

## บทที่ 1

### บทนำ

#### ความเป็นมาและความสำคัญของโครงการวิจัย

เหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 9.15 (Mw) ที่มีจุดเหนือศูนย์เกิดแผ่นดินไหวในทะเลบริเวณตอนเหนือของเกาะสุมาตราประเทศอินโดนีเซีย เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม พ.ศ. 2547 ได้ก่อให้เกิดคลื่นสึนามิ ซึ่งส่งผลกระทบต่อและสร้างความเสียหายเป็นบริเวณกว้าง ต่อพื้นที่ชายฝั่งทะเลในหลายประเทศรอบมหาสมุทรอินเดีย รวมทั้งชายฝั่งทะเลอันดามันของประเทศไทย ได้แก่ จังหวัดระนอง พังงา ภูเก็ต กระบี่ ตรัง และสตูล และทำให้มีผู้เสียชีวิตในประเทศไทยมากกว่า 5,000 คน ซึ่งนอกจากอันตรายจากคลื่นสึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ระยะไกลแล้ว ยังมีการศึกษาพบว่า ในบริเวณภาคใต้และภาคกลางตอนล่างของประเทศไทยเองก็มีกลุ่มรอยเลื่อนมีพลังระนองและกลุ่มรอยเลื่อนมีพลังคลองมะรุ่ยพาดผ่าน ซึ่งในอดีตได้มีการประเมินขนาดของแผ่นดินไหวที่อาจเกิดขึ้นจากกลุ่มรอยเลื่อนทั้งสองนี้โดยใช้ความยาวของรอยแตกของพื้นดินบนบก ทำให้ทราบว่ามีขนาดสูงสุดประมาณ 7.2 มาตรการริกเตอร์ แต่เนื่องจากปลายทั้งสองด้านของรอยเลื่อนระนอง อยู่ตรงขอบของแผ่นดินที่ติดกับอ่าวไทยทางทิศตะวันออกและทะเลอันดามันทางทิศตะวันตก ทำให้ไม่ทราบความยาวที่แท้จริงของรอยเลื่อนทั้งสองนี้ ประกอบกับมีรายงานการเกิดแผ่นดินไหวหลายครั้ง ทั้งในอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ในบริเวณที่อยู่ในแนวเดียวกันกับกลุ่มรอยเลื่อนมีพลังระนองและกลุ่มรอยเลื่อนมีพลังคลองมะรุ่ยที่ยาวต่อออกไปในทะเล ทำให้เชื่อได้ว่ากลุ่มรอยเลื่อนมีพลังระนองและกลุ่มรอยเลื่อนมีพลังคลองมะรุ่ย อาจมีความยาวมากกว่าที่ปรากฏบนพื้นดินมาก และอาจวางตัวต่อเนื่องลงไปในทะเล ทำให้ไม่สามารถตรวจสอบได้จากข้อมูลโทรสัมผัส (ถูกปกคลุมด้วยน้ำทะเล) ดังนั้นแผ่นดินไหวที่มีโอกาสเกิดขึ้นจึงอาจมีขนาดใหญ่กว่าที่ประเมินไว้มากถึงแม้ว่าข้อมูลสำรวจธรณีฟิสิกส์จากบริษัทสำรวจปิโตรเลียมในทะเลอันดามันจะบ่งชี้ว่า ทั้งรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยได้ยื่นต่อออกไปในทะเลเป็นระยะทางนับร้อยกิโลเมตร (Chantong et al., 2010) แต่ก็ยังไม่มีข้อมูลของรอยเลื่อนทั้งสองในด้านอ่าวไทย เนื่องจากไม่มีข้อมูลธรณีฟิสิกส์ในบริเวณดังกล่าว

เนื่องจากการสันนิษฐานของพื้นดินจากแผ่นดินไหวที่นำไปสู่การเสียหายของอาคารและสิ่งก่อสร้างนั้น ขึ้นอยู่กับระยะทางระหว่างพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบกับจุดศูนย์เกิดแผ่นดินไหว ดังนั้น ถ้าทั้งรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยยื่นต่อออกมาในทะเลฝั่งอ่าวไทย รอยเลื่อนทั้งสองโดยเฉพาะรอยเลื่อนระนอง ก็จะยิ่งวางตัวเข้าใกล้กรุงเทพมหานครและปริมณฑลมากขึ้น การเกิดแผ่นดินไหวจากรอยเลื่อนระนองก็จะส่งผลกระทบต่อไม่เพียงแต่พื้นที่จังหวัดภาคใต้หรือภาคกลางตอนล่างเท่านั้น แต่อาจจะส่งผลกระทบต่อประชาชนจำนวนมากที่อาศัยอยู่ในกรุงเทพมหานครและปริมณฑลตามไปด้วย

การที่บริเวณภาคใต้ของประเทศไทยตั้งอยู่ในพื้นที่เสี่ยงภัยจากทั้งแผ่นดินไหวระยะใกล้และแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ระยะไกลรวมทั้งภัยจากคลื่นสึนามิ ทำให้มีความจำเป็นต้องศึกษาความเสี่ยงจากภัยธรรมชาติเหล่านี้ให้ครอบคลุมให้มากที่สุด โดยเฉพาะการสำรวจลักษณะธรณีสัณฐานของรอยเลื่อนและหาหลักฐานการเกิดแผ่นดินไหวในทะเลที่เป็นส่วนต่อของกลุ่มรอยเลื่อนมีพลังระนองและกลุ่มรอยเลื่อนมีพลังคลองมะรุ่ยที่ยาวต่อออกไป เนื่องจากในอดีตยังไม่เคยมีการศึกษาเรื่องนี้มาก่อนในประเทศไทย ไม่ว่าจะเป็นทั้งด้านสัณฐาน ตำแหน่ง และความมีพลังของรอยเลื่อนทั้งสองในทะเล โดยการศึกษาทั้งหมดในอดีต (เช่น การศึกษาของกรมทรัพยากรธรณี) เป็นการศึกษารอยเลื่อนมีพลังบนบก การทราบความยาวที่แท้จริงของรอยเลื่อนทั้งสอง (ทั้งส่วนที่อยู่บนบกและส่วนที่ยื่นต่อลงไปในทะเล) จะช่วยให้สามารถคำนวณหาขนาดแผ่นดินไหวที่มีโอกาสเกิดขึ้น และจะทำให้เราสามารถประเมินความเสี่ยงของผลกระทบจากแผ่นดินไหวต่อประชาชนที่

อาศัยอยู่ในภาคใต้ของไทย เพื่อเป็นข้อมูลให้หน่วยงานที่เกี่ยวข้องวางแผนเตรียมการป้องกันและลดผลกระทบจากภัยแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นต่อไป

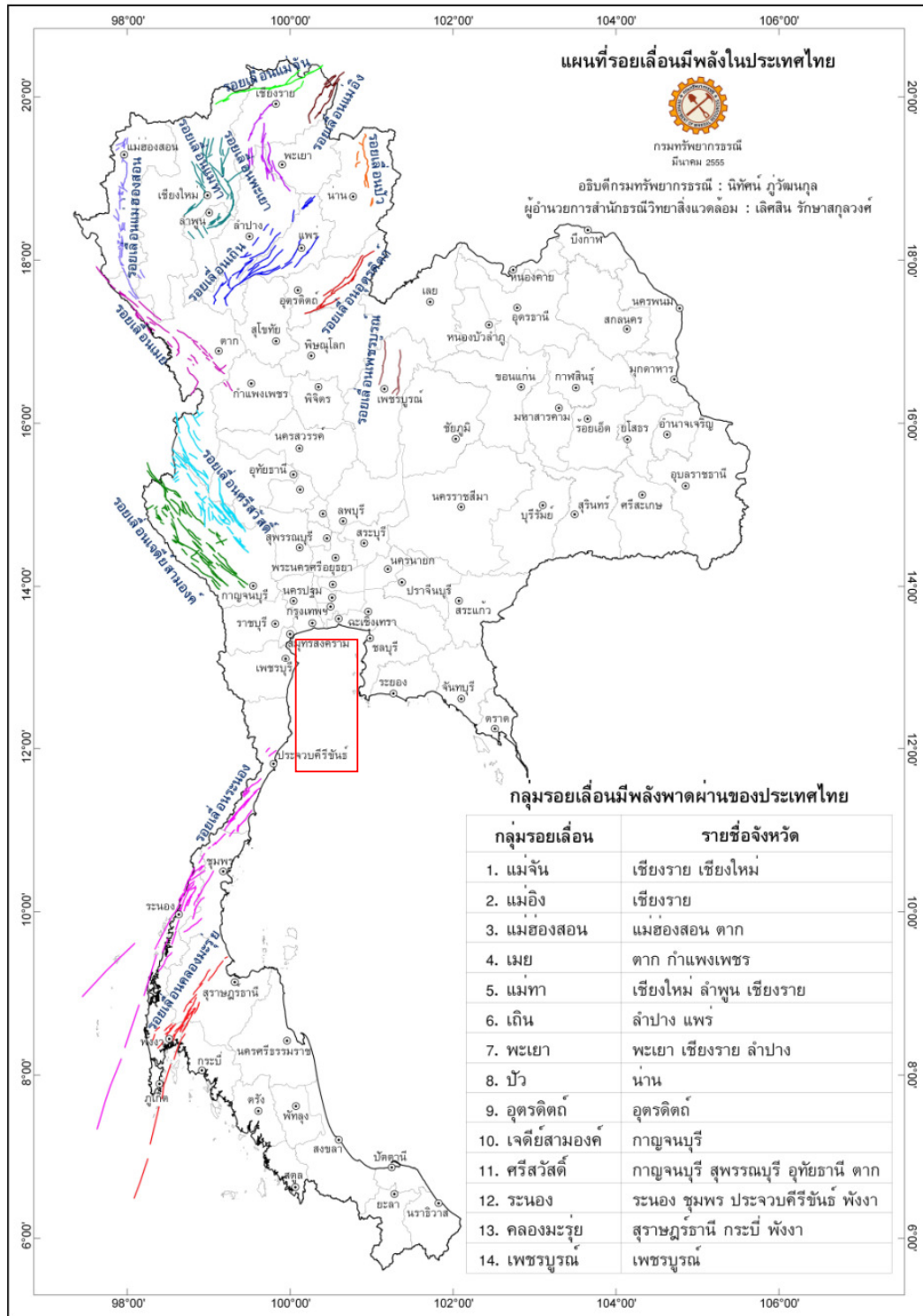
รายงานฉบับนี้เป็นรายงานผลการวิจัยฉบับสมบูรณ์ที่ดำเนินการตลอดโครงการตั้งแต่ เดือนตุลาคม พ.ศ. 2555 – มิถุนายน พ.ศ. 2558 ประกอบด้วยกิจกรรมหลัก ได้แก่ การสำรวจธรณีฟิสิกส์ระดับตื้นในทะเล เพื่อหาแนวการวางตัวของรอยเลื่อนระนองในอ่าวไทย

### วัตถุประสงค์

1. เพื่อสำรวจว่ารอยเลื่อนมีพลังระนอง ยาวต่อลงไปทะเลด้านอ่าวไทยหรือไม่
2. เพื่อจัดทำแผนที่ระดับอันตรายแผ่นดินไหวบริเวณภาคใต้และภาคกลางตอนล่างของประเทศไทย (seismic hazard map) อย่างละเอียด
3. เพื่อคำนวณขนาดของแผ่นดินไหวและอัตราเร่งของพื้นดินสูงสุดที่อาจเกิดขึ้นจากแผ่นดินไหวบริเวณรอยเลื่อนระนองทั้งส่วนบนบกและในทะเล ที่ส่งผลกระทบต่อพื้นที่ภาคกลางตอนล่างและภาคใต้
4. เพื่อศึกษาหาหลักฐานที่บ่งชี้การเกิดแผ่นดินไหวในทะเล ที่อาจเกิดขึ้นในบริเวณชายฝั่งทะเลด้านอ่าวไทยและพื้นที่ใกล้เคียง
5. เพื่อพัฒนาบุคลากรและผลิตนักวิจัยรุ่นใหม่ตั้งแต่ระดับปริญญาตรีจนถึงปริญญาเอก รวมถึงพัฒนาองค์ความรู้ทางการสำรวจรอยเลื่อนมีพลังในทะเลของประเทศไทย
6. เพื่อถ่ายทอดองค์ความรู้ด้านแผ่นดินไหวและสึนามิให้ประชาชนและหน่วยงานต่างๆในพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบทราบ ทำให้มีความรู้ความเข้าใจและสามารถเตรียมการป้องกันและบรรเทาภัยที่เกิดขึ้น

### พื้นที่ทำการศึกษา

พื้นที่การศึกษาครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 17,000 ตารางกิโลเมตร ได้ทำการสำรวจบริเวณอ่าวไทยตอนบน ตั้งแต่บริเวณอ่าวไทยรูป ตัว ก ไปถึง บริเวณนอกชายฝั่งจังหวัด ประจวบคีรีขันธ์ ความยาวรวมของการสำรวจทั้งหมด ประมาณ 350 กิโลเมตร แบ่งเป็นการสำรวจด้วย marine seismic survey 270 กิโลเมตร และการสำรวจด้วย subbottom profiler 190 กิโลเมตร ดังรูป 1.1 ซึ่งบริเวณดังกล่าวคาดว่ามีส่วนของรอยเลื่อนมีพลังระนองวางตัวยาวลงไปทะเล



รูป 1.1 แสดงพื้นที่ศึกษาในการสำรวจรอยเลื่อนระนองด้านอ่าวไทย (กรอบสีแดง)

## บทที่ 2

### แนวคิด ทฤษฎี เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

แผ่นดินไหวเป็นปรากฏการณ์ธรรมชาติที่เกิดจากการปลดปล่อยพลังงานอย่างรวดเร็วในรูปของคลื่นไหวสะเทือน (คลื่นแผ่นดินไหว) จากการศึกษาพบว่าแผ่นดินไหวมักจะเกิดในบริเวณที่มีรอยเลื่อนปรากฏอยู่ และมักจะส่งผลกระทบตามมาหลายอย่าง เช่น การสั่นสะเทือนของพื้นดิน หรือการเกิดคลื่นสึนามิที่สามารถก่อให้เกิดความเสียหายอย่างมากมายทั้งต่อชีวิตและทรัพย์สินเมื่อคลื่นพัดขึ้นฝั่ง

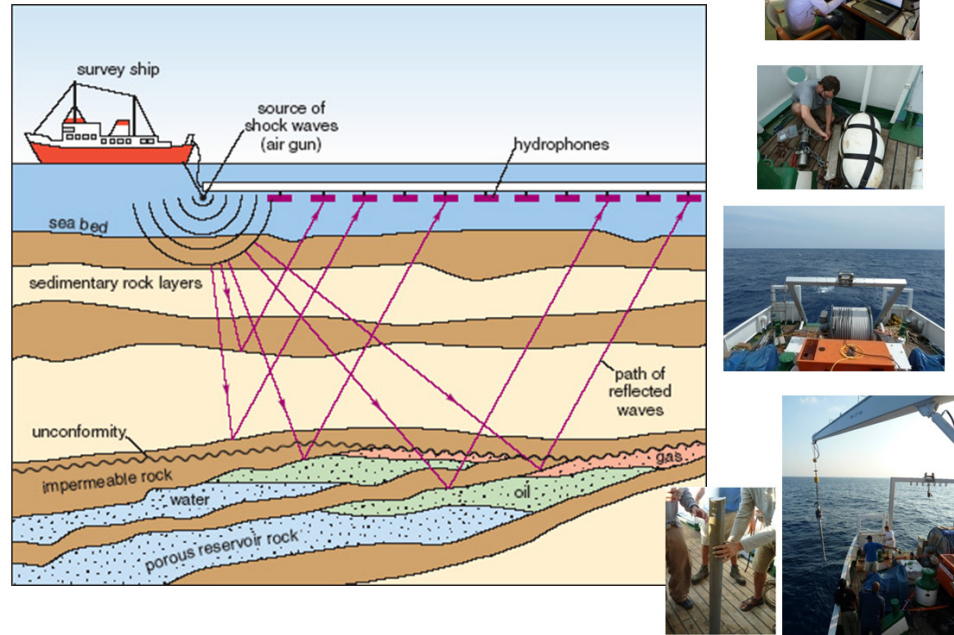
ภาคใต้ของไทยเป็นพื้นที่ที่มีรอยเลื่อนมีพลังระนองและรอยเลื่อนมีพลังคลองมะรุ่ยพาดผ่าน จากการศึกษาที่ผ่านมาได้มีการประมาณขนาดของแผ่นดินไหวที่อาจเกิดขึ้นได้ในกลุ่มรอยเลื่อนมีพลังระนอง ซึ่งจัดเป็นกลุ่มรอยเลื่อนขนาดใหญ่ที่มีความยาวมากกว่า 300 กิโลเมตร จากข้อมูลโทรสัมผัสเมื่อใช้ข้อมูลความยาวของรอยแตกของพื้นดินในการคาดคะเน ทำให้ทราบว่าแผ่นดินไหวที่อาจเกิดขึ้นสามารถมีขนาดสูงสุดประมาณ 7.2 มาตรการริกเตอร์ ซึ่งจัดเป็นแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่สามารถทำให้เกิดความเสียหายอย่างมากต่ออาคารและสิ่งก่อสร้างที่ตั้งอยู่ใกล้กับศูนย์กลางแผ่นดินไหว และในอดีตมีการเกิดแผ่นดินไหวในบริเวณใกล้เคียงกับกลุ่มรอยเลื่อนมีพลังระนองหลายครั้ง เช่นการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 5.1 มาตรการริกเตอร์ เมื่อเดือนตุลาคม พ.ศ. 2549 ในบริเวณอ่าวไทย ที่ทำให้เกิดความเสียหายเป็นบริเวณกว้าง ในส่วนของรอยเลื่อนมีพลังคลองมะรุ่ย ก็มีรายงานแผ่นดินไหวขนาดเล็กเกิดขึ้นมาโดยตลอด การที่ปลายรอยเลื่อนทั้งสองที่ปรากฏบนพื้นดินหายไปทะเลทางด้านอ่าวไทยและทะเลอันดามัน ทำให้ไม่ทราบความยาวและสัญญาณที่แท้จริงของรอยเลื่อนดังกล่าว

Chantong et al. (2010) ได้ทำการศึกษาข้อมูลสำรวจปิโตรเลียมในทะเลอันดามันและพบว่าทั้งรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยได้ยื่นต่อออกไปในทะเลอันดามันเป็นระยะทางนับร้อยกิโลเมตร (รูป 2.1) แต่จนถึงปัจจุบัน ก็ยังไม่มีข้อมูลของรอยเลื่อนทั้งสองในทะเลด้านอ่าวไทย เนื่องจากไม่มีข้อมูลธรณีฟิสิกส์ในบริเวณดังกล่าวเพราะการสำรวจปิโตรเลียมของบริษัทสัมปทานได้ดำเนินการในส่วนของอ่าวไทยตอนกลางและตอนล่าง (จังหวัดสุราษฎร์ธานีและสงขลาในขณะที่รอยเลื่อนระนองวางตัวอยู่ในอ่าวไทยตอนบน (จังหวัดประจวบคีรีขันธ์) ประกอบกับบริษัทเอกชนไม่อนุญาตให้ทำการศึกษาดูข้อมูลธรณีฟิสิกส์ที่ได้จากการสำรวจ เนื่องจากเป็นความลับทางธุรกิจ ทำให้ไม่มีข้อมูลรอยเลื่อนทั้งสองในทะเลด้านอ่าวไทยที่อาจทำให้เกิดแผ่นดินไหวได้ในอนาคต

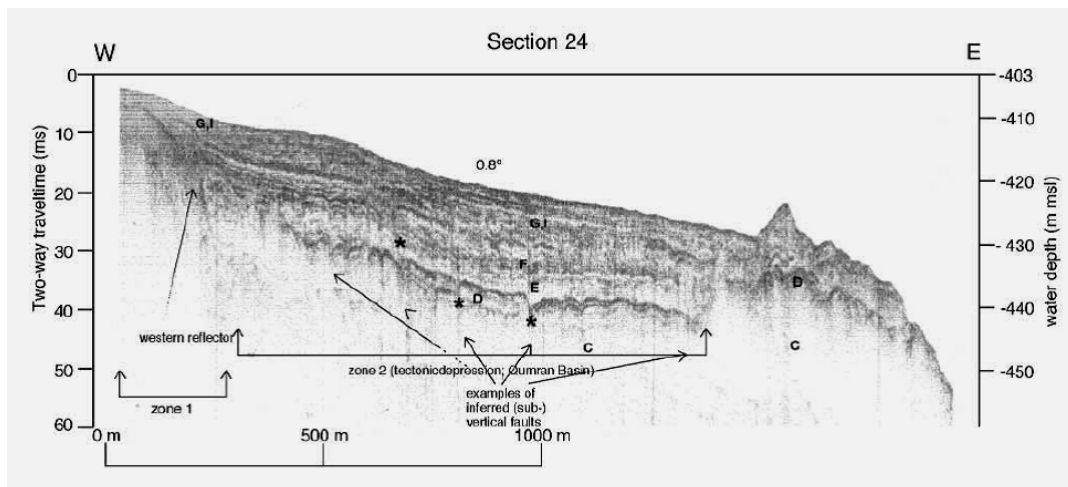
นอกจากนี้ในการประเมินความเสี่ยงของชุมชนจากแผ่นดินไหวที่เกิดโดยรอยเลื่อนทั้งสองในอดีต ก็ได้ใช้การคำนวณขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่มีโอกาสเกิดขึ้นจากความยาวของรอยเลื่อนที่ปรากฏบนพื้นดินเท่านั้น แต่อันที่จริงแล้วมีการเกิดแผ่นดินไหวในแนวรอยเลื่อนทั้งสองที่ทอดผ่านลงไปทะเลมาโดยตลอด ทำให้เชื่อได้ว่าความยาวที่แท้จริงของรอยเลื่อนทั้งสองน่าจะมากกว่าที่ปรากฏบนพื้นดิน และมีโอกาสทำให้เกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่กว่าที่ประเมินไว้ในอดีตและอาจก่อให้เกิดความเสียหายมากกว่าที่ได้เคยคาดการณ์ไว้

การศึกษาเพื่อสำรวจหารอยเลื่อนที่วางตัวอยู่ในทะเลสามารถทำได้โดยใช้การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์โดยวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้น (shallow marine seismic survey) หรือ sub-bottom profiler ซึ่งมีหลักการง่ายๆ คือ ในการสำรวจจะปล่อยคลื่นสั่นสะเทือนจากแหล่งกำเนิดคลื่นลงไปใต้ทะเล ซึ่งคลื่นจะสะท้อนขึ้นต่างๆ กลับมายังเครื่องรับสัญญาณและบันทึกข้อมูลไว้ (รูป 2.2) เมื่อนำข้อมูลที่บันทึกได้ไปประมวลผลก็จะสามารถแสดงเป็นภาพตัดขวางข้างใต้แนวสำรวจ เพื่อใช้ในการแปลความหมายหาลักษณะการวางตัวของชั้นตะกอนและชั้นหินรวมถึงลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยา เช่น รอยเลื่อนที่วางตัวอยู่ข้างใต้ต่อไปตัวอย่างของภาพตัดขวางที่ได้แสดงในรูป 2.3 และรูป 2.4

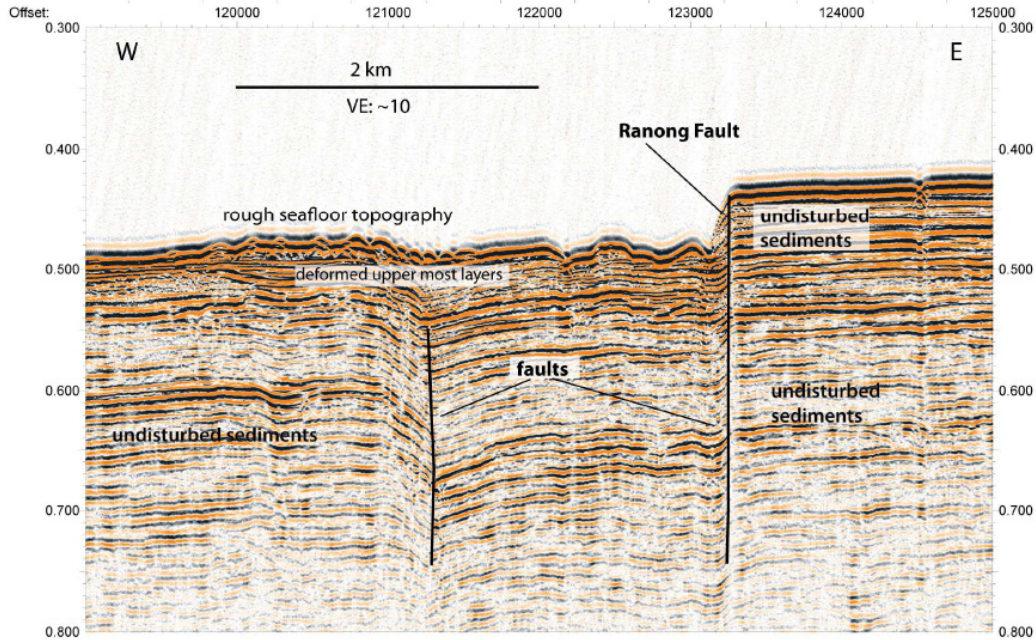




รูป 2.2 แสดงการสำรวจธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในทะเล (ดัดแปลงจาก [www.epa.gov](http://www.epa.gov))

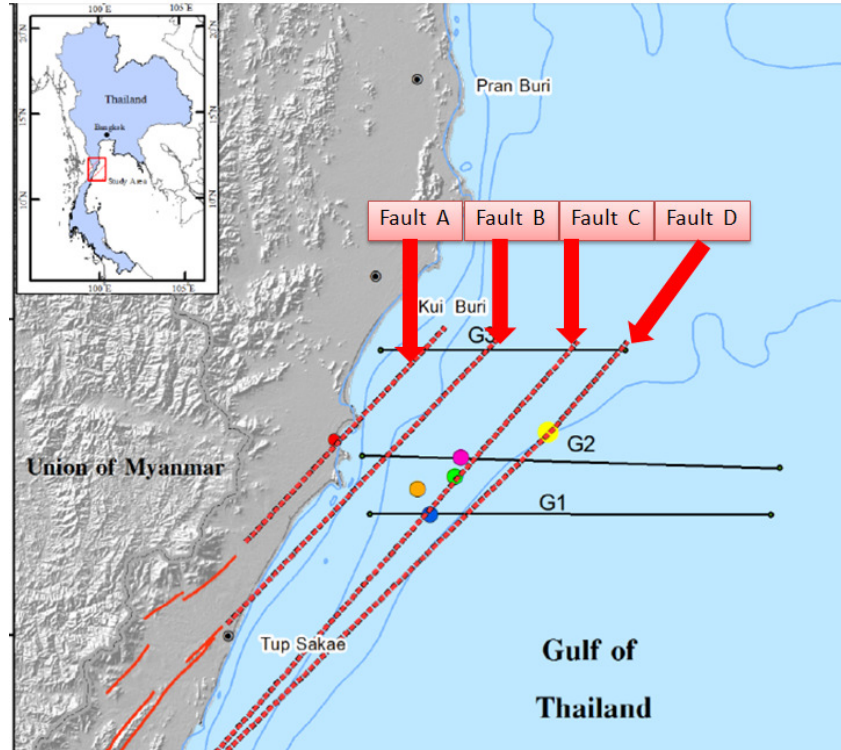


รูป 2.3 แสดงตัวอย่างข้อมูล sub-bottom profiler ที่แสดงให้เห็นชั้นตะกอนที่ถูกตัดโดยรอยเลื่อนในทะเล บริเวณ Dead Sea (ที่มา: Lubberts and Ben-Avraham, 2002)



รูป 2.4 แสดงตัวอย่างข้อมูล shallow seismic survey ที่แสดงให้เห็นชั้นตะกอนที่ถูกตัดโดยรอยเลื่อนในทะเลบริเวณทะเลอันดามัน ประเทศไทย (ที่มา: Krastel, 2011)

สุมาลี ทิพยโยธาส (2553) ได้ทำการศึกษาการสำรวจแผ่นดินไหวบรรพกาลตามเขตรอยเลื่อนระนองภาคใต้ของประเทศไทย พบว่ารอยเลื่อนระนองวางตัวในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้และมีการเอียงเทด้วยมุมชันไปในทางทิศตะวันออก โดยพบส่วนต่อลงไปในพื้นที่ทั้งทางฝั่งทะเลอันดามัน และฝั่งอ่าวไทย รอยเลื่อนที่ต่อออกไปในทะเลซึ่งข้อมูลการวิเคราะห์โครงสร้างภาคตัดขวางจากคลื่นไหวสะเทือนระดับลึกของบริษัทสำรวจปิโตรเลียม ในทะเลอันดามันและอ่าวไทย พบว่ามีความยาวประมาณ 45-100 กิโลเมตร (รูป 2.4) โดยข้อมูลจากการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางทะเลทางฝั่งอ่าวไทย (รูป 2.5) พบรอยเลื่อนย่อยของรอยเลื่อนระนอง ที่ยื่นลงออกไปจากชายฝั่ง ประมาณ 50 กิโลเมตร จากข้อมูลธรณีฟิสิกส์นี้เห็นภาพตัดขวางของชั้นตะกอนได้ลึกมากกว่า 1,000 เมตร และรอยเลื่อนดังกล่าวอาจตัดขึ้นมาถึงพื้นทะเล แต่เนื่องจากข้อมูลของบริษัทปิโตรเลียม ไม่ให้รายละเอียดมากเพียงพอในการแปลความหมายระดับตื้น (0 – 200 m) จึงจำเป็นต้องดำเนินการสำรวจด้วยธรณีฟิสิกส์ ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเลในบริเวณดังกล่าวเพิ่มเติม เพื่อให้ทราบถึงข้อมูลระดับตื้นที่ความละเอียดมากขึ้น



รูป 2.5 ลักษณะคาดการณ์การวางตัวของแนวรอยเลื่อนย่อยของรอยเลื่อนระนอง จากข้อมูลสำรวจคลื่นไหวสะเทือนระดับลึก ของบริษัทสำรวจปิโตรเลียม (ที่มา: สุมาลี ทิพย์โยภาส 2553)

### การประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดในอดีต

การประเมินขนาดของแผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นในอดีตจะใช้ความสัมพันธ์ระหว่างขนาดของแผ่นดินไหวสูงสุดที่มีโอกาสเกิดขึ้น (Maximum Credible Earthquake: MCE) กับค่าความยาวของรอยแตกที่ปรากฏบนผิวดิน (Surface Rupture Length: SRL) ที่ได้จากการแปลความหมายข้อมูลโทรสัมผัสโดยใช้สมการที่เสนอโดย Well และ Coppersmith (1994) ดังสมการ

$$M = 5.08 + 1.16 \log (\text{SRL}) \quad \text{-----}(1)$$

$$M = 5.16 + 1.12 \log (\text{SRL}) \quad \text{-----}(2)$$

$$M = 6.61 + 0.71 \log (\text{MD}) \quad \text{-----}(3)$$

โดยที่

M = moment magnitude

SRL = surface rupture length

MD = maximum displacement

(1) Equation for all fault type

(2) Equation for strike-slip fault

(3) Equation for normal fault

ขนาดของแผ่นดินไหวสูงสุดที่มีโอกาสเกิดขึ้นที่คำนวณได้จะถูกนำไปใช้ในการประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวต่อไป

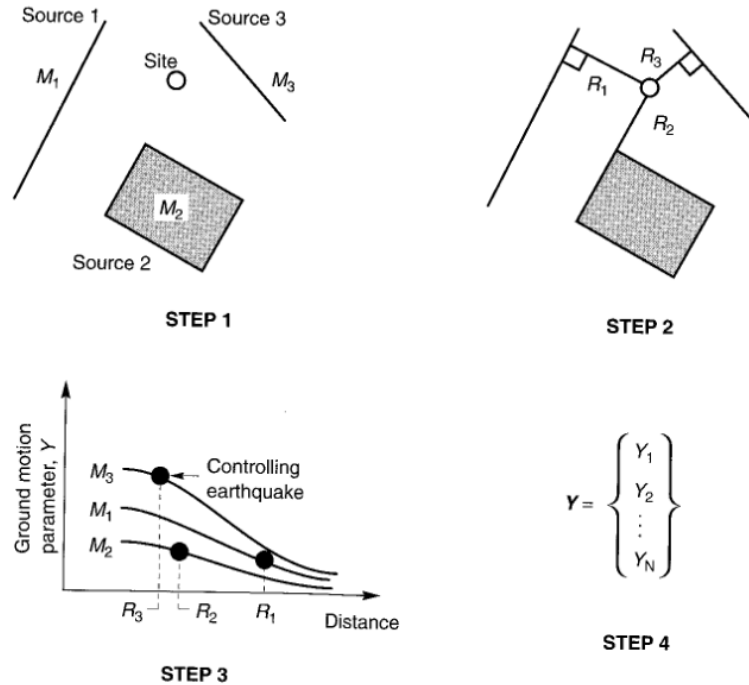
### การประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหว (Seismic Hazard Analysis)

การประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหว เป็นการศึกษาว่า เมื่อเกิดแผ่นดินไหวขึ้น พื้นที่ศึกษาที่มีโอกาสได้รับผลกระทบจะมีการสั่นสะเทือนของพื้นดินมากน้อยเพียงใด ซึ่งโดยทั่วไป มักจะแสดงค่าเปรียบเทียบเป็นร้อยละของอัตราเร่งอันเนื่องมาจากแรงโน้มถ่วงของโลก (% g) โดย 1g มีค่าเท่ากับ  $9.81 \text{ m/s}^2$

การประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษาที่เป็นผลจากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวต่างๆ นั้น สามารถทำได้ 2 วิธี ได้แก่ การประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่า (Deterministic Seismic Hazard Analysis: DSHA) และ การประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวจากความเป็น (Probabilistic Seismic Hazard Analysis: PSHA) ซึ่งทั้งสองวิธีนี้ใช้ตัวแปรนำเข้า (input parameters) ที่มีลักษณะใกล้เคียงกัน แต่ใช้กระบวนการวิเคราะห์ที่แตกต่างกัน ซึ่งในอดีตมีการศึกษาในด้านนี้บ้างพอสมควร เช่น Warnitchai และ Lisantonio (1996) ได้ประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวในประเทศไทย ด้วยวิธี Probabilistic Seismic Hazard Analysis ที่นำเสนอโดย Cornell ในปี ค.ศ.1968 โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวและแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว ที่จัดทำโดย Nutalaya และคณะ (1985) ซึ่งรวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหวเป็นเวลา 80 ปี และใช้แบบจำลองการลดทอนการสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวของ Esteva และ Villaverde ที่นำเสนอในปี ค.ศ. 1973 โดยผลการศึกษาพบว่าค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration, PGA) ในประเทศไทยจากแผนที่ระดับอันตรายแผ่นดินไหวที่มีโอกาส 10% ที่จะเกิดขึ้นในรอบ 50 ปีมีค่าสูงสุดประมาณ 0.27g โดยจะมีค่าสูงสุดในภาคเหนือและภาคตะวันตก

Palasri (2006) ได้วิเคราะห์ระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวโดยใช้วิธี Probabilistic Seismic Hazard Analysis ที่นำเสนอโดย Cornell เช่นกัน แต่ใช้แหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่นำเสนอโดย Charusiri และคณะ (2005) และได้ให้ความสำคัญกับแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่บันทึกได้จากการตรวจวัดด้วยเครื่องมือเพิ่มขึ้น นอกจากนี้ยังใช้แบบจำลองการลดทอนการสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวของ Sadigh และคณะ (1997) แทน โดยให้เหตุผลว่าเป็นแบบจำลองที่เหมาะสมกับพื้นที่ประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียงมากกว่าแบบจำลองอื่นๆ ซึ่งผลการศึกษา สามารถสรุปได้ว่า อัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน ที่มีโอกาสเกิด 10% ในรอบ 50 ปี ของไทยมีค่าตั้งแต่ 0.02 g ในกรุงเทพมหานคร ไปจนถึง 0.25 g ในภาคเหนือบริเวณจังหวัดแม่ฮ่องสอน เชียงใหม่และเชียงราย ส่วนภาคตะวันตกบริเวณจังหวัดกาญจนบุรีและตาก มีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินประมาณ 0.15 g

เนื่องจากบริเวณภาคกลางรวมทั้งกรุงเทพมหานครและปริมณฑลมีสิ่งก่อสร้างเป็นจำนวนมากจึงมีความอ่อนไหวต่อความเสียหายจากแผ่นดินไหวค่อนข้างสูง การศึกษาในครั้งนี้จึงใช้วิธีประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่า (Deterministic Seismic Hazard Analysis: DSHA) ซึ่งเป็นการพิจารณาระดับอันตรายสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในพื้นที่ศึกษา (worst case scenario) โดยไม่คำนึงถึงช่วงเวลาในการเกิด กล่าวคือ สามารถเกิดตอนไหนก็ได้ ซึ่งการประเมินแบบนี้เริ่มเป็นนิยมใช้กันอย่างแพร่หลายในประเทศที่มีความเสี่ยงต่อแผ่นดินไหวสูง เช่น ประเทศญี่ปุ่น การวิเคราะห์แบบนี้จะใช้ข้อมูลจากการวิเคราะห์ศักยภาพสูงสุดของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สามารถเกิดขึ้นได้รอบๆ พื้นที่ศึกษา (controlling earthquake) มาใช้ในการประเมินระดับความรุนแรงของการสั่นสะเทือนเมื่อเกิดแผ่นดินไหวขึ้น การประเมินระดับแผ่นดินไหวลักษณะนี้เป็นการประเมินระดับอันตรายเฉพาะตำแหน่งหรือพื้นที่สนใจ เช่น ในเขตเมืองหลวง หรือบริเวณที่อาจได้รับผลกระทบอย่างกว้างขวาง ซึ่งขั้นตอนการประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่าประกอบด้วยวิธีการดังต่อไปนี้ (รูป 2.7, Kramer, 1996)



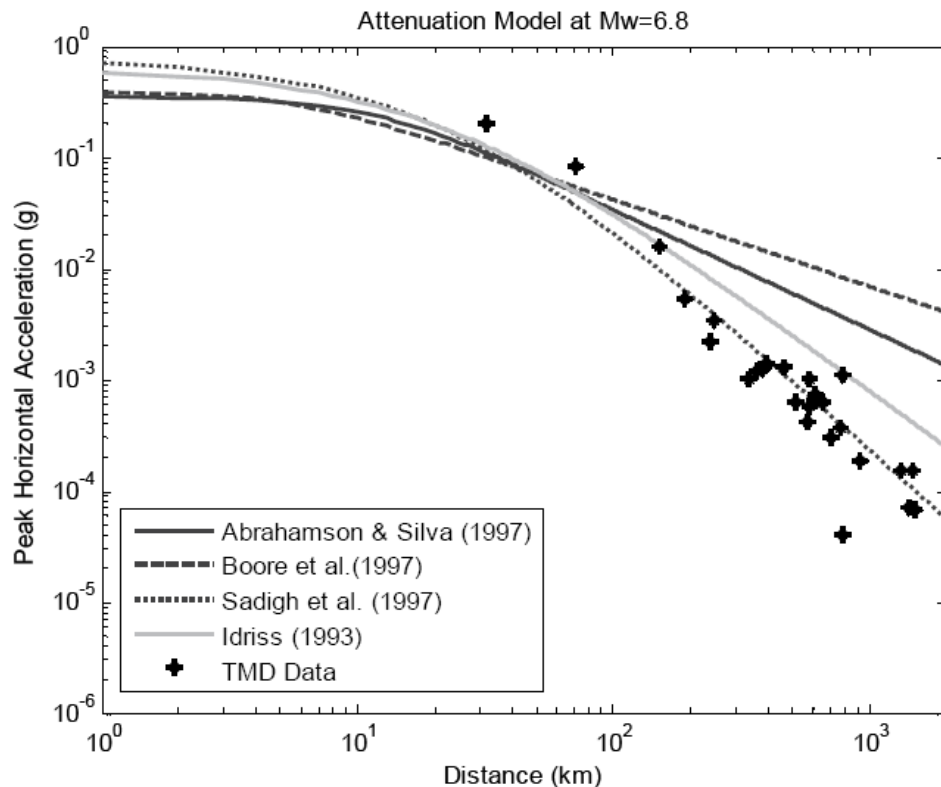
รูป 2.6 วิธีการประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่า (DSHA) (Kramer, 1996)

- ประเมินลักษณะของแผ่นดินไหวที่มีโอกาสเกิดขึ้นและสามารถส่งผลกระทบต่อพื้นที่ศึกษาได้แก่ ตำแหน่งที่ตั้ง ลักษณะรูปทรงของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว เช่น เป็นจุด (point source) เป็นแนวเส้น (line source) หรือเป็นพื้นที่ (area source) และประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่มีโอกาสเกิดขึ้นได้ (รูป 2.6 ขั้นตอนที่ 1)
- ประเมินระยะทางจากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวแต่ละแหล่งถึงพื้นที่ศึกษา และคัดเลือกระยะทางที่สั้นที่สุดเป็นตัวแทนของระยะทางจากพื้นที่ศึกษาถึงแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวซึ่งโดยทั่วไปมักจะเป็นระยะทางที่ตั้งฉากกันกับแหล่งกำเนิดที่เป็นรอยเลื่อน (line source) (รูป 2.6 ขั้นตอนที่ 2)
- นำขนาดสูงสุดและระยะทางที่สั้นที่สุดของแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวมาคำนวณหาการสั่นสะเทือนของพื้นดิน ณ พื้นที่ศึกษา โดยใช้แบบจำลองการลดทอนการสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวที่เหมาะสมในแต่ละพื้นที่ศึกษา (รูป 2.6 ขั้นตอนที่ 3)
- เปรียบเทียบขนาดของการสั่นสะเทือนของพื้นดินที่จะกระทบต่อพื้นที่ศึกษา จากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวแหล่งต่างๆ และคัดเลือกแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่มีระดับการสั่นสะเทือนของพื้นดิน สูงสุด (อัตราเร่งของพื้นดินสูงสุด) และใช้ค่าอัตราเร่งของพื้นดินสูงสุดที่ได้จากแหล่งกำเนิดดังกล่าวในการประเมินระดับอันตรายแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษา (รูป 2.6 ขั้นตอนที่ 4)

#### การเลือกแบบจำลองการลดทอนการสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว

ตั้งแต่อดีตจนถึงปัจจุบันนักวิทยาศาสตร์จำนวนมากได้สร้างสมการลดทอนเชิงประสบการณ์สำหรับแผ่นดินไหวของเปลือกโลกหลายสมการเพื่อใช้หาความสัมพันธ์ระหว่างค่าอัตราเร่งของพื้นดินกับระยะทางระหว่างพื้นที่ศึกษากับศูนย์กลางแผ่นดินไหว ซึ่งค่าอัตราเร่งของพื้นดินจะเป็นสัดส่วนผกผันกับระยะห่างจากศูนย์กลางแผ่นดินไหวเป็นแบบลอการิทึม ซึ่งโดยส่วนมาก เป็นการศึกษาและสร้างสมการที่พัฒนาขึ้นใช้ในอเมริกาเหนือด้านตะวันตก เนื่องจากมีสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวค่อนข้างมากและมีแผ่นดินไหวขนาดปานกลาง-ใหญ่เกิดขึ้นหลายครั้ง เช่น สมการของ Boore และคณะ (1997), Abrahamson and Silva (1997)

Campbell and Bozorgnia (2003) Sadigh และคณะ (1997) และ Pankow and Pechmann (2004) ทั้ง 5 สมการนี้เป็นการลดทอนของความเร่งของพื้นดินสูงสุด โดยมีค่าความหน่วง 5% ซึ่งสมการดังกล่าวเป็นสมการที่พัฒนาขึ้นใช้ในด้านตะวันตกของอเมริกาเหนือ และเชื่อว่าสามารถนำมาใช้กับการศึกษาในประเทศไทยได้ (WCFS, 1996 and 1998, URS Corporation, 2005) โดยทั่วไปแล้ว ลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวจะขึ้นอยู่กับปัจจัย 3 ประการ ได้แก่ ขนาดของแผ่นดินไหว ระยะทางจากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวถึงพื้นที่ศึกษา และลักษณะธรณีแปรสัณฐานในพื้นที่นั้น จึงจำเป็นต้องเลือกสมการที่เหมาะสมเพื่อใช้ในประเทศไทยเพื่อให้ได้ค่าที่ถูกต้องใกล้เคียงความเป็นจริงมากที่สุด

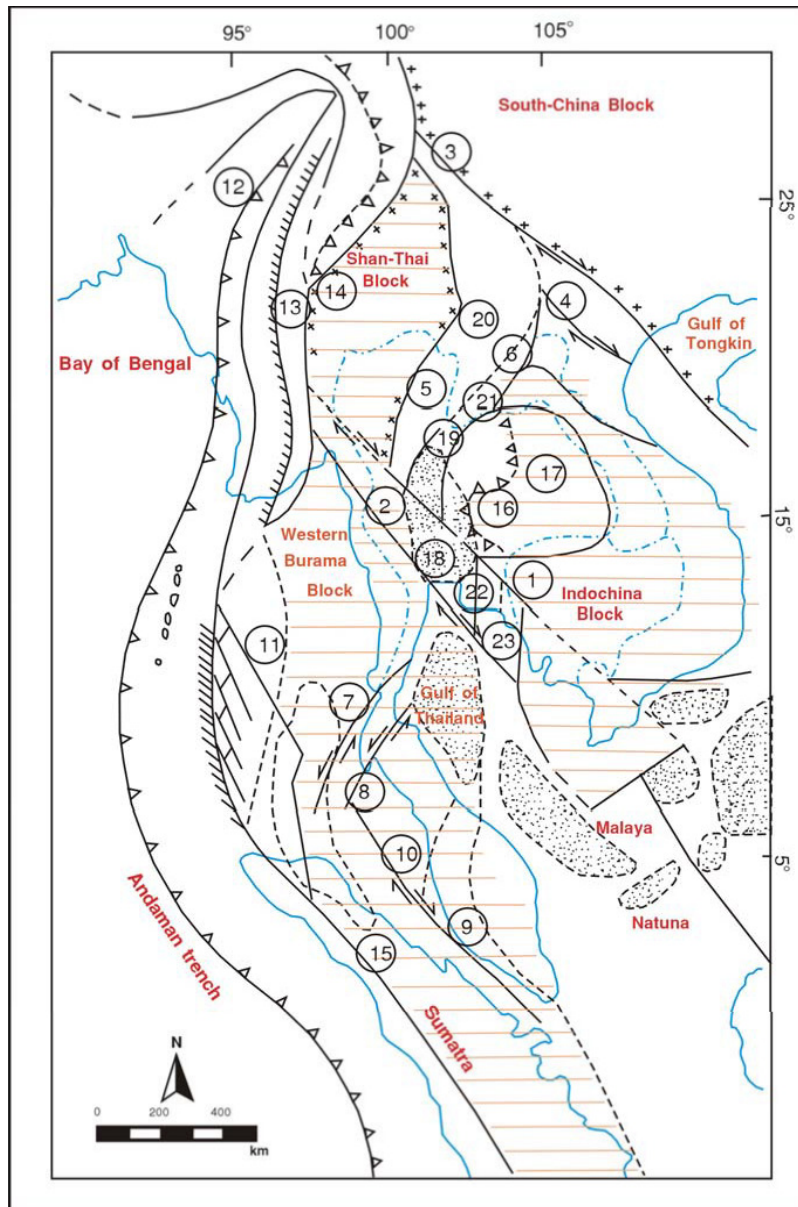


รูป 2.7 เปรียบเทียบค่าความเร่งในแนวราบจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 6.8 เมื่อวันที่ 24 มีนาคม พ.ศ. 2554 ละติจูดที่ 20.705 องศาเหนือ ลองจิจูดที่ 99.949 องศาตะวันออก ลึก 10 กิโลเมตร (USGS) กับค่าความเร่งในแนวราบที่ได้จากสมการลดทอนแผ่นดินไหวที่ใช้ในสหรัฐอเมริกา (ที่มา: อาณัติ เรืองรัมย์และคณะ, 2554)

### สภาพธรณีแปรสัณฐานบริเวณภาคพื้นทวีปเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (Plate Tectonic Setting of Southeast Asia)

ตั้งแต่ช่วงยุคไทรแอสซิกตอนปลาย (Charusiri et al., 1991, 2000) ถึงช่วงเพอร์เมียน-ไทรแอสซิก (Hutchison, 1983, Bunopas and Vella, 1983) หรือในช่วงเวลาก่อนหน้านั้น (Helmke, 1985) ประเทศไทยและประเทศต่างๆ ที่อยู่โดยรอบนั้น ล้วนแล้วแต่ตั้งอยู่บนแผ่นเปลือกโลกชนิดแผ่นเปลือกโลก 2 แผ่นที่เคลื่อนตัวมาชนและเชื่อมต่อเป็นผืนแผ่นดินเดียวกัน ซึ่งในช่วงเวลาก่อนหน้านั้นเปลือกโลกทั้ง 2 แผ่นเคยเป็นส่วนหนึ่งของมหาทวีปกอนวานา (Gonwana) และอาจจะอยู่ติดกับแผ่นเปลือกโลกออสเตรเลียทางด้านเหนือโดยแผ่นเปลือกโลกทั้ง 2 แผ่น ได้แก่ แผ่นเปลือกโลกชานไทยและแผ่นเปลือกโลกอินโดจีน ซึ่งแผ่นเปลือกโลก

ชาติไทยครอบคลุมพื้นที่ทางตะวันตกของประเทศไทย พื้นที่ตะวันออกของสหภาพเมียนมาร์ ต่อเนื่องไปถึงด้าน  
 ตะวันตกเฉียงเหนือของมาเลเซีย ส่วนแผ่นเปลือกโลกอินโดจีนนั้น ครอบคลุมพื้นที่ด้านตะวันออกของประเท  
 ไทย ลาว กัมพูชา ภาคใต้ของเวียดนาม และด้านตะวันออกของประเทศมาเลเซีย (Bunopas, 1981,  
 Bunopas and Vella, 1983, Charusiri et al., 2002) นอกจากนี้บริเวณขอบที่ชนกันระหว่างแผ่นเปลือก  
 โลกชานไทยและแผ่นเปลือกโลกอินโดจีน ในบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย มีแผ่นเปลือกโลกจุลทวีปแทรก  
 อยู่อีก 2 แผ่น ได้แก่ แผ่นเปลือกโลกลำปาง - เชียงราย และ แผ่นเปลือกโลกนครไทย (รูป 2.8) ซึ่งทั้งสองแผ่น  
 นี้เคยเป็นส่วนหนึ่งของเปลือกโลกชนิดแผ่นมหาสมุทร (Charusiri, 1989, Charusiri et al. 2002) ที่ถูกเคลื่อนตัว  
 เข้ามาชนกัน โดยรอยเลื่อนแบบเหลื่อมขวางขนาดใหญ่ และจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนดังกล่าวส่งผลให้  
 เทือกเขาในภาคเหนือของไทยเกิดการบิดตัวแบบตัว S คาดว่ารอยเลื่อนเหล่านี้มีการเคลื่อนตัวเมื่อประมาณ 70 -  
 80 ล้านปี 55 ล้านปี และ 45 ล้านปีมาแล้ว (Charusiri, 1989) แนวรอยต่อหรือตะเข็บระหว่างแผ่นเปลือกโลก  
 ชานไทยและอินโดจีน ที่ปรากฏในบริเวณภาคเหนือเรียกว่า “แนวรอยต่อธรณีน่าน (Nan Suture Zone)”  
 (Barr & Macdonals 1987) แนวรอยต่อของเปลือกโลกทั้งสองนั้นยาวต่อเนื่องลงมาทางทิศใต้ถึงบริเวณภาค  
 ตะวันออกของไทยและเรียกว่า “รอยต่อธรณีสระแก้ว (Sra Kaew Suture Zone)” แนวรอยต่อธรณีนี้อยู่  
 ต่อเนื่องผ่านอ่าวไทยเข้าไปในประเทศมาเลเซีย และให้ชื่อว่า “แนวรอยต่อธรณีเบนตง - รวบ (Bentong-Raub  
 Suture Zone)” (Hutchison, 1983) ส่วนทางด้านเหนือจะต่อเนื่องเข้าไปในประเทศลาว และภาคใต้ของจีน  
 (Huang, 1984) และที่สำคัญมากกว่านั้น หลังจากที่แผ่นเปลือกโลกทั้งชานไทยและอินโดจีนเกิดการ  
 เปลี่ยนแปลงโครงสร้างทางธรณีวิทยาอย่างรุนแรงในช่วงปลายยุคเพอร์เมียนถึงไทรแอสซิกแล้ว สภาพทาง  
 ธรณีวิทยาในบริเวณภาคพื้นเอเชียตะวันออกเฉียงใต้เกิดการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วและรุนแรงอีกครั้งในช่วง  
 45 - 55 ล้านปี (Charusiri, 1989) และในช่วง 20 - 30 ล้านปี (Suensilpong et al., 1981) อีกด้วย ซึ่งการ  
 เปลี่ยนแปลงในช่วงหลังนี้ ทำให้โครงสร้างทางธรณีวิทยา เช่น รอยเลื่อนขนาดใหญ่ในภูมิภาคแถบนี้เกิดการ  
 เคลื่อนตัวซ้ำอีกครั้งไปบนรอยเลื่อนเดิมและมีบางส่วนเกิดขึ้นเพิ่มเติม ซึ่งลักษณะโครงสร้างดังกล่าวปรากฏให้  
 เห็นชัดเจนบนภาพจากดาวเทียม ซึ่งผลจากการเปลี่ยนแปลงสภาพทางธรณีแปรสัณฐานในช่วงหลังนี้ส่งผลให้  
 แผ่นเปลือกโลกชานไทยและอินโดจีนรวมกันเป็นแผ่นเปลือกโลกเดียวกันและกลายเป็นส่วนหนึ่งของแผ่น  
 เปลือกโลกยูเรเชียด้านทิศใต้ (Mitchell, 1981 & 1985, Charusiri et al., 1991a) ก่อนช่วงยุคโอซีน หรือ  
 ประมาณ 45 - 55 ล้านปี ขณะที่เกิดการเคลื่อนตัวมาชนกันของแผ่นเปลือกโลกอินเดียนเข้ากับแผ่นเปลือกโลกยูเร  
 เชีย ซึ่งจากข้อมูล GPS และข้อมูลแผ่นดินไหวในปัจจุบันยังแสดงว่าแผ่นเปลือกโลกยังมีการเคลื่อนเข้าหาอยู่กัน  
 ต่อไป (Chamot - Rooke et al., 1999, Vigny et al., 2003, 2005).



