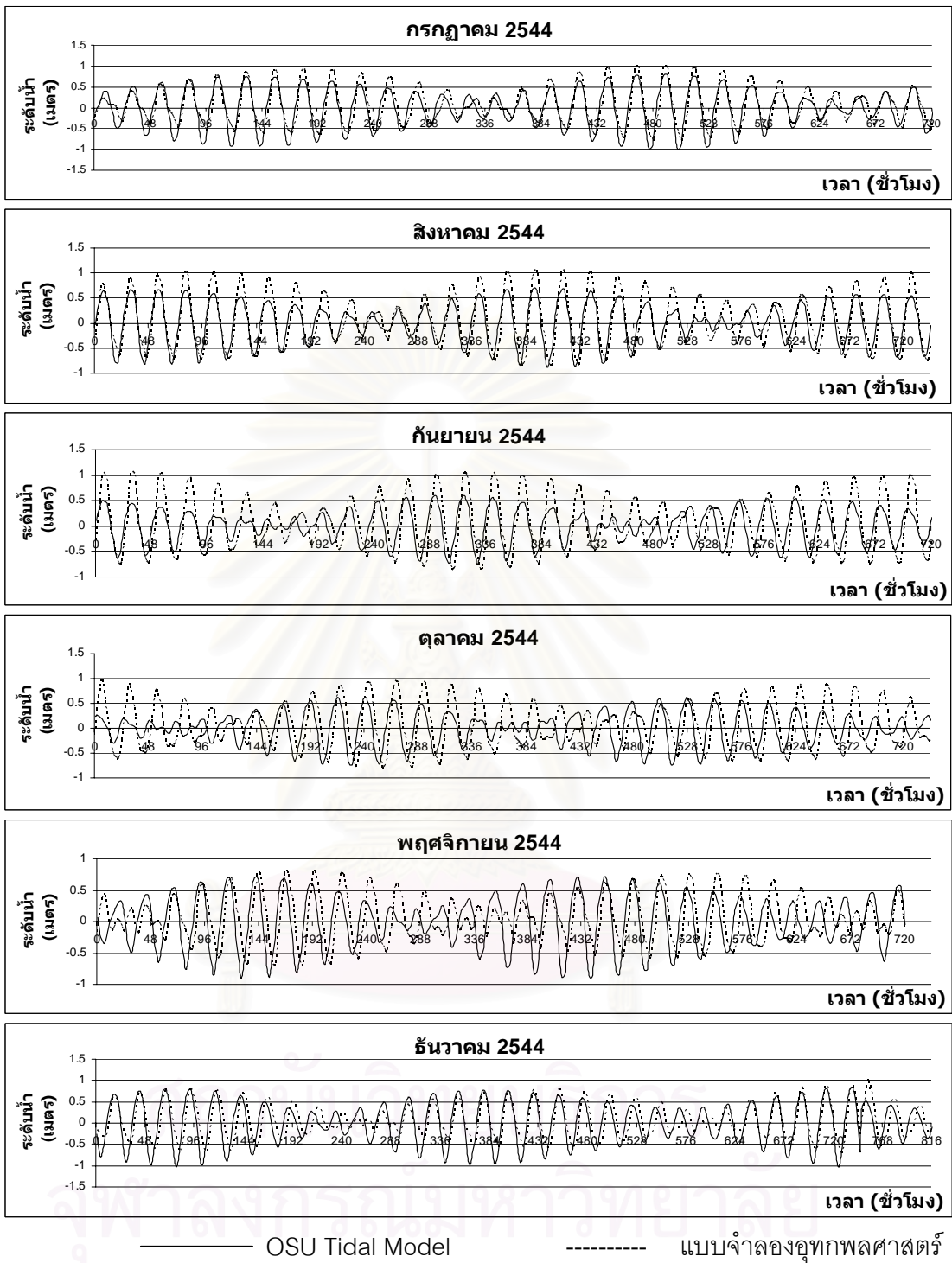
รูปที่ 4.2 (ข) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงแหลมฉบัง จังหวัดตราด



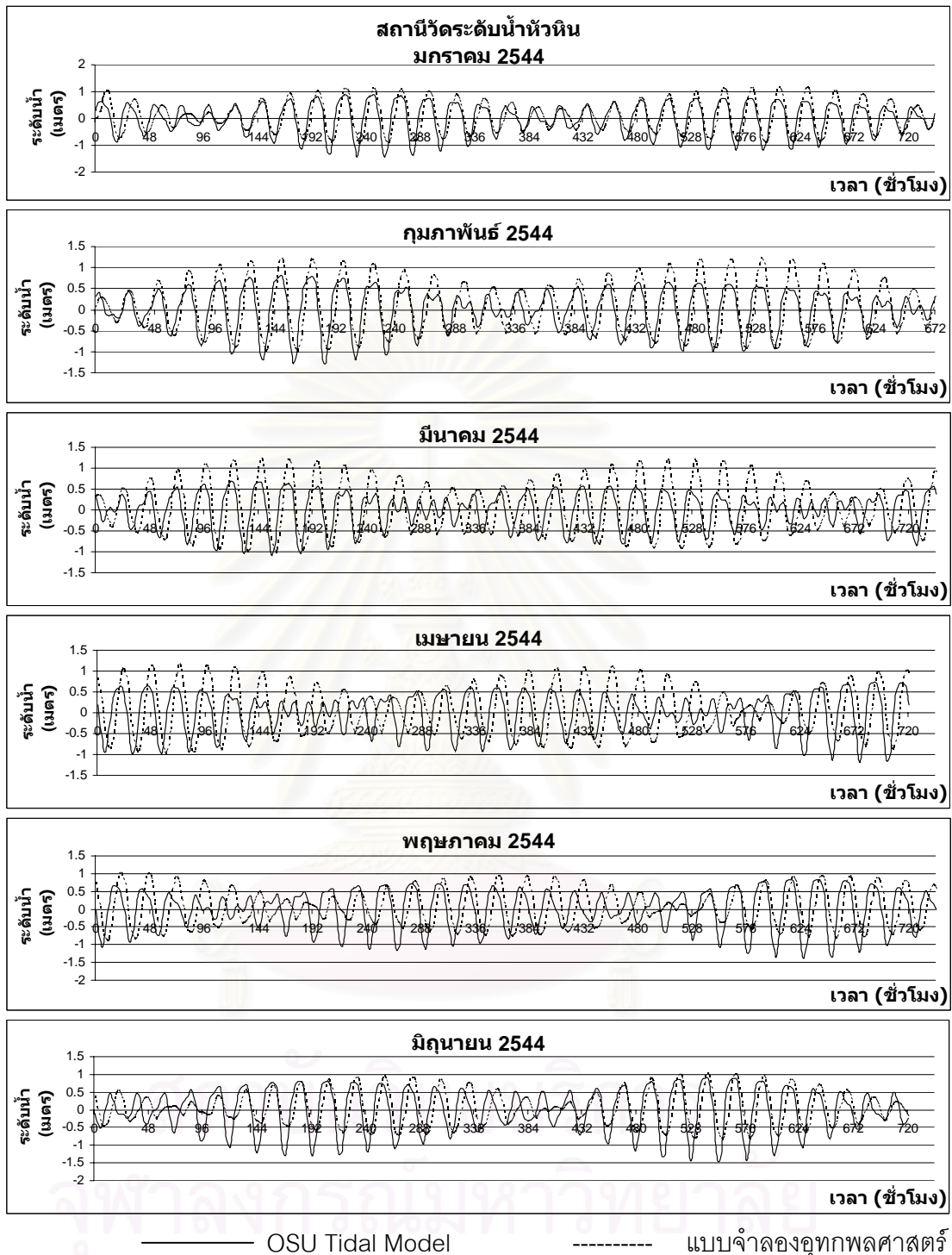
รูปที่ 4.2 (ข) (ต่อ)



รูปที่ 4.2 (ค) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงแหลมสิงห์ จังหวัดจันทบุรี

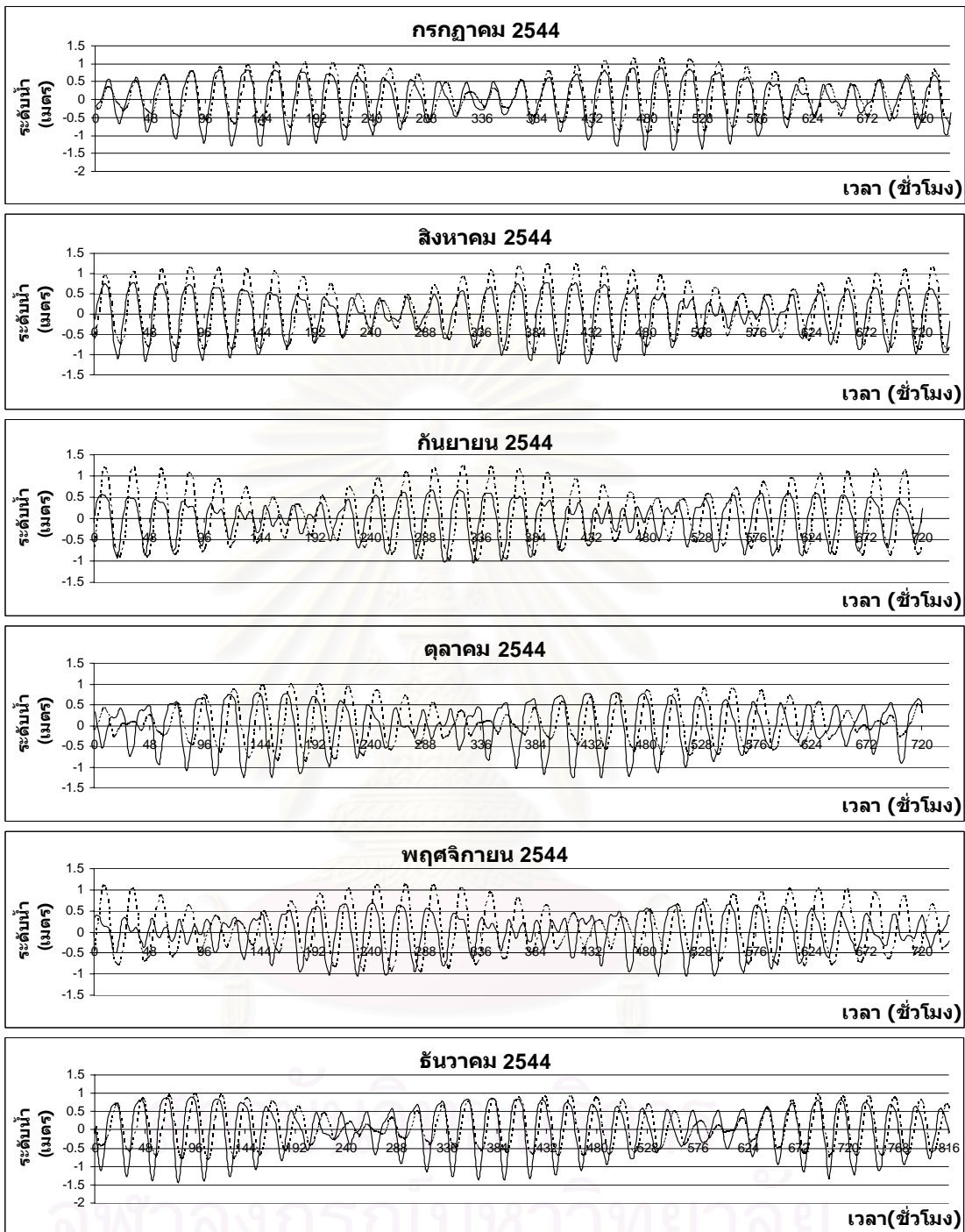


รูปที่ 4.2 (ค) (ต่อ)



รูปที่ 4.2 (ง) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model

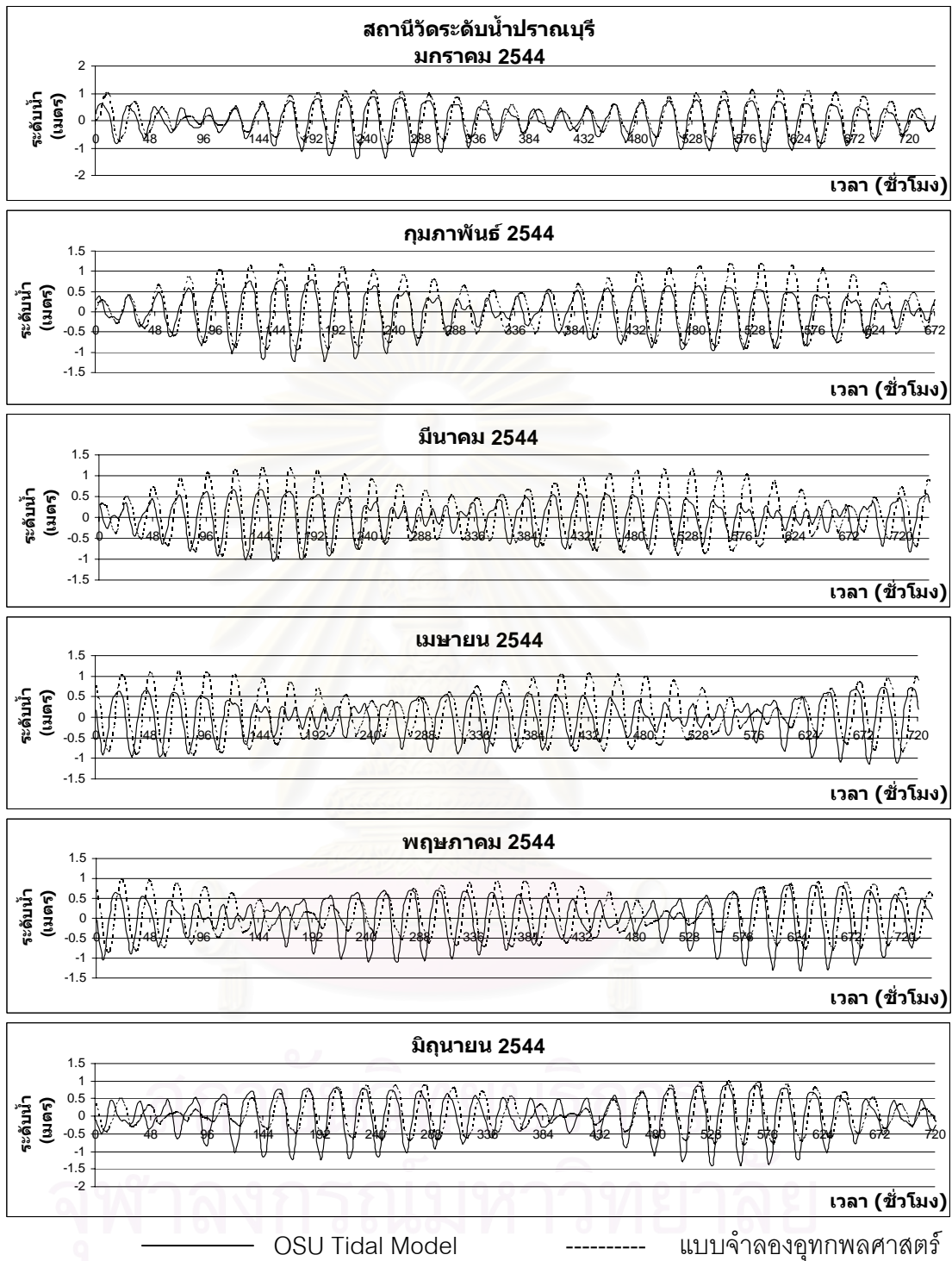
ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงหัวหิน จังหวัดประจวบคีรีขันธ์



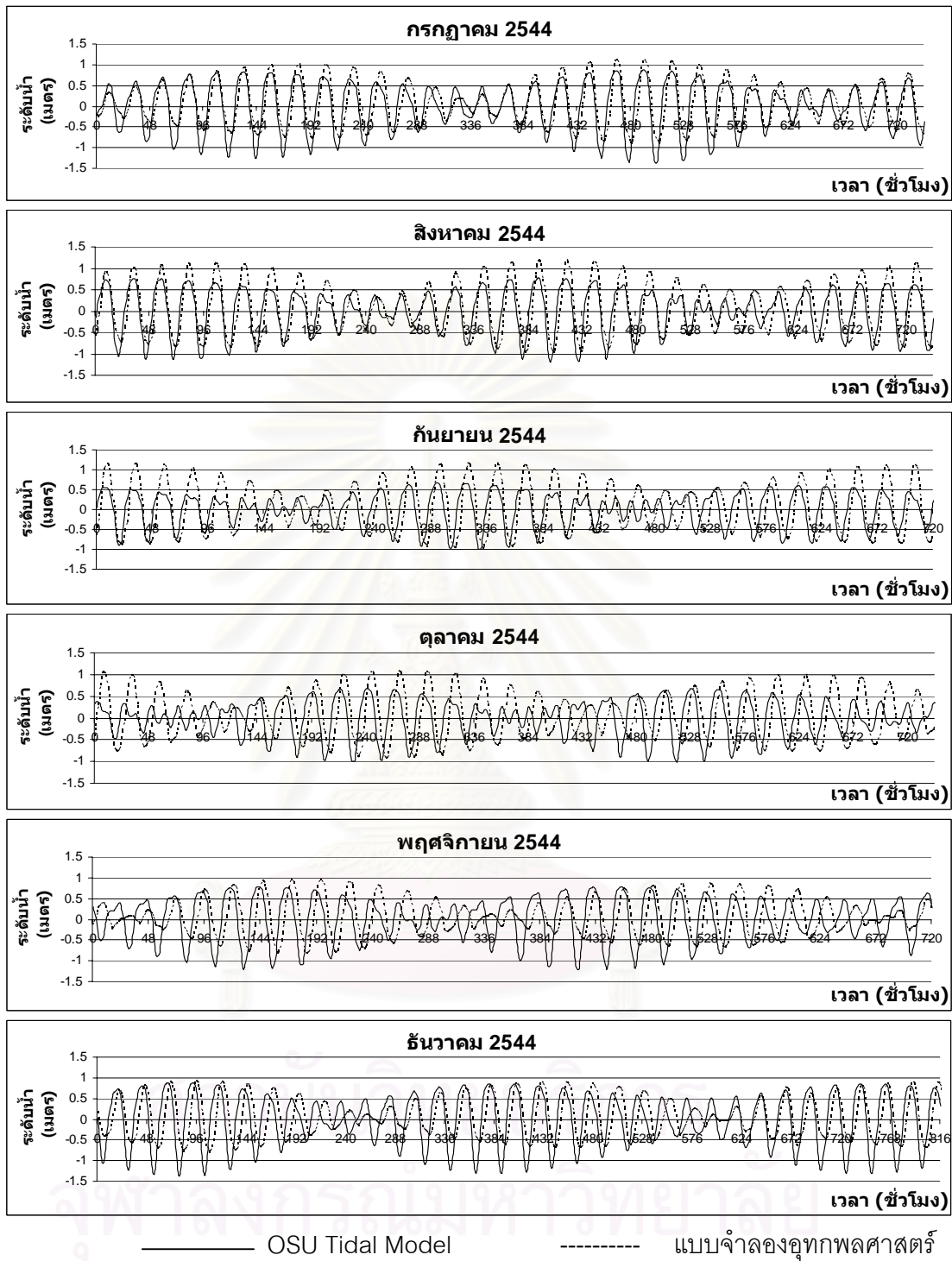
———— OSU Tidal Model      - - - - - แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

รูปที่ 4.2 (ง) (ต่อ)

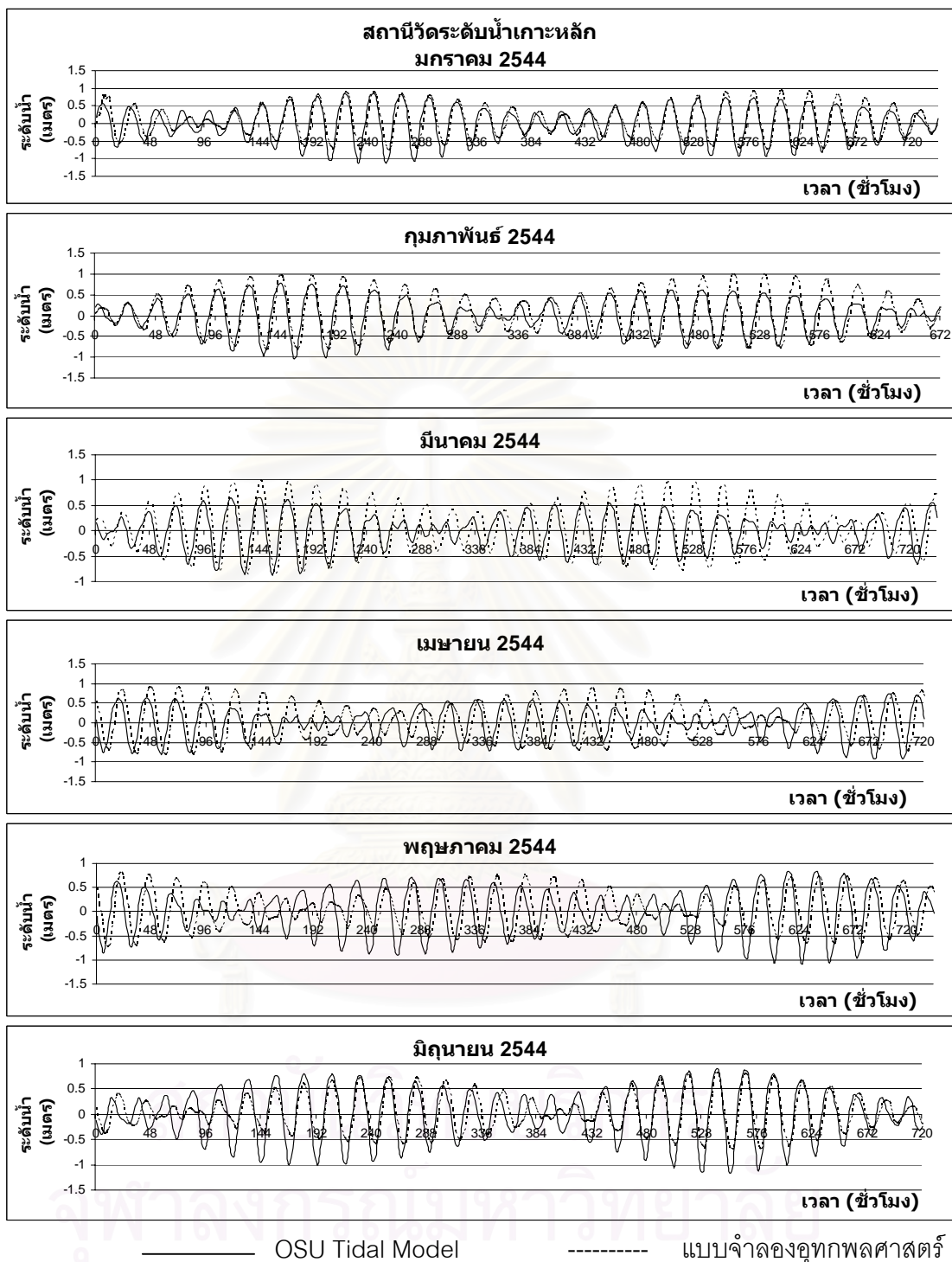




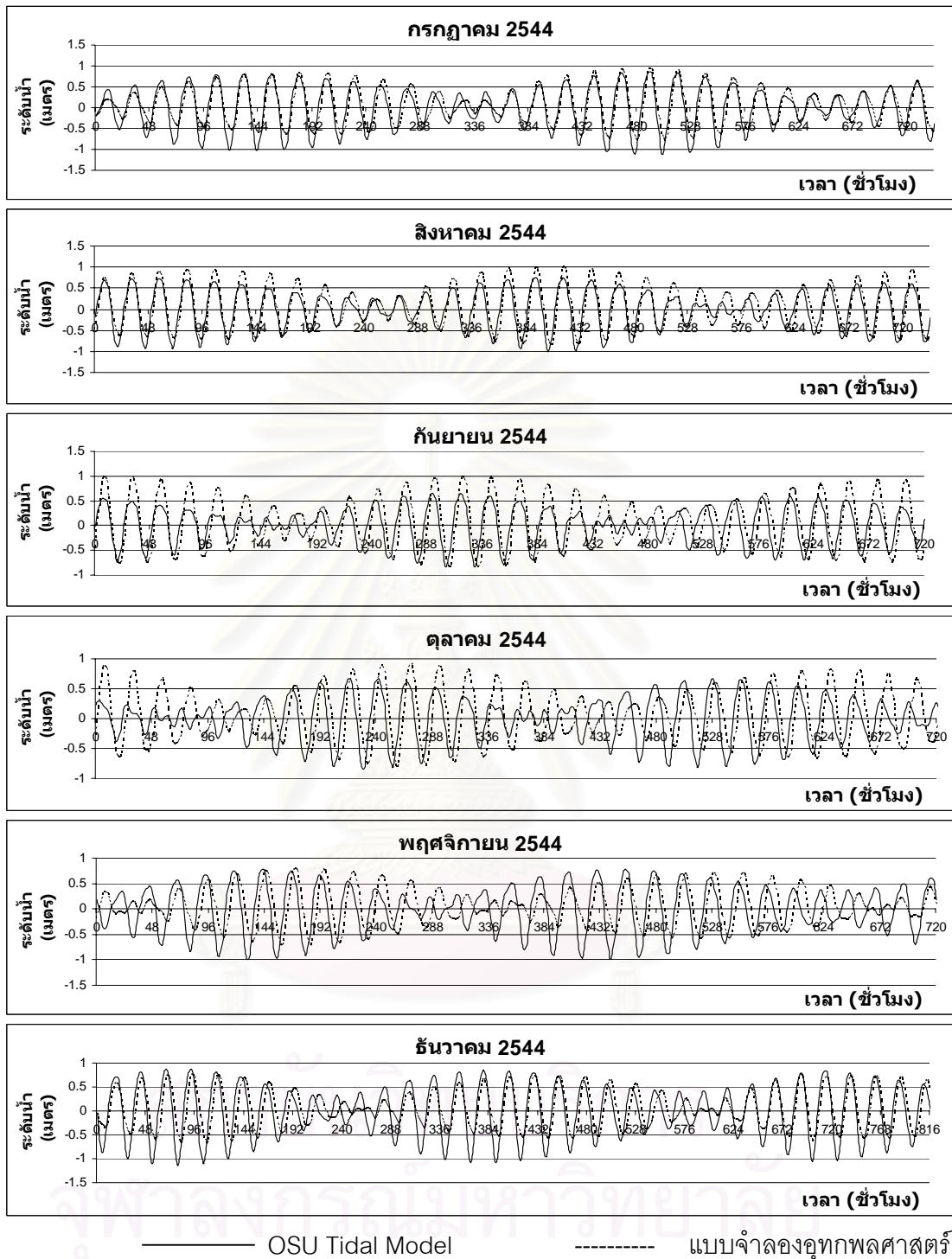
รูปที่ 4.2 (จ) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์