รูป 2.8 แผนที่ธรณีแปรสัณฐานบริเวณภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ แสดงโครงสร้างหลัก แอ่งสะสมตะกอน และแผ่นเปลือกโลก (ปรับปรุงจาก Charusiri et al., 2002, Morley, 2004, Curray, 2005) 1 = รอยเลื่อนแม่ปิง, 2 = รอยเลื่อนเจดีย์สามองค์, 3 = รอยเลื่อนแม่น้ำแดง, 4 = รอยเลื่อนชงมา, 5 = รอยเลื่อนแม่ทา, 6 = รอยเลื่อนน่าน-อุตรดิตถ์ หรือรอยต่อธรณี (suture), 7 = รอยเลื่อนระนอง, 8 = รอยเลื่อนคลองมะรุ่ย, 9 = รอยเลื่อนเบนตง-รวบ หรือรอยต่อธรณี (suture), 10 = รอยเลื่อนมะละกา, 11 = รอยเลื่อนเมอร์กูย, 12 = รอยเลื่อนย่อนอินโด-พม่า, 13 = แนวภูเขาไฟยุคเทอร์เชียรี, 14 = เทือกเขาแปกู-โยมา (สะเกียง), 15 = รอยเลื่อนสุมาตรา, 16 = เทือกเขาขอบที่ราบสูงโคราช (Khorat Monocline), 17 = แอ่งโคราช, 18 = แอ่งเจ้าพระยา, S = แนวหินคดโค้งสุโขทัย, L = แนวหินคดโค้งเลย

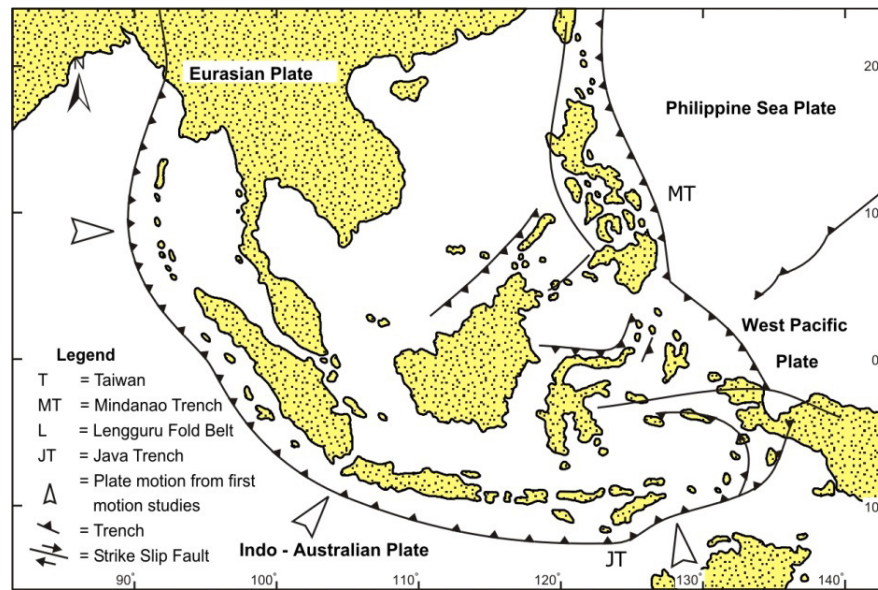
ณ ปัจจุบันสภาพทางธรณีแปรสัณฐานของภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้หรือรวมไปทั้งเอเชียตะวันออกเฉียงนั้น (รูป 2.9) ได้รับผลสืบเนื่องจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลกขนาดใหญ่ 3 แผ่นด้วยกัน คือ แผ่น

เปลือกโลกอินเดีย - ออสเตรเลีย ที่อยู่ทางด้านทิศตะวันตกและทิศใต้ แผ่นเปลือกโลกยูเรเชียอยู่บริเวณตอนกลาง และแผ่นเปลือกโลกแปซิฟิกตะวันตกซึ่งอยู่ทางด้านทิศตะวันออก (CCOP-IOC, 1974) จากการศึกษาของ Reading (1980) ทราบว่าประเทศไทยนั้นเป็นส่วนหนึ่งของแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย ซึ่งขอบทางด้านตะวันตกของแผ่นเปลือกโลกนี้ เป็นบริเวณที่มีการมุดตัวไปทางทิศตะวันออกของแผ่นเปลือกโลกอินเดียลงใต้แผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย โดยมีขอบเขตตั้งแต่ด้านทิศเหนือของประเทศอินเดียหรือที่เรียกว่า “Himalaya Frontal Thrust” ยาวต่อเนื่องผ่านลงมาทางด้านตะวันตกของสหภาพเมียนมาร์และตะวันตกของหมู่เกาะอันดามันนิโคบา และบิดตัวไปทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ผ่านไปตามร่องทะเลลึกสุมาตรา - ซวา (Sumatra - Java trench) (รูป 2.10) จากที่กล่าวไปแล้วนั้น จะเห็นว่าลักษณะทางธรณีวิทยาโครงสร้างที่ปรากฏในปัจจุบันของแผ่นเปลือกโลกยูเรเชียนี้เกิดจากสภาพธรณีแปรสัณฐานครั้งใหญ่ในช่วงมหายุคมีโซโซอิก แต่จากหลักฐานต่างๆ พบว่าลักษณะธรณีวิทยาโครงสร้างที่สำคัญที่ปรากฏบริเวณขอบแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย โดยเฉพาะอย่างยิ่งขอบทางด้านตะวันตกที่เป็นร่องทะเลลึกนั้น ถูกแปรสภาพอีกครั้งเนื่องมาจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลกยูเรเชียและอินเดีย - ออสเตรเลีย ในช่วงยุคเทอร์เชียรีและต่อเนื่องมาจนกระทั่งปัจจุบัน

การเปลี่ยนแปลงทางธรณีแปรสัณฐานที่สำคัญของประเทศไทยนั้น คาดว่าเกิดขึ้นในช่วงปลายมหายุคมีโซโซอิก (Bunopas and Vella, 1983, Charusiri et al., 2002, Morley, 2004) และในเวลาใกล้เคียงกันก็ได้รับผลกระทบอย่างต่อเนื่องจากการชนของแผ่นเปลือกโลกอินเดีย - ออสเตรเลียเข้ากับแผ่นเปลือกโลกยูเรเชียด้วย (Rhodes et al., 2000) โดยส่งผลให้ในช่วงยุคอีโอซีน ประมาณ 40 - 50 ล้านปี (Searle et al., 1987) แผ่นเปลือกโลกอินโดจีนเคลื่อนที่ออกจากจีนตอนใต้ไปทางด้านทิศตะวันออกเฉียงใต้ของตามแนวรอยเลื่อนแม่น้ำแดง (Red River fault zone) (รูป 2.10) ซึ่งถือได้ว่าเป็นขอบเขตที่ใช้แบ่งสภาพธรณีแปรสัณฐานของภูมิภาคเอเชียและเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ออกจากกัน ผลการชนกันของแผ่นเปลือกโลกอินเดียและเอเชียนั้น นอกจากจะส่งผลให้แผ่นเปลือกโลกในอินโดจีนและแผ่นเปลือกโลกทวีปซุนดา (Sunda Shelf) เคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ (ประมาณ 1,000 กม) แล้ว ยังทำให้แผ่นเปลือกโลกดังกล่าวมุดตัวตามเข็มนาฬิกาในช่วงยุคโอลิโกซีน - ไมโอซีน (20 - 30 ล้านปี) ซึ่งผลจากการหมุนตัวนี้ทำให้เกิดรอยเลื่อนตามแนวระดับแบบเหลื่อมขวาขนาดใหญ่ในบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ และทำให้เกิดการเปิดออกของทะเลจีนใต้ อ่าวไทย และทะเลอันดามัน อย่างต่อเนื่องไปจนกระทั่งปลายยุคไมโอซีน และยังคงดำเนินอยู่ถึงปัจจุบัน นอกจากนี้ ผลการศึกษาของ Polachan and Satayarak (1989) และ Curray (2006) ยังระบุว่าเหตุการณ์ดังกล่าวทำให้เกิดการเปิดของแอ่งเมอร์กูย (รูป 2.10) และแอ่งตะกอนยุคเทอร์เชียรีในบริเวณประเทศไทยตามที่กล่าวไปแล้วว่าแผ่นเปลือกโลกอินเดีย - ออสเตรเลียนั้นเคลื่อนตัวมุดลงใต้แผ่นเปลือกโลกเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (แผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย) ในบริเวณทะเลอันดามันนั้น มีผลให้เกิดการเปิดออกของแอ่งเมอร์กูยอย่างรวดเร็วในช่วงปลายยุคโอลิโกซีน (25 ล้านปี) และก่อให้เกิดการแยกออกของแผ่นเปลือกมหาสมุทร (ocean - floor spreading) บริเวณดังกล่าวในแนวตะวันตกเฉียงเหนือก่อนไปทางเหนือ (รูป 2.8) โดยการพัฒนาของแอ่งเมอร์กูยนั้น มีลักษณะเป็นแอ่งแบบ half - garben ซึ่งเกิดจากรอยเลื่อนแบบปกติที่วางตัวขนานไปตามขอบแอ่ง เนื่องจากแรงดึงออก (extensional normal fault system) ในแนวเหนือ - ใต้ ซึ่งแรงดึงที่ทำให้แอ่งเปิดออกนั้นคาดว่าเป็นผลสืบเนื่องจากการเคลื่อนตัวแนวระนาบแบบเหลื่อมขวาของรอยเลื่อนสุมาตราที่วางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ โดยขอบเขตทางทิศตะวันตกของแอ่งเป็นบริเวณที่มีรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยพาดผ่าน โดยรอยเลื่อนทั้งสองนี้วางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือและเลื่อนตัวแบบเหลื่อมซ้าย

ในขณะที่เดียวกันนอกจากการเปิดออกของแอ่งเมอร์กูยแล้ว ยังเกิดการเปิดของแอ่งยุคเทอร์เชียรีเป็นจำนวนมากในบริเวณประเทศไทย ซึ่งแอ่งเหล่านี้มีลักษณะเป็นแอ่งแบบ garben และ half - garben ที่วางตัว

ในทิศเหนือ - ใต้ และคาดว่าเริ่มมีการเปิดของแอ่งมีผลจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนตามแนวระดับขนาดใหญ่ ในช่วงปลายยุคโอลิโกซีน ประมาณ 20 - 25 ล้านปี (Braun et al., 1976 และ Charusiri et al., 1991b) สภาพทางธรณีวิทยาโครงสร้างของแอ่งเหล่านี้ปรากฏให้เห็นได้ชัดเจนทั้งบนแผนที่ธรณีวิทยาพื้นผิวและข้อมูลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ใต้ดิน ว่าธรณีวิทยาโครงสร้างเหล่านี้มีลักษณะเป็นรอยเลื่อนแบบปกติในแนวเหนือ - ใต้ ที่ปรากฏบริเวณขอบและกลางแอ่งตะกอน ซึ่งรอยเลื่อนดังกล่าวเป็นผลพวงจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนตามแนวระดับที่วางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือและตะวันออกเฉียงเหนือค่อนไปทางเหนือ เมื่อผนวกกับข้อมูลที่ว่า รอยเลื่อนต่างๆ ในภูมิภาคนี้มีการเคลื่อนตัวในช่วงยุคโอลิโกซีน จึงเชื่อได้ว่าแอ่งตะกอนที่กล่าวไปนั้นเกิดขึ้นมาจากการชนกันระหว่างแผ่นเปลือกโลกอินเดียและยูเรเชีย (Polachan and Sattayarak, 1989)



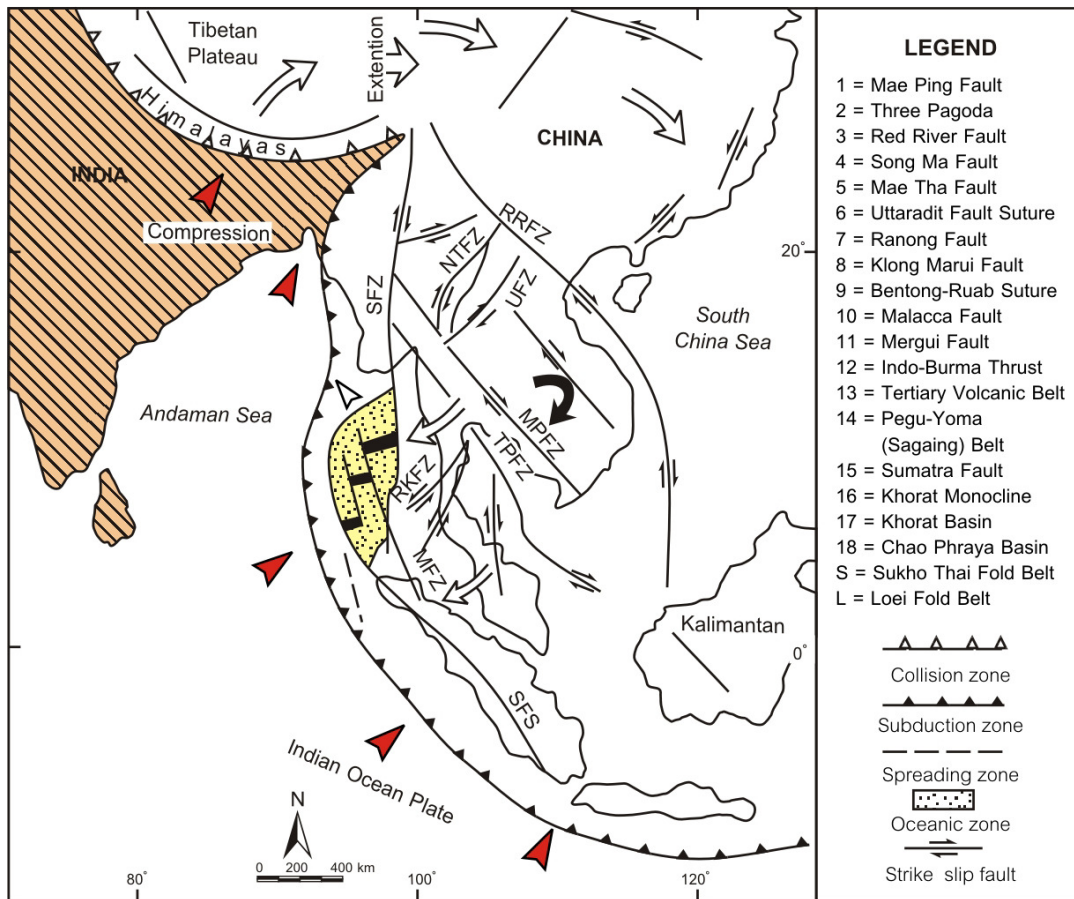
รูป 2.9 เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ แสดงตำแหน่งที่ตั้งของแผ่นฟิลิปปินส์ แผ่นแปซิฟิกตะวันตก และแผ่นยูเรเชีย (หัวลูกศรแสดงทิศการมุดตัว) (Suensilpong, 1971)

### การเคลื่อนของรอยเลื่อนหลักในประเทศไทย (History of Major Fault Movements)

แอ่งตะกอนยุคเทอร์เชียรีทั้งหมดที่พบในประเทศไทยที่มีผลมาจากรอยเลื่อนแบบปกติในแนวเหนือ - ใต้และรอยเลื่อนตามแนวระดับที่วางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือและตะวันออกเฉียงเหนือค่อนไปทางเหนือ นั้น เป็นลักษณะของแอ่งแบบ pull - apart basin ซึ่งเกิดจากสภาพธรณีแปรสัณฐานแบบเฉือน (shear tectonics) และทำให้เกิดแรงดึงออกด้านข้าง (extension process) (Bunopas, 1981, Charusiri, 1989, Polachan และ Sattayarak, 1989) โดยทั้งการวางตัวและความสัมพันธ์ระหว่างรอยเลื่อนตามแนวระดับและแบบปกติเหล่านี้ ล้วนแล้วแต่เป็นหลักฐานที่บ่งชี้ถึงการหมุนตัวตามเข็มนาฬิกาของแผ่นเปลือกโลกในบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (รูป 2.10) และผลการศึกษาเกี่ยวกับธรณีวิทยาแผ่นดินไหวในปัจจุบัน (Fenton et al., 1997, 2003; Bott et al., 1997) ยังสอดคล้องกับสภาพธรณีแปรสัณฐานแบบเฉือนดังกล่าวอีกด้วย โดยรวมแล้วการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนหลักในภูมิภาคแถบนี้ ทั้งที่วางตัวในทิศตะวันออกเฉียงเหนือและตะวันตกเฉียงเหนือ ที่เกิดจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลกพม่าตะวันตกเข้ากันแผ่นเปลือกโลกชานไทย (แผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย) ในช่วง 70 - 80 ล้านปี และ ช่วง 40 - 55 ล้านปี ตามลำดับนั้น (Charusiri et al., 1991a)

ซึ่งจากการชนกันของเปลือกโลกดังกล่าวทำให้รอยเลื่อนสะเทียงในบริเวณตอนกลางของสหภาพเมียนมาร์ ที่เป็นรอยเลื่อนตามแนวระดับและวางตัวในทิศเหนือ - ใต้ เกิดการเลื่อนตัวแนวระนาบแบบเหลื่อมขวา เนื่องมาจากการหมุนตัวตามเข็มนาฬิกาของแผ่นเปลือกโลกเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ นอกจากนี้ยังทำให้รอยเลื่อนที่วางตัวในทิศตะวันออกเฉียงเหนือเกิดการเลื่อนตัวแบบเหลื่อมซ้าย และการเลื่อนตัวแบบเหลื่อมขวาของ รอยเลื่อนที่วางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ โดยรอยเลื่อนในทิศตะวันตกเฉียงเหนือที่สำคัญได้แก่ รอยเลื่อนแม่น้ำแดง รอยเลื่อนแม่ปิง รอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ และรอยเลื่อนสุมาตรา ส่วนรอยเลื่อนในทิศตะวันออกเฉียงเหนือที่สำคัญได้แก่ กลุ่มรอยเลื่อนต่างๆ ในภาคเหนือของไทย (รอยเลื่อนแม่ทา รอยเลื่อนลี่ รอยเลื่อนเถิน และรอยเลื่อนแพร์) และในบริเวณภาคใต้ของไทยได้แก่ รอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย ซึ่งทั้งสองรอยเลื่อนนี้มีการเลื่อนตัวแบบเหลื่อมซ้าย

ดังนั้นจึงสรุปได้ว่ารอยเลื่อนหลักที่วางตัวทั้งในทิศตะวันออกเฉียงเหนือและตะวันตกเฉียงเหนือ เปลี่ยนรูปแบบการเลื่อนจากเหลื่อมขวาเป็นเหลื่อมซ้ายและเหลื่อมซ้ายเป็นเหลื่อมขวาตามลำดับนั้น เกิดขึ้นในช่วงยุคไมโอซีน (Tapponier et al., 1986, Charusiri et al., 2002) ซึ่งคาดว่าเป็นผลมาจากการเปลี่ยนทิศทางของแรงที่กระทำต่อเปลือกโลกบริเวณนี้จาก transtension ไปเป็นแบบ transpression เนื่องจากการเคลื่อนที่เข้าชนของแผ่นเปลือกโลกอินเดีย - ออสเตรเลียเข้ากับแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวยังส่งผลให้การสะสมตัวของตะกอนในแอ่งยุคเทอร์เชียรีที่เคยเป็นทะเลสาบเปลี่ยนไปเป็นการสะสมตัวแบบตะกอนทางน้ำพัดพา (Knox and Wakefield, 1983) และทำให้รอยเลื่อนในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ เช่น รอยเลื่อนแม่ปิง (หรือรอยเลื่อนเมย - อุทัยธานี) เปลี่ยนการเลื่อนตัวจากเหลื่อมซ้ายเป็นเหลื่อมขวาอย่างรวดเร็วในช่วงไมโอซีนตอนกลาง ซึ่งการเปลี่ยนแปลงเหล่านี้สอดคล้องกับผลการศึกษาแผ่นดินไหวที่เกิดจากรอยเลื่อน (Le Dain et al., 1984, Nelson et al., 2004) และผลการสำรวจภาคสนามบริเวณน้ำตกลานสาง จังหวัดตาก (Hinthong, 1991) รวมทั้งจากแผนที่ธรณีวิทยาโครงสร้างปัจจุบันโดยอาศัยการแปลความหมายภาพดาวเทียม (Morley, 2004) ส่วนรอยเลื่อนที่วางตัวในทิศตะวันออกเฉียงเหนือ นั้น ก็เปลี่ยนการเลื่อนตัวจากเหลื่อมขวาเป็นเหลื่อมซ้ายเช่นเดียวกัน โดยการเลื่อนตัวดังกล่าวปรากฏให้เห็นชัดเจนตามแนวรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย และรอยเลื่อนทั้งสองนั้นยังได้ตัดผ่านเข้าไปในหินแกรนิตในหลายพื้นที่ (Garson et al., 1975, Charusiri, 1989, Khantaprab et al., 1991)



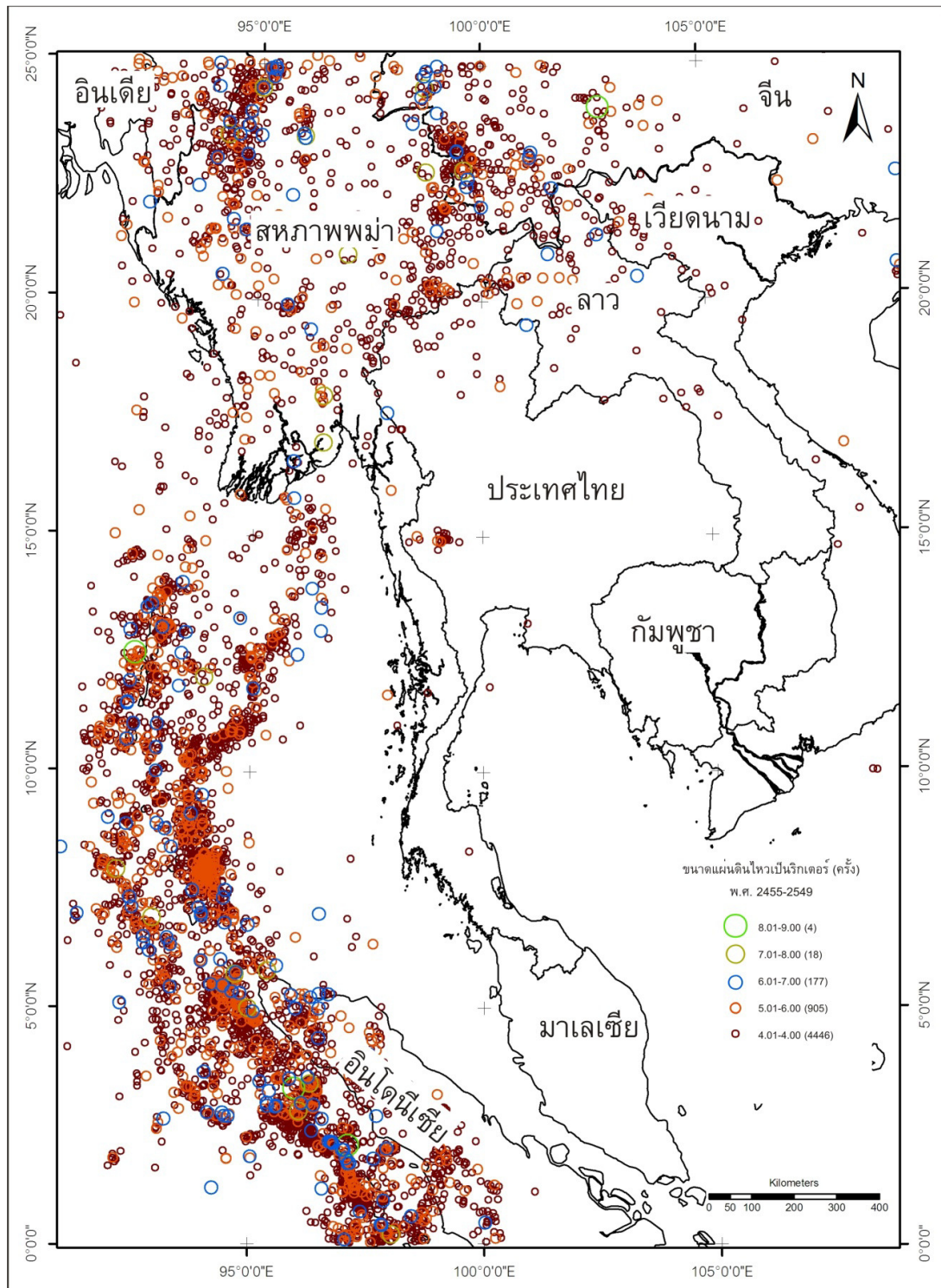
รูป 2.10 แผนที่แปรสัณฐานบริเวณภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ แสดงระบบรอยเลื่อนหลักและการเคลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลกต่างๆที่สัมพันธ์กับการชนของแผ่นเปลือกโลกอินเดียและแผ่นเปลือกโลกเอเชีย (ปรับปรุงจาก Polachan, 1989) (SFS = กลุ่มรอยเลื่อนสุมาตรา; MFZ = กลุ่มรอยเลื่อนเมอร์กูย; SFZ = กลุ่มรอยเลื่อนสะเกียง-นามิยิม; UFZ = กลุ่มรอยเลื่อนอุตรดิตถ์; RKFZ = กลุ่มรอยเลื่อนระนอง-คลองมะรุ่ย; RRFZ = กลุ่มรอยเลื่อนแม่น้ำแดง; NTFZ = กลุ่มรอยเลื่อนภาคเหนือของประเทศไทย; และ M = แอ่งเมอร์กูย)

### สภาพธรณีแปรสัณฐานจากแผ่นดินไหวยุคใหม่ของประเทศไทย

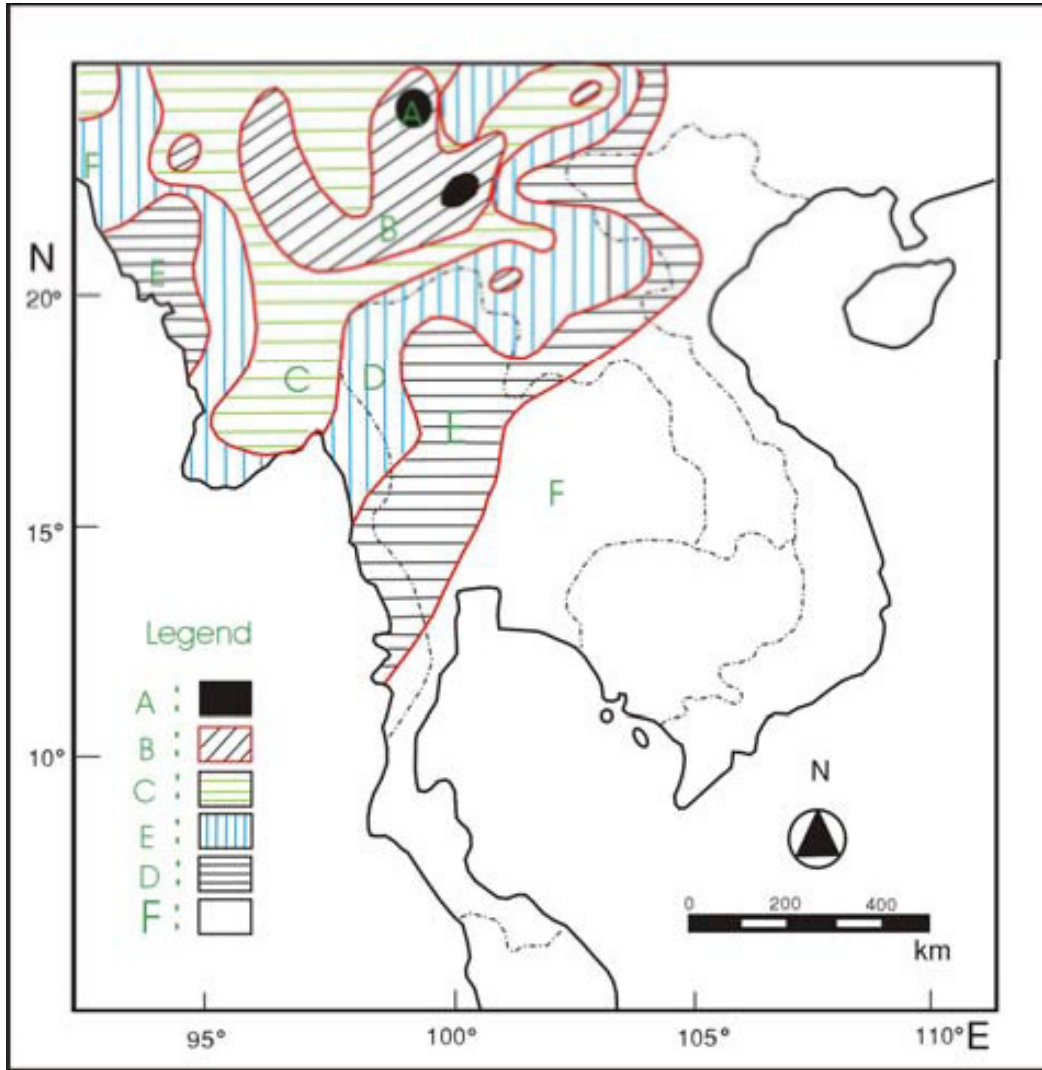
หากพิจารณาจากการกระจายตัวของจุดปรากฏของแผ่นดินไหวในบริเวณเอเชียภูมิภาคตะวันออกเฉียงใต้และเอเชียใต้แล้ว จะเห็นได้ว่าประเทศไทยนั้นตั้งอยู่ใกล้กับพื้นที่ทางด้านตะวันออกของแนวแผ่นดินไหวอันดามัน - สุมาตรา (Andaman - Sumatra Earthquake Belt รูป 2.11) แต่ในความเป็นจริงแล้วจากแผนที่แหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวในรูป 2.5 แสดงให้เห็นว่าพื้นที่โดยส่วนใหญ่ของประเทศไทยนั้นตั้งอยู่ในบริเวณที่มีแผ่นดินไหวเกิดขึ้นไม่มากนัก เนื่องจากไม่เคยมีรายงานโดยเครื่องวัดแผ่นดินไหวเลยว่าเคยเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ในประเทศไทย แต่อย่างไรก็ตามเริ่มมีการศึกษาแผ่นดินไหวในประเทศไทยอย่างจริงจังในช่วงเวลาประมาณ 15 ปีที่ผ่านมา และนำไปสู่การรวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหวในอดีตทั้งจากข้อมูลทางประวัติศาสตร์และเครื่องมือวัดแผ่นดินไหวโดย Charusiri et al. (2004) ซึ่งก่อนหน้านั้นก็ได้มีการศึกษาและรวบรวมข้อมูล

แผ่นดินไหวในประเทศไทยไว้บ้างแล้ว เช่น งานวิจัยโดย Nutalaya et al. (1985), Siribhakdi (1986), Hinthong (1991), Charusiri et al. (1991b) และ Koesirikulkit (1992)

การศึกษาวิจัยด้านแผ่นดินไหวในอดีตของประเทศไทยนั้น Nutalaya และคณะ (1985) และ สิริลักษณ์ จันทรางศุ (2526) นับได้ว่าเป็นบุคคลกลุ่มแรกที่ได้รวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหวอย่างเป็นระบบ โดยได้รวบรวมข้อมูลจากที่ต่างๆ เช่น ศิลาจารึก จดหมายเหตุ บันทึกต่างๆ ทั้งทางดาราศาสตร์และทางประวัติศาสตร์ นับตั้งแต่พระพุทธเจ้าเสด็จปรินิพพาน ต่อมา สุทธิพันธ์ ชูทรานนท์ นักประวัติศาสตร์จากหอสมุดแห่งชาติ ได้ทำการศึกษาและรวบรวมขึ้นอีกครั้งหนึ่ง ผลการศึกษาวิจัยพบว่าเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นในประเทศไทยและสหภาพเมียนมาร์นั้นมีเพียง 60 ครั้งนับตั้งแต่พระพุทธเจ้าเสด็จปรินิพพานหรือย้อนไปประมาณ 2,600 ปี ซึ่งเหตุการณ์แผ่นดินไหวในบันทึกเหล่านี้ระบุเพียงแค่ความรู้สึกถึงแผ่นดินไหวไม่สามารถกำหนดตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ที่แน่นอนได้ ผลการวิจัยของ Nutalaya et al. (1985) ได้ประเมินความรุนแรงของแผ่นดินไหวในบันทึกเหล่านี้ โดยอาศัยการเปรียบเทียบความรุนแรงของแผ่นดินไหวตามมาตราเมอร์คัลลี (MM) พบว่าแผ่นดินไหวทั้ง 60 ครั้งมีความรุนแรงอยู่ในช่วง V ถึง IX โดยแผ่นดินไหวครั้งที่รุนแรงที่สุดจากบันทึกทางประวัติศาสตร์ เกิดขึ้นบริเวณโยนกนครหรือเชียงแสนในปัจจุบัน ทำให้แผ่นดินยุบตัวลงกลายเป็นหนองน้ำขนาดใหญ่ เป็นผลทำให้เมืองทั้งเมืองเกิดการถล่มล่มสลายซึ่งนับเป็นธรณีสูบครั้งสำคัญยิ่ง จากหลักฐานทางประวัติศาสตร์บันทึกไว้เหล่านี้ทำให้ Nutalaya et al. (1985) สรุปว่าแผ่นดินไหวที่โยนกนคร (ซึ่งอยู่ทางตอนใต้สุดของประเทศจีน หรือ ณ ที่ใดยังเป็นที่ยกเถียงกันอยู่ในปัจจุบัน) นับได้ว่ารุนแรงที่สุดโดยจัดขนาดของความรุนแรงประมาณ XII ตามมาตราเมอร์คัลลี ส่วนเหตุการณ์แผ่นดินไหวตรวจสอบได้โดยเครื่องมือนั้น ได้จากการรวบรวมเครื่องมือตรวจวัดแผ่นดินไหวของกรมอุตุนิยมวิทยา และจากเครื่องมือตรวจวัดของหน่วยงานต่างๆทั้งในประเทศและต่างประเทศ พบว่าเหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งรุนแรงที่สุดในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เกิดขึ้นในปี พ.ศ. 2484 บริเวณทะเลอันดามัน และเหตุการณ์แผ่นดินไหวอีกอย่างน้อย 50 ครั้งในมณฑลยูนนาน ประเทศจีน ตั้งแต่ปี พ.ศ. 1989 - 2452 (U.S. National Geophysical and Solar-Terrestrial Data Center, 1983)



รูป 2.11 แผนที่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ แสดงการกระจายตัวและขนาดแผ่นดินไหว ในช่วงระหว่างปี พ.ศ. 2455 - พ.ศ. 2555 ([www.tmd.go.th](http://www.tmd.go.th))



รูป 2.12 แผนที่เขตความรุนแรงแผ่นดินไหวในบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ จัดทำโดยอาศัยข้อมูล Vmax value (JICA, 1989) (A = 1<sup>st</sup> degree, B = 2<sup>nd</sup> degree, C = 3<sup>rd</sup> degree, D = 4<sup>th</sup> degree, E = 5<sup>th</sup> degree, and F = no degree)

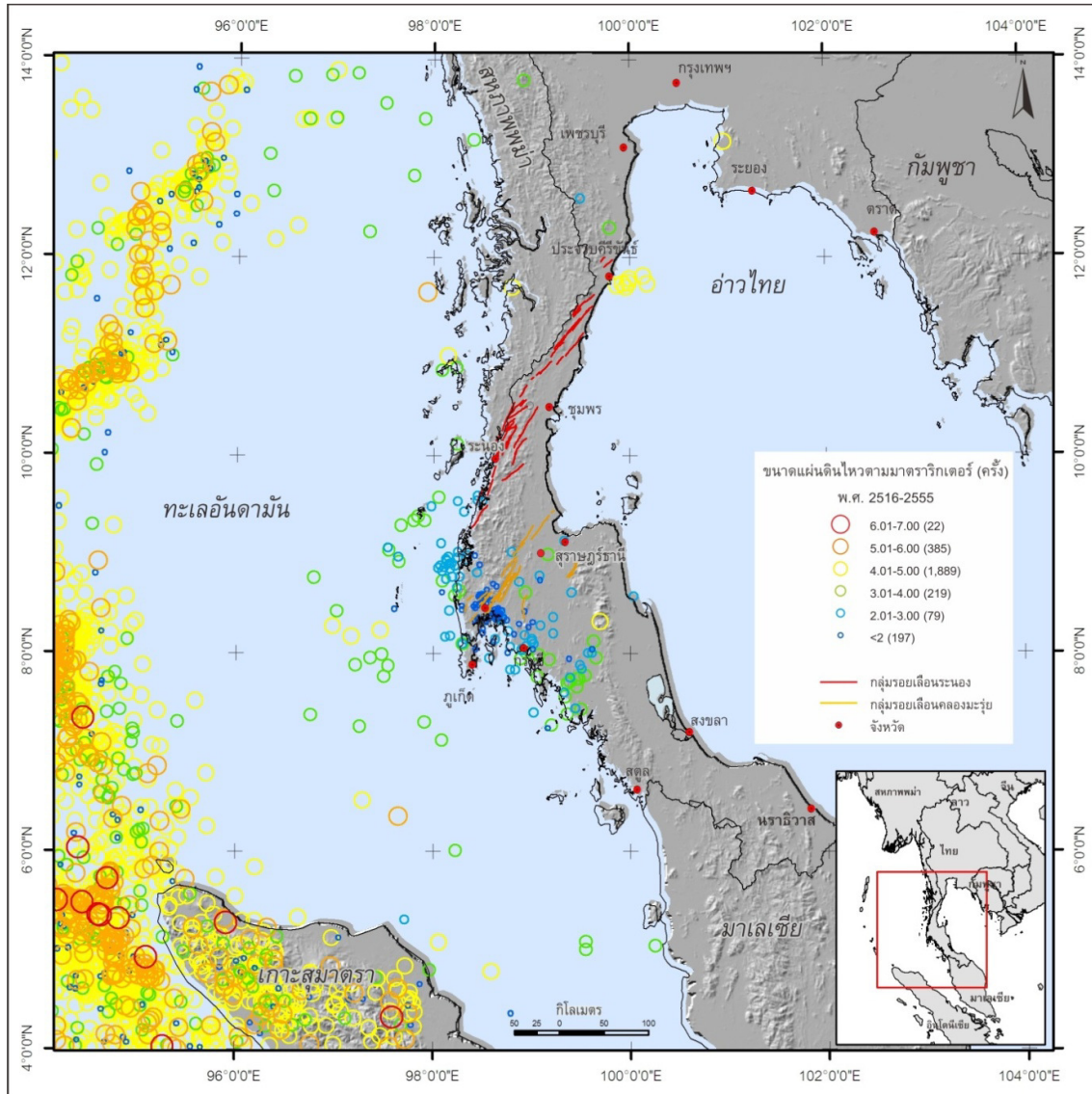
### ข้อมูลแผ่นดินไหวในบริเวณทะเลอันดามันและภาคใต้ของไทย

สำหรับพื้นที่ภาคใต้ของประเทศไทย จากบันทึกทางประวัติศาสตร์ไม่พบว่าเคยเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดใหญ่ในพื้นที่นี้ ที่ก่อให้เกิดความเสียหาย ซึ่งส่วนใหญ่แล้วจะระบุแต่เพียงว่าเคยเกิดแผ่นดินไหวในหมู่เกาะนิโคบาร์ เกาะสุมาตราและในสหภาพพม่าเท่านั้น ส่วนเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่รวบรวมได้จากเครื่องมือตรวจของกรมอุตุนิยมวิทยา (2547) มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ([www.tsunami.psu.ac.th](http://www.tsunami.psu.ac.th)) และข้อมูลศูนย์กลางแผ่นดินไหวจากสำนักสำรวจธรณีวิทยาของสหรัฐอเมริกา ([www.usgs.org](http://www.usgs.org)) นั้น ครอบคลุมพื้นที่ระหว่างละติจูด  $4^{\circ} 00'$  ถึง  $14^{\circ} 00'$  และ ลองจิจูด  $94^{\circ} 00'$  ถึง  $103^{\circ} 00'$  หรือครอบคลุมพื้นที่ภาคใต้ของประเทศไทยและบางส่วนของมาเลเซียและอินโดนีเซีย รวมทั้งทะเลอันดามันและอ่าวไทยด้วย (รูป 2.13) สามารถตรวจพบแผ่นดินไหวขนาดเล็กน้อยกว่า 2.0 ริกเตอร์ จำนวน 197

ครั้ง แผ่นดินไหวขนาด 2.01 - 3.0 ริกเตอร์ จำนวน 79 ครั้ง แผ่นดินไหวขนาด 3.01 - 4.0 ริกเตอร์ จำนวน 219 ครั้ง แผ่นดินไหวขนาด 4.01 - 5.0 ริกเตอร์ จำนวน 1,889 ครั้ง และแผ่นดินไหวขนาด 5.01 - 6.0 ริกเตอร์ จำนวน 385 ครั้ง สำหรับเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มากกว่า 6 ริกเตอร์ มีทั้งหมด 22 ครั้ง โดยแผ่นดินไหวขนาดปานกลางถึงขนาดใหญ่ ส่วนใหญ่เกิดในทะเลอันดามันและบนเกาะสุมาตรา สำหรับแผ่นดินไหวที่ตรวจพบมากมักมีแผ่นดินไหวขนาดเล็กถึงปานกลางเกิดขึ้นมากที่สุด โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณจังหวัดพังงาและในบริเวณทะเลอันดามันที่ใกล้ชายฝั่ง พบว่ามีแผ่นดินไหวขนาด 1 - 2 ริกเตอร์ เกิดขึ้นจำนวนมากกว่า 40 ครั้ง

นอกจากนั้นเป็นที่น่าสังเกตว่าหลังจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวในทะเลเหนือเกาะสุมาตรา เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม พ.ศ. 2547 ที่ทำให้เกิดคลื่นยักษ์สึนามิพัดเข้าถล่มในหลายประเทศรวมทั้งประเทศไทยด้วย และทำให้มีผู้เสียชีวิตมากถึง 283,000 คน (USGS, 2005) นั้น ในพื้นที่บริเวณภาคใต้ของไทยและบางส่วนของสหภาพเมียนมาร์ ยังคงมีเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดเล็กถึงปานกลาง เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องมาจนถึงปัจจุบัน โดยที่เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่สำคัญ ได้แก่ เหตุการณ์แผ่นดินไหวเมื่อวันที่ 3 มีนาคม พ.ศ. 2548 ได้เกิดแผ่นดินไหวขนาด 4.46 ริกเตอร์ (www.tmd.go.th) บริเวณอำเภอฉวาง จังหวัดนครศรีธรรมราช และ ในระหว่างวันที่ 27 - 28 กันยายน พ.ศ. 2549 กรมอุตุนิยมวิทยาได้รายงานการเกิดแผ่นดินไหวในอ่าวไทยมีตั้งแต่ 3.7 - 5.0 ริกเตอร์ 5 ครั้ง และในวันที่ 8 ตุลาคม พ.ศ. 2549 ขนาด 4.5 - 5.5 ริกเตอร์ 2 ครั้ง ทั้งสองเหตุการณ์นี้รู้สึกได้ที่ อำเภอหัวหิน กิ่งอำเภอสามร้อยยอด อำเภอกุยบุรี อำเภอปราณบุรี อำเภอบางสะพาน อำเภอบ้านลาด ในเขตจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ อำเภอชะอำ อำเภอท่ายาง จังหวัดเพชรบุรี และบางส่วนของจังหวัดราชบุรี (กรมทรัพยากรธรณี, 2549)

และเมื่อไม่นานมานี้ยังคงเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวต่อเนื่องและก่อให้เกิดความเสียหายต่ออาคารและบ้านเรือนของประชาชนที่ตั้งอยู่ใกล้กับศูนย์กลางแผ่นดินไหวด้วย ดังเช่นเหตุการณ์เมื่อวันที่ 24 มิถุนายน พ.ศ. 2554 เวลา 23.42 น. เกิดแผ่นดินไหว ขนาด 3.5 ริกเตอร์ มีศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณอำเภอหาดสำราญ จังหวัดตรัง เหตุการณ์ในครั้งนี้รู้สึกได้ในอำเภอ หาดสำราญ กันตัง ย่านตาขาว และอำเภอเมืองตรัง (ข้อมูลกรมอุตุนิยมวิทยา) พบว่าบ้านเรือนประชาชนในอำเภอเมืองตรังและอำเภอกันตัง จำนวน 23 หลัง เกิดรอยร้าวที่ผนังบ้านและรอยแยกระหว่างเสากับผนังบ้าน สามารถประเมินความรุนแรงของแผ่นดินไหวในครั้งนี้ อยู่ ระหว่าง III - IV ตามมาตราเมอร์คัลลี (ประชาชนรู้สึกได้ถึงแรงแผ่นดินไหว บ้านเรือนมีรอยร้าว แต่ไม่ส่งผลกระทบต่อโครงสร้างหลักของตัวบ้าน) และเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่จังหวัดภูเก็ต เมื่อ 16 เมษายน พ.ศ. 2555 เวลา 16:44 น. มีศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณ ต.ศรีสุนทร อ.ถลาง จ.ภูเก็ต เหตุการณ์ครั้งนี้ประชาชนรู้สึกได้ถึงการสั่นไหวของอาคาร พื้นดินสะเทือนแรงเหมือนมีการตอกเสาเข็ม เกิดเสียงดังลั่นคล้ายรถบรรทุกขนาดใหญ่ เสียงฟ้าร้อง หรือเสียงระเบิด (ข้อมูลกรมอุตุนิยมวิทยา) เจ้าหน้าที่กรมทรัพยากรธรณีได้เข้าสำรวจพื้นที่ พบว่าประชาชนส่วนใหญ่สามารถรับรู้การสั่นสะเทือนในครั้งนี้ และพบว่าบ้านเรือนมีรอยร้าวเป็นจำนวนมาก



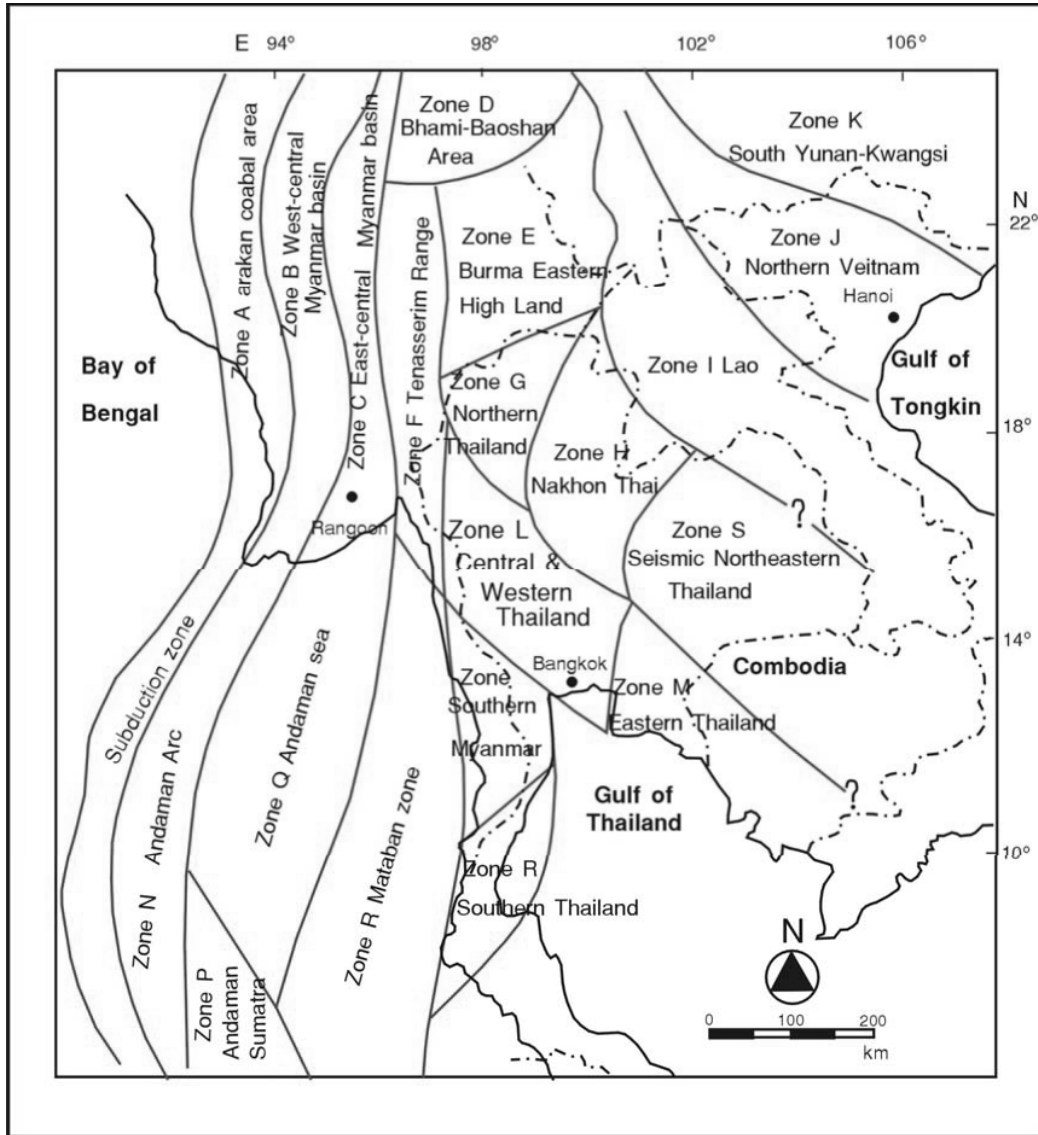
รูป 2.13 แผนที่แสดงการกระจายตัวศูนย์กลางแผ่นดินไหวในบริเวณภาคใต้ของประเทศไทย