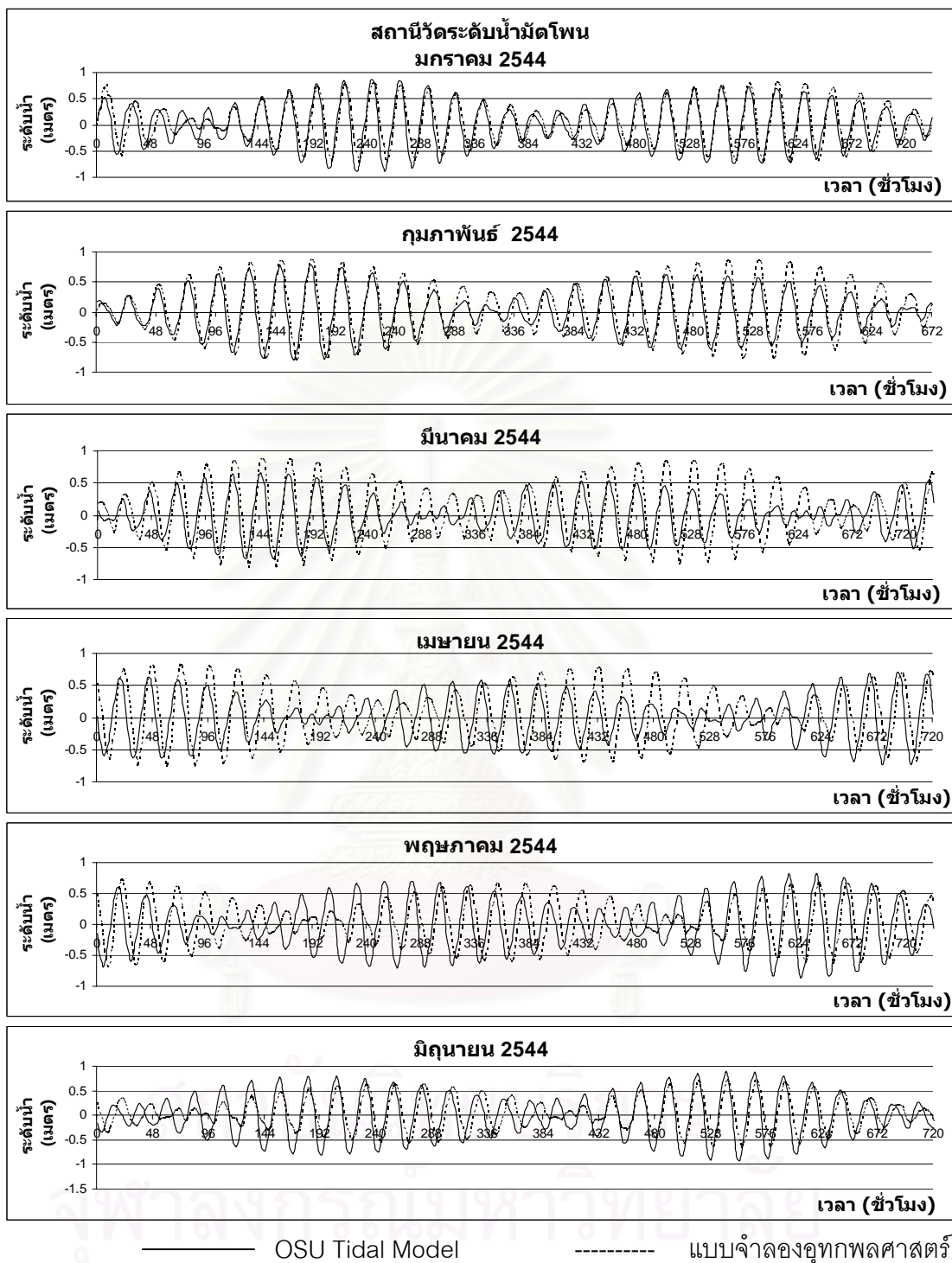
รูปที่ 4.2 (๑) (ต่อ)



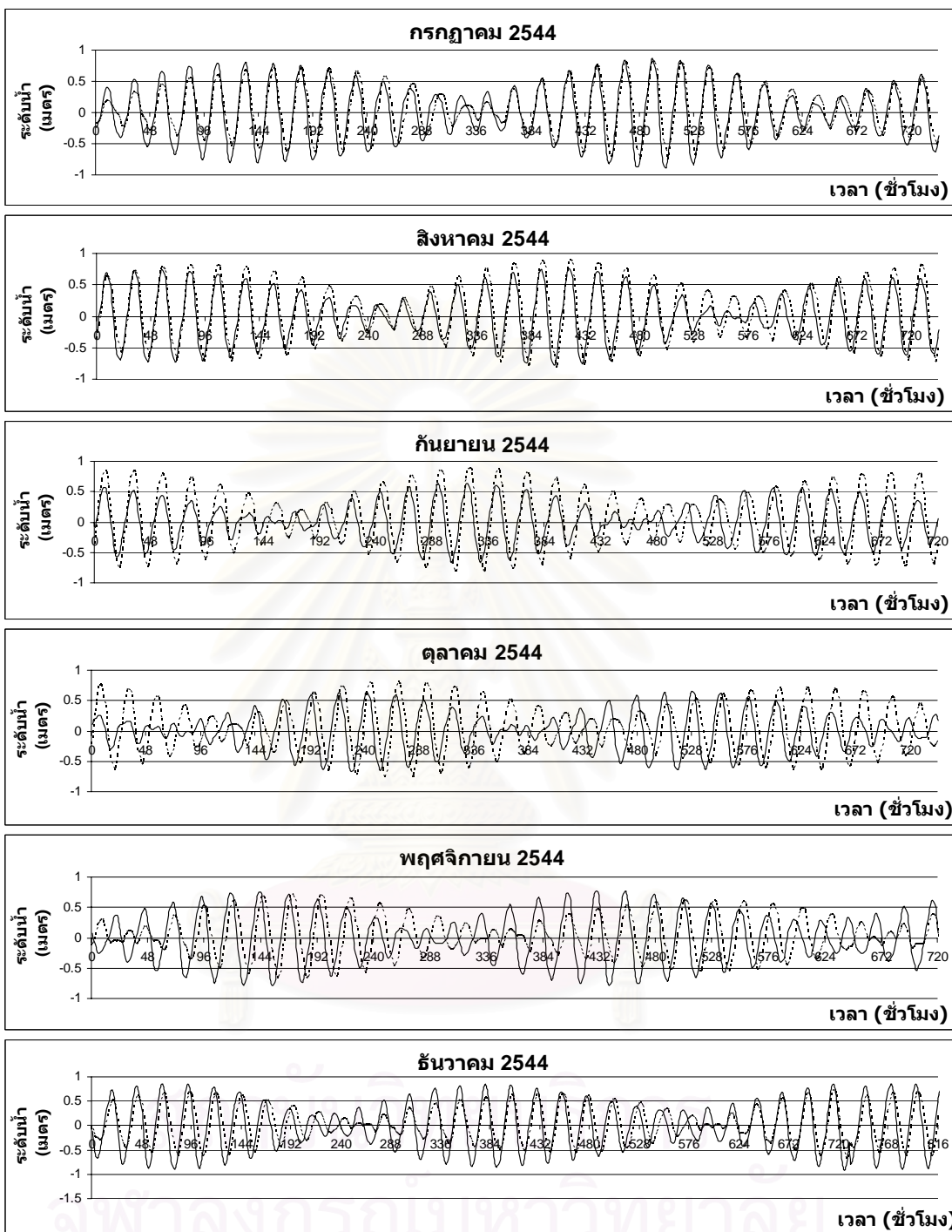
**รูปที่ 4.2 (ฉ)** เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงเกาะหลัก จังหวัดประจวบคีรีขันธ์



รูปที่ 4.2 (น) (ต่อ)

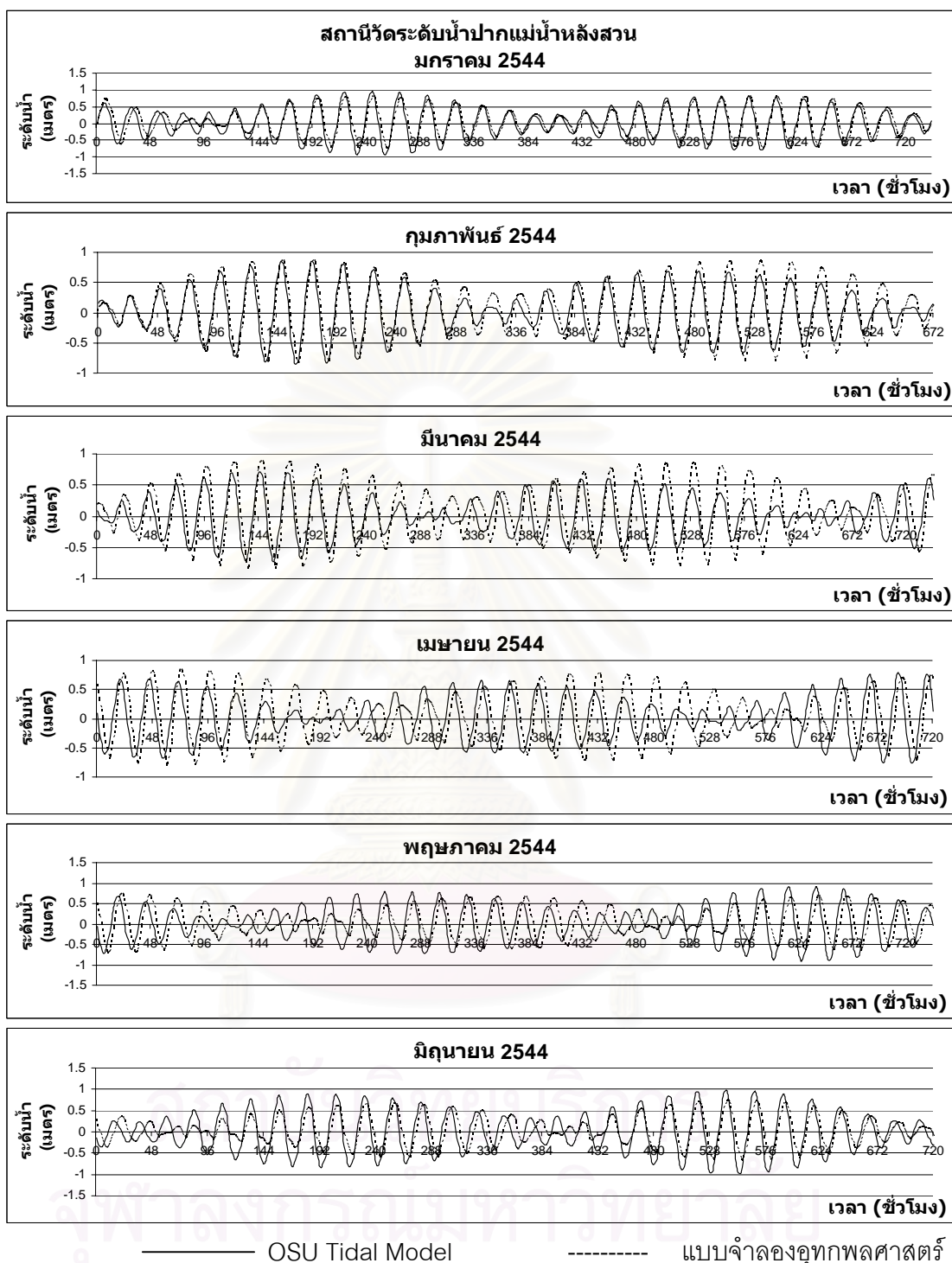


รูปที่ 4.2 (ข) เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงมัตโปน จังหวัดชุมพร

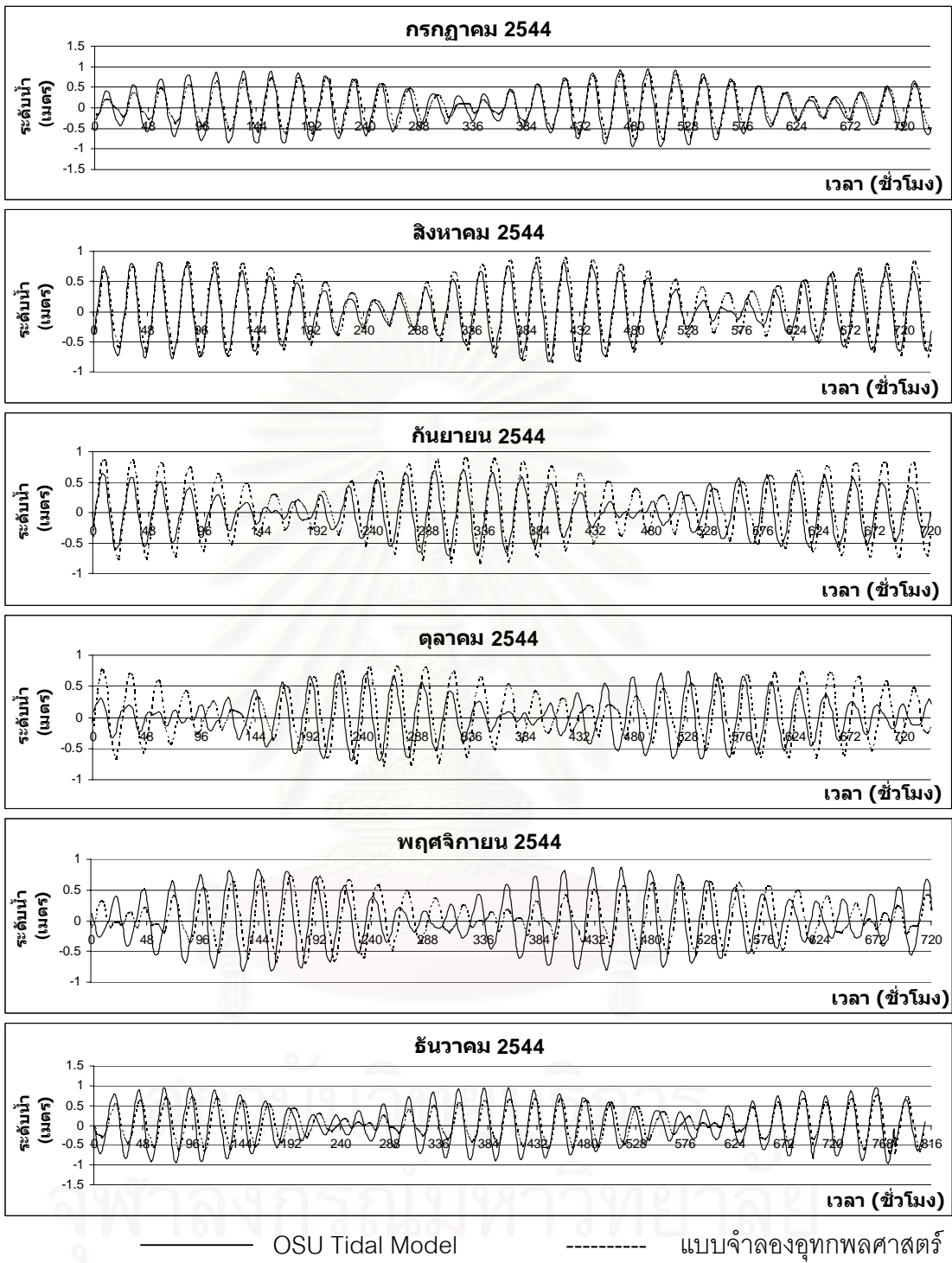


———— OSU Tidal Model      - - - - - แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

รูปที่ 4.2 (ข) (ต่อ)



**รูปที่ 4.2 (ซ)** เปรียบเทียบระดับน้ำขึ้นน้ำลงของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model ช่วงวันที่ 1 มกราคม พ.ศ. 2544 ถึง วันที่ 4 มกราคม พ.ศ. 2545 ที่สถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงปากน้ำหลังสวน จังหวัดชุมพร



รูปที่ 4.2 (ช) (ต่อ)

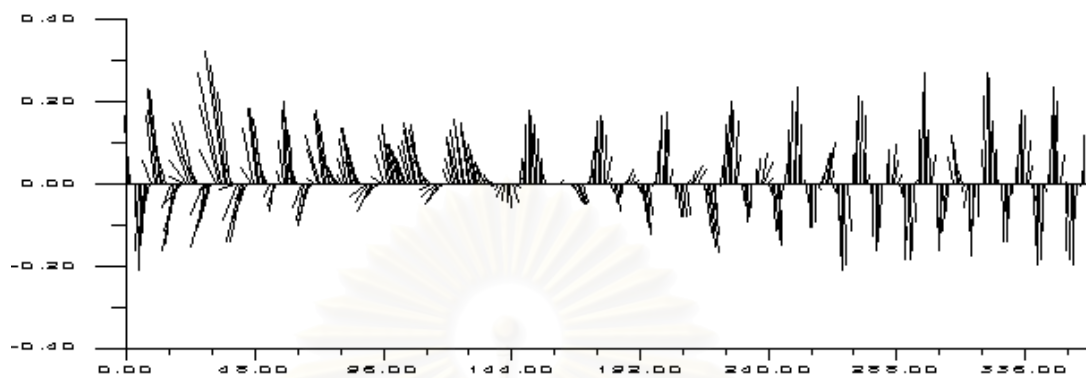


#### 4.1.3 ผลการเปรียบเทียบกระแสน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ ทุ่นสำรวจทางสมุทรศาสตร์

ผลการเปรียบเทียบผลจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ ทำให้สรุปได้ในระดับหนึ่งว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ที่เลือกใช้มีความเหมาะสมกับชิ้นงานที่ได้ทำการศึกษา โดยพิจารณาจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์สามารถคำนวณค่าระดับน้ำได้เหมาะสมกับอ่าวไทย ดังนั้นเพื่อให้มั่นใจว่าการคำนวณมีความถูกต้องมากยิ่งขึ้น จึงได้มีการเปรียบเทียบข้อมูลกระแสน้ำ ซึ่งในการศึกษาครั้งนี้ได้ทำการเปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับข้อมูลวัดกระแสน้ำจากทุ่นตรวจวัดข้อมูลสมุทรศาสตร์ของ GISTDA จำนวน 2 ทุ่น คือ ทุ่นหัวหิน กับ ทุ่นเกาะสีชัง จากรูป 4.3 (ก) สถานีเกาะสีชัง พบว่ากระแสน้ำไหลขึ้นลงตรงเวลาแต่ขนาดไม่เท่ากัน ขนาดความเร็วของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีค่าสูงกว่าของทุ่น ทั้งนี้เป็นเพราะทุ่นเกาะสีชังอยู่ใกล้ฝั่ง และในแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ไม่มีเกาะสีชัง ดังนั้นรูปร่างของขอบฝั่งมีผลต่อการไหลของน้ำ รูป 4.3 (ข) สถานีหัวหิน พบว่ากระแสน้ำจากทุ่นในช่วงเวลา 60 - 144 ชั่วโมงนั้นเป็นช่วงอิทธิพลกระแสน้ำไหลออก (ebb current) เด่น และในช่วงเวลา 166 - 360 ชั่วโมงนั้นเป็นช่วงอิทธิพลกระแสน้ำไหลเข้า (flood current) เด่น และเป็นกระแสน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำคู่ และเมื่อเทียบกับค่าจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์พบว่า กระแสน้ำที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์โดยรวมเป็นกระแสน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดี่ยว และมีอิทธิพลของกระแสน้ำไหลออก นอกจากนี้ช่วงการเกิดน้ำตายมีค่าไม่ตรงกัน ทั้งนี้เป็นเพราะสถานีหัวหินมีค่าข้อมูลความลึกน้ำช่วงอ่าวไทยรูปตัว ก มีค่าไม่ตรงกับความจริง (รูปดังภาคผนวก ค) ดังนั้นทำให้ผลการคำนวณจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เกิดความผิดพลาดได้

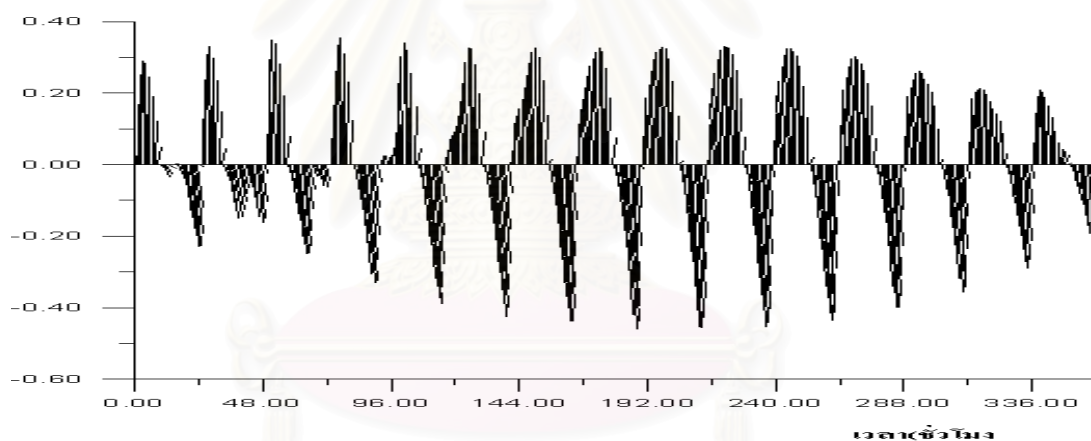
ในการเปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำนั้นพบว่าค่าที่คำนวณได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีค่าไม่ตรงกันกับทุ่นตรวจวัดข้อมูลสมุทรศาสตร์ ทั้งนี้อาจเกิดเนื่องจากกระแสน้ำที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์นั้นเป็นค่ากระแสน้ำที่เกิดจากอิทธิพลน้ำขึ้นน้ำลงเพียงอย่างเดียว ส่วนกระแสจากทุ่นตรวจวัดนั้นเป็นกระแสที่เกิดจากอิทธิพลน้ำขึ้นน้ำลง และยังรวมถึงอิทธิพลอื่นๆ เช่น ลม ความกดอากาศ เป็นต้น และข้อมูลที่ใช้ในการเปรียบเทียบอยู่ในช่วงเวลาสั้นๆ ประกอบกับข้อมูลจากทุ่นมีจำนวนน้อย นอกจากนี้รูปร่างขอบฝั่งของโมเดลไม่เหมือนกับของชายฝั่งทะเลจริง ซึ่งเหตุนี้อาจเป็นสาเหตุทำให้ผลการเปรียบเทียบจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับทุ่นตรวจวัดมีค่าไม่ตรงกัน

ทุ่น้ำสำรวจทางสมุทรศาสตร์เกาะสีชัง



เวลา(ชั่วโมง)

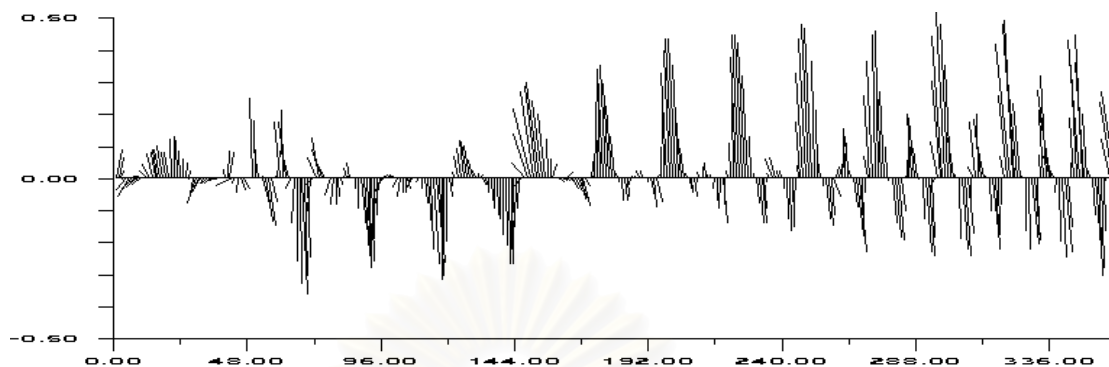
แบบจำลองอุทกพลศาสตร์



เวลา(ชั่วโมง)

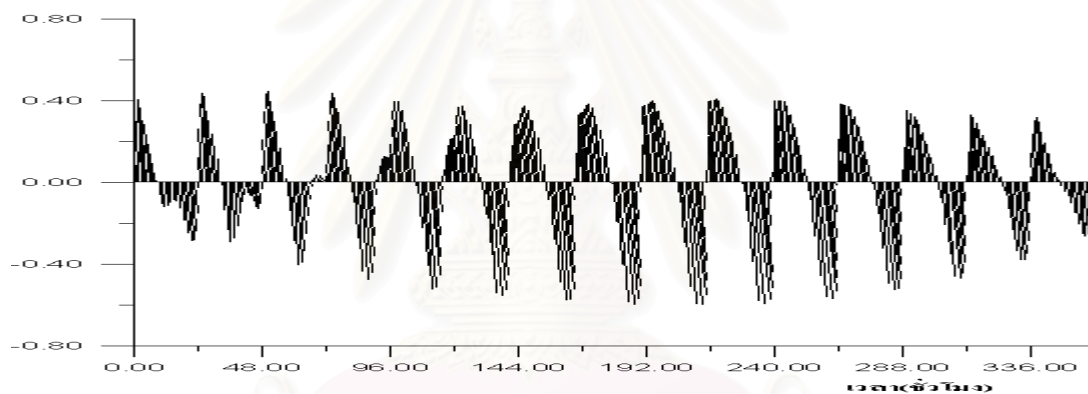
รูปที่ 4.3 (ก) เปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์  
กับทุ่น้ำสำรวจทางสมุทรศาสตร์สีชัง ระหว่าง วันที่ 14 กุมภาพันธ์ 2544 - 28  
กุมภาพันธ์ 2544

ทุ่นสำรวจทางสมุทรศาสตร์หัวหิน



เวลา(ชั่วโมง)

แบบจำลองอุทกพลศาสตร์



รูปที่ 4.3 (ข) เปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์  
กับทุ่นสำรวจทางสมุทรศาสตร์หัวหินระหว่าง วันที่ 14 กุมภาพันธ์ 2544 – 28  
กุมภาพันธ์ 2544

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

#### 4.1.4 ผลการเปรียบเทียบกระแสน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU Tidal Model

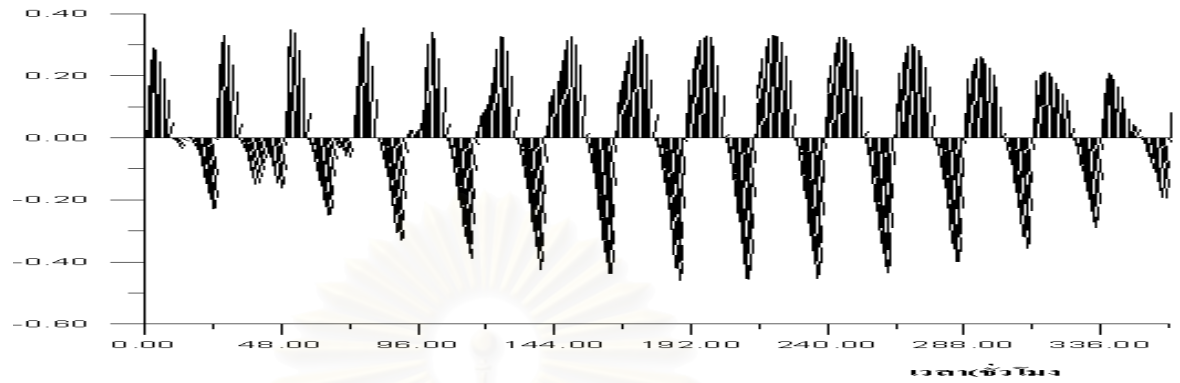
นอกจากนี้ยังได้ทำการเปรียบเทียบกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับ OSU TIDAL MODEL จากรูป 4.4 (ก) สถานีเกาะสีชังพบว่าทิศทางของกระแสน้ำมีทิศทางไปในแนวเดียวกัน แต่ในช่วงน้ำตายทิศทางของกระแสน้ำมีทิศทางไม่ตรงกัน และมีอิทธิพลของกระแสน้ำไหลออก (ebb current) เด่นทั้งแบบจำลองอุทกพลศาสตร์และ OSU Tidal Model แต่มีขนาดไม่เท่ากัน ทั้งนี้เนื่องจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ไม่มีเกาะสีชัง และวิธีการคำนวณจาก OSU Tidal Model เป็นการคำนวณที่ละติจูดลองติจูดของเกาะสีชังโดยตรง แต่แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ จะเริ่มต้นการคำนวณที่บริเวณขอบเขต ไม่ได้คำนวณที่จุดละติจูดลองติจูดโดยตรงเหมือนกับ OSU Tidal Model ดังนั้นจึงเป็นสาเหตุให้แบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีขนาดไม่เท่ากันกับ OSU Tidal Model จากรูป 4.4 (ข) สถานีหัวหินพบว่าผลการคำนวณของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ มีอิทธิพลของกระแสน้ำไหลออก (ebb current) เด่น และมีกระแสน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดียว ส่วนค่าจาก OSU Tidal Model เป็นกระแสน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำผสม และมีขนาดของกระแสน้ำไม่เท่ากัน ทั้งนี้เป็นเพราะว่าค่าความลึกน้ำที่ใช้ในการคำนวณจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เป็นค่าความลึกน้ำที่ไม่ตรงกับค่าความลึกน้ำจริงที่วัดได้ (รูปดังภาคผนวก ค) และวิธีการคำนวณเป็นวิธีเดียวกันกับการคำนวณที่สถานีเกาะสีชัง ดังนั้นสาเหตุดังกล่าวจึงทำให้ผลที่ได้มีค่าไม่ตรงกัน