### แผ่นดินไหวที่สัมพันธ์กับรอยเลื่อน (Seismicity related to fault activity)

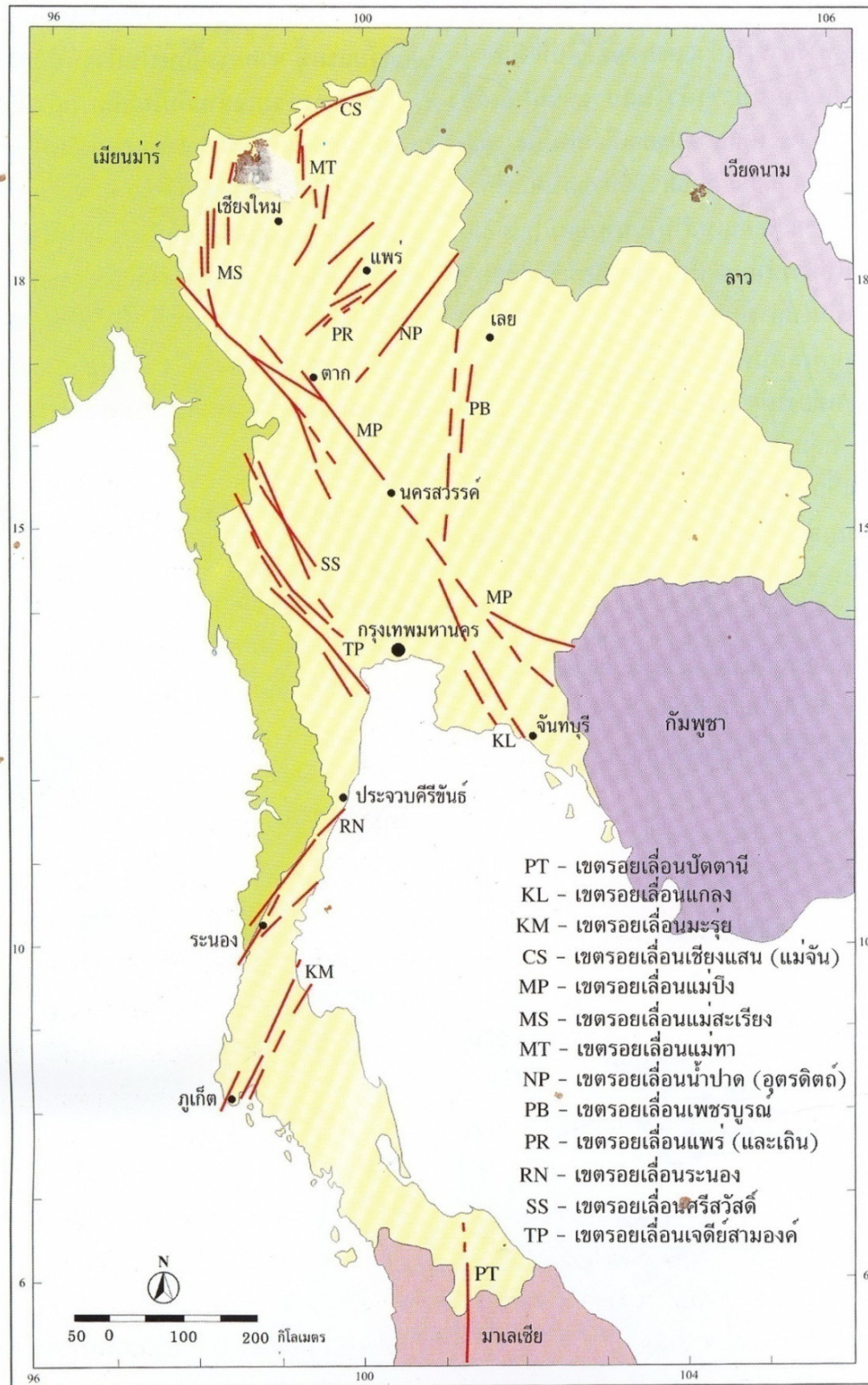
Nutalaya และคณะ (1985) เป็นนักวิจัยกลุ่มแรกที่ศึกษาธรณีวิทยาแผ่นดินไหวในประเทศไทยอย่างเป็นระบบ โดยได้จำแนกเขตแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว (seismic-source zones) และจัดทำแผนที่เขตแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ พร้อมทั้งคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหว (earthquake recurrence) ในบริเวณประเทศไทยด้วย ต่อมา Koesirikulkit (1992) ได้ทำการปรับปรุงการจำแนกเขตแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวเพิ่มเติม โดยได้ทำการรวบรวมด้านข้อมูลธรณีวิทยา ธรณีวิทยาโครงสร้าง ข้อมูลธรณีแปรสัณฐาน และข้อมูลศูนย์กลางแผ่นดินไหว จากนั้นนำข้อมูลต่างๆ นี้มาผนวกเข้าด้วยกันแล้วจึงจำแนกเขตแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวดังแสดงในรูป 2.14 ซึ่งจากการศึกษาของ Koesirikulkit (1992) และ Charusiri (2007) แสดงให้เห็นว่าในบริเวณประเทศไทยมีเขตแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว (seismic-source zones) ที่สำคัญจำนวน 4 เขต ได้แก่ เขต L ครอบคลุมพื้นที่ภาคกลางและตะวันตก เขต G ครอบคลุมพื้นที่

ภาคเหนือ เขต H ครอบคลุมพื้นที่สุโขทัย - เลย - น่าน และเขต R ครอบคลุมพื้นที่ภาคใต้ตอนบนในรูป 2.14 ครอบคลุมพื้นที่ในเขตแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว เขต R ซึ่งแสดงให้เห็นตำแหน่งของศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่สัมพันธ์กับแนวรอยเลื่อนหลักที่ปรากฏในพื้นที่

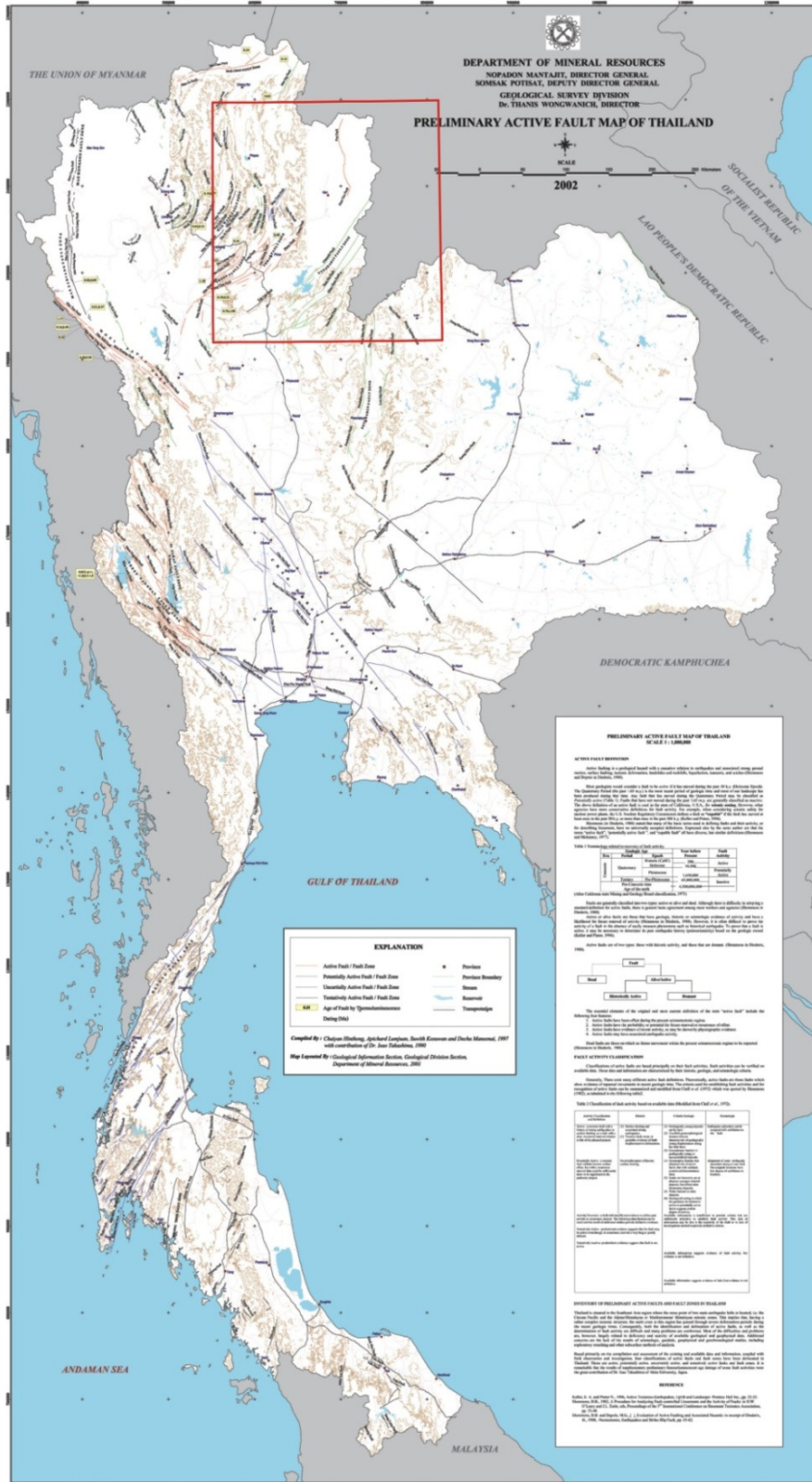
โดยพื้นฐานแล้วในการจำแนกเขตแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวในประเทศไทย ทำโดยอาศัยลักษณะที่แตกต่างกันของระบบรอยเลื่อนในแต่ละพื้นที่ ซึ่งรอยเลื่อนที่ใช้พิจารณาการจำแนกเขตต้องยังเป็นรอยเลื่อนที่มีพลังที่ยังมีหลักฐานแสดงว่ามีการเคลื่อนตัวในช่วงมหายุคซีโนโซอิก (แสงอาทิตย์ เชื้อวิโรจน์ 2534, Hinthong, 1997) ซึ่งในบริเวณเขต R รอยเลื่อนตามแนวระดับขนาดใหญ่ ที่น่าจะเป็นแหล่งกำเนิดของแผ่นดินไหวในภูมิภาคแถบนี้ อยู่ 2 กลุ่มรอยเลื่อน ได้แก่ กลุ่มรอยเลื่อนระนองและกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย จากแผนที่รอยเลื่อนมีพลังในประเทศไทยที่จัดทำโดย แสงอาทิตย์ เชื้อวิโรจน์ (2534) (รูป 2.15) ได้กล่าวถึงกลุ่มรอยเลื่อนระนองและกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยว่าเป็นรอยเลื่อนตามแนวระดับที่วางตัวอยู่ในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ - ตะวันตกเฉียงใต้ ประกอบด้วยรอยเลื่อนย่อยต่างๆ โดยกลุ่มรอยเลื่อนระนองแผ่กระจายเป็นบริเวณกว้างขนานกับทะเลอันดามัน จากจังหวัดระนองไปยังอ่าวไทยในทิศตะวันออกเฉียงเหนือที่บริเวณจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ และจังหวัดชุมพร ยาวประมาณ 300 กิโลเมตร ส่วนกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยนั้นอยู่ใต้ลงมา มีความยาวโดยรวมประมาณ 160 กิโลเมตร โดยวางตัวพาดผ่านจากฝั่งทะเลอันดามันผ่านจังหวัดภูเก็ต พังงา สุราษฎร์ธานี และผ่านไปสู่อ่าวไทยที่จังหวัดนครศรีธรรมราช ซึ่งทั้งสองกลุ่มรอยเลื่อนนี้สามารถเห็นได้ชัดเจนบนภาพจากดาวเทียม โดยพบหินที่ถูกรังสีของรอยเลื่อนระนองและคลองมะรุ่ยคือหินยุคคาร์บอนิเฟอรัสเพอร์เมียนหรือกลุ่มหินแก่กระเจาน และหินแกรนิตอายุไทรแอสซิกและจูแรสซิก ต่อมาในปี 1997 ชัยยันต์ หินทอง (Hinthong, 1997) ได้จัดทำแผนที่รอยเลื่อนมีพลังขึ้นมาใหม่โดยอาศัยข้อมูลทางธรณีวิทยา ข้อมูลทางประวัติศาสตร์ และข้อมูลที่ได้จากเครื่องวัดแผ่นดินไหว และอายุของรอยเลื่อนที่ได้จากการหาอายุด้วยวิธีเรืองแสงความร้อน (TL-dating) ผลการศึกษาสามารถจำแนกรอยเลื่อนมีพลังในประเทศไทยได้เป็น 4 ประเภท คือ รอยเลื่อนที่มีแนวโน้มอาจเคลื่อนตัวได้ในอนาคต (potentially active fault) รอยเลื่อนที่มีประวัติเคลื่อนตัวในช่วงเวลาประวัติศาสตร์และมีความสัมพันธ์กับการเกิดแผ่นดินไหว (historically and seismologically active fault) รอยเลื่อนที่เคลื่อนตัวจากการแปรสัณฐานใหม่ (neotectonically active fault) และรอยเลื่อนที่คาดไว้ก่อนว่ามีพลัง (tentatively active fault) (รูป 2.16) สำหรับกลุ่มรอยเลื่อนระนองและกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย จัดเป็นรอยเลื่อนที่คาดไว้ก่อนว่ามีพลัง (tentatively active fault)



รูป 2.14 ขอบเขตแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวครอบคลุมพื้นที่ประเทศเมียนมาร์ ไทยและอินโดจีน (Koesirikulkit, 1992)



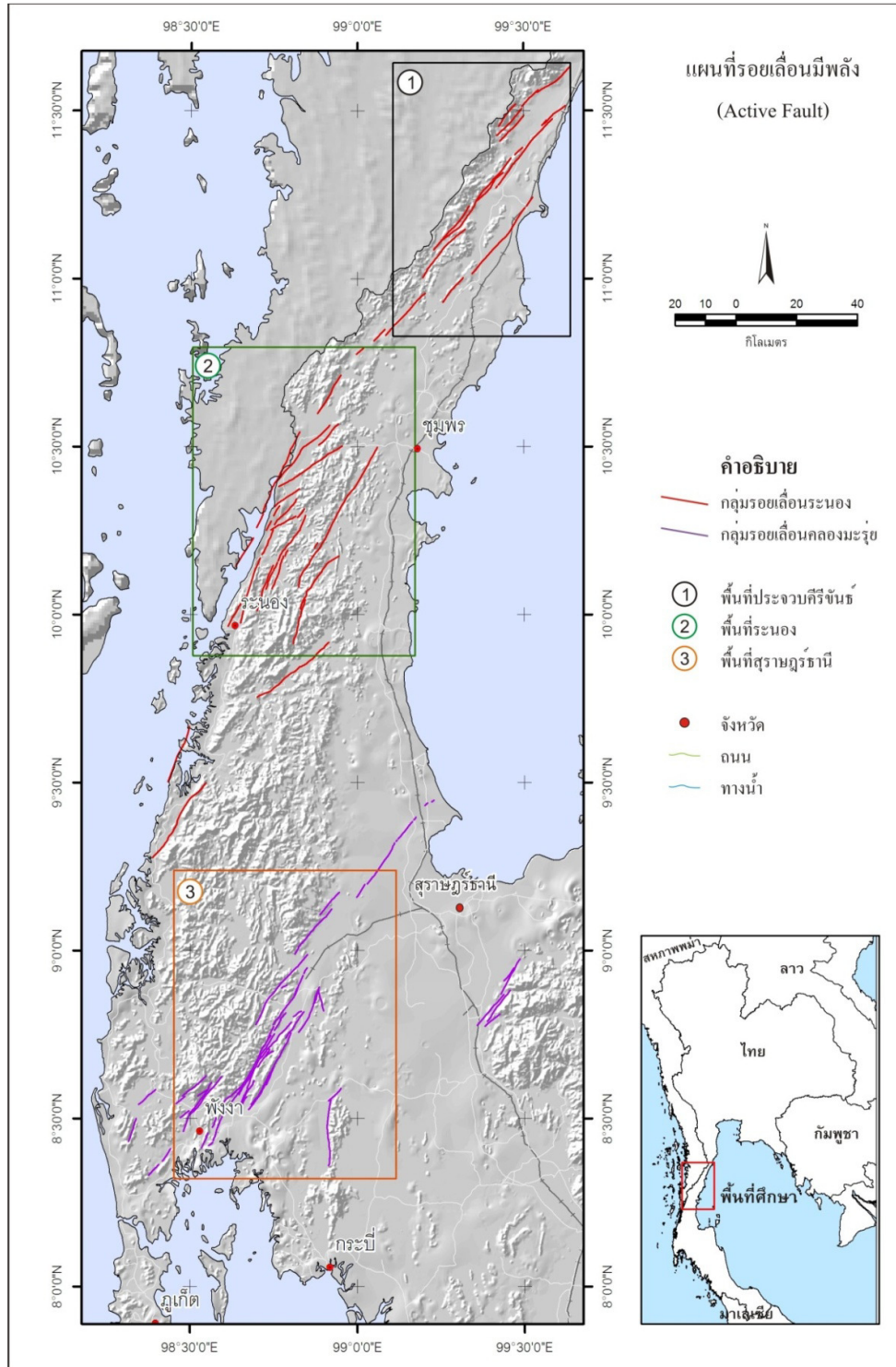
รูป 2.15 ขอบเขตรอยเลื่อนสำคัญในประเทศไทย (แสงอาทิตย์ เชื้อวิโรจน์, 2534)



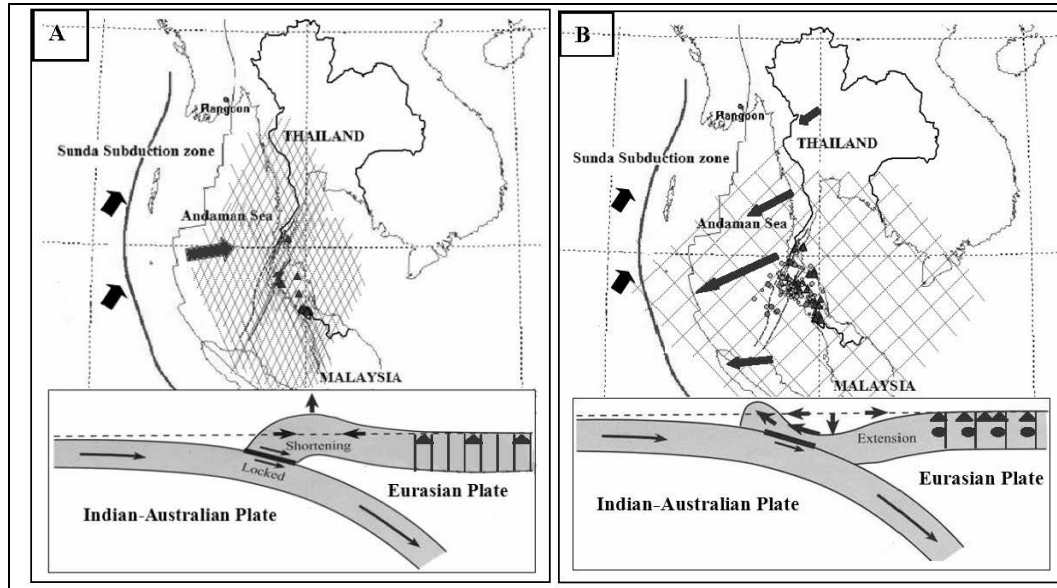
รูป 2.16 แผนที่ประเทศไทย แสดงการวางตัวและการกระจายตัวของรอยเลื่อนมีพลัง (ปรับปรุงจาก Hinthong, 1997)

ในปี พ.ศ. 2550 กรมทรัพยากรธรณี ได้ทำการศึกษากลุ่มรอยเลื่อนระนองและกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยอย่างจริงจัง โดยให้มีการศึกษาทั้งสองกลุ่มรอยเลื่อนในภาพกว้างและลงลึกในรายละเอียดถึงชั้นชุดร่องสำรวจและหาอายุของรอยเลื่อนจากหลักฐานที่ปรากฏในชั้นตะกอนด้วยวิธีเรืองแสงความร้อน (TL-dating) ผลการศึกษาวิจัยพบว่ากลุ่มรอยเลื่อนระนองและคลองมะรุ่ย มีความยาว 300 และ 180 กิโลเมตรตามลำดับ (รูป 2.17) และประกอบด้วยรอยเลื่อนย่อยรวม 26 รอย ซึ่งเป็นของกลุ่มรอยเลื่อนระนอง 16 รอยเลื่อน และของกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยอีก 10 รอยเลื่อน กลุ่มรอยเลื่อนทั้งหมดนี้มีการวางตัวในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ – ตะวันตกเฉียงใต้ และเอียงเทไปในทิศตะวันตกเฉียงเหนือเป็นส่วนใหญ่ ในการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนเป็นการเลื่อนตัวตามแนวระดับแบบเหลื่อมซ้ายเป็นส่วนใหญ่ โดยมีการเลื่อนตัวตามแนวเอียงร่วมด้วย จากการประเมินขนาดแผ่นดินไหวในอดีตพบว่ากลุ่มรอยเลื่อนระนองสามารถก่อให้เกิดแผ่นดินไหวตั้งแต่ 5.7 - 7.0 ริกเตอร์ และกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย สามารถก่อให้เกิดแผ่นดินไหวตั้งแต่ 6.3 - 7.2 ริกเตอร์ ในกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยมีคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหว (recurrence interval) คือประมาณ 1,000 ปีและคาบอุบัติซ้ำของกลุ่มรอยเลื่อนระนองประมาณ 2,000 ปี และจากการวิเคราะห์พบว่าอันตรายจากแผ่นดินไหวมากที่สุดจะเกิดขึ้นในบริเวณใกล้เคียงกับรอยเลื่อนด้วยอัตราเร่งของพื้นดินสูงสุดประมาณ 0.30 - 0.35 g

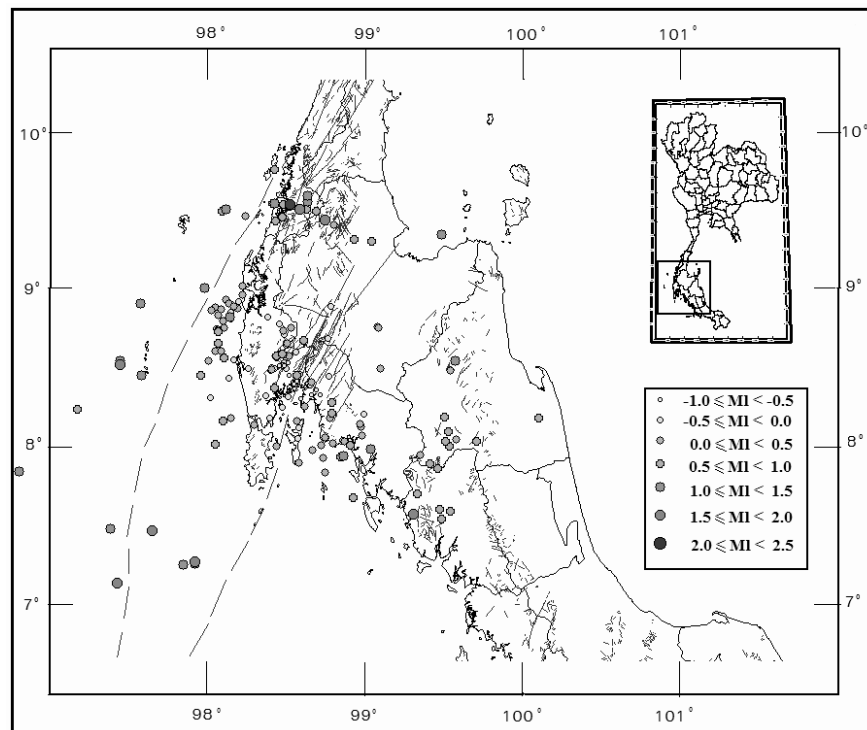
จากที่กล่าวไปข้างต้น ผลจากงานศึกษาต่างๆ แสดงให้เห็นว่ารอยเลื่อนทั้ง 2 กลุ่ม ยังคงเป็นรอยเลื่อนมีพลัง และเคยก่อให้เกิดแผ่นดินไหวหลายครั้งในอดีต ซึ่งผลการวิจัยเหล่านี้สอดคล้องกับศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่สามารถตรวจวัดได้โดยเครื่องมือและเหตุการณ์แผ่นดินไหวในบริเวณต่างๆ ดังเช่น เหตุการณ์แผ่นดินไหวเมื่อ 16 เมษายน พ.ศ. 2555 ที่จังหวัดภูเก็ต ที่เกิดจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย ที่พาดผ่านทางด้านตะวันออกของเกาะภูเก็ตและเกาะยาวและต่อเนื่องไปในบริเวณอ่าวพังงา และจากงานศึกษาวิจัยเกี่ยวกับข้อมูลแผ่นดินไหวในภาคใต้ของไทยโดย Duerrast et al. (2007) พบว่าหลังจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวในทะเลเหนือเกาะสุมาตรา ขนาด 9.3 ริกเตอร์ (USGS, 2005) เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม พ.ศ. 2547 นั้น ส่งผลกระทบต่อเนื่องในบริเวณภาคใต้ของประเทศไทย ทั้งเหตุการณ์หลุมยุบและแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องถึงปัจจุบัน ซึ่งเหตุการณ์เหล่านี้มีผลสืบเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของความเค้นและความเครียดของแผ่นเปลือกโลกอินเดีย - ออสเตรเลียที่กระทำต่อแผ่นเปลือกโลกยูเรเชียจากการการชนกันของทั้งสองเปลือกโลกนั้น เนื่องจากการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม พ.ศ. 2547 (รูป 2.18) และส่งผลให้รอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยที่อยู่บริเวณด้านทิศตะวันตกของแผ่นเปลือกโลกยูเรเชียเกิดการเลื่อนตัวอีกครั้ง โดยสังเกตได้จากศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่ปรากฏในบริเวณภาคใต้ของประเทศไทยที่ตรวจวัดได้ในระหว่างวันที่ 14 มกราคม - 30 มิถุนายน พ.ศ. 2548 ซึ่งแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้นี้มีทั้งสิ้น 201 เหตุการณ์ มีขนาด 1.4 ถึง 2.2 ริกเตอร์ ในรูป 2.19 แสดงให้เห็นว่าตำแหน่งของแผ่นดินไหวเหล่านี้สอดคล้องกับแนวรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย จึงเป็นหลักฐานที่สำคัญที่บ่งชี้ว่ารอยเลื่อนทั้งสองยังคงเป็นรอยเลื่อนมีพลังและยังมีการเคลื่อนตัวอย่างต่อเนื่องในปัจจุบัน



รูป 2.17 แผนที่แสดงลักษณะและการกระจายตัวของกลุ่มรอยเลื่อนระนองและกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (กรมทรัพยากรธรณี 2550)



รูป 2.18 A) แสดงทิศทางของแรงที่เกิดขึ้นในบริเวณทะเลอันดามันและอ่าวไทยก่อนเหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งใหญ่เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม 2547 และ B) แสดงทิศทางของแรงที่เกิดขึ้นในบริเวณทะเลอันดามันและอ่าวไทยหลังเหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งใหญ่ (สามเหลี่ยมทึบ = หลุมยุบ และ วงรีทึบ = เหตุการณ์แผ่นดินไหว) (Duerrast et al., 2007)



รูป 2.19 แสดงศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่ปรากฏในบริเวณภาคใต้ของประเทศไทยที่ตรวจวัดได้ในระหว่างวันที่ 14 มกราคม - 30 มิถุนายน 2548 (Duerrast et al., 2007)

### บทที่ 3 วิธีดำเนินงานวิจัย

การศึกษาส่วนต่อของรอยเลื่อนระนองในอ่าวไทยครั้งนี้ ได้ใช้เครื่องมือสำรวจธรณีฟิสิกส์ ในการศึกษาลักษณะของชั้นตะกอนว่ามีความสัมพันธ์กับแนวรอยเลื่อนหรือไม่ โดยทำการออกสำรวจนอกชายฝั่ง ในบริเวณอ่าวไทยตอนบน 4 ครั้ง การสำรวจด้วยเครื่องมือธรณีฟิสิกส์นี้ ใช้เครื่องมือ 3 แบบคือ สำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล (shallow marine seismic survey) และในการศึกษานี้ยังได้พัฒนาเครื่องมือสำรวจ โดยได้พัฒนาเครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนขึ้นเอง (custom-made shallow marine seismic source) และ เก็บตัวอย่างตะกอนทะเล ด้วย mini-gravity corer เพื่อศึกษาลักษณะชั้นตะกอนที่ไม่ต่อเนื่องกัน

การสำรวจครั้งที่ 1 มีการดำเนินการ 2 ส่วน คือ การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางทะเลและการเก็บตัวอย่างตะกอนใต้ทะเล ระหว่างวันที่ 21-25 เมษายน พ.ศ. 2556 เป็นเวลาทั้งสิ้น 5 วัน โดยลักษณะการเดินทางเรือสำรวจในเบื้องต้นได้กำหนดให้สำรวจขนานกับชายฝั่งทะเลของจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ เพื่อให้ตัดกับกลุ่มแนวรอยเลื่อนระนองที่คาดว่าจะยาวต่อลงมาในทะเลซึ่งวางตัวในทาง ทิศตะวันออกเฉียงเหนือ และ ทิศตะวันตกเฉียงใต้ พร้อมกับเก็บตัวอย่างตะกอนใต้ทะเลเพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างลักษณะของตะกอนกับรอยเลื่อนที่อาจพบ

การสำรวจครั้งที่ 1 ใช้เรือเกษตรศาสตร์ 1 ของสถานีวิจัยประมงศรีราชา (รูป 3.1) โดยทำการสำรวจด้วยธรณีฟิสิกส์ทางทะเลด้วย วิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล ที่ได้พัฒนาขึ้นเอง (custom-made shallow marine seismic source) และ sub-bottom profiler ทั้งสองวิธีนี้ได้ดำเนินการสำรวจไปพร้อมๆ กัน เพื่อให้ได้ข้อมูลรายละเอียดของชั้นตะกอน จากนั้นได้ใช้ข้อมูลนี้ในการพิจารณาตำแหน่งเก็บตัวอย่างตะกอนทะเล และเก็บตัวอย่างตะกอนด้วยเครื่องมือ mini-gravity corer ขนาด 1 เมตร สำรวจครั้งนี้มีความยาวรวม 190 กิโลเมตร

การสำรวจครั้งที่ 2, 3 และ 4 ได้ทำการสำรวจทั้งหมด 7 เส้นทางสำรวจ (รูป 3.16) ตั้งแต่อ่าวไทยรูปตัว ก จนถึง บริเวณนอกชายฝั่งจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ เป็นระยะทางรวมประมาณ 300 กิโลเมตร โดยได้ออกแบบการสำรวจให้ตั้งฉากกับชายฝั่งทะเลออกไปทางทิศตะวันออก เพื่อให้ตัดกับกลุ่มแนวรอยเลื่อนระนองที่คาดว่าจะยาวต่อลงมาในทะเลซึ่งวางตัวในทาง ทิศตะวันออกเฉียงเหนือ และ ทิศตะวันตกเฉียงใต้

การสำรวจครั้งที่ 2, 3 และ 4 ใช้ เรือสำรวจวิจัยเกษตรศาสตร์ 1 สังกัดของสถานีวิจัยประมงศรีราชา คณะประมง มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ (รูป 3.1) และ เรือประมงในพื้นที่ปากแม่น้ำปราณบุรี (รูป 3.2) ในการสำรวจแต่ละครั้งจะเลือกใช้เรือตามความเหมาะสมของระยะทาง เพื่อลดค่าใช้จ่ายของการสำรวจ โดยออกสำรวจไกลจากชายฝั่ง 4 ครั้ง โดยครั้งที่ 1 และ 3 ใช้เรือสำรวจเกษตรศาสตร์ 1 ส่วนครั้งที่ 2 และ 4 ใช้เรือประมงพื้นบ้านที่ปากแม่น้ำปราณบุรี ดังตาราง 1

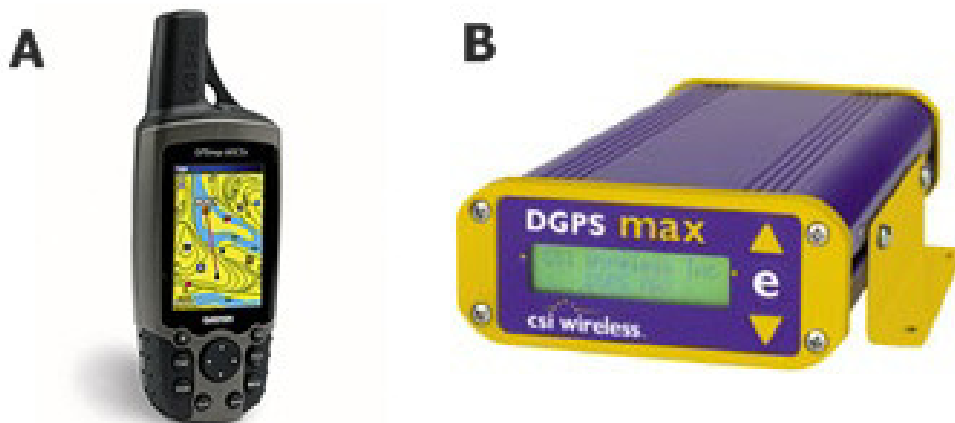


รูป 3.1 เรือเกษตรศาสตร์ 1



รูป 3.2 เรือประมงพื้นบ้านที่ปากแม่น้ำปราณบุรี

การสำรวจหาตำแหน่งรอยเลื่อน ตำแหน่งพิกัดทางภูมิศาสตร์มีความสำคัญอย่างมาก ในการสำรวจ ทุกครั้งจึงจำเป็นต้องใช้ระบบหาพิกัดภูมิศาสตร์ (GPS) สำหรับกำหนดตำแหน่งในขณะที่ทำการสำรวจ ใน การศึกษาครั้งนี้ใช้ GPS Garmin 60CSx และ GPS Becon (DGPS MAX) ในการกำหนดตำแหน่งแนวสำรวจ ดังแสดงในรูป 3.3



รูป 3.3 GPS Garmin 60CSx (A) , GPS DGPS MAX (B)

ตาราง 1 แสดงการดำเนินงานสำรวจทั้งหมด

การสำรวจครั้งที่	ระยะเวลาสำรวจ	เครื่องมือสำรวจ	พื้นที่สำรวจ	ระยะทางรวม	หมายเหตุ
1	21-25 เม.ย พ.ศ. 2556	-sub-bottom profiler -custom made shallow marine seismic survey -mini-gravity corer	sub-bottom profiler (รูป 3.8) corer (รูป 3.22)	190 กิโลเมตร	เรือเกษตรศาสตร์ 1
2	05-06 พ.ศ. 2557	-shallow marine seismic survey	Line 6 Line 7 (รูป 3.19)	35 กิโลเมตร	เรือประมงขนาดเล็ก
3	10-11 พ.ย. พ.ศ. 2557	-shallow marine seismic survey	Line 1 line 2 (รูป 3.19)	110 กิโลเมตร	เรือเกษตรศาสตร์ 1
4	7-9 มี.ค. พ.ศ. 2558	-shallow marine seismic survey -custom made shallow marine seismic survey	Line 3 Line 4 Line 5 (รูป 3.19)	150 กิโลเมตร	เรือประมงขนาดเล็ก

#### สำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler

##### การสำรวจในครั้งที่ 1

ระหว่างวันที่ 21-25 เมษายน พ.ศ. 2556 เป็นเวลาทั้งสิ้น 3 วัน ไม่รวมระยะเวลาเดินทางเข้าพื้นที่สำรวจ โดยลักษณะการเดินเรือสำรวจในเบื้องต้น ได้กำหนดให้สำรวจขนานกับชายฝั่งทะเลของจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ เพื่อให้ติดกับกลุ่มแนวรอยเลื่อนระนองที่คาดว่ายาวต่อลงมาในทะเลซึ่งวางตัวในทาง ทิศ

ตะวันออกเฉียงเหนือ และ ทิศตะวันตกเฉียงใต้ เป็นระยะทางประมาณ 190 กิโลเมตร (รูป 3.8) การสำรวจครั้งนี้ใช้เครื่องมือนี้เป็นหลักเนื่องจากเส้นทางการสำรวจใกล้กับแนวชายฝั่งมาก ประกอบกับมีเครื่องมือประมงจำนวนมากจึงไม่สามารถใช้การสำรวจธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล (shallow marine seismic survey) ที่ต้องปล่อยตัวรับสัญญาณ ที่มีความยาว 100 เมตร

การสำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler ดำเนินการตรวจวัดพื้นท้องทะเลด้วยคลื่นเสียงความถี่สูง (high frequency acoustic waves) โดยตัวส่งและตัวรับสัญญาณ (transducer) (รูป 3.4) ถูกติดตั้งไว้ทางด้านซ้ายของเรือเกษตรศาสตร์ (รูป 3.6) และจะปล่อยคลื่นเสียงที่ความถี่ 3.5 kHz ออกไปและรับคลื่นเสียงที่สะท้อนจากพื้นท้องทะเลในรูปแบบความสัมพันธ์ระหว่างความเข้ม (intensity) ของสัญญาณที่สะท้อนกลับขึ้นมากับเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทาง หลังจากนั้นอุปกรณ์จะประมวลผลและแสดงเป็นภาพตัดขวางของชั้นตะกอนและชั้นหินใต้พื้นทะเลที่สัมพันธ์กับความลึกจากผิวน้ำ เครื่องมือสำรวจชุดนี้สามารถแสดงความหนาของชั้นตะกอนและ/หรือชั้นหินข้างใต้ลงไปได้ลึกประมาณ 10 - 20 เมตร จากพื้นทะเลโดย sub-bottom profiler นี้ทำงานร่วมกับ GPS DGPS MAX ในการบันทึกตำแหน่งพิกัดที่ทำการสำรวจ โดยข้อมูลเบื้องต้นที่แสดงผลออกมายังหน้าจอของ Data Logger Controller (รูป 3.3) ซึ่งข้อมูลเบื้องต้นนี้เป็นประโยชน์อย่างมากต่อการวางแผนการเดินทางต่อไป

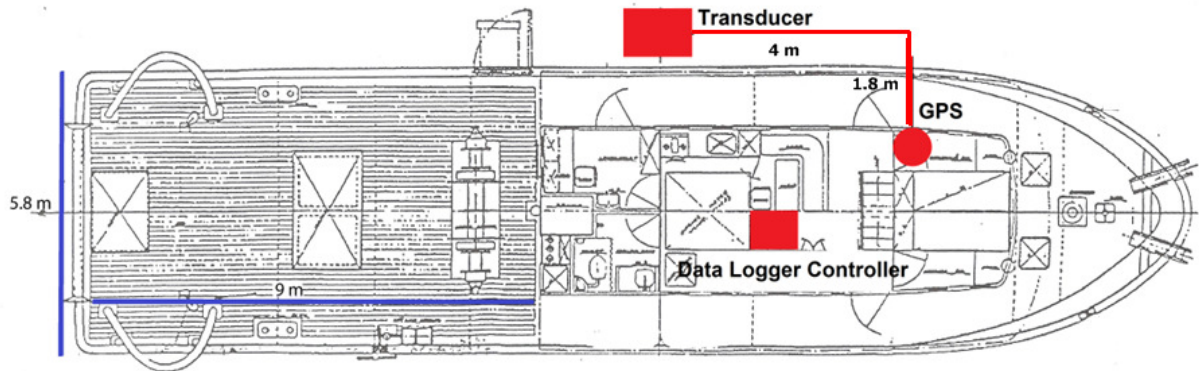
เครื่องมือสำรวจ sub-bottom profiler ผลิตโดยบริษัท SyQwest, Inc. รุ่น Bathy-2010P Portable Bathymetric & Sub-Bottom Profiler ความถี่ 3.5 kHz (รูป 3.4, 3.5)



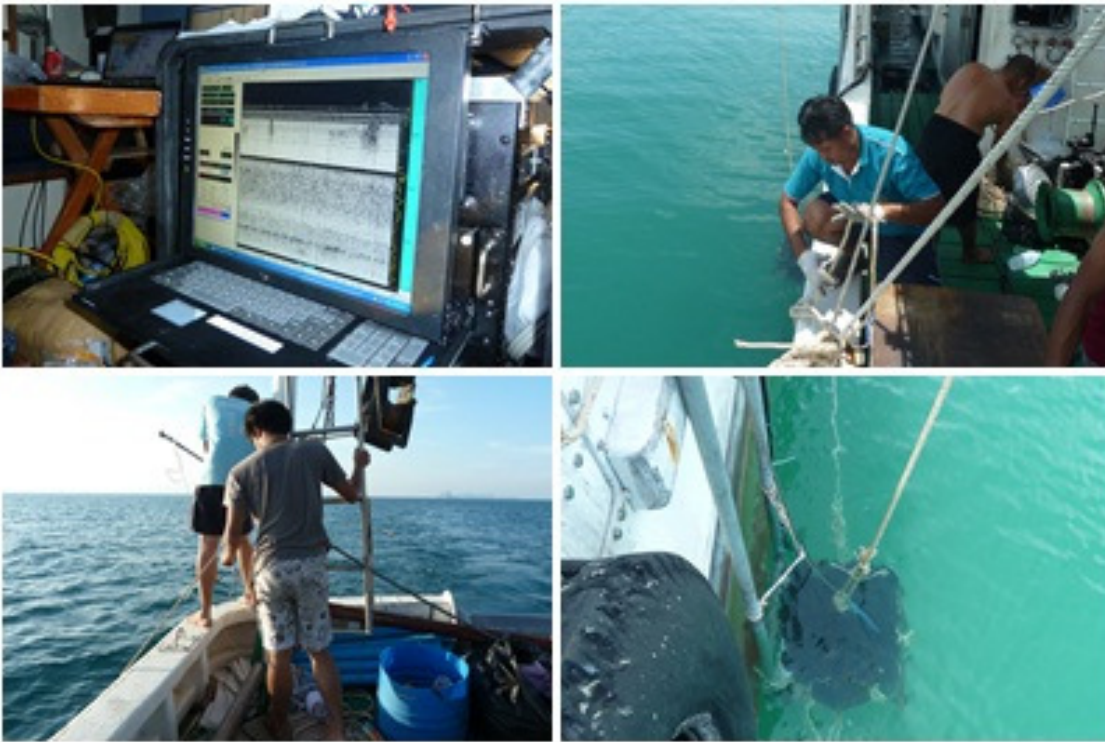
รูป 3.4 sub-bottom profiler รุ่น Bathy-2010P



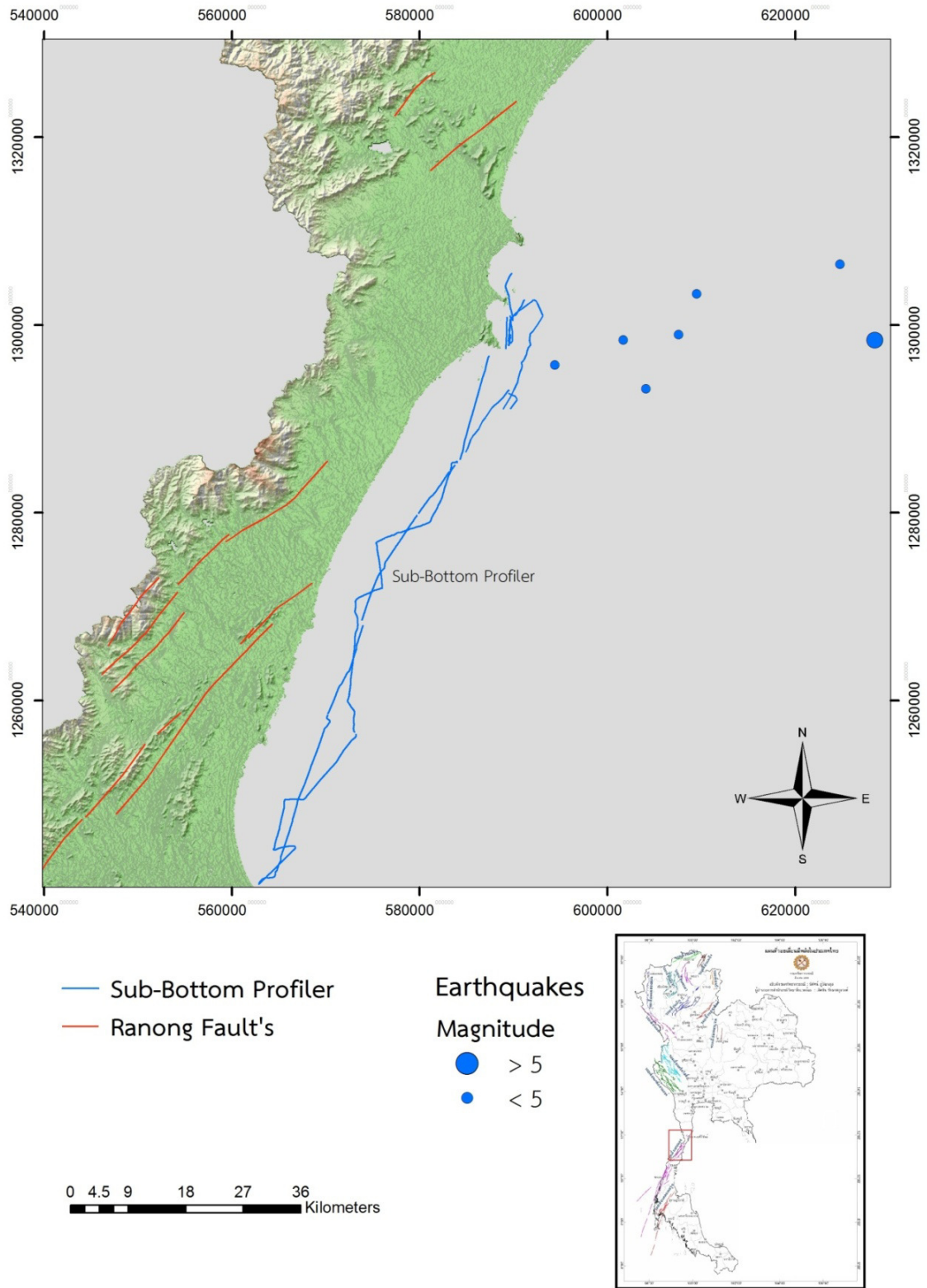
รูป 3.5 ตัวส่งและตัวรับสัญญาณ (Transducer)



รูป 3.6 แผนผังการวางตำแหน่งเครื่องมือ sub-bottom profiler บนเรือสำรวจเกษตรศาสตร์ (สำรวจครั้งที่ 1)



รูป 3.7 แสดงการปฏิบัติงาน sub-bottom profiler บนเรือสำรวจ (สำรวจครั้งที่ 1)



รูป 3.8 แสดงเส้นทางการสำรวจด้วยเครื่องมือ sub-bottom profiler

## การสำรวจธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล (shallow marine seismic survey)

การสำรวจครั้งที่ 2, 3 และ 4 ได้ใช้วิธีการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล โดยวางแผนการสำรวจจากข้อมูลการสำรวจครั้งที่ 1 ใช้เครื่องมือดังกล่าวเป็นหลักเนื่องจากสามารถสำรวจได้ดีมากกว่า การสำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler

การสำรวจด้วย shallow marine seismic survey ใช้หลักการ เมื่อแหล่งกำเนิดพลังงาน (seismic source) ส่งคลื่นไหวสะเทือน (seismic wave) คลื่นจะเดินทางไปสะท้อนและหักเหพื้นทะเลและชั้นตะกอนหรือชั้นหินใต้ทะเล และเดินทางกลับมา โดยมี hydrophone ทำหน้าที่เป็นตัวรับสัญญาณคลื่นที่สะท้อนและหักเหจากชั้นต่างๆ ดังรูป 2.14 ซึ่งข้อมูลจะถูกบันทึกไว้ และเมื่อผ่านการประมวลผลข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนก็จะสามารถแสดงเป็นภาพตัดขวางข้างใต้ได้ โดยทั่วไประบบการสำรวจ shallow marine seismic survey ประกอบด้วย แหล่งกำเนิดพลังงาน (power supplies รูป 3.9) ตัวรับสัญญาณ (hydrophone รูป 3.11) และระบบพิกัดนำทาง (GPS) เพื่อให้ทราบตำแหน่งที่ถูกต้องขณะที่ทำการสำรวจ ซึ่งในการสำรวจครั้งนี้ได้ใช้ตัวรับสัญญาณ 24 ตัว และ เครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน (sparker รูป 3.10) ที่มีความถี่อยู่ที่ 300-2,000 Hz ส่งผลให้ข้อมูลที่ได้รับลงไปใต้พื้นทะเลได้ดีมากกว่า 100 เมตร

ระบบวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล (shallow marine seismic survey) ในการศึกษาครั้งนี้ได้เช่าจาก บริษัท Geo Marine Survey Systems B.V. รายละเอียดเครื่องมือประกอบด้วย

### 1. Solid State Pulsed Power Supplies

หลักการการทำงาน เป็นเครื่องมือความคุมการจ่ายไฟฟ้าที่มีความต่างศักย์สูง ให้เครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน ดังรูป 3.9 (Marine Multi-Tip Sparker System) เพื่อกำหนดระดับพลังงานหรือความถี่ห่างของคลื่นที่ปล่อยจาก Sparker การสำรวจครั้งนี้ใช้ เครื่องกำเนิดไฟฟ้า ของบริษัท Geo Marine Survey Systems B.V. รุ่น Geo-spark 1000Plus ให้พลังงานได้ประมาณ 1,000 จูล

### 2. เครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน (Marine Multi-Tip Sparker System)

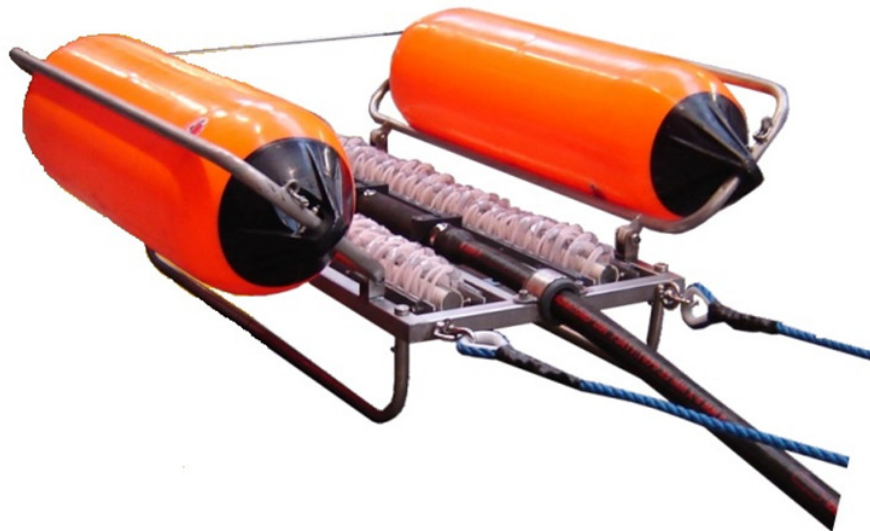
หลักการการทำงาน เครื่อง Sparker (รูป 3.10) จะสร้างคลื่นไหวสะเทือนจากการ ใช้กระแสไฟฟ้าที่มีความต่างศักย์สูงมาก ให้ไฟสปาร์คกันและส่งพลังงานในรูปคลื่นไหวสะเทือนออกมา โดยความลึกน้ำที่สามารถสำรวจได้อยู่ระหว่าง 2 ถึง 500 เมตร สามารถสำรวจผ่านพื้นทะเลลึก 200 ถึง 300 มิลลิวินาที และมีความละเอียดข้อมูลอยู่ที่ 20 ถึง 30 เซนติเมตร ในการสำรวจครั้งนี้ใช้เครื่อง Sparker ของบริษัท Geo Marine Survey Systems B.V. รุ่น Geo-Source 200 Light Weight ให้พลังงานได้ประมาณ 1,000 จูล

### 3. ตัวรับสัญญาณ (Multi-channel Streamers)

ประกอบด้วย ตัวรับสัญญาณ (Hydrophone) 24 ตัว (24 channels) ระยะห่าง 3.125 เมตร (spacing) ช่วงความถี่ของตัวรับสัญญาณอยู่ที่ 10 – 10,000 เฮิรตซ์ และสายมีความยาวประมาณ 100 เมตร (รูป 3.11)



រូប 3.9 Power Supplies ឡើង Geo-spark 1000 Plus

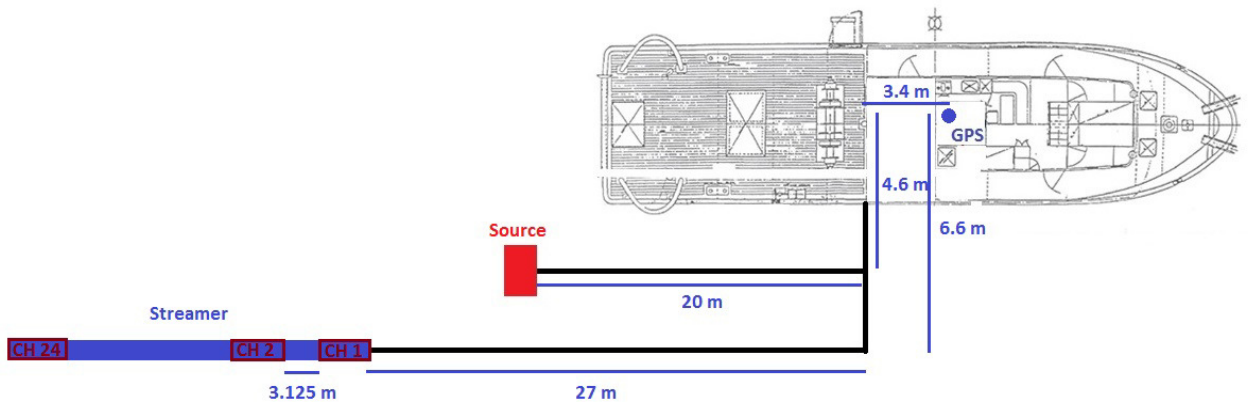


រូប 3.10 Marine Multi-Tip Sparker System ឡើង Geo-Source 200 Light Weight



รูป 3.11 ตัวรับสัญญาณ (hydrophone)

การติดตั้งตำแหน่งเครื่องมือสำรวจบนเรือนั้น จะกำหนดให้ตัวกำเนิดคลื่น (sparker) ห่างจาก ตัวรับสัญญาณตัวแรก (hydrophone) น้อยกว่า 1 ใน 5 ของความลึกน้ำ (รูป 3.12)



รูป 3.12 แผนผังการวางตำแหน่งเครื่องมือ shallow marine seismic survey บนเรือสำรวจ

### การสำรวจครั้งที่ 2

ดำเนินการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางทะเลบริเวณทางทิศตะวันออกของอ่าวมะนาว ประจวบคีรีขันธ์ ทำการสำรวจ 2 เส้นทางสำรวจ คือ Line 6 และ Line 7 ดังรูป 3.19 เป็นระยะทาง 35 กิโลเมตร โดยลักษณะการเดินเรือสำรวจในเบื้องต้น ได้กำหนดให้สำรวจตั้งฉากกับชายฝั่งทะเลของจังหวัดประจวบคีรีขันธ์

สำรวจออกไปทางทิศตะวันออก เพื่อให้ตัดกับกลุ่มแนวรอยเลื่อนระนองที่คาดว่าจะยาวต่อลงมาในทะเลซึ่งวางตัวในทาง ทิศตะวันออกเฉียงเหนือ และ ทิศตะวันตกเฉียงใต้

การสำรวจครั้งนี้ ใช้เรือประมงพื้นบ้านที่ปากแม่น้ำปราณบุรี เนื่องจากต้องการลดค่าใช้จ่ายการเช่าและน้ำมันเรือจากเดิมที่ต้องใช้เรือสำรวจเกษตรศาสตร์ 1 ที่อยู่ไกลกว่ามาก (อ.ศรีราชา จ.ชลบุรี) และเครื่องมือสำรวจวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล (shallow marine seismic survey) โดยเช่าเครื่องมือจากบริษัท Geo Marine Survey Systems B.V.