จากรูป 4.3 และรูป 4.4 แสดงให้เห็นว่า OSU Tidal Model ให้ค่ากระแสน้ำตรงกับข้อมูลท่อนมากกว่าผลจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ เป็นเพราะว่า OSU Tidal Model เป็นการคำนวณโดยใช้ข้อมูลระดับน้ำจาก altimeter แล้วนำค่าระดับน้ำที่ได้ไปคำนวณเพื่อหาค่ากระแสน้ำ โดยการคำนวณจำทำการคำนวณที่จุดละติจูดลองติจูดโดยตรง

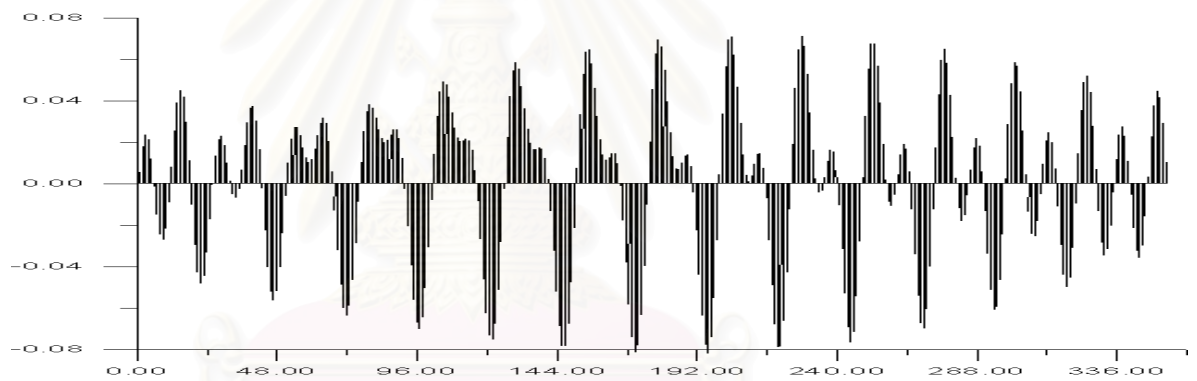
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ทุนสำรวจทางสมุทรศาสตร์เกาะสีชัง

แบบจำลองอุทกพลศาสตร์



OSU Tidal Model



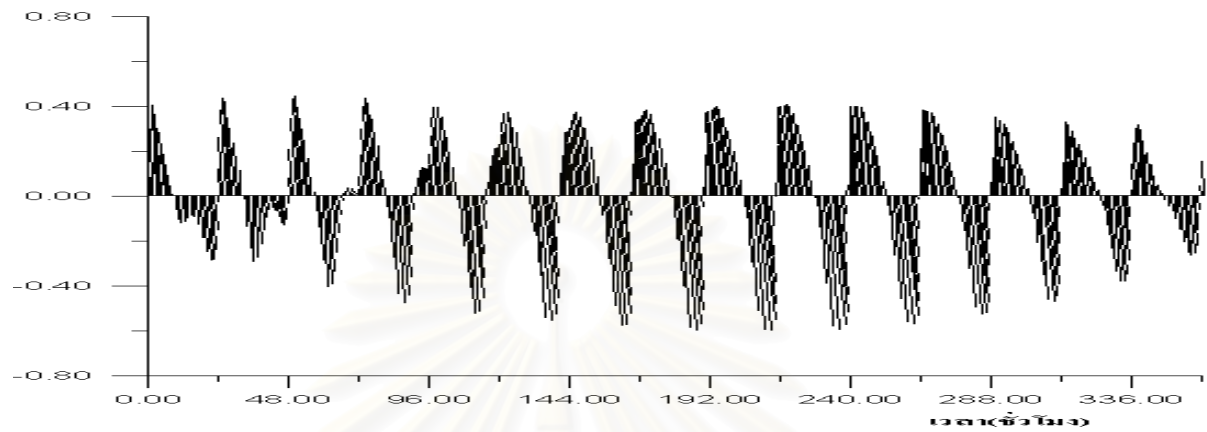
รูปที่ 4.4 (ก) เปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์

กับ OSU Tidal Model ระหว่าง วันที่ 14 กุมภาพันธ์ 2544 – 28

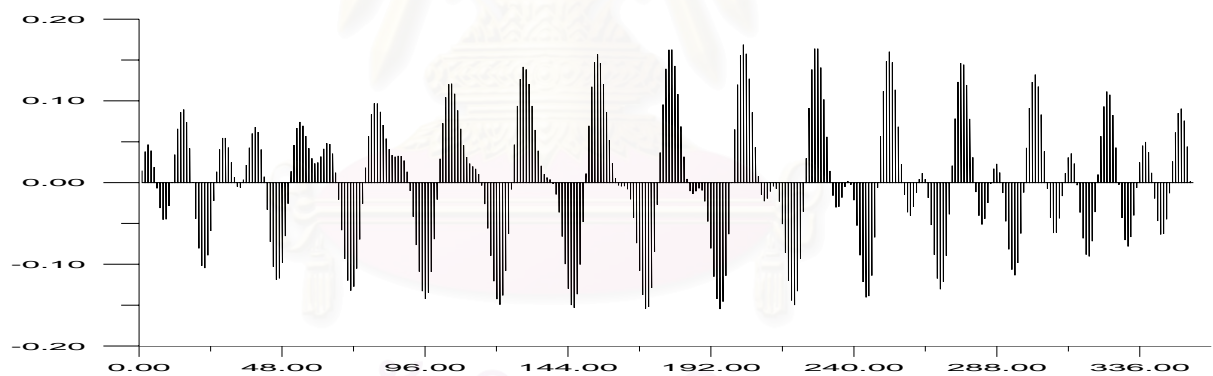
กุมภาพันธ์ 2544 (ทุนเกาะสีชัง)

ทุ่นสำรวจทางสมุทรศาสตร์หัวหิน

แบบจำลองอุทกพลศาสตร์



OSU Tidal Model



รูปที่ 4.4 (ข) เปรียบเทียบขนาดและทิศทางของกระแสน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ กับ OSU Tidal Model ระหว่าง วันที่ 14 กุมภาพันธ์ 2544 – 28 กุมภาพันธ์ 2544 (ทุ่นหัวหิน)

## 4.2 ผลการวิเคราะห์ระดับน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์โดยวิธีการวิเคราะห์ฮาร์โมนิก (Harmonic Analysis)

การวิเคราะห์ระดับน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์โดยวิธีการวิเคราะห์ฮาร์โมนิก เป็นวิธีการคำนวณเพื่อหาค่าแอมพลิจูดกับเฟสขององค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลงที่มีคาบเวลาต่างๆ ก็เพื่อที่จะใช้ในการจำแนกลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงของแต่ละตำบลที่ต่างๆ ในการศึกษาได้นำวิธีการดังกล่าวมาใช้เพื่อแยกค่าแอมพลิจูดกับเฟสของแต่ละองค์ประกอบ โดยมีองค์ประกอบน้ำคู่ 4 องค์ประกอบ คือ  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$  และ  $N_2$  และองค์ประกอบน้ำเดี่ยว 4 องค์ประกอบ คือ  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$  และ  $Q_1$  จากนั้นนำค่าแอมพลิจูดกับเฟสที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มาเปรียบเทียบกับค่าจริง และทำการจำลองระบบแอมพิโดรมิกในอ่าวไทย โดยดูทิศทางการเคลื่อนที่ขององค์ประกอบน้ำคู่และองค์ประกอบน้ำเดี่ยวว่ามีทิศทางการเคลื่อนที่ไปในทิศทางใด

ตาราง 4.3 และรูปที่ 4.5 (ก) – 4.5 (ข) แสดงการเปรียบเทียบค่าแอมพลิจูดกับเฟสของแต่ละองค์ประกอบจากค่าระดับน้ำจริงจากสถานีวัดระดับน้ำต่างๆกับระดับน้ำจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ โดยทำการเปรียบเทียบค่ากับสถานีวัดทั้งหมด 9 สถานี พบว่า  $K_1$  ค่าแอมพลิจูดจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ มีค่า overestimate จากระดับน้ำจริง 2-9 เซนติเมตร ขณะที่ค่าเฟสต่ำกว่าค่าจริงประมาณ 30-40 องศา จากกราฟจะเห็นได้ว่าค่าจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์จะสัมพันธ์กับค่าจริงมากโดยมีค่า  $R^2$  มากกว่า 0.9

แบบจำลองอุทกพลศาสตร์สามารถจำลองการเคลื่อนที่ขององค์ประกอบน้ำ  $O_1$  ได้ดีที่สุด โดยค่าแอมพลิจูดต่างจากค่าจริงเล็กน้อย และค่าเฟสต่างกับค่าจริงไม่เกิน 15 องศา

แบบจำลองอุทกพลศาสตร์สามารถจำลองแอมพลิจูดของ  $Q_1$  ได้ใกล้เคียงกับของจริงมาก โดยมีความแตกต่างเพียง 1-2 เซนติเมตร แต่ค่าเฟสของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์จะมีค่ามากกว่าค่าจริงบ้างในบางสถานี ความสัมพันธ์เชิงเส้นของค่าจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์กับค่าจริงได้ค่า  $R^2$  มากกว่า 0.9

แบบจำลองอุทกพลศาสตร์สามารถจำลองแอมพลิจูดของ  $P_1$  ได้ดีเช่นกัน โดยแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ให้ค่าแอมพลิจูดต่ำกว่าความเป็นจริงเล็กน้อย แต่ให้ค่าเฟสสูงกว่าความเป็นจริงเล็กน้อย ค่า  $R^2$  สูงกว่า 0.9 เช่นกัน

ถึงแม้ว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์สามารถคำนวณการไหลขององค์ประกอบน้ำเดี่ยวได้ดี แต่แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ไม่สามารถจำลององค์ประกอบน้ำคู่ได้นัก ทั้งนี้เนื่องจากว่ารูปร่าง

ของขอบฝั่งและความลึกน้ำอาจมีผลต่อการไหลของน้ำคู่มากกว่าน้ำเดี่ยว ในภาพรวมพบว่าเฟสขององค์ประกอบน้ำคู่อันทั้ง 4 ตัวของแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ และค่าจริงไม่สัมพันธ์แบบเชิงเส้นกัน โดยเฟสจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีทั้งค่าสูงและต่ำกว่าค่าจริง สำหรับแอมพลิจูดนั้นแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ให้ค่าแอมพลิจูดจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ต่ำกว่าค่าจริงมากโดยเฉพาะ  $M_2$  และ  $S_2$

สาเหตุจากการที่แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ไม่สามารถจำลองการเกิด seiche ในอ่าวไทยตอนบนได้ เพราะการเลือกขนาดพื้นที่แบบจำลองอุทกพลศาสตร์อาจจะไม่พอเหมาะที่จะให้เกิด seiche ในอ่าวไทยได้

โดยสรุปแบบจำลองอุทกพลศาสตร์สามารถจำลองการเคลื่อนที่ขององค์ประกอบน้ำเดี่ยวได้ดี หากมีการปรับปรุงรูปร่างชายฝั่ง ความลึกน้ำ และขนาดของพื้นที่แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ คาดว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์จะสามารถจำลองการไหลขององค์ประกอบน้ำคู่อันทั้ง 4 ตัวได้ดีกว่าผลการศึกษาในครั้งนี้



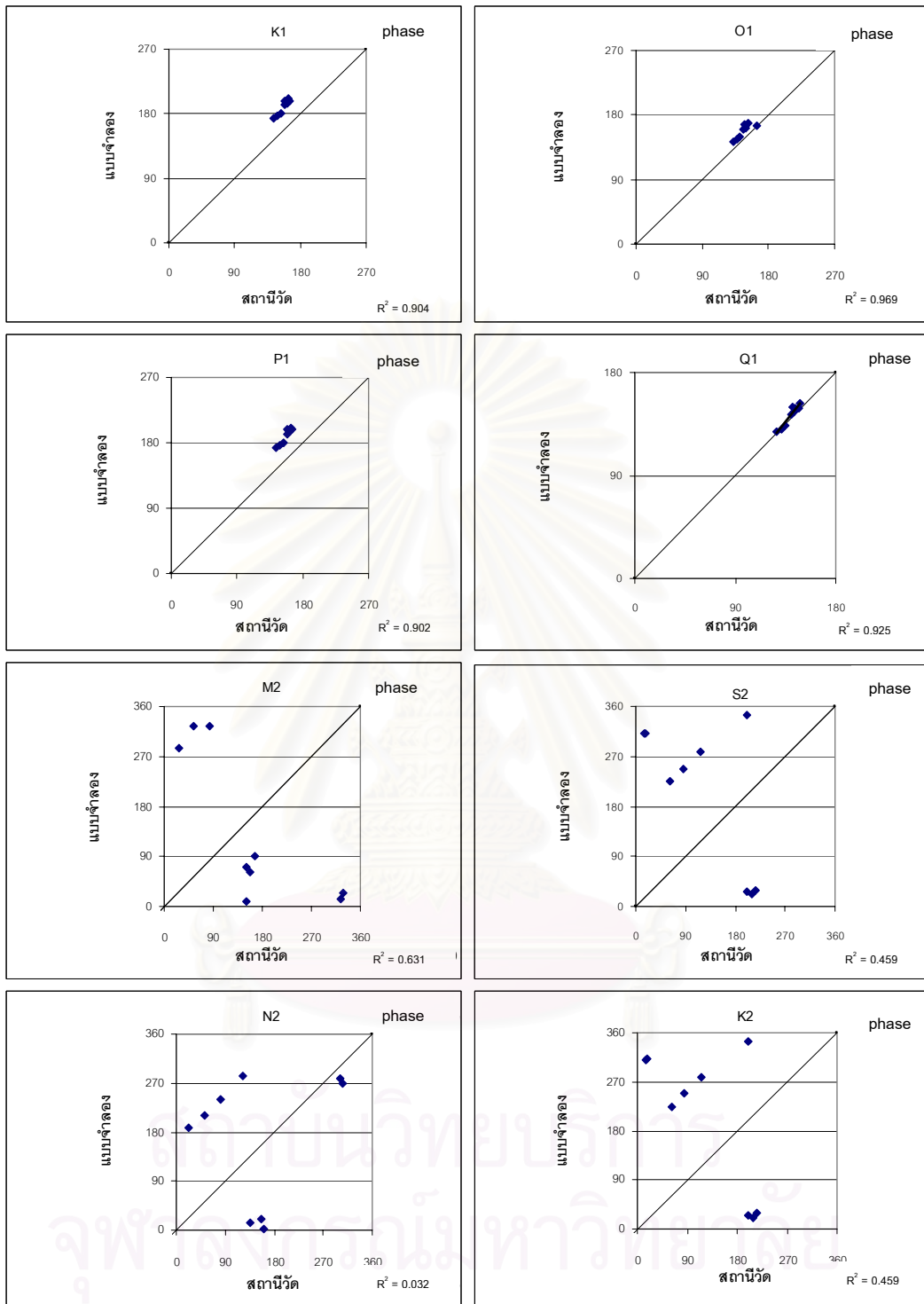
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