รูป 3.13 การปฏิบัติงานบนเรือสำรวจ shallow marine seismic survey (สำรวจครั้งที่ 2)



รูป 3.14 การปฏิบัติงานบนเรือสำรวจ shallow marine seismic survey (สำรวจครั้งที่ 2)

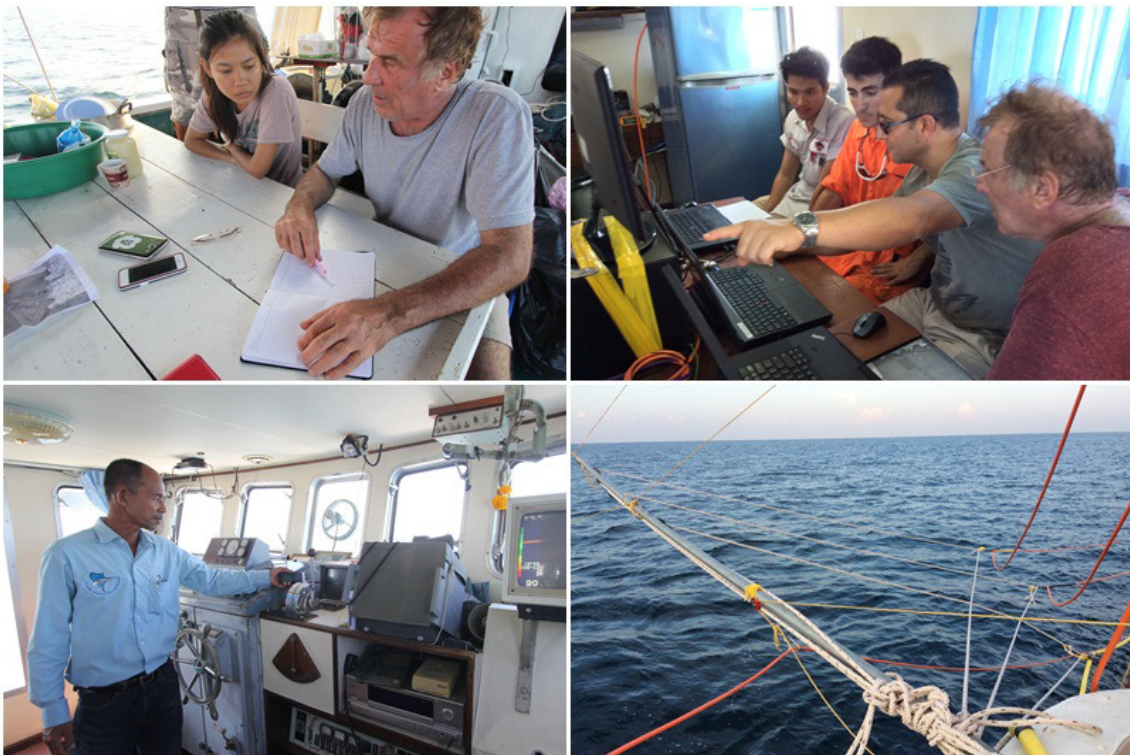
### การสำรวจครั้งที่ 3

การศึกษาในครั้งนี้ ดำเนินการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางทะเล ในบริเวณอ่าวไทยรูปตัว ก ทำการสำรวจ 2 เส้นทางคือ Line 1 และ Line 2 ดังรูป 3.19 โดยเริ่มต้นการสำรวจจากนอกชายฝั่ง จังหวัดชลบุรี ไปจนถึง นอกชายฝั่งจังหวัด เพชรบุรี ในวันแรก วันที่สอง สำรวจถัดลงมาทางใต้จากเส้นทางการสำรวจวันแรก 40 กิโลเมตร (รูป 3.19) ซึ่งการสำรวจทั้ง 2 เส้นทางของการสำรวจเป็นระยะทางรวม 110 กิโลเมตร

การสำรวจครั้งนี้ ใช้เรือสำรวจวิจัยเกษตรศาสตร์ 1 สังกัดสถานีวิจัยประมงศรีราชา ม.เกษตรศาสตร์ และได้เช่าเครื่องมือสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล (shallow marine seismic survey) จากบริษัท Geo Marine Survey Systems B.V.



รูป 3.15 การปฏิบัติงานบนเรือสำรวจ shallow marine seismic survey (สำรวจครั้งที่ 3)



รูป 3.16 การปฏิบัติงานภายในเรือสำรวจ shallow marine seismic survey (สำรวจครั้งที่ 3)

#### การสำรวจครั้งที่ 4

การศึกษาในช่วงเวลานี้ ดำเนินการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางทะเล ในบริเวณฝั่งตะวันออกของ จังหวัด เพชรบุรี ถึง จังหวัด ประจวบคีรีขันธ์ ทำการสำรวจ 3 เส้นทางคือ Line 3 Line 4 และ Line 5 ดังรูป 3.19 โดยลักษณะการเดินทางเรือสำรวจในเบื้องต้น ได้กำหนดให้สำรวจตั้งฉากกับชายฝั่งทะเลของจังหวัด ประจวบคีรีขันธ์สำรวจออกไปทางทิศตะวันออก เพื่อให้ตัดกับกลุ่มแนวรอยเลื่อนระนองที่คาดว่าจะยาวต่อลงมา ในทะเลซึ่งวางตัวในทาง ทิศตะวันออกเฉียงเหนือ และ ทิศตะวันตกเฉียงใต้ ซึ่งการสำรวจทั้ง 3 เส้นทาง การสำรวจเป็นระยะทางรวม 150 กิโลเมตร (รูป 3.19)

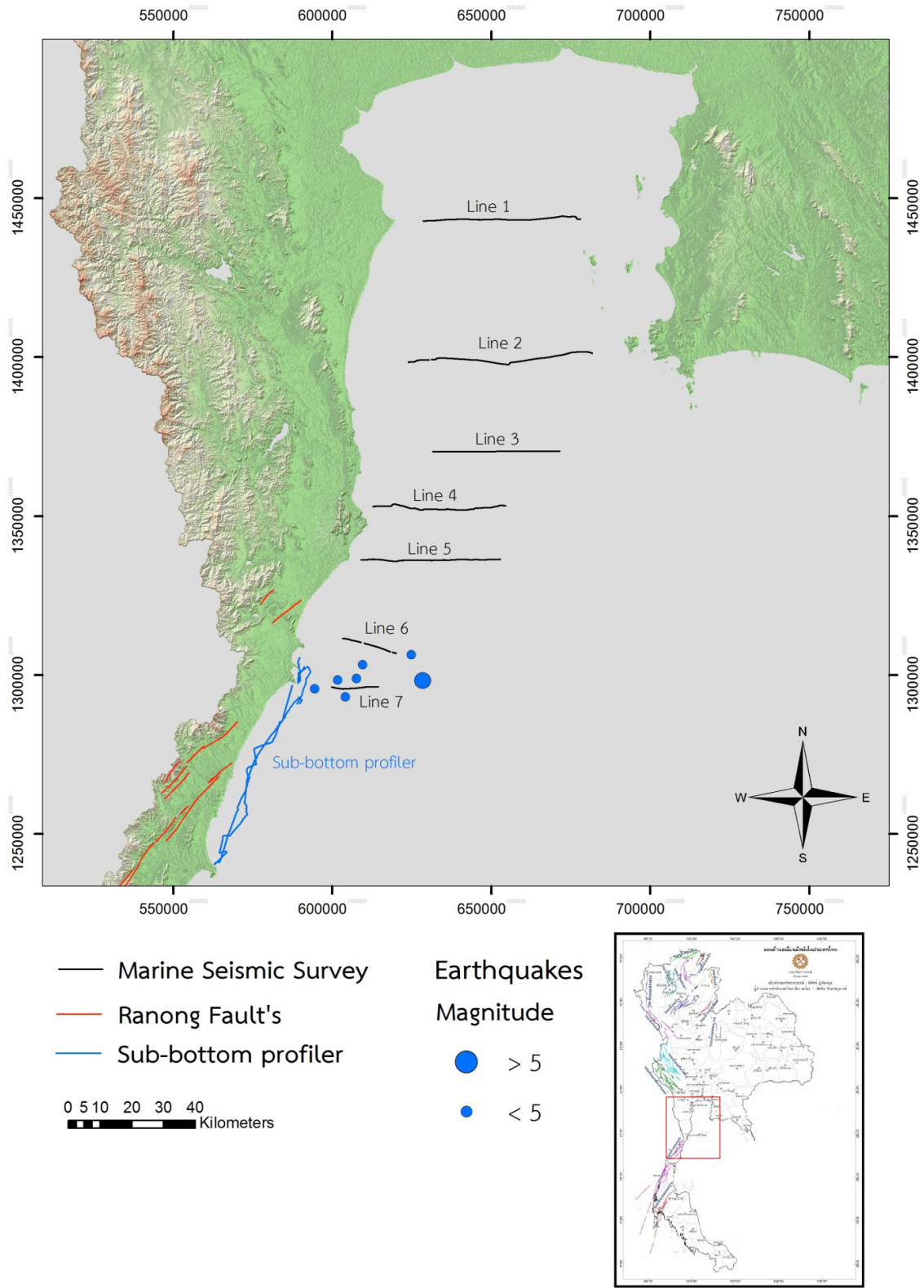
การสำรวจครั้งนี้ ใช้เรือประมงพื้นบ้านที่ปากแม่น้ำปราณบุรี เนื่องจากท่าเรือใกล้กับแนวเส้นทางสำรวจ และได้เช่าเครื่องมือสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล (shallow marine seismic survey) จากบริษัท Geo Marine Survey Systems B.V.



รูป 3.17 การปฏิบัติงานบนเรือสำรวจ shallow marine seismic survey (สำรวจครั้งที่ 4)



รูป 3.18 การปฏิบัติงานภายในเรือสำรวจ shallow marine seismic survey (สำรวจครั้งที่ 4)



รูป 3.19 แสดงเส้นทางการสำรวจด้วยเครื่องมือ shallow marine seismic survey

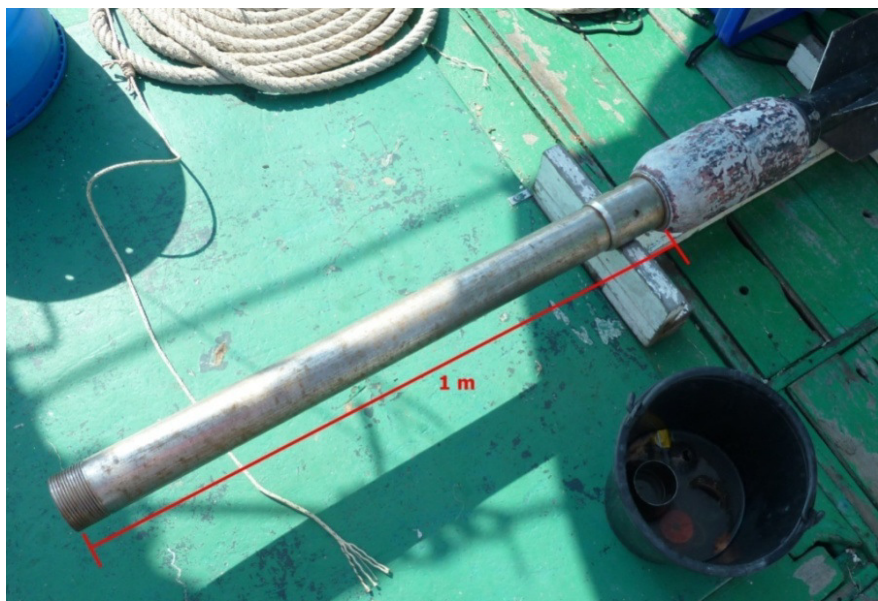
### การเก็บตัวอย่างตะกอนทะเล

การเก็บตัวอย่างตะกอนทะเล จะเลือกตำแหน่งการเก็บตัวอย่างจากการสำรวจธรณีฟิสิกส์ โดยสังเกตลักษณะของชั้นตะกอนที่พบความไม่ต่อเนื่อง ที่คาดว่าเกิดจากการเคลื่อนตัวในอดีต โดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายขวางชั้นตะกอนจากการสำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler

ในการศึกษาได้ทำการเก็บตัวอย่างด้วย mini-gravity corer ความยาว 1 เมตร (รูป 3.20) โดยเลือกตำแหน่งในการเก็บตัวอย่างตะกอนจากข้อมูลที่ได้จากการสำรวจด้วย sub-bottom profiler โดยจะเก็บในจุดที่ใกล้เคียงกับแนวรอยเลื่อนที่พบมากที่สุด ในการเก็บตัวอย่างตะกอนครั้งนี้ได้ตัวอย่างตะกอนทั้งหมด 4 ตำแหน่ง ตำแหน่งละ 2 ตัวอย่าง (รูป 3.22) ได้ตัวอย่างทั้งหมด 8 ตัวอย่าง (รูป 3.21)

ตาราง 2 แสดงตำแหน่งพิกัดของ ตัวอย่างตะกอน

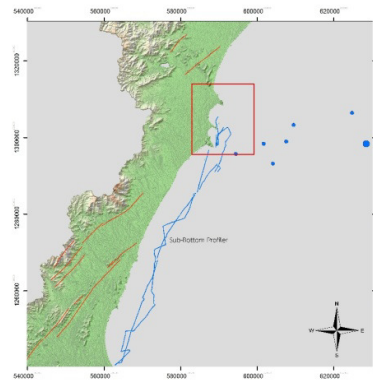
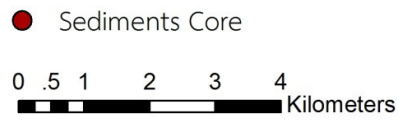
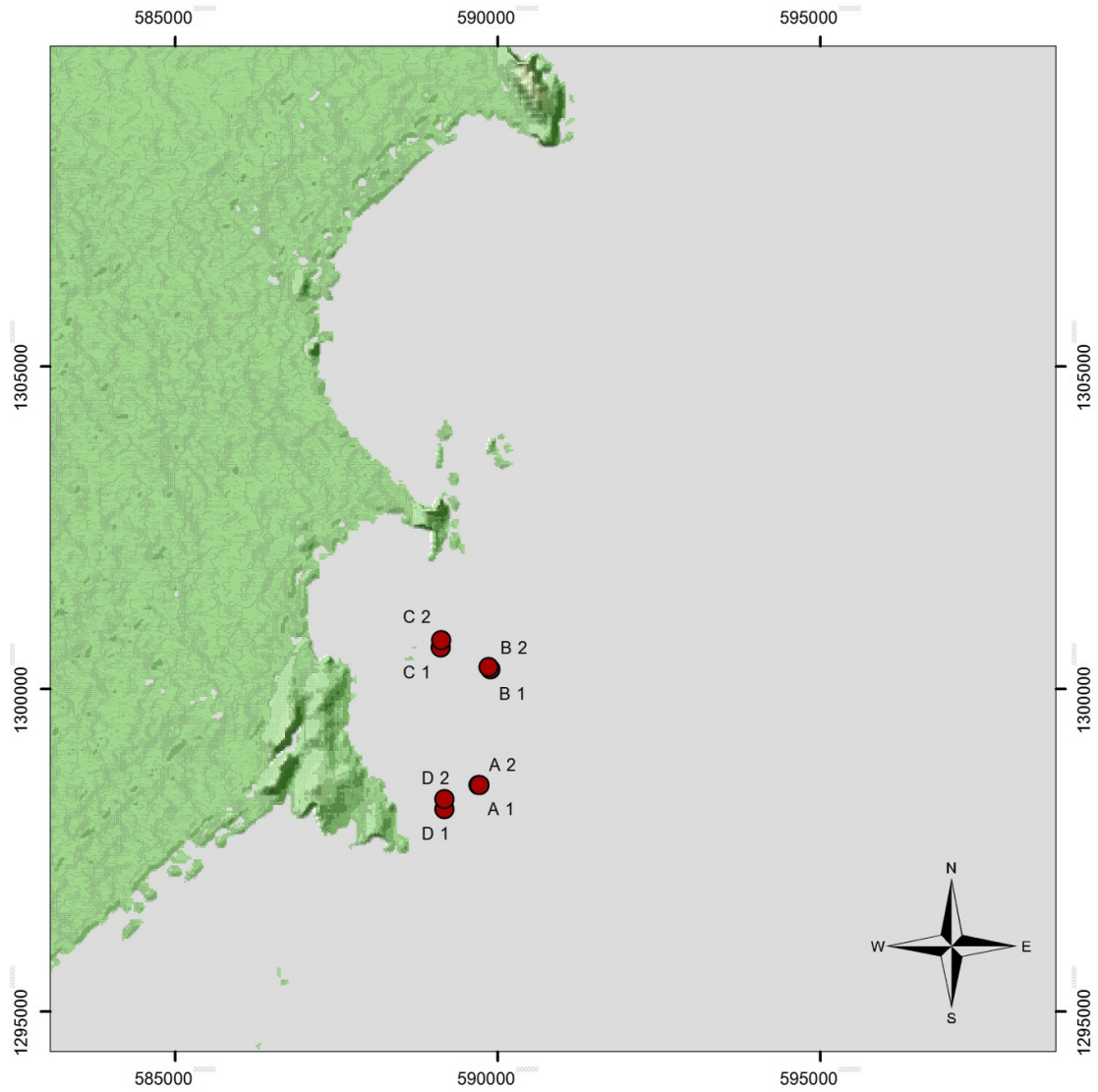
ตัวอย่าง	วัน / เดือน / ปี	Latitude	Longitude
A1	24/04/56	11°44'42.76"	99°49'23.59"
A2	24/04/56	11°44'42.68"	99°49'24.10"
B1	24/04/56	11°45'41.11"	99°49'29.78"
B2	24/04/56	11°45'42.26"	99°49'28.88"
C1	24/04/56	11°45'52.24"	99°49'4.40"
C2	24/04/56	11°45'55.84"	99°49'4.62"
D1	24/04/56	11°44'30.52"	99°49'6.20"
D2	24/04/56	11°44'35.59"	99°49'6.13"



รูป 3.20 เครื่องมือเก็บตัวอย่างตะกอน ในแนวตั้งขนาด 1 เมตร (mini-gravity corer)



รูป 3.21 การปฏิบัติงานขณะทำการเก็บตัวอย่างตะกอนทะเลด้วย mini-gravity corer ในระหว่างการสำรวจครั้งที่ 1



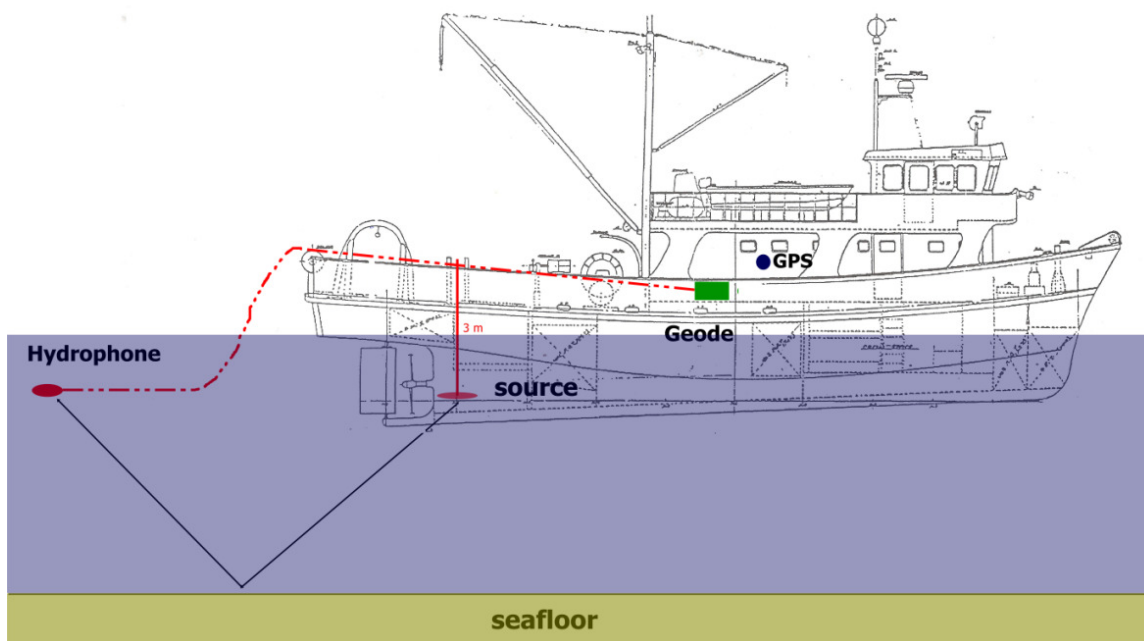
รูป 3.22 ตำแหน่งเก็บตัวอย่างตะกอน ด้วย mini-gravity corer

### การพัฒนาเครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนเพื่อใช้ในงานสำรวจ

เนื่องจากการเช่าเครื่องมือสำรวจธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเลมีราคาสูง จึงได้พัฒนาเครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนขึ้นเอง (custom-made shallow marine seismic survey) เพื่อลดค่าใช้จ่าย และได้ใช้เครื่องมือนี้ในการสำรวจ 2 ครั้งด้วยกัน คือ การสำรวจครั้งที่ 1 และการสำรวจครั้งที่ 4

การสำรวจด้วย custom-made shallow marine seismic survey ใช้หลักการที่ว่า เมื่อแหล่งกำเนิดพลังงาน (seismic source) ส่งคลื่นไหวสะเทือน (seismic wave) คลื่นจะเดินทางไปสะท้อนพื้นทะเลและชั้นตะกอนหรือชั้นหินใต้ทะเล และเดินทางกลับมา โดยมี hydrophone ทำหน้าที่เป็นตัวรับสัญญาณคลื่นที่สะท้อนและหักเหจากชั้นต่างๆ ดังรูป 3.23 ซึ่งข้อมูลจะถูกบันทึกไว้โดยเครื่องบันทึกข้อมูล (รุ่น Geode ผลิตโดยบริษัท Geometrics Inc.) (รูป 3.24) และเมื่อผ่านการประมวลผลข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนก็จะสามารถแสดงเป็นภาพตัดขวางข้างใต้ได้ โดยระบบการสำรวจนี้ ประกอบด้วย

1. ตัวรับสัญญาณ (hydrophone)
  - ตัวรับสัญญาณ (hydrophone 10 Hz ผลิตโดย Geospace Inc.) (รูป 3.24)
  - ตัวรับสัญญาณ (hydrophone 3 Hz - 13 kHz ผลิตโดย Geo-Marine Technology, Inc.) (รูป 3.25)
2. อุปกรณ์บันทึกข้อมูล seismograph
  - Geode ผลิตโดย Geometrics Inc. (รูป 3.26)
3. แหล่งกำเนิดพลังงาน (seismic source สร้างขึ้นเอง) โดยพัฒนาขึ้น 2 รูปแบบ
  - แหล่งกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน Metal disk/rod + Metal plate (รูป 3.27)
  - แหล่งกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน Weight Drop (รูป 3.30)



รูป 3.23 การติดตั้งอุปกรณ์และหลักการทำงานของ custom-made shallow marine seismic survey



รูป 3.24 ตัวรับสัญญาณ 10 Hz (Hydrophone)

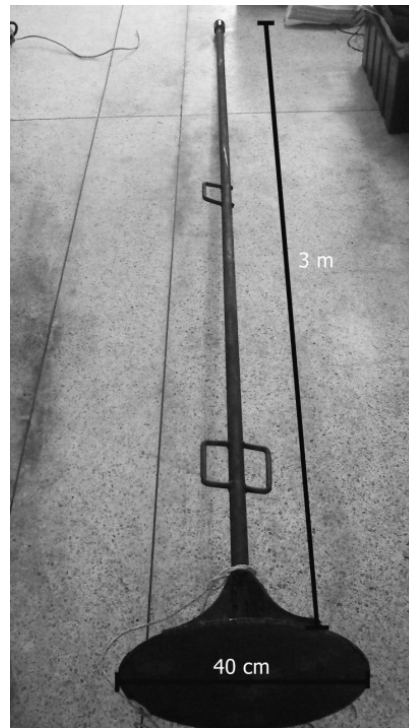


รูป 3.25 ตัวรับสัญญาณ 3 Hz - 13 kHz (Hydrophone)

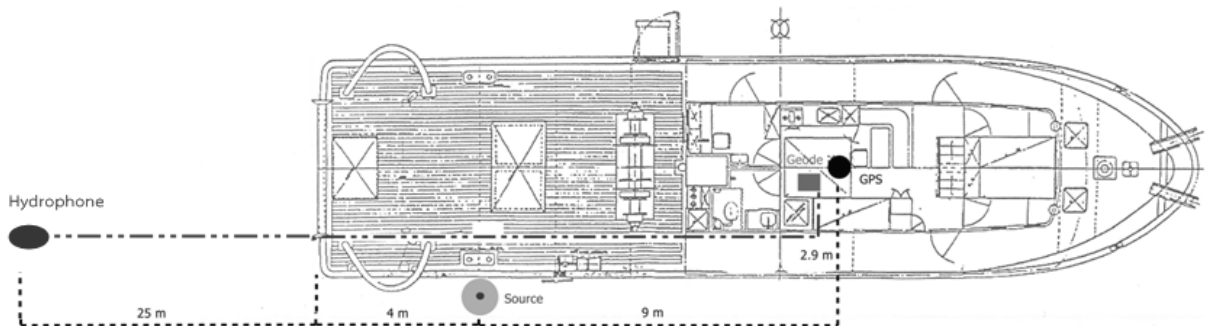


รูป 3.26 Geometrics Geode Seismograph

1. ระบบ metal disk/rod + metal plate ทำจากเหล็กแท่งตันมีขนาดความยาว 3 เมตร โดยด้านปลายเชื่อมติดกับแผ่นเหล็กวงกลม มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 40 cm การติดตั้งเครื่องกำเนิดคลื่นนี้ถูกติดตั้งไว้ทางด้านขวาของเรือ (รูป 3.28) ให้ปลายด้านที่ติดกับแผ่นเหล็กวงกลมจมน้ำประมาณ 1 เมตร ลักษณะการทำงานของอุปกรณ์นี้ ใช้ค้อนทุบบริเวณปลายด้านบน (รูป 3.29) เพื่อให้พลังงานคลื่นไหวสะเทือนส่งลงไปด้านล่างของพื้นทะเล โดยแผ่นเหล็กวงกลมจะทำหน้าที่ขยายสัญญาณคลื่น และ ตัวรับสัญญาณ (hydrophone 10Hz) (รูป 3.24) มีหน้าที่รับสัญญาณคลื่นแต่ไม่เหมาะสมกับการใช้งานในทะเลเนื่องจากมีสัญญาณรบกวนจากคลื่นที่สูงกว่าการสำรวจในบริเวณน้ำนิ่งทำให้รับสัญญาณได้ไม่ชัดเจน จากการทดสอบพบว่าเครื่องมือชนิดนี้ทำงานได้ดีในที่มีน้ำค่อนข้างนิ่ง เช่น แม่น้ำหรือทะเลสาบ



รูป 3.27 metal disk/rod+metal plate



รูป 3.28 แผนผังการวางตำแหน่งเครื่องมือ shallow marine seismic survey บนเรือเกษตรศาสตร์ 1 (ระบบ metal disk/rod+metal plate)



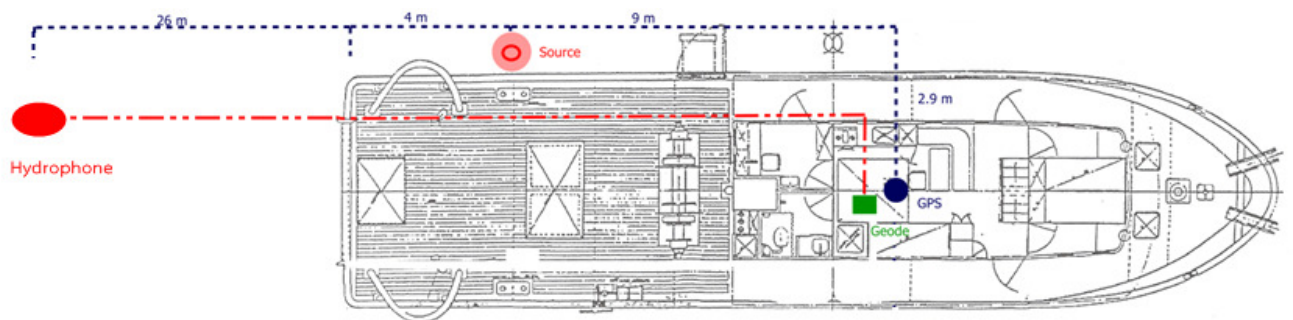
รูป 3.29 การปฏิบัติงานภายในเรือสำรวจ ระบบ metal disk/rod+metal plate (สำรวจครั้งที่ 1)

2. ระบบ weight drop ทำจากท่อเหล็กมีขนาดความยาว 3 เมตร ปลายท่อถูกติดด้วยแผ่นเหล็กที่มีเส้นผ่านศูนย์กลาง 40 cm ให้ปลายส่วนที่ติดกับแผ่นเหล็กจมน้ำประมาณ 1 เมตร ลักษณะการทำงาน ใช้ตุ้มเหล็กที่มีน้ำหนัก 5 กิโลกรัม ปล่อยให้ตกอย่างอิสระเพื่อไปกระทบกับแผ่นเหล็กที่ติดกับท่อด้านล่าง (รูป 3.32, 3.33) ซึ่งจะให้พลังงานคลื่นไหวสะเทือนส่งลงไปด้านล่างของพื้นทะเล และ ตัวรับสัญญาณ (hydrophone) ทำหน้าที่รับสัญญาณคลื่นที่สะท้อนจากใต้ทะเล

ในส่วนของ ตัวรับสัญญาณ (hydrophone) การสำรวจครั้งที่ 1 ใช้ตัวรับสัญญาณ (hydrophone 10 Hz) (รูป 3.24) การสำรวจครั้งที่ 4 ใช้ ตัวรับสัญญาณ (hydrophone 3 Hz - 13 kHz) (รูป 3.25) ซึ่งสามารถรับคลื่นไหวสะเทือนในช่วงความถี่ที่กว้างกว่า



รูป 3.30 weight drop



รูป 3.31 แผนผังการวางตำแหน่งเครื่องมือ shallow marine seismic survey บนเรือเกษตรศาสตร์ 1 (ระบบ weight drop)



รูป 3.32 การปฏิบัติงานภายในเรือสำรวจ ระบบ weight drop (สำรวจครั้งที่ 1)



รูป 3.33 การปฏิบัติงานภายในเรือสำรวจ ระบบ weight drop (สำรวจครั้งที่ 4)

## บทที่ 4 ผลการศึกษา

### ผลการสำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler

การสำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler ครอบคลุมพื้นที่สำรวจเป็นระยะทางทั้งหมดประมาณ 190 กิโลเมตร ดังรูป 3.8 โดยการเดินเรือในเส้นทางแรกจากทางด้านบนของอ่าวประจวบ ลงไปจนถึง อำเภอบางสะพาน การเดินเรือสำรวจเป็นแนวขนานกับชายฝั่ง ส่วนเส้นทางที่สองจาก อำเภอบางสะพาน ย้อนกลับขึ้นมาบริเวณอ่าวประจวบ การเดินเรือสำรวจนั้นจะเน้นการเดินเรือซิกแซกให้ตั้งฉากกับแนวรอยเลื่อนที่คาดว่ายาวต่อลงมาในทะเลให้มากที่สุด โดยใช้เวลาสำรวจเป็นเวลา 3 วัน (ไม่รวมระยะเวลาการเดินทางไปกลับ) ในบริเวณแนวสำรวจระดับความลึกของน้ำอยู่ระหว่าง 5 ถึง 15 เมตร

จากการสำรวจทำให้พบว่า โดยทั่วไปสามารถแยกชั้นตะกอนได้เป็น 2 ชุดหลัก ชั้นบนคาดว่า เป็นชั้น Holocene marine clay (ชุดเดียวกับ Bangkok Clay) มีความหนาประมาณ 10 ถึง 15 เมตร ในบริเวณที่สำรวจเป็นตะกอนชายหาดและตะกอนที่สะสมตัวในทะเลน้ำเค็ม จากข้อมูลตัวอย่างตะกอนพบว่าบริเวณชายฝั่งทะเลปัจจุบันส่วนใหญ่เป็นตะกอนดินเหนียวสีเทาตกสะสมตัวบริเวณที่ราบชายฝั่งทะเล ส่วนชั้นที่สอง คาดว่าเป็น Pleistocene sediment อยู่ที่ความลึกประมาณ 10 ถึง 15 เมตร จากพื้นทะเล (ระดับความลึกจากระดับน้ำทะเลประมาณ 25 ถึง 35 เมตร)

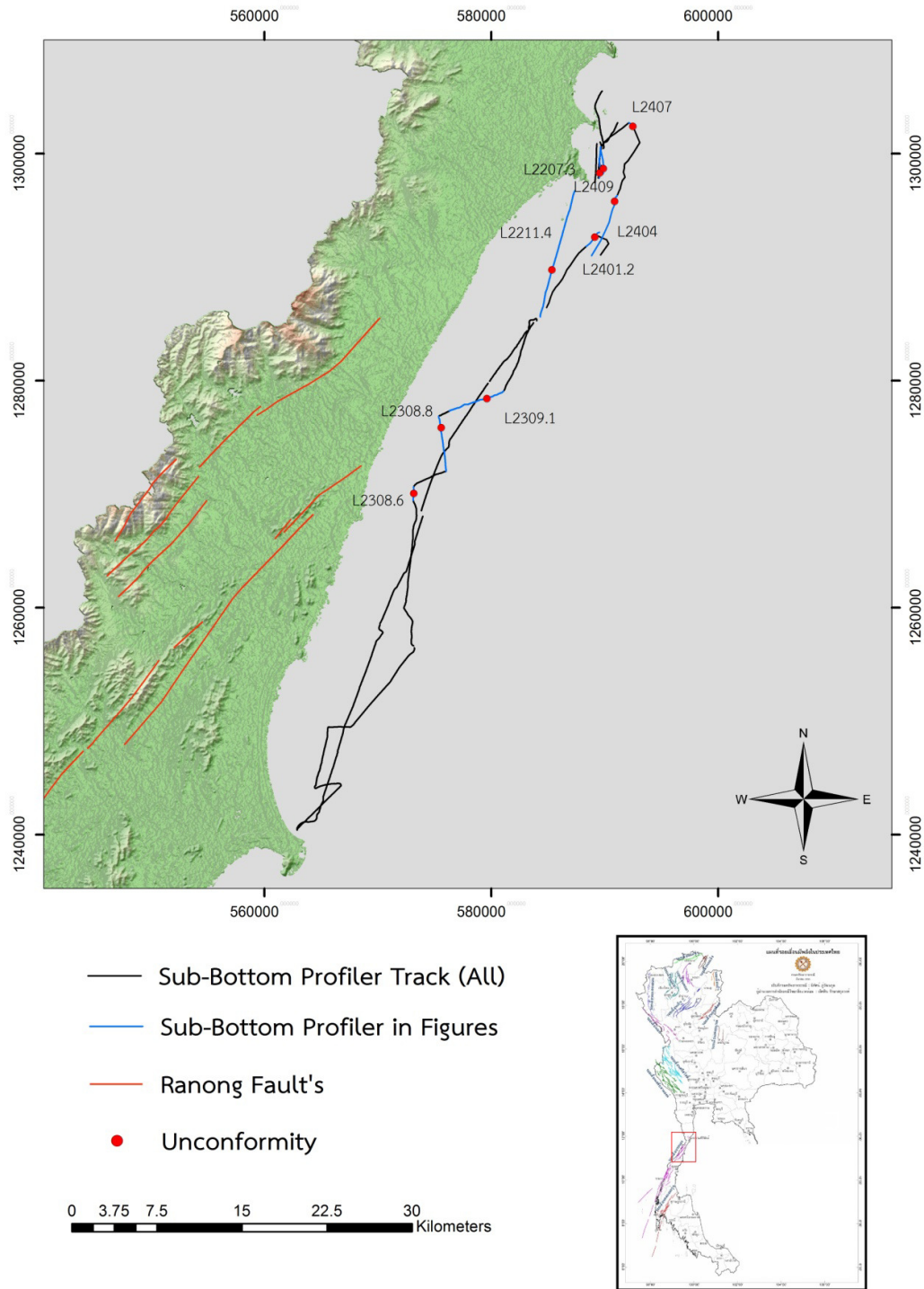
ในการคำนวณหาความลึกของตะกอนในแต่ละชั้นของ sub-bottom profiler ใช้ความเร็วของตัวกลางน้ำทะเลเท่ากับ 1500 m/s ซึ่งเป็นความเร็วเสียงเฉลี่ยของน้ำทะเลในอ่าวไทย

ในการสำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler ในพื้นที่ศึกษานี้พบบริเวณรอยชั้นไม่ต่อเนื่องที่คาดว่าอาจมีความสัมพันธ์กับรอยเลื่อนทั้งหมด 3 พื้นที่ ได้แก่ บริเวณอ่าวมะนาว เกาะจาน และบริเวณนอกชายฝั่งของตำบลทับสะแก ดังรายละเอียดต่อไปนี้

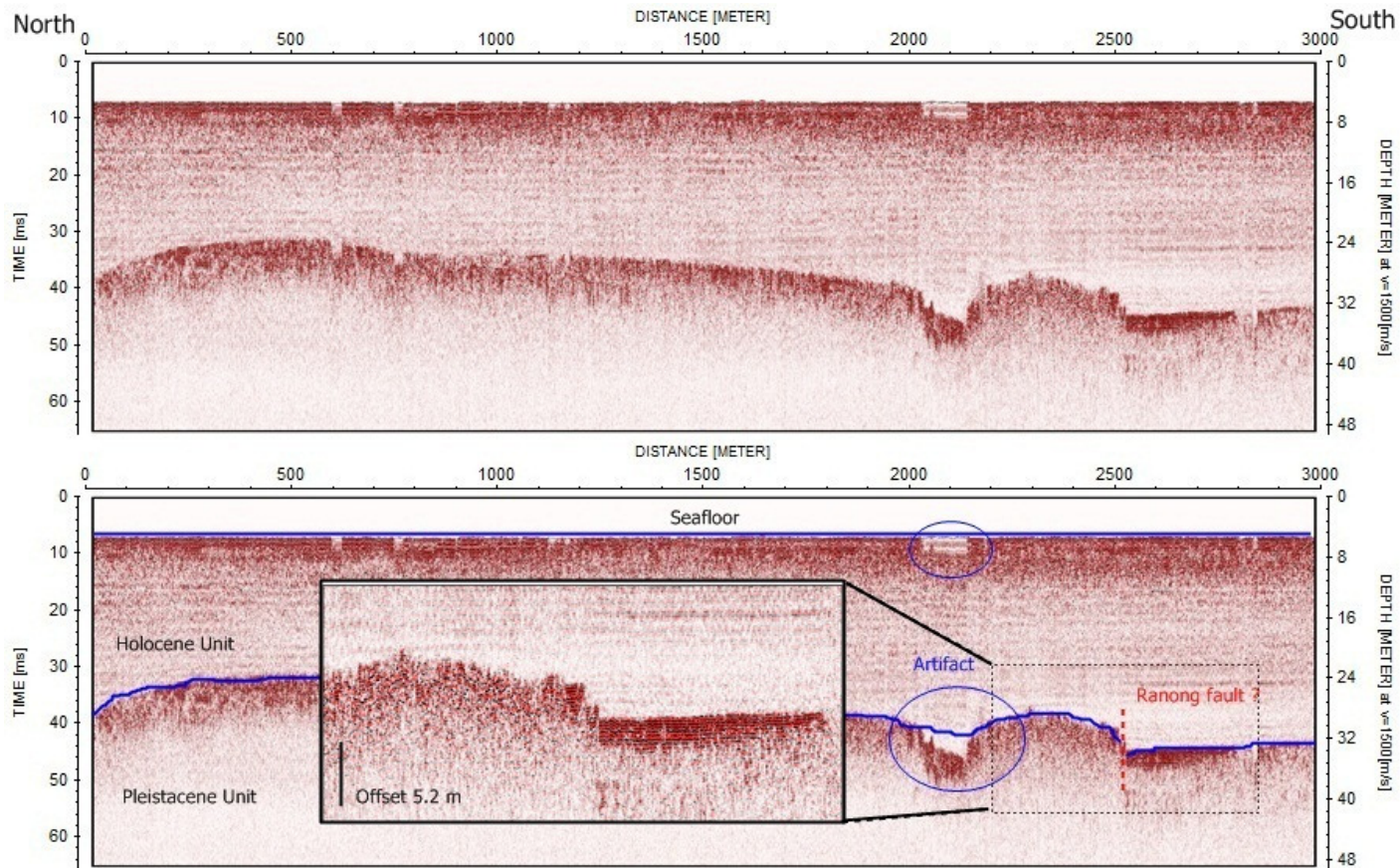
บริเวณอ่าวมะนาว ในเส้นทางการสำรวจ L2207.3 L2409 และ L2407 (รูป 4.1) พบความไม่ต่อเนื่องกันที่ส่วนบนสุดของชั้นตะกอน Pleistocene sediment โดยมีความสูงชั้นตะกอนที่แตกต่างกันอยู่ที่ประมาณ 3.4 เมตร 5 เมตร และ 1.9 เมตรตามลำดับ ดังรูป 4.2, 4.4, 4.5

บริเวณเกาะจาน ในเส้นทางการสำรวจ L2211.4 L2401 และ L2404 (รูป 4.1) พบความไม่ต่อเนื่องกันที่ส่วนบนสุดของชั้นตะกอน Pleistocene sediment โดยมีความสูงชั้นตะกอนที่แตกต่างกันอยู่ที่ประมาณ 3.5 เมตร 2.5 เมตร และ 4.8 เมตรตามลำดับ ดังรูป 4.5, 4.7, 4.8

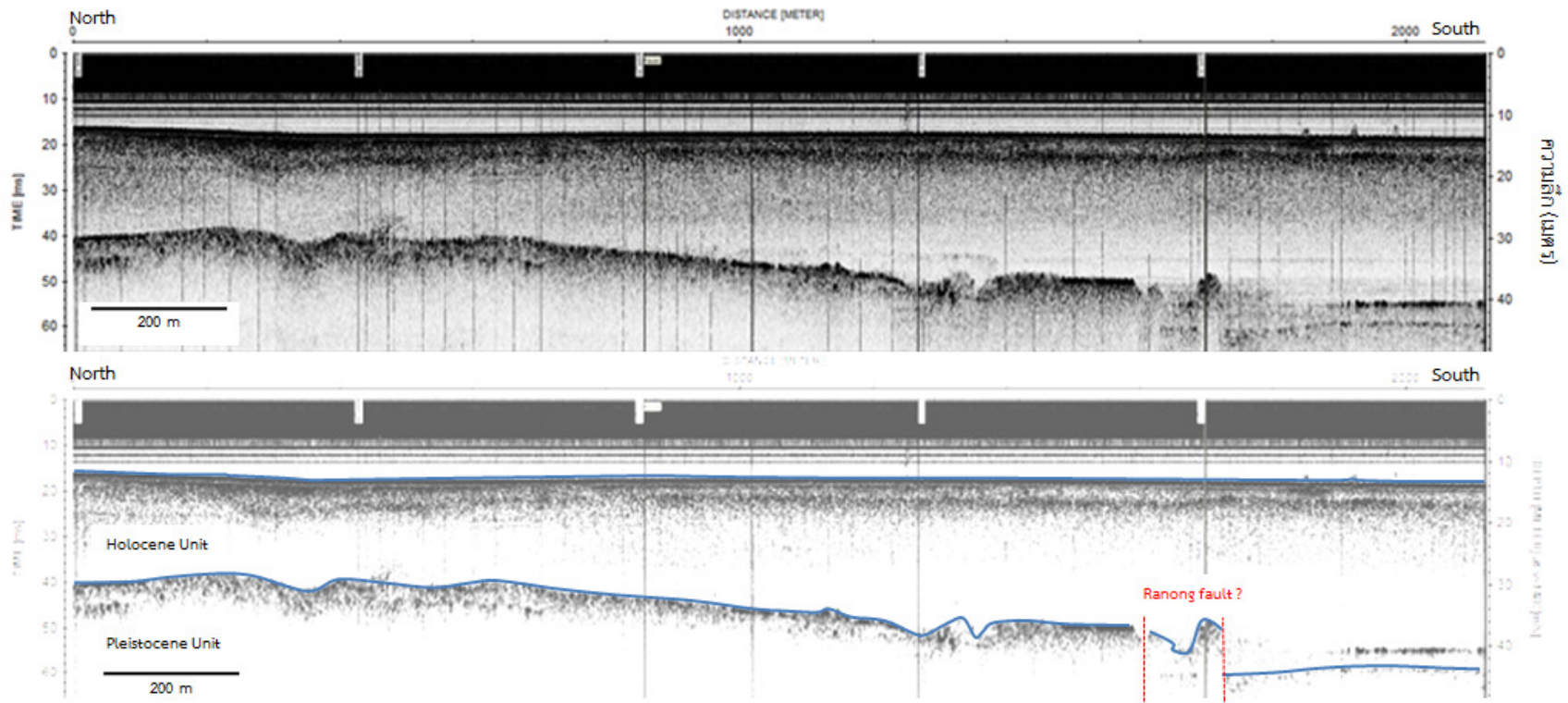
บริเวณนอกชายฝั่งของตำบลทับสะแก ในเส้นทางการสำรวจ L2308.6 L2308.8 และ L2309.1 (รูป 4.1) พบความไม่ต่อเนื่องกันที่ส่วนบนสุดของชั้นตะกอน Pleistocene sediment โดยมีความสูงชั้นตะกอนที่แตกต่างกันอยู่ที่ 1.1 เมตร 1.1 เมตร และ 4.0 เมตรตามลำดับดังรูป 4.8, 4.10, 4.11



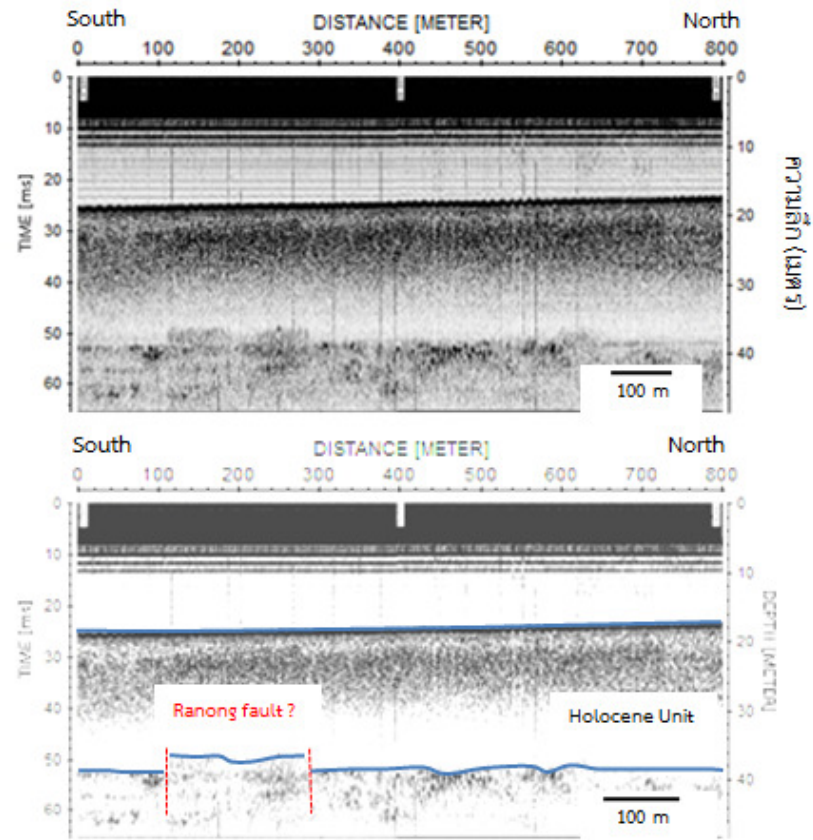
รูป 4.1 แนวสำรวจ sub-bottom profiler และตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตะกอน



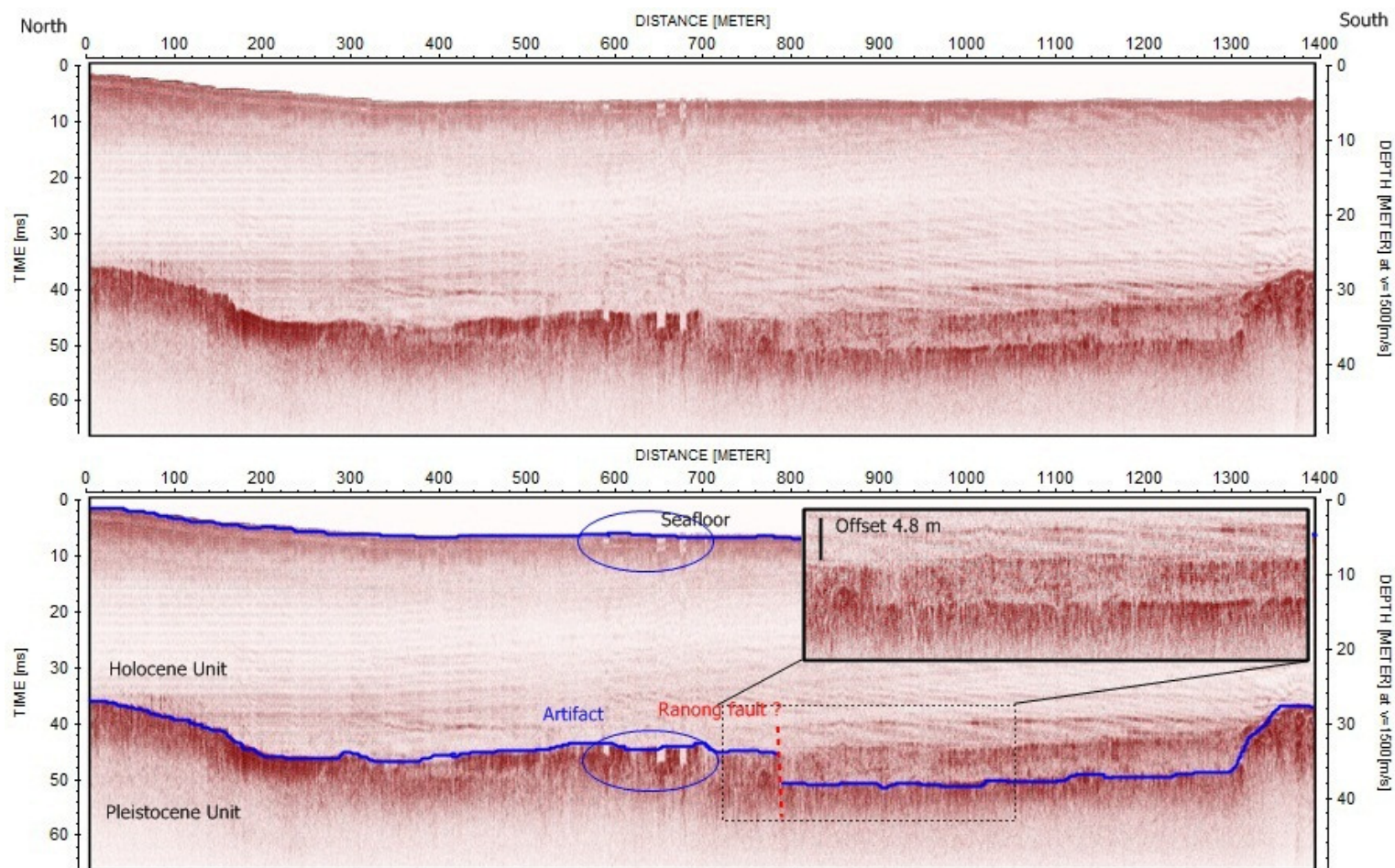
รูป 4.2 ภาพตัดขวางของ sub-bottom profiler ตามเส้นทางการสำรวจ L2207.3 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงในรูป 4.1) ในบริเวณที่วงกลมไว้เป็นผลที่เกิดจากการปรับเปลี่ยนค่าเครื่องสำรวจในขณะที่ทำการสำรวจ ไม่ใช่รอยเลื่อนจริง



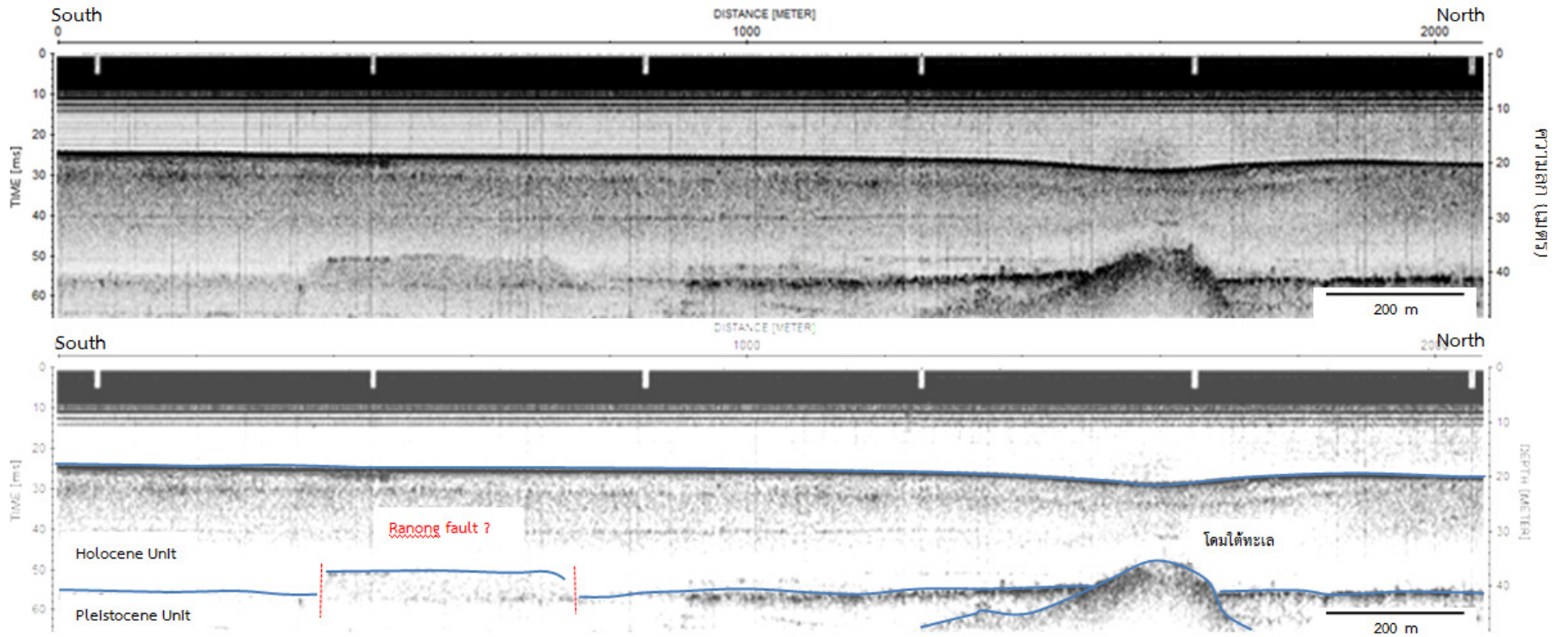
รูป 4.3 ภาพตัดขวางของ sub-bottom profiler ตามเส้นทางการสำรวจ L2409 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงในรูป 4.1)



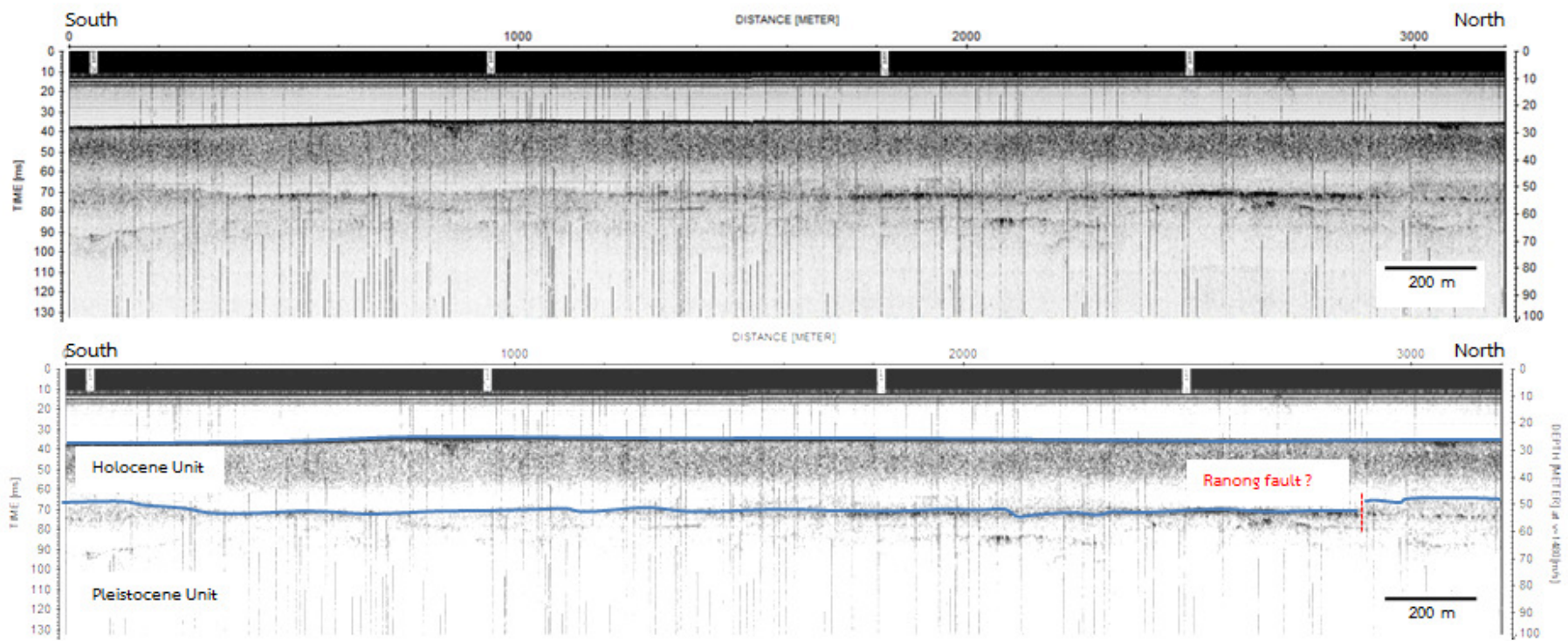
รูป 4.4 ภาพตัดขวางของ sub-bottom profiler ตามเส้นทางการสำรวจ L2407 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงในรูป 4.1)



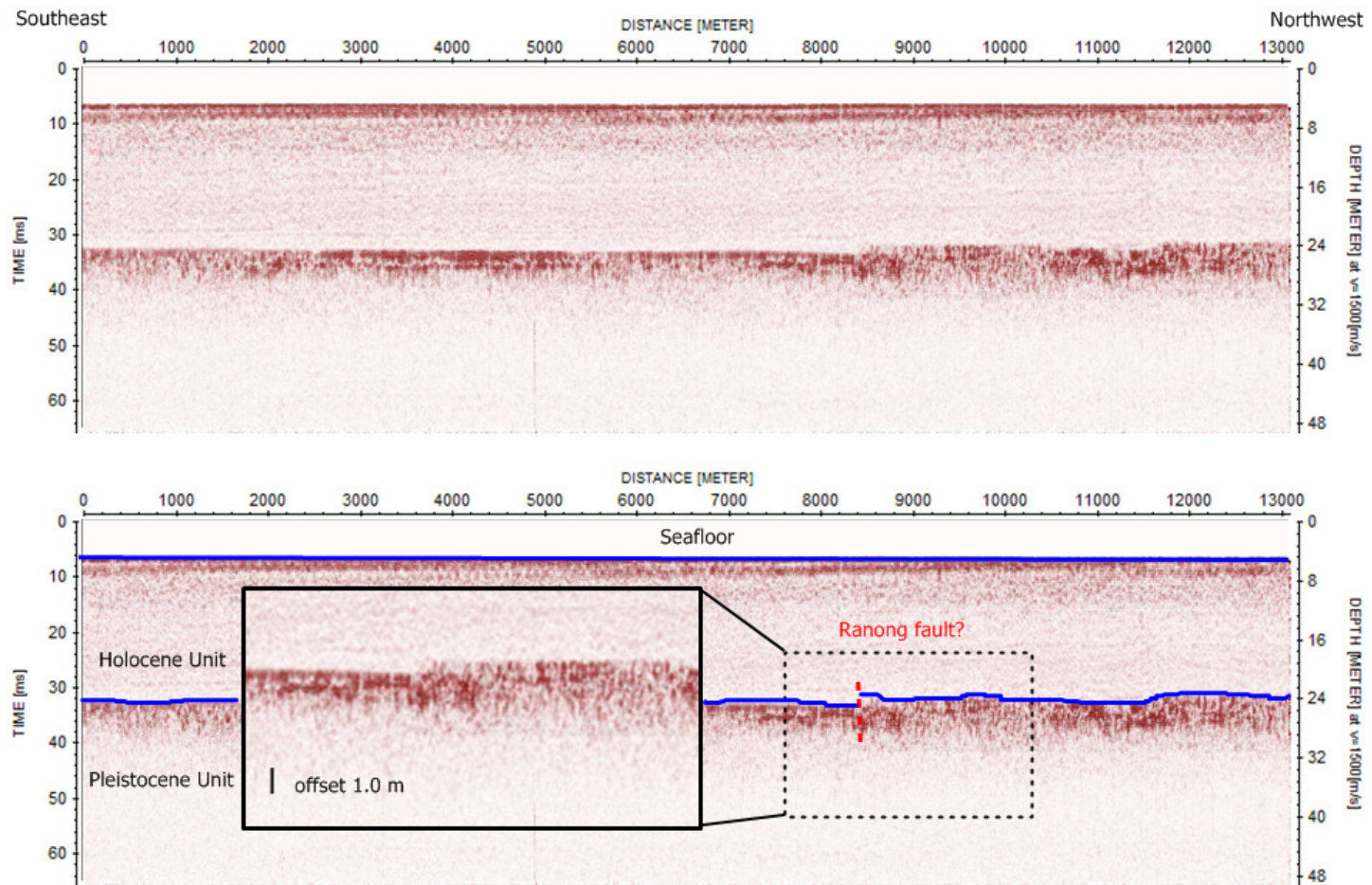
รูป 4.5 ภาพตัดขวางของ sub-bottom profiler ตามเส้นทางการสำรวจ L2211.4 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงในรูป 4.1)



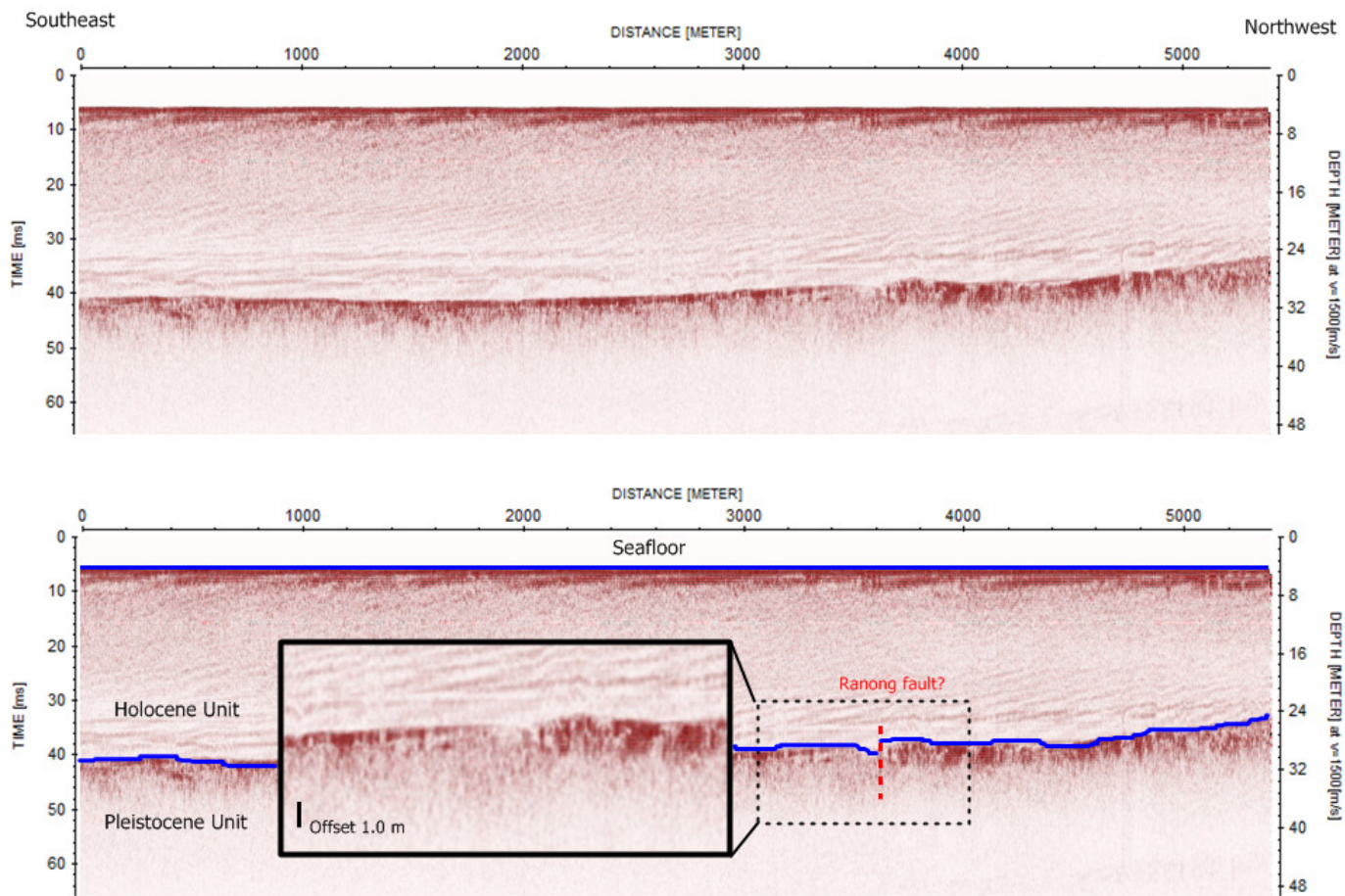
รูป 4.6 ภาพตัดขวางของ sub-bottom profiler ตามเส้นทางการสำรวจ L2401 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงในรูป 4.1)



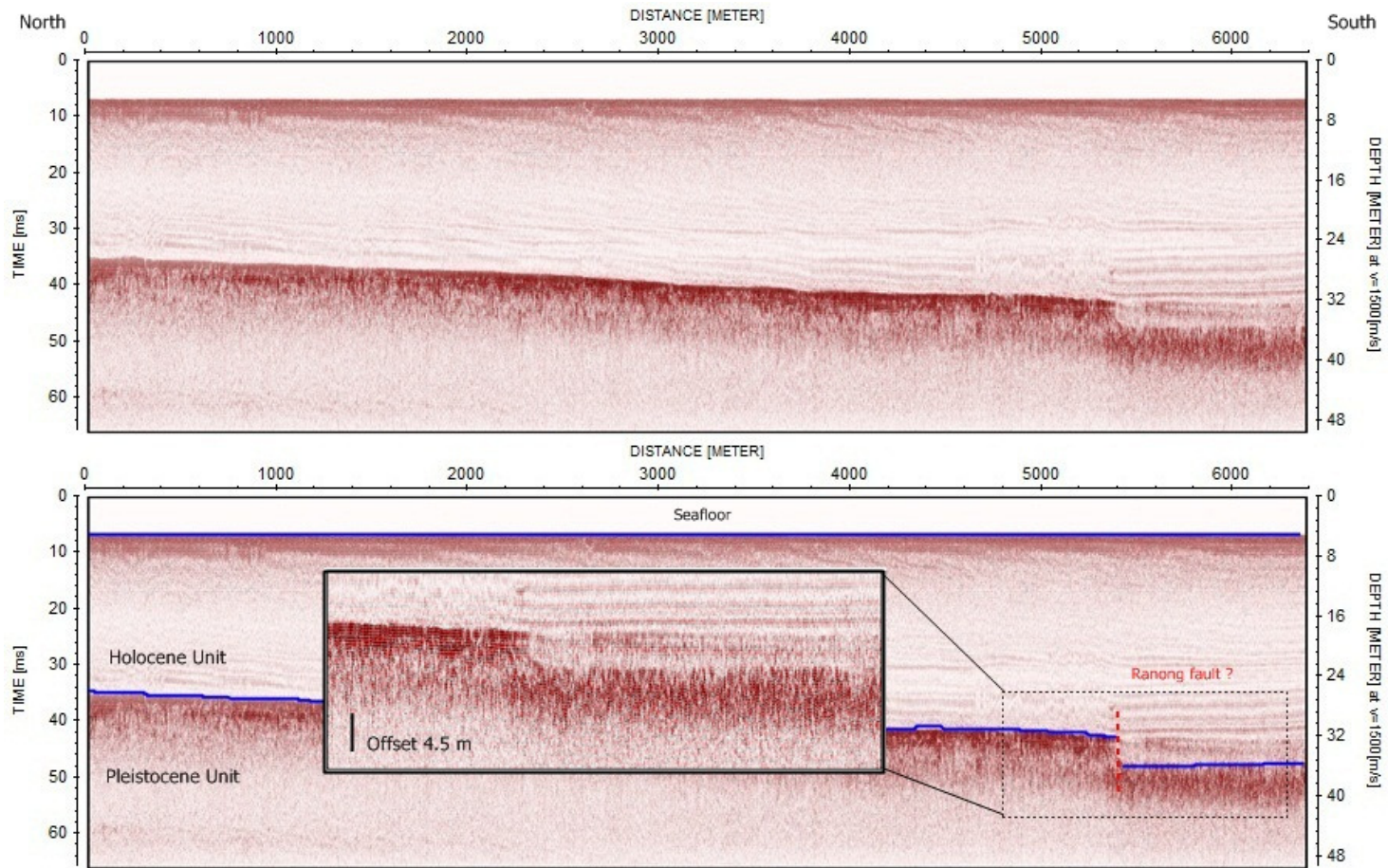
รูป 4.7 ภาพตัดขวางของ sub-bottom profiler ตามเส้นทางการสำรวจ L2404 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงในรูป 4.1)



รูป 4.8 ภาพตัดขวางของ sub-bottom profiler ตามเส้นทางสำรวจ L2308.3 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงในรูป 4.1)



รูป 4.9 ภาพตัดขวางของ sub-bottom profiler ตามเส้นทางการสำรวจ L2308.5 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงในรูป 4.1)



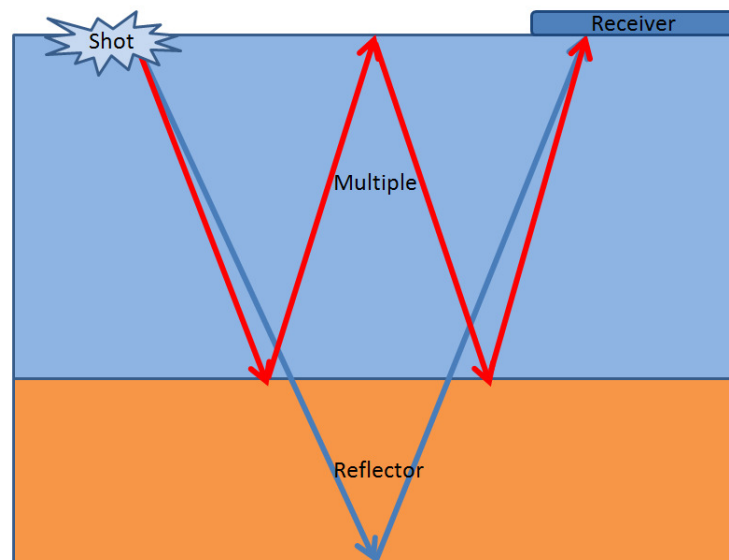
รูป 4.10 ภาพตัดขวางของ sub-bottom profiler ตามเส้นทางการสำรวจ L2309.1 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงในรูป 4.1)

### ผลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเล (shallow marine seismic survey )

การสำรวจด้วยวิธี shallow marine seismic survey ครอบคลุมพื้นที่สำรวจตั้งแต่อ่าวไทยตอนบน จนถึงชายฝั่งตะวันออกของ จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ประกอบด้วย 7 แนวสำรวจ ระยะทางทั้งหมด 295 กิโลเมตร ดังรูป 4.12 โดยการเดินเรือสำรวจเป็นแนวตั้งฉากกับชายฝั่ง ในบริเวณแนวสำรวจระดับความลึกของ น้ำอยู่ระหว่าง 10 ถึง 40 เมตร

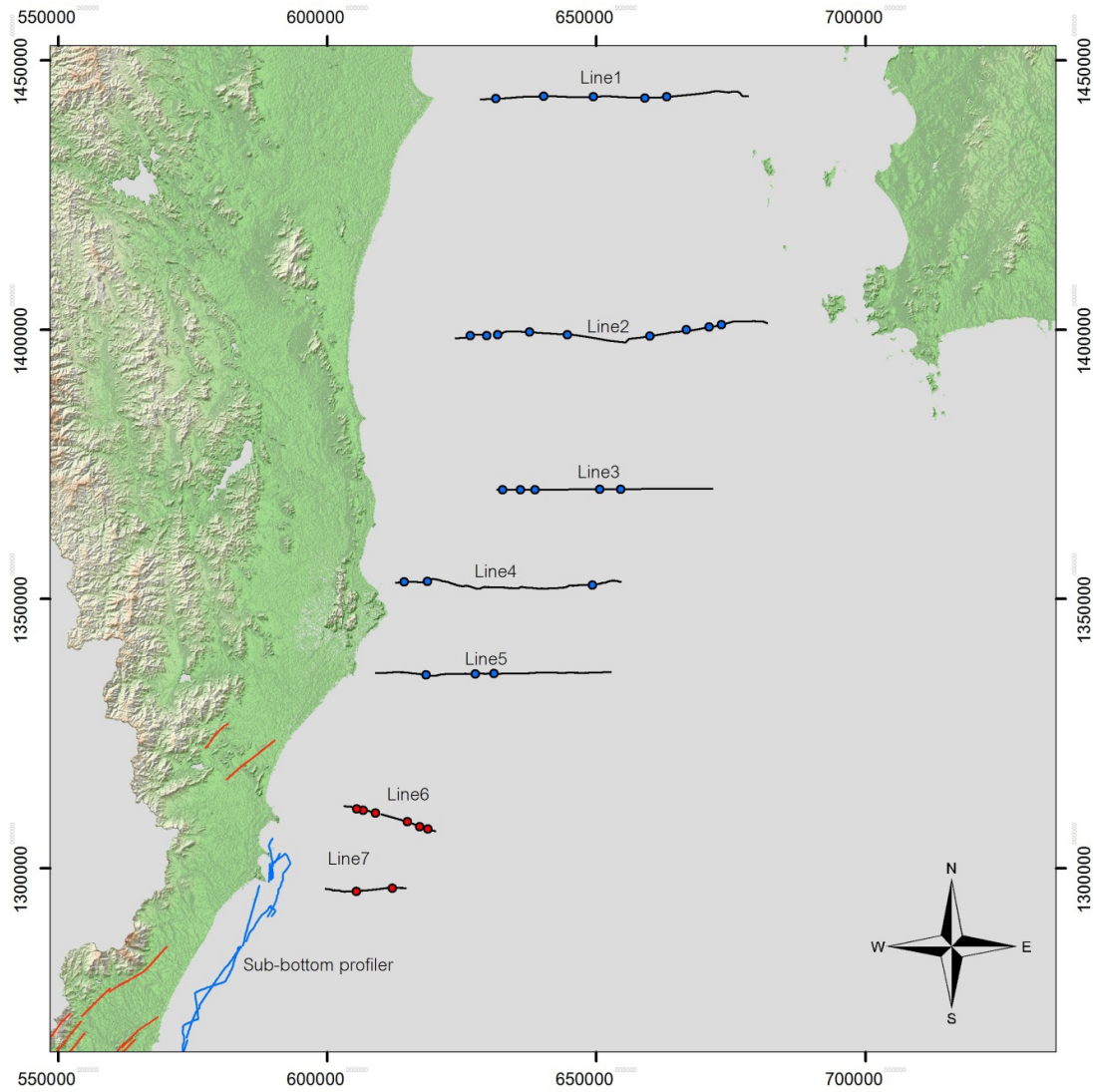
การคำนวณหาความลึกของชั้นตะกอนจากการสำรวจ shallow marine seismic survey ใช้ ความเร็วของตัวกลางน้ำทะเลเท่ากับ 1,500 เมตรต่อวินาที ซึ่งเป็นความเร็วเสียงเฉลี่ยในอ่าวไทย

การสำรวจในครั้งนี้พบลักษณะเด่นของข้อมูลที่มีผลต่อการแปลความหมายทางธรณีวิทยา ได้แก่ multiple ซึ่งเป็นปรากฏการณ์ที่คลื่นไหวสะเทือน เกิดการสะท้อนกลับไปกลับมา มากกว่า 1 ครั้ง (รูป 64) ทำให้เสมือนว่ามี reflector หลายตัว อันอาจเกิดจาก reflector ตัวเดียวหรือหลายตัวก็ได้ ข้อมูลดังกล่าวอาจทำให้แปลความหมายผิดไปได้

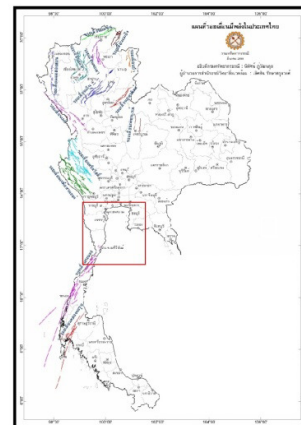


รูป 4.11 ลักษณะการเกิดปรากฏการณ์ multiple

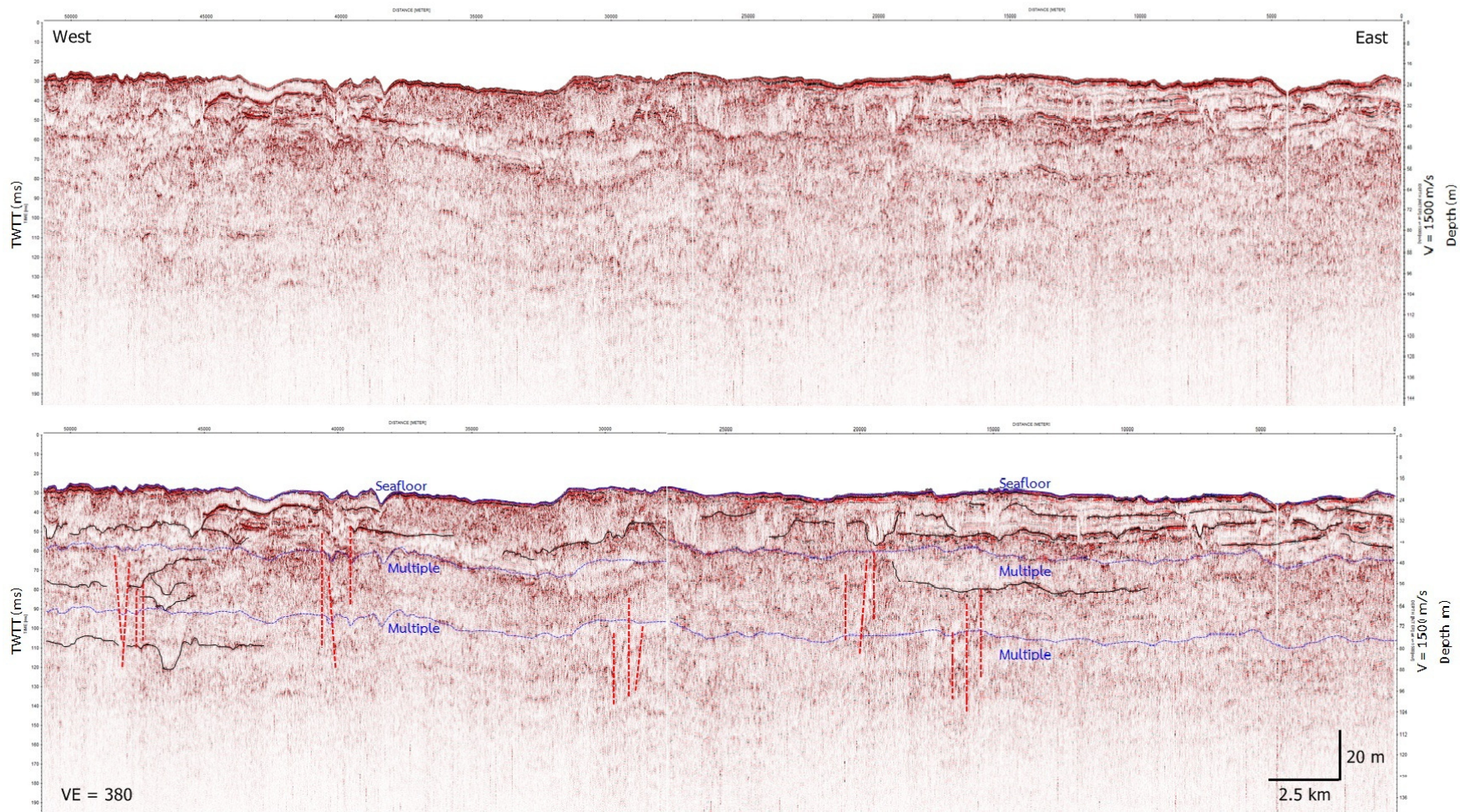
จากข้อมูลธรณีฟิสิกส์ที่ทำการสำรวจด้วยเครื่อง shallow marine seismic survey พบลักษณะ การเรียงตัวของชั้นตะกอนที่ไม่ปกติชั้นตะกอนเรียงตัวไม่ต่อเนื่องหรือมีการเลื่อนตัวของชั้นตะกอนที่คาดว่าเกิด จาก อิทธิพลของรอยเลื่อนระนอง เช่น โดยพบการเคลื่อนตัวของชั้นตะกอนที่ระดับความลึกประมาณ 5 - 10 เมตร จากพื้นทะเล นอกจากนี้ยังพบลักษณะของตะกอนที่ถูกรบกวน (disturbed sediment) และพบทางน้ำ โบราณ (paleo-channel) ขนาดปานกลางถึงขนาดใหญ่ (กว้างมากถึง 300 เมตร) อีกจำนวนมาก โดยพบ ตั้งแต่ความลึกประมาณ 10 - 60 เมตร จากพื้นทะเล



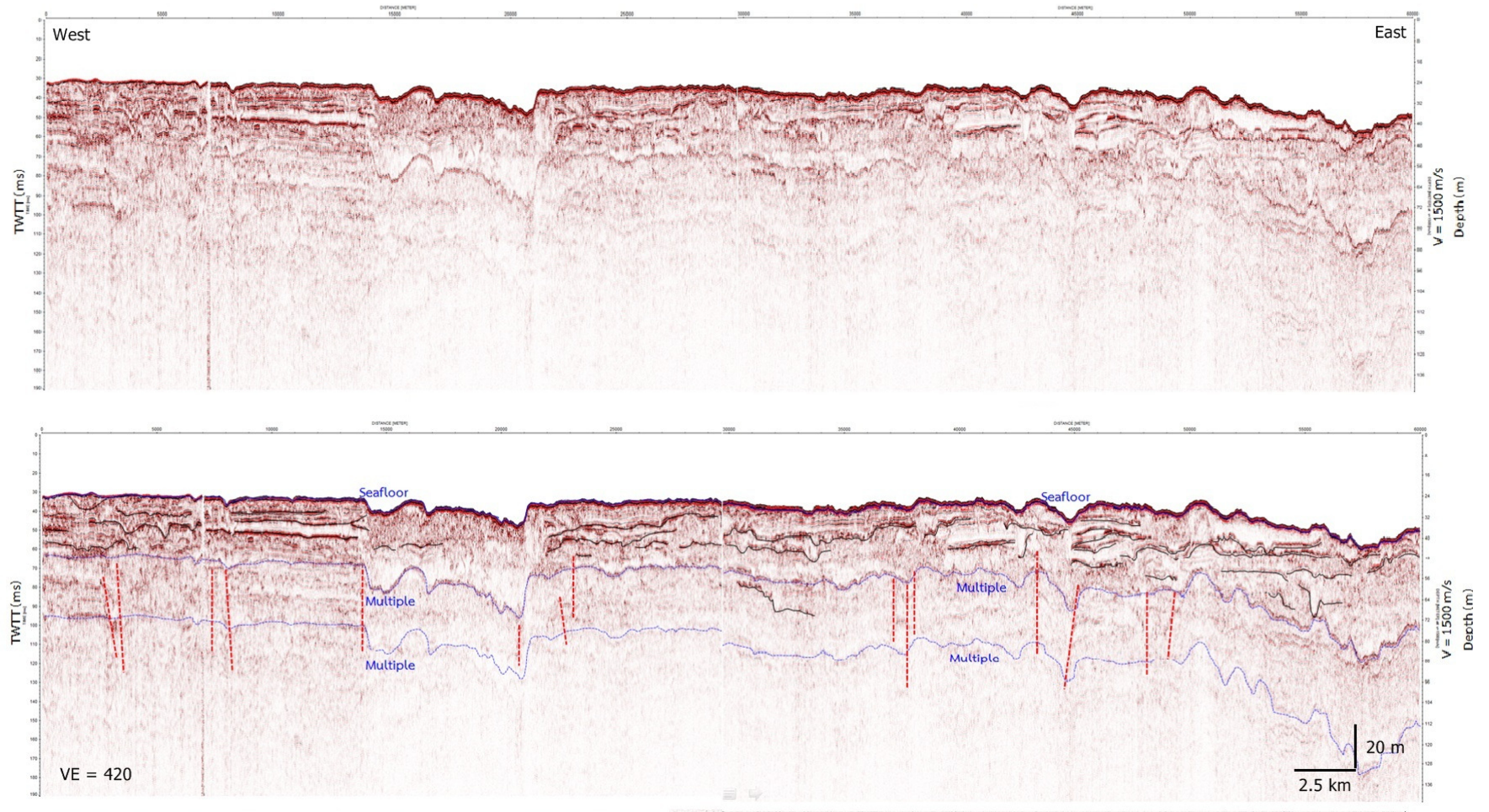
- Marine Seismic Survey
  - Ranong Fault's
  - Sub-bottom profiler
  - Fault
  - disturbed / discontinuous sediment layer
- 0 5 10 20 30 40 Kilometers



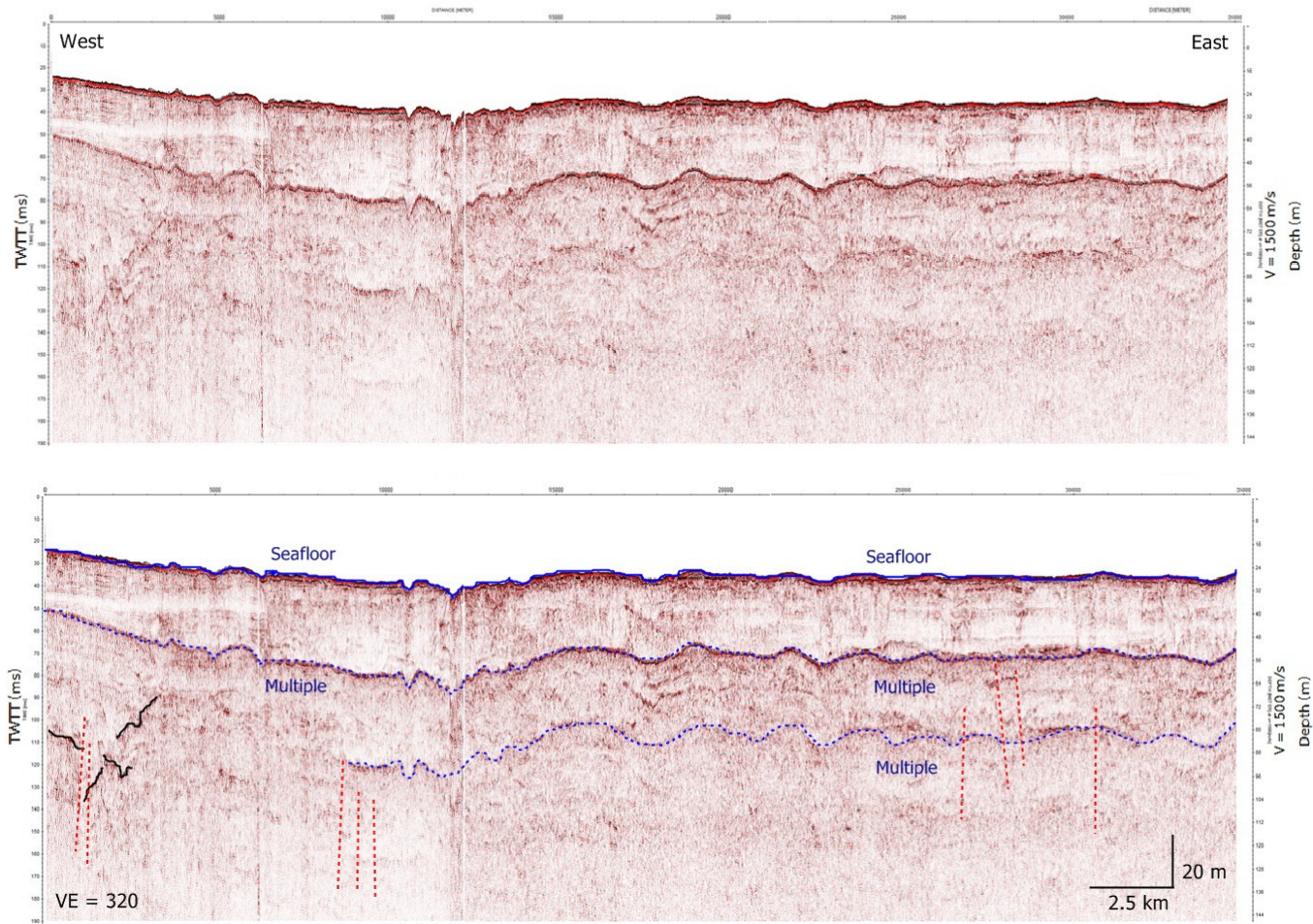
รูป 4.12 แนวสำรวจ shallow marine seismic survey ระบุตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตะกอนที่พบตามแนวสำรวจ (ภาพตัดขวางขยายใหญ่แสดงไว้ในภาคผนวก)



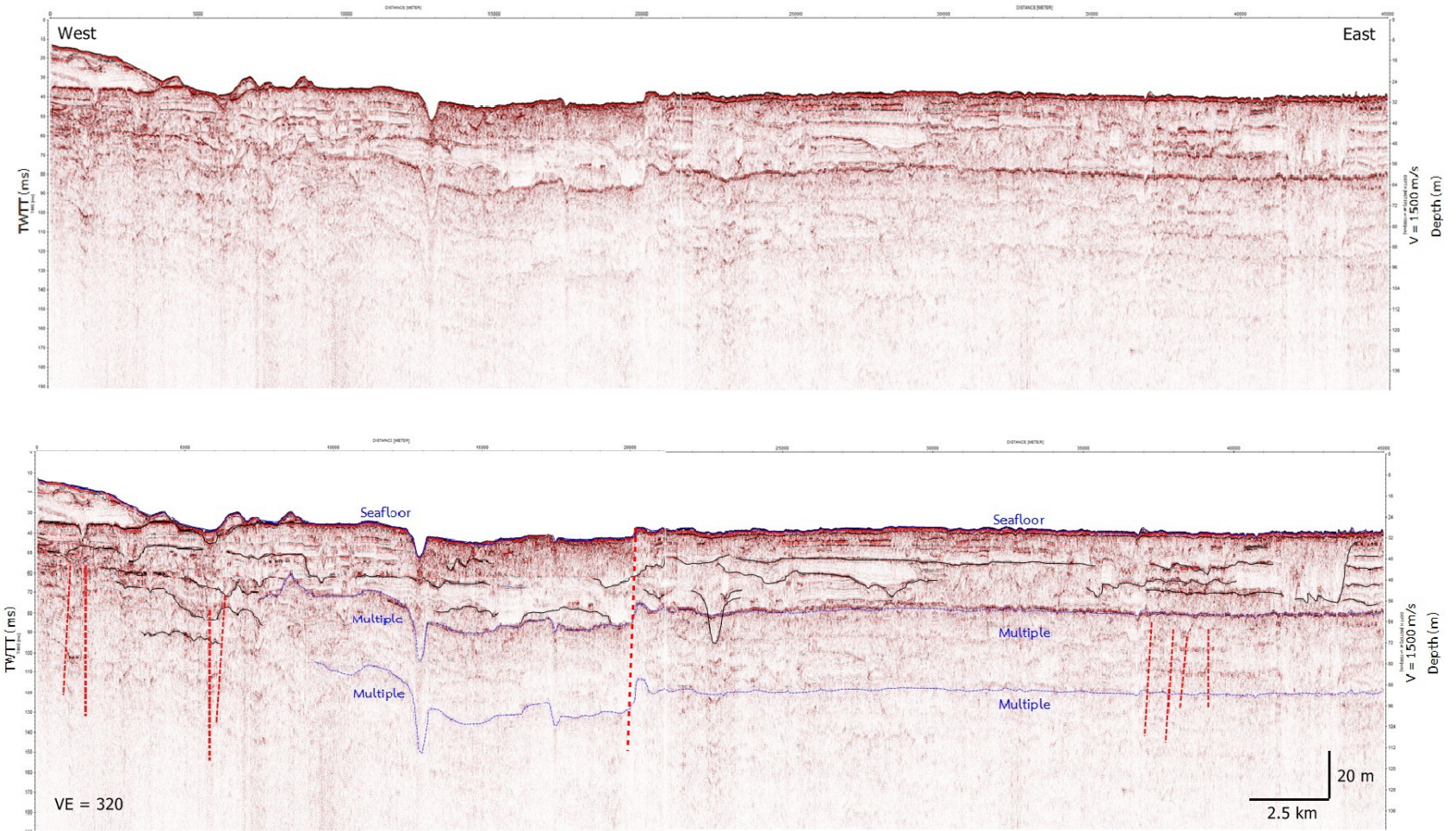
รูป 4.13 ภาพตัดขวางของ shallow marine seismic survey ตามเส้นทางการสำรวจ Line 1 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงใน รูป 4.12)



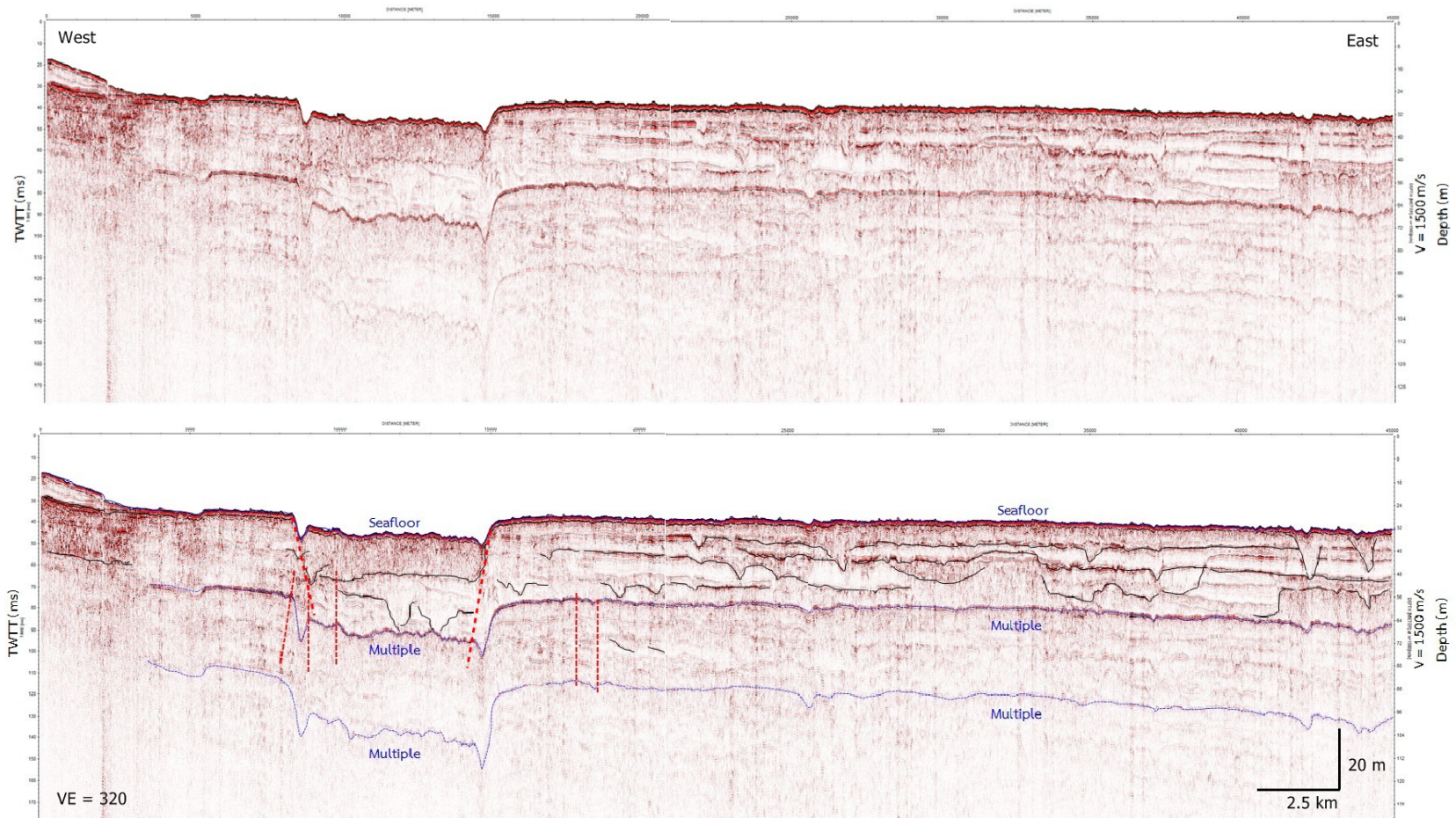
รูป 4.14 ภาพตัดขวางของ shallow marine seismic survey ตามเส้นทางการสำรวจ Line 2 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงใน รูป 4.12)



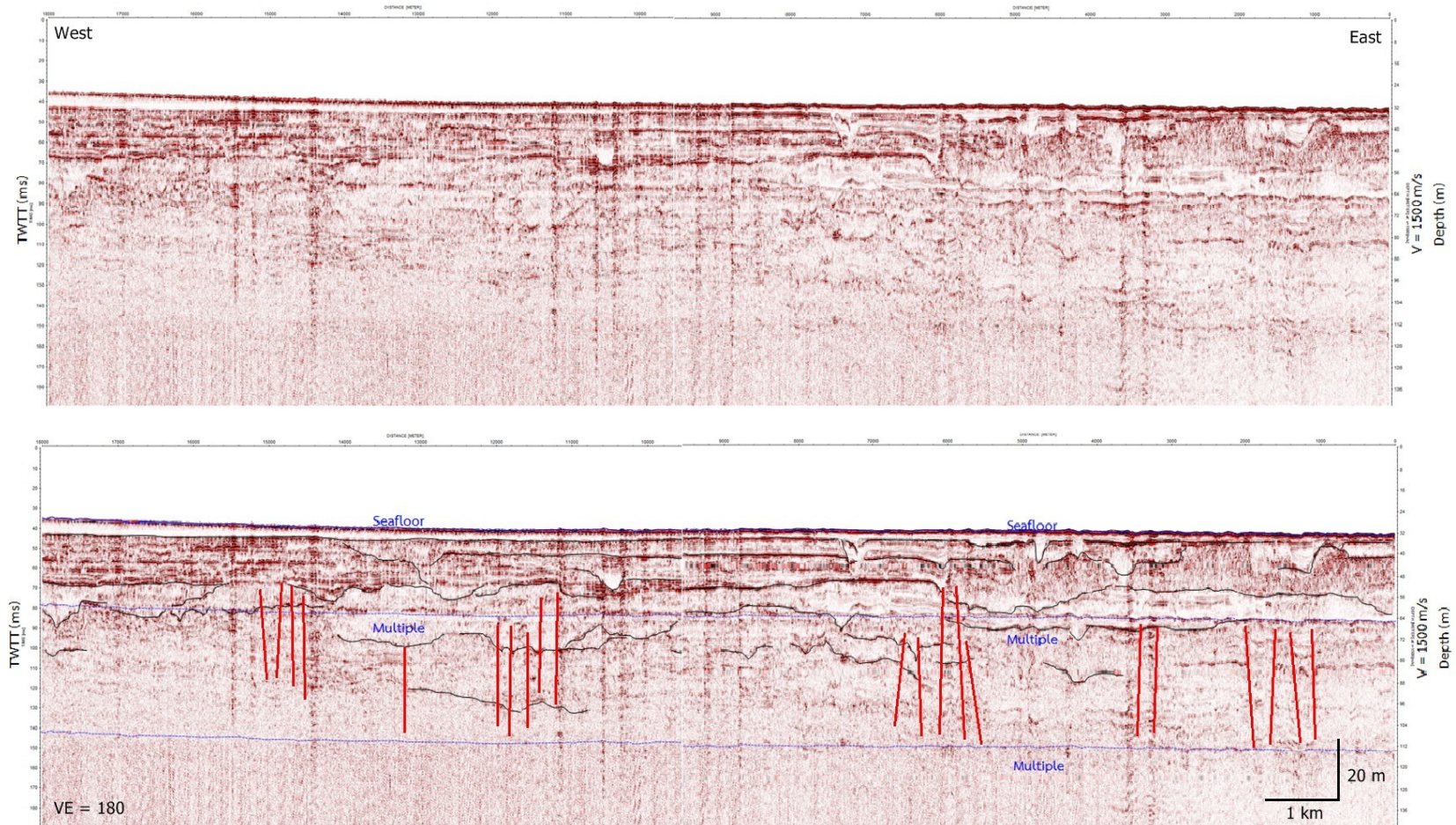
รูป 4.15 ภาพตัดขวางของ shallow marine seismic survey ตามเส้นทางการสำรวจ Line 3 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงใน รูป 4.12)



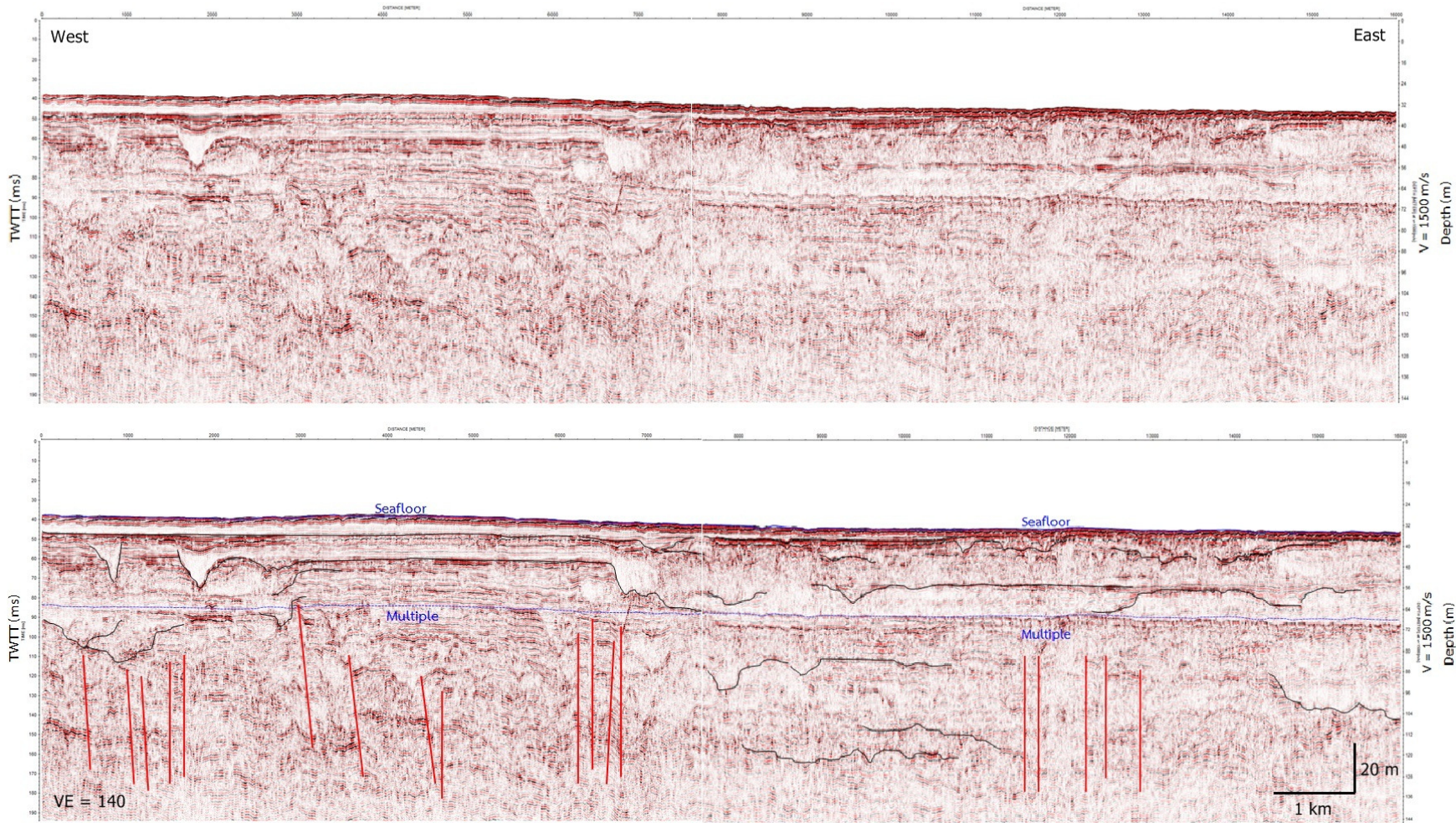
รูป 4.16 ภาพตัดขวางของ shallow marine seismic survey ตามเส้นทางการสำรวจ Line 4 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงใน รูป 4.12)