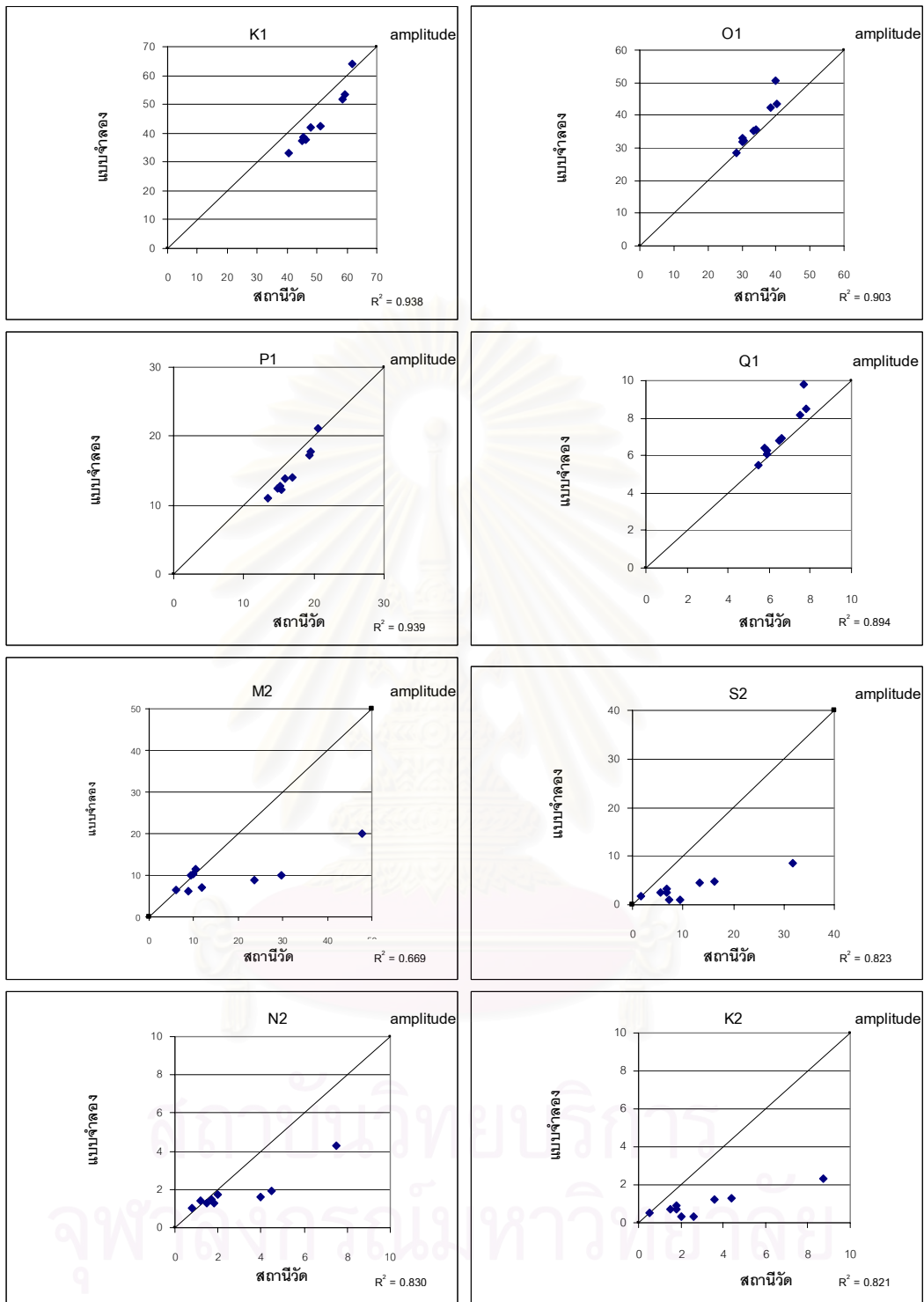
ตาราง 4.2 ตารางเปรียบเทียบค่าแอมพลิจูดกับเฟสของแต่ละองค์ประกอบ

สถานีวัด	M <sub>2</sub>				S <sub>2</sub>				K <sub>1</sub>				O <sub>1</sub>			
	สถานีวัด		แบบจำลอง		สถานีวัด		แบบจำลอง		สถานีวัด		แบบจำลอง		สถานีวัด		แบบจำลอง	
	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส
บางปะกง	47.7	166.8	20.0	91.6	31.8	216.6	8.5	29.7	62.0	163.7	64.1	200.9	39.8	153.4	50.7	169.0
ปราณบุรี	23.5	158.5	8.9	61.9	13.3	209.5	4.5	21.0	58.5	160.8	51.9	197.0	38.4	149.0	42.3	164.8
มัดโพน	8.7	323.5	6.3	12.9	7.3	16.5	1.0	310.7	46.1	162.2	37.6	194.6	30.6	148.9	32.3	162.1
ปากน้ำ หลังสวน	11.7	328.4	7.1	24.0	9.5	18.3	1.1	312.2	45.5	165.0	38.5	197.9	30.0	165.1	33.0	165.1
หัวหิน	29.7	151.7	9.9	70.8	16.2	200.3	4.9	25.5	59.3	159.1	53.6	198.4	40.1	147.3	43.6	166.2
แหลมสิงห์	9.3	83.0	9.9	324.2	5.5	116.6	2.5	278.3	47.9	153.3	41.9	179.8	33.3	140.9	35.1	149.0
แหลมงอบ	9.8	52.9	10.2	324.2	6.7	85.3	2.6	248.3	45.0	147.7	37.4	176.6	30.3	136.7	31.7	146.1
เกาะหลัก	6.1	151.8	6.4	8.3	1.7	200.3	1.8	344.0	51.1	159.4	42.6	191.8	34.0	146.6	35.8	159.5
คลองใหญ่	10.5	27.5	11.4	286.0	6.8	61.6	3.3	224.2	40.5	142.6	33.3	172.9	28.3	132.2	28.5	143.1

สถานีวัด	N <sub>2</sub>				K <sub>2</sub>				P <sub>1</sub>				Q <sub>1</sub>			
	สถานีวัด		แบบจำลอง		สถานีวัด		แบบจำลอง		สถานีวัด		แบบจำลอง		สถานีวัด		แบบจำลอง	
	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส	แอม พลิจูด	เฟส
บางปะกง	7.5	156.2	4.3	21.5	8.7	216.6	2.3	29.7	20.5	173.7	21.2	198.5	7.7	148.3	9.8	153.0
ปราณบุรี	4.0	161.8	1.6	3.1	3.6	209.5	1.2	21.0	19.4	162.2	17.2	199.0	7.5	143.2	8.2	148.7
มัดโพน	1.2	306.7	1.4	270.2	2.0	16.5	0.3	310.7	15.3	158.2	12.3	190.6	5.9	142.3	6.3	145.9
ปากน้ำ หลังสวน	2.0	301.0	1.7	278.6	2.6	18.3	0.3	312.2	15.1	169.0	12.7	187.2	5.8	146.8	6.4	148.7
หัวหิน	4.5	136.8	1.9	12.5	4.4	200.3	1.3	25.5	19.6	157.7	17.8	188.4	7.8	141.4	8.5	150.1
แหลมสิงห์	1.8	80.4	1.3	240.8	1.5	116.6	0.7	278.3	15.9	158.1	13.9	169.1	6.5	134.8	6.8	133.6
แหลมงอบ	1.5	52.2	1.3	209.6	1.8	85.3	0.7	248.3	14.9	157.7	12.4	196.6	5.9	131.2	6.1	130.9
เกาะหลัก	0.8	121.7	1.0	283.6	0.5	200.3	0.5	344.0	16.9	161.5	14.1	197.8	6.6	140.2	6.9	143.4
คลองใหญ่	1.7	22.7	1.5	187.2	1.8	61.6	0.9	224.2	13.4	162.6	11.0	172.9	5.5	127.0	5.5	128.1



รูปที่ 4.5 (ก) การเปรียบเทียบเฟสขององค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลง 8 ตัว จากสถานีวัดระดับน้ำ  
กับแบบจำลองอุทกพลศาสตร์



รูปที่ 4.5 (ข) การเปรียบเทียบแอมพลิจูดขององค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลง 8 ตัว จากสถานีวัด  
ระดับน้ำกับแบบจำลองอุทกพลศาสตร์

#### 4.3 ผลการเปรียบเทียบระบบแอมฟิโดรมิก

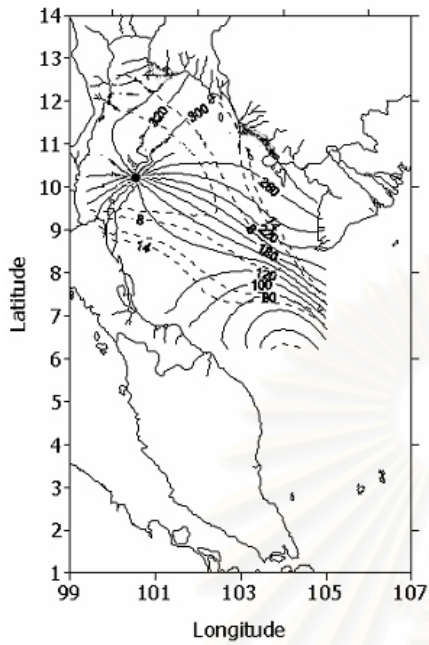
จากรูป 4.3 แสดงค่า co-tidal chart ขององค์ประกอบน้ำคู่  $M_2$  ทิศทางการเคลื่อนที่ของระบบแอมฟิโดรมิกมีทิศทางหมุนทวนเข็มนาฬิกา ซึ่งค่าที่ได้เมื่อเทียบกับ Fang (1986) พบว่าจุดแอมฟิโดรมิก บริเวณใกล้อ่าวไทยตอนบนมีทิศทางไปในแนวเดียวกันกับแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ แต่ค่าเฟสที่ได้จากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีค่าไม่ตรงกันกับ Fang (1986) ,NAGA REPORT (1961) , Yanagi et al. (1997) และ บัทยา สิงห์รักษ์ (2002) ทั้งนี้เนื่องจากในอ่าวไทยมีลักษณะอ่าวเป็นแบบกึ่งปิด ดังนั้นสาเหตุที่ทิศทางของจุดแอมฟิโดรมิกมีทิศทางหมุนทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ อาจเกิดเนื่องมาจากเมื่อมีคลื่นเคลื่อนที่เข้ามาในอ่าวไทย แล้วคลื่นมีการกระทบกับขอบเขตชายฝั่ง ทำให้คลื่นเกิดการสะท้อนกลับแล้วเกิดการปะทะกับคลื่นอีกลูกหนึ่งที่ยังตามมา มีผลทำให้ทิศทางของการเคลื่อนที่ของจุดแอมฟิโดรมิกมีทิศทางเปลี่ยนไปได้ ซึ่งเป็นในลักษณะของ kelvin wave

จากรูป 4.4 แสดงค่า co-tidal chart ขององค์ประกอบน้ำเดี่ยว  $K_1$  ทิศทางการเคลื่อนที่ของระบบแอมฟิโดรมิกมีทิศทางหมุนทวนเข็มนาฬิกา ซึ่งค่าที่ได้เมื่อเทียบกับ Fang (1986) ,NAGA REPORT (1961) , Yanagi et al. (1997) และ บัทยา สิงห์รักษ์ (2002) พบว่ามีค่ามีทิศทางไปในแนวเดียวกันกับแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ แต่จุดแอมฟิโดรมิกจากแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เกิดเยื้องไปทางฝั่งตะวันตกของอ่าว ซึ่งเป็นไปตามทฤษฎีการไหลเวียนแบบ kelvin wave ในซีกโลกเหนือ

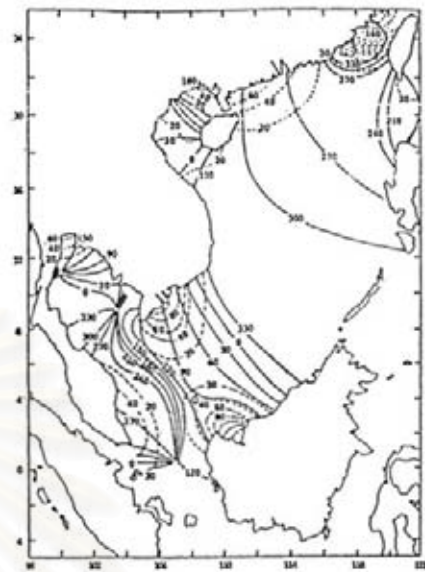
จากรูป 4.5 แสดงค่า co-tidal chart ขององค์ประกอบน้ำเดี่ยว  $O_1$  ทิศทางการเคลื่อนที่ของระบบแอมฟิโดรมิกมีทิศทางหมุนทวนเข็มนาฬิกา ซึ่งค่าที่ได้เมื่อเทียบกับ Yanagi et al. (1997) และ บัทยา สิงห์รักษ์ (2002) พบว่ามีค่ามีทิศทางไปในแนวเดียวกันกับแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ ซึ่งเป็นไปตามทฤษฎีการไหลเวียนแบบ kelvin wave ในซีกโลกเหนือ

จากผลที่ได้ทำให้สรุปได้ว่าแบบจำลองอุทกพลศาสตร์สามารถจำลองระบบแอมฟิโดรมิกขององค์ประกอบน้ำเดี่ยวในอ่าวไทยได้ ส่วนองค์ประกอบน้ำคู่แบบจำลองอุทกพลศาสตร์มีการจำลองการไหลขององค์ประกอบน้ำคู่ยังมีความคลาดเคลื่อนเมื่อเทียบกับงานวิจัยชิ้นอื่นๆ