รูป 4.17 ภาพตัดขวางของ shallow marine seismic survey ตามเส้นทางการสำรวจ Line 5 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงใน รูป 4.12)



รูป 4.18 ภาพตัดขวางของ shallow marine seismic survey ตามเส้นทางการสำรวจ Line 6 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงใน รูป 4.12)



รูป 4.19 ภาพตัดขวางของ shallow marine seismic survey ตามเส้นทางการสำรวจ Line 7 (ตำแหน่งของแนวสำรวจแสดงใน รูป 4.12)

### ผลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนระดับตื้นในทะเลที่พัฒนาขึ้นเอง (custom-made shallow marine seismic survey)

การทดสอบเครื่องมือ เครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนที่พัฒนาขึ้นเอง ได้ทำการทดสอบ 2 ครั้งด้วยกัน คือ การสำรวจครั้งที่ 1 และการสำรวจครั้งที่ 4

#### การสำรวจครั้งที่ 1

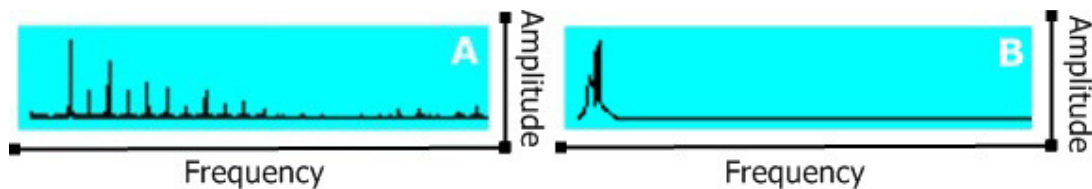
ทดสอบศักยภาพของ 2 เครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน ระหว่าง metal disk/rod+metal plate (รูป 3.27) กับ . weight drop (รูป 3.30)

1. metal disk/rod+metal plate จากการทดสอบเบื้องต้นในช่วงเริ่มการสำรวจ พบว่าเครื่องกำเนิดคลื่นชนิดนี้สามารถส่งคลื่นไหวสะเทือน ลงไปยังใต้พื้นทะเลได้ประมาณ 15 เมตร จากผิวน้ำโดยสังเกตจากขนาดของสัญญาณที่จะมีค่าสูงเฉพาะบริเวณ 10 - 15 เมตร จากผิวน้ำ เท่านั้น แต่ที่ระดับลึกลงไป สัญญาณที่ได้มีค่าน้อยกว่า background noise (รูป 4.21 A) ซึ่งอาจเป็นสาเหตุเนื่องจากแท่งเหล็กมีความยาวถึง 3 เมตร พลังงานจากค้อนที่ทุบปลายด้านบน จึงสูญเสียไปตามตัวกลางต่างๆ ระหว่างทางและทำให้เครื่องมือชนิดนี้ส่งพลังงานคลื่นไหวสะเทือนได้น้อย ด้วยเหตุดังกล่าวจึงใช้ weight drop เป็นแหล่งกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนในการสำรวจแทน

2. weight drop การทดสอบพบว่า เครื่องกำเนิดคลื่นชนิดนี้สามารถส่งคลื่นไหวสะเทือน ลงไปยังใต้พื้นทะเลได้มากกว่าเครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน metal disk/rod+metal plate (รูป 4.21 B)

ข้อมูลจากการสำรวจด้วยคลื่นไหวสะเทือนที่ได้ในครั้งนี้นำมาประมวลผลด้วยสัญญาณอื่นที่เข้ามาทางสายไฟส่งผลให้ spectrum ของคลื่นมีรูปแบบไม่ปกติ ดังรูป 4.20 A โดยคลื่นความถี่สูงเข้ามาบรรจบกันเป็นสัญญาณ harmonic เพิ่มขึ้นทุกๆ 50 Hz ทำให้มองไม่เห็น reflection จากข้างใต้ การแก้ไขผลกระทบดังกล่าว ได้ทำการประมวลผลข้อมูล เพื่อช่วยให้เห็นข้อมูลได้ชัดเจนมากขึ้น โดยใช้ band-pass filter เพื่อกรองความถี่ของสัญญาณคลื่นรบกวนจากอิทธิพลต่างๆ ออกไป และคาดว่าสัญญาณคลื่นรบกวนที่แทรกเข้ามาเป็น harmonic ทุกๆ 50 Hz เป็นสัญญาณรบกวนที่เกิดจากระบบเครื่องปั่นไฟ 220 V (50 Hz) ของเรือ จึงจำเป็นต้องเลือกช่วงความถี่ที่ต้องการ และกำจัดช่วงคลื่นความถี่ช่วงที่ไม่ต้องการ (noise) ออก และทำการปรับค่าชดเชย (gain) การสูญเสียพลังงานของคลื่นในระหว่างที่เดินทางไปในตัวกลางเพื่อให้ข้อมูลที่ได้มีความสมดุลของภาพทั้งในระดับตื้นและระดับลึก เพื่อให้มีความชัดเจนมากขึ้นและง่ายต่อการแปลความหมาย

เมื่อทำการประมวลผลข้อมูลแล้ว spectrum ของคลื่นมีรูปแบบ ดังรูป 4.20 B โดยคลื่นความถี่สูงที่เข้ามาทุก 50 Hz หายไป



รูป 4.20 แสดง spectrum ของคลื่นที่สำรวจได้ (A), แสดง spectrum ของคลื่นที่ผ่านการประมวลผลข้อมูล (B)

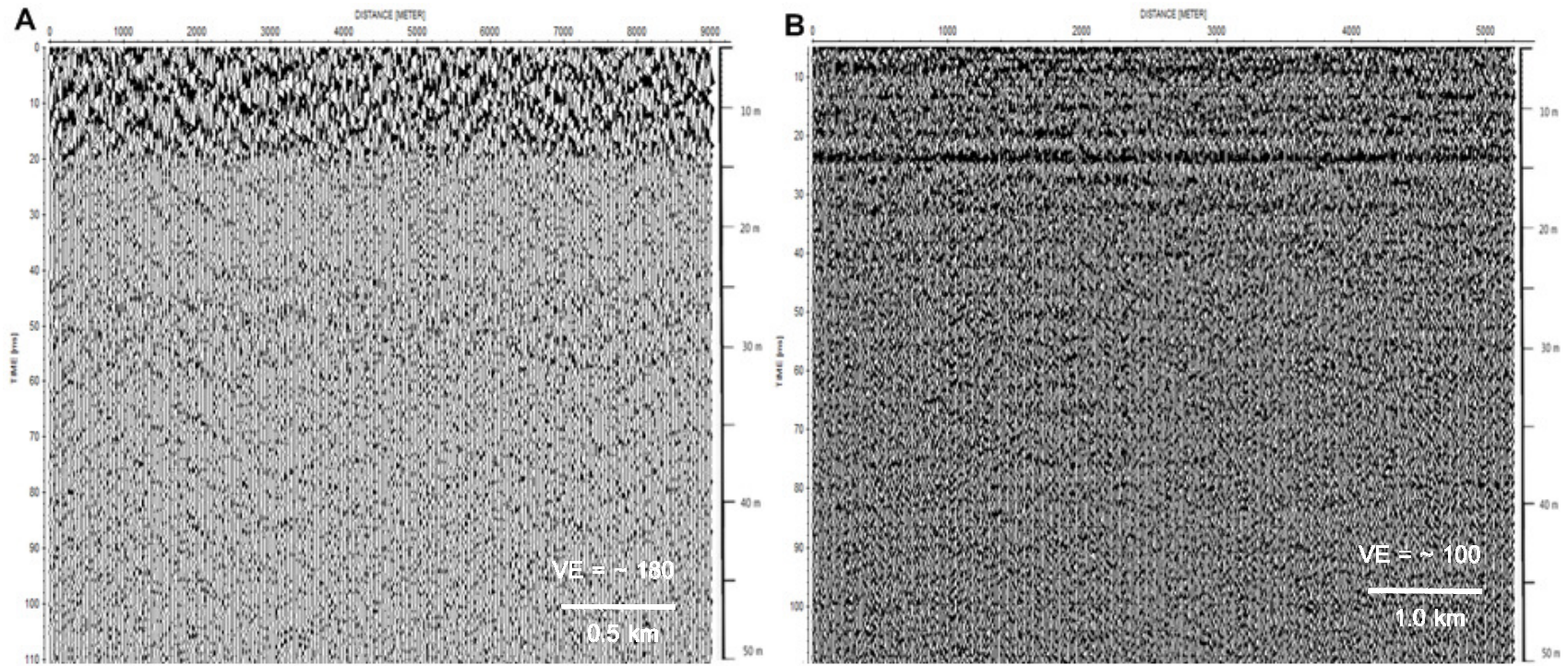
อย่างไรก็ตามจากการประมวลผลข้อมูลพบว่าการใช้ weight drop สำหรับการสำรวจในครั้งนี้ได้ข้อมูลที่ได้มีคุณภาพไม่ดีนักเนื่องจากคลื่นความถี่สูงถูกบดบังด้วยคลื่นรบกวนที่คาดว่าแทรกเข้ามาทางสายไฟ เมื่อทำการ process ข้อมูล ทำให้ข้อมูลในช่วงคลื่นความถี่สูงนั้นเสียหายไปทำให้เห็นเฉพาะช่วงคลื่นความถี่ต่ำ (มี

ความยาวคลื่นมากทำให้ได้รายละเอียดน้อย) ส่งผลให้ข้อมูลที่ได้ขาดความละเอียดไม่สามารถมองเห็นรายละเอียดในชั้นต่างๆ ได้ดีนัก (รูป 4.21 B)

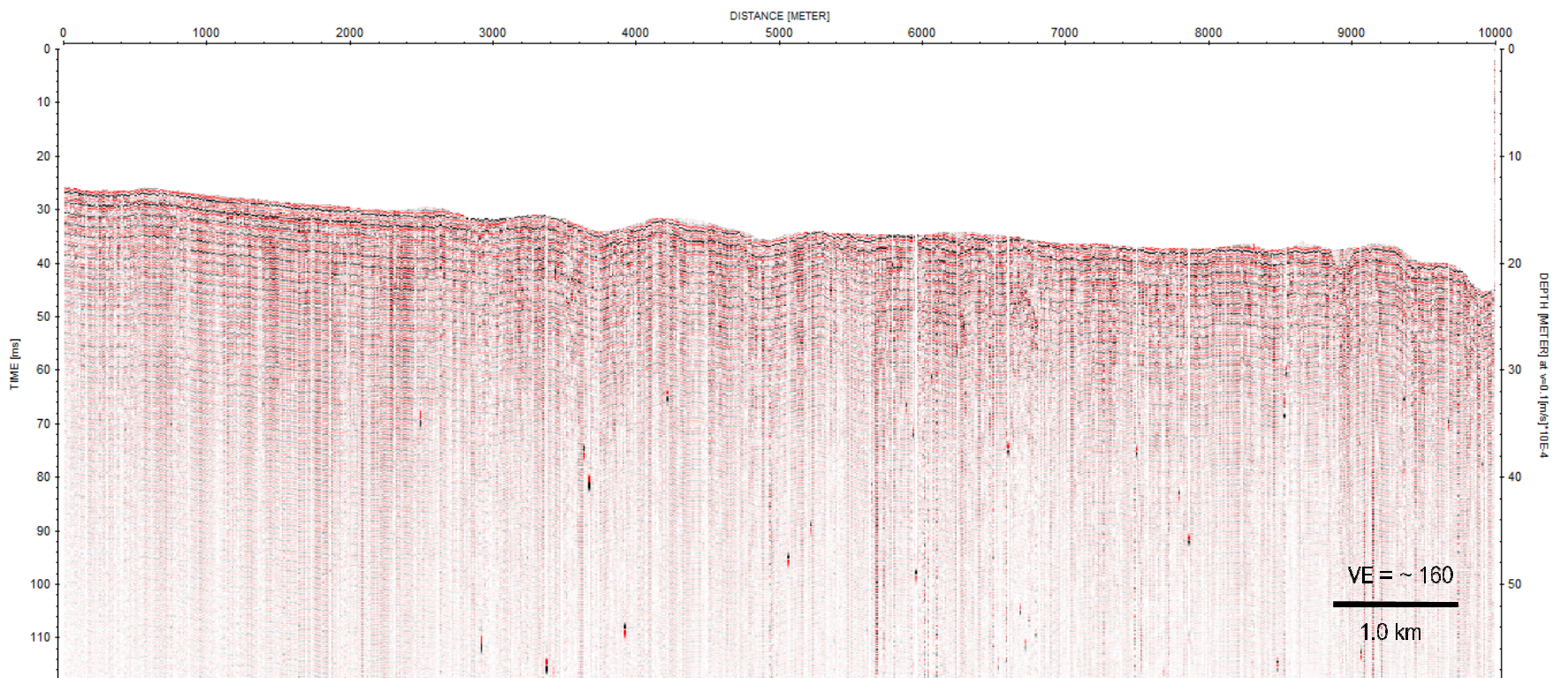
#### การสำรวจครั้งที่ 4

เนื่องจากการสำรวจด้วย weight drop เป็นแหล่งกำเนิดคลื่นในครั้งที่ 1 นั้นพบปัญหาคลื่นไฟฟ้า 220 V เข้าแทรก การสำรวจในครั้งที่ 4 ได้จึงได้ทำการกราวด์ เครื่องมือสำรวจเพื่อไม่ให้คลื่นความถี่ที่เกิดจากไฟ 220 V เข้ามาแทรก การสำรวจครั้งนี้ได้ใช้ ตัวรับสัญญาณ (hydrophone) ที่มีช่วงความถี่ที่กว้างมากขึ้น ผลที่ได้ ข้อมูลเห็นลักษณะของพื้นทะเลชัดเจน แต่ไม่เห็นข้อมูลรายละเอียดของชั้นตะกอน เนื่องจากเกิดการก้องวาน (ringing effect) ของท่อที่ใช้

ด้านการประมวลผล ได้ filtering ความถี่ (noise) ที่มีความถี่ต่ำกว่าช่วงความถี่ของ elastic wave ที่เป็นสัญญาณ reflection ออก และใส่ bandpass filter ตัดสัญญาณช่วงความถี่อื่น ๆ ที่อยู่นอกกลุ่มความถี่ของสัญญาณที่สนใจออก แต่ก็ยังไม่สามารถเห็นรายละเอียดของชั้นตะกอนเนื่องจากสัญญาณคลื่นที่เกิดจากก้องวานของท่อมีความเข้มมาก จึงกลบสัญญาณที่สะท้อนมาจากชั้นตะกอนข้างล่างหมด (รูป 4.22)



รูป 4.21 ภาพตัดขวางของตัวกำเนิดคลื่น custom-made shallow marine seismic ทั้ง 2 แบบ metal disk/rod+metal plate (A) , weight drop (B) จากการสำรวจในครั้งที่ 1 ที่ผ่านการประมวลผล



รูป 4.22 ภาพตัดขวางของ custom-made shallow marine seismic จากตัวกำเนิดคลื่น weight drop ที่ก่อนการประมวลผล

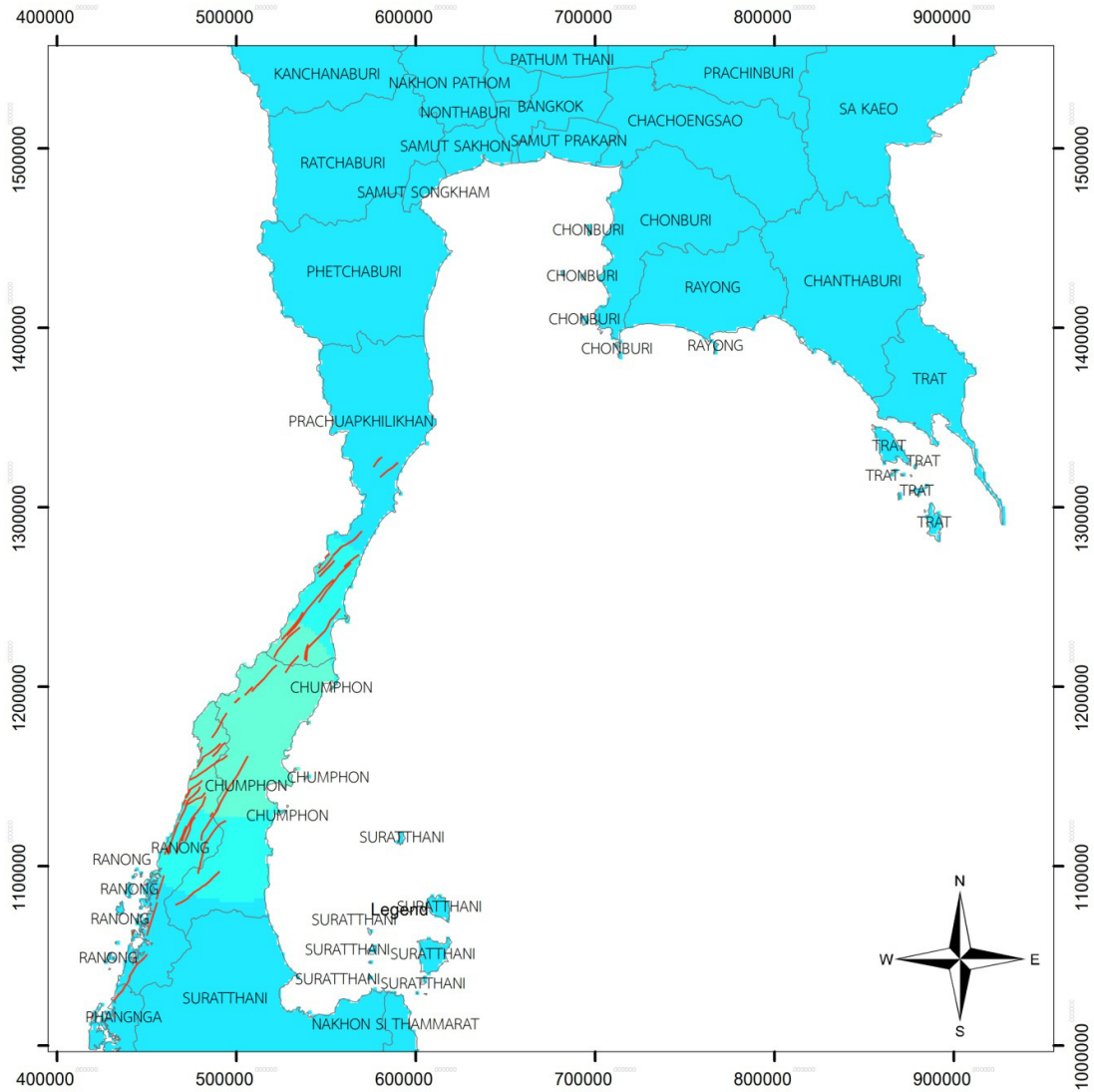
### การประเมินระดับความรุนแรงจากแผ่นดินไหว (Seismic Hazard Analysis)

การประเมินระดับความรุนแรงจากแผ่นดินไหว (seismic hazard analysis) เป็นการศึกษาว่าเมื่อเกิดแผ่นดินไหวขึ้น พื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจะมีการสั่นสะเทือนของพื้นดินมากน้อยเพียงใด โดยทั่วไป มักจะแสดงค่าเปรียบเทียบเป็นร้อยละของค่าอัตราเร่งอันเนื่องมาจากแรงโน้มถ่วงของโลก (% g) โดย 1 g มีค่าเท่ากับ  $9.81 \text{ m/s}^2$  ในประเทศไทยที่ผ่านมาในอดีตมีการศึกษาในด้านนี้มาบ้าง เช่น Warnitchai และ Lisantono (1996) ได้ประเมินระดับความรุนแรงจากแผ่นดินไหวในประเทศไทย ด้วยวิธี Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) ที่นำเสนอโดย Cornell ในปี ค.ศ.1968 โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวและแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว ที่จัดทำโดย Nutalaya และคณะ (1985) ซึ่งรวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหวเป็นเวลา 80 ปี และใช้แบบจำลองการลดทอนการสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวของ Esteva และ Villaverde ที่นำเสนอในปี ค.ศ. 1973 โดยผลการศึกษาพบว่าค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration, PGA) ในประเทศไทยจากแผนที่ระดับความรุนแรงแผ่นดินไหวที่มีโอกาส 10% ที่จะเกิดขึ้นในรอบ 50 ปีมีค่าสูงสุดประมาณ 0.27 g โดยจะมีค่าสูงสุดในภาคเหนือและภาคตะวันตก

ในการศึกษาค้นคว้านี้ได้ทำการประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษาครอบคลุมภาคกลางตอนล่างและภาคใต้ตอนบน โดยใช้การประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวจากความน่าจะเป็น (Probabilistic Seismic Hazard Analysis: PSHA) โดยใช้ข้อมูลรอยเลื่อนมีพลังจากรายงานการศึกษาของกรมทรัพยากรธรณีร่วมกับผลการศึกษาค้นคว้านี้และใช้แบบจำลองการลดทอนของแผ่นดินไหวที่เสนอโดย Sadigh และคณะ (1997) ซึ่งใกล้เคียงกับค่าที่ตรวจวัดได้ในประเทศไทย

ในส่วนการประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวจากความน่าจะเป็น (Probabilistic Seismic Hazard Analysis: PSHA) ได้คำนวณระดับอันตรายที่มีรอบในการเกิดแผ่นดินไหว 100 ปี (มีโอกาสดังขึ้น 10% ในรอบ 10 ปี) 475 ปี (มีโอกาสดังขึ้น 10% ในรอบ 50 ปี) 2475 ปี (มีโอกาสดังขึ้น 2% ในรอบ 50 ปี) และ 10,000 ปี (มีโอกาสดังขึ้น 1% ในรอบ 100 ปี) จากการคำนวณ พบว่าค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration: PGA) ของพื้นที่ศึกษา มีค่าดังนี้

1. รอบในการเกิดแผ่นดินไหว 100 ปี (มีโอกาสดังขึ้น 10% ในรอบ 10 ปี) มีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 2.7 % g (รูป 4.23)
2. รอบในการเกิดแผ่นดินไหว 475 ปี (มีโอกาสดังขึ้น 10% ในรอบ 50 ปี) มีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 29 % g (รูป 4.24)
3. รอบในการเกิดแผ่นดินไหว 2,475 ปี (มีโอกาสดังขึ้น 2% ในรอบ 50 ปี) มีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 77 % g (รูป 4.25)
4. รอบในการเกิดแผ่นดินไหว 10,000 ปี (มีโอกาสดังขึ้น 1% ในรอบ 100 ปี) มีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 134 % g (รูป 4.26)

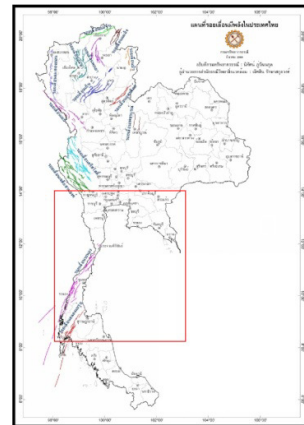


ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)  
 มีโอกาสเกิดขึ้น 10% ในรอบ 10 ปี

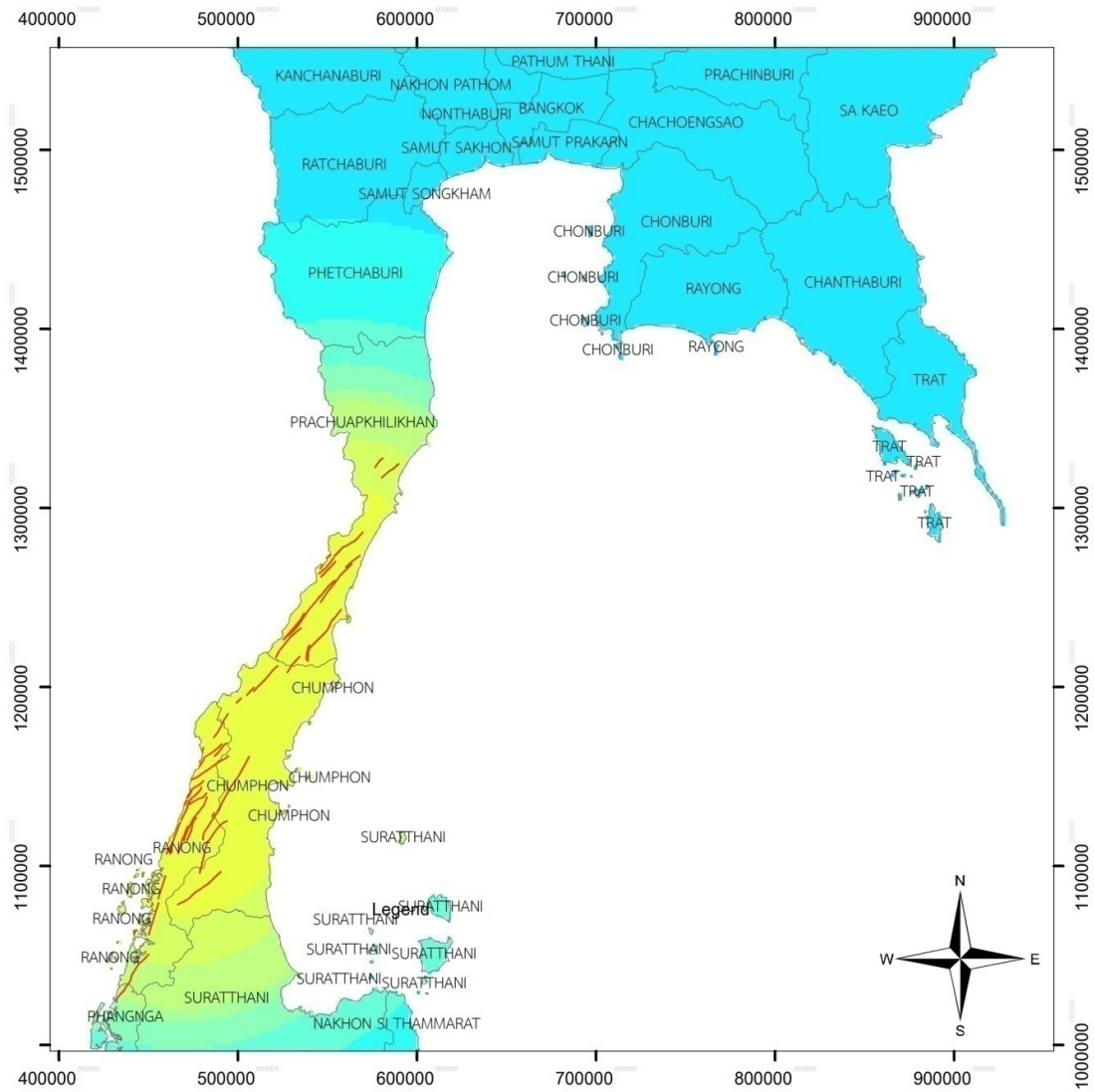
0.0 - 0.8	10.0 - 30.0
0.8 - 1.6	30.0 - 50.0
1.6 - 2.4	50.0 - 60.0
2.4 - 3.1	60.0 - 70.0
3.1 - 4.0	70.0 - 75.0
4.0 - 6.0	75.0 - 80.0
6.0 - 10.0	80.0 - > 80.0

0 15 30 60 90 120 Kilometers

— Ranong Fault Zone



รูป 4.23 แผนที่แสดงค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) ของแผ่นดินไหวที่มีรอบในการเกิด 100 ปี (มีโอกาสดังกล่าวเกิดขึ้น 10% ในรอบ 10 ปี) พบว่ามีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 2.7 % g

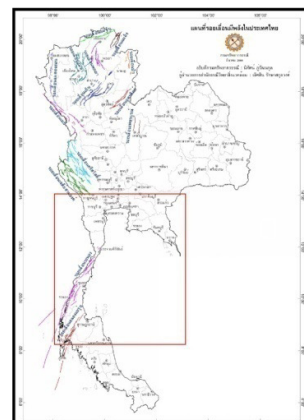


ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)  
 มีโอกาสเกิดขึ้น 10% ในรอบ 50 ปี

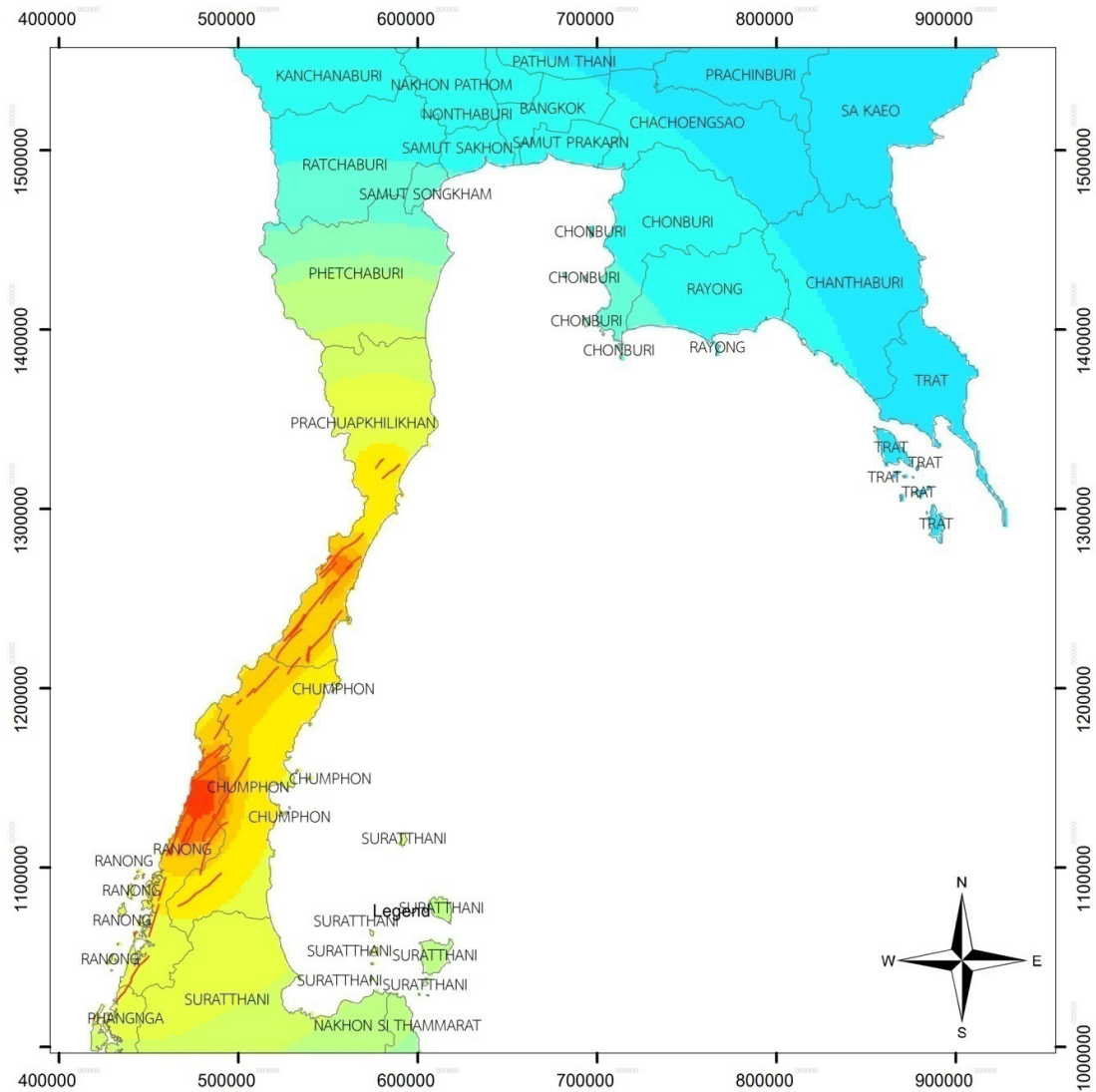
0.0 - 0.8	10.0 - 30.0
0.8 - 1.6	30.0 - 50.0
1.6 - 2.4	50.0 - 60.0
2.4 - 3.1	60.0 - 70.0
3.1 - 4.0	70.0 - 75.0
4.0 - 6.0	75.0 - 80.0
6.0 - 10.0	80.0 - > 80.0

0 1530 60 90 120  
 Kilometers

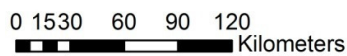
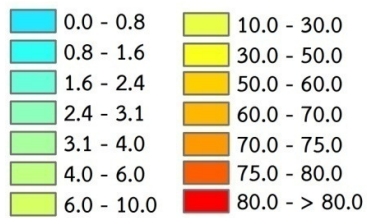
— Ranong Fault Zone



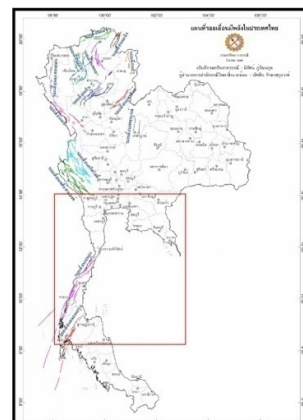
รูป 4.24 แผนที่แสดงค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) ของแผ่นดินไหวที่มีรอบในการเกิด 475 ปี (มีโอกาสดังกล่าวเกิดขึ้น 10% ในรอบ 50 ปี) พบว่ามีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 29 % g



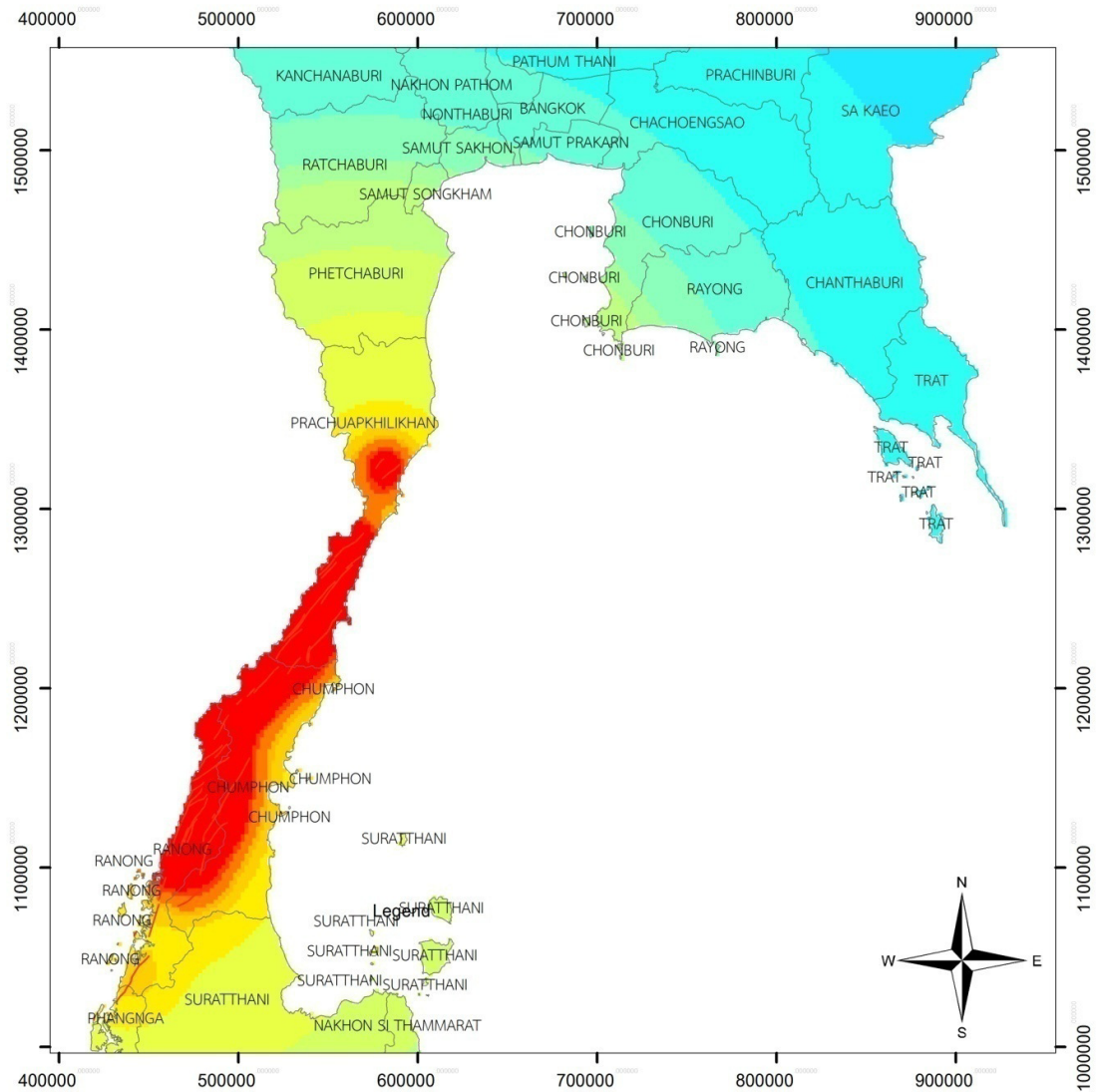
ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)  
 มีโอกาสเกิดขึ้น 2% ในรอบ 50 ปี



— Ranong Fault Zone



รูป 4.25 แผนที่แสดงค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) ของแผ่นดินไหวที่มีรอบในการเกิด 2,475 ปี (มีโอกาสดังกล่าวเกิดขึ้น 2% ในรอบ 50 ปี) พบว่ามีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 77 % g

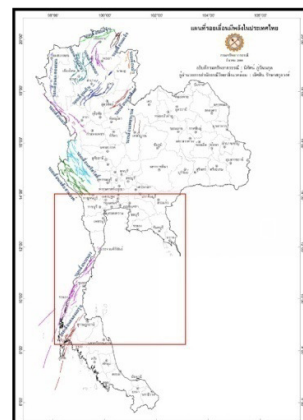


ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)  
 มีโอกาสเกิดขึ้น 1% ในรอบ 100 ปี

0.0 - 0.8	10.0 - 30.0
0.8 - 1.6	30.0 - 50.0
1.6 - 2.4	50.0 - 60.0
2.4 - 3.1	60.0 - 70.0
3.1 - 4.0	70.0 - 75.0
4.0 - 6.0	75.0 - 80.0
6.0 - 10.0	80.0 - > 80.0

0 1530 60 90 120  
 Kilometers

— Ranong Fault Zone



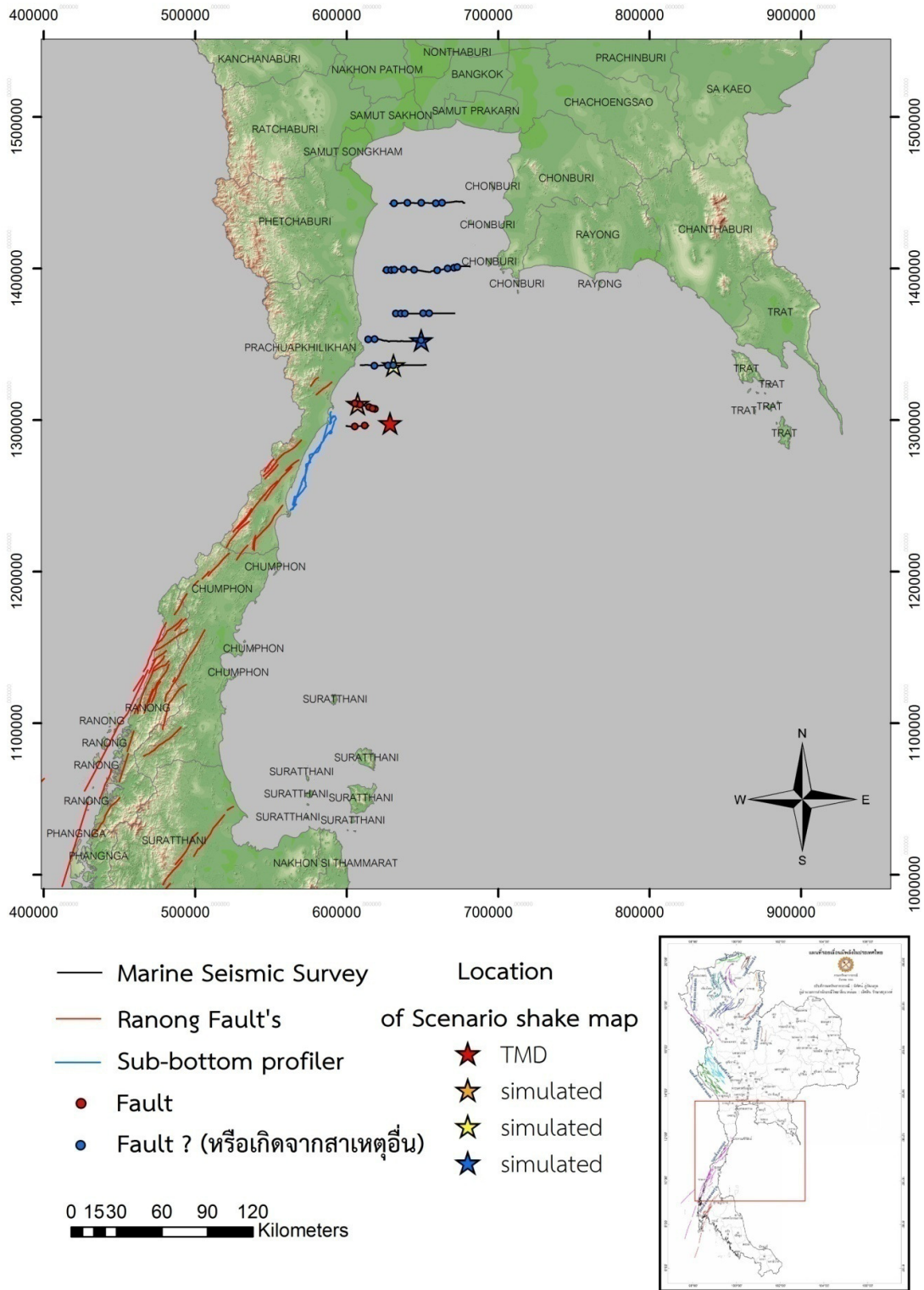
รูป 4.26 แผนที่แสดงค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) ของแผ่นดินไหวที่มีรอบในการเกิด 10,000 ปี (มี  
 โอกาสเกิดขึ้น 1% ในรอบ 100 ปี) พบว่ามีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 134 % g

### แบบจำลองความรุนแรงของการเกิดแผ่นดินไหว (Scenario Shake Map)

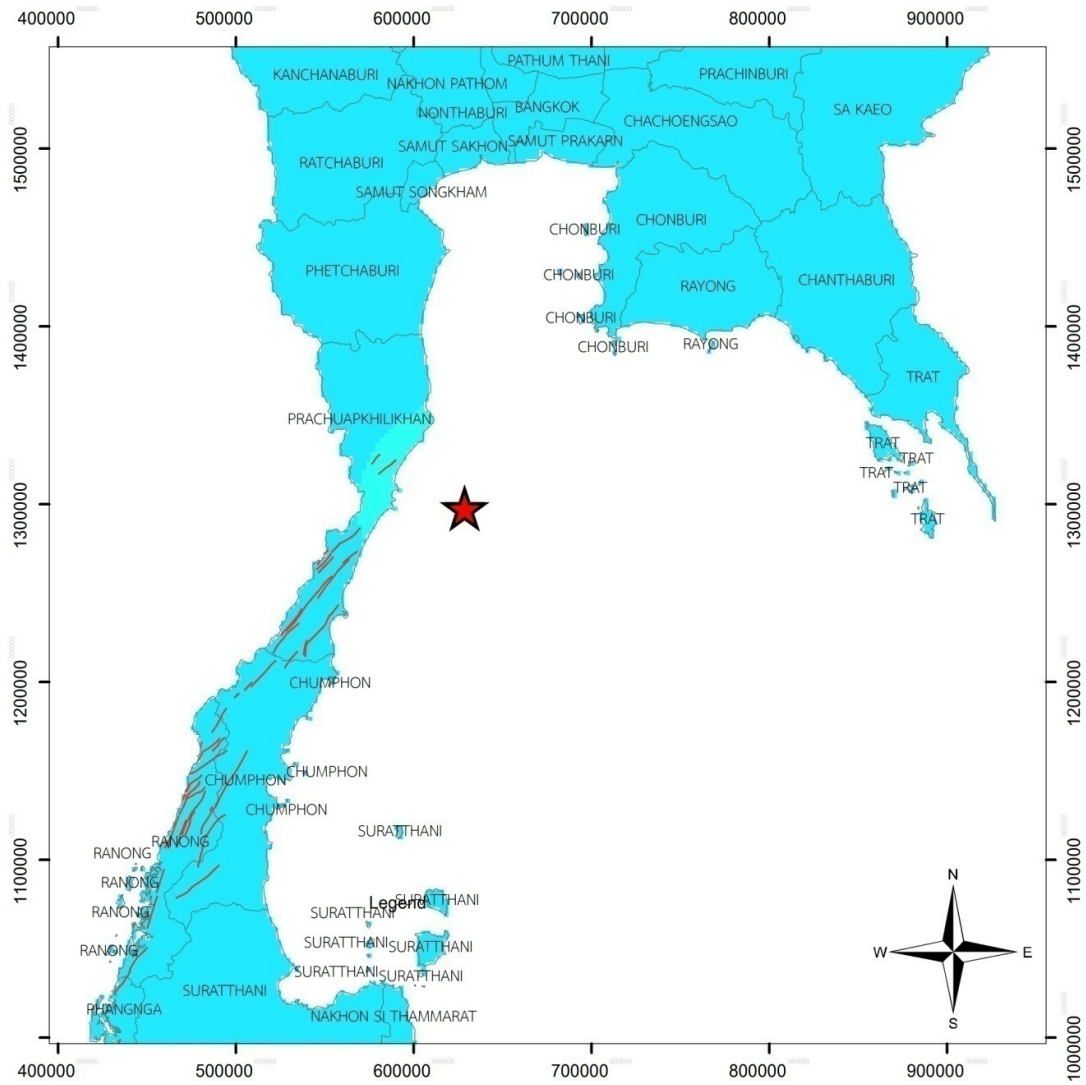
ในการศึกษาครั้งนี้ยังได้จำลองผลกระทบที่เกิดขึ้นในพื้นที่ศึกษาครอบคลุมภาคกลางตอนล่างและภาคใต้ตอนบน จากการสมมติเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาดต่างๆ กัน และเกิดขึ้นที่ตำแหน่งต่างๆ กัน (scenario shake map) โดยได้จำลองการเกิดแผ่นดินไหวทั้งหมด 4 แห่งด้วยกัน โดยสมมติให้แผ่นดินไหวเกิดที่ความลึก 10 กิโลเมตร แบ่งเป็น ตำแหน่งเหตุการณ์การเกิดแผ่นดินไหวจำลองขนาด 5.0 และ 6.0 นอกจากนี้ยังได้ทำการจำลองการเกิดแผ่นดินไหวในตำแหน่งที่เคยเกิดขึ้นที่อ่าวไทยในอดีตเพิ่มเติม โดยจำลองให้มีขนาด 4.3 และ 6.0 (เกิดที่ความลึก 10 กิโลเมตร เช่นกัน) ดังรูป 4.27 การเลือกตำแหน่งของการจำลองการเกิดแผ่นดินไหวนี้ เลือจากตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตะกอนที่คาดว่าป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง จากการสำรวจด้วย shallow marine seismic survey

จากการจำลองการสั่นสะเทือนของพื้นดินจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวจำลองต่างๆ ได้ผลการศึกษาดังนี้

1. ณ ตำแหน่งการเกิดแผ่นดินไหวในปี 2549 (TMD 2006) แผ่นดินไหวจำลองขนาด 4.3 ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) อยู่ที่ 0 - 1.5 % g (รูป 4.28) ส่วนแผ่นดินไหวจำลองขนาด 6.0 ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) อยู่ที่ 0 - 4.1 % g (รูป 4.29)
2. ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตะกอนที่คาดว่าป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง ของเส้นทางการสำรวจ shallow marine seismic survey แนวที่ 4 แผ่นดินไหวจำลองขนาด 5.0 ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 2.0 % g (รูป 4.30) ส่วนแผ่นดินไหวจำลองขนาด 6.0 ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 4.2 % g (รูป 4.31)
3. ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตะกอนที่คาดว่าป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง ของเส้นทางการสำรวจ shallow marine seismic survey แนวที่ 5 แผ่นดินไหวจำลองขนาด 5.0 ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 3.4 % g (รูป 4.32) ส่วนแผ่นดินไหวจำลองขนาด 6.0 ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 7.7 % g (รูป 4.33)
4. ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตะกอนที่คาดว่าป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง ของเส้นทางการสำรวจ shallow marine seismic survey แนวที่ 6 แผ่นดินไหวจำลองขนาด 5.0 ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 4.3 % g (รูป 4.34) ในขณะที่แผ่นดินไหวจำลองขนาด 6.0 ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 9.6 % g (รูป 4.35)

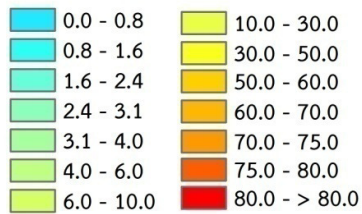


รูป 4.27 แสดงตำแหน่งเหตุการณ์แผ่นดินไหวจำลองและตำแหน่งแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นจริงบริเวณอ่าวไทยในอดีต ที่ใช้ในการจำลองผลกระทบที่เกิดขึ้น (scenario shake map)



ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)

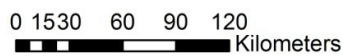
แผ่นดินไหวขนาด 4.3



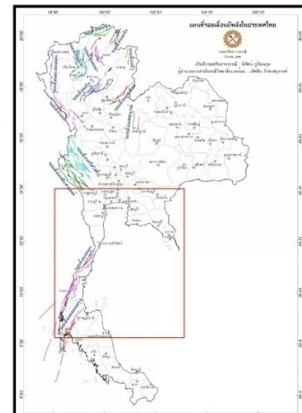
Location of Scenario shake map



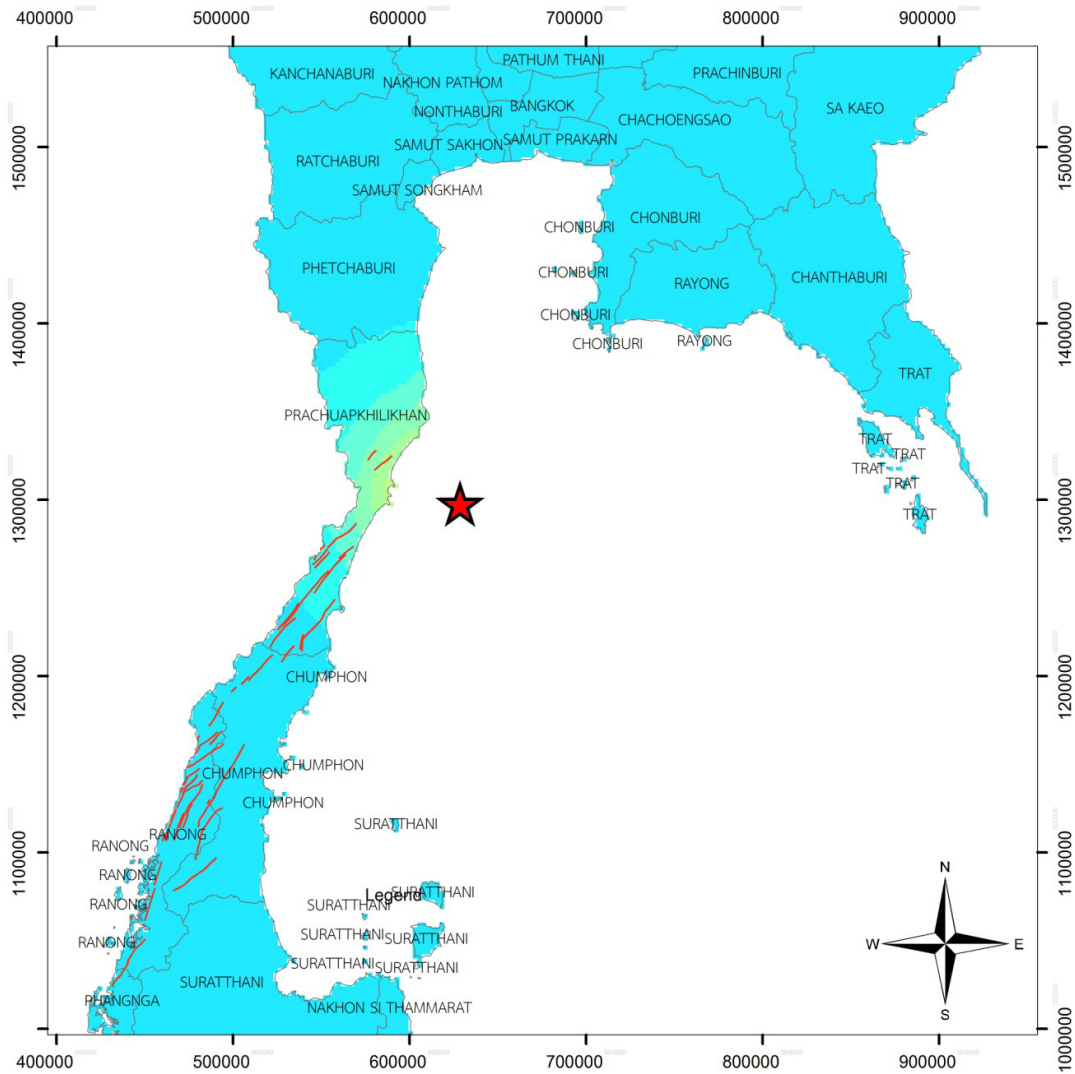
TMD



Ranong Fault Zone

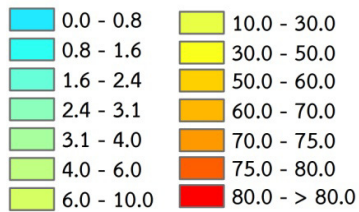


รูป 4.28 แบบจำลองผลกระทบของแผ่นดินไหวขนาด 4.3 ณ ตำแหน่งการเกิดแผ่นดินไหวในปี 2549 (TMD 2006) ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) อยู่ที่ 0 - 1.5 % g



ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)

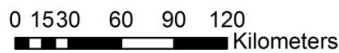
จำลองแผ่นดินไหวขนาด 6.0



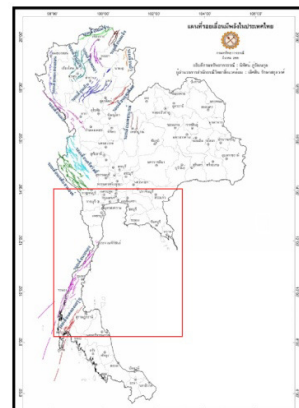
Location of Scenario shake map



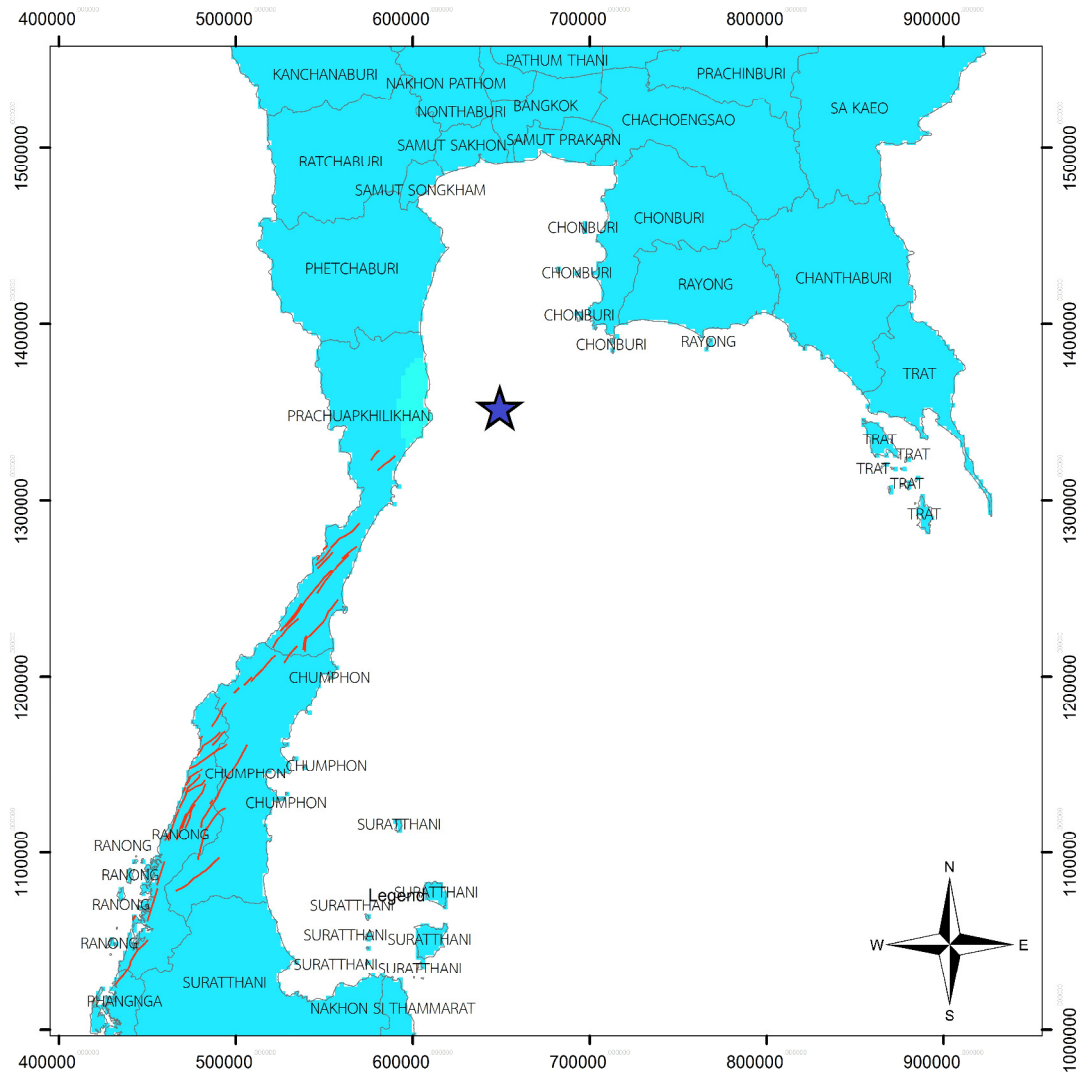
TMD



Ranong Fault Zone

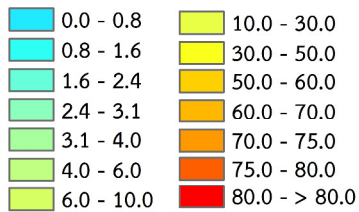


รูป 4.29 แบบจำลองผลกระทบของแผ่นดินไหวขนาด 6.0 ณ ตำแหน่งการเกิดแผ่นดินไหวในปี 2549 (TMD 2006) ทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) อยู่ที่ 0 - 4.1 % g



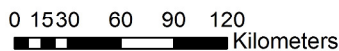
ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)

จำลองแผ่นดินไหวขนาด 5.0

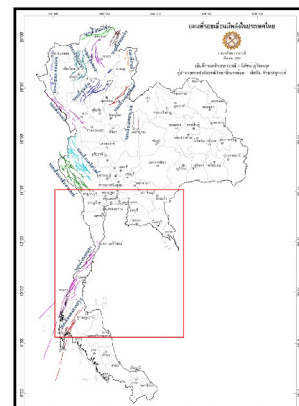


Location of Scenario shake map

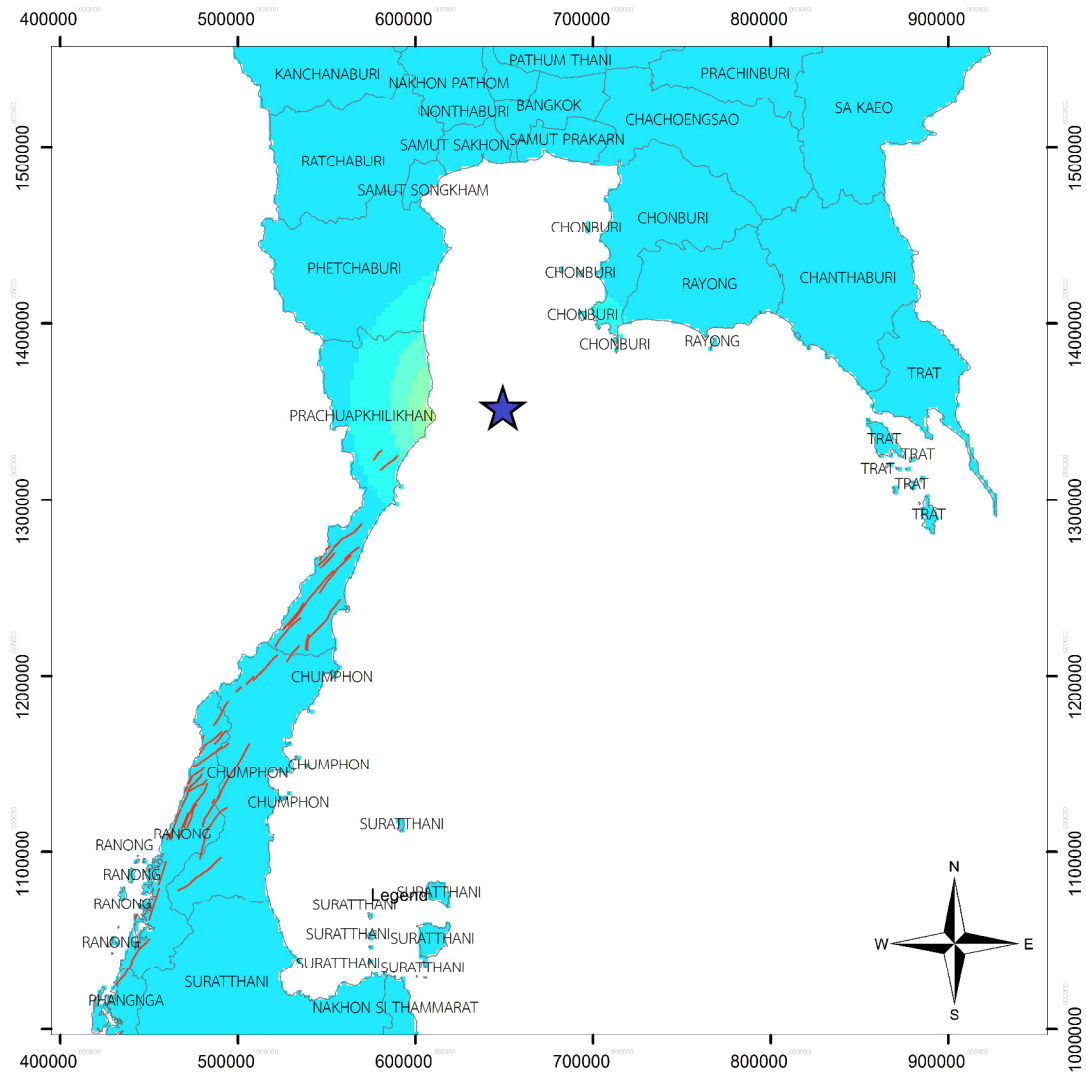
★ Simulated



— Ranong Fault Zone

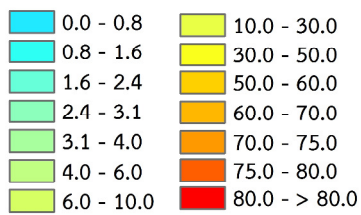


รูป 4.30 แบบจำลองผลกระทบของแผ่นดินไหวขนาด 5.0 ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่า เป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง ของเส้นทางการสำรวจ shallow marine seismic survey แนวที่ 4 พบว่าทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 2.0 % g

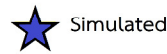


ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)

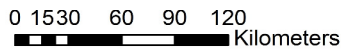
จำลองแผ่นดินไหวขนาด 6.0



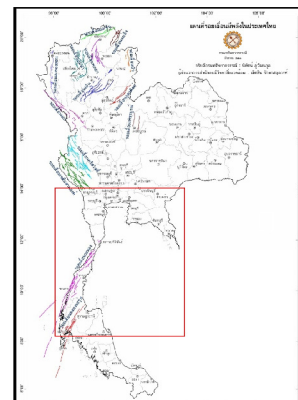
Location of Scenario shake map



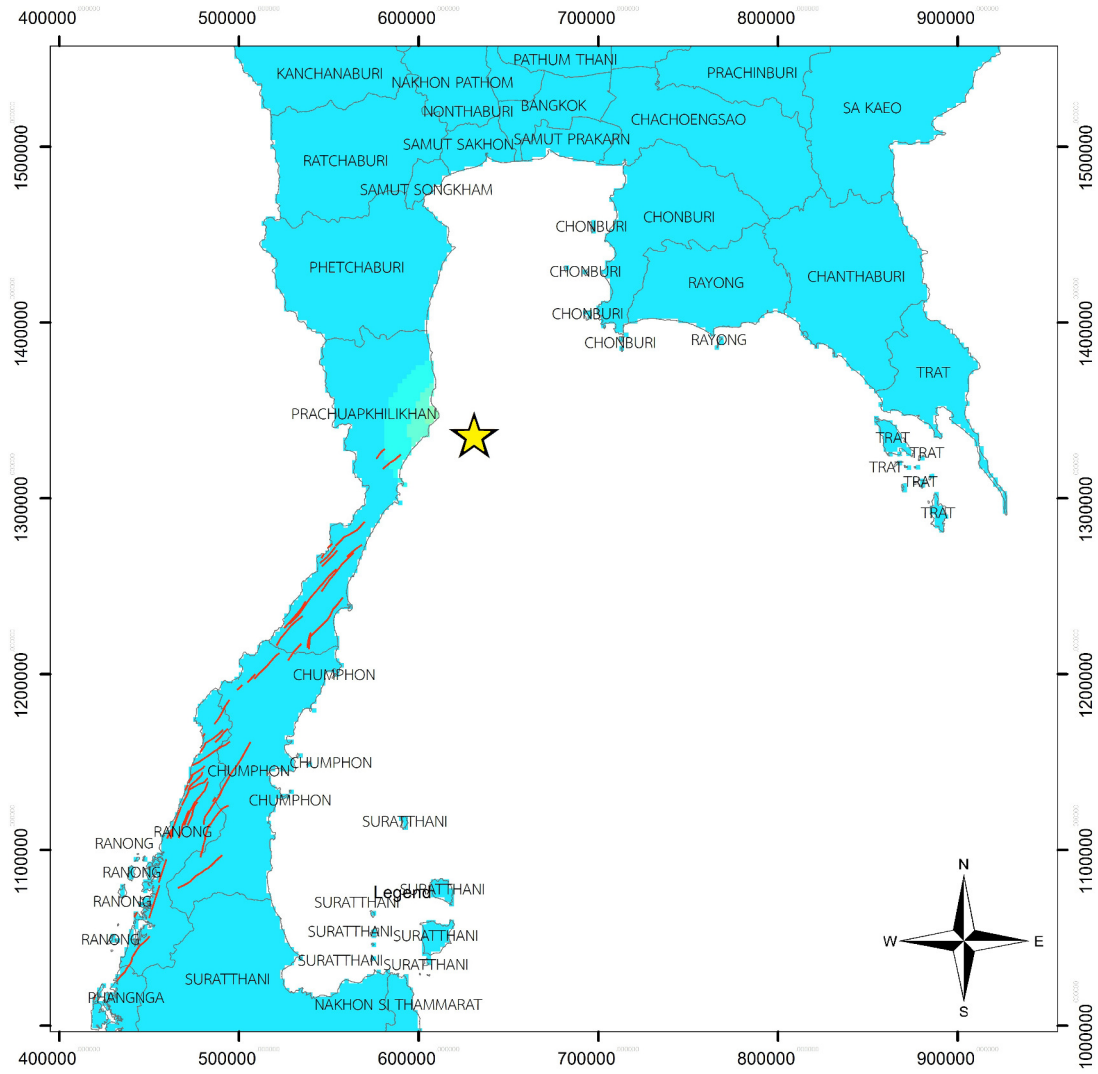
Simulated



Ranong Fault Zone

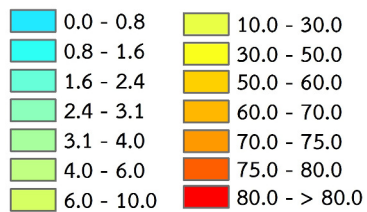


รูป 4.31 แบบจำลองผลกระทบของแผ่นดินไหวขนาด 6.0 ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่า เป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง ของเส้นทางการสำรวจ shallow marine seismic survey แนวที่ 4 พบว่าทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 4.2 % g

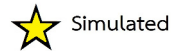


ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)

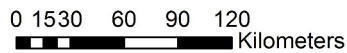
จำลองแผ่นดินไหวขนาด 5.0



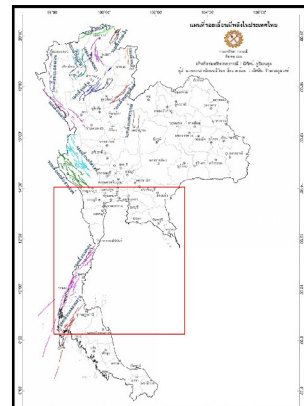
Location of Scenario shake map



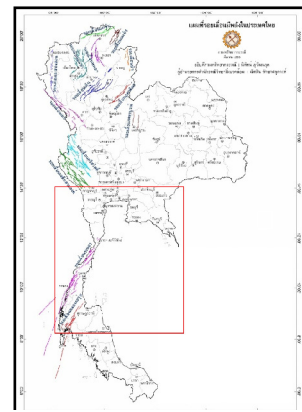
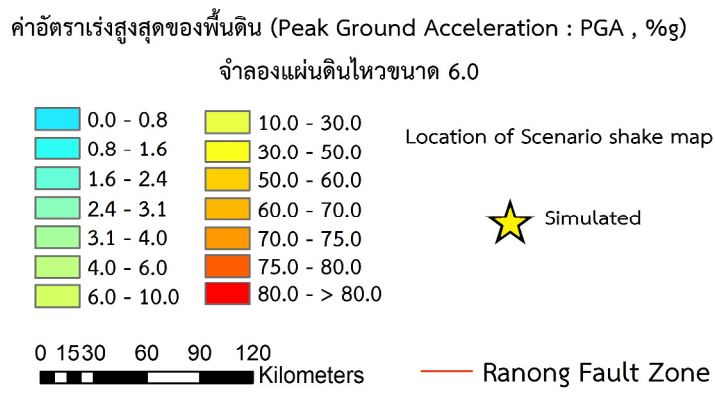
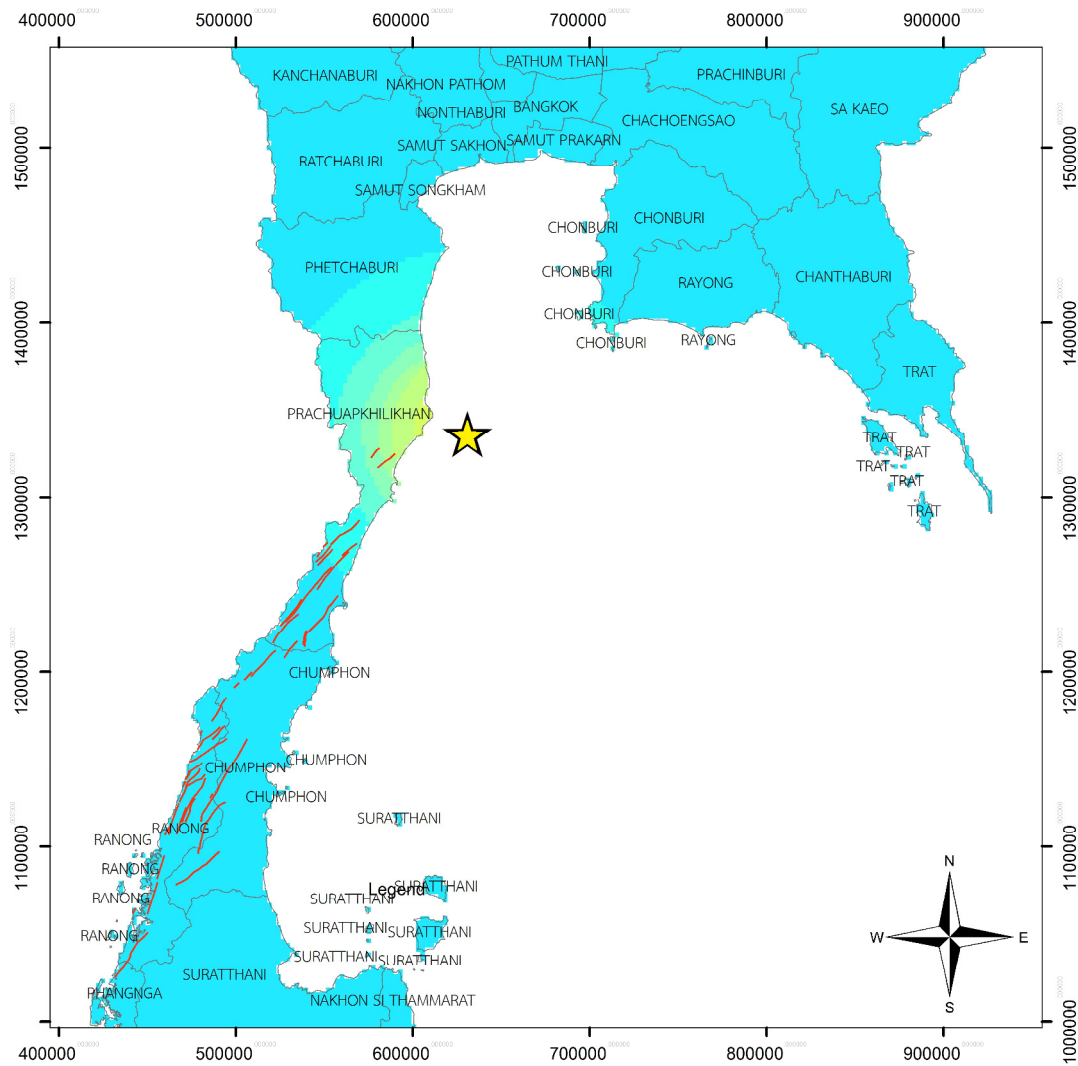
Simulated



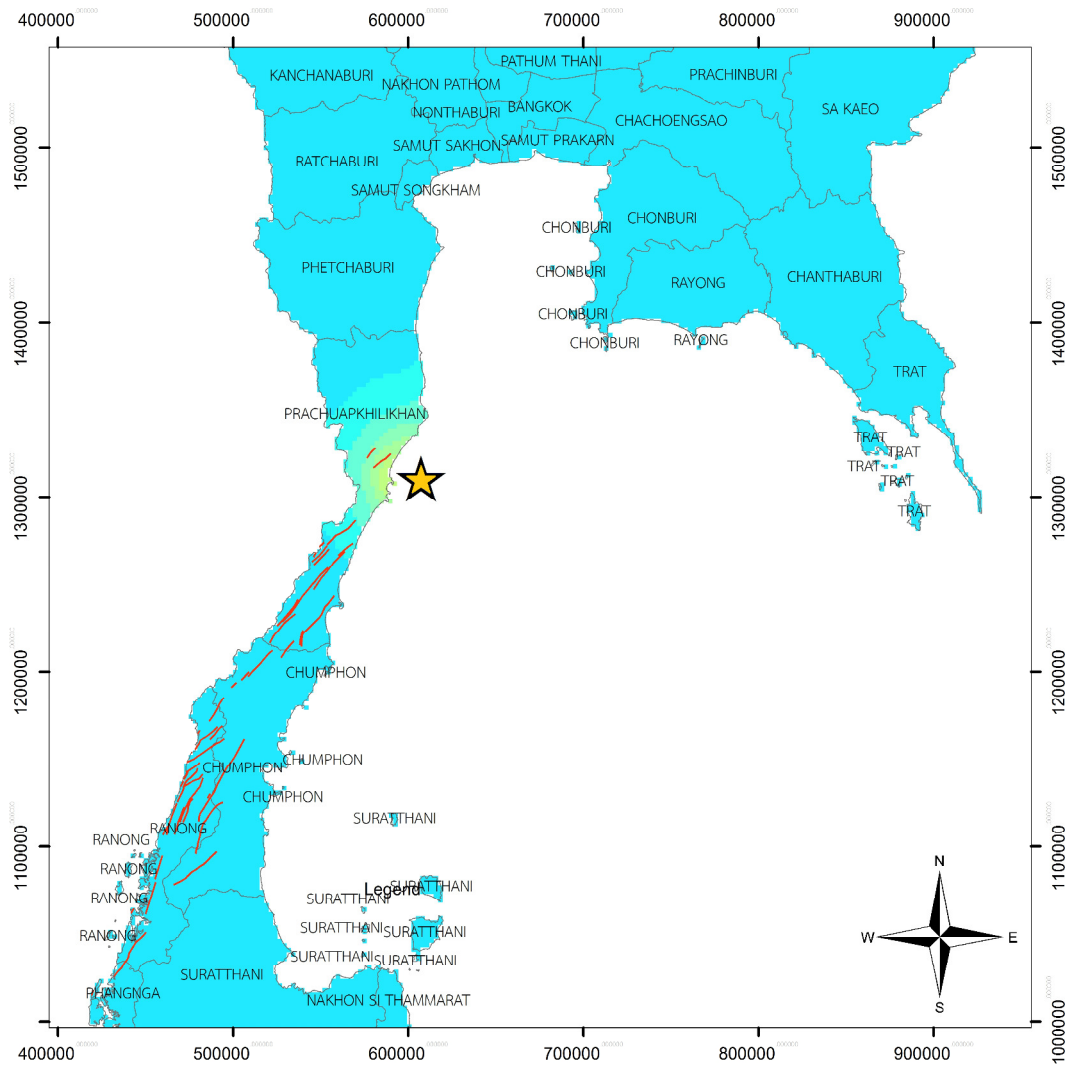
Ranong Fault Zone



รูป 4.32 แบบจำลองผลกระทบของแผ่นดินไหวขนาด 5.0 ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่าเป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง ของเส้นทางการสำรวจ shallow marine seismic survey แนวที่ 5 พบว่าทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 3.4 % g



รูป 4.33 แบบจำลองผลกระทบของแผ่นดินไหวขนาด 6.0 ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่า เป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง ของเส้นทางการสำรวจ shallow marine seismic survey แนวที่ 5 พบว่าทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 7.7 % g

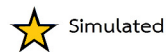


ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)

จำลองแผ่นดินไหวขนาด 5.0

0.0 - 0.8	10.0 - 30.0
0.8 - 1.6	30.0 - 50.0
1.6 - 2.4	50.0 - 60.0
2.4 - 3.1	60.0 - 70.0
3.1 - 4.0	70.0 - 75.0
4.0 - 6.0	75.0 - 80.0
6.0 - 10.0	80.0 - > 80.0

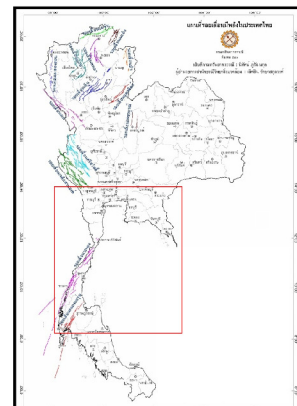
Location of Scenario shake map



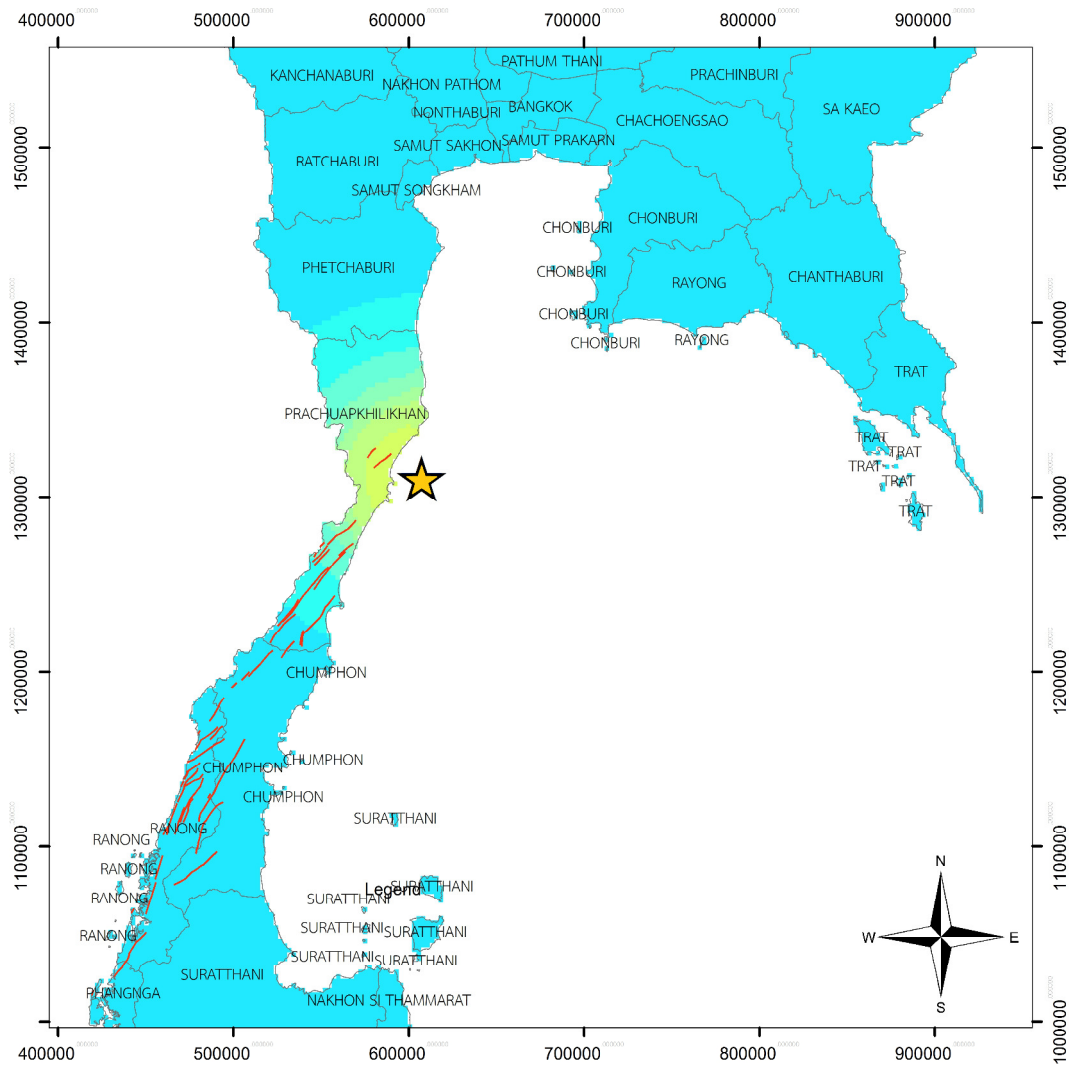
Simulated

0 15 30 60 90 120 Kilometers

— Ranong Fault Zone

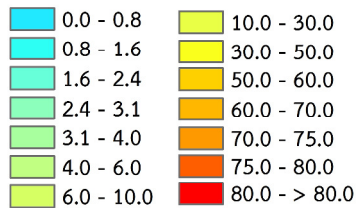


รูป 4.34 แบบจำลองผลกระทบของแผ่นดินไหวขนาด 5.0 ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่าเป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง ของเส้นทางการสำรวจ shallow marine seismic survey แนวที่ 6 พบว่าทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 4.3 % g

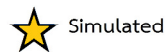


ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration : PGA , %g)

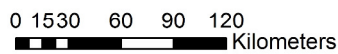
จำลองแผ่นดินไหวขนาด 6.0



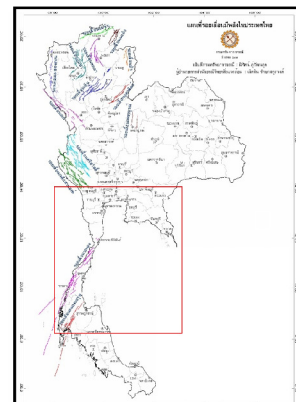
Location of Scenario shake map



Simulated



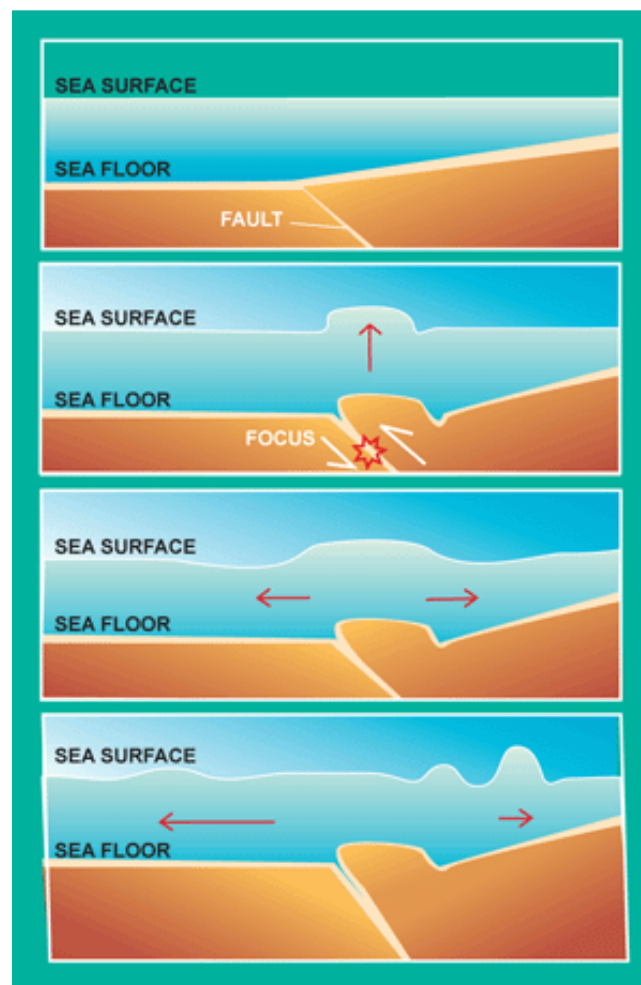
Ranong Fault Zone



รูป 4.35 แบบจำลองผลกระทบของแผ่นดินไหวขนาด 6.0 ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่าเป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง ของเส้นทางการสำรวจ shallow marine seismic survey แนวที่ 6 พบว่าทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินอยู่ที่ 0 - 9.6 % g

### การสร้างแบบจำลองการเกิดสึนามิ

สึนามิเป็นคลื่นที่เกิดจากการถูกรบกวนของมวลน้ำที่สามารถทำให้เกิดการทำลายล้างได้เป็นบริเวณกว้างในเวลาอันสั้นในบริเวณชายฝั่งเนื่องจากความสูงและความเร็วของคลื่นที่พัดเข้าสู่ฝั่ง คลื่นสึนามิสามารถเกิดจากได้หลายสาเหตุ เช่น แผ่นดินไหว ภูเขาไฟระเบิดใต้ทะเลหรือการเกิดแผ่นดินถล่มใต้ทะเลตามไหล่ทวีป หรือมีมวลขนาดใหญ่ตกลงไปในน้ำเป็นต้น โดยทั่วไปพบว่าแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ (มีขนาดมากกว่า 6.75) ที่เกิดขึ้นในทะเลเป็นสาเหตุหลักที่ทำให้เกิดสึนามิในทะเลบริเวณต่างๆของโลก โดยเฉพาะแผ่นดินไหวที่มีการเลื่อนตัวในแนวตั้งที่เกิดบริเวณแนวมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (subduction zone) และพบว่าคลื่นสึนามิที่เคยเกิดขึ้นมากกว่า 90% เกิดในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกซึ่งเป็นพื้นที่ที่มีแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้างและมักเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่เป็นประจำ



รูป 4.36 แสดงการเกิดคลื่นสึนามิเนื่องจากแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่มีการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง (ที่มา: [http://itic.iocunesco.org/index.php?option=com\\_content&view=article&id=1158&Itemid=2026](http://itic.iocunesco.org/index.php?option=com_content&view=article&id=1158&Itemid=2026))

ความเร็วของคลื่นสึนามิมีความสัมพันธ์โดยตรงกับความลึกของน้ำทะเล ดังสมการ

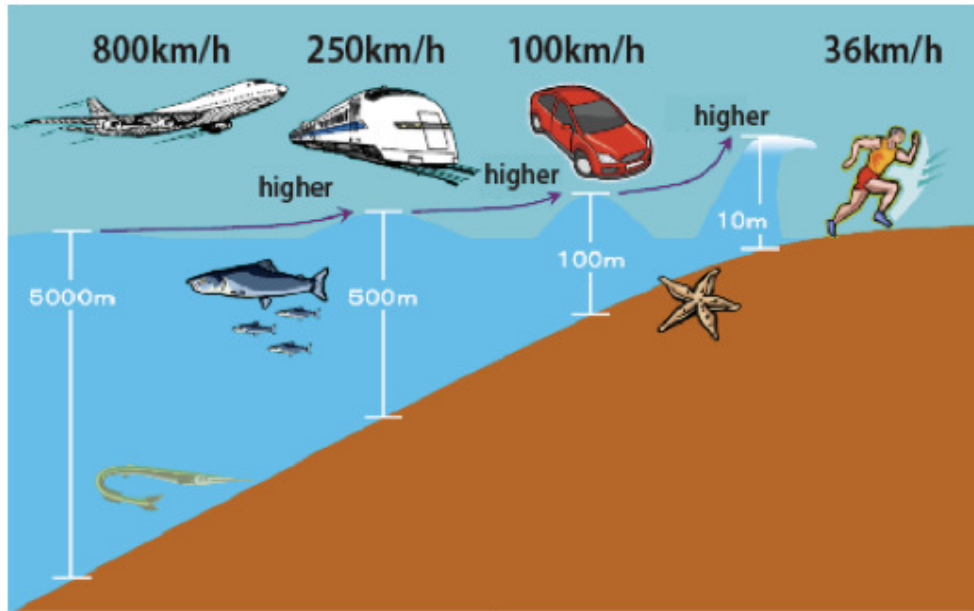
$$speed = \sqrt{g \times d}$$

โดยที่

speed = ความเร็วของคลื่นสึนามิ (m/s)

g = ค่าอัตราเร่งเนื่องจากค่าความถ่วงของโลก ( $9.81 \text{ m/s}^2$ )

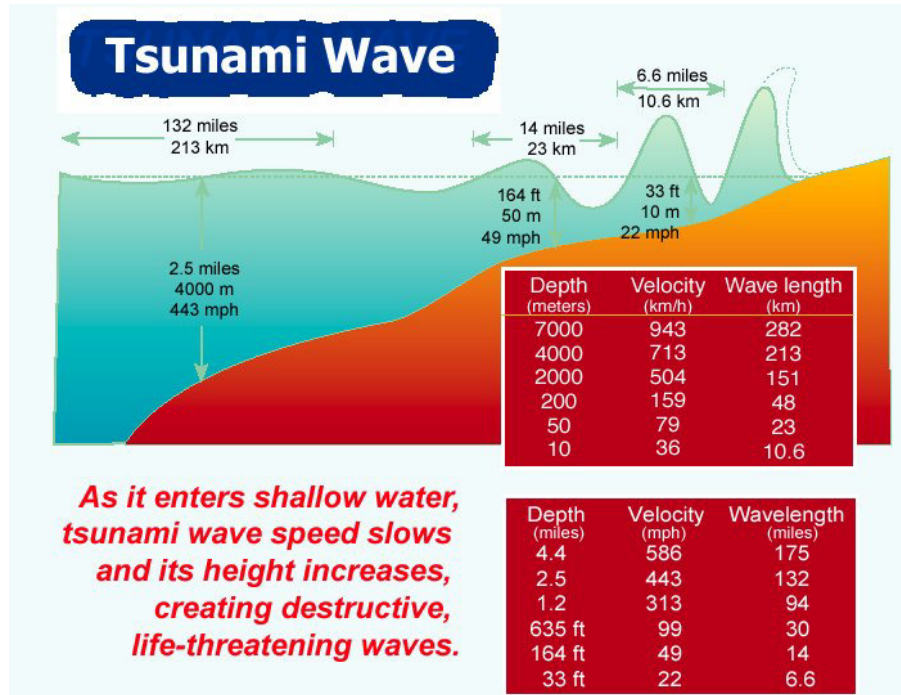
d = ความลึกของน้ำ (m)



(source Japan Meteorological Agency website)

รูป 4.37 แสดงความเร็วของคลื่นสึนามิในทะเลลึกและในขณะเคลื่อนที่เข้าฝั่ง (ที่มา: JMA)

ขณะที่คลื่นสึนามิเกิดกลางทะเลลึกจะมีความเร็วสูงมาก (หลายร้อยกิโลเมตรต่อชั่วโมง) และมีความยาวคลื่นหลายกิโลเมตร แต่เมื่อเคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่งทะเลตื้น ความเร็วและความยาวคลื่นจะลดลงอย่างรวดเร็ว ทำให้มีความสูงของยอดคลื่นเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วดังรูป 4.37 และสามารถเคลื่อนที่เข้าไปจากชายฝั่งได้เป็นระยะทางไกลโดยเฉพาะถ้าบริเวณชายฝั่งมีลักษณะภูมิประเทศที่ค่อนข้างราบเรียบ



รูป 4.38 แสดงลักษณะการเคลื่อนที่ของคลื่นสึนามิในทะเลลึกและในขณะที่เคลื่อนที่เข้าฝั่ง (ที่มา: <http://www.globalsecurity.org/eye/images/tsunami-3.jpg>)

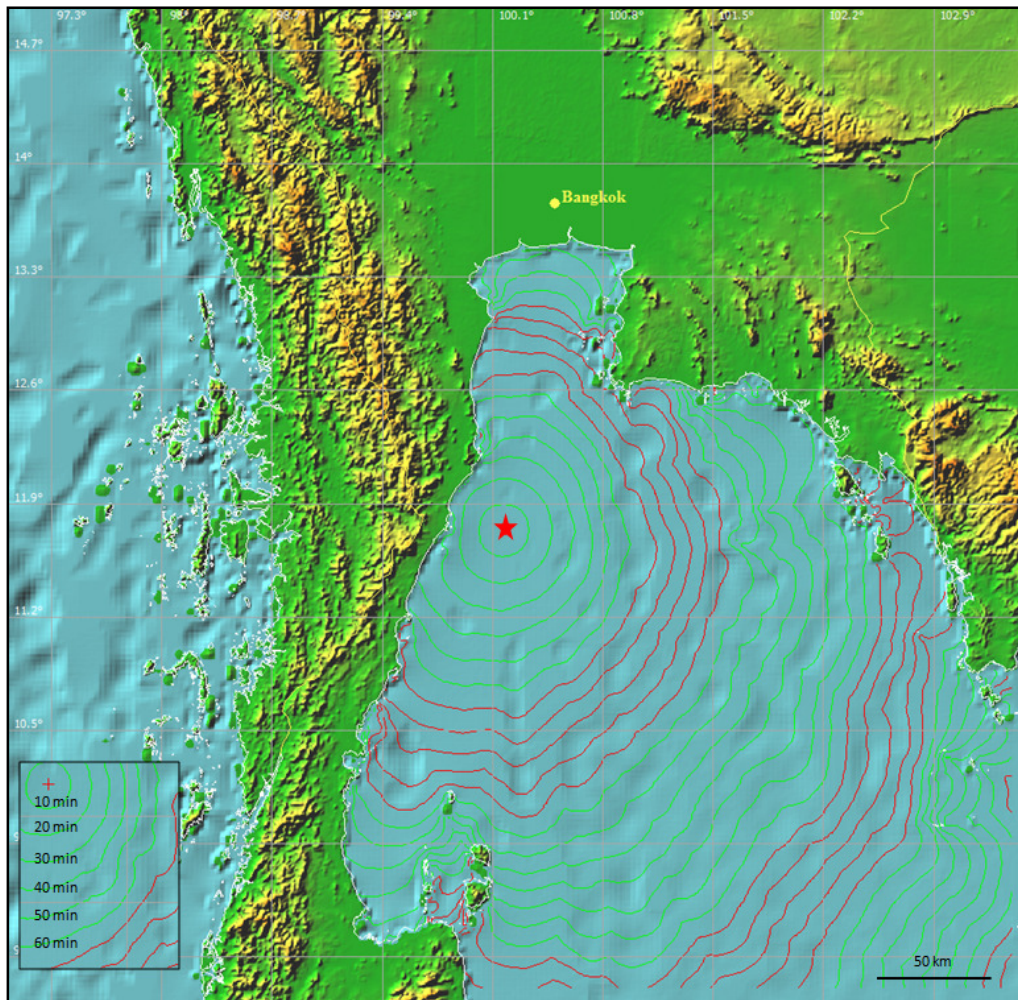
โดยทั่วไปการทำแบบจำลองคลื่นสึนามินั้นจะประกอบด้วย 2 ส่วน คือการสร้างแบบจำลองของเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นสึนามิเข้าสู่ฝั่งและความสูงของคลื่นสึนามิขณะเคลื่อนที่ขึ้นฝั่ง แต่ในการคำนวณความสูงของคลื่นสึนามิขณะเคลื่อนที่ขึ้นฝั่งนั้นจำเป็นต้องใช้ข้อมูลความลึกของน้ำทะเลและลักษณะภูมิประเทศของชายฝั่งอย่างละเอียด แต่ข้อมูลดังกล่าวยังไม่มี การสำรวจและไม่ได้อยู่ในกรอบวิจัยโครงการนี้ ดังนั้นจึงไม่มีการคำนวณความสูงของคลื่นสึนามิขณะเคลื่อนที่ขึ้นฝั่งในการศึกษาครั้งนี้ แต่จากประวัติศาสตร์ของสึนามิที่เกิดขึ้นในอดีตพบว่าในกรณีที่แผ่นดินไหวมีขนาดไม่ใหญ่มากนักและเกิดในบริเวณน้ำที่ตื้นมาก ๆ ความสูงของคลื่นสึนามิจะมีขนาดไม่มากนัก โดยมีความสูงตั้งแต่ไม่กี่เซนติเมตรจนถึงไม่เกิน 1-2 เมตร ดังนั้นคาดว่าแผ่นดินไหวที่เกิดจากเหตุการณ์จำลองที่กำหนดขึ้น ในอ่าวไทยที่มีระดับความลึกของน้ำเฉลี่ยประมาณ 60 เมตร และมีขนาดเพียงแค่ 6 จึงไม่น่าทำให้เกิดคลื่นสึนามิได้สูงมากนัก อย่างไรก็ตามถ้าต้องการสร้างแบบจำลองความสูงของคลื่นสึนามิที่ถูกต้อง จำเป็นต้องใช้ข้อมูลภูมิประเทศชั้นรายละเอียดของชายฝั่งดังที่กล่าวมาแล้ว

ด้วยเหตุผลดังกล่าวในการศึกษาครั้งนี้จึงได้ทำการสร้างแบบจำลองเฉพาะระยะเวลาที่คลื่นสึนามิใช้ในการเดินทางถึงชายฝั่ง ซึ่งเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นแผ่นดินไหวไม่ได้ขึ้นกับขนาดของแผ่นดินไหวแต่อย่างใด อย่างไรก็ตามผลที่ได้เป็นการศึกษาเบื้องต้นเท่านั้นเพราะข้อมูลความลึกและภูมิประเทศของพื้นน้ำทะเลที่ใช้ในการคำนวณครั้งนี้ได้ใช้ข้อมูล ETOPO30 ซึ่งเป็นข้อมูลที่สามารถึงเข้าถึงได้โดยไม่เสียค่าใช้จ่าย โดยข้อมูลนี้มีความละเอียดเพียงแค่ 1 กิโลเมตร (1 km resolution) สำหรับการสร้างแบบจำลองคลื่นสึนามิใกล้บริเวณชายฝั่งให้มีความถูกต้องมากขึ้น ยังจำเป็นต้องใช้ข้อมูลภูมิประเทศชั้นรายละเอียดของชายฝั่ง ซึ่งจำเป็นต้องมีการสำรวจเพิ่มเติมเช่นกัน อย่างไรก็ตามผลการศึกษาเบื้องต้นที่ได้จะเป็นข้อมูลในการประเมิน

ระดับอันตรายและเตรียมการป้องกันจากคลื่นสึนามิของชุมชนได้ในเบื้องต้น ซึ่งจำเป็นต้องมีการศึกษาชั้นรายละเอียดต่อไปในอนาคตเพื่อให้ได้ผลการศึกษาใกล้เคียงความเป็นจริงมากที่สุด

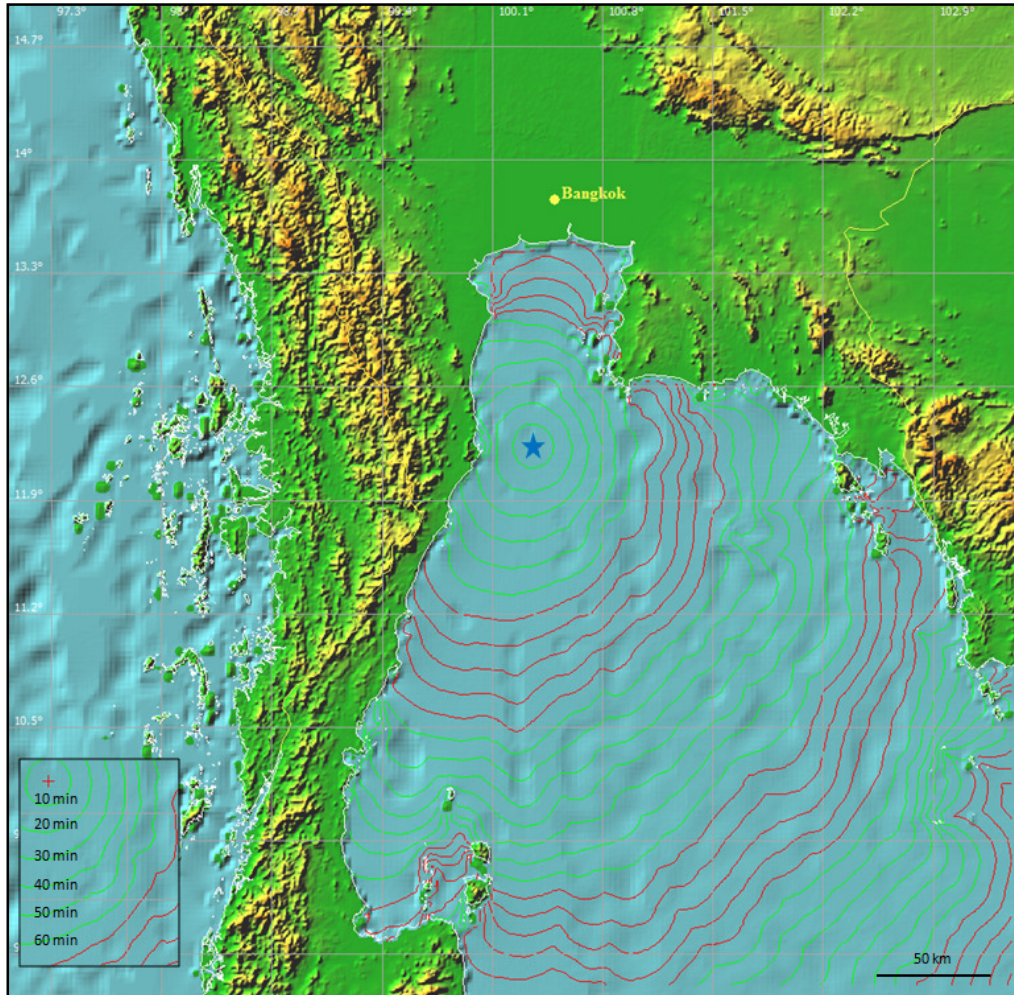
ในการสร้างแบบจำลองการเกิดสึนามิในครั้งนี้ ได้จำลองการเกิดแผ่นดินไหวทั้งหมด 4 แห่ง เช่นเดียวกับการสร้างแบบจำลองการสั่นสะเทือนของพื้นดิน ตำแหน่งของแผ่นดินไหวแสดงไว้ดังรูป 196 การเลือกตำแหน่งของการจำลองการเกิดแผ่นดินไหวนี้ เลือกจากตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่า เป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนองจากการสำรวจด้วย marine seismic survey

ในการสร้างแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นสึนามิ โดยกำหนดแผ่นดินไหวให้เกิดขึ้น ณ ตำแหน่งการเกิดแผ่นดินไหวในปี 2005 (TMD) บริเวณนอกชายฝั่ง อำเภอเมืองจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ พบว่า คลื่นสึนามิจะเดินทางถึงชายฝั่งบริเวณอ่าวมะนาวภายในเวลา 20-30 นาที หลังจากเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งเป็นเวลาที่ไม่นานนักสำหรับประชาชนในการรับมือกับคลื่นสึนามิ (ถ้าเกิดขึ้นจริง) และคลื่นสึนามิจะใช้เวลาประมาณ 2 ชั่วโมง 30 นาที ก่อนเดินทางมาถึงฝั่งบริเวณชายฝั่งด้านสมุทรสงคราม-สมุทรสาคร-กรุงเทพฯ สมุทรปราการ



รูป 4.39 แสดงแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นสึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหวนอกชายฝั่งจังหวัดประจวบคีรีขันธ์

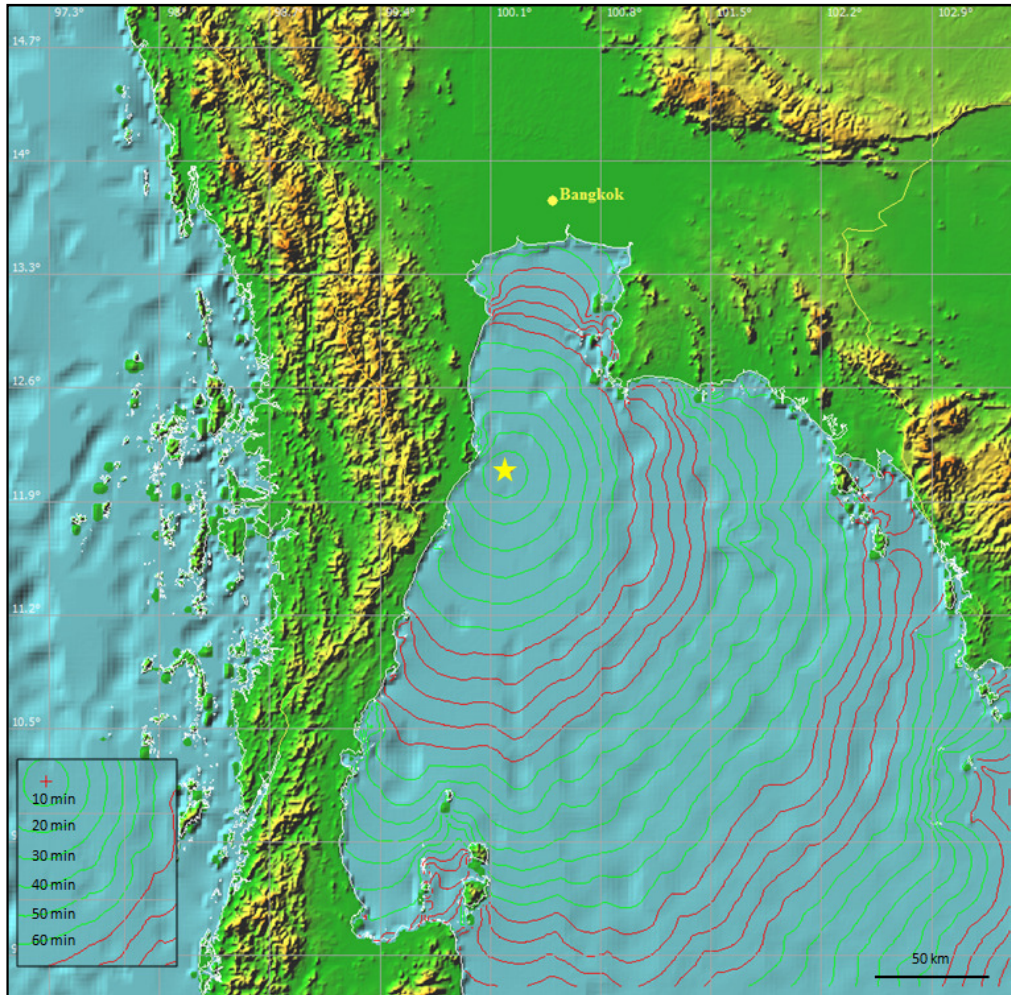
สำหรับการสร้างแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นสึนามิ โดยกำหนดแผ่นดินไหวให้เกิดขึ้น ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนทีคาดว่าเป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนองจากการสำรวจ marine seismic survey เส้นทางสำรวจที่ 4 พบว่าคลื่นสึนามิจะเดินทางถึงชายฝั่งบริเวณสามร้อยยอด-ปากน้ำปราณ จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ภายในเวลา 30-40 นาที หลังจากเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งเป็นเวลาที่ไม่มาก เช่นกันสำหรับประชาชนในการรับมือกับคลื่นสึนามิ (ถ้าเกิดขึ้นจริง) และคลื่นสึนามิจะใช้เวลาประมาณ 2 ชั่วโมง ก่อนเดินทางมาถึงฝั่งบริเวณชายฝั่งด้านสมุทรสงคราม-สมุทรสาคร-กรุงเทพฯ สมุทรปราการ



รูป 4.40 แสดงแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นสึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหว โดยกำหนดแผ่นดินไหวให้เกิดขึ้น ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนทีคาดว่าเป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนองจากการสำรวจ marine seismic survey เส้นทางสำรวจที่ 4

สำหรับการสร้างแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นสึนามิ โดยกำหนดแผ่นดินไหวให้เกิดขึ้น ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนทีคาดว่าเป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนองจากการสำรวจ marine seismic survey เส้นทางสำรวจที่ 5 พบว่าคลื่นสึนามิจะเดินทางถึงชายฝั่งบริเวณสามร้อยยอด-

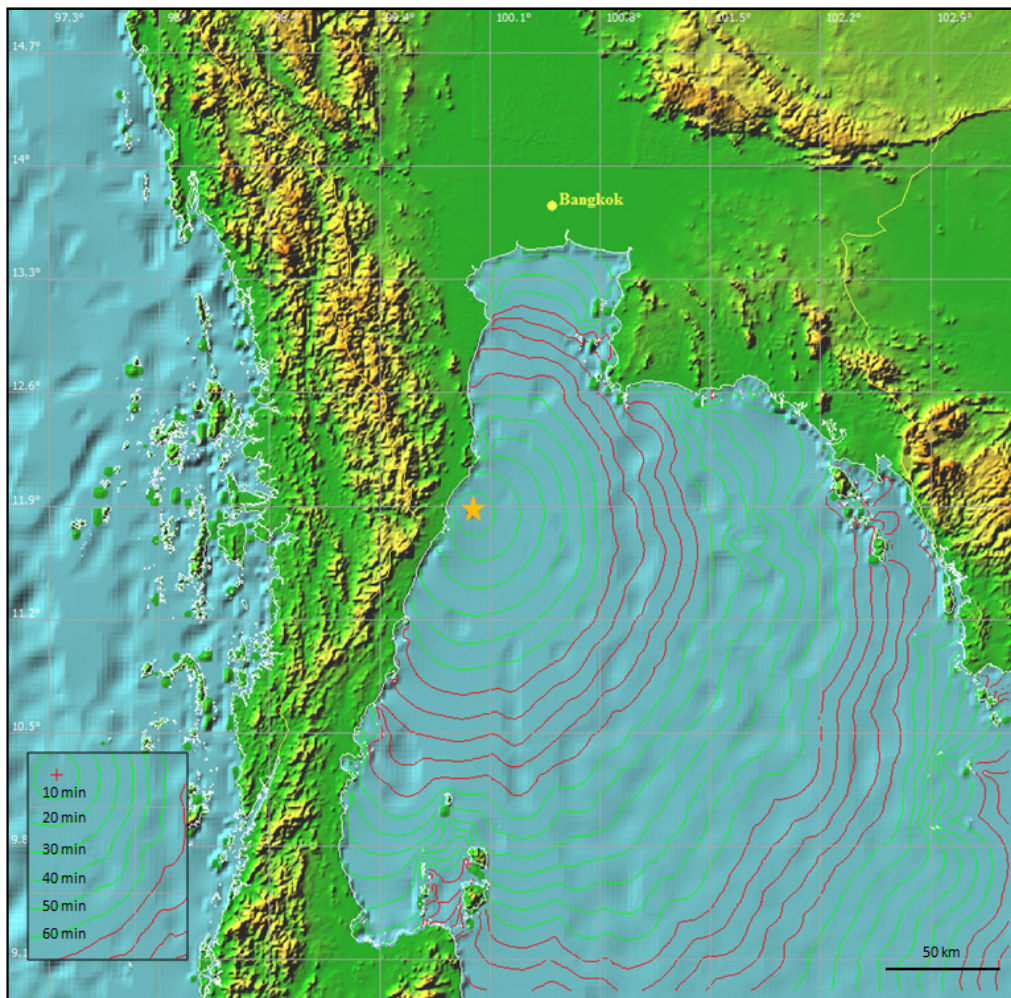
ปากน้ำปราณ จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ภายในเวลา 20 นาที หลังจากเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งเป็นเวลาที่ค่อนข้างน้อยสำหรับประชาชนในการรับมือกับคลื่นสึนามิ (ถ้าเกิดขึ้นจริง) และคลื่นสึนามิจะใช้เวลาประมาณ 2 ชั่วโมง 20 นาที ก่อนเดินทางมาถึงฝั่งบริเวณชายฝั่งด้านสมุทรสงคราม-สมุทรสาคร-กรุงเทพฯ สมุทรปราการ



รูป 4.41 แสดงแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นสึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหวโดยกำหนดแผ่นดินไหวให้เกิดขึ้น ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่าป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนองจากการสำรวจ marine seismic survey เส้นทางสำรวจที่ 5

สำหรับการสร้างแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นสึนามิ โดยกำหนดแผ่นดินไหวให้เกิดขึ้น ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่าป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนองจากการสำรวจ marine seismic survey เส้นทางสำรวจที่ 6 พบว่าคลื่นสึนามิจะเดินทางถึงชายฝั่งบริเวณสามร้อยยอด-ปากน้ำปราณ และอ่าวมะนาว จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ภายในเวลาเพียง 15-20 นาที หลังจากเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งเป็นเวลาที่น้อยมากสำหรับประชาชนในการรับมือกับคลื่นสึนามิ (ถ้าเกิดขึ้นจริง) และคลื่นสึนามิจะใช้เวลา

ประมาณ 2 ชั่วโมง 40 นาที ก่อนเดินทางมาถึงฝั่งบริเวณชายฝั่งด้านสมุทรสงคราม-สมุทรสาคร-กรุงเทพฯ  
สมุทรปราการ



รูป 4.42 แสดงแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นสึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหว โดยกำหนด  
แผ่นดินไหวให้เกิดขึ้น ณ ตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตอนที่คาดว่าเป็นอิทธิพลจากรอยเลื่อนระนอง  
จากการสำรวจ marine seismic survey เส้นทางสำรวจที่ 6

## บทที่ 5

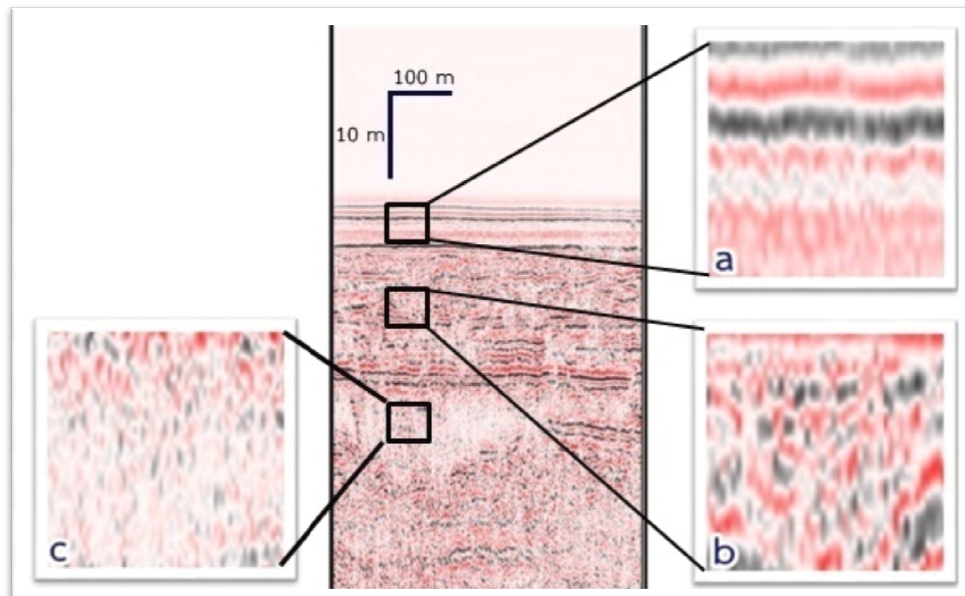
### วิเคราะห์ผลการศึกษา สรุปลผลการศึกษา ข้อเสนอแนะ

#### วิเคราะห์ผลการศึกษา

จากผลการสำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler สามารถแบ่งชั้นตะกอนทะเลได้เป็น 2 ชั้นหลัก คือชั้นตะกอนในช่วงอายุ Holocene และ Pleistocene และพบความไม่ต่อเนื่องของตะกอนในชั้น Pleistocene หรือ Early Holocene ซึ่งคาดว่าในบริเวณดังกล่าวเป็นแนวพาดผ่านของรอยเลื่อนระนอง เนื่องจากตำแหน่งที่พบมีแนวโน้มการวางตัวของรอยเลื่อนที่สอดคล้องกับแนวรอยเลื่อนบนฝั่ง โดยรอยเลื่อนทั้งหมดที่พบในแนวสำรวจตัดแค่ชั้นบนสุดของ Pleistocene หรือชั้นล่างสุดของ Holocene unit แต่ไม่พบแนวรอยเลื่อนที่ตัดเข้ามาในชั้น Holocene หรือ seafloor ทำให้คาดว่ารอยเลื่อนที่พบน่าจะมีอายุอยู่ในช่วง Late Pleistocene หรือ Early Holocene และบริเวณที่พบรอยเลื่อนอยู่ลงไปค่อนข้างลึกมากกว่า 10 เมตร จากพื้นทะเล ทำให้ไม่สามารถทำการเก็บตัวอย่างเพื่อนำมาหาอายุได้จึงไม่สามารถหาอายุของชั้น Pleistocene ที่ถูกรอยเลื่อนตัดได้ และเนื่องจาก การสำรวจด้วย sub-bottom profiler นั้นสำรวจลักษณะชั้นตะกอนได้ลึกเพียง 10 - 20 เมตร จากพื้นทะเล จึงไม่เพียงพอต่อการหาแนวรอยเลื่อนที่อยู่ลึกกว่าได้ จึงจำเป็นต้องใช้เครื่องมือ shallow marine seismic survey ที่สามารถสำรวจในความลึกที่มากกว่าได้

การสำรวจด้วย shallow marine seismic survey ในครั้งนี้ สามารถสำรวจได้ความลึกถึง 140 เมตร พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตะกอน ที่คาดว่าเกิดจากอิทธิพลจาก รอยเลื่อนระนอง (fault) ในการสำรวจ line 6 และ line 7 สอดคล้องกับ ทิศทางการวางตัว ของตำแหน่งรอยเลื่อนระนองที่อยู่บนฝั่งที่ต่อลงมาในทะเล โดยทิศทางของรอยเลื่อนที่พบวางตัว ทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ - ตะวันตกเฉียงใต้ และ พบตำแหน่งของชั้นตะกอนไม่ต่อเนื่องที่เกิดจากสาเหตุอื่นๆ หรือมีโอกาสเกิดจากอิทธิพลจากรอยเลื่อน (fault?) ในแนวสำรวจ line 1 line 2 line 3 line 4 และ line 5 (รูป 5.2) อย่างไรก็ตามตะกอนที่มีความไม่ต่อเนื่องที่พบ อาจเกิดจากสาเหตุที่ไม่ได้มีความสัมพันธ์กับการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนได้เช่นกัน ทั้งนี้พบทางน้ำโบราณ (paleo - channel) ที่ระดับความลึก 10 - 60 เมตร เป็นจำนวนมาก

จากการสำรวจพบว่า โดยทั่วไปสามารถแยกชั้นตะกอนได้เป็น 3 ชุด โดยสามารถแบ่งได้จาก ลักษณะของขนาดของสัญญาณของคลื่นไหวสะเทือน (seismogram) ที่แตกต่างกันอยู่ 3 รูปแบบ ดังรูป 5.1 โดยมีลำดับชั้นตะกอนจากตื้นไปลึก ได้แก่ ชั้นแรก คาดว่าเป็นชั้นดินเหนียวทะเล (marine clay) มีความหนาประมาณ 5 - 10 เมตร ชั้นที่ 2 คาดว่าเป็นชั้นทราย (sand) มีความหนาประมาณ 10 - 20 เมตร ชั้นที่ 3 คาดว่าเป็นชั้นทรายไม่อัดแน่น (loose sand) ที่เกิดจากการสะสมตัวในทางน้ำโบราณ มีความหนาประมาณ 10 - 20 เมตร



รูป 5.1 ลักษณะขนาดของสัญญาณคลื่น แต่ละชั้นตะกอน (a: clay , b: sand , c: loose sand)

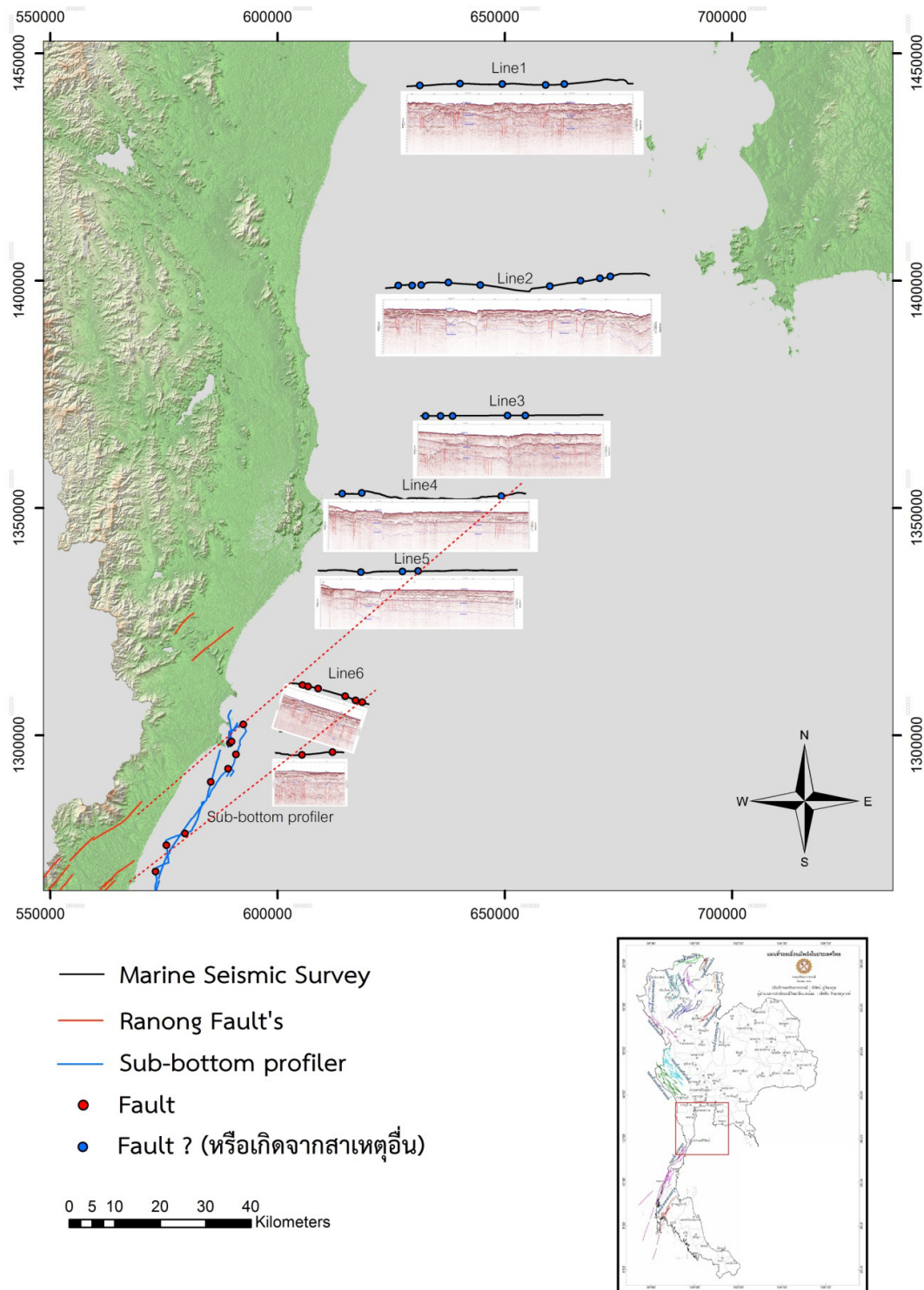
ในส่วนของการพัฒนาเครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน (custom-made shallow marine seismic survey) สำหรับการสำรวจในทะเลนั้น ได้แบ่งการสำรวจออกเป็น 2 ครั้ง โดยครั้งที่ 1 ได้ทำการเปรียบเทียบเครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนระหว่าง weight drop กับ metal disk/rod+metal plate พบว่า weight drop สามารถส่งคลื่นไหวสะเทือนได้ลึกมากกว่าเครื่องกำเนิดคลื่น metal disk/rod+metal plate อย่างไรก็ตาม การสำรวจครั้งนี้ พบคลื่นแทรกจากไฟ 220 V มารบกวน ทำให้ได้ผลไม่ดีนัก สำหรับการพัฒนาเครื่องมือเพื่อสำรวจในครั้งต่อมา ได้กำจัดสัญญาณรบกวนจากไฟฟ้า 220 V ออก ทำให้ข้อมูลชัดเจน โดยเฉพาะ คลื่นแรกที่มาถึง (first arrival) แต่ก็ยังประสบปัญหาของเครื่องกำเนิดคลื่น weight drop ที่มีการสั่นสะเทือนจากท่อเหล็กที่ใช้มากเกินไป (กังวาน: ringing effect) ทำให้ข้อมูลรายละเอียดในชั้นตะกอนข้างล่างถูกบดบังโดยคลื่นที่เกิดจากการสะท้อนจากท่อเหล็ก แต่ข้อมูลที่ได้สามารถนำไปใช้ในการคำนวณความลึกของน้ำได้อย่างถูกต้องซึ่งสามารถใช้แทนเครื่องวัดระดับน้ำ (echo sounder) ได้อย่างมีประสิทธิภาพ

สำหรับการประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวจากความน่าจะเป็น (Probabilistic Seismic Hazard Analysis: PSHA) พบว่าที่ระดับอันตรายที่มีรอบในการเกิดแผ่นดินไหว 475 ปี (มีโอกาสเกิดขึ้น 10% ในรอบ 50 ปี) ซึ่งเป็นรอบการเกิดแผ่นดินไหวที่เหมาะสมกับการก่อสร้างบ้านเรือนทั่วไป พบว่าค่าอัตราเร่งของพื้นดินสูงสุด มีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 29 % g แต่สำหรับโครงสร้างขนาดใหญ่ อาจจำเป็นต้องคำนวณระดับอันตรายโดยใช้รอบในการเกิดแผ่นดินไหว 2,475 ปี (มีโอกาสเกิดขึ้น 2% ในรอบ 50 ปี) ซึ่งพบค่าอัตราเร่งของพื้นดินสูงสุด มีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 77 % g ทั้งนี้โดยทั่วไปสิ่งก่อสร้างต่างๆจะเริ่มปรากฏความเสียหายเมื่อพื้นดินมีการสั่นด้วยค่าอัตราเร่งของพื้นดินสูงสุด ตั้งแต่ 10 % g ขึ้นไป ขึ้นอยู่กับความแข็งแรงของโครงสร้าง

ในการศึกษาจำลองผลกระทบที่เกิดขึ้นในพื้นที่ศึกษาครอบคลุมภาคกลางตอนล่างและภาคใต้ตอนบน จากการสมมติเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาด 5.0 และ 6.0 เกิดขึ้นที่ตำแหน่งต่างๆ กัน (scenario shake map) ที่ความลึก 10 กิโลเมตร พบว่าทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) อยู่ที่ 0 - 9.6%g ซึ่งมีโอกาสทำความเสียหายไม่มากนัก อย่างไรก็ตามการกำหนดตำแหน่งแผ่นดินไหวจำลองในการศึกษาได้กำหนดให้อยู่ในทะเล ทำให้จุดศูนย์กลางเกิดแผ่นดินไหวอยู่ห่างชุมชนพอสมควรผลกระทบจึงมีไม่มาก

นัก แต่ถ้าหากแผ่นดินไหวเกิดบนแผ่นดิน จะมีโอกาสอยู่ใกล้ชุมชนมากกว่าและส่งผลกระทบต่อชุมชนเป็นบริเวณกว้าง

ในการสร้างแบบจำลองระยะเวลาที่คลื่นสึนามิใช้ในการเดินทางถึงชายฝั่ง โดยการจำลองการเกิดแผ่นดินไหวทั้งหมด 4 แห่ง เช่นเดียวกับการสร้างแบบจำลองของพื้นดิน พบว่าคลื่นสึนามิจะเดินทางถึงชายฝั่งทะเลด้านบริเวณสามร้อยยอด-ปากน้ำปราณ-อำมะนาว จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ภายในเวลาเพียง 15-40 นาที หลังจากเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งเป็นเวลาที่ไม่มากนักสำหรับประชาชนในการรับมือกับคลื่นสึนามิ (ถ้าเกิดขึ้นจริง) ดังนั้นประชาชนจึงจำเป็นต้องมีความรู้เข้าใจในการปฏิบัติตนในขณะที่เกิดแผ่นดินไหวเมื่อตนเองอยู่ในบริเวณชายฝั่ง กล่าวคือเมื่อรับรู้ถึงการสั่นสะเทือนของพื้นดินอย่างรุนแรงให้รีบออกจากบริเวณชายฝั่งและขึ้นสู่ที่สูงโดยเร็วที่สุดโดยไม่ต้องรอสัญญาณเตือนภัยสึนามิแต่อย่างใดเพราะการเตือนภัยอาจใช้เวลามากกว่าที่คลื่นสึนามิจะพัดเข้าสู่ฝั่ง ทำให้ไม่สามารถเอาตัวรอดจากสถานการณ์เลวร้ายได้ทันเวลา นอกจากนี้จากแบบจำลองยังพบว่าคลื่นสึนามิจะใช้เวลาประมาณ 2 ชั่วโมง ถึง 2 ชั่วโมง 40 นาที ก่อนเดินทางมาถึงฝั่งบริเวณชายฝั่งด้านสมุทรสงคราม-สมุทรสาคร-กรุงเทพฯ-สมุทรปราการ อย่างไรก็ตามผลการศึกษาที่ได้เป็นเพียงการศึกษาเบื้องต้น และมีความจำเป็นต้องศึกษาชั้นรายละเอียดทั้งระยะเวลาที่ใช้ในการเดินทางและความสูงของคลื่นสึนามิเมื่อพัดขึ้นฝั่ง ต่อไปในอนาคตเพื่อให้ได้ผลการศึกษาใกล้เคียงความเป็นจริงมากที่สุด



รูป 5.2 แนวสำรวจ sub-bottom profiler และ shallow marine seismic survey ระบุตำแหน่งที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้นตะกอน

## สรุปผลการศึกษา

1. จากการสำรวจด้วยเครื่อง sub-bottom profiler และ shallow marine seismic reflection survey พบหลักฐานที่บ่งชี้การเกิดแผ่นดินไหวในทะเล ที่คาดว่าเป็นส่วนหนึ่งของรอยเลื่อนมีพลังระนองที่ยาวต่อไปในทะเลด้านอ่าวไทย โดยพบบริเวณที่คาดว่าเป็รอยเลื่อนต่อเนื่องไปจนอยู่ห่างจากชายฝั่งประมาณ 30 กิโลเมตร และยังพบรอยเลื่อนในบริเวณเดียวกันกับที่มีรายงานการเกิดแผ่นดินไหวในอ่าวไทยช่วงปี พศ. 2549

2. ลักษณะรอยเลื่อนระนองในทะเลและบนบก มีความสอดคล้องกัน โดยพบลักษณะการวางตัวในทิศทางเดียวกัน คือ ทิศตะวันออกเฉียงเหนือ - ทิศตะวันตกเฉียงใต้

3. การประเมินระดับความรุนแรงจากแผ่นดินไหว (seismic hazard analysis) พบว่า ค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) ของภาคใต้และภาคกลางตอนล่างที่มีรอบในการเกิดแผ่นดินไหว 475 ปี (มีโอกาสเกิดขึ้น 10% ในรอบ 50 ปี) ซึ่งเป็นรอบการเกิดแผ่นดินไหวที่เหมาะสมกับการประเมินเพื่อใช้ในการก่อสร้างบ้านเรือนทั่วไป มีค่าอยู่ระหว่าง 1 - 29 % g

4. การจำลองผลกระทบที่เกิดขึ้นในพื้นที่ศึกษาครอบคลุมภาคกลางตอนล่างและภาคใต้ตอนบน จากการสมมติเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาด 5.0 และ 6.0 เกิดขึ้นที่ตำแหน่งต่างๆ กัน (scenario shake map) พบว่าแผ่นดินไหวดังกล่าวทำให้พื้นที่ศึกษามีค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (PGA) อยู่ที่ 0 - 9.6 % g ซึ่งมีโอกาสทำความเสียหายไม่มากนัก

5. การศึกษาครั้งนี้พบทางน้ำโบราณระดับตื้นเป็นจำนวนมาก ซึ่งทางน้ำเหล่านี้จะเป็นแหล่งทรายในทะเลที่มีความสำคัญในด้านเป็นแหล่งวัสดุก่อสร้างบริเวณชายฝั่งทะเลของไทยต่อไปในอนาคต

6. การพัฒนาเครื่องกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน (custom-made shallow marine seismic survey) สำหรับการสำรวจในทะเล ยังไม่ประสบความสำเร็จมากนักเนื่องจาก เครื่องกำเนิดคลื่น weight drop นั้น มีความกังวานมากเกินไป ทำให้ข้อมูลรายละเอียดของชั้นตะกอนถูกบดบังด้วยคลื่นรบกวนจากการกังวานของท่อ (ringing effect) อย่างไรก็ตามข้อมูลที่ได้สามารถนำไปใช้ในการคำนวณความลึกของน้ำได้อย่างถูกต้องซึ่งสามารถใช้แทนเครื่องวัดระดับความลึกของน้ำ (echo sounder) ได้อย่างมีประสิทธิภาพ

7. ในการสร้างแบบจำลองเฉพาะระยะเวลาที่คลื่นสึนามิใช้ในการเดินทางถึงชายฝั่ง โดยการจำลองการเกิดแผ่นดินไหวทั้งหมด 4 แห่ง พบว่าคลื่นสึนามิจะเดินทางถึงชายฝั่งทะเลด้านบริเวณสามร้อยยอด-ปากน้ำปราณ-อ่าวมะนาว จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ภายในเวลาเพียง 15-40 นาที หลังจากเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งเป็นเวลาที่ไม่มากนักสำหรับประชาชนในการรับมือกับคลื่นสึนามิ (ถ้าเกิดขึ้นจริง) นอกจากนี้จากแบบจำลองยังพบว่าคลื่นสึนามิจะใช้เวลาประมาณ 2 ชั่วโมง ถึง 2 ชั่วโมง 40 นาที ก่อนเดินทางมาถึงฝั่งบริเวณชายฝั่งด้านสมุทรสงคราม-สมุทรสาคร-กรุงเทพฯ สมุทรปราการ

8. โครงการวิจัยนี้ สามารถพัฒนาบุคลากรและผลิตนักวิจัยรุ่นใหม่ตั้งแต่ระดับปริญญาตรีจนถึงปริญญาเอก รวมถึงสร้างองค์ความรู้ทางการสำรวจรอยเลื่อนมีพลังในทะเลของประเทศไทยได้

## ข้อเสนอแนะ

เนื่องจากงบประมาณและเวลาที่ใช้ในการศึกษาโครงการวิจัยนี้ มีค่อนข้างจำกัด ในการที่จะทำให้เห็นภาพรวมของรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยที่ต่อไปในทะเลมีความชัดเจนมากขึ้นจำเป็นต้องมีการศึกษาสำรวจรอยเลื่อนดังกล่าวทั้งสองรอยเลื่อนและทำการศึกษาในทะเลทั้งสองฝั่ง ทั้งฝั่งอ่าวไทยและ

ทะเลอันดามันจึงจะสามารถประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวในพื้นที่ภาคกลางตอนล่างและภาคใต้ของประเทศไทยได้อย่างใกล้เคียงความเป็นจริงมากที่สุด

## บรรณานุกรม

1. กรมทรัพยากรธรณี, 2547, แผนที่รอยเลื่อนมีพลังของประเทศไทย
2. กรมทรัพยากรธรณี, 2547, แผนที่ศูนย์กลางการเกิดแผ่นดินไหวในประเทศไทยและใกล้เคียง
3. กรมทรัพยากรธรณี, 2548, แผนที่บริเวณเสี่ยงภัยแผ่นดินไหวของประเทศไทยฉบับปรับปรุงครั้งที่ 2
4. กรมทรัพยากรธรณี, 2549, แผ่นดินไหวรู้สึกได้บริเวณจังหวัดประจวบคีรีขันธ์และเพชรบุรี, ธรณีวิทยาสิ่งแวดล้อม สำนักธรณีวิทยาสิ่งแวดล้อม กรมทรัพยากรธรณี, 20 หน้า
5. กรมทรัพยากรธรณี, 2550, การศึกษาคาบอุบัติซ้ำในพื้นที่ที่แสดงร่องรอยการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนในจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ชุมพร ระนอง สุราษฎร์ธานี กระบี่ พังงาและภูเก็ต (รอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย), กองธรณีวิทยาสิ่งแวดล้อม กรมทรัพยากรธรณี, 245 หน้า
6. กรมทรัพยากรธรณี, 2551, รายการการศึกษาคาบอุบัติซ้ำในพื้นที่ที่แสดงการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนมีพลังระนองและรอยเลื่อนมีพลังคลองมะรุ่ย
7. แสงอาทิตย์ เชื้อวิโรจน์, 2534, ธรณีวิทยาแปรสัณฐานของประเทศไทย, กรมทรัพยากรธรณี กองธรณีวิทยา ฝ่ายแปลภาพถ่ายทางอากาศและดาวเทียม, 58 หน้า.
8. สิริลักษณ์จันทร์างศุ, 2526, แผ่นดินไหว เล่มที่ 1, วิศวกรรมสาร ฉบับพิเศษ, 6 ปีที่ 36 ธันวาคม 2526
9. Abrahamson, N. A., and W. J. Silva (1997), Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, Seismological Research Letters, 68(1), 94-127.
10. Barr, S. M. and Macdonal, A. S. 1987. Nan river suture zone, northern Thailand, Geology, v. 5, p.987-990.
11. Boore, D. M., W. B. Joyner, and T. E. Fumal (1997), Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work, Seismological Research Letters, 68(1), 128-153.
12. Bott, J. Wong, I. Prachuab, S. Wechbunthung, B. Hinthong, C. and S. Sarapirome. 1997. Contemporary seismicity in Northern Thailand and its tectonic implications, in Proceedings of the International Conference on Stratigraphy and Tectonic Evolution of Southeast Asia and the South Pacific, Bangkok, Thailand: 453-464.
13. Braun, E. Von, Besang, C., Eberle, W., Harre, W., Krenzer, H., Lenz, H., Muller, P., and Wendt, I., 1976. Radiometric age determinations of granites in northern Thailand: Geologischen Jahrbuch, B 2, p.171-204.

14. Bunopas, S. 1981. Paleogeographic History of Western Thailand and Adjacent Parts of Southeast Asia; A Plate Tectonics Interpretation; Unpublished Ph.D. Thesis, Victoria University of Wellington, New Zealand, 810 p. reprinted
15. Bunopas, S. and Vella, P. 1983. Tectonic and geologic evolution of Thailand: In Proceedings of the Workshop on Stratigraphic Correlation of Thailand and Malaysia, HaadYai, Thailand, September 1983, p.307-37-27.
16. Campbell, K. W. and Y. Bozorgnia (2003), Updated near-source ground motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, 93(1), 314 -331.
17. CCOP-IOC. 1974. Metallogenesis, Hydrocarbons and tectonic patterns in Eastern Asia: United Nation Development Programme (CCOP), Bangkok, 158 p.
18. Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X., Rangin, C., Huchon, P., Pubellier, M., Vigny, C., and Walpersdorf, A. 1999. Sundaland motion in the global reference frame detected from GEODYSSSEA GPS measurements: Implications for relative motion at the boundaries with the Australo – Indian plates and the South China block. In P. Wilson, G. W. Michel (eds.) The Geodynamic of S and SE Asia (GEODYSSSEA) Project, Final report of the GEODYSSSEA project to the EC, GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany, p. 39-74.
19. Charusiri, P. 1989. Lithophile Metallogenic Epochs of Thailand: A Geological and Geochronological Investigation: Unpublished PH.D Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 819 pp.
20. Charusiri, P., Pongsapich, W. and Khantaprab, C. 1991a. Granite Belts in Thailand: New evidences from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. Mineral Resources Gazettes. v. 36, no.1, p.43-62 (in Thai)
21. Charusiri, P., Clark, A. H. and Farrar, E. 1991b. Geochronological and fluid inclusion studies of the tin and tungsten mineralization of the Mae Lama-Tae Song Yang area, northern Thailand. In Proceedings of the Annual Technical Meeting 1989 and IGCP 246, Department of Geological Sciences, Chiang Mai University, Thailand, Feb. 1989, Special Pub. No.9, p.7-16.
22. Charusiri, P., Chaturongkavanich, S., Takashima, I., Kosuwan, S., Won-In, K. and Ngo Ngoc, C. 2000. Application of Geothermal Resources of Thailand, Vietnam, and

- Myanmar to tectonic settings. Proceedings of the World Geothermal Congress, Kyush-Tohoku, Japan, organized by the International Geothermal Association.
23. May 28-Jun 10, 2000.
  24. Charusiri, P., Daorerk, V., Archibald, D., Hisada, K., and Ampaiwan, T., 2002. Geotectonic Evolution of Thailand: A New Synthesis. *Journal of the Geological Society of Thailand*, No. 1, 1-20.
  25. Charusiri, P., M. Choowong, T. Charoentitirat, K. Jankaew, V. Chutakositkanon, and P. Kanjanapayont(2005), Geological and physical effect evaluation in the tsunami damage area for restoration and warning system. Technical report, Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University.
  26. Charusiri P., Rhodes B. P., Saithong P., Kosuwan S., Pailopli S., Wiwegwin V, Doarerk V., Hinthong C., Klaipongpan S. 2007. Regional Tectonic Setting and Seismicity of Thailand with Reference to Reservoir Construction. In *Proceedings of International Conference on Geology of Thailand: Towards Sustainable Development and Sufficiency Economy*, Department of Mineral Resources, Thailand, p.274-287.
  27. Curray, J. R., 2005. Tectonics and history of the Andaman Sea region. *Journal of Asian earth sciences*, 25, 187-232.
  28. Duerrast, H., Dangmuan, S., and Lohawijarn, W. 2007. Khlong Marui and Ranong Fault Zones in Southern Thailand re-activated by the 26 December 2004 Mw 9.3 Sumatra-Andaman Earthquake? In *Proceedings of International Conference on Geology of Thailand: Towards Sustainable Development and Sufficiency Economy*, Department of Mineral Resources, Thailand, p.274-287.
  29. Esteva, L. and Villaverde, R. (1973). Seismic Risk, Design Spectra and Structural Reliability. *Proceedings of the 5th World Conference on Earthquake Engineering*, Rome.
  30. Fenton, C. H, Charusiri, P., Hinthong, C., LumJuan, A., Mangkornkarn, B., 1997. Late Quaternary faulting in northern Thailand. *Proceedings of the International Conference on Stratigraphy and Tectonic evolution of Southeast Asia and the south Pacific*, Bangkok, Thailand, p. 436-452
  31. Fenton, C. K., Charusiri, P., and Wood, S. H, 2003. Recent paleoseismic investigations in Northern Thailand. *Annuals Geophysics*, 46, 957-981.
  32. Helmcke, D. 1985. The Permo-Triassic "Paleotethys" in mainland Southeast Asia and adjacent parts of China: *Geologische Rundschau*, v.74, p.318-328.

33. Hinthong, C. 1991. Role of Tectonic Setting in Earthquake Events in Thailand: A paper presented at the Asean-EC Workshop on Geology and Geophysics Jakarta, Indonesia, 7-11 October
34. Hinthong, C. 1997. The Study of Active Faults in Thailand. Report of EANHMP. An Approach to Natural Hazards in the Eastern Asia: 17-22.
35. Huang, J. 1984. New Researches on the tectonic characteristics of China: in Yanshin. A. L. (ed.), Tectonics of Asia, collouquium 05; International Geological Congress, 27th, Moscow, Reports, v.5, p.13-28.
36. Hutchison, C., 1983. Multiple Mesozoic Sn-W-Sb granitoids of SE Asia: in Roddict, J.A. (ed.), Circum Pacific Plutonic Terranes: Geological Survey of America Memor 159, p.35-60
37. JICA. 1989. Feasibility Study on Nam Yuam River Basin Integrated Hydroelectric Development Project: An unpublished report submitted to the Electricity Generating Authority of Thailand, Kingdom of Thailand by Japan Internation Cooperation Agency.
38. Klaipongpan, S. 1986. KhaoLeam – A dam on fault: in the 3rd International Symposium and Workphop on Regional Crustal Stability and Geological Hazards, IGCP Project 250, Kanchanaburi, Thailand, December 6-13, 1988.
39. Klaipongpan, S. Pinrode, J., Chakramanont, V., and Chittrakarn, P. 1988: Geological and Seismicity Evaluation of Srinagarin Dam, (unpublished), Electricity Generating Authority of Thailand report, Nonthaburi, 26 p.
40. Knox, G. J. and Wakefield, L. L. 1983. An introduction to the geology of the Phitsanulok basin: In Proceedings of the International Conference on the Geology and Mineral Resources of Thailand, Bangkok, 19-28 November 1983, 9 p.
41. Koesirikulkit, N. 1992. The Proposed Seismic-Source Zones in Thailand. Senior Project, B. Sc. Degree, Department of Geology, Chulalongkorn University, Vol. I and II, 510 p.
42. Kramer, S.L. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 653 pp.
43. Krastel, 2011. MASS Project Cruise Report, 20 pp.
44. Le Dain, A.Y., Tapponior, P., and Molnar, P. 1984. Active faulting and tectonics of Burma and surrounding region: Journal Geophysical Research, v. 89, p. 453-472.

45. Lubberts, R.K. and Ben-Avraham, Z. (2002), Tectonic evolution of the Qumran Basin from high-resolution 3.5-kHz seismic profiles and its implication for the evolution of the northern Dead Sea Basin, *Tectonophysics*, Volume 346, Issues 1-2, P. 91-113.
46. Mitchell, A. H. G. 1981. Phanerozoic plate boundaries in mainland SE Asia, the Himalayas and Tibet: *Journal Geological Society of London*, v. 16, p. 323-334.
47. Mitchell, A. H. G. 1985. Collision - related fore - arc and back- arc evolution of the northern Sunda arc. *Tectonophysics*. V. 16, p.323-334.
48. Morley, C. K., 2004. Nested strike – slip duplexes, and other evidence for Late cretaceous – Paleogene transpressional tectonics before and during India – Eurasia collision, in Thailand, Myanmar and Malaysia. *Journal of the Geological Society of London*, 161, 799 - 812.
49. Nelson, C., Chamote – Rooke, Rangin, C., and the Andaman Cruise Team, 2004. from partial to full strain partitioning along the Indo-Burmese hyper-oblique subduction. *Marine Geology*, 209, 303 - 327.
50. Nutalaya, P., Sodsri, S., and Arnold, E. P., 1985. Series on seismology, Volume II – Thailand: Southeast Asia Association of Seismology and Earthquake Engineering, 9 p.
51. Palasri, C., 2006. Probabilistic seismic hazard map of Thailand. M.S. thesis, Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Chulalongkorn University, Thailand.
52. Pankow, K.L. and Pechmann, J.C. (2004) The SEA99 Ground-Motion Predictive Relations for Extensional Tectonic Regimes: Revisions and a New Peak Ground Velocity Relation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 94 no. 1 p.341-348.
53. Polachan, S. and Satayarak, N. 1989. Strike-slip tectonics and the development of Tertiary basins in Thailand. In *Proceedings of the International Symposium on Intermontane Basin: Geology and Resources*, Chiang Mai, Thailand, 30 Jan-2 Feb 1989, p.243-253.
54. Pooachan, S. 1988. Summary of the structural evolution of the Mergui Basin, S,E. Andaman Sea and the development of Tertiary basins in Thailand: Newsletter, ChiangmaiUniveraity, 1 p (unpublished).

55. Prachaub, S. 1990. Seismic data and building code in Thailand: Technical Document No.550. 341-01-1991, Thai Meteorological Department, 34 p (in Thai).
56. Reading, H. G. 1980. Characteristics and recognition of strike-slip fault system, spec. publ. Ass. Sediment, v. 4, p. 7-26.
57. Sadigh, K., C. -Y. Chang, J. A. Egan, F. Makdisi, and R. R. Youngs (1997), Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data, *Seismological Research Letters*, 68(1), 180-189.
58. Searle, M. P., Windley, B. F., Coward. M. P., Copper. D. J. W., Rex, A. J., Tingdong, L., Xuchang, X., Jan, M. Q., Thakur, V. C. and Kamer, S. 1987. The closing of Tethys and the tectonics of Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 678-701.
59. Siribhakdi, K. 1986. Seismogenic of Thailand and periphery. In PanitanLukunaprasit et al. (eds.), *Proceeding of the 1st Workshop on Earthquake Engineering and Hazard Mitigation*, Bangkok: Chulalongkorn University. November 1986, p.151-158.
60. Suensilpong, S., Putthapiban, P., and Mantajit, N. 1981. Some aspects of tin Granites and its relationship to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, Special volume 1981, 9 p.
61. Tapponier, P., Peltzer, G. and Armijo, R. 1988. On the mechanics of the collision between India and Asia: In M. P. Coward and A. C. Ries (eds.), *Collision Tectonics: Geological Society of America Bulletin*, Special Publication, No. 19, p.115-157.
62. USGS, 2005, Summary of Magnitude 9.0 Sumatra-Andaman Islands Earthquake & Tsunami Sunday, December 26, 2004 at 00:58:53 UTC [online]. Available from: [http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic\\_slav\\_ts.html](http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_slav_ts.html) [1 September 2007]
63. U.S. National Geophysical and Solar -Terrestrial Data Center. 1983. Earthquake Data File: A computer printed output, 23 p.
64. Vigny, C., Souquet, A., Rangkin, C., Chamot-Rooke, N., Pubellier, M., Bouin, M. N., Bertrand, G., and Becker, M., 2003. Present-day crustal deformation around Sagaing Fault, Myanmar, *Journal of Geophysical research*, 108, doi: 10.1029/2002JB001999.
65. Vigny, C., Simons, W.J.F., Abu, S., Bamphenyu, R., Satirapod, C., Choosakul, N., Subarya, C., Socquet, A., Omar, K., Abidin, H. Z., and Ambrosius, B. a. C.,





2005. Insight into the 2004 Sumatra – Andaman earthquake from GPS measurement in southeast Asia. *Nature* 436, 201 – 206.
66. WanidaChantong, SarawuteChantraprasert, PhumeeSrisuwon, CharongpornPraipipan, ChanidaKaewkor, 2D Seismic Evidence for Recent Fault Activities in the Andaman Sea, Thailand, *Geophysics 2010*, Phuket, Thailand. P. C.
67. Warnitchai, P., and Lisantono, A. (1996), “Probabilistic Seismic Risk Mapping for Thailand,” *Proceedings, 11th World Conference on Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico.
68. Wells, D. L. and K. J. Coppersmith, 1994, “Analysis of Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Area, and Surface Displacement,” *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, p. 974-1002.






ภาคผนวก




### การศึกษาตัวอย่างตะกอนทะเลในพื้นที่สำรวจ

ในการศึกษาครั้งนี้ได้ทำการเก็บตัวอย่างตะกอนจำนวน 4 พื้นที่ รวม 8 ตัวอย่าง แต่เนื่องจากบริเวณที่เก็บตัวอย่างอยู่ใกล้เคียงกัน ประกอบกับ gravity corer ที่ใช้เก็บตัวอย่าง มีความยาวเพียง 1 เมตร ดังนั้นลักษณะทั่วไปของตัวอย่างตะกอนที่เก็บได้จึงมีความใกล้เคียงกันมาก ผลการศึกษาในส่วนนี้จึงแสดงลักษณะของตัวอย่างตะกอนเพียง 1 ตำแหน่ง เพื่อเป็นตัวแทนของลักษณะตะกอนที่เก็บได้

ตาราง 3 แสดงลักษณะของตัวอย่างตะกอน

station:		A		North: 11°44'42.76	East: 99°49'24.10"
core (m):		1 m.		Location:	อำมมะนาว
Water Depth (m):		~11 m		Date of Drill:	24 เม. ย. 56
Depth (cm)		Name	Color	Description	ตัวอย่างตะกอน
From	To				
0	10	Clay	Dark green	ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ดตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 40 % (วงศ์ Anomiidae , Veneridae)	
					
10	20	Clay	Dark green	ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ดตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 20 % (วงศ์ Muricidae , Mactridae)	
					
20	30	Clay	Dark green	ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ดตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 30 % (วงศ์ Mactridae , Arcidae , Semelidae)	
					

30	40	Clay	Dark green	ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ด ตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 30 % (วงศ์ Umbraculidae)		
40	50	Clay	Dark green	ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ด ตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 30 % (วงศ์ Veneridae , Arcidae)		
50	60	Clay	Dark green	ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ด ตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 10 % (วงศ์ Muricidae , Balanidae)		
60	70	Clay	Dark green	ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ด ตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 5 % (วงศ์ Anomiidae)		

70	80	Clay	Dark green	<p>ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ดตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 30 % (วงศ์ Anomiidae , Borsoniidae)</p> 	
80	90	Clay	Dark green	<p>ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ดตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 5 % (วงศ์ Mactridae)</p> 	
90	100	Clay	Dark green	<p>ดินเหนียว คัดขนาดดี สามารถปั้นเป็นก้อนได้ เม็ดตะกอนละเอียดพบเปลือกหอย 50 % (วงศ์ Semelidae , Anomiidae)</p> 	

### จัดสัมมนาเชิงปฏิบัติการโดยวิทยากรผู้เชี่ยวชาญ จาก ประเทศสหพันธรัฐเยอรมัน

ในการศึกษาค้นคว้าครั้งนี้ได้รับการสนับสนุนทางวิชาการด้านการสำรวจธรณีฟิสิกส์ระดับต้นในทะเล จาก กลุ่มนักวิจัยของ GEOMAR, Kiel ประเทศสหพันธรัฐเยอรมัน โดยได้เรียนเชิญ Prof. Dr. Sebastian Krastel ซึ่งผู้เชี่ยวชาญด้านการสำรวจธรณีฟิสิกส์ระดับต้นในทะเล เป็นผู้ดำเนินการสัมมนาเชิงปฏิบัติการเรื่อง “Acoustic imaging of sedimentary features at continental margins” นี้เพื่อเพิ่มความเข้าใจในการศึกษาธรณีฟิสิกส์ในทะเล ให้แก่นักวิจัยของไทย โดยแบ่งออกเป็น 2 ส่วน คือ 1. อบรมเทคนิคการสำรวจธรณีฟิสิกส์ในทะเลและการใช้โปรแกรมที่เกี่ยวข้อง 2. อบรมผู้ทำวิจัยให้สามารถวิเคราะห์ และประมวลผลข้อมูลให้ได้ประสิทธิภาพ

โดยจัดกิจกรรมในระหว่างวันที่ 30 มีนาคม - 3 เมษายน 2558 ที่ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์

ตาราง 4 ผู้เข้าร่วมสัมมนาเชิงปฏิบัติการ จากหน่วยงานราชการต่างๆ

ชื่อ - สกุล	หน่วยงาน
น.ท. จักรพงษ์ มหาคาม	สำนักวิจัยและพัฒนาการทางทหาร กองทัพเรือ
น.ส. หทัยกานต์ กิจพานิช	กรมทรัพยากรทะเลและชายฝั่ง
น.ส. ชุตติมา บุญฤทธิ์ศรีพงษ์	กรมทรัพยากรทะเลและชายฝั่ง
น.ส. กิตติยา เงินเทินบุญ	กรมทรัพยากรทะเลและชายฝั่ง
นาย ธีระเดช บัวจันทร์	กรมทรัพยากรทะเลและชายฝั่ง
น.ส. วรินธา วคินะเมฆินทร์	ศูนย์วิจัยและพัฒนาทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่งทะเลอันดามัน
นาย เอกวิทย์ มีชนะ	ศูนย์วิจัยและพัฒนาทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่งทะเลอันดามัน
นาง สุธิดา กาญจนอติเรกลาก	ศูนย์วิจัยและพัฒนาทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่งอ่าวไทยทะเลฝั่งตะวันออก
นาย ศุภวิชญ์ ยอแสงรัตน์	กรมทรัพยากรธรณี
นาย วะโชติ ชุ่มหมื่นไวย์	กรมทรัพยากรธรณี
นาย อภิชัย กาญจนพันธุ์	กรมทรัพยากรธรณี
นาย กิตติรัช อินทศิริ	กรมทรัพยากรธรณี
ร.อ. อารีย์ หวันหละเบ๊ะ	กรมอุทกศาสตร์ กองทัพเรือ
น.ท. ศิริวัฒน์ ศิริวัฒนกุล	กรมอุทกศาสตร์ กองทัพเรือ
น.ต. กิตติศักดิ์ นิลรัตน์	กรมอุทกศาสตร์ กองทัพเรือ
นาย ภาสกร ปนานนท์	มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์
น.ส. ณัฐกาญจน์ พันธุ์พิชิตโยธา	มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์
นาย รตพร มะลิวัลย์	มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์
น.ส. กมลทิพย์ เนื่องจำนงค์	มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์
น.ส. นาริน กลั่นทอง	มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์



รูป 6.1 การอบรมเชิงปฏิบัติการเรื่อง “Acoustic imaging of sedimentary features at continental margins” ระหว่างวันที่ 30 มีนาคม - 3 เมษายน 2558 ที่ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์