องค์ประกอบ  $M_2$



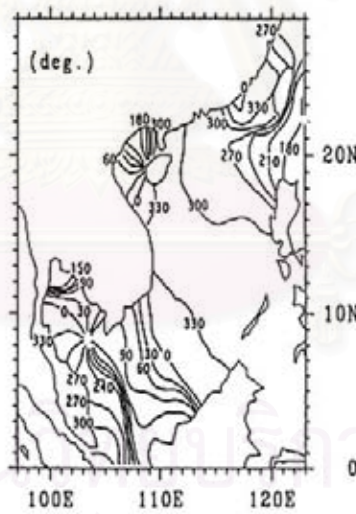
(ก) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์



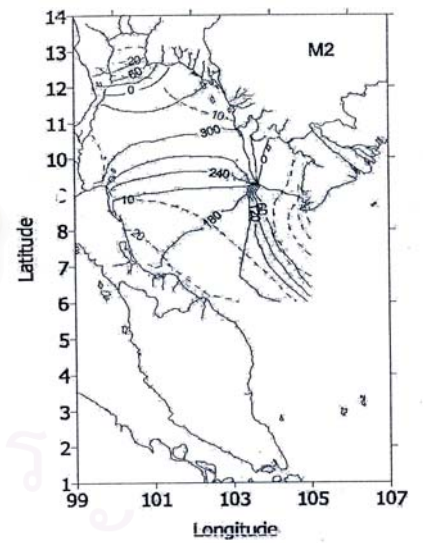
(ข) Fang (1986)



(ค) NAGA REPORT (1961)

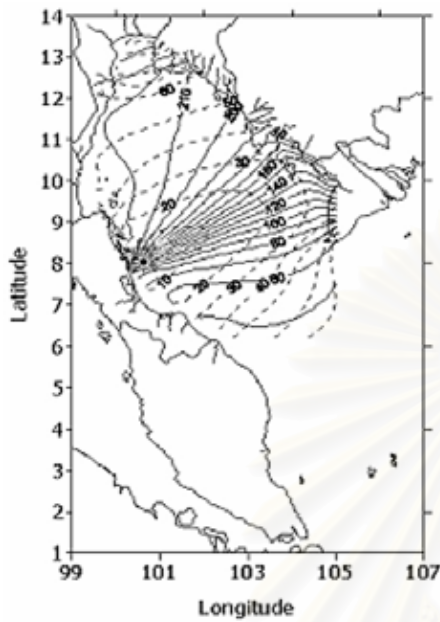


(ง) Yanagi et al. (1997)

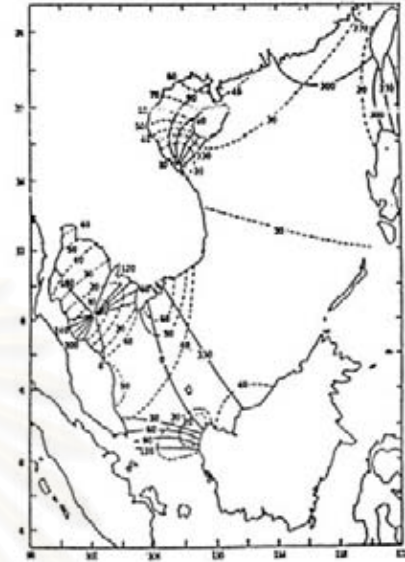


(จ) ปัทมา สิงห์รักษ์ (2002)

รูป 4.6 ค่า co-tidal charge ขององค์ประกอบน้ำคู่  $M_2$  (ก) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ (ข) โดย Fang (1986) (ค) NAGA REPORT (1961) (ง) โดย Yanagi et al. (1997) (จ) โดย ปัทมา สิงห์รักษ์ (2002)

องค์ประกอบ  $K_1$ 

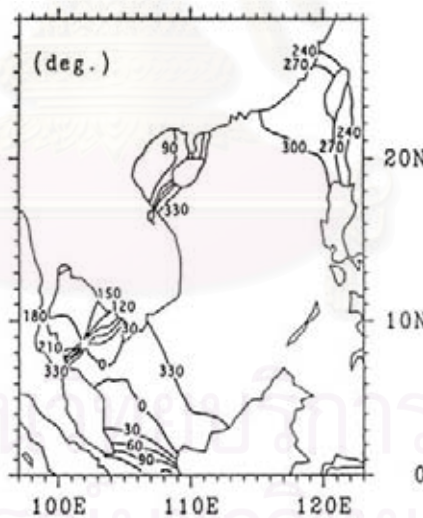
(ก) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์



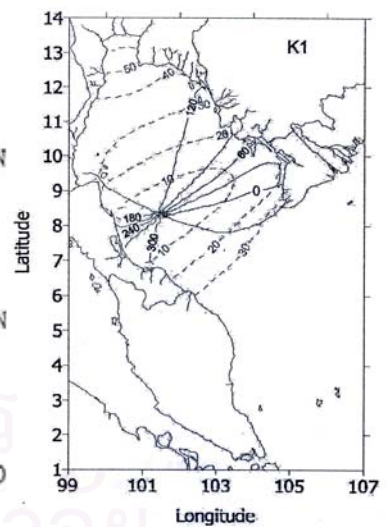
(ข) Fang (1986)



(ค) NAGA REPORT (1961)



(ง) Yanagi et al. (1997)



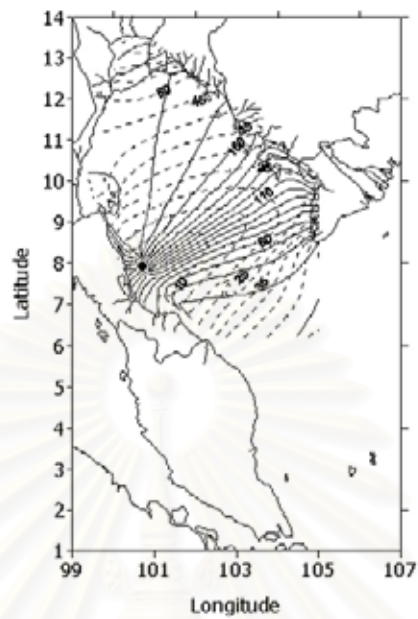
(จ) ปีทมา สิงห์รักษ์ (2002)

รูป 4.7 ค่า co-tidal charge ขององค์ประกอบน้ำเดี่ยว  $K_1$  (ก) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

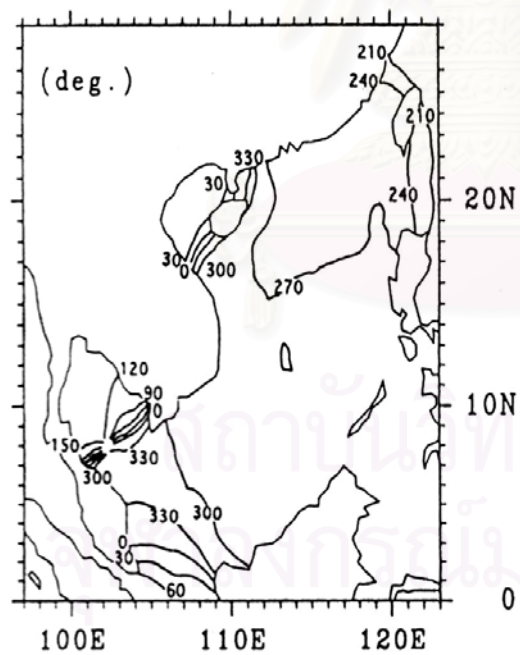
(ข) โดย Fang (1986) (ค) NAGA REPORT (1961) (ง) โดย Yanagi et al. (1997)

(จ) โดย ปีทมา สิงห์รักษ์ (2002)

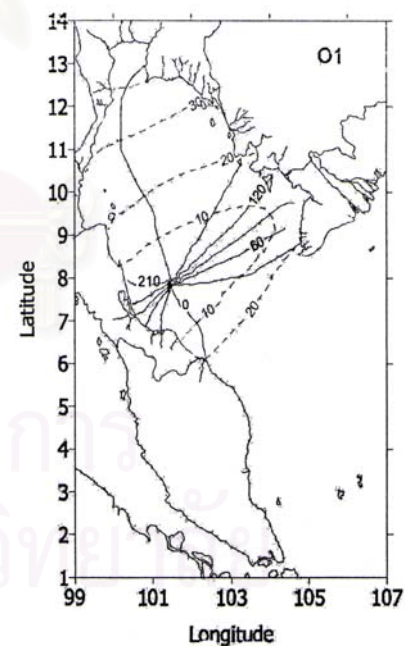
### องค์ประกอบ $O_1$



(ก) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์



(ข) Yanagi et al. (1997)



(ค) ปัทมา สิงห์รักษ์ (2002)

รูป 4.8 ค่า co-tidal charge ขององค์ประกอบน้ำเดี่ยว  $O_1$  (ก) แบบจำลองอุทกพลศาสตร์

(ข) โดย ปัทมา สิงห์รักษ์ (2002) (ค) โดย Yanagi et al. (1997)

## บทที่ 5

### สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ

#### สรุปผลการวิจัย

จากผลการศึกษาระดับและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทย โดยใช้แบบจำลองเชิงตัวเลข ทำให้สรุปได้ว่าแบบจำลองสามารถจำลองระดับน้ำและการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงในอ่าวไทยได้ โดยค่าระดับน้ำจริงที่ได้มีค่าแอมพลิจูดโดยรวมมีขนาดใหญ่มากกว่าแบบจำลอง และค่าเฟสที่ได้จากแบบจำลองมีเฟสช้ากว่าระดับน้ำจริงประมาณ 1 ชั่วโมง ยกเว้นสถานีวัดหัวหินกับสถานีวัดปราบณบุรีพบว่าผลที่คำนวณได้เมื่อเทียบกับระดับน้ำจริงมีเฟสจากแบบจำลองช้ากว่าระดับน้ำจริงประมาณ 2-3 ชั่วโมง และมีชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงต่างกัน ทั้งนี้อาจเกิดเนื่องจากค่าสถานีวัดทั้ง 2 สถานีตั้งอยู่บริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก ซึ่งแบบจำลองอาจจะมีการคำนวณผิดพลาดได้ และนอกจากนี้ค่าความลึกน้ำที่ใช้จากฐานข้อมูล ETOPO5 สำหรับบริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก มีค่าความลึกน้ำไม่เหมือนของจริง (รูปดัดภาคผนวก ค) ดังนั้นจึงอาจเป็นอีกเหตุผลหนึ่งที่ทำให้การคำนวณระดับน้ำจากแบบจำลองเกิดความผิดพลาด ส่วนค่าระดับน้ำรายชั่วโมงจากแบบจำลองกับ OSU Tidal Model พบว่าค่าเฟสที่ได้โดยรวมมีค่าเฟสใกล้เคียงกัน และค่าแอมพลิจูดที่ได้มีค่าต่างกันประมาณ 10 - 20 เซนติเมตร ส่วนค่ากระแสน้ำที่ได้มีทิศทางโดยรวมไปในทิศเดียวกัน แต่มีขนาดโดยรวมจากแบบจำลองใหญ่กว่าหุ่นลอยและ OSU Tidal Model นอกจากนี้แบบจำลองสามารถจำลองการไหลขององค์ประกอบน้ำเดี่ยวในอ่าวไทยได้ ส่วนองค์ประกอบน้ำคู่แบบจำลองมีการจำลองการไหลขององค์ประกอบน้ำคู่ยังมีความคลาดเคลื่อนเมื่อเทียบกับงานวิจัยชิ้นอื่นๆ

#### ข้อเสนอแนะ

1. ในการศึกษาได้ทำการศึกษาแบบจำลองโดยใช้อิทธิพลจากน้ำขึ้นน้ำลงเพียงอย่างเดียว ดังนั้นจึงน่าจะทำการศึกษาต่อโดยใช้อิทธิพลตัวอื่นๆ เช่น ลม ปริมาณน้ำท่า เป็นต้น เพราะในความเป็นจริงในอ่าวไทยค่าระดับน้ำและกระแสน้ำไม่ได้เกิดจากอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลงเพียงอย่างเดียว
2. ในการตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลอง ควรจะเพิ่มข้อมูลที่ใช้ในการเปรียบเทียบให้มากกว่านี้ โดยเฉพาะข้อมูลกระแสน้ำ เพื่อที่จะช่วยตรวจสอบความถูกต้องให้ดียิ่งขึ้น



## รายการอ้างอิง

- ปัทมา สิงห์รักษ์. 2545. การจำลองเชิงตัวเลขของกระแสนในอ่าวไทยเปรียบเทียบกับข้อมูลจาก  
ภาพดาวเทียม. วิทยานิพนธ์ปริญญาโทมหาบัณฑิต ภาควิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา. 2546. สำระวิทยาศาสตร์ทางทะเล : โครงการนำทะเลมาสู่ห้อง  
เรียน. สำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ.
- อัปสรสุดา ศิริพงศ์ และสุทธิชัย เตมียวณิชย์. 2525. การคำนวณน้ำขึ้นน้ำลงเพื่อใช้เป็นระนาบ  
เกณฑ์. ใน ชุดคู่มือการวิเคราะห์ข้อมูลทางสมุทรศาสตร์ฟิสิกส์ลำดับที่ 1. ภาควิชา  
วิทยาศาสตร์ทางทะเล จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- อุทกศาสตร์, กรม. 2543. มาตรฐานน้ำ. กรุงเทพมหานคร: กองทัพเรือ.
- Andersen, B. 1998. Shallow water tides in the northwest European shelf region from  
TOPEX/POSEIDON altimetry. Journal of geophysical research 104: 7729-7741.
- Choi, H.B., KIM, D.G. and KIM, D.H. 1997. A numerical Tidal Model for the Southeast  
Asian Seas. Oil spill modeling in the East Asian Region 5:38-53.
- Fang, G. 1986. Tide and tidal current charts for the marginal seas adjacent China.  
Chin. J. of Oceanology and Limnology 4:1-16.
- Harvey, J.G. 1975. Atmosphere and ocean, our fluid environment. อ้างถึงใน อานนท์ สนิท  
วงศ์ ณ อยุธยา. 2546. สำระวิทยาศาสตร์ทางทะเล : โครงการนำทะเลมาสู่ห้องเรียน.  
สำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ. 2546.
- Johnston, M.D. 1998. Seapol Integrated Studies of The Gulf of Thailand Volume 1.  
Southeast Asian Programme in Ocean Law, Policy and Management.

- Mazzega, P. and Berge, M. 1994. Ocean tides in the Asian semienclosed sea from TOPEX/POSEIDON. J.Geophys. Res 24: 881.
- Pukasub, P. and Pochanasonburana, P. 1957. The types of tides and mean sea level in the Gulf of Thailand. The proceedings of the Ninth Pacific Science Congress. อ้างถึงใน อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา. 2546. สาระวิทยาศาสตร์ทางทะเล : โครงการนำทะเลมาสู่ห้องเรียน. สำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ. 2546.
- Robinson, M. K. 1974. The physical oceanography of the Gulf of Thailand, Naga Expedition. In Naga report Volume 3: Scientific Results of Marine Investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand 1959-1961. The University of California, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California. อ้างถึงใน อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา. 2546. สาระวิทยาศาสตร์ทางทะเล : โครงการนำทะเลมาสู่ห้องเรียน. สำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ. 2546.
- Yanagi, T. and Takao, T. 1997. Clockwise Phase Propagation of Semi-Diurnal Tides in the Gulf of Thailand. Journal of Oceanography 54:143–150.
- Yanagi, T., Takao, T. and Morimoto, A. 1997. Co-tidal and co-range charts in the South China Sea derived from satellite altimetry data. Societe franco-japonaise d'oceanographie Tokyo 35: 85-93.



ภาคผนวก

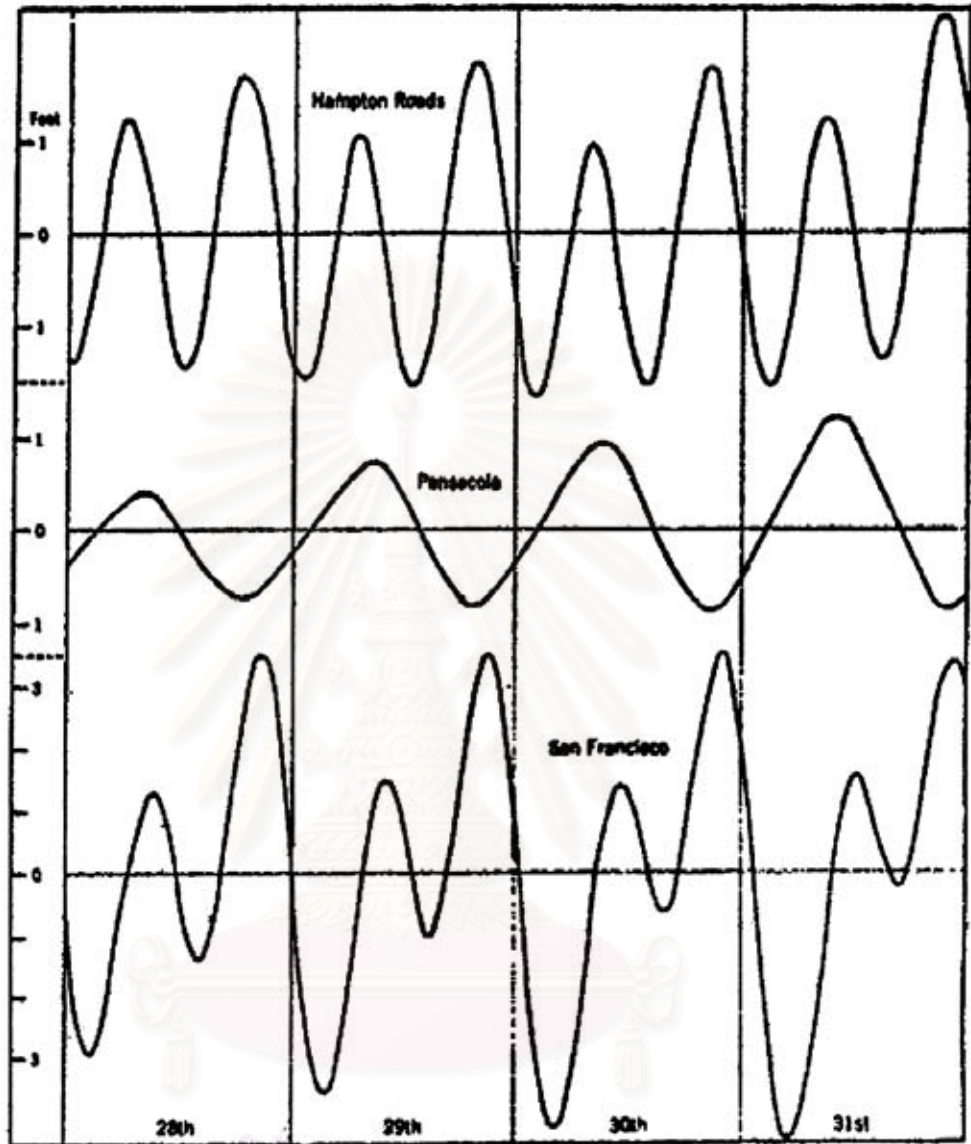
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

## ภาคผนวก ก.

### ชนิดของน้ำขึ้นน้ำลง

#### น้ำขึ้นน้ำลงแบ่งออกเป็น 3 ชนิด

1. น้ำคู่ (semidiurnal tides) เป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำคู่ กล่าวคือในวัฏจักรน้ำขึ้นน้ำลงมีน้ำขึ้นและน้ำลงเกิดครบในครึ่งวัน กล่าวคือใน 1 วันมีน้ำขึ้น 2 ครั้งและน้ำลง 2 ครั้ง อย่างไรก็ตามส่วนที่แสดงให้เห็นอีกอย่างคือ วัฏจักรน้ำขึ้นน้ำลง 2 รอบในแต่ละวันต้องคล้ายกัน นั่นคือน้ำขึ้นน้ำลงตอนเช้าและตอนบ่ายต้องไม่แตกต่างกันมาก ใน 1 วันของน้ำขึ้นน้ำลงคือวันที่ยาวนาน 12 ชั่วโมง 25 นาที
2. น้ำเดี่ยว (diurnal tides) เป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำเดี่ยว โดยแต่ละวันมียอดน้ำขึ้นและลงวันละครั้งเท่านั้น น้ำขึ้นน้ำลงชนิดนี้มีการสูงขึ้นและการลดต่ำลงแต่ละครั้งเกิดในคาบราว 24 ชั่วโมง 50 นาที
3. น้ำผสม (mixed tides) เป็นน้ำขึ้นน้ำลงชนิดน้ำผสม คือน้ำขึ้นน้ำลงที่มีน้ำขึ้น 2 ครั้งและน้ำลง 2 ครั้งใน 1 วัน แต่มีความแตกต่างกันอย่างชัดเจนระหว่างน้ำขึ้นทั้งสองหรือระหว่างน้ำลงทั้งสองใน 1 วัน น้ำผสมเกิดมาจากส่วนผสมของน้ำคู่และน้ำเดี่ยว ดังรูป



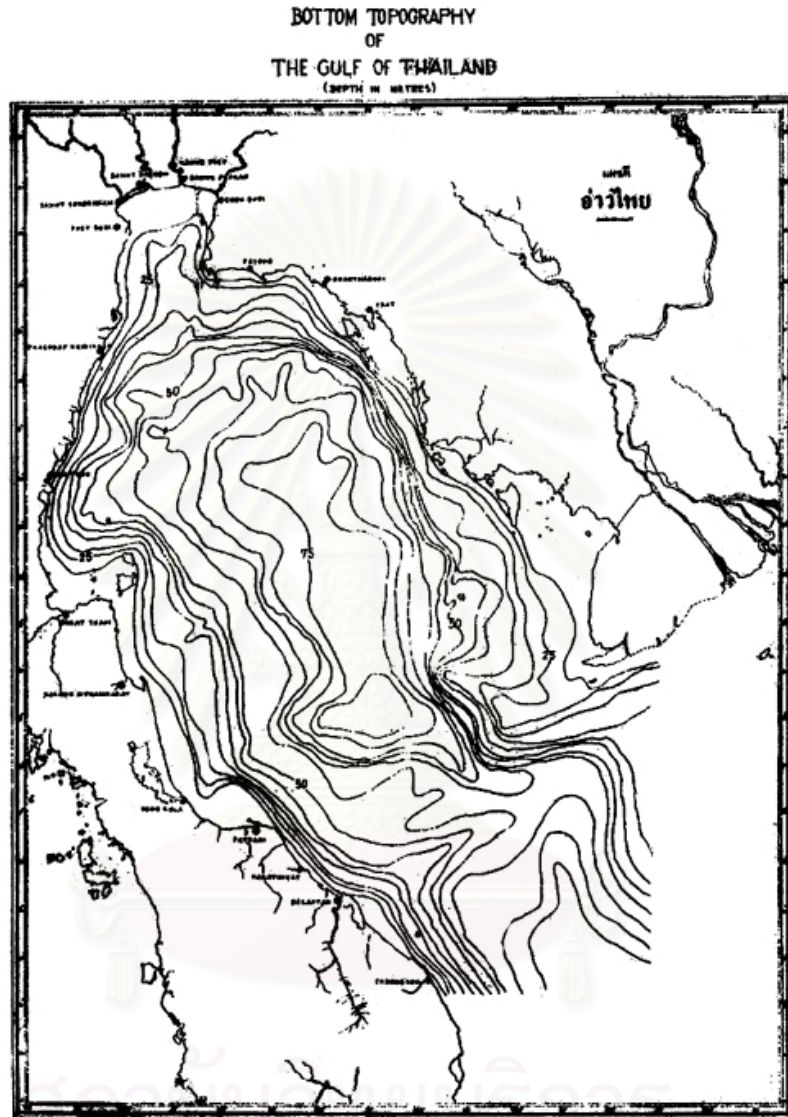
สถาบันนวัตกรรมการ  
 จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย  
 ฐานน้ำขึ้นน้ำลงทั้งสามชนิด  
 (ที่มา: อัปสรสุดา ศิริพงษ์ และสุทธิชัย เตมียวณิชย์, 2525)

## ภาคผนวก ข.

## สถานีวิวัดระดับน้ำและท่อนวัดกระแสน้ำที่ใช้ในการเปรียบเทียบกับแบบจำลอง

สถานีวิวัด	จังหวัด	ละติจูด (เหนือ)	ลองติจูด (ตะวันออก)	ข้อมูลตรวจวัด
แหลมสิงห์	จันทบุรี	12° - 28' -27"	102° - 03' -45"	ระดับน้ำ
หัวหิน	ประจวบคีรีขันธ์	12° - 34' -22"	99° - 57' -48"	ระดับน้ำ
เกาะหลัก	ประจวบคีรีขันธ์	11° - 47' -42"	99° - 48' -58"	ระดับน้ำ
เกาะมัดโพน	ชุมพร	10° - 26' -40"	99° - 15' -25"	ระดับน้ำ
ปราณบุรี	ประจวบคีรีขันธ์	12° - 24' -17"	99° - 59' -41"	ระดับน้ำ
บางปะกง	ฉะเชิงเทรา	13° - 30' -03"	100° - 59' -16"	ระดับน้ำ
คลองใหญ่	ตราด	11° - 46' -58"	102° - 52' -03"	ระดับน้ำ
แหลมงอบ	ตราด	12° - 10' -07"	102° - 23' -45"	ระดับน้ำ
ปากแม่น้ำหลังสวน	ชุมพร	09° - 56' -34"	99° - 09' -20"	ระดับน้ำ
หัวหิน	ประจวบคีรีขันธ์	12° - 30' -00"	100° -10' -00"	กระแสน้ำ
เกาะสีชัง	ชลบุรี	13° - 15' -00"	100° - 45' -00"	กระแสน้ำ

ภาคผนวก ค.



รูปแสดงค่าความลึกน้ำจริง

(ที่มา: Robinson, 1974 อ้างถึงใน อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา, 2546)

### ภาคผนวก ง.

ในการวิเคราะห์ระดับน้ำแบบฮาร์โมนิคจะได้แอมพลิจูดขององค์ประกอบน้ำมาหลายตัว ในการจำแนกลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงในแต่ละบริเวณจะใช้แอมพลิจูดขององค์ประกอบน้ำในบริเวณนั้นเพียง 4 ตัว คือองค์ประกอบน้ำเดี่ยว 2 ตัว ( $K_1$  และ  $O_1$ ) และองค์ประกอบน้ำคู่ 2 ตัว ( $M_2$  และ  $S_2$ ) หาสัดส่วนของผลรวมน้ำเดี่ยวต่อผลรวมน้ำคู่ เรียกสัดส่วนนี้ว่า Form number

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

จำแนกลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงตาม Form number ใช้หลักการจำแนกของ G. Dietrich ตามที่ปรากฏใน NAGA Report, Volume 2 (ค.ศ. 1961=พ.ศ.2503) ดังนี้

$0 < F < 0.25$  น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบน้ำคู่ มียอดน้ำขึ้นและลงวันละ 2 ครั้ง โดยยอดน้ำขึ้นทั้ง 2 ครั้งและยอดน้ำลงทั้ง 2 ครั้งนั้นมีระดับใกล้เคียงกัน

$0.25 < F < 1.50$  น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบน้ำผสม มียอดน้ำขึ้นและลงวันละ 2 ครั้ง โดยยอดน้ำขึ้นทั้ง 2 ครั้งและยอดน้ำลงทั้ง 2 ครั้งนั้นไม่เท่ากันและระยะเวลาขึ้นลงไม่เท่ากัน

$1.50 < F < 3.0$  น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบน้ำผสม โดยบางวันมียอดน้ำขึ้นและลงวันละ 2 ครั้ง หรือบางวันจะมียอดน้ำขึ้นและลงเพียงยอดเดียว

$F > 3.0$  น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบน้ำเดี่ยว โดยแต่ละวันมียอดน้ำขึ้นและลงวันละ 1 ครั้งเท่านั้น

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



## ประวัติผู้เขียนวิทยานิพนธ์

นางสาว นริสรา นุธรรมโชติ เกิดเมื่อวันที่ 21 มีนาคม พ.ศ. 2522 สำเร็จการ  
ศึกษาจากภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ วิทยาเขตประสานมิตร  
เมื่อปีการศึกษา 2543 และศึกษาต่อในหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต ที่ภาควิชา  
วิทยาศาสตร์ทางทะเล จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย เมื่อปีการศึกษา 2544



สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย