



รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ

“Seismicity Pattern Prior to Large Earthquakes in
the Mainland Southeast Asia”

โดย ผศ.ดร. สันติ ภัยหลบลี้

พฤษภาคม 2559

สัญญาเลขที่ TRG5780152

รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ

“Seismicity Pattern Prior to Large Earthquakes in
the Mainland Southeast Asia”

ผศ.ดร. สันติ ภัยหลบลี้

ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

สนับสนุนโดยสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัยและต้นสังกัด

(ความเห็นในรายงานนี้เป็นของผู้วิจัย

สกว.และต้นสังกัดไม่จำเป็นต้องเห็นด้วยเสมอไป)

Abstract (บทคัดย่อ)

Project Code : TRG5780152

(รหัสโครงการ)

Project Title : Seismicity Pattern Prior to Large Earthquakes in the Mainland
Southeast Asia

(ชื่อโครงการ)

Investigator : ผศ.ดร. สันติ ภัยหลบลี้ ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์
มหาวิทยาลัย

(ชื่อนักวิจัย)

E-mail Address : pailoplee.s@hotmail.com

Project Period : 2 ปี ตั้งแต่วันที่ 2 มิถุนายน 2557 ถึงวันที่ 1 มิถุนายน 2559

(ระยะเวลาโครงการ)

งานวิจัยนี้มุ่งเน้นประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว (earthquake activities) ตามแนว
มุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันและกลุ่มรอยเลื่อนในบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย
โดยใช้การวิเคราะห์สมการความสัมพันธ์ความถี่-ขนาดแผ่นดินไหวเพื่อประเมินการกระจายตัวของค่า
a และค่า b ในเชิงพื้นที่ จากนั้นจึงแปลงค่าคงที่ดังกล่าวมาเป็นตัวแปรที่สื่อถึงพฤติกรรมการเกิด
แผ่นดินไหวในรูปแบบต่างๆ ได้แก่ (i) ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่มีโอกาสเกิดขึ้นได้ในแต่ละช่วงเวลา
พิจารณา (ii) คาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด และ (iii) ความน่าจะเป็นของการเกิด
แผ่นดินไหวในแต่ละขนาดและช่วงเวลาพิจารณา

ผลการศึกษาบ่งชี้ว่าในส่วนของตอนเหนือของแนวมุดตัว รวมทั้งบริเวณชายฝั่งตะวันตกของ
ประเทศพม่าไปยังตอนใต้ของหมู่เกาะนิโคบาร์ มีความสามารถในการสร้างแผ่นดินไหวขนาด 6.1-6.4
Mw ในอีก 30-50 ปี ในขณะที่ในส่วนของนอกฝั่งตะวันตกเฉียงเหนือและตะวันตกของเกาะสุมาตรา
(กำหนดให้เป็นเขตอันตรายสูง) ประเมินคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวได้ในระยะเวลานั้น ๆ
ได้แก่ คาบอุบัติซ้ำ 6-12 และ 10-30 ปี ของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 6.0 และ 7.0 Mw

ในส่วนของภาคเหนือของไทย จังหวัดเชียงใหม่ ลำพูน และลำปาง มีโอกาส 70-90% และ
20-40% ที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด 5.0 และ 6.0 ริกเตอร์ ในอีก 50 ปีข้างหน้า ส่วนในกรณีของ
โอกาสเกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 ริกเตอร์ มีโอกาสไม่เกิน 10% ทั้งพื้นที่ภาคเหนือ

ในส่วนของการประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวด้วยวิธีความน่าจะเป็น (probabilistic
seismic hazard analysis) ผลการศึกษาบ่งชี้ว่าบริเวณทิศตะวันออกเฉียงใต้ของเหมืองถ่านหินแม่
เมาะและตะวันตกเฉียงเหนือของจังหวัดพระยามีพิบัติภัยจากแผ่นดินไหวสูงที่สุด โดยในอีก 50 ปี
ข้างหน้ามีโอกาสนั้น มีโอกาส 10% และ 2% ที่จะได้รับแรงสั่นสะเทือนระดับ 0.28-0.32g และ 0.18-0.24g

ตามลำดับ นอกจากนี้ผลการประเมินยังบ่งชี้ว่าพื้นที่ดังที่กล่าวไปในข้างต้นนี้ ในอีก 50 ปีข้างหน้า มีโอกาส 60–80% และ 30–40% ที่จะได้รับความรุนแรงจากแผ่นดินไหวตามมาตราเมอร์คัลลีแปลงระดับ III และ IV ตามลำดับ

Keywords (คำหลัก) : ฐานข้อมูลแผ่นดินไหว; พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว; การประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหว; แนวมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน; ภาคเหนือของประเทศไทย

คำนำ

รายงานฉบับนี้เป็นการสรุปผลการดำเนินงานประจำปี ของโครงการวิจัย ของสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) ประจำปี 2557 ภายใต้หัวข้อการวิจัยเรื่อง “Seismicity Pattern Prior to Large Earthquakes in the Mainland Southeast Asia” [รหัสโครงการ : TRG5780152] ซึ่งมีวัตถุประสงค์หลักเพื่อประเมินพฤติกรรมและพื้นที่เสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ในอนาคต ของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญต่างๆ ในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ที่อาจส่งผลกระทบต่อประเทศไทยรวมถึง ภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ หรือ ประชาคมอาเซียน ซึ่งโดยรวมของการดำเนินงานวิจัยเป็นไปตามเป้าหมายที่วางไว้ โดยมีผลผลิตการประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ต่างๆ ออกมาอย่างเป็นรูปธรรม ซึ่งได้แก่ 1) การประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว และระดับของพิบัติภัยแผ่นดินไหวในเชิงความน่าจะเป็นในบริเวณพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย ซึ่งเป็นตัวแทนของพื้นที่ศึกษาที่เป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวแบบกลุ่มรอยเลื่อนในระดับต้นที่อาจส่งผลกระทบต่อประเทศไทย และ 2) การประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวใน บริเวณแนวมุดตัวสุมาตรา-อันดามัน โดยแสดงรูปแบบของพฤติกรรมดังกล่าว ในเชิงของขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ คาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหว ตลอดจนความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหว เป็นต้น

ซึ่งผลจากงานวิจัยนี้ คณะผู้วิจัยหวังเป็นอย่างยิ่งว่าจะเป็นส่วนช่วยสนับสนุนข้อมูลด้านสถานการณ์แผ่นดินไหวในแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญ ที่อาจส่งผลกระทบต่อ ประเทศไทย ซึ่งมีประโยชน์อย่างยิ่งต่อทั้งวิศวกรในการออกแบบ ควบคุมหรือกำกับดูแลการก่อสร้างเพื่อให้ต้านทานต่อแผ่นดินไหว และมีประโยชน์ต่อประชาชนทั่วไปในด้านความรู้ข้อมูลข่าวสารสถานการณ์แผ่นดินไหวของประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง

ขอแสดงความนับถือ

สันติ ภัยหลบลี้
(หัวหน้าโครงการ)

สารบัญ

	หน้า
คำนำ	ก
สารบัญ	๗
บทที่ 1 บทนำ (Introduction)	1
1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย (Theme and Rationale)	1
1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ (Objective)	3
1.3 พื้นที่ศึกษา	3
1.4 วิธีดำเนินการวิจัย (Methodology)	12
บทที่ 2 ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวและการปรับปรุง (Earthquake Catalogue and Improvement)	16
2.1 คัดลอกข้อมูลแผ่นดินไหวจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวต่างๆ (Earthquake Collection)	16
2.2 การปรับเทียบมาตรฐานตรวจวัดแผ่นดินไหว (Earthquake Magnitude Conversion)	21
2.3 การจัดกลุ่มและคัดเลือกแผ่นดินไหวหลัก (Earthquake Declustering)	23
2.4 กำจัดการปนเปื้อนของแผ่นดินไหวจากกิจกรรมมนุษย์ (Man-made Change Seismicity)	24
บทที่ 3 พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว(Earthquake Activity)	29
3.1 สมการการกระจายตัวความถี่-ขนาดแผ่นดินไหว (Frequency-Magnitude Distribution)	29
3.2 ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในรอบปีต่างๆ (Possible Maximum Earthquake)	34
3.3 คาบอับัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ (Return Period of Earthquake)	38
3.4 ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (Probability of Occurrence)	44
บทที่ 4 การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว(Seismic Hazard Analysis)	52
4.1 การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Seismic Hazard Analysis)	52
4.2 งานวิจัยในอดีต (Previous Work)	59
4.3 แหล่งกำเนิดและพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว (earthquake sources และ activities)	62
4.4 ลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว (Strong-ground motion attenuation model)	68
4.5 แผนที่พิบัติภัยแผ่นดินไหวแสดงระดับแรงสั่นสะเทือน (ground shaking map)	68
4.6 แผนที่พิบัติภัยแผ่นดินไหวแสดงระดับความน่าจะเป็น (Probability map)	69
อ้างอิง	73

สารบัญรูป

หน้า

บทที่ 1 บทนำ (Introduction)

- รูป 1.1 แผนที่ภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้แผ่นดินใหญ่ แสดงการกระจายตัวของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวหรือกลุ่มรอยเลื่อนสำคัญที่อาจส่งผลกระทบด้านพิบัติภัยแผ่นดินไหวและสึนามิต่อประเทศไทยและเพื่อนบ้าน เช่น เส้นสีแดง คือ กลุ่มรอยเลื่อนสะเทียง เส้นสีเหลือง คือ กลุ่มรอยเลื่อนปกติในพื้นที่รอยต่อประเทศไทย -ลาว-พม่า เส้นสีเขียว คือ กลุ่มรอยเลื่อนข้ามบริเวณชายแดนไทย-พม่า วงกลมสีดำ คือ เหตุการณ์แผ่นดินไหวสำคัญที่เคยสร้างพิบัติภัยในอดีต โดยหมายเลขสัมพันธ์กับลำดับในตาราง 1.1 2
- รูป 1.2 แผนที่โลกแสดงรูปร่างและการกระจายตัวของแผ่นเปลือกโลก ลูกศรแสดงทิศทางและสีลูกศรแสดงอัตราการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลกแต่ละแผ่น (หน่วยเซนติเมตรปี) 4
- รูป 1.3 แผนที่ภูมิภาคอาเซียนแสดงรูปร่างและการวางตัวของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (เส้นสีเขียว) ที่อาจเป็นแหล่งกำเนิดพิบัติภัยแผ่นดินไหวและสึนามิ สามเหลี่ยมสีแดง คือ ตำแหน่งของภูเขาไฟที่ยังมีพลังอยู่ในปัจจุบัน (active volcano) วงกลมสีเขียวคือ เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ทำให้เกิดพิบัติภัยสึนามิ สามเหลี่ยมสีฟ้า คือ พื้นที่ที่เคยได้รับผลกระทบจากพิบัติภัยสึนามิ กรอบสีแดง คือ เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน กรอบสีฟ้าอ่อน คือ กลุ่มรอยเลื่อนในพื้นที่รอยต่อภาคเหนือของประเทศไทย-ลาว-พม่า (Inland Active Fault in Northern Thailand-Laos-Myanmar Border) 6
- รูป 1.4 ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของแผ่นดินไหว ที่เกิดขึ้นตามเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกในภูมิภาคอาเซียน แนวการศึกษาภาพตัดขวางแสดงในรูป 1.4 8
- รูป 1.5 แผนที่ชายแดนประเทศไทย -ลาว-พม่า แสดงการกระจายตัวของกลุ่มรอยเลื่อนที่เคยมีการนำเสนอไว้จากงานวิจัยในอดีต (เส้นสีแดง ; Pailoplee และคณะ, 2009) วงกลมโปร่งสีฟ้า คือ แผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัดในระหว่างปี ค.ศ. 1984-2010 ดาวสีแดง คือ เหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งสำคัญที่เคยสร้างพิบัติภัยให้กับพื้นที่ (Pailoplee และคณะ, 2013) เส้นทึบสีฟ้า คือ แม่น้ำโขง 10
- รูป 1.6(ก) สภาพเจดีย์หลวง จ.เชียงใหม่ ส่วนยอดได้รับความเสียหายจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวเมื่อปี พ.ศ. 2088 (ข) ภาพวาดเจดีย์หลวงเดิม ที่มีความสูง 80 เมตร ซึ่งส่วนบนของเส้นทึบสีดำคือส่วนที่พังทลายหลังจากแผ่นดินไหว (Kazmer และคณะ, 2011) 11
- ระเบียบวิธีการวิจัย (methodology) 12

บทที่ 2 ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวและการปรับปรุง (Earthquake Catalogue and Improvement)

- รูป 2.1 ลื่นแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้และเกินขอบเขตการตรวจวัดของเครื่องมือตรวจวัดแผ่นดินไหว โดยเฉพาะคลื่นพื้นผิวซึ่งจะมีแอมพลิจูดสูงกว่าคลื่นเนื้อโลก 22
- รูป 2.2 การอิมมิตัวของการประเมินขนาดแผ่นดินไหวทั่วโลก (Kagan และ Knopoff, 1980) 22

	ง
รูป 2.3 หัสมการความสัมพันธ์ของการปรับมาตราตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหว ในพื้นที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน เพื่อใช้ในการวิเคราะห์แผ่นดินไหววิทยาเชิงสถิติในบทถัดไป (a) M_w-m_b (b) M_w-M_s (Pailoplee, in press)	23
รูป 2.4 ตัวอย่างผลการจัดกลุ่มแผ่นดินไหวตามแนวคิดของ Gardner และ Knopoff (1974) จากข้อมูลแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้ในบริเวณเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน (ซ้าย) การพิจารณาในเชิงเวลาและ (ขวา) การพิจารณาในเชิงระยะทาง โดยเส้นสีแดงคือกรอบระยะทางและเวลาที่แสดงว่าหากพิจารณาเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาดใดๆ เหตุการณ์แผ่นดินไหวอื่นๆ ที่มีระยะทางใกล้หรือต่ำกว่าเส้นสีแดงของกราฟระยะทาง และมีระยะเวลาของการเกิดขึ้นภายในหรือต่ำกว่าเส้นสีแดงของกราฟระยะเวลา ถือว่าเป็นเหตุการณ์แผ่นดินไหวกลุ่มเดียวกัน ซึ่งหลังจากจัดกลุ่มแผ่นดินไหวทั้งหมด แผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่สุดในแต่ละกลุ่มจะถูกเลือกเป็นแผ่นดินไหวหลัก	25
รูป 2.5 (ก) แผนที่ภาคเหนือประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียงแสดงการกระจายตัวของข้อมูลแผ่นดินไหวก่อนและหลังการตัดแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตาม (ข) ผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดและบันทึกแผ่นดินไหวในพื้นที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน ตามแนวคิดของ Habermann (1983; 1987) ในแต่ละช่วงเวลาและแต่ละช่วงขนาดแผ่นดินไหวโดย O แสดงอัตราการตรวจวัดที่ลดลง ส่วน + แสดงอัตราการตรวจวัดที่เพิ่มขึ้น (Pailoplee และ Charusiri, 2014)	27
รูป 2.6 กราฟแสดงจำนวนเหตุการณ์แผ่นดินไหวสะสมในแต่ละช่วงเวลา จากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่ผ่านกระบวนการสังเคราะห์ข้อมูลในเชิงสถิติ ของแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นในเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน	28
บทที่ 3 พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว(Earthquake Activity)	
รูป 3.1 (ก) อัตราการเกิดแผ่นดินไหวทั่วโลกจำแนกตามขนาดแผ่นดินไหว (ข) ตัวอย่างกราฟความสัมพันธ์ระหว่างความถี่ของการเกิดแผ่นดินไหว (N_M) และขนาดแผ่นดินไหว (M) โดยมีค่า $a = 6.08$ และค่า $b = 0.69$	29
รูป 3.2 ตัวอย่างกราฟการกระจายตัวของความถี่ -ขนาดแผ่นดินไหวที่ประเมินได้จากบางแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญในภูมิภาคอาเซียน สัญลักษณ์ Δ คือ จำนวนแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด M สัญลักษณ์ \square คือ จำนวนแผ่นดินไหวสะสม ของแผ่นดินไหวที่มีขนาด $\geq M$ เส้นตรง คือ กราฟแสดงความสัมพันธ์ในเชิงคณิตศาสตร์ตามสมการ (3.1) ที่ประเมินจากข้อมูลจริง (สัญลักษณ์ \square)	30
รูป 3.3 แผนที่หมู่เกาะฟิลิปปินส์ และพื้นที่ใกล้เคียงแสดง การกระจายตัวเชิงพื้นที่ของ (ก) ค่า a (ข) ค่า b (ค) ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของค่า b และ (ง) % ความสอดคล้องระหว่างแบบจำลอง FMD และข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัด (Pailoplee และ Boonchaluy, 2015)	32
รูป 3.4 แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามันแสดงการกระจายตัวของ (a)ค่า a และ (b) ค่า b จากสมการ FMD (c) ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (d)เปอร์เซ็นต์ความน่าเชื่อถือ (% of goodness fit) และ (ง) ขนาดแผ่นดินไหวสมบูรณ์ (%) (Pailoplee, in press)	33
รูป 3.5 แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซีย แสดงการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (หน่วย M_w) ที่สามารถเกิดขึ้นได้ในช่วงเวลา (ก) 5 ปี (ข) 10ปี (ค)30 ปี และ(ง)50 ปี (Pailoplee, 2015)	35

	จ
รูป 3.6 แผนที่รอยเลื่อนสะกาย ประเทศพม่า แสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ของ ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (หน่วย M_w) ที่มีโอกาสเกิดขึ้นในอีก (ก) 5 ปี (ข) 10 ปี และ (ค) 50 ปี (Pailoplee, 2015)	36
รูป 3.7 แผนที่ภาคเหนือของประเทศไทย ภาคตะวันออกของประเทศไทยและภาคเหนือของประเทศไทย แสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ของ ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (หน่วย M_w) ที่มีโอกาสเกิดขึ้นในอีก (ก) 1 ปี (ข) 5 ปี (ค) 10 ปีและ (ง) 50 ปี(Pailoplee และคณะ, 2013)	37
รูป 3.8 แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามันแสดงการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (หน่วย M_w) ที่มีโอกาสเกิดขึ้นได้ในรอบปีต่างๆ (ก) 10 (ข) 30 และ (ค) 50 ปี	38
รูป 3.9 แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซียแสดงการกระจายตัวของคาบอุบัติซ้ำ (หน่วย ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w (ค) 7.0 M_w และ (ง) 8.0 M_w (Pailoplee, 2015)	39
รูป 3.10 แผนที่หมู่เกาะฟิลิปปินส์และพื้นที่ใกล้เคียงแสดงการกระจายตัวของคาบอุบัติซ้ำ (หน่วย ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w (ค) 7.0 M_w และ (ง) 8.0 M_w (Pailoplee และ Boonchaluy, 2015)	41
รูป 3.11 แผนที่รอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศไทย แสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ ของคาบอุบัติซ้ำ (หน่วย ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w และ (ค) 7.0 M_w (Pailoplee, 2015)	42
รูป 3.12 แผนที่ภาคเหนือของประเทศไทย ภาคตะวันออกของประเทศไทยและภาคเหนือของประเทศไทยแสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ ของ คาบอุบัติซ้ำ (หน่วย ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (ก) 4.0 M_w (ข) 5.0 M_w (ค) 6.0 M_w และ (ข) 7.0 M_w (Pailoplee และคณะ, 2013)	43
รูป 3.13 แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันแสดงการกระจายตัวของคาบอุบัติซ้ำ (หน่วย ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w และ (ค) 7.0 M_w (Pailoplee, 2015)	44
รูป 3.14 กราฟความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ในรอบ 10 ปี 50 ปี และ 100 ปีใน 6 จังหวัดทางภาคเหนือ (ก-ฉ) และ 3 เขื่อน (ช-ฌ) ในภาคตะวันตกของประเทศไทย	45
รูป 3.15 แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซียแสดงการกระจายตัวของโอกาส (หน่วย %) เกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w (ค) 7.0 M_w และ (ง) 7.0 M_w ในอีก 50 ปี (Pailoplee, 2015)	46
รูป 3.16 แผนที่หมู่เกาะฟิลิปปินส์และพื้นที่ใกล้เคียงแสดง การกระจายตัวเชิงพื้นที่ของโอกาส (หน่วย %) เกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w (ค) 7.0 M_w และ (ง) 7.0 M_w ในอีก 50 ปี(Pailoplee และ Boonchaluy, 2015)	47
รูป 3.17 แผนที่รอยเลื่อนสะกาย ประเทศพม่า แสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ ของโอกาส (หน่วย %) เกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w และ (ค) 7.0 M_w ในอีก 50 ปี (Pailoplee, 2015)	48
รูป 3.18 แผนที่ภาคเหนือประเทศไทยบางส่วน แสดง ความน่าจะเป็น (หน่วย %) ของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) 4.0 M_w (ข) 5.0 M_w (ค) 6.0 M_w และ (ง) 7.0 M_w ใน 50 ปี	50
รูป 3.19 แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามันแสดงการกระจายตัวของ โอกาส	51

(หน่วย %) เกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w และ (ค) 7.0 M_w ในอีก 50 ปี

บทที่ 4 การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว(Seismic Hazard Analysis)

รูป 4.1 แผนที่แสดงพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Seismic Hazard Map) ในพื้นที่ต่างๆ ของโลก (USGS, 2010)	52
รูป 4.2 ตัวแปรสำคัญที่จำเป็นสำหรับการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Kramer, 1996)	53
รูป 4.3 ขั้นตอนการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่า (Hull และคณะ, 2003)	54
รูป 4.4 แผนที่แผ่นดินไหวภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้แสดง (ก) รอยเลื่อนแผ่นดินไหว (earthquake fault) ที่รวบรวมจากงานวิจัยในอดีตและนำเสนอโดย Pailoplee และคณะ (2009) (ข) เขตกำเนิดแผ่นดินไหว ที่นำเสนอโดย Pailoplee และ Choowong (2013)	55
รูป 4.5 ขั้นตอนการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีความน่าจะเป็น (Kramer, 1996)	57
รูป 4.6 กราฟแสดงตัวอย่างความน่าจะเป็นของ (ก) ระยะทางที่เป็นไปได้จากรอยเลื่อนแม่ทาถึง จังหวัดเชียงใหม่(ข)แผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ที่อาจเกิดขึ้นได้จากรอยเลื่อนแม่ทา	57
รูป 4.7 กราฟพิบัติภัยแผ่นดินไหว (seismic hazard curve)แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความ เป็นไปได้ (%)ในแกนตั้ง ของการเกิดแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว (g) ในแกน นอน วิเคราะห์ในตำแหน่งบางจังหวัดของประเทศไทย (Pailoplee และ Charusiri, 2016)	59
รูป 4.8 แผนที่ประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียงแสดงการกระจายตัวของ (ก) ระดับแรงสั่นสะเทือน (หน่วย gal)ที่ประเมินที่คาบอุบัติซ้ำ 100 ปี (Hattori, 1980) (ข) ระดับแรงสั่นสะเทือน (หน่วย g) จากโอกาสความเป็นไปได้ 10% ในรอบเวลา 50 ปี (Wanitchai และLisanton, 1996)	60
รูป 4.9 แผนที่ประเทศไทยและประเทศข้างเคียงแสดงระดับแรงสั่นสะเทือน (หน่วย g) ตามโอกาส ความเป็นไปได้ 10% ในรอบ 50ปีที่อัตราเร่งพื้นดินมากกว่าหรือเท่ากับค่า g ที่ปรากฏในรูป (Ornthammarathและคณะ, 2010)	62
รูป 4.10(ก) แผนที่ประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียงแสดงเขตกำเนิดแผ่นดินไหว (กรอบสีน้ำเงิน ; Pailoplee และ Choowong, 2013) (ข) แผนที่ภาคเหนือของประเทศไทยและพื้นที่ ข้างเคียง แสดงการกระจายตัวของรอยเลื่อนที่มีโอกาสมีพลัง (เส้นสีแดง ; Pailoplee และ คณะ, 2009b) หมายเลขในรูป ข สอดคล้องกับคอลัมน์ “หมายเลข” ในตาราง 4.1 ซึ่ง แสดงรายละเอียดของตัวแปรด้านแผ่นดินไหว	64
รูป 4.11 แบบจำลองลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวที่นำเสนอโดย Idriss (1997)และ Crouse (1991) โดยแสดงอยู่ในรูปความสัมพันธ์ระหว่างระยะทางที่เพิ่มขึ้นจาก แหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวถึงสถานที่ประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวซึ่ง เปรียบเทียบกับข้อมูล ระดับแรงสั่นสะเทือนที่เคยมีการบันทึกไว้ในพื้นที่ประเทศไทย (Chintanapakdee และ คณะ, 2008)	68
รูป 4.12 แผนที่ภาคเหนือและข้างเคียงแสดงระดับอันตรายแผ่นดินไหวและแสดงแรงสั่นสะเทือนใน รูปของอัตราเร่งสูงสุดบนพื้นดิน (หน่วย g) ตามโอกาสความเป็นไปได้ (ร้อยละ) ในช่วงเวลา การพิจารณา (ปี) ต่าง ๆ กัน ก) โอกาสร้อยละ 2ในรอบ 50ปีที่อัตราเร่งพื้นดินมากกว่าหรือ เท่ากับค่า g ที่ปรากฏในรูปและ ข) โอกาสร้อยละ 10ในรอบ 50ปีที่อัตราเร่งพื้นดินมากกว่า หรือเท่ากับค่า g ที่ปรากฏในรูป	70

	ช
รูป 4.13 กราฟความสัมพันธ์ระหว่าง MMI-PGA ที่วิเคราะห์ได้จากพื้นที่ต่างๆ รวมทั้ง พื้นที่ประเทศไทยและประเทศเพื่อนบ้าน (เส้นสีดำทึบ) (Pailoplee, 2012)	71
รูป 4.14 แผนที่ประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียงที่แสดงโอกาสความเป็นไปได้ (%) ที่แรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวมากกว่าหรือเท่ากับความรุนแรงระดับต่าง ๆ ตามมาตราเมอร์คัลลี ในรอบ 50 ปี (ก-ข) โอกาสความเป็นไปได้ (%) ที่แรงสั่นสะเทือนมากกว่าหรือเท่ากับระดับ III-IV	72

สารบัญตาราง

	หน้า
บทที่ 1 บทนำ (Introduction)	
ตาราง 1.1. สรุปเหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งสำคัญในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้แผ่นดินใหญ่	3
ตาราง 1.2. ตัวอย่างฐานข้อมูลแผ่นดินไหว ที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัดแผ่นดินไหว	
บทที่ 2 ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวและการปรับปรุง (Earthquake Catalogue and Improvement)	
ตารางที่ 2.1 แสดงตัวอย่างการบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวของฐานข้อมูล NEIC ของบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย (Pailoplee and Charusiri, 2014)	17
2.2 แสดงตัวอย่างการบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวของฐานข้อมูล ISC ที่ตรวจวัดได้ในพื้นที่บริเวณภาคเหนือของประเทศไทย (Pailoplee and Charusiri, 2014)	18
2.3 แสดงตัวอย่างการบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวของฐานข้อมูล CMT ที่บันทึกได้จามแนวเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Pailoplee, in press)	19
บทที่ 4 การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว(Seismic Hazard Analysis)	
สรุปตัวแปรด้านแผ่นดินไหวของแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว ที่ใช้ในการวิเคราะห์อันตรายจากแผ่นดินไหว	65

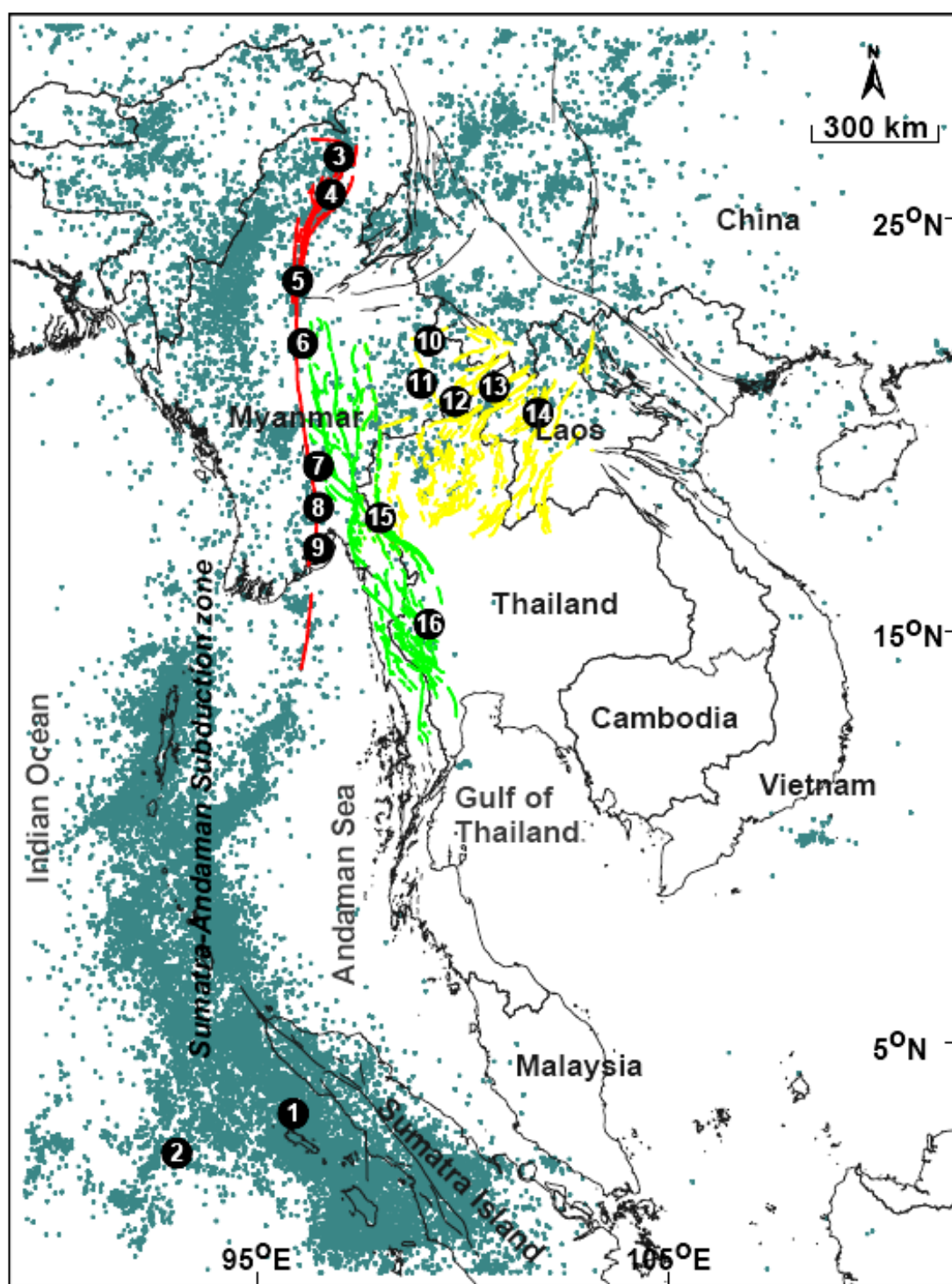
บทที่ 1

บทนำ (Introduction)

1.1. ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย (Theme and Rationale)

ในทางธรณีแปรสัณฐาน (Geotectonic) ผลจากการเคลื่อนที่ชนกันในปัจจุบันของแผ่นเปลือกโลกอินเดีย-ออสเตรเลีย (Indian-Australian plate) และแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย (Eurasian plate) ทำให้เกิดแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญมากมายในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (รูป 1.1) ที่อาจส่งผลกระทบทั้งในด้านพิบัติภัยแผ่นดินไหวและสึนามิต่อประเทศไทยและเพื่อนบ้าน ได้แก่

แหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว	ความสำคัญ
1. เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone)	เป็นขอบการชนกันของแผ่นเปลือกโลกอินโด-ออสเตรเลียและแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย (Martin, 2005)
2. กลุ่มรอยเลื่อนสะเกียง (Sagaing Fault Zone) พาดผ่านตอนกลางของประเทศพม่า	เป็นกลุ่มรอยเลื่อนระดับตื้น (shallow crustal fault) ภายในแผ่นเปลือกโลก (intraplate) ที่ใหญ่และสำคัญที่สุดในภูมิภาค (Curry, 2005)
3. กลุ่มรอยเลื่อนในพื้นที่รอยต่อประเทศไทย - ลาว-พม่า เช่น กลุ่มรอยเลื่อนแม่ทา ลำปาง เถิน เดียนเบียนฟู ฯลฯ	- เป็นกลุ่มรอยเลื่อนปกติ (normal fault) ที่ควบคุมพัฒนาการการเปิดแอ่งตะกอนในภูมิภาค (Pailoplee และคณะ, 2009)
4. กลุ่มรอยบริเวณชายแดนไทย -พม่า เช่น กลุ่มรอยเลื่อนด่านเจดีย์สามองค์ ศรีสวัสดิ์ เมย ตองยี ผาปูน พานหลวง ฯลฯ	- เป็นกลุ่มรอยเลื่อนเลื่อนข้าง (strike-slip fault) ที่พาดผ่านภาคตะวันตกของไทย ซึ่งเป็นที่ตั้งของเขื่อนที่สำคัญหลายแห่ง (Rhodes และคณะ, 2004)



รูป 1.1. แผนที่ภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้แผ่นดินใหญ่ แสดงการกระจายตัวของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวหรือกลุ่มรอยเลื่อนสำคัญที่อาจส่งผลกระทบต่อด้านพิบัติภัยแผ่นดินไหวและสึนามิต่อประเทศไทยและเพื่อนบ้าน เช่น เส้นสีแดง คือ กลุ่มรอยเลื่อนสะเทียง เส้นสีเหลือง คือ กลุ่มรอยเลื่อนปกติในพื้นที่รอยต่อประเทศไทย-ลาว-พม่า เส้นสีเขียว คือ กลุ่มรอยเลื่อนข้างบริเวณชายแดนไทย -พม่า วงกลมสีดำ คือ เหตุการณ์แผ่นดินไหวสำคัญที่เคยสร้างพิบัติภัยในอดีต โดยหมายเลขสัมพันธ์กับลำดับในตาราง 1.1

ตาราง 1.1.สรุปเหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งสำคัญในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้แผ่นดินใหญ่

ลำดับ	ขนาด (ริกเตอร์)	ปี(ค.ศ.)	ลำดับ	ขนาด (ริกเตอร์)	ปี(ค.ศ.)
1	9.0	2004	9	7.3	1930
2	8.6	2012	10	7.2	1995
3	7.5	1908	11	7.0	1941
4	7.6	1931	12	7.0	2011
5	7.7	1946	13	6.3	2007
6	8.0	1912	14	6.5	1935
7	7.0	1929	15	5.9	1975
8	7.3	1930	16	5.6	1983

จากการสืบค้นข้อมูลแผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นในช่วงประมาณ 100 ปีระหว่างปี ค.ศ. 1900-ปัจจุบัน ผู้วิจัยพบว่าเคยเกิดแผ่นดินไหวในภูมิภาคนี้อย่างน้อย 29,988 ครั้ง (จุดสีฟ้าเทาในรูป 1. 1) โดยมีเหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งสำคัญที่ส่งผลกระทบด้านพิบัติภัยในบริเวณกว้าง อย่างน้อย 16 เหตุการณ์ (ดูรูป 1. 1 และ ตาราง 1.1 ประกอบ) เช่น เหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 9.0 ริกเตอร์ และ 8.6 ริกเตอร์ ตามเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน เมื่อปี ค.ศ. 2004 และ 2012 (หมายเลข 1 และ 2 ในรูป 1.1; Martin, 2005) ส่งผลกระทบทั้งด้านพิบัติภัยแผ่นดินไหวไปทั่วภูมิภาคและพิบัติภัยสึนามิต่อชุมชนริมชายฝั่งรอบมหาสมุทรอินเดีย รวมทั้งประเทศไทย จากการกระจายตัวของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวและประสบการณ์ด้านแผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นในอดีต ผู้วิจัยสรุปว่าภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้แผ่นดินใหญ่เป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญ และประเทศไทยนั้นไม่ปลอดภัยจากพิบัติภัยแผ่นดินไหวและสึนามิ จึงจำเป็นอย่างยิ่งที่จะศึกษาพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวและประเมินพื้นที่เสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินไหวที่อาจก่อให้เกิดพิบัติภัย โดยเฉพาะอย่างยิ่งในบริเวณเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone) และกลุ่มรอยเลื่อนในพื้นที่รอยต่อภาคเหนือของประเทศไทย -ลาว-พม่า (Inland Active Fault in Northern Thailand-Laos-Myanmar Border) เช่น กลุ่มรอยเลื่อนแม่ทา ลำปาง-เถิน เดียนเบียนฟู ฯลฯ

1.2. วัตถุประสงค์ของโครงการ (Objective)

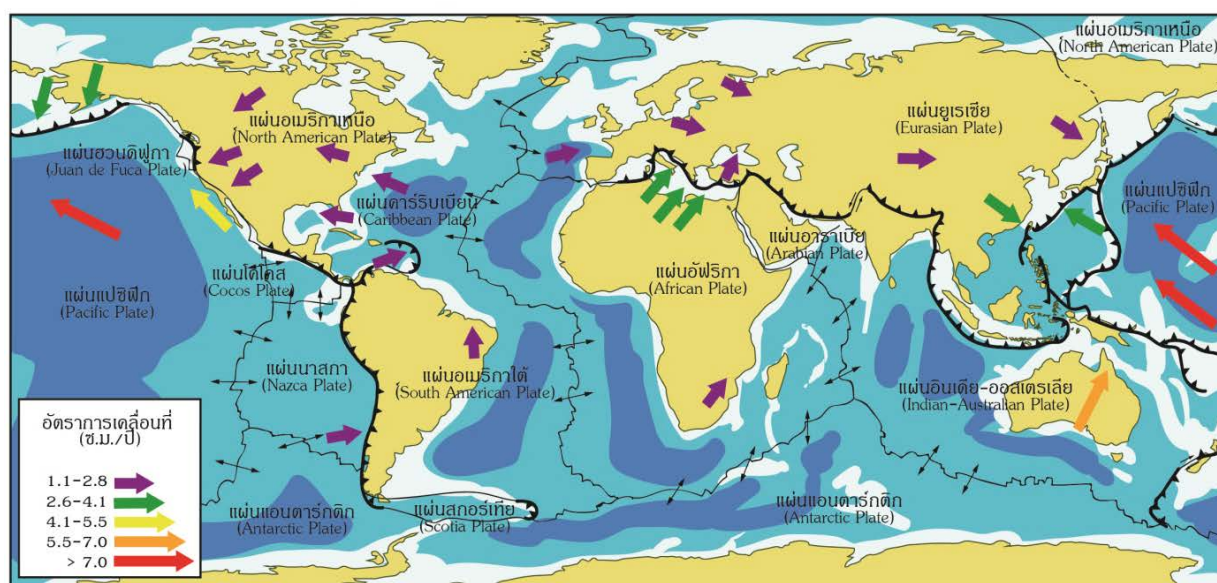
วิเคราะห์รูปแบบการเกิดแผ่นดินไหว และประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในบริเวณพื้นที่ศึกษา ซึ่งในงานวิจัยนี้เน้นหนักไปในพื้นที่ 1) ภาคเหนือของประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง ซึ่งอาจส่งผลกระทบต่อพิบัติภัยแผ่นดินไหวของประเทศไทยโดยตรง และ 2) เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามันที่อาจส่งผลกระทบต่อประเทศไทยทั้งในด้านแรงสั่นสะเทือนและพิบัติภัยสึนามิ

1.3. พื้นที่ศึกษา

1.3.1. เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone)

ปัจจุบันหลักฐานทางวิทยาศาสตร์ที่ถูกค้นพบบ่งชี้ว่าเปลือกโลก (crust) ซึ่งเป็นชั้นของแข็งชั้นนอกสุดของโลกนั้นไม่ได้เป็นผืนแผ่นดินเดียวกัน แต่แตกออกเป็นแผ่นๆ และลอยอยู่บนชั้นเนื้อโลกหรือแมนเทิล (mantle) ที่มีสถานะเป็นของหนืด โดยจากข้อมูลการกระจายตัวของภูเขาไฟ แผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้น ตลอดจนข้อมูลสนับสนุนทางธรณีวิทยา (Geology) นักธรณีวิทยาแบ่งขอบเขตและจำแนกแผ่นเปลือกโลกออกเป็น 14

แผ่น (รูป 1.2) เช่น แผ่นยูเรเชียแผ่นอเมริกาเหนือแผ่นอเมริกาใต้แผ่นอินเดีย -ออสเตรเลียแผ่นแอฟริกาแผ่นแปซิฟิกและแผ่นทะเลฟิลิปปินส์ เป็นต้น โดยแผ่นเปลือกโลกดังกล่าวยังคงมีการเคลื่อนที่อยู่ตลอดเวลา อันเนื่องมาจากกลไกการไหลเวียนของแมกมาใต้โลกที่เรียกว่า กระแสพาความร้อน (convection current; Randy และ Kunstatter, 2010) และผลจากการเคลื่อนที่ด้วยทิศทางและความเร็วที่แตกต่างกันของแผ่นเปลือกโลกแต่ละแผ่น (รูป 1.2) ทำให้บริเวณขอบของแผ่นเปลือกโลกนั้นมีการกระทบกระทั่งกันระหว่างแผ่นตลอดเวลา ซึ่งทำให้เกิดกระบวนการและลักษณะเฉพาะทางธรณีวิทยาที่แตกต่างกัน เช่น ภูมิประเทศ ทรัพยากร และพิบัติภัย โดยจากข้อมูลด้านธรณีแปรสัณฐาน (Geotectonics) นักธรณีวิทยาจำแนกปฏิสัมพันธ์ระหว่างแผ่นเปลือกโลกออกเป็น 3 รูปแบบ คือ 1) การเคลื่อนที่ออกจากกัน (divergent movement) 2) การเคลื่อนที่เข้าหากัน (convergent movement) และ 3) การเคลื่อนที่ผ่านกัน (transform movement)



รูป 1.2. แผนที่โลกแสดงรูปร่างและการกระจายตัวของแผ่นเปลือกโลก ลูกศรแสดงทิศทางและสีลูกศรแสดงอัตราการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลกแต่ละแผ่น (หน่วยเซนติเมตรปี)

ในทางแผ่นดินไหววิทยา (Seismology) ปฏิสัมพันธ์ระหว่างแผ่นเปลือกโลกที่แตกต่างกัน จะส่งผลต่อพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกัน เช่น การเคลื่อนที่ออกจากกันของแผ่นเปลือกโลก จะก่อให้เกิดแผ่นดินไหวบ่อยครั้งแต่มักเป็นแผ่นดินไหวที่มีขนาดเล็กเป็นส่วนใหญ่ ในขณะที่การเคลื่อนที่ผ่านกันนั้นมีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวระดับตื้นได้หลากหลายขนาด ส่วนกรณีของการเคลื่อนที่เข้าหากันและชนกัน มักจะเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ โดยเฉพาะการชนและมุดกันของแผ่นเปลือกโลก จะทำให้เกิดลักษณะธรณีแปรสัณฐานที่สัมพันธ์กับการเกิดแผ่นดินไหว (seismotectonic setting) 3 รูปแบบ ซึ่งมีกลไกและพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกัน ได้แก่

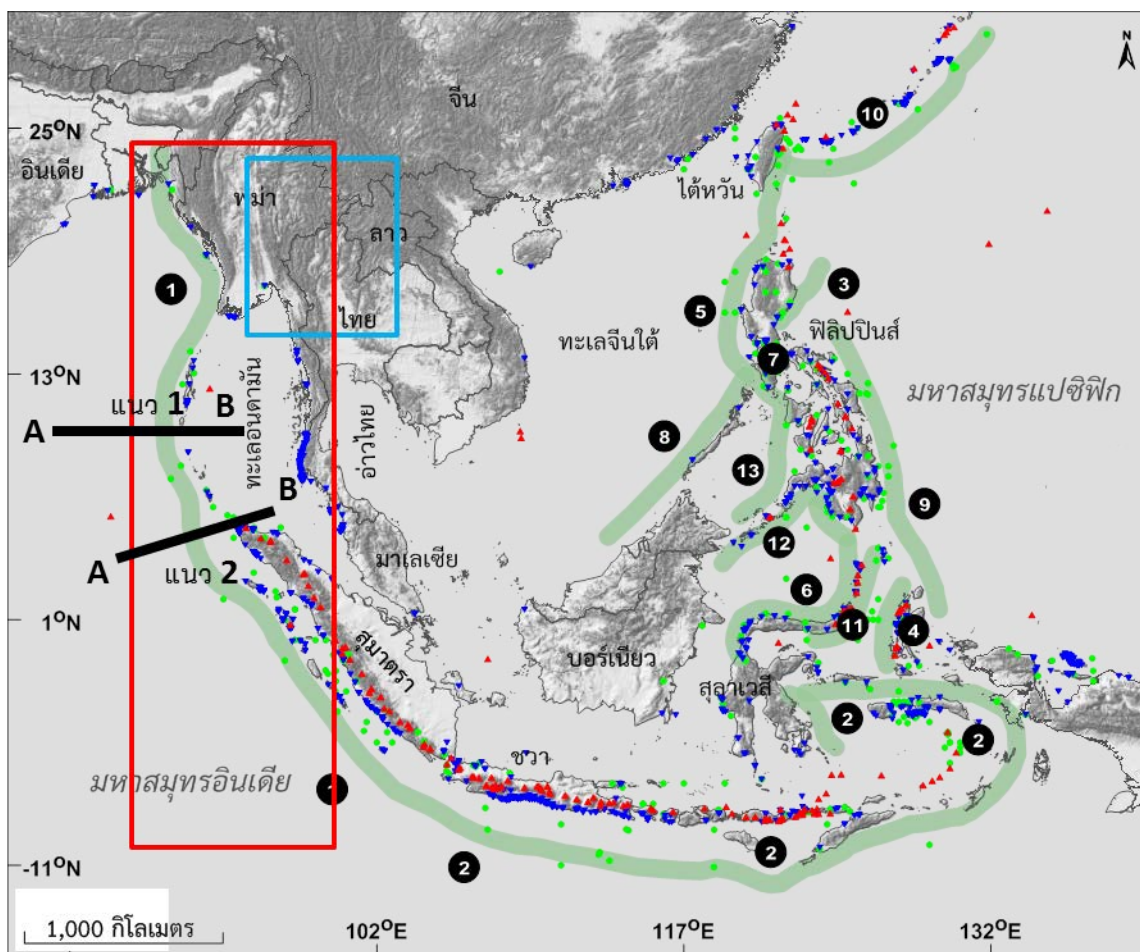
1) แผ่นดินไหวที่เกิดระหว่างเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (interplate earthquake) คือ แผ่นดินไหวที่เกิดบริเวณที่มีการชนกันระหว่างแผ่นเปลือกโลกซึ่งมักจะเป็นแผ่นดินไหวระดับตื้น มีความลึกน้อยกว่า 60 กิโลเมตรโดยประมาณ ขึ้นอยู่กับความหนาของแผ่นเปลือกโลก และมักเป็นแผ่นดินไหวที่มีขนาด

ใหญ่ เนื่องจากการชนกันของขอบแผ่นเปลือกโลกโดยตรง ตัวอย่างเช่น เหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 9.0 ริคเตอร์ ที่เกิดขึ้นเมื่อวันที่ 26 ธันวาคม พ.ศ. 2547 ทางตอนเหนือของเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย

2) แผ่นดินไหวที่เกิดภายในแผ่นเปลือกโลก (intraplate earthquake) คือ แผ่นดินไหวที่เกิดจากรอยเลื่อน (fault) ภายในแผ่นเปลือกโลก ซึ่งเกิดจากแรงจากการชนกันแผ่กระจายเข้าไปภายในแผ่นเปลือกโลก แผ่นดินไหวประเภทนี้จะไม่เกินความหนาของแผ่นเปลือกโลก และสามารถเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ได้ เช่น แผ่นดินไหวทาร์เลย์ (Tarley Earthquake; Wang และคณะ, 2014) ขนาด 6.8 ริคเตอร์ ที่เกิดขึ้นเมื่อวันที่ 24 มีนาคม ค.ศ. 2011 บริเวณชายแดนระหว่างภาคเหนือของประเทศไทยและภาคตะวันออกของประเทศพม่า ซึ่งเกิดจากกลุ่มรอยเลื่อนน้ำมา (Nam Ma Fault; Morley, 2007) และแผ่นดินไหวแม่ลาว (Mae Lao Earthquake) ขนาด 6.0 ริคเตอร์ ที่เกิดขึ้นเมื่อวันที่ 5 พฤษภาคม ค.ศ. 2014 บริเวณจังหวัดเชียงราย ซึ่งเกิดจากกลุ่มรอยเลื่อนพะเยา (Phayao Fault; DMR, 2006) เป็นต้น

3) แผ่นดินไหวที่เกิดบริเวณแผ่นที่มุดลงไปใต้โลก (intraslab earthquake) คือ แผ่นดินไหวระดับลึกที่เกิดในส่วนของแผ่นเปลือกโลกที่มุดลงไป โดยมีกลไกการเกิดแตกต่างจากการเกิดแผ่นดินไหว 2 รูปแบบก่อนหน้านี้ โดยแผ่นดินไหวรูปแบบนี้เกิดจากกระแสความร้อนของแมกมาใต้โลกที่ดันแผ่นเปลือกโลกส่วนที่มุดลงไปแล้วให้มุดลงไปมากยิ่งขึ้น ในขณะที่ส่วนที่กำลังชนกันนั้นถูกยึดติดไว้ระหว่างขอบเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก ทำให้ส่วนที่มุดลงดังกล่าว ถูกแรงดึงให้ยืด ซึ่งบางครั้งอาจเกิดการปริแตกกลายเป็นแผ่นดินไหวได้

ปัจจุบัน จากการศึกษาและรวบรวมข้อมูลด้านธรณีวิทยา ธรณีแปรสัณฐาน และแผ่นดินไหววิทยาในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (Southeast Asia) หรือ อาเซียน (ASEAN) พบว่ามีความเกี่ยวข้องกับการเคลื่อนที่และการกระทบกระทั่งกันระหว่างแผ่นเปลือกโลก 3 แผ่น คือแผ่นยูเรเชีย (Eurasian Plate) แผ่นอินเดีย-ออสเตรเลีย (Indian-Australian Plate) และแผ่นทะเลฟิลิปปินส์ (Philippine Sea Plate) (รูป 1.2) โดยผลจากการชนและมุดกันระหว่างแผ่นเปลือกโลกดังกล่าว ทำให้เกิดเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (subduction zone) ที่เป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญ 13 เขต (รูป 1.3) ซึ่งจากข้อมูลแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัด (instrumental records) ในช่วง 55 ปี ระหว่างปี ค.ศ. 1960- 2016 ที่เก็บบันทึกโดยหน่วยงาน The International Seismological Centre (ISC) ประเทศสหรัฐอเมริกาแสดงให้เห็นว่าเกิดแผ่นดินไหวมากมายตามเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกดังกล่าว (รูป 1.4)



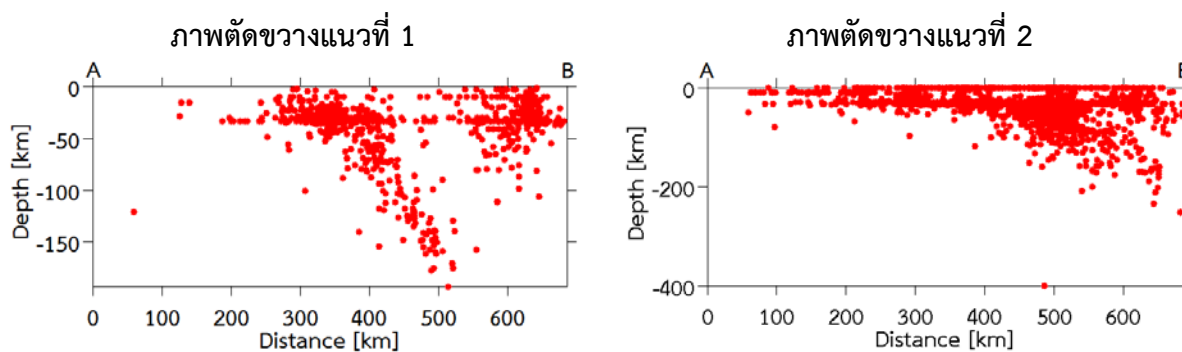
หมายเหตุ: [1] เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone) 4,145 กม. [2] ร่องลึกมหาสมุทรซุนดา (Sunda Trench) 5,154 กม. [3] ร่องลึกมหาสมุทรลูซอนตะวันออก (East Luzon Trench) 379 กม. [4] เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกฮัลมาฮีรา (Halmahera Subduction Zone) 452 กม. [5] ร่องลึกมหาสมุทรมะนิลา (Manila Trench) 1,256 กม. [6] ร่องลึกมหาสมุทรมินาฮาสสา (Minahassa Trench) 1,372 กม. [7] ร่องลึกมหาสมุทรเนกรอส (Negros Trench) 446 กม. [8] ร่องลึกมหาสมุทรปาเลวัน (Palawan Trench) 1,141 กม. [9] เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกฟิลิปปินส์ (Philippine Subduction Zone) 1,617 กม. [10] ร่องลึกมหาสมุทรริวกิว (Ryukyu Trench) 1,416 กม. [11] เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกซันกิลด์เบิ้ล 620 กม. [12] ร่องลึกมหาสมุทรซูลู อาซิเฟลาโก (Sulu Archipelago Trench) 686 กม.และ [13] ร่องลึกมหาสมุทรซูลู (Sulu Trench) 527 กม.

รูป 1.3. แผนที่ภูมิภาคอาเซียนแสดงรูปร่างและการวางตัวของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (เส้นสีเขียว) ที่อาจเป็นแหล่งกำเนิดพิบัติภัยแผ่นดินไหวและสึนามิ สามเหลี่ยมสีแดง คือ ตำแหน่งของภูเขาไฟที่ยังมีพลังอยู่ในปัจจุบัน (active volcano) วงกลมสีเขียวคือ เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ทำให้เกิดพิบัติภัยสึนามิ สามเหลี่ยมสีฟ้า คือ พื้นที่ที่เคยได้รับผลกระทบจากพิบัติภัยสึนามิ กรอบสีแดง คือ เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน กรอบสีฟ้าอ่อน คือ กลุ่มรอยเลื่อน ในพื้นที่รอยต่อภาคเหนือของประเทศไทย-ลาว-พม่า (Inland Active Fault in Northern Thailand-Laos-Myanmar Border)

และจากการบันทึกและรายงานโดยหน่วยงาน The National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) ประเทศสหรัฐอเมริกา ยังบ่งชี้ว่าในหลายๆ เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นตามเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกดังกล่าว เป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้เกิดภัยพิบัติภัยสึนามิที่สร้างความเสียหายให้กับชุมชนชายฝั่งทะเลต่างๆ ของภูมิภาคอาเซียน (รูป 1.3) เช่น ภัยพิบัติภัยสึนามิที่เกิดขึ้นเมื่อวันที่ 26 ธันวาคม พ.ศ. 2547 จากเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 9.0 ริคเตอร์ ทางตอนเหนือของเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย ซึ่งเป็นส่วนหนึ่งของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone) ทำให้บ้านเรือนตามแนวชายฝั่งโดยรอบมหาสมุทรอินเดียถูกทำลายอย่างมาก และประเมินว่ามีผู้เสียชีวิตจากภัยพิบัติภัยสึนามิในครั้งนี้มากกว่า 230,000 คน จาก 14 ประเทศ โดยประเทศที่ได้รับความเสียหายมากที่สุด ได้แก่ ประเทศอินโดนีเซียซึ่งอยู่ใกล้จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวมากที่สุด ประเทศศรีลังกา ประเทศอินเดีย และประเทศไทย ตามลำดับ ซึ่งถือได้ว่าเป็นหนึ่งในภัยพิบัติทางธรรมชาติครั้งร้ายแรงที่สุดในประวัติศาสตร์ของมนุษยชาติ

ซึ่งจากลักษณะทางธรณีวิทยา ธรณีแปรสัณฐาน พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวโดยภาพรวม รวมถึงรูปร่างและทิศทางการวางตัวของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกในภูมิภาคอาเซียน ผู้วิจัยได้คัดเลือกแนวเขตการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันมาเป็นพื้นที่หลักในการศึกษาวิจัยในครั้งนี้ เนื่องจากเป็นเขตการมุดตัวที่หากเกิดแผ่นดินไหวแล้วอาจส่งผลกระทบต่อประเทศไทยทั้งในด้านภัยพิบัติภัยแรงสั่นสะเทือนและภัยพิบัติภัยสึนามิตั้งที่กล่าวไปแล้วในข้างต้น

เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone) มีความยาวประมาณ 4,145 กิโลเมตร วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ระหว่างภาคตะวันตกของประเทศพม่า พาดผ่านหมู่เกาะนิโคบาร์ (Nicobar Islands) ในทะเลอันดามัน ยาวลงไปจนถึงทางตอนใต้ของเกาะสุมาตรา (Sumatra Island) (กรอบสีแดงในรูป 1.3) และเพื่อที่จะยืนยันถึงรูปร่างและการวางตัวของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก ผู้วิจัยได้นำเสนอข้อมูลการกระจายตัวของแผ่นดินไหวในรูปแบบของภาพตัดขวาง โดยพิจารณาตามแนวการวางตัว 2 แนว พาดผ่านเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก สุมาตรา-อันดามัน (รูป 1.3) แสดงอยู่ในแนว 1 และ 2 ในรูป 1.4 โดยภาพตัดขวางแนวที่ 1 ตัดขวางเขตมุดตัว บริเวณหมู่เกาะนิโคบาร์ แสดงลักษณะการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกไปทางทิศตะวันออก โดยเริ่มมุดตัวในช่วงกิโลเมตรที่ 300 ทำมุมการมุดตัวประมาณ 45° และมุดลงไปถึงระดับความลึก 180 กิโลเมตรใต้พื้นโลกในบริเวณกิโลเมตรที่ 500 และมีแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นตามแผ่นเปลือกโลกในระดับความลึกจำกัดไม่เกิน 40 กิโลเมตรจากพื้นผิวโลกนอกจากนี้ยังพบกลุ่มแผ่นดินไหวที่หนาแน่นเกิดขึ้นภายในแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย (กิโลเมตรที่ 600) ซึ่งประเมินได้น่าจะเป็นแผ่นดินไหวของรอยเลื่อนสะกายที่ต่อเนื่องลงมาจากตอนกลางของประเทศพม่าลงสู่ทะเลอันดามันภาพตัดขวางแนวที่ 2 ตัดขวางเขตมุดตัวบริเวณตอนเหนือของเกาะสุมาตรา โดยแสดงการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ ในช่วงกิโลเมตรที่ 450 ด้วย และมุดลงไปถึงระดับความลึก 250 กิโลเมตรใต้พื้นโลก โดยทำมุมการมุดตัวประมาณ 30° ซึ่งถือว่าชันน้อยกว่าเขตมุดตัวบริเวณอื่นๆ



รูป 1.4. ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของแผ่นดินไหว ที่เกิดขึ้นตามเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกในภูมิภาคอาเซียน แนวการศึกษาภาพตัดขวางแสดงในรูป 1.4

ลักษณะทางธรณีแปรสัณฐานของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน เกิดจากแผ่นเปลือกโลกอินเดีย-ออสเตรเลีย เคลื่อนที่ด้วยความเร็วประมาณ 5.5-7.0 เซนติเมตร/ปี เข้าชนแผ่นเปลือกโลกยูเรเชียในทิศตะวันออกเฉียงเหนือค่อนไปทางเหนือ (รูป 1.1) ซึ่งผลจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลกดังกล่าวทำให้เกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่มากมายในอดีตที่ผ่านมา เช่น เหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 9.0 ริคเตอร์ เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม ค.ศ. 2004 ดังที่กล่าวไปแล้วในข้างต้น รวมถึงผลการรวบรวมและสังเคราะห์ข้อมูลแผ่นดินไหวในบริเวณเขตมุดตัวดังกล่าว Sukrungsri และ Pailoplee (2015) รายงานว่าในช่วงเวลาเพียง 35 ปี ที่ผ่านมาระหว่างปี ค.ศ. 1980-2015 เคยเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่กว่า 7.0 ริคเตอร์ อย่างน้อย 9 เหตุการณ์

นอกจากนี้จากการสำรวจและศึกษายันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวจากหลักฐานทางธรณีวิทยา (geological records) รูปแบบต่างๆ ยืนยันตรงกันว่าเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันนั้น เป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่เป็นพิบัติภัย เช่น หลักฐานการตกทับถมของตะกอนทรายอันเนื่องมาจากเหตุการณ์สึนามิในอดีต ที่ถูกค้นพบบริเวณเกาะพระทอง นอกชายฝั่งทะเลอันดามันของประเทศไทย (รูป 1.5ก; Jankaew และคณะ, 2008) และชายฝั่งทางตะวันตกของเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย (Monecke และคณะ, 2008) บ่งชี้ว่า นอกจากเหตุการณ์พิบัติภัยสึนามิที่เกิดขึ้นครั้งล่าสุดนี้ในปี พ.ศ. 2547 เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันนี้ เคยเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ในระดับที่ทำให้เกิดสึนามิอย่างน้อย 3 ครั้งในอดีต

Aung และคณะ (2008) และ Wang และคณะ (2013) สำรวจและศึกษาตะพักทะเล (marine terrace) และเว้าทะเล (sea notch) (รูป 1.5ข และ ค) ที่สัมพันธ์กับการเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ทางชายฝั่งตะวันตกของประเทศพม่า ซึ่งผลการศึกษายืนยันว่าในพื้นที่ดังกล่าวเคยเกิดแผ่นดินไหวขนาด 8.0 หรือใหญ่กว่าอยู่หลายครั้ง ได้แก่ ช่วง 1,395-740 ปีก่อนคริสตกาล ค.ศ. 805 -1220 ค.ศ. 1585 -1810 และ ค.ศ. 1762 ตามลำดับ

Zachariase และคณะ (1999) และ Natawidjaja และคณะ (2006) ศึกษาการเปลี่ยนแปลงพฤติกรรม การเจริญเติบโตของปะการังจิ๋ว (microatolls) ที่สัมพันธ์กับการยกหรือยุบตัวของพื้นแผ่นดินอันเนื่องมาจากแผ่นดินไหวครั้งใหญ่ ผลการศึกษาสรุปว่าเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันโดยเฉพาะในบริเวณนอกชายฝั่งตะวันตกของเกาะสุมาตรา เคยเกิดแผ่นดินไหวขนาด 8.8-9.2 โดยประมาณ ในช่วงปี ค.ศ. 1833 และ 1797 (รูป 1.5ง)

ซึ่งจากลักษณะทั่วไปทางภูมิศาสตร์ของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันนี้ บ่งชี้ว่าหากเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่พอสมควรและมีการเลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลกในแนวตั้งได้ทะเล จะมีโอกาส

ก่อให้เกิดพิบัติภัยสึนามิ ซัดเข้าชายฝั่งอันดามันของประเทศไทยหรือเกาะสุมาตราได้ ดังที่เคยเกิดขึ้นเมื่อปี พ.ศ. 2547 ดังนั้นจึงถือว่า เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน เป็นหนึ่งในแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญในภูมิภาคอาเซียน ที่ควรให้ความสำคัญและศึกษาพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในชั้นรายละเอียด

1.3.2. ภาคเหนือของประเทศไทย (Northern Thailand)

นอกจากเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน ที่ได้อธิบายไปในหัวข้อก่อนหน้านี้ แรงเค้นทางธรณีแปรสัณฐาน (tectonic stress) ที่เกิดจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลกอินเดีย -ออสเตรเลียและแผ่นยูเรเชีย ยังส่งต่อผ่านเข้ามาภายในแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย ในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย ภาคตะวันออกของประเทศพม่า ตลอดจนภาคเหนือของประเทศลาว (รูป 1.5) ซึ่งผลจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลกทำให้แรงเค้นดังกล่าวกระทำกับพื้นที่ในรูปแบบของแรงดึงในแนวตะวันตก -ตะวันออก ส่งผลให้เกิดลักษณะภูมิประเทศแบบแอ่งตะกอนลุ่มต่ำสลับกับแนวเทือกเขาสูงโดยมีแนวรอยเลื่อนเป็นตัวควบคุมการเปิดขยายและหดตัวของแต่ละแอ่ง ซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวหลักของพื้นที่นี้ เช่น รอยเลื่อนแม่จันและรอยเลื่อนปัว (Fenton และคณะ, 2003) รอยเลื่อนลำปาง-เถิน (Charusiri และคณะ, 2004) และรอยเลื่อนแม่ทา (Rhodes และคณะ, 2004) เป็นต้น

จากข้อมูลการเกิดแผ่นดินไหวในอดีต พบว่าพื้นที่นี้เคยเกิดแผ่นดินไหวในระดับพิบัติภัยหลายครั้ง เช่น (รูป 1.5) แผ่นดินไหวขนาด 6.5 ริคเตอร์ เมื่อวันที่ 13 พฤษภาคม ค.ศ. 1935 ทางตอนเหนือของเมืองหลวงพระบาง ประเทศลาว แผ่นดินไหวขนาด 5.1 ริคเตอร์ เมื่อวันที่ 11 กันยายน ค.ศ. 1994 ที่ จ.เชียงราย แผ่นดินไหวขนาด 7.2 ริคเตอร์ เมื่อวันที่ 11 กรกฎาคม ค.ศ. 1995 ทางภาคตะวันออกของประเทศพม่า แผ่นดินไหวขนาด 6.3 ริคเตอร์ เมื่อวันที่ 16 พฤษภาคม ค.ศ. 2007 บริเวณรอยเลื่อนน้ำมา ชายแดนประเทศพม่า-ลาวโดยเฉพาะอย่างยิ่งเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 6.8 ริคเตอร์ ที่เกิดขึ้นเมื่อวันที่ 24 มีนาคม ค.ศ. 2011 บริเวณชายแดนระหว่างภาคเหนือของประเทศไทยและภาคตะวันออกของประเทศพม่า สร้างความเสียหายอย่างมากต่อบ้านเรือนในประเทศพม่าและประเทศไทยมากกว่า 100 หลังคาเรือน และล่าสุดแผ่นดินไหวขนาด 6.0 ริคเตอร์ เมื่อวันที่ 5 พฤษภาคม ค.ศ. 2014 ที่ส่งผลกระทบต่อบริเวณกว้างต่อภาคเหนือของประเทศไทย ภาคตะวันออกของประเทศพม่า เป็นต้น



รูป 1.5. แผนที่ชายแดนประเทศไทย-ลาว-พม่า แสดงการกระจายตัวของกลุ่มรอยเลื่อนที่เคยมีการนำเสนอไว้จากงานวิจัยในอดีต (เส้นสีแดง; Pailoplee และคณะ, 2009) วงกลมโปร่งสีฟ้า คือ แผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัดในระหว่างปี ค.ศ. 1984-2010 ดาวสีแดง คือ เหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งสำคัญที่เคยสร้างพิบัติภัยให้กับพื้นที่ (Pailoplee และคณะ, 2013) เส้นทึบสีฟ้า คือ แม่น้ำโขง

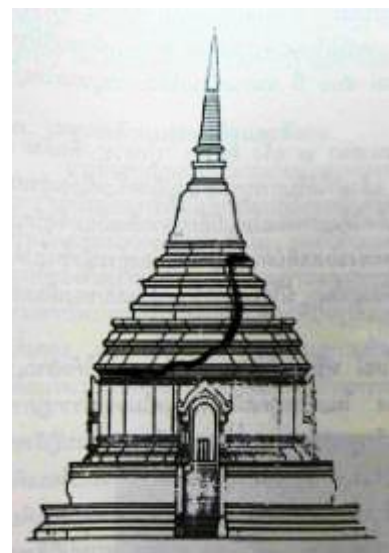
หากพิจารณาย้อนกลับไปถึงบันทึกทางประวัติศาสตร์ (historical records) Charusiri และคณะ (2005) ได้รวบรวมและคัดลอกบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวจากแหล่งข้อมูลต่างๆ เช่น จดหมายเหตุ พงศาวดาร ซึ่งผลจากการรวบรวม บ่งชี้ว่า ส่วนใหญ่เป็นแผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นทางภาคเหนือของประเทศ ไม่น้อยกว่า 20 เหตุการณ์เช่น บันทึกการเกิดแผ่นดินไหวครั้งใหญ่ในปี พ.ศ. 2088 ที่รายงานว่าเป็นสาเหตุทำให้ เจดีย์ หลวง จ. เชียงใหม่ พังทลายลงมา (รูป 1.6) รวมทั้งเจดีย์อื่นๆ ในพื้นที่ใกล้เคียงนั้นเอียงหรือทรุดตัว (Kázmér และคณะ, 2011) หรือในกรณีของ “พงศาวดารเมืองเงินยางเชียงแสน” ประชุมพงศาวดารภาคที่ 61 ประชุมพงศาวดาร 2512 หน้า 44-48 ที่กล่าวถึงแผ่นดินไหวที่คาดว่าเกิดขึ้นในบริเวณเวียงหนองล่องม โยนกนคร (จังหวัดเชียงราย) ดังนี้

แรม 7 ค่ำ เดือนห้าจ.ศ. 376 ปีเถาะ (พ.ศ. 1557) โยนกนครซึ่งปัจจุบัน คือ พื้นที่ จ.เชียงราย

...สุริยาอาทิตย์ก็ตกไปแล้ว ก็ได้ยินเสียงเหมือนดังแผ่นดินดังสนั่นหวั่นไหวประดังดังว่าเวียงโยนกนครหลวงที่นี้ จักเลื่อนจักพังไปนั้นแล แล้วก็หายไปครั้งหนึ่ง ครึ่งถึงมัธยมยามก็ซำดงมาเป็นคำรบสองแล้วก็หายนั้นแล ถึงปัจฉิมยามก็ซำดงมาเป็นคำรบสาม หนที่สามนี้ดังยิ่งกว่าทุกครั้งคราวที่ได้ยินมาแล้ว กาลนั้นเวียงโยนกนครหลวงที่นั้นก็ยุบจมลงเกิดเป็นหนองอันใหญ่ยامنนั้นคนทั้งหลายอันมีในเวียงนั้น มีพระมหากษัตริย์เป็นประธานก็วินาสนิบหาย ตกไปในน้ำที่นั่นสิ้น ยังเหลืออยู่แต่เรือนยามแม่หม้ายเฒ่า หลังเดียวเท่านั้นแล...

ส่วนในกรณีของบันทึกทางธรณีวิทยา Pailoplee และคณะ (2009) ได้สำรวจและศึกษาธรณีวิทยาแผ่นดินไหวบริเวณรอยเลื่อนย้อยตันจุ่นและรอยเลื่อนย้อยบ้านมาย ซึ่งเป็นส่วนหนึ่งของกลุ่มรอยเลื่อนลำปาง-เถิน ในจังหวัดลำปาง โดยการศึกษาประกอบด้วย 1) การศึกษาด้านการสำรวจข้อมูลระยะไกล (remote sensing) เพื่อศึกษาการกระจายตัวของรอยเลื่อน 2) การชุดร่องสำรวจแผ่นดินไหวและแปลความหมายทางตะกอนวิทยาจากผนังร่องสำรวจที่ขุดทั้ง 2 พื้นที่ และ 3) การกำหนดอายุตะกอนที่สัมพันธ์กับรอยเลื่อนแผ่นดินไหวด้วยวิธีการทางวิทยาศาสตร์ โดยผลจากการกำหนดอายุบ่งชี้ว่า รอยเลื่อนย้อยตันจุ่นเคยเกิดแผ่นดินไหวเมื่อประมาณ 1,800 ปี และ 3,500 ปีที่ผ่านมา โดยมีอัตราการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนประมาณ 0.18 มม./ปี ส่วนในพื้นที่รอยเลื่อนย้อยบ้านมาย เคยเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ 1 ครั้งเมื่อประมาณ 3,800 ปีด้วยอัตราการเคลื่อนตัวประมาณ 0.06 มม./ปี

ด้วยข้อมูลบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวทั้งที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัด บันทึกทางประวัติศาสตร์ รวมทั้งหลักฐานทางธรณีวิทยา ยืนยันตรงกันว่า พื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย รวมถึงบริเวณชายแดนประเทศไทย-ลาว-พม่า นั้นมีโอกาสสร้างแผ่นดินไหวที่เป็นภัยพิบัติต่อประเทศไทย ลาวและพม่า จึงมีความจำเป็นที่จะศึกษาพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวและประเมินพื้นที่เสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินไหวขึ้นในอนาคต

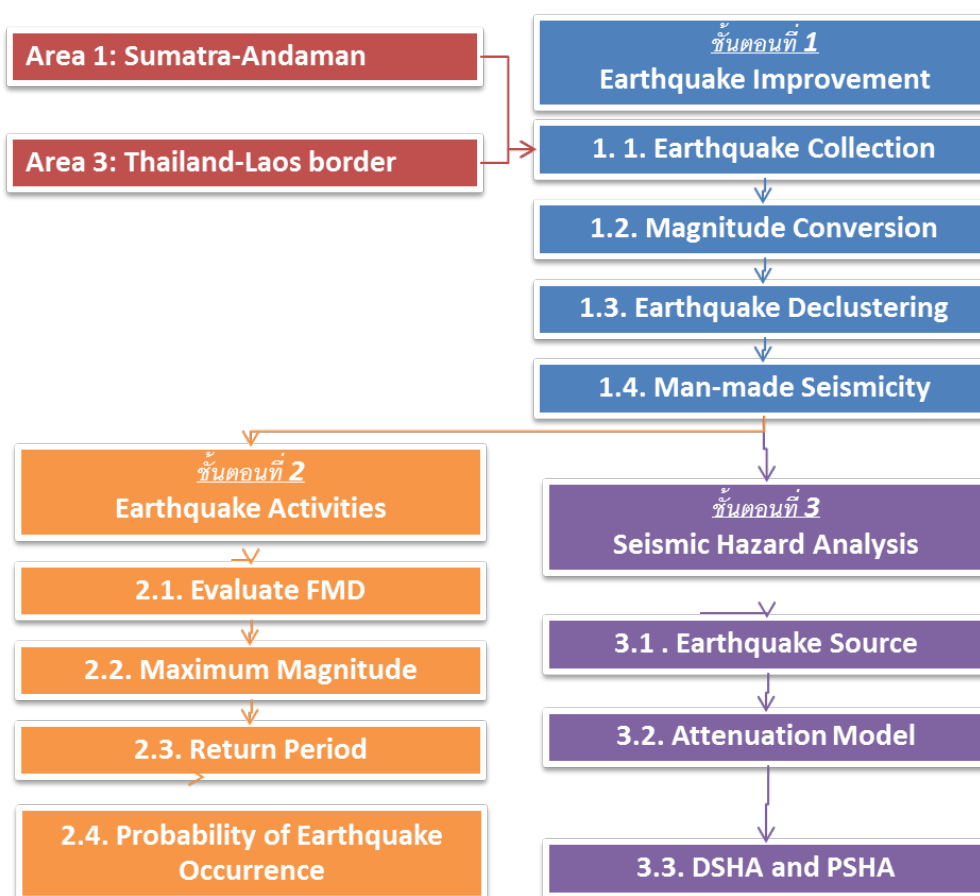


รูป 1.6. (ก) สภาพเจดีย์หลวง จ.เชียงใหม่ ส่วนยอดได้รับความเสียหายจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวเมื่อปี พ.ศ. 2008 (ข) ภาพวาดเจดีย์หลวงเดิม ที่มีความสูง 80 เมตร ซึ่งส่วนบนของเส้นที่บัสคือคือส่วนที่พังทลายหลังจากแผ่นดินไหว (Kazmer และคณะ, 2011)

1.4. วิธีดำเนินการวิจัย (Methodology)

เพื่อให้ครอบคลุมทุกแหล่งกำเนิดที่สำคัญของภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ที่มีโอกาสส่งผลกระทบต่อประเทศไทย ผู้วิจัยได้ คัดเลือก พื้นที่ศึกษาออกเป็น 2 พื้นที่ศึกษาย่อย ดังที่อธิบายในข้างต้น (ดูรูป 1. 3 ประกอบ) ได้แก่ 1) เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone)และ 2) กลุ่มรอยเลื่อนปกติในพื้นที่รอยต่อประเทศไทย-ลาว-พม่า (Thailand-Laos-Myanmar border) โดยในแต่ละพื้นที่ศึกษาย่อยนั้น ผู้วิจัยจะมุ่งเน้นทำการศึกษาแผ่นดินไหววิทยาเชิงสถิติ (Statistical Seismology) โดยศึกษาพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหว และประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว

อย่างไรก็ตามเนื่องจากงานวิจัยนี้เป็นการวิเคราะห์เชิงสถิติของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้น ซึ่งมีความสำคัญต่อพลังงานที่ปลดปล่อยออกมาและความเครียดของพื้นที่ที่สะสมในแต่ละพื้นที่ ดังนั้นความถูกต้องแม่นยำของข้อมูลนำเข้านั้นจึงเป็นปัจจัยสำคัญอย่างยิ่งในการวิเคราะห์ ดังนั้นก่อนการศึกษาวิจัยจึงจำเป็นต้องมีการรวบรวม วิเคราะห์ และสังเคราะห์โดยละเอียดของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีอยู่ให้มีความสมบูรณ์ในแง่ที่สื่อถึงพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวอย่างแท้จริง ซึ่งระเบียบวิธีวิจัย ขั้นตอนต่างๆและ การปรับปรุงข้อมูลแผ่นดินไหว มีดังนี้ (รูป 1.7)



รูป 1.7.ระเบียบวิธีการวิจัย (methodology)

1. การรวบรวมและปรับปรุงคุณภาพฐานข้อมูลแผ่นดินไหว (Earthquake Improvement) (ขั้นตอน 1 ในรูป 1.7)

1.1. คัดลอกและจัดรูปแบบข้อมูลแผ่นดินไหว (Earthquake collecting)

ในปัจจุบันมีการติดตั้งเครือข่ายตรวจวัดแผ่นดินไหวกระจายอยู่ทั่วโลก หลากหลายเครือข่ายซึ่งจากการทบทวนและสำรวจฐานข้อมูลการตรวจวัดในเบื้องต้นพบว่ามี 3-4 ฐานข้อมูล ที่บันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้แผ่นดินใหญ่ เช่น เช่น Incorporated Research Institutions For Seismology (IRIS) และฐานข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยาประเทศไทย (Thai Meteorological Department, TMD) และเนื่องจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวในแต่ละเครือข่ายการตรวจวัดมีข้อดี-ข้อด้อยแตกต่างกัน เช่น เครือข่ายการตรวจวัดจากต่างประเทศนั้นมีสถานีตรวจวัดทั่วโลกและมีระบบการจัดการที่ดี ทำให้ฐานข้อมูลที่ได้มีการตรวจวัดอย่างต่อเนื่องในระยะเวลายาวนาน แต่เนื่องจากเป็นการวางสถานีตรวจวัดที่ห่างกันทั่วโลก ทำให้สามารถตรวจวัดได้เฉพาะขนาดแผ่นดินไหวระดับปานกลาง (> 4.0 - 5.0 ริคเตอร์) ขึ้นไป ส่วนในกรณีของเครือข่ายการตรวจวัดในประเทศ นั้นถึงแม้ว่าจะไม่มีการตรวจวัดอย่างเป็นระบบระเบียบและต่อเนื่องมากนักเมื่อเทียบกับเครือข่ายจากต่างประเทศ แต่เนื่องจากการติดตั้งสถานีตรวจวัดครอบคลุมประเทศไทยและเพื่อนบ้าน จึงทำให้เครือข่ายภายในประเทศมีศักยภาพมากกว่าในการตรวจวัดแผ่นดินไหวขนาดเล็กๆ ซึ่งมีความสำคัญในการศึกษาพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว ดังนั้นในขั้นตอนนี้จึงมุ่งเน้นในการสร้างฐานข้อมูลแผ่นดินไหวใหม่ โดยการรวมข้อมูลแผ่นดินไหวที่ได้จากเครือข่ายการตรวจวัดต่างๆ และในกรณีที่มีการตรวจวัดแผ่นดินไหวซ้ำกัน ให้คัดเลือกเฉพาะเหตุการณ์เดียว

ผลผลิต : ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวใหม่ซึ่งมีระยะเวลาในการตรวจวัดยาวนานขึ้นและการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้กว้างมากขึ้น

1.2. ปรับเทียบมาตราตรวจวัดแผ่นดินไหว (Earthquake magnitude conversion)

ในทางปฏิบัติ การตรวจวัดแผ่นดินไหวในแต่ละเครือข่ายการตรวจวัดมักจะรายงานหน่วยหรือมาตราในการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกันเช่น Body-wave magnitude (m_b) Surface-wave magnitude (M_s) Local magnitude (M_L) หรือ Moment magnitude (M_w) ซึ่งในแต่ละมาตราการตรวจวัดนั้นอ้างอิงมาจากสมมติฐาน วิธีการคำนวณและมีข้อดี-ข้อด้อยที่แตกต่างกัน

ในการวิเคราะห์ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวอย่างมีประสิทธิภาพ ข้อมูลที่ใช้ควรมีหน่วยการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวที่มีมาตรฐานเดียวกันทั้งหมด ดังนั้นในขั้นตอนนี้จึงมุ่งเน้นในการปรับเทียบความสัมพันธ์ระหว่างมาตราตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวต่างๆ เช่น M_w - m_b และ M_w - M_s เป็นต้น ซึ่งความสัมพันธ์เหล่านี้จะมีความเฉพาะและแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ จากนั้นจึงทำการปรับเปลี่ยนหน่วยมาตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวในฐานข้อมูลแผ่นดินไหวให้เป็นหน่วยมาตรฐานเดียวกันจากความสัมพันธ์ที่ศึกษาได้

ผลผลิต : สมการความสัมพันธ์ระหว่างมาตราการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวแบบต่างๆที่ใช้สำหรับพื้นที่ศึกษาและฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีหน่วยการตรวจวัดเป็นหน่วยมาตรฐานเดียวกัน

1.3. คัดเลือกแผ่นดินไหวหลัก (Earthquake catalogue declustering)

โดยปกติแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้ประกอบด้วยแผ่นดินไหวนำ (foreshock)แผ่นดินไหวหลัก (main shock) และแผ่นดินไหวตาม (aftershock) แต่เนื่องจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวหลักเกิดจากแรงเค้น(Stress) อันเนื่องมาจากการกระทำทางธรณีแปรสัณฐานโดยตรง ดังนั้นในการวิเคราะห์ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวเพื่อประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ต่างๆ จึงมักประเมินจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวหลักเท่านั้น (Gardner และ Knopoff, 1974) ดังนั้นในขั้นตอนนี้จึงมุ่งเน้นในการศึกษาความสัมพันธ์ของขนาดแผ่นดินไหว

หลักและแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามที่เกิดขึ้น เพื่อการกำจัดแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามออกจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหว ให้เหลือเพียงแผ่นดินไหวหลักที่มีนัยสำคัญจริงๆ ต่อพฤติกรรมทางธรณีแปรสัณฐานและการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษา

ผลผลิต : ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวหลัก (Main shock earthquake catalogue)

1.4. กำจัดแผ่นดินไหวจากกิจกรรมมนุษย์ (Eliminate man-made change)

โดยทั่วไปเครือข่ายการตรวจวัดแผ่นดินไหวนั้นสามารถตรวจวัดคลื่นไหวสะเทือนได้ทุกรูปแบบอันเนื่องมาจากสาเหตุต่างๆ กัน เช่น การระเบิดเหมือง การทดลองระเบิดนิวเคลียร์ เป็นต้น (Habermann, 1987) แต่เนื่องจากงานวิจัยนี้มุ่งเน้นในการจัดทำฐานข้อมูลแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษาอันเนื่องมาจากกระบวนการทางธรณีแปรสัณฐานเท่านั้น ดังนั้นในขั้นตอนนี้จึงมุ่งเน้นในการตรวจสอบเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ไม่ได้เกิดจากกระบวนการทางธรณีแปรสัณฐาน ดังที่กล่าวในข้างต้น และกำจัดออกจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีอยู่ โดยใช้เทคนิค วิธีการหรือแบบจำลองที่มีการนำเสนอไว้ในงานวิจัยเก่าจากต่างประเทศ

ผลผลิต : ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวหลักที่แสดงพฤติกรรมทางธรณีแปรสัณฐานและพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวโดยตรงในพื้นที่ศึกษา

2. การศึกษาพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว (Earthquake Activities)(ขั้นตอน 2 ในรูป 1.7)

2.1. วิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการเกิดและขนาดแผ่นดินไหว

หลังจากได้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่สมบูรณ์จากขั้นตอนที่ผ่านมา ในขั้นตอนนี้มุ่งเน้นประเมินในเชิงพื้นที่ (spatial investigation) ถึงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการเกิดและขนาดแผ่นดินไหว โดยในแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว ผู้วิจัยจะแบ่งพื้นที่ศึกษาออกเป็นจุดศึกษาย่อย (gridding) $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ซึ่งในแต่ละจุดศึกษา ผู้วิจัยจะเลือกข้อมูลในรัศมี 110 กม. จากจุดศึกษาและนำมาพลอตกราฟ FMD เพื่อหาความสัมพันธ์ ดังแสดงในสมการ (1) ซึ่งเมื่อวิเคราะห์เสร็จเรียบร้อยแล้ว ในทุกจุดศึกษาย่อยจะสามารถประเมินค่า a และ b ตลอดจนค่าตัวแปรอื่นๆ ที่บ่งชี้ความเชื่อมั่นของค่า a และ b ที่คำนวณได้นั้น เช่น ค่า เบี่ยงเบนมาตรฐานของ FMD จากนั้นจึงทำแผนที่แสดงการกระจายตัวของค่า a และ b เพื่อนำไปใช้ในการวิเคราะห์ขั้นต่อไป

ผลผลิต : แผนที่แสดงการกระจายตัวของค่า a และ b ตลอดจนแผนที่แสดงค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของสมการ FMD แต่ละพื้นที่

2.2. วิเคราะห์ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในรอบปีต่างๆ

จากการวิเคราะห์ FMD ในขั้นตอนที่ผ่านมา ผู้วิจัยจะแปลงค่า a และ b อย่างเป็นระบบให้กลายเป็นค่า α และ β จากความสัมพันธ์ที่กล่าวในข้างต้น และนำไปเข้าสมการความสัมพันธ์ของการประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด ตามสมการ (2) โดยเปลี่ยนช่วงเวลาออกเป็น 3-4 กรณี เช่น 10, 50, 100, 1000 ปี เพื่อจัดทำแผนที่ที่เหมาะสมกับการใช้งานแบบต่างๆ ทั้งการให้ความรู้แก่ชุมชน การวางแผนป้องกัน ตลอดจนการก่อสร้างสิ่งปลูกสร้างทั้งที่ทั่วไปและสิ่งปลูกสร้างสำคัญ เช่น เขื่อน หรือ โรงไฟฟ้านิวเคลียร์

ผลผลิต : แผนที่แสดงการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในรอบปีต่างๆ

2.3. วิเคราะห์ขนาดคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ

นอกจากนี้ค่า α และ β จะถูกนำมาแปลงเป็นคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ตามสมการ (3) โดยผู้วิจัยเน้นการประเมินไปที่แผ่นดินไหวขนาด 4.0 ริกเตอร์ ขึ้นไป เนื่องจากเป็นแผ่นดินไหวที่เริ่มส่งผลกระทบต่ออาคารหรือสิ่งปลูกสร้าง

ผลผลิต : แผนที่แสดงการกระจายตัวของคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด 4.0-7.0 ริกเตอร์

3..การประเมินระดับอันตรายจากแผ่นดินไหว (Seismic Hazard Analysis)

ในขั้นตอนนี้ มีวัตถุประสงค์หลัก คือ เพื่อประเมินระดับความรุนแรงของการสั่นสะเทือนของพื้นดิน ในพื้นที่ศึกษาในแต่ละพื้นที่หากเกิดแผ่นดินไหวขึ้น โดยแบ่งเป็นขั้นตอนย่อยๆ ดังนี้

3.1. รวบรวมข้อมูลเขตกำเนิดแผ่นดินไหว

รวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัด หรือจากบันทึกทางประวัติศาสตร์ ตลอดจนตัวแปรด้านแผ่นดินไหวต่างๆ เพื่อประเมินศักยภาพของเขตกำเนิดแผ่นดินไหว ในพื้นที่ที่อาจส่งผลกระทบต่อพื้นที่ศึกษา

ผลผลิต :ฐานข้อมูลแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่จำเป็นต่อการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว

3.2. คัดเลือกแบบจำลองการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว (strong-ground motion attenuation relationship)

โดยในขั้นตอนนี้มุ่งเน้นเปรียบเทียบข้อมูลแรงสั่นสะเทือนที่เคยตรวจวัดได้ในพื้นที่ศึกษาและเปรียบเทียบกับแบบจำลองการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว ที่เหมาะสมกับพื้นที่ศึกษา หรือหากมีการนำเสนอแบบจำลองที่เหมาะสมแล้วในอดีต ผู้วิจัยจะเลือกใช้แบบจำลองที่มีการนำเสนอไว้ในอดีต

ผลผลิต :ฐานแบบจำลองการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวที่เหมาะสมกับพื้นที่ศึกษา

3.3. ประเมินอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินโดยประยุกต์แนวคิดการวิเคราะห์ระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวทั้งความน่าจะเป็น (Probabilistic Seismic Hazard Analysis) และแนวคิดระดับอันตรายสูงสุด (Deterministic Seismic Hazard Analysis)

และนำผลการประเมินมาจัดทำแผนที่อันตรายจากแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษา ซึ่งในการวิจัยนี้จะจัดทำใน 2 รูปแบบ คือ ก) แผนที่อันตรายจากแผ่นดินไหวสำหรับนักวิชาการหรือวิศวกร ซึ่งเป็นการกำหนดระดับความรุนแรงในแต่ละพื้นที่ให้อยู่ในรูปแบบของอัตราเร่งสูงสุด (PGA) ในช่วงคาบอุบัติซ้ำต่างๆ เช่น แผนที่แสดงความเป็นไปได้ 2 % ที่จะเกิดอันตรายจากแผ่นดินไหว (ในระดับ PGA) ในรอบ 50 ปี เป็นต้น และข) แผนที่อันตรายจากแผ่นดินไหวสำหรับประชาชน ซึ่งมุ่งเน้นไปที่การให้ความรู้ต่อประชาชนในพื้นที่ ซึ่งจะเป็นแผนที่ระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวที่เข้าใจง่าย เช่น แผนที่แสดงโอกาสเกิดความรุนแรงแผ่นดินไหว ระดับ VI (ตามมาตราเมอร์คัลลี-แปลง) ในรอบ 50 ปี

ผลผลิต :ฐานแผนที่ระดับอันตรายจากแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษา

บทที่ 2

ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวและการปรับปรุง (Earthquake Catalogue and Improvement)

สืบเนื่องมาจากงานวิจัยนี้เป็นการวิเคราะห์เชิงสถิติของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้น ซึ่งมีนัยสำคัญต่อพลังงานที่ปลดปล่อยออกมาและความเครียดของพื้นที่ที่สะสมในแต่ละพื้นที่ ดังนั้นความถูกต้องแม่นยำของข้อมูลนำเข้านั้นจึงเป็นปัจจัยสำคัญอย่างยิ่งในการวิเคราะห์ ดังนั้นก่อนการศึกษาวิจัยจึงจำเป็นต้องมีการรวบรวม วิเคราะห์ และสังเคราะห์โดยละเอียดของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีอยู่ให้มีความสมบูรณ์ในแง่ที่สื่อถึงพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวอย่างแท้จริง ซึ่งระเบียบวิธีวิจัยสำหรับการปรับปรุงข้อมูลแผ่นดินไหว มีดังนี้

2.1. คัดลอกข้อมูลแผ่นดินไหวจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวต่างๆ (Earthquake Collection)

ข้อมูลแผ่นดินไหวที่รวบรวมเพื่อใช้ในการวิเคราะห์เป็นข้อมูลจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดไว้โดยเครื่องมือตรวจวัด (Instrumental earthquake records) ทั้งสิ้น 3 แหล่งข้อมูลหลัก ที่ครอบคลุมพื้นที่ศึกษา ได้แก่

1) ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวของ National Earthquake Information (NEIC)

นับตั้งแต่ปี ค.ศ. 1940 หน่วยงานในการกำกับดูแลของกรมทรัพยากรธรณี สหรัฐอเมริกา (USGS) ที่ชื่อ The USGS National Earthquake Information Center (NEIC) ได้เริ่มเผยแพร่เอกสารทางวิชาการรายเดือน เพื่อรายงานจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นในเบื้องต้น (Preliminary Determination of Epicenters, PDE) (Sipkin และคณะ, 2000) โดยที่ NEIC มีภารกิจที่จะต้องรายงานเหตุการณ์แผ่นดินไหวทั่วโลก (Global scale) ในทันทีหรือหลังจากเกิดแผ่นดินไหวไม่นานนักต่อสาธารณะชน โดยรายละเอียดการรายงานจะประกอบไปด้วย ตำแหน่ง (ลองจิจูด ละติจูด และความลึก) ขนาดแผ่นดินไหว (หน่วยตามมาตราที่ใช้คำนวณ เช่น M_w , m_b หรือ M_s) เวลาของการเกิดแผ่นดินไหว (วัน เดือน ปี ชั่วโมง นาที และวินาที) ตลอดจนรายละเอียดอื่นๆ (ตาราง 2.1) ของการตรวจวัดแอมพลิจูดของคลื่นไหวสะเทือน โดยข้อเด่นของฐานข้อมูลแผ่นดินไหว NEIC นั้นจะรายงานเหตุการณ์แผ่นดินไหวล่าสุดเกือบทั้งหมดเนื่องจากมีระบบการคำนวณแบบอัตโนมัติ แต่เนื่องจากระบบการคำนวณนั้นเป็นการคำนวณในเบื้องต้นเพื่อต้องการความรวดเร็วในการรายงานต่อสาธารณะชนจึงทำให้ผลการคำนวณนั้นอาจคลาดเคลื่อนได้บ้าง และส่วนใหญ่เมื่อมีการเผยแพร่เรียบร้อยแล้ว จะไม่มีการนำไปคำนวณหรือประเมินใหม่ ทั้งตำแหน่ง เวลา หรือแม้กระทั่งขนาดของแผ่นดินไหว ทำให้ฐานข้อมูล NEIC นั้นมีข้อด้อยเรื่องความคลาดเคลื่อนของข้อมูลไปบ้าง แต่ก็ยังถือว่าเป็นฐานข้อมูลที่มีข้อมูลเหตุการณ์แผ่นดินไหวทันสมัยที่สุดในเวลาใดๆ เมื่อเทียบกับฐานข้อมูลอื่นๆ

2) ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวของ International Seismological Center (ISC)

ฐานข้อมูลแผ่นดินไหว The International Seismological Centre (ISC) เป็นอีกหนึ่งฐานข้อมูล ที่รายงานเหตุการณ์แผ่นดินไหวในระดับทั่วโลก (Global scale) ซึ่งจะครอบคลุมพื้นที่ศึกษาของโครงการฯ โดย ISC นั้นจะเผยแพร่เหตุการณ์แผ่นดินไหวในรายเดือนเช่นเดียวกับฐานข้อมูลแผ่นดินไหว NEIC แต่เมื่อเปรียบเทียบที่เหตุการณ์แผ่นดินไหวใดๆ ฐานข้อมูล ISC จะรายงานออกมาภายหลังที่ฐานข้อมูล NEIC นั้นรายงานออกมา โดยกระบวนการทำงานนั้นฐานข้อมูล ISC จะเลือกเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่รายงานในเบื้องต้นจากฐานข้อมูล NEIC หรือฐานข้อมูลในระดับท้องถิ่นอื่นๆ มาเพื่อทำการคำนวณรายละเอียดของแผ่นดินไหวในแต่ละเหตุการณ์ใหม่อีกครั้ง (International Seismological Centre, 2001) ตลอดจนรายงานข้อมูลในเชิงลึก

อื่นๆ ที่อาจจำเป็นต่อการวิจัยในเชิงลึกด้านแผ่นดินไหววิทยา (Seismology) หรืออาจมีการเพิ่มเติมการรายงานขนาดของแผ่นดินไหวตามมาตราอื่นๆ ที่ฐานข้อมูล NEIC นั้นยังไม่ได้รายงานไว้

ตาราง 2.1. แสดงตัวอย่างการบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวของฐานข้อมูล NEIC ของบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย (Pailoplee and Charusiri, 2014)

Long	Lat	Year	Month	Day	Depth	Hr	Min	Sec	Mw	Mb	MS
101.78	21.32	2010	5	11	10	19	45	8	4.1	-	-
101.72	21.28	2010	5	11	10	19	45	8	3.8	3.3	-
101.79	21.33	2010	5	11	0	19	45	6	3.7	3.6	4.2
101.76	21.35	2010	5	11	10	19	45	5	4	3.7	4
101.77	21.35	2010	5	11	10	19	45	5	3.7	3.5	-
97.39	20.99	2010	4	10	0	3	31	1	3.6	-	-
100.29	22.28	2010	4	2	20	20	26	32	4.2	-	-
100.29	22.28	2010	4	2	20	20	26	32	4.2	-	-
100.23	22.39	2010	4	2	10	20	26	31	3.9	4.1	4.6
100.29	22.28	2010	4	2	10	20	26	31	4.2	3.4	-
100.41	22.34	2010	4	2	0	20	26	30	4	3.4	3.9
100.40	22.39	2010	4	2	10	20	26	29	4.1	3.4	-
100.19	22.60	2010	4	2	10	20	26	27	4.3	-	5.2
100.84	20.41	2010	4	2	10	18	3	35	3.8	-	-
100.85	20.31	2010	4	2	0	18	3	33	3.8	3.3	4
99.82	21.39	2010	3	19	10	23	23	15	3.6	3.4	4.2
99.95	21.42	2010	3	19	10	23	23	13	3.8	-	-
100.06	21.54	2010	3	19	0	23	23	12	3.7	2.8	4.2
100.00	21.42	2010	3	19	10	23	23	11	3.7	-	-
100.03	21.20	2010	3	19	10	19	53	39	4.7	-	5.1
100.01	21.47	2010	3	19	18	19	53	38	4	4	4.3
100.11	21.45	2010	3	19	33	19	53	37	4.7	-	-

โดยมีการเพิ่มข้อมูลการประมวลผลจากสถานีตรวจวัดที่มากขึ้นหรือทั้งหมดที่สามารถตรวจวัดคลื่นไหวสะเทือนของแผ่นดินไหวนั้นๆ ได้ ซึ่งจะแตกต่างจากฐานข้อมูล NEIC ที่อาจใช้ข้อมูลคลื่นจากบางสถานีตรวจวัดเพื่อให้รายงานในเบื้องต้นได้ก่อน แต่ไม่เน้นความแม่นยำมากนัก ดังนั้นถึงแม้ว่าฐานข้อมูล ISC จะ

รายงานชี้กว่า NEIC และบางเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นล่าสุดในปัจจุบันฐานข้อมูล ISC จะยังไม่มีกรรายงาน แต่ก็ถือว่าภาพโดยรวมของฐานข้อมูลนี้ ส่วนใหญ่ถูกต้องมากกว่าฐานข้อมูล NEIC (ตัวอย่างในตาราง 2.2)

ฐานข้อมูล ISC ถือเป็นหนึ่งในฐานข้อมูลที่อยู่ในการกำกับดูแลของหน่วยงาน USGS ของสหรัฐอเมริกา โดยมีวัตถุประสงค์หลักเพื่อจัดทำฐานข้อมูลที่แม่นยำมากขึ้น และต้องการจะแยกฐานข้อมูล ISC นี้ออกจากฐานข้อมูลเบื้องต้น (Preliminary catalogue) อย่าง NEIC ให้เป็นสัดส่วนเพื่อไม่ให้เกิดการสับสนในการใช้งาน โดยเฉพาะในกรณีที่หากมีข้อมูลแผ่นดินไหวในปริมาณมาก

ตาราง 2.2. แสดงตัวอย่างการบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวของฐานข้อมูล ISC ที่ตรวจวัดได้ในพื้นที่บริเวณภาคเหนือของประเทศไทย (Pailoplee and Charusiri, 2014)

Long	Lat	Year	Month	Day	Depth	Hr	Min	Sec	Mw	Mb	MS
98.98	21.96	2010	2	9	0	15	40	28	3.3	2.3	3.6
98.84	21.92	2010	2	9	9	15	40	28	3.3	-	-
96.29	15.93	2010	2	6	10	9	16	32	3.2	-	-
96.22	15.88	2010	2	6	0	9	16	31	3.2	2.9	3.8
101.11	22.77	2009	12	13	13	19	8	36	4.2	3.8	3.7
101.34	22.79	2009	12	13	12	19	8	36	3.7	3	-
101.29	22.74	2009	12	13	0	19	8	33	3.6	3.1	3.2
104.19	21.33	2009	11	26	7	13	59	6	3.5	3.8	4.4
104.25	21.22	2009	11	26	10	13	59	2	3.6	2.9	-
104.21	21.34	2009	11	26	10	4	47	0	3.7	3.6	-
104.13	21.16	2009	11	26	10	4	47	0	3.7	3.6	-
101.02	23.00	2009	11	19	10	12	11	55	3.8	-	-
101.14	23.09	2009	11	19	0	12	11	53	3.6		3.5
101.06	23.00	2009	11	19	10	12	11	53	3.6	-	-
101.97	20.71	2009	11	10	16	7	36	56	4	3.7	-
101.91	20.71	2009	11	10	10	7	36	55	4	-	-
101.91	20.71	2009	11	10	10	7	36	55	4	-	-
101.85	20.71	2009	11	10	15	7	36	54	3.9	3.6	-
101.87	20.72	2009	11	10	0	7	36	54	3.8	3.7	4.1
101.89	20.85	2009	11	10	16	7	36	54	4	4.2	4.6

3) ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวของ The Global CMT Catalogue (CMT)

ฐานข้อมูลแผ่นดินไหว The Global Centroid Moment Tensor (CMT) ในอดีตนั้นเป็นที่รู้จักในเครือข่ายการทำงานวิจัยด้านแผ่นดินไหวในนามของฐานข้อมูลแผ่นดินไหว the Harvard CMT (HRV) โดยมีภารกิจหลักในการวิเคราะห์และรายงานค่าโมเมนต์เทนเซอร์ (Centroid moment tensor, CMT) ของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาดมากกว่า 5.5 ริกเตอร์นับตั้งแต่ ปี ค.ศ. 1976 (Dziwonski และคณะ, 1981; Ekström และคณะ, 2005) โดยฐานข้อมูลนี้เป็นฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่ใช้เวลาการวิเคราะห์หัวแปรต่างๆ ด้านแผ่นดินไหวอย่างละเอียด ตลอดจนรายงานผลการวิเคราะห์กลไกการเกิดแผ่นดินไหว (Focal mechanism) โดยจะรายงานออกมาภายหลังจากการเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหว หลังจากการรายงานทั้งจากฐานข้อมูล NEIC และ ISC แต่เป็นฐานข้อมูลที่มีรายละเอียดมากที่เป็นประโยชน์ต่อการวิเคราะห์ด้านแผ่นดินไหววิทยาในเชิงลึก (ตาราง 2.3) อย่างไรก็ตามในงานวิจัยนี้ซึ่งเป็นงานวิจัยทางด้านสถิติเป็นหลัก ผู้วิจัยพบว่าฐานข้อมูลแผ่นดินไหว CMT นี้ ถึงแม้ว่าจะรายงานเฉพาะเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ใหญ่ 5.5 ขึ้นไป แต่ทุกเหตุการณ์ที่รายงานนั้นมีความน่าเชื่อถือมาก และมีการรายงานขนาดแผ่นดินไหวในหน่วยขนาดโมเมนต์ (Mw) ซึ่งมีความน่าเชื่อถือที่สุดในการนำไปวิเคราะห์ทางด้านสถิติ

จากผลการคัดลอกและรวบรวมข้อมูลการบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวทั้ง 3 ฐานข้อมูลพบว่าฐานข้อมูลแผ่นดินไหวแต่ละแหล่งมีช่วงเวลาในการบันทึกและจำนวนเหตุการณ์ที่บันทึกได้แตกต่างกันดังแสดงใน ตาราง 2.1-2.3 โดยฐานข้อมูลแผ่นดินไหว ISC และ CMT นั้นมีการบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวในช่วง 50 ปีย้อนหลังนับตั้งแต่ปี ค.ศ. 1960 โดยประมาณ ในขณะที่ฐานข้อมูลของ NEIC นั้นมีช่วงเวลาการบันทึกเพียง 22 ปี โดยจากตัวอย่างฐานข้อมูลทั้ง 3 แหล่งแสดงในตารางที่ 2.1-2.3 แสดงให้เห็นว่ามีการรายงานรายละเอียดของแผ่นดินไหวในแต่ละเหตุการณ์ที่เหมือนกัน เช่น

- **ตำแหน่งหรือจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว** โดยแสดงรายละเอียดในรูปแบบของ ลองจิจูด (Long) ละติจูด (Lat) ในหน่วยองศา และความลึก (Depth) ในหน่วยกิโลเมตร
- **เวลาของการเกิดแผ่นดินไหว** โดยแสดงรายละเอียดรูปแบบของ ปี (Year) เดือน (Month) วัน (Day) ชั่วโมง (Hr) นาที (Min) ละเอียดยกจนถึงระดับวินาที (Sec)

โดยฐานข้อมูลแผ่นดินไหว CMT รายงานขนาดแผ่นดินไหวเพียง 1 รูปแบบ ในขณะที่ฐานข้อมูลแผ่นดินไหว ISC และ NEIC รายงานขนาดแผ่นดินไหวหลากหลายรูปแบบในแต่ละเหตุการณ์แผ่นดินไหว ซึ่งโดยสรุปรูปแบบของการรายงานขนาดแผ่นดินไหวที่มีความแตกต่างกันทั้งในด้านวิธีการประเมินขนาดแผ่นดินไหวและขนาดแผ่นดินไหวที่ประเมินได้ สามารถจำแนกเป็น 3 รูปแบบหรือมาตรา ดังนี้

1) **ขนาดแผ่นดินไหวจากโมเมนต์ (Moment Magnitude, Mw)** นำเสนอโดย Hanks และ Kanamori (1979) เป็นการพัฒนาการประเมินขนาดแผ่นดินไหวโดยไม่ขึ้นกับชนิดของเครื่องมือตรวจวัด โดยวิเคราะห์จากโมเมนต์แผ่นดินไหว (Seismic Moment) ที่เป็นค่าความสัมพันธ์ที่ประเมินมาจากระยะการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน พื้นที่การเคลื่อนตัว ตลอดจนค่าสัมประสิทธิ์ความแข็งของหินในพื้นที่

2) **ขนาดแผ่นดินไหวจากคลื่นเนื้อโลก (Body-wave Magnitude, Mb)** ถูกนำเสนอในครั้งแรกโดย Gutenberg และ Richter (1956) โดยเป็นการประเมินขนาดแผ่นดินไหวโดยอ้างอิงจากความสูงแอมพลิจูดของคลื่นปฐมภูมิ (P wave)

3) **ขนาดแผ่นดินไหวจากคลื่นผิวพื้น (Surface Wave Magnitude, MS)** นิยมใช้ในกรณีของการตรวจวัดคลื่นแผ่นดินไหวที่อยู่ห่างจากสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวและมีขนาดแผ่นดินไหวใหญ่ จึงเหมาะสมที่จะใช้แอมพลิจูดของคลื่นพื้นผิว (Surface wave) เป็นตัวแทนในการประเมินขนาดของแผ่นดินไหว

ตาราง 2.3. แสดงตัวอย่างการบันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวของฐานข้อมูล CMT ที่บันทึกได้จามแนวเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Pailoplee, in press)

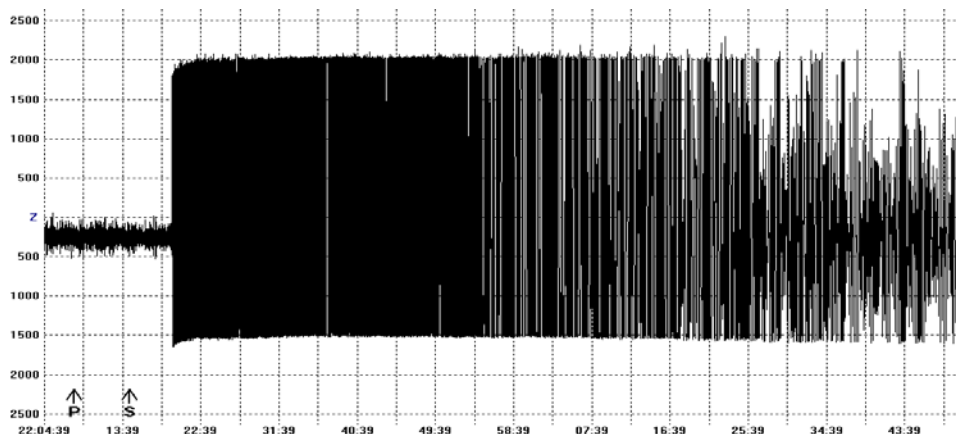
Long	Lat	Year	Month	Day	Mw	Depth	Hr	Min	Sec
93.67	8.27	2007	8	12	3.5	35	19	30	36
97.56	0.94	2007	7	26	3.5	30	16	32	54
97.40	0.12	2008	7	9	3.5	35	16	38	30
92.03	11.01	2008	6	27	3.5	10	14	40	41
97.43	2.91	2008	6	9	3.5	35	13	16	24
94.12	22.81	2008	5	28	3.6	78.9	3	38	26
96.55	15.94	1991	12	26	3.6	33	17	5	21
94.20	16.34	1992	12	31	3.6	33	19	13	5
94.74	21.06	1992	1	28	3.6	120.3	3	1	38
99.17	18.34	1994	5	7	3.6	33	19	55	55
94.44	24.34	1996	5	7	3.6	105.3	22	28	16
94.88	6.82	1996	4	12	3.6	33	10	11	6
94.30	7.66	1997	12	24	3.6	100	12	16	6
94.87	23.84	1997	8	23	3.6	200	20	31	7
94.61	21.15	1998	8	19	3.6	150	13	42	26
94.24	15.50	1998	3	13	3.6	33	23	28	37
94.80	5.48	1998	2	10	3.6	100	16	38	11
99.33	-1.23	2000	6	8	3.6	33	13	26	52
99.14	1.72	2001	8	5	3.6	150	21	49	4
95.89	4.70	2001	8	2	3.6	150	1	8	58
94.99	22.08	2001	3	30	3.6	151.5	6	8	14
94.78	22.23	2001	1	14	3.6	131.7	9	55	46
93.89	5.58	2002	12	22	3.6	33	17	38	43
93.21	12.92	2002	4	17	3.6	33	23	0	16
93.26	13.78	2002	3	13	3.6	33	11	9	41

อย่างไรก็ตามหากพิจารณาในเชิงคุณภาพของฐานข้อมูลแผ่นดินไหว งานวิจัยในอดีตจำนวนมาก ยืนยันตรงกันว่า ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวส่วนใหญ่ที่มีอยู่ในปัจจุบันนั้น มีความคลาดเคลื่อนของการบันทึกข้อมูล อันเนื่องมาจากหลากหลายสาเหตุ เช่น Kagan และ Knopoff (1980) ให้ข้อคิดเห็นว่าการรายงานมาตรา ตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกันทำให้การนำไปใช้วิเคราะห์ในเชิงสถิติมีข้อผิดพลาด นอกจากนี้ Gardner และ Knopoff (1974) เสนอแนะว่าการนำแผ่นดินไหวนำ (foreshock) และแผ่นดินไหวตาม (aftershock) มารวมกับแผ่นดินไหวหลัก (mainshock) ในการศึกษาพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวนั้น เป็นการวิเคราะห์ที่ไม่ถูกต้องในเชิงทฤษฎี ทั้งนี้เนื่องจากหากพิจารณาการเกิดแผ่นดินไหว จะพบว่ามีเพียง แผ่นดินไหวหลัก เท่านั้นที่สื่อถึงพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวอันเนื่องมาจากกระบวนการธรณีแปรสัณฐาน อย่างแท้จริง ในขณะที่แผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามนั้น เกิดจากผลหรือกลไกของการเกิดแผ่นดินไหว หลักในแต่ละเหตุการณ์

นอกจากนี้ Habermann (1987) ยังตรวจพบการเปลี่ยนแปลงระเบียบวิธีการตรวจวัดและวิเคราะห์ ข้อมูลแผ่นดินไหวจากฐานข้อมูลที่เขาได้ศึกษา ซึ่งส่วนใหญ่เกิดจากการที่ผู้ตรวจวัดนั้นเปลี่ยน ปรับปรุงหรือ ซ่อมบำรุงเครือข่ายตรวจวัดในบางช่วงเวลา ซึ่งมักพบในทุกเครือข่ายตรวจวัดและฐานข้อมูลแผ่นดินไหว โดยเฉพาะอย่างยิ่งข้อมูลแผ่นดินไหวที่ได้จากการตรวจวัดในช่วงเริ่มต้นติดตั้งเครือข่าย ซึ่งความคลาดเคลื่อน อันเนื่องมาจากกระบวนการตรวจวัดเหล่านี้ ส่งผลให้ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวไม่สื่อถึงพฤติกรรมการเกิด แผ่นดินไหวโดยธรรมชาติอย่างแท้จริง ดังนั้นก่อนที่จะมีการนำข้อมูลแผ่นดินไหวเหล่านี้ไปใช้ในการวิเคราะห์ใน เชิงสถิติ ผู้ใช้จะต้องปรับปรุงฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีอยู่ให้สมบูรณ์ตามขั้นตอนทางสถิติตามลำดับได้แก่

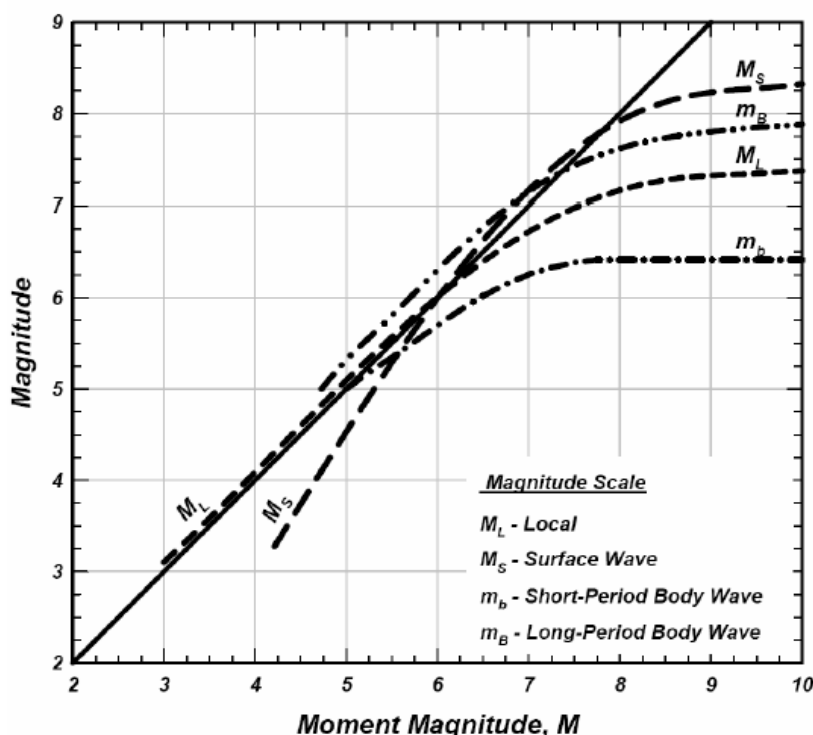
2.2. การเปรียบเทียบมาตรฐานตรวจวัดแผ่นดินไหว (Earthquake Magnitude Conversion)

จากการทบทวนข้อมูลแผ่นดินไหวของฐานข้อมูลทั้ง 3 แหล่งที่รวบรวมและนำมาใช้ พบว่าการ ตรวจวัดแผ่นดินไหวในแต่ละเครือข่ายหรือแต่ละฐานข้อมูลแผ่นดินไหว ใช้หน่วยหรือมาตราในการตรวจวัด ขนาดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกันดังที่กล่าวไปแล้วในข้างต้น ซึ่งในแต่ละมาตรการตรวจวัดนั้นอ้างอิงมาจาก สมมติฐาน วิธีการคำนวณและมีข้อดี-ข้อด้อยที่แตกต่างกัน โดยปัจจุบันพบว่ามีปัญหาหลายอย่างที่เกี่ยวข้องกับ การใช้ขนาดแผ่นดินไหว และในการอธิบายขนาดแผ่นดินไหว เช่น ค่าของระยะทางที่ต้องแน่นอน ซึ่งขึ้นอยู่กับ ลักษณะทางธรณีวิทยาในแต่ละพื้นที่ ทำให้มีความผิดพลาดมากของการใช้ขนาดแผ่นดินไหวท้องถิ่นรวมทั้งการใช้ คลื่นที่แตกต่างๆ กันในการกำหนดขนาดแผ่นดินไหว ทั้งขนาดแผ่นดินไหวจากคลื่นเนื้อโลกและขนาด แผ่นดินไหวจากคลื่นผิวพื้น ทำให้การประเมินขนาดแผ่นดินไหวที่ได้นั้นมีค่าต่างกันถึงแม้จะเป็นการประเมิน แผ่นดินไหวเหตุการณ์เดียวกันก็ตามทั้งนี้อาจเกิดจากการอิ่มตัวของสัญญาณ (Saturation of earthquake magnitude) อันเนื่องมาจากการตรวจวัดคลื่นแผ่นดินไหวที่คลาดเคลื่อน โดยเฉพาะในกรณีของแผ่นดินไหว ขนาดใหญ่และมีแอมพลิจูดของคลื่นที่สูงเกินขีดจำกัดของเครื่องมือตรวจวัดที่กำหนดไว้ (รูป 2.1) ซึ่งจาก การศึกษาของ Kagan และ Knopoff (1980) พบว่ามีการอิ่มตัวของขนาดแผ่นดินไหวในหลากหลายมาตรา ตรวจวัดแผ่นดินไหวเมื่อเทียบกับขนาดแผ่นดินไหวโมเมนต์ ดังแสดงในรูป 2.2 ซึ่งจะเห็นได้ว่าแต่ละมาตรา ตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวนั้นมีขีดจำกัดของการอิ่มตัวของขนาดแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้แตกต่างกัน



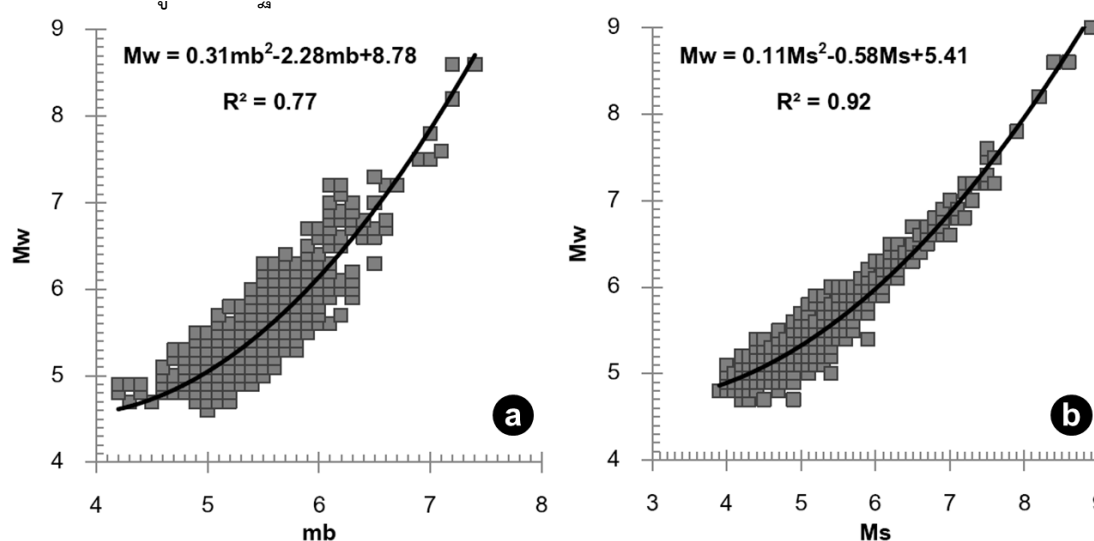
รูป 2.1. ตัวอย่างคลื่นแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้และเกินขอบเขตการตรวจวัดของเครื่องมือตรวจวัดแผ่นดินไหว โดยเฉพาะคลื่นพื้นผิวซึ่งจะมีแอมพลิจูดสูงกว่าคลื่นเนื้อโลก

ในการวิเคราะห์พฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวซึ่งเป็นการวิเคราะห์เชิงสถิติ ฐานข้อมูลที่ใช้ควรมีหน่วยการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวที่มีมาตรฐานเดียวกันทั้งหมด โดยทั่วไปการวิเคราะห์ในระดับทั่วโลก (Global catalog) หรือระดับพื้นที่ขนาดใหญ่ (Regional catalog) มักนิยมใช้หน่วยการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวจากคลื่นพื้นผิว (Surface Wave Magnitude, M_S) ทั้งนี้เนื่องจากแผ่นดินไหวระยะไกลสามารถตรวจวัดได้สมบูรณ์ด้วยคลื่นพื้นผิวมากกว่ามาตราอื่นๆ แต่เนื่องจากเป็นแผ่นดินไหวระยะไกลจึงไม่ค่อยพบปัญหาของการอิ่มตัวของสัญญาณ แต่หากข้อมูลประกอบด้วยเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีความลึกระดับปานกลางหรือระดับลึกนิยมใช้หน่วยขนาดแผ่นดินไหวจากคลื่นเนื้อโลก หรือในกรณีของการวิเคราะห์พฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวในระดับพื้นที่เล็กๆ (Local catalog) เช่น พื้นที่การทำเหมือง หรือพื้นที่เขื่อนกักเก็บน้ำมักนิยมใช้หน่วยขนาดแผ่นดินไหวท้องถิ่นมากกว่ามาตราอื่นๆ



รูป 2.2. กราฟแสดงการอิ่มตัวของการประเมินขนาดแผ่นดินไหวทั่วโลก (Kagan และ Knopoff, 1980)

อย่างไรก็ตามในกรณีของการวิเคราะห์แผ่นดินไหวขนาดใหญ่ (≥ 6.0 ริกเตอร์) ควรใช้หน่วยขนาดแผ่นดินไหวโมเมนต์ เพื่อหลีกเลี่ยงปัญหาการอิมิตัวของมาตราตรวจวัดแผ่นดินไหว ดังนั้นก่อนการวิเคราะห์ข้อมูล ในขั้นตอนนี้จึงต้องทำการเทียบเคียงความสัมพันธ์ระหว่างมาตราตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกันซึ่งความสัมพันธ์เหล่านี้จะมีความเฉพาะและแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ และทำการปรับเปลี่ยนมาตราตรวจวัดแผ่นดินไหวให้เป็นหน่วยมาตรฐานเดียวกันจากความสัมพันธ์ที่ศึกษาได้โดยได้ทำการเปรียบเทียบและหาสมการความสัมพันธ์ระหว่างหน่วยวัดขนาดแผ่นดินไหว 1) M_w-m_b และ 2) M_w-M_s เป็นต้น (ดังแสดงตัวอย่างในรูป 2.3) เพื่อใช้ในการแปลงหน่วยการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวให้อยู่ในมาตรฐานเดียวกัน คือ M_w ซึ่งผลของความสัมพันธ์ที่ได้ ถือเป็นมาตรฐานความสัมพันธ์ในการแปลงหน่วยขนาดแผ่นดินไหวที่ใช้ได้กับพื้นที่ศึกษาเท่านั้น โดยหลังจากได้สมการความสัมพันธ์แล้ว ผู้วิจัยจะทำการปรับแก้หน่วยมาตราตรวจวัดแผ่นดินไหวให้อยู่ในมาตรฐานเดียวกันในขั้นตอนต่อไป



รูป 2.3. ผลการวิเคราะห์สมการความสัมพันธ์ของการปรับมาตราตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหว ในพื้นที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน เพื่อใช้ในการวิเคราะห์แผ่นดินไหววิทยาเชิงสถิติในบทถัดไป (a) M_w-m_b (b) M_w-M_s (Pailoplee, in press)

2.3. การจัดกลุ่มและคัดเลือกแผ่นดินไหวหลัก (Earthquake Declustering)

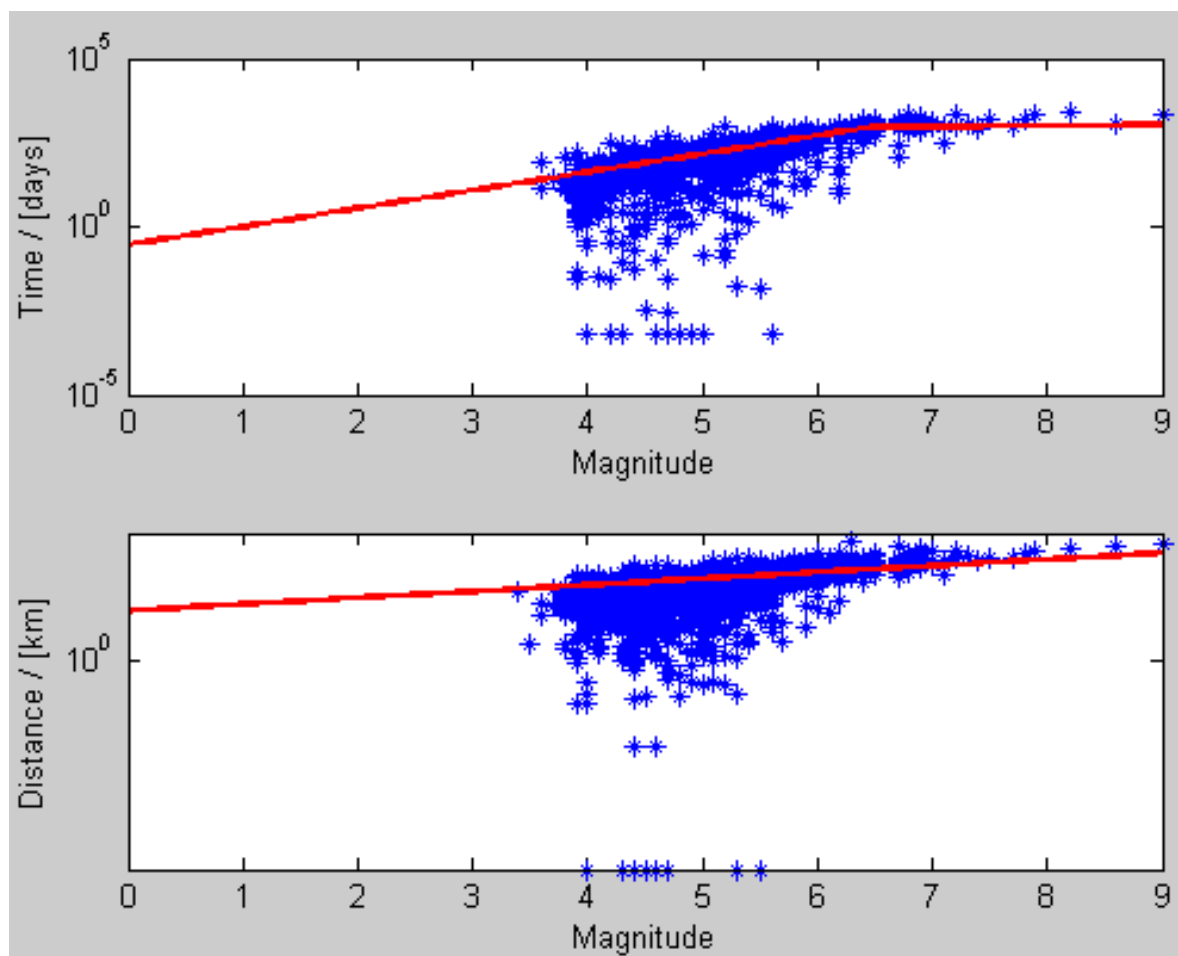
โดยปกติแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้นั้นจะประกอบด้วยแผ่นดินไหว 3 ประเภท ประกอบด้วย 1) แผ่นดินไหวนำ (foreshock) 2) แผ่นดินไหวหลัก (main shock) และ 3) แผ่นดินไหวตาม (aftershock) ซึ่งในทางทฤษฎีของการเกิดแผ่นดินไหว แผ่นดินไหวหลักเกิดจากแรงเค้น (stress) อันเนื่องมาจากการกระทำทางธรณีแปรสัณฐานโดยตรงในขณะที่แผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามนั้นเกิดจากแรงเครียด (strain) อันเนื่องมาจากการกระบวนการเกิดแผ่นดินไหวหลักในแต่ละเหตุการณ์โดยแผ่นดินไหวนำเกิดจากการเตรียมตัวก่อนการเกิดแผ่นดินไหวหลัก ในขณะที่แผ่นดินไหวตามเป็นผลมาจากการเคลื่อนตัวของพื้นที่หรือรอยเลื่อนบริเวณนั้นเมื่อเกิดแผ่นดินไหวหลัก ดังนั้นในการประเมินคาบอุบัติซ้ำหรือพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวซึ่งเป็นผลมาจากการกระบวนการทางธรณีแปรสัณฐานโดยตรง จึงจำเป็นต้องมีการจำแนกแผ่นดินไหวหลักและกำจัดแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามออกจากกลุ่มแผ่นดินไหว เพื่อให้ข้อมูลที่ได้เป็นข้อมูลแผ่นดินไหวที่แสดงถึงพฤติกรรมหรือศักยภาพทางธรณีแปรสัณฐานโดยตรง เนื่องจากหากใช้แผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามมารวมในการวิเคราะห์จะส่งผลให้ผลการวิเคราะห์นั้นแสดงถึงพฤติกรรมที่รุนแรงเกินความเป็นจริง

โดยหลักการจำแนกเหตุการณ์แผ่นดินไหวหลักออกจากกลุ่มของแผ่นดินไหวประเภทอื่นๆ นิยมใช้แนวคิดหรือสมมุติฐานของ Gardner และ Knopoff (1974) (รูป 2.4) โดยความสัมพันธ์ในการจัดกลุ่มของแผ่นดินไหว คือ 1) ขนาดความรุนแรงของแผ่นดินไหว 2) ระยะทางระหว่างเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่พิจารณา และ 3) ช่วงเวลาที่เกิดขึ้น โดยหากเกิดแผ่นดินไหวหลักขนาดเล็ก โอกาสการกระจายตัวของแผ่นดินไหวนำหรือแผ่นดินไหวตามที่จะเกิดขึ้นได้ จะครอบคลุมพื้นที่เล็กๆ และระยะเวลาที่เกิดแผ่นดินไหวตามหลังจากเกิดแผ่นดินไหวหลักจะมีช่วงระยะเวลาสั้น ในขณะที่กรณีการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ โอกาสการกระจายตัวของแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามที่เกิดขึ้นจะกินพื้นที่เป็นวงกว้างมากขึ้น ตลอดจนช่วงเวลาที่เกิดแผ่นดินไหวตามหลังจากเกิดแผ่นดินไหวหลักจะมีช่วงระยะเวลายาวนานขึ้น เนื่องจากพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบอันเนื่องมาจากการขยับตัวของรอยเลื่อนในขณะที่เกิดแผ่นดินไหวหลักนั้นมีมากขึ้นทำให้พื้นที่ได้รับผลกระทบกว้างขึ้นและจำเป็นต้องใช้เวลานานขึ้นในการคลายความเครียดเหล่านั้นให้หมดไป ดังนั้นในขั้นตอนนี้จึงมุ่งเน้นในการศึกษาความสัมพันธ์ของขนาดแผ่นดินไหวหลักและแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามที่เกิดขึ้น เพื่อการกำจัดแผ่นดินไหวนำ (foreshock) และแผ่นดินไหวตาม (aftershock) ออกจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหว ให้เหลือเพียงแผ่นดินไหวหลักที่มีนัยสำคัญจริงๆ ต่อพฤติกรรมทางธรณีแปรสัณฐานและพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษา

ตัวอย่างเช่นในกรณีของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่บันทึกไว้ในบริเวณเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสูมาตรา-อันดามันพบจำนวนข้อมูลแผ่นดินไหวทั้งสิ้น 99,524 เหตุการณ์ ซึ่งหลังจากผ่านกระบวนการคัดกรองเหตุการณ์แผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามและคัดเลือกเฉพาะแผ่นดินไหวหลักตามแนวคิดหรือสมมุติฐานของ Gardner และ Knopoff (1974) (รูป 2.4) พบว่าในบรรดาเหตุการณ์แผ่นดินไหวดังกล่าวมีทั้งสิ้น 2,108 ซึ่งประกอบด้วยจำนวนแผ่นดินไหว 96550 เหตุการณ์ที่บ่งชี้ว่าเป็นแผ่นดินไหวนำหรือแผ่นดินไหวตามดังกล่าว ส่วนที่เหลือนั้นถือเป็นแผ่นดินไหวหลักที่เหมาะสมในการนำไปใช้ในขั้นตอนต่อไปนอกจากนี้ผลการศึกษายังสามารถแสดงในรูปของแผนที่ โดยในกรณีของภาคเหนือของประเทศไทย การกระจายตัวของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เกิดก่อนและหลังการตัดแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามออกนั้นแสดงในรูป 2.5ก

2.4. กำจัดการปนเปื้อนของแผ่นดินไหวจากกิจกรรมมนุษย์ (Man-made Change Seismicity)

ปัจจุบันนักแผ่นดินไหววิทยาพบว่าฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้นั้น ได้รับผลกระทบจากกิจกรรมการตรวจวัดของมนุษย์ เช่น การเปลี่ยนแปลงหน่วยงานหรือระบบการดูแลจัดการเครือข่ายสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหว (Habermann และ Wyss, 1984) การเปลี่ยนแปลงซอฟต์แวร์ในการประเมินข้อมูลแผ่นดินไหวในช่วงเวลาใดเวลาหนึ่ง (Wyss และ Habermann, 1988b) การเปลี่ยนอุปกรณ์เครื่องมือตรวจวัดสำหรับการวิเคราะห์แผ่นดินไหว (Wyss, 1991) การยกเลิกหรือติดตั้งสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวเพิ่มเติม (Wyss, 1991) และการเปลี่ยนแปลงในหน่วยวัดหรือคำจำกัดความของขนาดแผ่นดินไหว ซึ่งกิจกรรมของมนุษย์เหล่านี้ ส่งผลให้การตรวจวัดแผ่นดินไหวหรือการรับข่าวสารด้านแผ่นดินไหวจากโลกนั้นไม่เป็นระบบหรือต่อเนื่อง เช่น การเปลี่ยนแปลงรูปแบบหรือวิธีการวิเคราะห์ขนาดแผ่นดินไหวของเครือข่าย ทำให้การประเมินขนาดแผ่นดินไหวนั้นเปลี่ยนแปลงไปทั้งระบบ การยกเลิกสถานีตรวจวัดอาจทำให้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่ได้นั้นมีจำนวนข้อมูลแผ่นดินไหวน้อยลง หรือการเพิ่มสถานีตรวจวัดอาจทำให้มีการตรวจจับแผ่นดินไหวได้มากขึ้น ซึ่งดังที่กล่าวในข้างต้นว่าในทางธรณีวิทยาเชื่อว่าการเปลี่ยนแปลงอัตราหรือกิจกรรมทางธรณีแปรสัณฐานที่เป็นสาเหตุหลักให้เกิดแผ่นดินไหวนั้นไม่สามารถเปลี่ยนได้อย่างทันทีทันใดในระยะเวลานาน



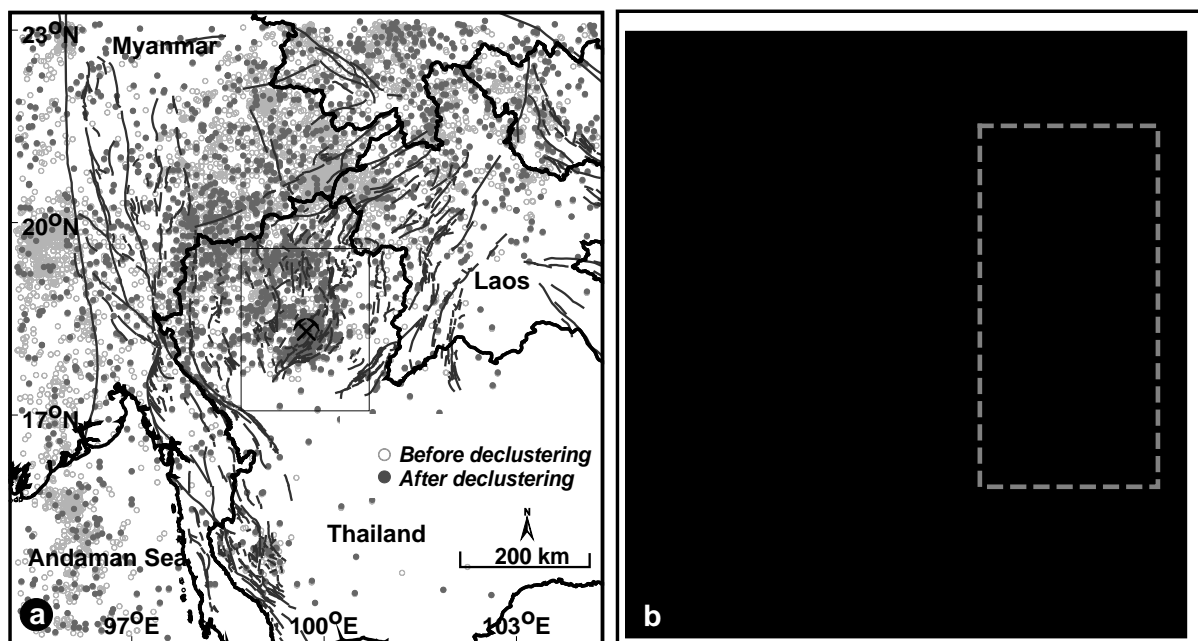
รูป 2.4. ตัวอย่างผลการจัดกลุ่มแผ่นดินไหวตามแนวคิดของ Gardner และ Knopoff (1974) จากข้อมูลแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้ในบริเวณเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน (ซ้าย) การพิจารณาในเชิงเวลาและ (ขวา) การพิจารณาในเชิงระยะทาง โดยเส้นสีแดงคือกรอบระยะทางและเวลาที่แสดงว่าหากพิจารณาเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาดใดๆ เหตุการณ์แผ่นดินไหวอื่นๆ ที่มีระยะทางใกล้หรือต่ำกว่าเส้นสีแดงของกราฟระยะทาง และมีระยะเวลาของการเกิดขึ้นภายในหรือต่ำกว่าเส้นสีแดงของกราฟระยะเวลา ถือว่าเป็นเหตุการณ์แผ่นดินไหวกลุ่มเดียวกัน ซึ่งหลังจากจัดกลุ่มแผ่นดินไหวทั้งหมด แผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่สุดในแต่ละกลุ่มจะถูกเลือกเป็นแผ่นดินไหวหลัก

ดังนั้นนักวิจัยด้านแผ่นดินไหวจึงเชื่อว่าการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวโดยรวมจึงสื่อถึงกิจกรรมของมนุษย์ ซึ่งควรจะมีการปรับแก้หรือเลือกใช้ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีความต่อเนื่องมากที่สุด เพื่อให้ข้อมูลแผ่นดินไววนั้นสื่อถึงกระบวนการทางธรณีแปรสัณฐานมากที่สุด โดย Habermann (1983; 1987) ได้นำเสนอหลักการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหว โดยการพิจารณาจากอัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดโดยใช้การทดสอบค่า Z สำหรับการหาการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวระหว่าง 2 ช่วงเวลา (Habermann, 1983; 1987) เพื่อที่จะเปรียบเทียบ โดยใช้ค่าเฉลี่ยอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในช่วงระหว่าง 2 ช่วงเวลา ($M1$ และ $M2$) ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน ($S1$ และ $S2$) และจำนวนของตัวอย่างในแต่ละช่วงเวลา ($N1$ และ $N2$) โดยใช้สมการประเมินค่า Z ดังแสดงในสมการ (2.1)

$$Z = \frac{M1 - M2}{\sqrt{\frac{S1^2}{N1} + \frac{S2^2}{N2}}} \quad \text{สมการ (2.1)}$$

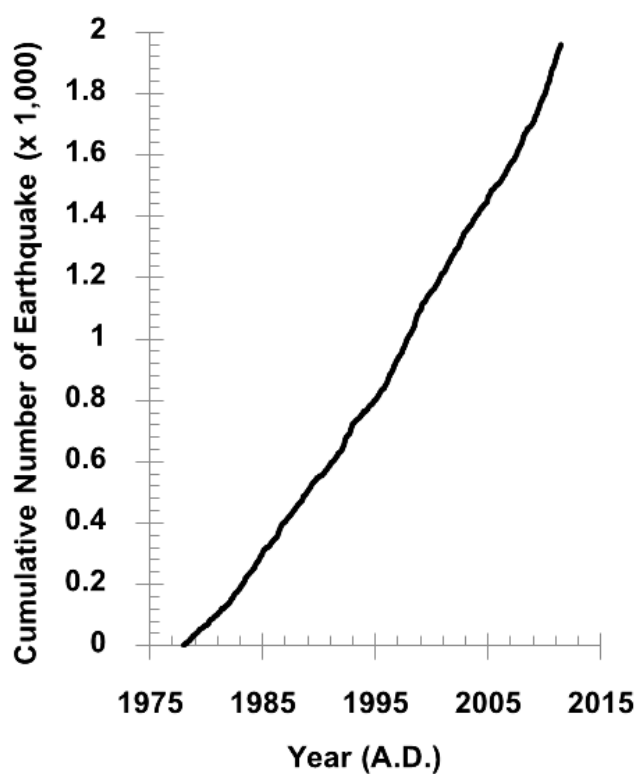
โดยผลการคำนวณจะแสดงอยู่ในรูปของการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด และในแต่ละช่วงเวลา จาก รูป 2.5 เป็นตัวอย่างผลการวิเคราะห์ข้อมูลแผ่นดินไหวหลัก ในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย ตามแนวคิดของ Habermann (1983; 1987) โดยแสดงอยู่ในรูปของความสัมพันธ์ระหว่างระยะเวลาในการบันทึก (แกนตั้ง) และขนาดแผ่นดินไหว (แกนนอน) ซึ่งจากกราฟด้านขวาที่แสดงผลการวิเคราะห์อัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดที่มากกว่าระดับแผ่นดินไหวที่กำหนด พบว่าข้อมูลแผ่นดินไหวมีการเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวอยู่หลายช่วงเวลา เช่นในช่วงปี ค.ศ. 1998 มีการเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวในช่วงแผ่นดินไหวขนาด ≤ 3.8 ริกเตอร์ซึ่งแผ่นดินไหวขนาดใหญ่กว่า 3.8 ริกเตอร์ดังกล่าวจะไม่มีเปลี่ยนแปลง แสดงว่ามีกิจกรรมบางอย่างของการตรวจวัดหรือการวิเคราะห์แผ่นดินไหวที่ส่งผลกระทบต่ออัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวในช่วงปี ค.ศ. 1998 นี้ หรือในช่วงปี ค.ศ. 2012 ก็พบการเปลี่ยนแปลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวกับแผ่นดินไหว ≤ 4.0 ริกเตอร์ ซึ่งน่าจะเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงการตรวจวัดแผ่นดินไหวตลอดช่วงขนาดแผ่นดินไหว เป็นต้น ซึ่งการเปลี่ยนแปลงเหล่านี้อาจส่งผลกระทบต่อการศึกษาวิเคราะห์พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษาได้ โดยเฉพาะการวิเคราะห์ในเชิงสถิติซึ่งเป็นวิธีการหลักของการศึกษาวิจัยนี้

อย่างไรก็ตามดังที่กล่าวไปข้างต้น จากรูป 2.5ก แสดงให้เห็นว่าในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1998-2012 นั้น มีการเปลี่ยนแปลงของอัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวน้อยมาก โดยมีการเปลี่ยนแปลงเฉพาะแผ่นดินไหวที่มีขนาด ≤ 2.2 ริกเตอร์เท่านั้นดังนั้นจากตัวอย่างของการวิเคราะห์ผลกระทบของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มาจากกิจกรรมของมนุษย์ดังแสดงในรูป 2.5ก ผู้วิจัยจึงคัดเลือกช่วงของข้อมูลแผ่นดินไหวที่บันทึกได้ในพื้นที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันที่มีขนาดใหญ่กว่า 2.2 ริกเตอร์ในช่วงปี ค.ศ. 1998-2012 ซึ่งมีการตรวจวัดด้วยอัตราเดียวกันอย่างต่อเนื่องมาเป็นตัวแทนของพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งหลังจากเสร็จสิ้นกระบวนการตรวจสอบและคัดเลือกข้อมูลแผ่นดินไหวทั้งสิ้นนี้ ในทางสถิติจะถือว่าฐานข้อมูลที่ได้สามารถนำไปวิเคราะห์หาพฤติกรรมของแผ่นดินไหวได้อย่างเหมาะสมและให้ความหมายถูกต้องที่สุด



รูป 2.5. (ก)แผนที่ภาคเหนือประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียงแสดงการกระจายตัวของข้อมูลแผ่นดินไหวก่อนและหลังการตัดแผ่นดินไหวซ้ำและแผ่นดินไหวตาม (ข) ผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดและบันทึกแผ่นดินไหวในพื้นที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน ตามแนวคิดของ Habermann (1983; 1987) ในแต่ละช่วงเวลาและแต่ละช่วงขนาดแผ่นดินไหวโดย O แสดงอัตราการตรวจวัดที่ลดลง ส่วน + แสดงอัตราการตรวจวัดที่เพิ่มขึ้น (Pailoplee และ Charusiri, 2014)

ในทางธรณีแปรสัณฐาน อธิบายว่าความเร็วหรือทิศทางของการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลก ซึ่งเป็นกลไกหลักของการเกิดแผ่นดินไหวนั้นไม่สามารถเปลี่ยนแปลงได้อย่างทันทีทันใดในระยะเวลาอันสั้น ดังนั้นอัตราการเกิดแผ่นดินไหวโดยรวมในช่วงระยะเวลาไม่เกิน 100 ปี ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัดจึงควรมีอัตราการเกิดที่สม่ำเสมอ หรืออีกนัยหนึ่งหากพิจารณาในเชิงจำนวนแผ่นดินไหวสะสม (cumulative number of earthquake) (ดูตัวอย่างในรูป 2.6) ตามเวลาของการบันทึกนั้นควรจะเป็นเป็นเส้นตรงซึ่งจากรูป 2. 6พบว่าหลังจากผ่านกระบวนการสังเคราะห์ข้อมูลขั้นตอนต่างๆ ดังที่กล่าวไปในข้างต้น จำนวนแผ่นดินไหวสะสมของทั้งเขตมุดตัวสุมาตรา -อันดามัน และกลุ่มรอยเลื่อนสะเกียงนั้นแสดงเป็นเส้นตรง จึงถือได้ว่าข้อมูลแผ่นดินไหวดังกล่าวนั้น สมบูรณ์ในเชิงการวิเคราะห์เชิงสถิติ และเหมาะแก่การนำไปใช้ในการวิเคราะห์ในทางแผ่นดินไหววิทยาในบทต่อไป



รูป 2. 6. กราฟแสดงจำนวนเหตุการณ์
แผ่นดินไหวสะสมในแต่ละช่วงเวลา
จากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่ผ่าน
กระบวนการสังเคราะห์ข้อมูลในเชิง
สถิติ ของแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นในเขต
มุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -
อันดามัน

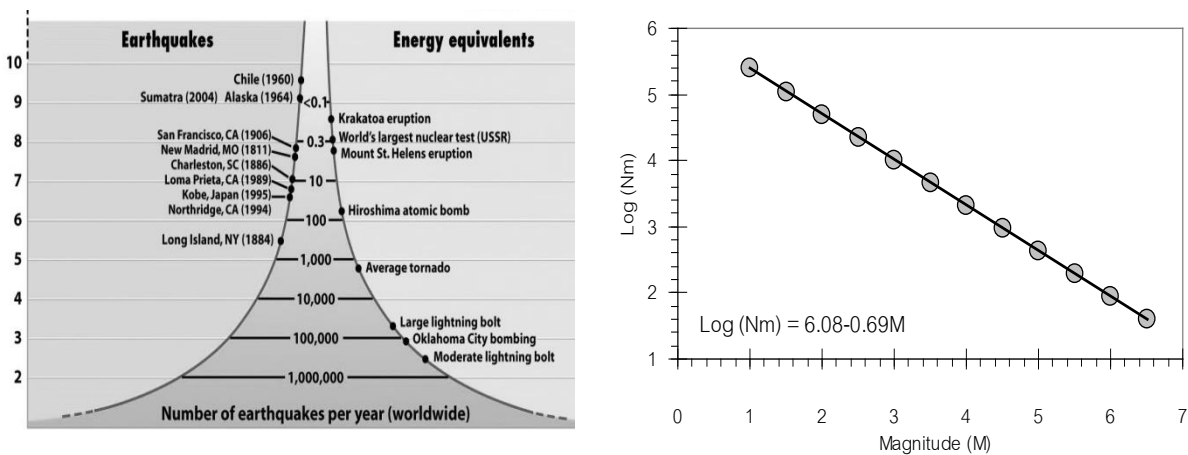
บทที่ 3 พฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหว (Earthquake Activity)

3.1. สมการการกระจายตัวความถี่-ขนาดแผ่นดินไหว (Frequency-Magnitude Distribution)

หลังจากที่เริ่มมีการตรวจวัดแผ่นดินไหวด้วยเครื่องมือตรวจวัด และวิเคราะห์ข้อมูลของแผ่นดินไหวแต่ละเหตุการณ์อย่างละเอียดในเชิงตัวเลข นักแผ่นดินไหววิทยาสังเกตพบในเบื้องต้นว่าโดยภาพรวม ณ ช่วงเวลาหรือพื้นที่ใดๆ แผ่นดินไหวขนาดเล็กจะเกิดบ่อยกว่าแผ่นดินไหวขนาดใหญ่เช่นในแต่ละปี แผ่นดินไหวขนาด 2.0 M_w เกิดขึ้นทั่วโลกประมาณ 1,000,000 ครั้ง ในขณะที่แผ่นดินไหวขนาด 5.0 M_w เกิดขึ้นโดยเฉลี่ย 1,000 ครั้งต่อปี (รูป 3.1ก) ซึ่งต่อมา Ishimoto และ Iida (1939) และ Gutenberg และ Richter (1944) ได้ค้นพบและนำเสนอความสัมพันธ์ระหว่างความถี่และขนาดของการเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งนักแผ่นดินไหววิทยาในปัจจุบันนิยมเรียกสมการความสัมพันธ์นี้ว่า สมการการกระจายตัวความถี่-ขนาดแผ่นดินไหว (Frequency-Magnitude Distribution หรือ FMD) หรือ สมการกูดเ็นเบิร์ก-ริกเตอร์ (Gutenberg-Richter หรือ G-R Relationship) ดังแสดงในสมการ (3.1) (ดูรูป 3.1ข ประกอบ)

$$\log(N_M) = a - bM \quad \text{สมการ (3.1)}$$

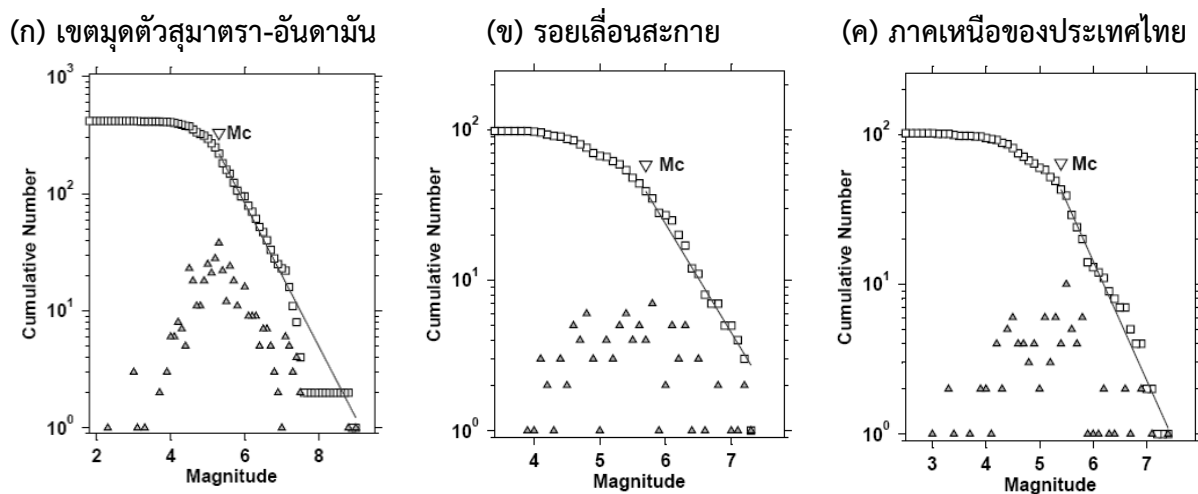
กำหนดให้ N_M คือ อัตราการเกิดสะสมของแผ่นดินไหวที่มีขนาด $\geq M$ ส่วน a และ b คือค่าคงที่ที่เป็นบวก ซึ่งจะแตกต่างกันไปในแต่ละ ช่วงเวลาหรือพื้นที่ใดๆ และเป็นตัวแปรสำคัญที่สื่อถึงพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ใดๆ



รูป 3.1. (ก) อัตราการเกิดแผ่นดินไหวทั่วโลกจำแนกตามขนาดแผ่นดินไหว (ข) ตัวอย่างกราฟความสัมพันธ์ระหว่างความถี่ของการเกิดแผ่นดินไหว (N_M) และขนาดแผ่นดินไหว (M) โดยมี ค่า $a = 6.08$ และค่า $b = 0.69$

ในกรณีของภูมิภาคอาเซียน Pailoplee และ Choowong (2013) วิเคราะห์สมการ FMD และประเมินค่า a และค่า b ของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญในภูมิภาคอาเซียน โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่ผ่านกระบวนการปรับปรุงคุณภาพตามขั้นตอนต่างๆ ที่อธิบายในบทที่ 2 จากนั้นนำข้อมูลแผ่นดินไหวดังกล่าวไปจำแนกแหล่งกำเนิดและสร้างกราฟ FMD ดังแสดงบางตัวอย่างในรูป 3.2 ซึ่งจากรูปบ่งชี้ว่าข้อมูลแผ่นดินไหว

จากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวต่างๆ สอดคล้องกับสมการ (3.1) ซึ่งจากกราฟสามารถประเมินค่า a และค่า b จากเส้นตรงของความสัมพันธ์ ดังแสดงในรูป 3.2



รูป 3.2. ตัวอย่างกราฟการกระจายตัวของความถี่ -ขนาดแผ่นดินไหวที่ประเมินได้จากบางแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญในภูมิภาคอาเซียน สัญลักษณ์ Δ คือ จำนวนแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด M สัญลักษณ์ \square คือ จำนวนแผ่นดินไหวสะสม ของแผ่นดินไหวที่มีขนาด $\geq M$ เส้นตรง คือ กราฟแสดงความสัมพันธ์ในเชิงคณิตศาสตร์ตามสมการ (3.1) ที่ประเมินจากข้อมูลจริง (สัญลักษณ์ \square)

อย่างไรก็ตามถึงแม้ว่าโดยภาพรวมของแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวนั้นจะมีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่ใกล้เคียงกัน แต่เนื่องจากโดยธรรมชาติแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวในแต่ละแหล่งนั้นมีพื้นที่กว้าง ซึ่งอาจได้รับผลกระทบอันเนื่องมาจากระบบการทางธรณีแปรสัณฐานที่แตกต่างกันในรายละเอียด ซึ่งหากพิจารณาในรายละเอียดจะพบว่าภายในแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวเดียวกัน อาจมีพื้นที่ย่อยที่แสดงพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกันบ้าง เช่นทางตอนเหนือ ตอนกลาง หรือตอนใต้ของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน อาจมีพฤติกรรมที่คล้ายคลึงกันโดยภาพรวมแต่อาจจะแตกต่างกันในรายละเอียด

ด้วยเหตุนี้นอกจากการประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวโดยรวมจากกราฟ FMD ของแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวดังแสดงในรูป 3.2 ในบางครั้งนักแผ่นดินไหววิทยายังสามารถประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวโดยการแบ่งแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวใดๆ ออกเป็นพื้นที่ย่อยด้วยขนาดที่เท่ากัน และนำข้อมูลแผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นในแต่ละจุดศึกษาย่อยมาสร้างกราฟ FMD และประเมินค่า a และค่า b ตามลำดับ จากนั้นจึงนำผลการประเมินในแต่ละจุดย่อยมาสร้างแผนที่เส้นชั้นความสูง (contour map) ของค่าตัวแปรต่างๆ เช่น แผนที่แสดงการกระจายตัวของค่า a และค่า b (รูป 3.3ก-ข) รวมถึงค่าทางสถิติอื่นๆ ที่แสดงถึงความแม่นยำของการวิเคราะห์สมการ FMD เช่น ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation) และเปอร์เซ็นต์ ความสอดคล้องระหว่างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์และข้อมูลจริงของสมการ FMD (% of goodness fit of FMD) (รูป 3.3ค-ง) (Pailoplee และ Boonchaluy, 2015)

สำหรับการวิเคราะห์สมการ FMD ในเชิงพื้นที่บริเวณหมู่เกาะฟิลิปปินส์และพื้นที่ใกล้เคียง Pailoplee และ Boonchaluy (2015) แบ่งพื้นที่ศึกษาออกเป็นพื้นที่ย่อยขนาด 110×110 ตารางกิโลเมตร (ประมาณ $1^\circ \times 1^\circ$) และใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นภายในพื้นที่ย่อยมาสร้างกราฟ FMD และประเมินค่า a และ b

รวมทั้งค่าสถิติอื่นๆ ที่เกี่ยวข้อง (รูป 3.3) แต่เนื่องจากในบางพื้นที่ย่อย เช่นในบริเวณเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก PWT SAT และทางตอนใต้ของ SLT (หมายเลข 5 8 และ 9) นั้นมีข้อมูลแผ่นดินไหวไม่เพียงพอต่อการวิเคราะห์สมการ FMD อย่างมีนัยสำคัญ Pailoplee และ Boonchaluy (2015) จึงไม่ได้นำเสนอผลการประเมินค่า a และ b รวมทั้งค่าสถิติอื่นๆ ในพื้นที่ดังกล่าว

จากรูป 3.3ก แสดงพื้นที่ที่แสดงค่า a ที่สูงอย่างชัดเจน 3 พื้นที่ ($a = 4.0-5.0$) ได้แก่ 1) ตะวันออกของเมือง มะนิลา (Manila) 2) ทางตอนเหนือของเมือง ดาเวา (Davao) ซึ่งเป็นพื้นที่ที่มีกลุ่มรอยเลื่อนแผ่นดินไหวกระจายตัวอยู่อย่างหนาแน่นและ 3) บริเวณเมือง มานาโด (Manado) ซึ่งอยู่ใกล้กับเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก MST และ SSZ (หมายเลข 4 และ 7) ในทางตรงกันข้าม พื้นที่ทางตอนเหนือของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก SAT (หมายเลข 8) แสดงค่า a ที่ต่ำอยู่ในช่วง 1.0-2.0 (รูป 3.3ก) และเมื่อพิจารณาการกระจายตัวของค่า b (รูป 3.3ข) พบว่าส่วนใหญ่สอดคล้องกับการกระจายของค่า a ในพื้นที่โดยพื้นที่ที่มีค่า a สูง/ต่ำ จะมีค่า b สูง/ต่ำ อย่างสัมพันธ์กัน

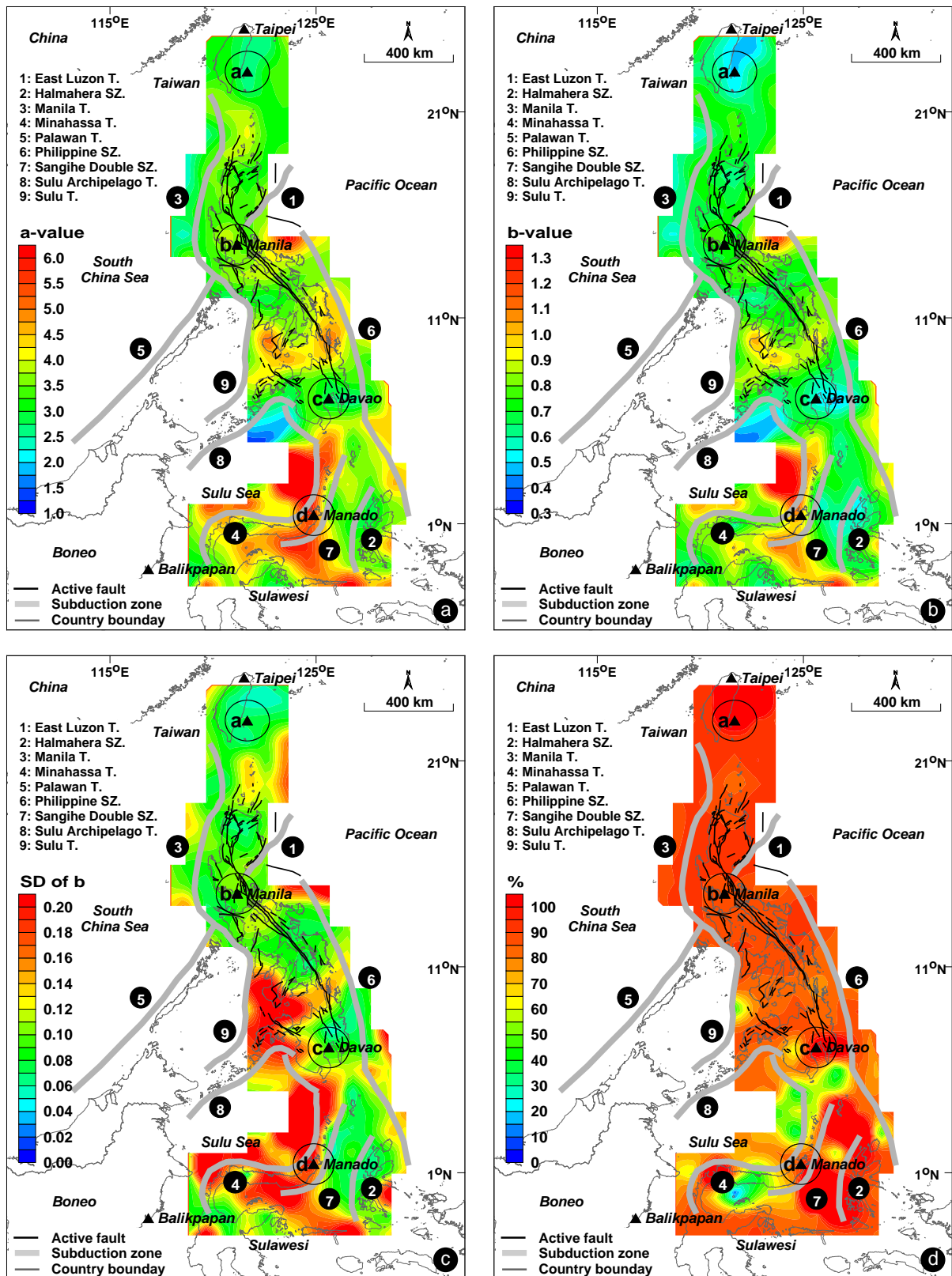
ในส่วนของการความถูกต้องแม่นยำของการวิเคราะห์สมการ FMD ในพื้นที่ศึกษาโดยเฉพาะอย่างยิ่งตามเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก มีค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานน้อยกว่า 0.2 (รูป 3.3ค) ซึ่งหมายความว่าทั้งค่า a และ b ที่ประเมินได้ในข้างต้นนั้นมีความแปรปรวนต่ำ นอกจากนี้ค่าความสอดคล้องระหว่างแบบจำลองที่ใช้ประเมินและข้อมูลจริงที่นำมาวิเคราะห์ (รูป 3.3ง) ส่วนใหญ่มีค่ามากกว่า 80% บ่งชี้ว่าผลการประเมินที่ได้มีแนวโน้มเชื่อถือ ในทางสถิติ

ในการวิเคราะห์ในรายละเอียดของสมการ FMD ตามเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน พื้นที่ศึกษาได้ถูกแบ่งออกเป็นพื้นที่ย่อยขนาด $1^\circ \times 1^\circ$ หลังจากนั้นในแต่ละพื้นที่ย่อย ผู้วิจัยได้เลือกข้อมูลแผ่นดินไหวที่สมบูรณ์ที่อยู่ในรัศมีวงที่ 110 กม. ของแต่ละโหนดและประเมินตัวแปรต่างๆ ของสมการการกระจายตัวความถี่-ขนาดแผ่นดินไหว เช่น ค่า a ค่า b ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน เป็นต้น โดยใช้โปรแกรม ZMAP (Wiemer, 2001) จากนั้นนำข้อมูลที่ได้ในทุกๆ พื้นที่ย่อยมาทำแผนที่เส้นชั้นความสูงและแสดงผลการศึกษาในรูป 3.4

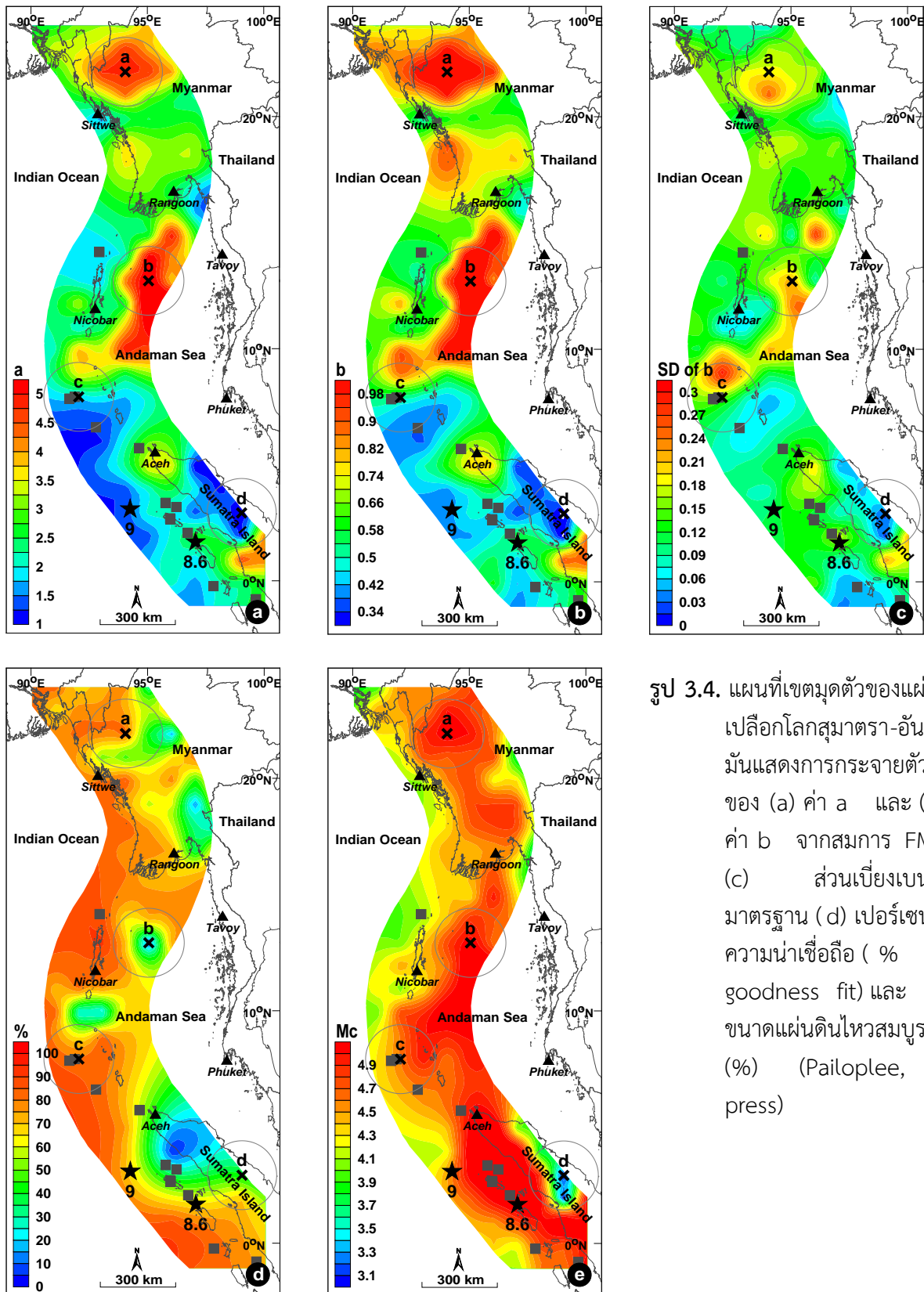
โดยผลการศึกษาพบว่าการกระจายเชิงพื้นที่ของค่า a อยู่ในช่วง 1-5 (รูป 3.4a) โดยมีสองพื้นที่ที่แสดงค่า a ที่โดดเด่นกว่าพื้นที่อื่นๆ ($a > 4$) ซึ่งหมายถึงถึงเป็นพื้นที่ที่มีกิจกรรมการเกิดแผ่นดินไหวสูงกว่าพื้นที่อื่นๆ ได้แก่ (i) ทางตอนเหนือของเมืองซิตเว (Sittwe) และ (ii) ทางภาคตะวันออกของหมู่เกาะนิโคบาร์ (รูป 3.4a และ b) ในทางตรงกันข้ามสำหรับบริเวณนอกชายฝั่งทางตะวันตกเฉียงเหนือของเกาะสุมาตราคำนวณค่า a อยู่ในระดับต่ำอย่างเห็นได้ชัด ($a < 2$) (รูป 3.4c และ d)

ในกรณีที่แผนที่ค่า b (รูป 3.4b) ผลการศึกษา พบ 3 พื้นที่เล็กๆ ที่แสดงค่า b ที่ต่ำกว่าพื้นที่อื่นๆ ($b < 0.8$) ซึ่งประกอบไปด้วย (i) ภายในเกาะสุมาตรา (ii) ทางตะวันตกเฉียงเหนือและ (iii) ทางตะวันตกของเกาะสุมาตรา ตามแนวคิดของ Mogi (1962) Scholz (1968) และ Wyss (1973) บ่งชี้ว่าพื้นที่ที่มีค่า b ต่ำ หมายถึง พื้นที่ที่มีความเครียดที่สะสมอยู่มากกว่าพื้นที่อื่นๆ ซึ่งพิจารณาเฉพาะค่า b เพียงอย่างเดียว บ่งชี้ว่าทั้ง 3 พื้นที่ที่มีค่า b ต่ำดังกล่าวข้างต้นบ่งบอกถึงความเป็นไปได้สูงที่จะทำให้เกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ในพื้นที่โดยรอบของเกาะสุมาตราในอนาคต

ในส่วนของการความไม่แน่นอนของค่า a และค่า b ดังแสดงในรูป 4c เผยให้เห็นพื้นที่เล็กๆ ของภาคเหนือของเมืองซิตเว ภาคตะวันออกและภาคใต้ของหมู่เกาะนิโคบาร์ ที่แสดงพื้นที่ที่มีส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของค่า b ที่สูง นอกจากนี้จาก เปอร์เซ็นต์ ความถูกต้อง (% of goodness fit) ที่ประเมินจากความแตกต่างระหว่างข้อมูลจริงที่มี (สีเหลี่ยมในรูป 3.2) และกราฟแบบจำลองที่ประเมินได้ (เส้นตรงในรูป 3.2) พบว่าพื้นที่ส่วนใหญ่มีเปอร์เซ็นต์ความถูกต้องที่สูง นอกจากนี้จากรูป 5e ซึ่งแสดงการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวต่ำสุดที่สามารถตรวจวัดได้อย่างสมบูรณ์ พบว่าพื้นที่ส่วนใหญ่มีค่า M_c ที่สูง ทั้งนี้สืบเนื่องมาจากเป็นพื้นที่นอกชายฝั่งที่ห่างไกลจากสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหว ทำให้ พื้นที่โดยส่วนใหญ่ไม่สามารถตรวจวัดแผ่นดินไหวขนาดเล็กๆ ได้



รูป 3.3. แผนที่หมู่เกาะฟิลิปปินส์ และพื้นที่ใกล้เคียงแสดง การกระจายตัวเชิงพื้นที่ของ (ก) ค่า a (ข) ค่า b (ค) ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของค่า b และ (ง) % ความสอดคล้องระหว่างแบบจำลอง FMD และข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัด (Pailoplee และ Boonchaluy, 2015)



รูป 3.4. แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันแสดงการกระจายตัวของ (a) ค่า a และ (b) ค่า b จากสมการ FMD (c) ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (d) เปอร์เซนต์ความน่าเชื่อถือ (% of goodness fit) และ (ง) ขนาดแผ่นดินไหวสมบูรณ์ (%) (Pailoplee, in press)

3.2. ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในรอบปีต่างๆ (Possible Maximum Earthquake)

จากสมการ (3.1) ที่นำเสนอโดย Ishimoto และ Iida (1939) และ Gutenberg และ Richter (1944) นักแผ่นดินไหววิทยาต่อมา ได้นำมาพัฒนาและต่อยอดแนวความคิดเพื่อประยุกต์ใช้ในการประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในรูปแบบต่างๆ เช่น Yadav และคณะ (2011) แปลงสมการ FMD ให้อยู่ในรูปสมการ (3.2)

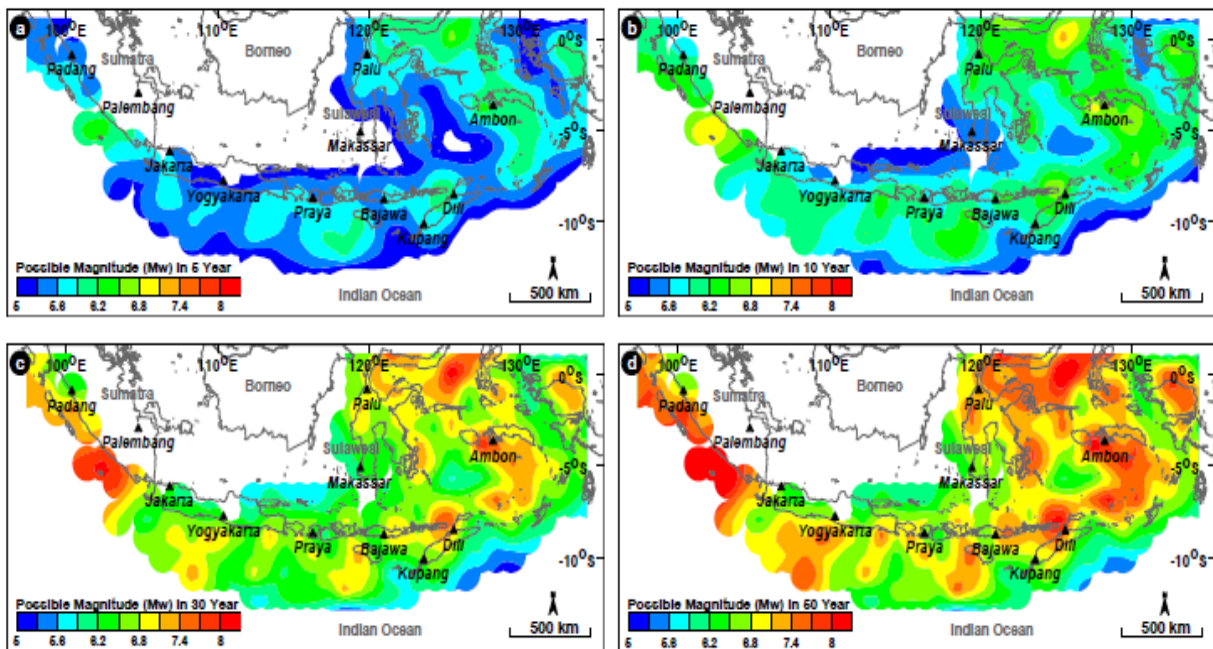
$$\ln(N_m) = \ln \alpha - \beta m \quad \text{สมการ (3.2)}$$

โดยค่า α และ β คือ ค่าคงที่และสัมพันธ์กับค่า a และ b ในรูปของ $\alpha = \exp(a \ln(10))$ และ $\beta = b \ln(10)$ ซึ่งจากค่าตัวแปรทั้งสอง Yadav และคณะ (2011) ได้นำเสนอการประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (u_t) ที่สามารถเกิดขึ้นได้ในช่วงเวลา t ที่พิจารณา ดังแสดงในสมการ (3.3)

$$u_t = \frac{\ln(\alpha t)}{\beta} \quad \text{สมการ (3.3)}$$

ซึ่งจากสมการ (3.3) พบว่ากับผลการวิเคราะห์สมการ FMD ในเชิงพื้นที่ตามสมการ (3.1) มีงานวิจัยจำนวนมากที่นำเสนอแผนที่แสดงการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ ในบริเวณต่างๆ ของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญในภูมิภาคอาเซียนได้แก่

1) เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซีย (Indonesian Island Chain) เพื่อที่จะประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่อาจส่งผลกระทบด้านพิบัติภัยสึนามิต่อแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซีย Pailoplee (2015) ได้ประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่อาจเกิดขึ้นได้ในรอบ 5-50 ปี จากข้อมูลแผ่นดินไหวที่เกิดระหว่างเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (interplate earthquake) (รูป 3.5) โดยผลการประเมินบ่งชี้ว่า พื้นที่ส่วนใหญ่ตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซีย มีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวใกล้เคียงกัน โดยมีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวด้วยขนาดสูงสุดประมาณ $5.0-5.9 M_w$, $5.3-6.5 M_w$, $5.6-7.4 M_w$ และ $6.2-7.7 M_w$ หากพิจารณาช่วงเวลาของการเกิดแผ่นดินไหว 5 ปี, 10 ปี, 30 ปี และ 50 ปี ตามลำดับ (รูป 3.5) โดยพื้นที่ที่มีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวรุนแรงที่สุด ประเมินว่าอยู่ทางตอนใต้ของเมืองปาเลมบัง (Palembang) และทางตะวันออกของเมือปาตู (Palu) ซึ่งมีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาดสูงสุดได้ถึง $5.9-6.2 M_w$, $6.5-6.8 M_w$, $7.1-7.7 M_w$ และ $7.4-8.0 M_w$ ในช่วงเวลาอีก 5-50 ปี ในขณะที่ บริเวณด้านนอกของ แนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซีย เมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่อื่นๆ ถือว่ามีระดับ อันตรายที่ค่อนข้างต่ำ โดยประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดได้ประมาณ $5.3-5.9 M_w$ ในอีก 50 ปีข้างหน้า (รูป 3.5ค)



รูป 3.5. แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซีย แสดงการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (หน่วย M_w) ที่สามารถเกิดขึ้นได้ในช่วงเวลา (ก) 5 ปี (ข) 10 ปี (ค) 30 ปี และ (ง) 50 ปี (Pailoplee, 2015)

2) รอยเลื่อนสะกาย (Sagaing Fault) ในการประเมินและจัดทำแผนที่แสดงการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่เป็นไปได้ตามแนวรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า Pailoplee (2015) ได้วิเคราะห์ค่า a และค่า b ของสมการ FMD ในเชิงพื้นที่ และนำมาประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงที่มีโอกาสเกิดขึ้นในช่วง 5-50 ปี (รูป 3.6) ซึ่งผลการประเมินสามารถแบ่งย่อยกลุ่มรอยเลื่อนสะกายตามระดับหรือพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวออกเป็น 3 ส่วน (รูป 3.6) ได้แก่

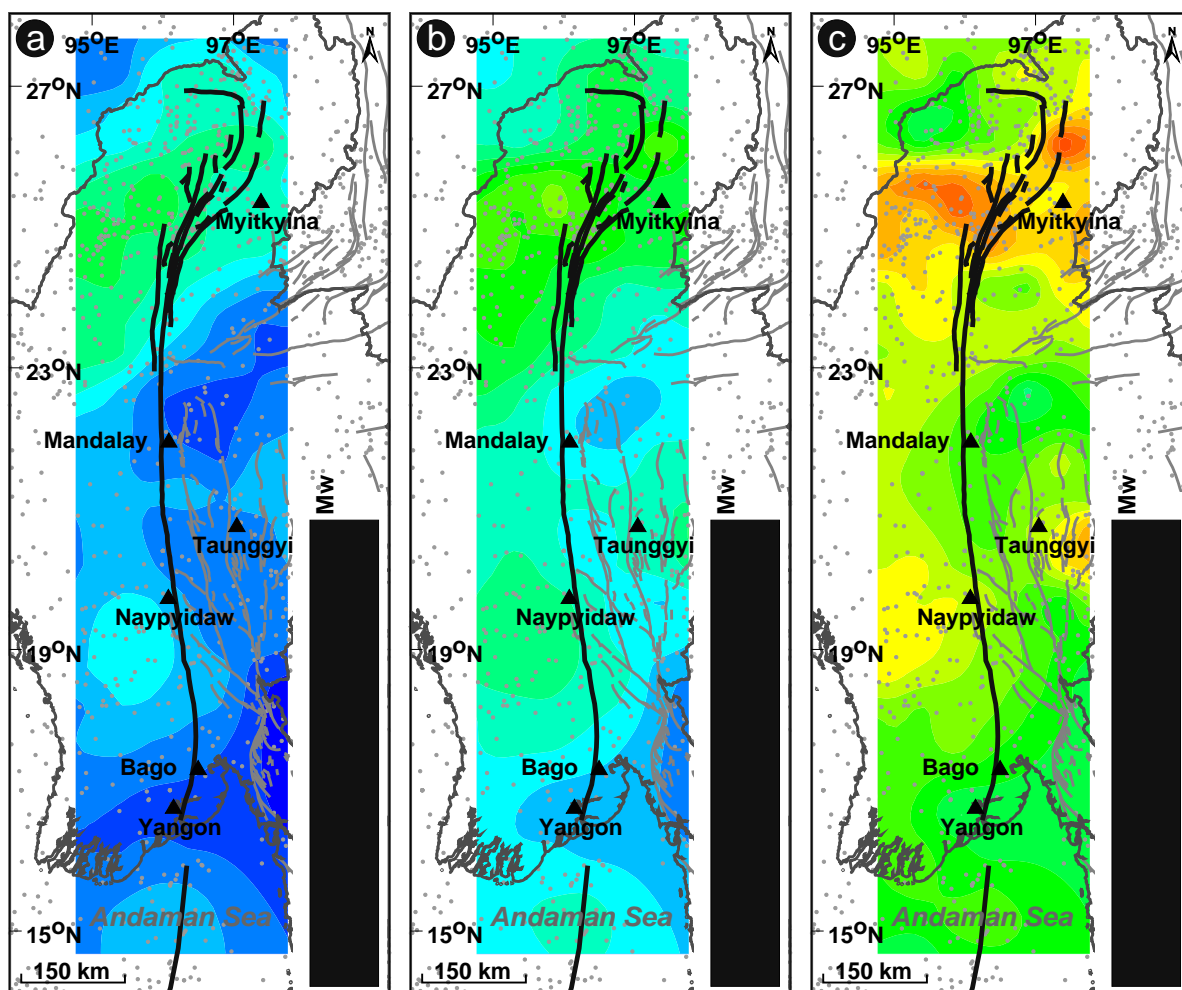
1) รอยเลื่อนย่อยในช่วงเมืองมยิทคินา - ตอนเหนือของเมืองมันตะเลย์ (Myitkyina-Northern Mandalay Segment) ซึ่งประเมินว่าเป็นพื้นที่ที่มีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่สูงที่สุด โดยมีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวขนาด $6.0-7.4 M_w$ ในอีก 5-50 ปี (รูป 3.6)

2) รอยเลื่อนย่อยในช่วงเมืองมันตะเลย์-เมืองพะโค (Mandalay-Bago Segment) มีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวขนาด $4.8-5.2 M_w$ และ $5.6-6.0 M_w$ ในอีก 10 ปี หรือ 50 ปี ตามลำดับ (รูป 3.6 ข และ ค)

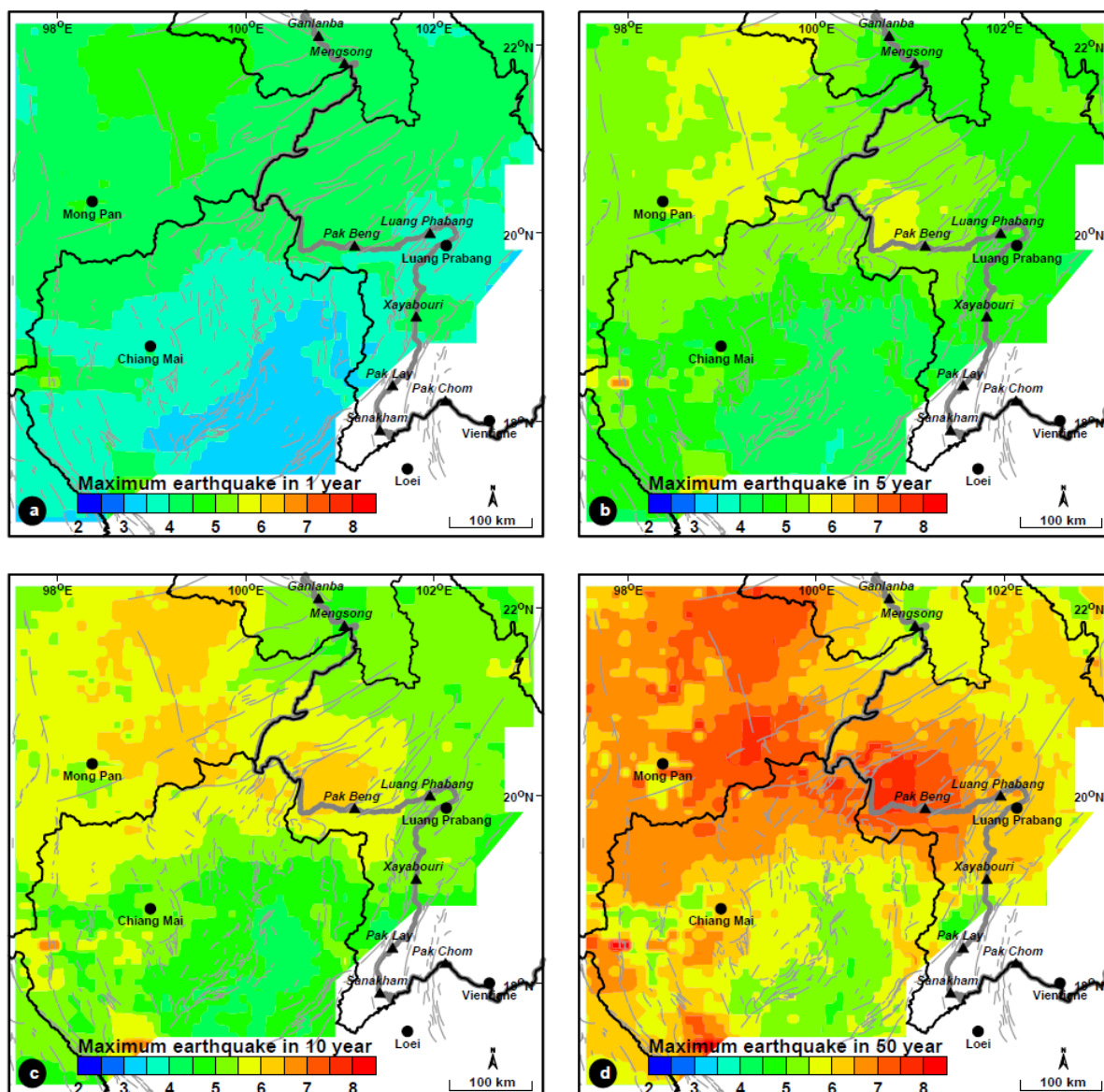
3) รอยเลื่อนย่อยในช่วงนอกชายฝั่งทะเลอันดามัน (Off coast of Andaman Sea Segment) มีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวได้ถึงขนาด $6.0 M_w$ โดยประมาณ ในอีก 50 ปี (รูป 3.6 ค)

3) ภาคเหนือของประเทศไทย (Northern Thailand) Pailoplee และคณะ (2013) ได้ประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดได้ในแต่ละพื้นที่บริเวณภาคเหนือของประเทศไทยและประเทศเพื่อนบ้าน โดยผลการประเมินบ่งชี้ว่าบริเวณทางตอนเหนือของเมืองป๋น (Mong Pan) ของประเทศพม่า จังหวัดเชียงรายของประเทศไทย (บริเวณรอยเลื่อนแม่จัน) และบริเวณรอบๆ เขื่อนปากแบง (Pak Beng Dam) ในประเทศลาวเป็นพื้นที่ที่มีศักยภาพด้านแผ่นดินไหวสูงที่สุด โดยสามารถเกิดแผ่นดินไหวทุกๆ ปีในขนาด $5.0 M_w$ $5.5 M_w$ $6.0 M_w$ และ $7.0 M_w$ หากพิจารณาในช่วงเวลา 1 ปี 5 ปี 10 ปี และ 50 ปี ตามลำดับ (รูป 3.7)

ในขณะที่พื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคเหนือของประเทศไทยนั้นมีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวที่ต่ำกว่าพื้นที่ศึกษาบริเวณอื่นๆ โดยมีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวสูงสุดในทุกๆ ปี โดยมีขนาดไม่เกิน $3.5 M_w$ (รูป 3.7ก) ในขณะที่หากพิจารณาที่ระยะเวลา 10 ปี และ 50 ปี ผลการประเมินบ่งชี้ว่าแผ่นดินไหวมีโอกาสเกิดได้สูงสุดไม่เกิน ขนาด $4.0-5.0 M_w$ (รูป 3.7ค) และขนาด $5.5-6.0 M_w$ (รูป 3.7ง) ตามลำดับ



รูป 3.6. แผนที่รอยเลื่อนสะกาย ประเทศพม่าแสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ของ ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (หน่วย M_w) ที่มีโอกาสเกิดขึ้นในอีก (ก) 5 ปี (ข) 10 ปี และ (ค) 50 ปี (Pailoplee, 2015)

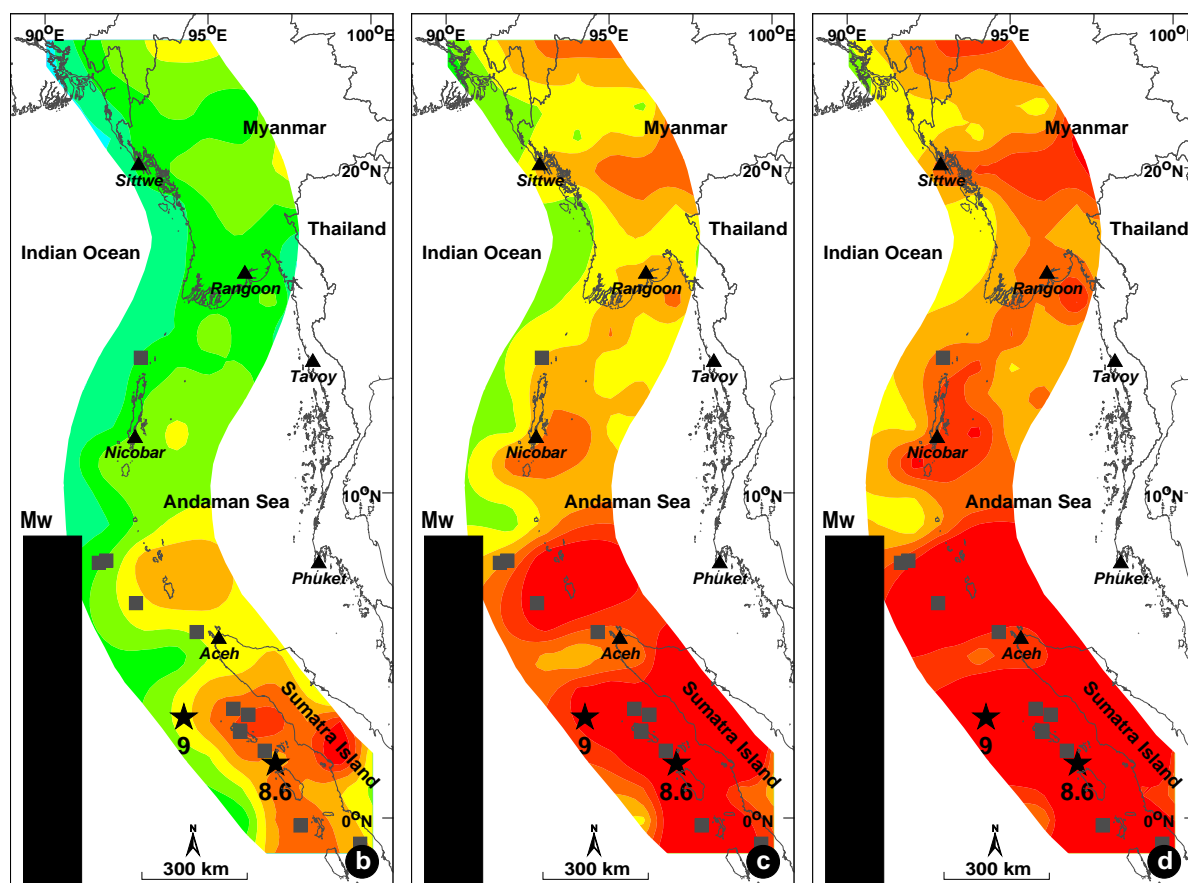


รูป 3.7. แผนที่ภาคเหนือของประเทศไทย ภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยและภาคเหนือของประเทศไทย แสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ของ ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (หน่วย M_w) ที่มีโอกาสเกิดขึ้นในอีก (ก) 1 ปี (ข) 5 ปี (ค) 10 ปีและ (ง) 50 ปี (Pailoplee และคณะ, 2013)

ในส่วนของ เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone) ซึ่งเป็นผลการศึกษาจากงานวิจัยนี้ ผลการศึกษาประเมินการกระจายตัวเชิงพื้นที่ของค่า a และ b จากสมการ FMD และนำมาประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่อาจเกิดขึ้นได้ในรอบ 10 ปี 30 ปี และ 50 ปี ตามลำดับ (รูป 3.8) โดยผลการประเมินบ่งชี้ว่าภายในระยะเวลาอีก 10 ปี (รูป 3.8ก) พื้นที่ส่วนใหญ่ของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน มีโอกาสที่จะเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาดสูงสุดประมาณ 4.6-5.2 M_w ในขณะที่บริเวณนอกชายฝั่ง ตะวันตกเฉียงเหนือและนอกชายฝั่งตะวันตกของเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย ซึ่งเป็นจุดศูนย์กลางของ แผ่นดินไหวขนาด 9.0 M_w เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม ค.ศ. 2004 นั้น มีแนวโน้มที่จะเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาด 5.8-6.7 M_w ภายในระยะเวลา 10 ปี

นอกจากนี้หาก พิจารณาขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในอีก 30 ปีและ 50 ปีข้างหน้า (รูป 3.8ข-ค) ผลการประเมินบ่งชี้ว่า บริเวณชายฝั่งทางตะวันตกของประเทศ พม่าและทางตอนใต้ของหมู่เกาะนิโค

บาร์นั้น มีความเป็นไปได้ที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาดสูงถึง $6.1-6.4M_w$ และ $6.4-6.7M_w$ ในอีก 30 ปี และ 50 ปี ตามลำดับ ในขณะที่บริเวณโดยรอบเกาะสุมาตรา นั้น มีความสามารถในการสร้างการเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาดสูงถึง $7.0M_w$ หรืออาจใหญ่กว่านั้น (รูป 3.8ค) แต่เนื่องจากข้อจำกัดในทางทฤษฎีของการประยุกต์ใช้สมการ FMD ในการประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ Youngs และ Coppersmith (1994) อธิบายว่า แผ่นดินไหวขนาด $\geq 7.0 M_w$ โดยประมาณ มักมีพฤติกรรมที่แตกต่างจากสมการ FMD โดยทั่วไป แต่จะมีลักษณะการเกิดที่เฉพาะ (characteristic earthquake) ดังนั้นในงานวิจัยนี้จึงไม่นำเสนอพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาดใหญ่กว่า $7.0M_w$



รูป 3.8.แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามันแสดงการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (หน่วย M_w) ที่มีโอกาสเกิดขึ้นได้ในรอบปีต่างๆ (ก) 10 (ข) 30 และ (ค) 50 ปี

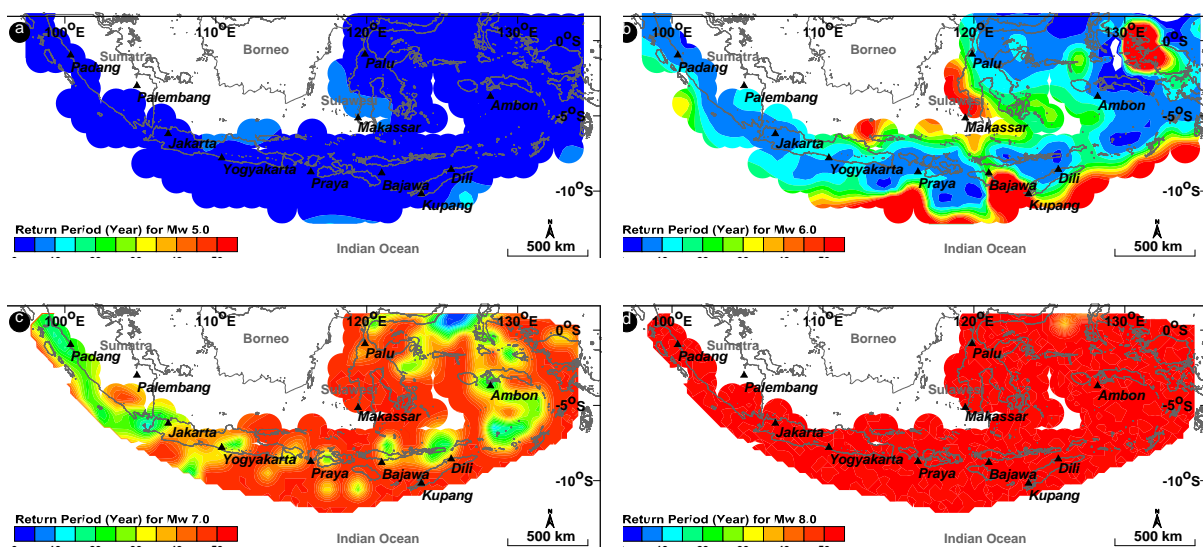
3.3. คาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ (Return Period of Earthquake)

ในกรณีการประเมินคาบอุบัติซ้ำ (recurrence interval) ของแผ่นดินไหว นักแผ่นดินไหววิทยาสามารถประเมินคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดได้จากสมการ (3.4) (Yadav และคณะ, 2011)

$$T_M = \frac{1}{N_M} = \frac{\exp(\beta M)}{\alpha} \quad \text{สมการ (3.4)}$$

กำหนดให้ T_M คือ คาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด M ซึ่งเป็นส่วนกลับของจำนวนหรือความถี่ของการเกิดแผ่นดินไหว N_M โดยสามารถประเมินได้จากค่า α และ β ของแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว ดังที่กล่าวไปแล้วในข้างต้นซึ่งจากสมการ (3.4) ผสมกับผลการวิเคราะห์สมการ FMD ในเชิงพื้นที่ตามสมการ (3.1) มีงานวิจัยจำนวนมากที่นำเสนอแผนที่แสดงการกระจายตัวในเชิงพื้นที่ของคาบอุบัติซ้ำ (หน่วยปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญในภูมิภาคอาเซียนได้แก่

1) เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซีย (Indonesian Island Chain) ผลจากการประเมินคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหว Pailoplee (2015) พบว่าเมืองสำคัญส่วนใหญ่ของประเทศอินโดนีเซีย มักตั้งอยู่ในพื้นที่ที่มีคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวที่สั้น เช่น ตอนใต้ของเมืองปาเลม (Palembang) และเมืองอัมบน (Ambon) มีคาบอุบัติซ้ำน้อยกว่า 5 ปี และ 5-15 ปี สำหรับแผ่นดินไหวขนาด $5.0M_w$ และ $6.0M_w$ ตามลำดับ(รูป 3.9ก และ ข)



รูป3.9. แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซียแสดงการกระจายตัวของคาบอุบัติซ้ำ (หน่วย ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (ก) $5.0 M_w$ (ข) $6.0M_w$ (ค) $7.0 M_w$ และ (ง) $8.0 M_w$ (Pailoplee, 2015)

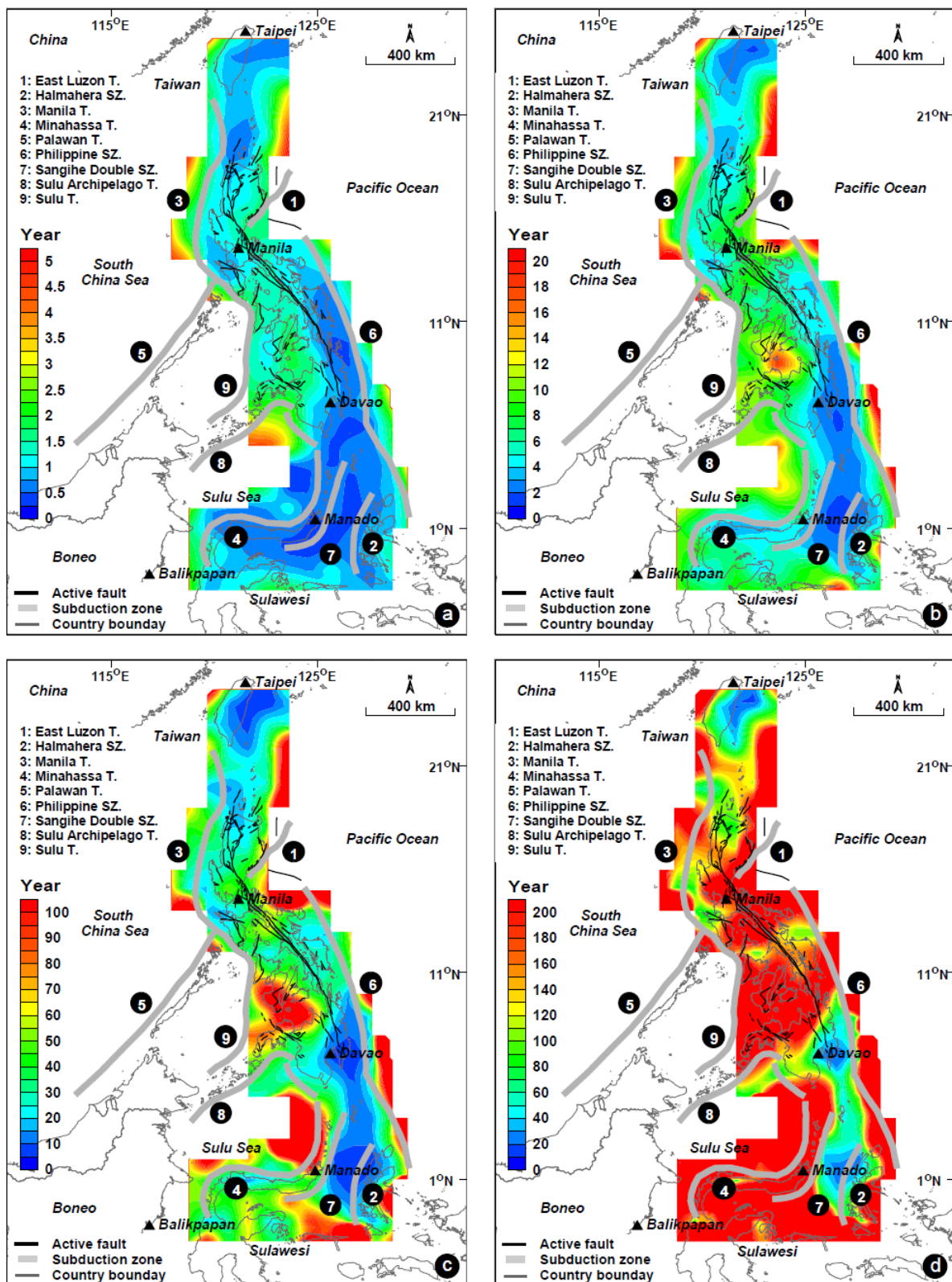
ในทางตรงกันข้าม พื้นที่ที่มีพฤติกรรมเกิดการเกิดแผ่นดินไหวต่ำ ได้แก่ ตอนเหนือของเมืองพรายา (Praya) และทางตะวันออกเฉียงใต้ของเมืองดิลี (Dili) มีคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด $6.0M_w$ มากกว่า 50 ปี ส่วนในกรณีของการเกิดแผ่นดินไหว ขนาด $7.0 M_w$ (รูป 3.9ค) มีเพียงพื้นที่เล็กๆ ทางตอนใต้ของเมืองปาเลมบัง ทางตะวันออกของเมืองปาลู (Palu) และในพื้นที่ใกล้เคียงเมืองอัมบน ที่ แสดงช่วงเวลากการเกิดคาบอุบัติซ้ำน้อยกว่า 30 ปี ในขณะที่พื้นที่อื่น ๆ มีคาบอุบัติซ้ำมากกว่า 50 ปีในกรณีการเกิดแผ่นดินไหวขนาด $8.0 M_w$ (รูป 3.9ง) ผลการประเมินบ่งชี้ว่ามีคาบอุบัติซ้ำมากกว่า 50 ปี ตลอดแนวหมู่เกาะอินโดนีเซีย ซึ่งถือว่าปลอดภัยสำหรับช่วงชีวิตโดยเฉลี่ยของมนุษย์ในปัจจุบัน

2) เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกในหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Philippines Islands) Pailoplee และ Boonchaluy (2015) รายงานว่าในแต่ละขนาดแผ่นดินไหวที่พิจารณา บริเวณนอกชายฝั่งตะวันออกของประเทศไต้หวันและภาคตะวันออกของเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก PSZ (หมายเลข 6)รวมทั้งบริเวณรอบๆ เขตมุดตัว HSZและSSZ (หมายเลข 2และ 7) มีคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวที่สั้นเมื่อเทียบกับ พื้นที่อื่น

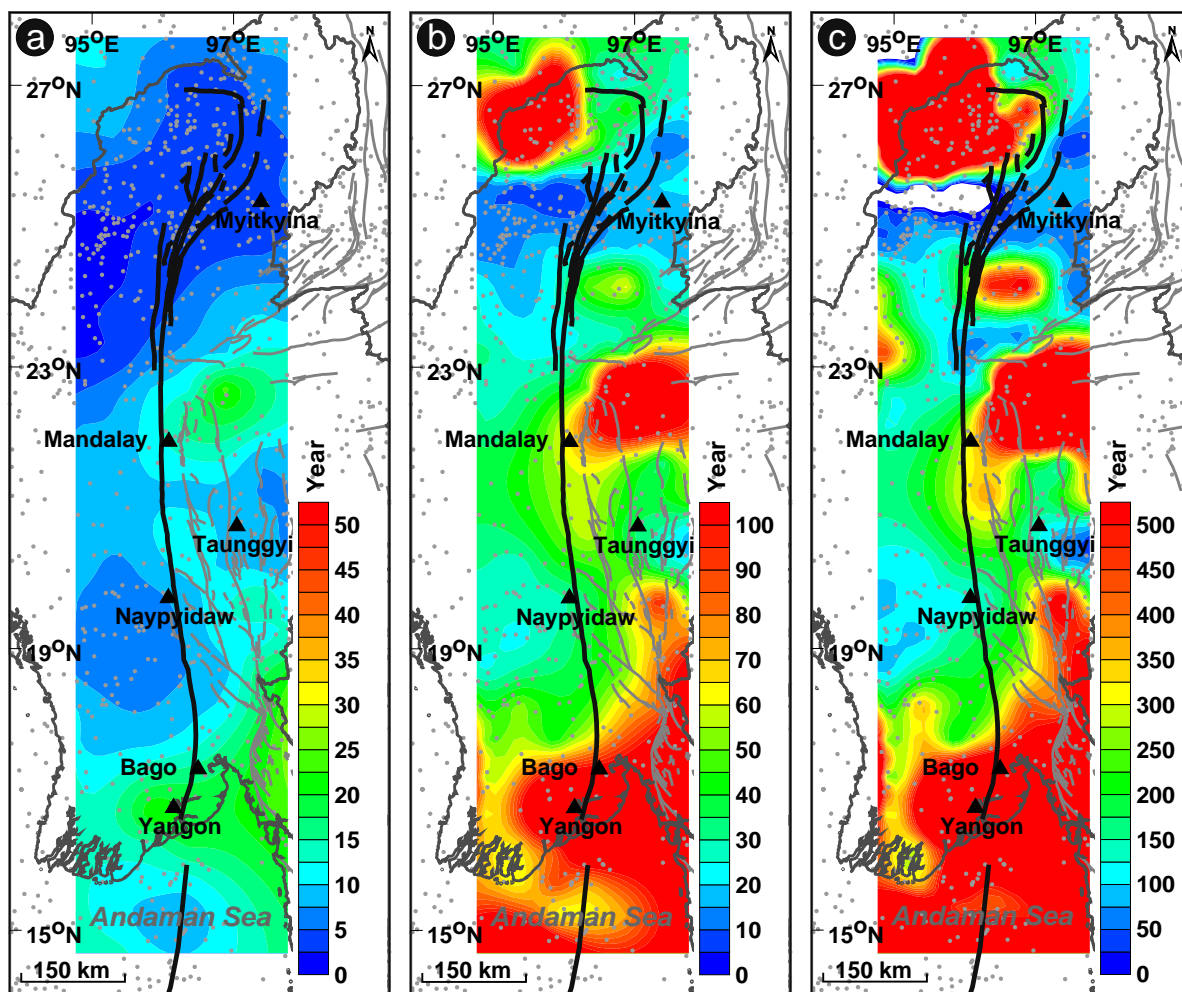
เช่น คาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด $5.0-8.0 M_w$ มีค่าประมาณน้อยกว่า 1 ปี 2-4 ปี 5-20 ปี และ 20-40 ปี ตามลำดับ (รูป 3.10) ในขณะที่ทางตอนเหนือของเขตมุดตัว MST (หมายเลข 4) และภาคตะวันออกของเขตมุดตัว SLT (หมายเลข 9) มีคาบอุบัติซ้ำโดยเฉลี่ยที่ยาวกว่าพื้นที่อื่นๆ โดยแผ่นดินไหวที่มีขนาด $7.0-8.0 M_w$ มีคาบอุบัติซ้ำประมาณ 100-200 ปี (รูป 3.10ค-ง)

3) รอยเลื่อนสะกาย (Sagaing Fault) Pailoplee (2015) ประเมินคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาดระหว่าง $5.0-7.0 M_w$ ตามแนวรอยเลื่อนสะกาย ซึ่งผลการศึกษางี้ชี้ว่าคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด $5.0 M_w$ น้อยกว่า 20 ปี ตลอดกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (รูป 3.11ก) แต่สำหรับคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด $6.0 M_w$ หรือ $7.0 M_w$ มีความแตกต่างกันในแต่ละช่วงของรอยเลื่อน โดย Pailoplee (2015) แบ่งรอยเลื่อนสะกาย ออกเป็น 3 ส่วนย่อยสอดคล้องกับการประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด

ดังที่กล่าวไปในข้างต้น โดยแผ่นดินไหวขนาด $7.0 M_w$ มีโอกาสเกิดขึ้นทุกๆ 20-60 ปี บริเวณ รอยเลื่อนสะกายระหว่างเมืองมยิทคินา-ตอนเหนือของเมือง มัณฑะเลย์ และประเมินว่ารอยเลื่อนส่วนนี้มีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวสูงสุด ในขณะที่รอยเลื่อนย่อยในช่วงเมืองมัณฑะเลย์-เมืองพะโค แสดงคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด $6.0 M_w$ และ $7.0 M_w$ ประมาณ 30-50 ปี และ 150-300 ปี (รูป 3.11ค และ ง) ในทางตรงกันข้าม สำหรับรอยเลื่อนสะกายในส่วนนอกชายฝั่งทะเลอันดามัน ผลการประเมินคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด $6.0 M_w$ มีค่าประมาณ 60-100 ปี ซึ่งถือว่าเป็นส่วนที่อันตรายต่ำที่สุดเมื่อเทียบกับรอยเลื่อนสะกายส่วนอื่นๆ (รูป 3.11ค)



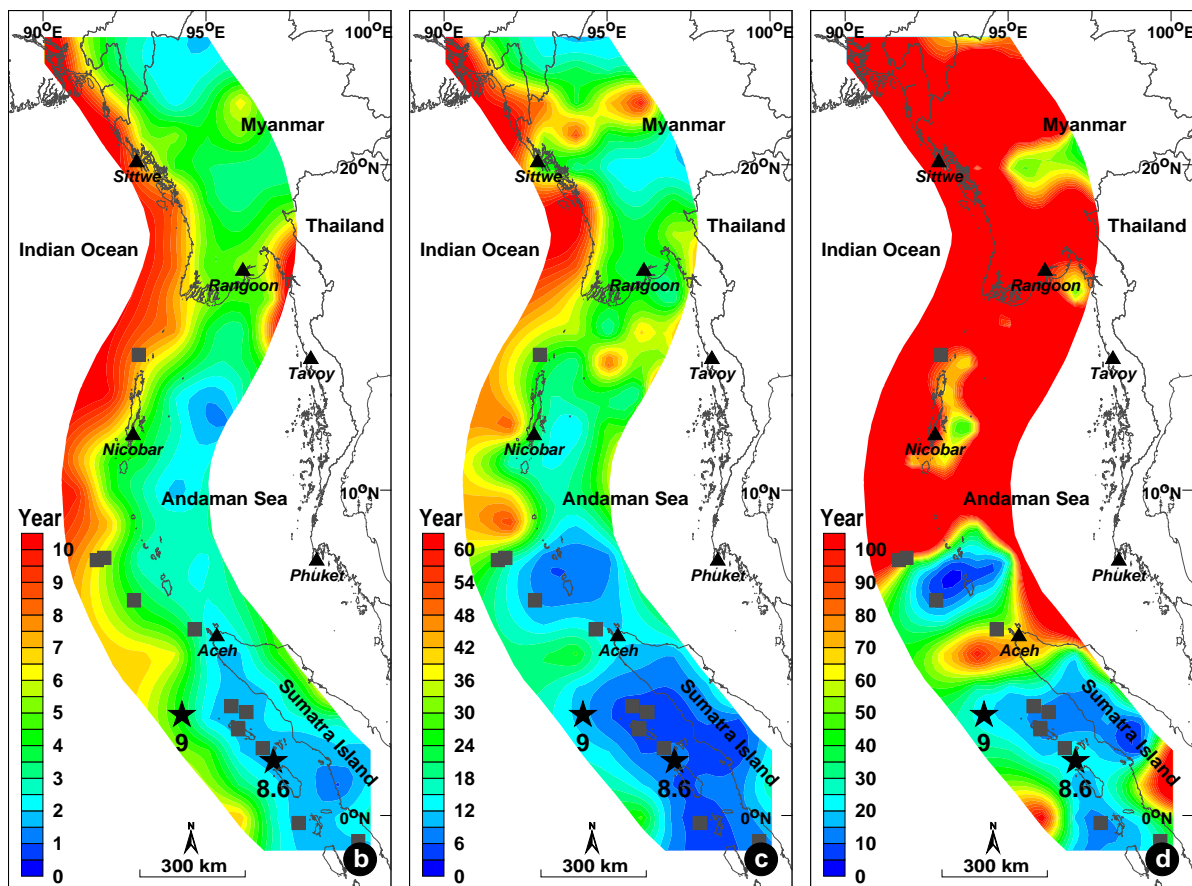
รูป 3.10. แผนที่หมู่เกาะฟิลิปปินส์ และพื้นที่ใกล้เคียงแสดงการกระจายตัวของคาบอุบัติซ้ำ (หน่วย ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w (ค) 7.0 M_w และ (ง) 8.0 M_w (Pailoplee และ Boonchaluy, 2015)



รูป 3.11. แผนที่รอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ ของคาบอุบัติซ้ำ (หน่วย ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w และ (ค) 7.0 M_w (Pailoplee, 2015)

4) ภาคเหนือของประเทศไทย (Northern Thailand) Pailoplee และคณะ (2013) ได้ประเมินคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาด 4.0-7.0 M_w บริเวณภาคเหนือของประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง (รูป 3.12) โดยผลการประเมินบ่งชี้ว่าภาคเหนือของประเทศไทย โดยเฉพาะอย่างยิ่งจังหวัดน่าน แพร่ อุตรดิตถ์ เป็นพื้นที่ที่มีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวต่ำ เมื่อเทียบกับพื้นที่ข้างเคียง โดยมีคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 4.0-7.0 M_w ประมาณ 4 ปี – 2000 ปี ตามลำดับ (รูป 3.12) ในขณะที่ทางตอนเหนือและตะวันออกเฉียงเหนือของเมืองป๋น (ชายแดนประเทศพม่า - ลาว) มีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวสูง สอดคล้องกับผลการประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดในข้างต้น โดยผลการประเมินในพื้นที่นี้บ่งชี้ว่า แผ่นดินไหวขนาด 7 M_w มีคาบอุบัติซ้ำน้อยกว่า 500 ปี (รูป 3.12ง)

3 เท่าของเขตมุดตัวทางตอนใต้ ดังที่กล่าวไปในข้างต้น โดยจากการประเมินพบว่า แผ่นดินไหวขนาด $6.0 M_w$ และ $7.0 M_w$ นั้นมีคาบอุบัติซ้ำประมาณ 20-30 และ ≥ 100 ปีตามลำดับ (รูป 3.13ค และ ง)



รูป 3.13.แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามันแสดงการกระจายตัวของคาบอุบัติซ้ำ (หน่วยปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (ก) $5.0 M_w$ (ข) $6.0 M_w$ และ (ค) $7.0 M_w$ (Pailoplee, 2015)

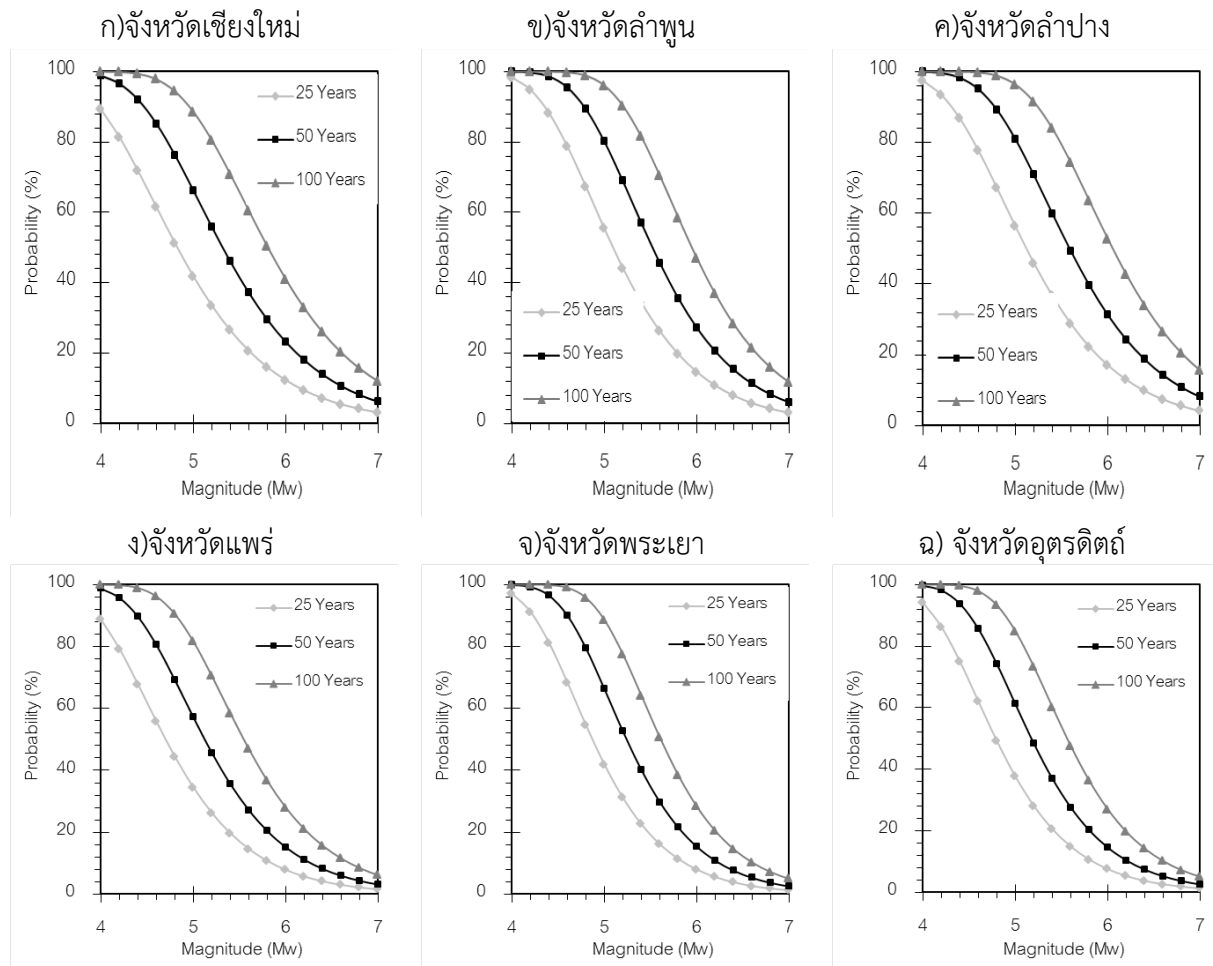
3.4. ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด (Probability of Occurrence)

นอกจากขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้และคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหว นักแผ่นดินไหววิทยายังสามารถประเมินและแสดงพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวใดๆ ในรูปแบบของความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหว (probabilities of occurrences) ในแต่ละขนาดและปีที่พิจารณา ดังสมการ (3.5) (Yadav และคณะ, 2011)

$$P_t(M) = 1 - \exp(-at \cdot \exp(-\beta M)) \quad \text{สมการ (3.5)}$$

โดยค่า $P_t(M)$ คือ ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด M ในช่วงเวลา t ปี ซึ่งโดยทั่วไปสามารถแสดงอยู่ในรูปของกราฟความสัมพันธ์ เช่น รูป 3.14 คือผลการประเมินความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ($4.0-7.0 M_w$) ในช่วงระยะเวลาในการพิจารณา (25-100 ปี) ใน 6 จังหวัดตัวอย่างของภาคเหนือ ซึ่งเป็นผลจากการศึกษาในงานวิจัยนี้ ซึ่งจากรูป 3.14ก-ค แสดงให้เห็นว่าจังหวัดเชียงใหม่

ลำพูน และลำปาง มีโอกาสประมาณ 50% 70% และ 90% ที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด $5.0M_w$ ในอีก 25 ปี 50 ปี และ 100 ปีตามลำดับ ในขณะที่แผ่นดินไหวขนาด $6.0M_w$ มีความน่าจะเป็นประมาณ 15-40% ที่จะเกิดขึ้นในอีก 25-100 ปี



รูป 3.14. กราฟความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ในรอบ 10 ปี 50 ปี และ 100 ปีใน 6 จังหวัดทางภาคเหนือ (ก-ฉ) และ 3 เชื้อน (ข-ฉ) ในภาคตะวันตกของประเทศไทย

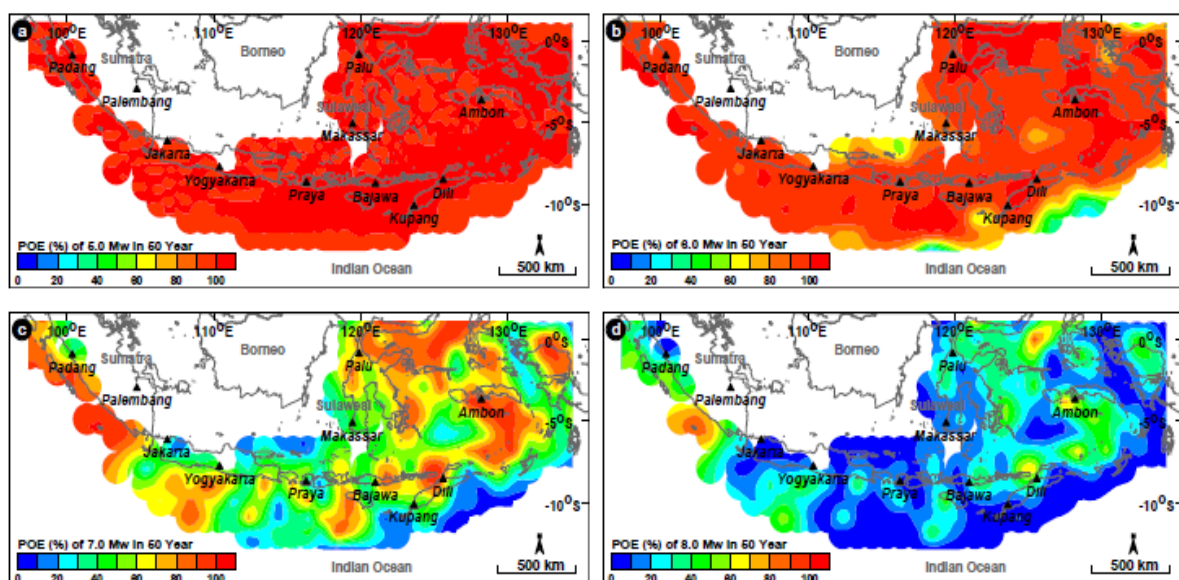
นอกจากนี้ในพื้นที่ จังหวัดแพร่ พะเยาและอุตรดิตถ์ (รูป 3.14ง-ฉ) ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด $6.0M_w$ อยู่ที่ประมาณ 30% ในอีก 100 ปี ซึ่งเมื่อเปรียบเทียบกับระหว่างจังหวัดต่างๆ ดังกล่าว สรุปได้ว่า จังหวัดเชียงใหม่ ลำพูน และลำปาง ซึ่งมีรอยเลื่อนที่สำคัญวางตัวอยู่ เช่น รอยเลื่อนแม่ทา (Rhodes และคณะ, 2004) และรอยเลื่อนลำปาง-เถิน (Pailoplee และคณะ, 2012) จึงมีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่สูงกว่าจังหวัดแพร่ พะเยาและอุตรดิตถ์

นอกจากนี้จากสมการ (3.5) นักแผ่นดินไหววิทยาสามารถนำเสนอในรูปแบบของแผนที่ได้เช่นกัน โดยจากงานวิจัยในอดีตนิยมนำเสนอในรูปแบบของความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ในช่วงระยะเวลา 50 ปี ซึ่งเป็นระยะเวลาที่ประเมินในเบื้องต้นว่าเป็นช่วงอายุการใช้งานของสิ่งปลูกสร้างพื้นฐานทั่วไป และอายุเฉลี่ยของมนุษย์ในปัจจุบัน ดังนั้น จากสมการ (3.5) จึงมีงานวิจัยบางส่วนที่นำเสนอแผนที่แสดง

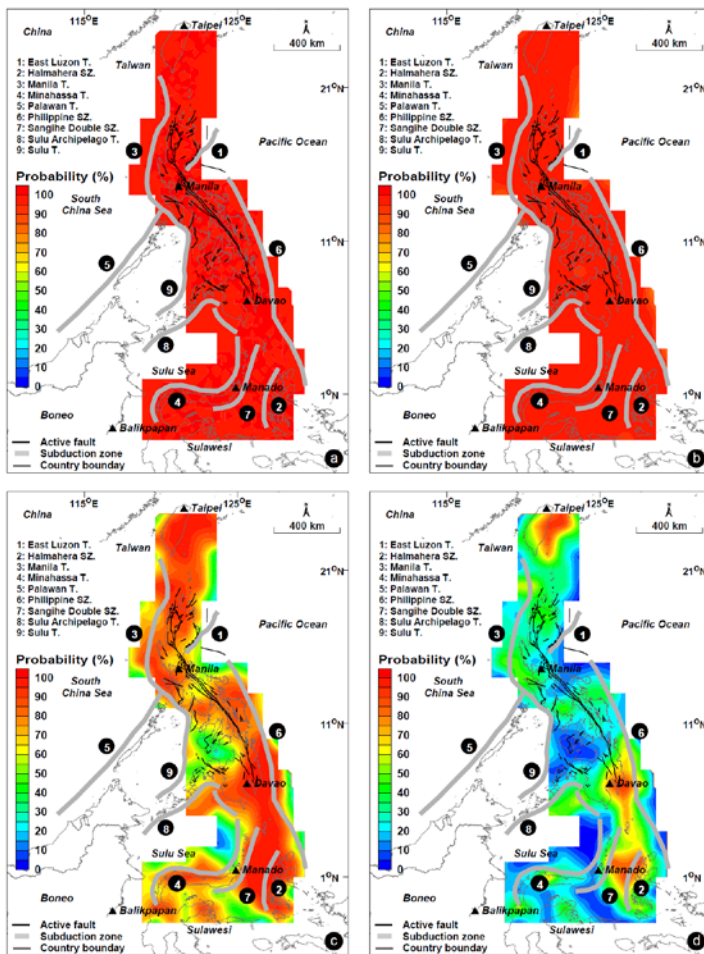
การกระจายตัวในเชิงพื้นที่ของความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญในภูมิภาคอาเซียนได้แก่

1) เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซีย (Indonesian Island Chain) รูป 3.15 (Pailoplee, 2015) แสดงความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด $5.0-8.0 M_w$ ในอีก 50 ปีข้างหน้าซึ่งผลการศึกษาบ่งชี้ว่าภายใน 50 ปี ตลอดแนวหมู่เกาะอินโดนีเซียมีโอกาสมากกว่า 80% ที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด $5.0-6.0 M_w$ (รูป 3.15กและ ข) แต่สำหรับแผ่นดินไหวขนาด $7.0 M_w$ หรือ $8.0 M_w$ มีความแตกต่างกันไปในแต่ละ พื้นที่ (รูป 3.15คและ ง) โดยในบริเวณทางตอนใต้ของเมืองปาเลมบัง ทางตะวันออกของเมืองปาเลมบัง และบริเวณโดยรอบของเกาะอัมบอน มีความน่าจะเป็นมากกว่า 80% และ 60-80% สำหรับการเกิดแผ่นดินไหว ขนาด $7.0 M_w$ และ $8.0 M_w$ ตามลำดับ ในขณะที่มีเพียงจุดเล็กๆ ทางตอนใต้ของเมืองปาเลมบัง ทางตะวันออกของเมืองปาเลมบัง ที่ยังคงมีความน่าจะเป็นสูงถึง 80% (รูป 3.15ค) ในกรณีที่พิจารณาโอกาสการเกิดแผ่นดินไหวขนาด $8.0 M_w$ ในอีก 50 ปี (รูป 3.15ง)

2) เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกในหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Philippines Islands) ผลการประเมินความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆในพื้นที่หมู่เกาะฟิลิปปินส์และพื้นที่ข้างเคียง (Pailoplee และ Boonchaluy, 2015) บ่งชี้ว่าสำหรับแผ่นดินไหวขนาด $5.0-6.0 M_w$ (รูป 3.16ก และ ข) มีความน่าจะเป็นของการเกิด 80-100% ในอีก 50 ปี ทัวทั้ง พื้นที่ หมู่เกาะฟิลิปปินส์รวมถึงพื้นที่ข้างเคียง ใน ขณะที่แผ่นดินไหวขนาด $7.0-8.0 M_w$ (รูป 3.16ค และ ง) ความน่าจะเป็นนั้นแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ เช่นกรณีของแผ่นดินไหวขนาด $7.0 M_w$ เขตกำเนิดแผ่นดินไหวส่วนใหญ่แสดงมีความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวประมาณ 70-90 % (รูป 3.16ค) ในขณะที่ มีเพียงพื้นที่เล็กๆ บางส่วนที่ภาคตะวันออกของประเทศไต้หวัน เมืองดาเวาและทางตะวันออกของเมืองมานาโด ที่ยังคงแสดงให้เห็นถึงความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด $8.0 M_w$ มากกว่า 70% ในอีก 50 ปีข้างหน้า(รูป 3.16ง)

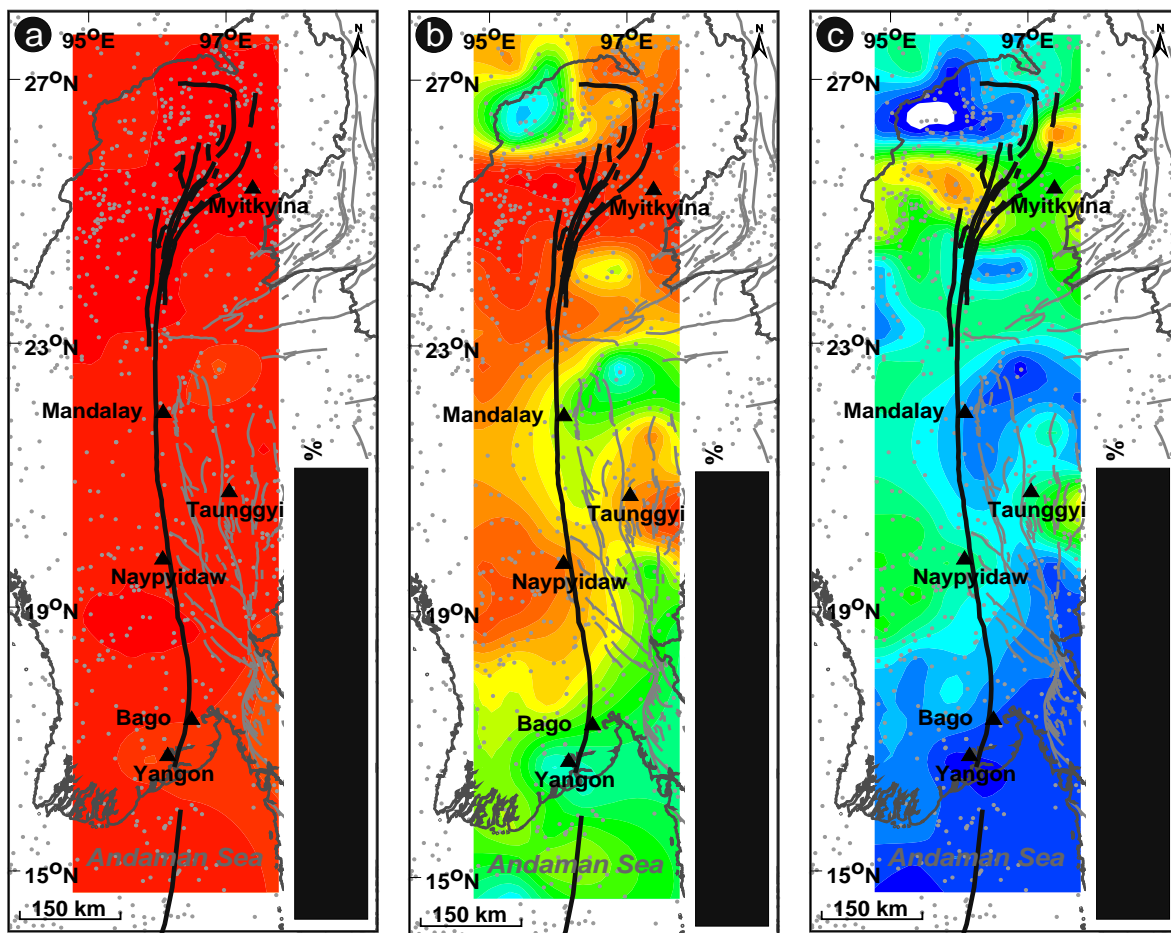


รูป 3.15. แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกตามแนวหมู่เกาะของประเทศอินโดนีเซียแสดงการกระจายตัวของโอกาส (หน่วย %) เกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) $5.0 M_w$ (ข) $6.0 M_w$ (ค) $7.0 M_w$ และ (ง) $8.0 M_w$ ในอีก 50 ปี (Pailoplee, 2015)



รูป 3.16. แผนที่หมู่เกาะฟิลิปปินส์ และพื้นที่ใกล้เคียงแสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ของโอกาส (หน่วย %) เกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w (ค) 7.0 M_w และ (ง) 7.0 M_w ในอีก 50 ปี (Pailoplee และ Boonchaluy, 2015)

3) รอยเลื่อนสะกาย (Sagaing Fault) ผลการประเมินโดย Pailoplee (2015) บ่งชี้ว่าตลอดแนวรอยเลื่อนสะกายมีความน่าจะเป็น 100% ที่แผ่นดินไหวขนาด 5.0 M_w จะเกิดขึ้นใน 50 ปี (รูป 3.17ก) ส่วนการประเมินแผ่นดินไหวขนาด 6.0-7.0 M_w สามารถแบ่งรอยเลื่อนสะกายออกเป็น 3 ส่วนย่อย โดยส่วนที่มีพฤติกรรมทำให้เกิดแผ่นดินไหวสูงสุดอยู่ระหว่างเมืองมยิทคินาถึงตอนเหนือของเมืองมันตะเลย์ มีความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 M_w 60-70% ในขณะที่รอยเลื่อนย่อยส่วนอื่นมีโอกาสน้อยกว่า 50% ที่ จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 M_w ในอีก 50 ปี (รูป 3.17ค) นอกจากนี้ผลการประเมินความน่าจะเป็นในรายละเอียดของเมืองใหญ่ 6 เมือง ที่ตั้งอยู่ในบริเวณใกล้กับกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (เมืองมยิทคินา มันตะเลย์ ตองยี เนปิดอร์ หงสาวดีและเมืองย่างกุ้ง) แสดงว่าเมืองมยิทคินาและเนปิดอร์ เป็นเมืองที่มีโอกาสได้รับอันตรายจากแผ่นดินไหวมากที่สุด โดยมีโอกาส 40-60% ที่ จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 M_w ในอีก 50-100 ปี ในขณะที่เมืองมันตะเลย์และย่างกุ้ง ซึ่งประเมินว่าเป็นเมืองที่มีพฤติกรรมทำให้เกิดแผ่นดินไหวต่ำที่สุด มีความน่าจะเป็นน้อยกว่า 10% ที่ จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 M_w ภายใน 100 ปี (ดูรายละเอียดใน Pailoplee (2015))



รูป 3.17. แผนที่รอยเลื่อนสะกาย ประเทศพม่า แสดงการกระจายตัวเชิงพื้นที่ ของโอกาส (หน่วย %) เกิด แผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w และ (ค) 7.0 M_w ในอีก 50 ปี (Pailoplee, 2015)

ในส่วนของผลการศึกษาวิจัยในงานวิจัยนี้แบ่งออกเป็น 2 พื้นที่ ได้แก่ บริเวณ ภาคเหนือของประเทศไทย (Northern Thailand) และเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone)

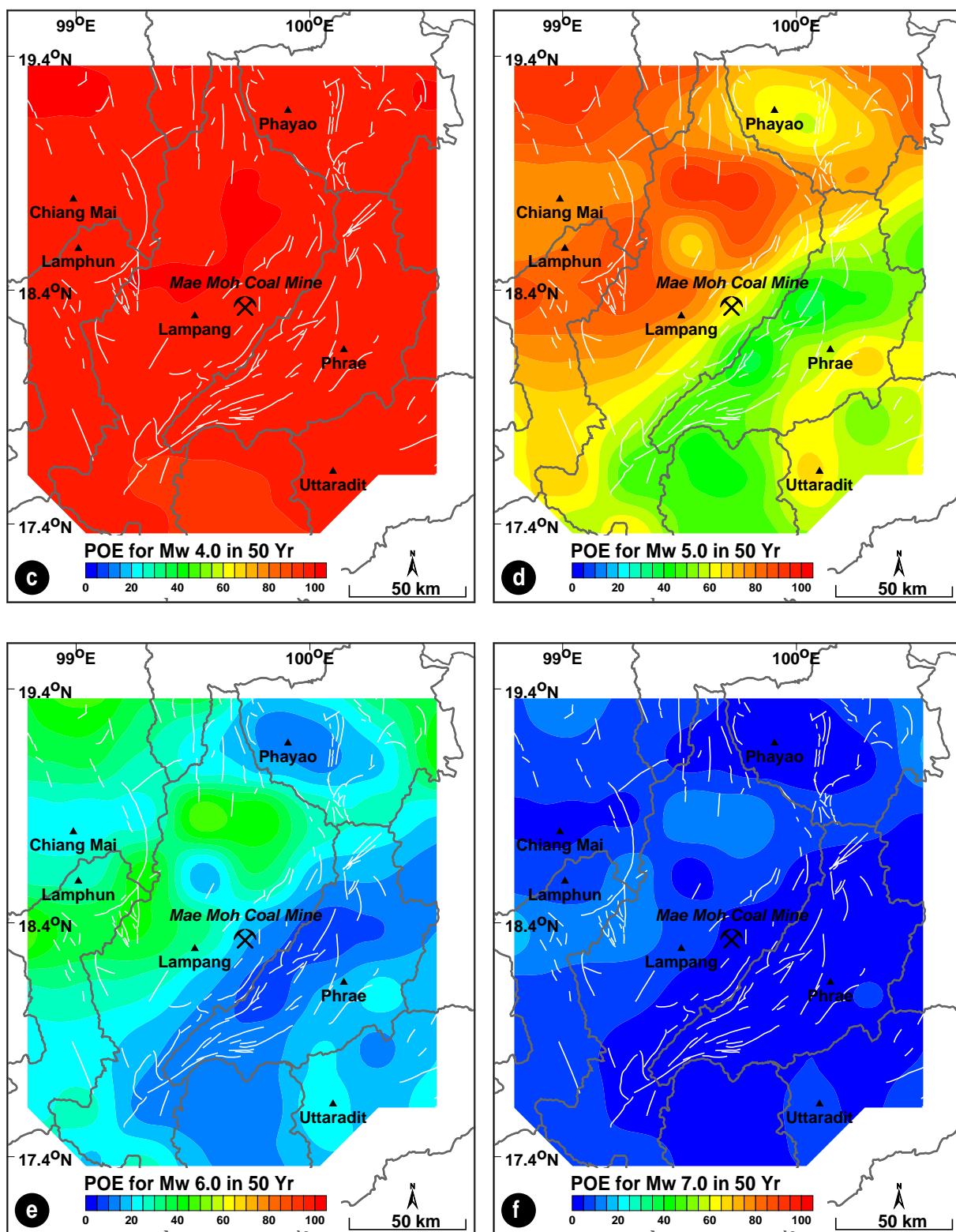
พื้นที่ศึกษาที่ 1 ภาคเหนือของประเทศไทย (Northern Thailand) ผลจากการประเมินความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาด 4.0-7.0 M_w ในอีก 50 ปี ดังแสดงในรูป 3.18 (Pailoplee และ Charusiri, 2015) พบว่ามีความน่าจะเป็น 90% ที่แผ่นดินไหวขนาด 4.0 M_w จะเกิดขึ้นภายใน 50 ปี (รูป 3.18 ก) ส่วนในกรณีของแผ่นดินไหว 5.0 M_w เฉพาะทางตอนใต้และตะวันออกเฉียงใต้ของพื้นที่ศึกษา (จังหวัดแพร่และอุตรดิตถ์รวมทั้งจังหวัดพะเยา) มีโอกาสประมาณ 40-70% ส่วนพื้นที่อื่นๆ มีโอกาสประมาณ 70-90% (รูป 3.18 ข)

สำหรับแผ่นดินไหวขนาด 6.0 M_w (รูป 3.18 ค) พื้นที่ใกล้เคียงของจังหวัดเชียงใหม่ ลำพูนและลำปาง มีโอกาสเกิด 20-40% ในปี 50 ในขณะที่จังหวัดพะเยา แพร่และอุตรดิตถ์ มีโอกาสน้อยกว่า 20% ส่วนการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 M_w มีความน่าจะเป็นน้อยกว่า 10% ในอีก 50 ปี ตลอดทั้งพื้นที่ศึกษา (รูป 3.18 ง)

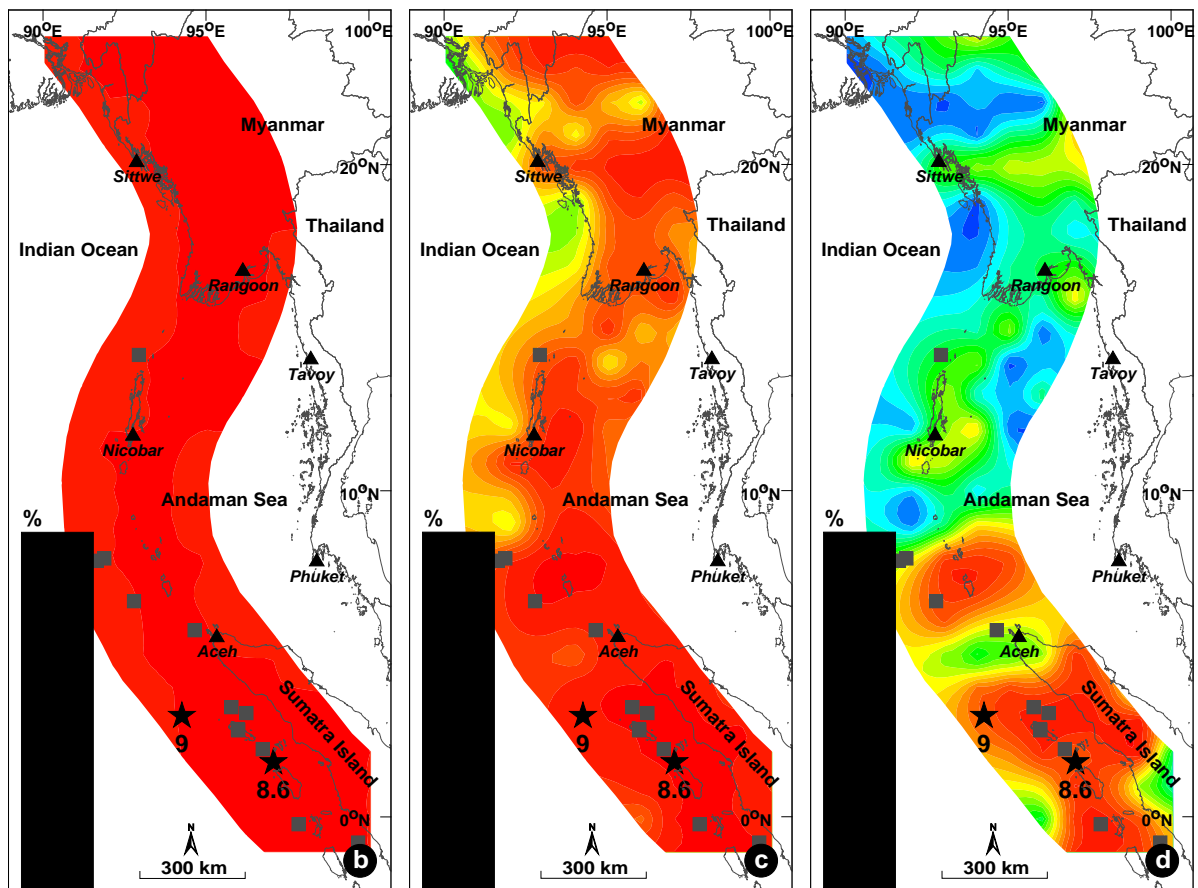
พื้นที่ศึกษาที่ 2 เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน (Sumatra-Andaman Subduction Zone) จากรูป 3.19 (Pailoplee, 2015) แสดงให้เห็นว่ามีโอกาส 70-100% ที่แผ่นดินไหวขนาด 5.0-6.0 M_w จะเกิดขึ้นตลอดแนวเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามัน (รูป 3.19 ก-ข)

ในขณะที่แผ่นดินไหวขนาด $7.0 M_w$ นั้นในบริเวณตอนเหนือของเขตมุดตัวระหว่างชายฝั่งตะวันตกของประเทศ พม่าลงไปถึงทางตอนใต้ของหมู่เกาะนิโคบาร์ความน่าจะเป็นของการเกิดขึ้นน้อยกว่า 50% แต่ยังคงมีโอกาสเกือบ 100% สำหรับในเส้นทางตอนใต้ของเขตมุดตัว บริเวณนอกชายฝั่งตะวันตกของเกาะสุมาตราที่อาจจะเกิดจากแผ่นดินไหวขนาด $7.0 M_w$ ในอีก 50 ปี (รูป 3.19ค)

นอกจากนี้ ผลการประเมินความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวใน 4 เมืองสำคัญ ที่ตั้งอยู่ใกล้เคียงกับเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา-อันดามัน โดยพิจารณาในช่วงเวลา 5-50 ปีบ่งชี้ว่าเมือง ย่างกุ้ง มีความน่าจะเป็นที่ต่ำที่สุดที่จะเกิดแผ่นดินไหวอันเนื่องมาจากเขตมุดตัว โดยมีโอกาส 20-90% ของ แผ่นดินไหวที่มีขนาด $6.0 M_w$ ที่เกิดขึ้นในอีก 5-50 ปีในขณะที่เมือง ซิตตเว (Sittwe) นิโคบาร์ (Nicobar) และอาเจะห์ (Aceh) น่าจะมีความน่าจะเป็นที่ใกล้เคียงกัน โดยโอกาสเกิดแผ่นดินไหวขนาด $7.0 M_w$ ในรอบ 5 ปี 10 ปี 30 ปี และ 50 ปี มีค่าประมาณ 10% 20% 50% และ 60% ตามลำดับ (ดูรายละเอียดใน Pailoplee (2015))



รูป 3.18. แผนที่ภาคเหนือประเทศไทยบางส่วน แสดง ความน่าจะเป็น (หน่วย %) ของการเกิดแผ่นดินไหว ขนาด (ก) 4.0 M_w (ข) 5.0 M_w (ค) 6.0 M_w และ (ง) 7.0 M_w ใน 50 ปี



รูป 3.19.แผนที่เขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกสุมาตรา -อันดามันแสดงการกระจายตัวของ โอกาส (หน่วย %) เกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 M_w (ข) 6.0 M_w และ (ค) 7.0 M_w ในอีก 50 ปี

บทที่ 4

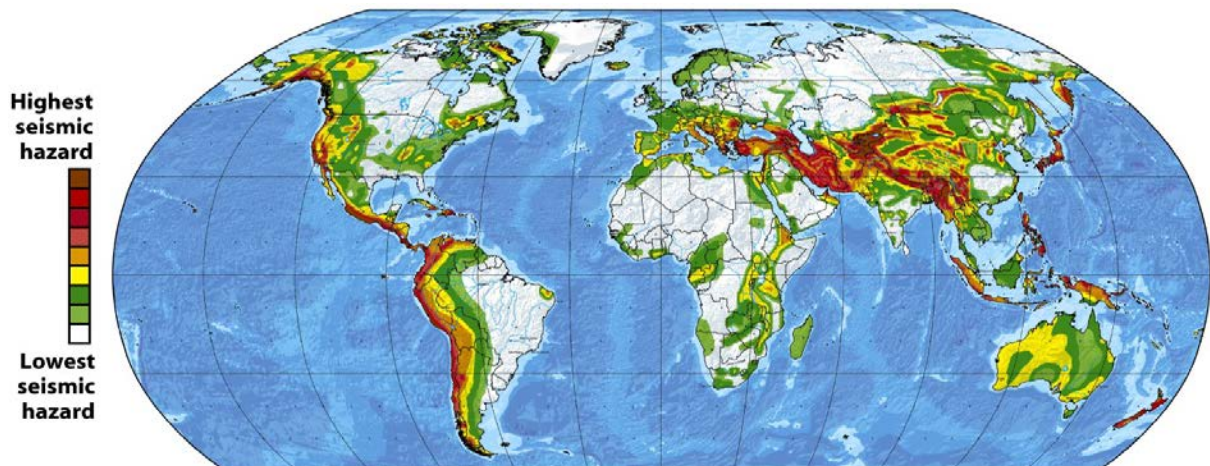
การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Seismic Hazard Analysis)

4.1. การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Seismic Hazard Analysis)

การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Seismic Hazard Analysis, SHA) (Kramer, 1996) คือ การประเมินระดับแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว (ground shaking) ที่มีโอกาสเกิดขึ้นในแต่ละพื้นที่ในอนาคต (ดูรูป 4.1 ประกอบ) ซึ่งมักแสดงในรูปของอัตราเร่งสูงสุดบนพื้นดิน (Peak Ground Acceleration, PGA) และมีหน่วยเป็น เปอร์เซ็นต์ของอัตราเร่งอันเนื่องมาจากแรงโน้มถ่วงของโลก (g) โดย $1\ g = 9.81\text{ เมตร/วินาที}^2$ หรือ gal โดย $1\ gal = 1\text{ เซนติเมตร/วินาที}^2 = 1/981\ g$

หากพิจารณาความหมายในรายละเอียด คำว่า พิบัติภัยแผ่นดินไหว (seismic hazard) จะแตกต่างจาก เสี่ยงภัยแผ่นดินไหว (seismic risk) ซึ่งหมายถึง ระดับความเสี่ยงภัยของชีวิตและทรัพย์สินสมบัติของมนุษย์ ซึ่งจะเป็นผลการประเมินร่วมกันระหว่าง พิบัติภัยแผ่นดินไหวและมูลค่าทรัพย์สินต่างๆของมนุษย์ในแต่ละพื้นที่

ดังนั้นพื้นที่ที่มีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวอย่างรุนแรงอันไม่ได้เป็นถึงพื้นที่เสี่ยงภัยอย่างรุนแรงเสมอไป ตัวอย่างเช่น 1) มีแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่มีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่รุนแรงมากอยู่กลางป่า แปลความได้ว่า พิบัติภัยสูงแต่เสี่ยงภัยต่ำเนื่องจากสันสูงแรงกลางป่าแต่ไม่มีสิ่งมีค่าหรือมนุษย์อาศัยอยู่หรือ 2) มีแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวขนาดเล็กอยู่กลางกรุงเทพฯ แปลความได้ว่า มีพิบัติภัยต่ำแต่เสี่ยงภัยสูง เพราะถึงแม้จะมีแรงสั่นเบา แต่ก็น่าจะสร้างความเสียหายได้มาก เนื่องจากกรุงเทพฯ มีทรัพย์สินที่มีมูลค่าสูง เป็นต้น



รูป 4.1.แผนที่แสดงพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Seismic Hazard Map) ในพื้นที่ต่างๆ ของโลก (USGS, 2010)

โดยหลักการในการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว ตัวแปรสำคัญที่จำเป็นสำหรับการประเมินมี 3 ตัวแปร ได้แก่ (รูป 4.2)

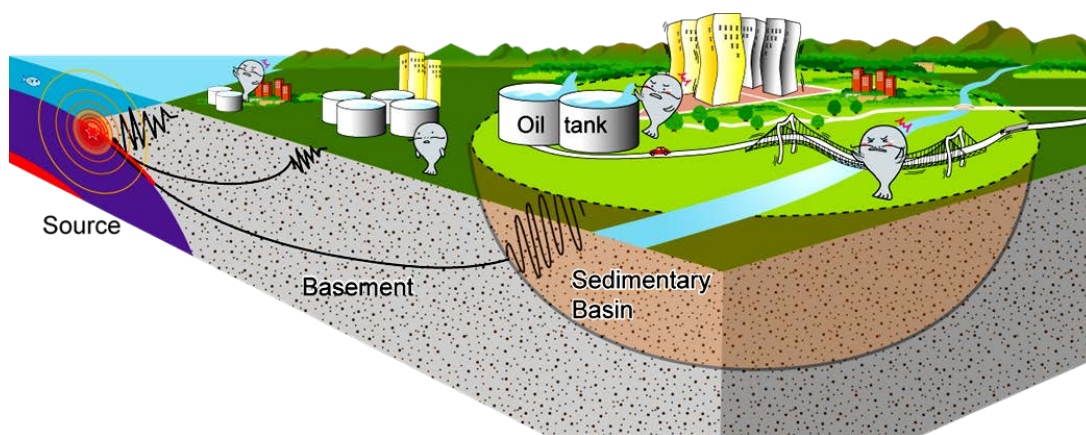
1) แหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว (earthquake source) โดยพิจารณาทั้งรูปร่างและพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งในการพิจารณาแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่อาจส่งผลกระทบด้านแรงสั่นสะเทือนต่อพื้นที่ศึกษาใดๆ นักแผ่นดินไหววิทยาจะต้องขยายพื้นที่กว้างออกไปอย่างน้อย 300 กิโลเมตร (Gupta และคณะ 2002) จึง

จะถือว่าพิจารณาแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวได้ครอบคลุม เช่น หากต้องการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวในประเทศไทย ควรขยายการพิจารณาแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวออกไปครอบคลุมถึง พม่า ลาว เป็นต้น

2) **ลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือน (attenuation characteristic)** ปกติแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว จะลดทอนลงเมื่อเดินทางออกจากจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว ผ่านตัวกลางต่างๆ ด้วย ระยะทางที่มากขึ้น ซึ่งการลดทอนของแรงสั่นสะเทือนจะลดลงอย่างรวดเร็วหรือช้า ขึ้นอยู่กับลักษณะเฉพาะทางธรณีวิทยาใต้ดินของแต่ละพื้นที่ ซึ่งปัจจุบันมีการนำเสนอสมการหรือแบบจำลองการลดทอนแรงสั่นสะเทือนที่แตกต่างกันมากมายในแต่ละพื้นที่ของโลก ดังนั้นในการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว นักแผ่นดินไหวจะต้องเลือกใช้แบบจำลองที่เหมาะสม

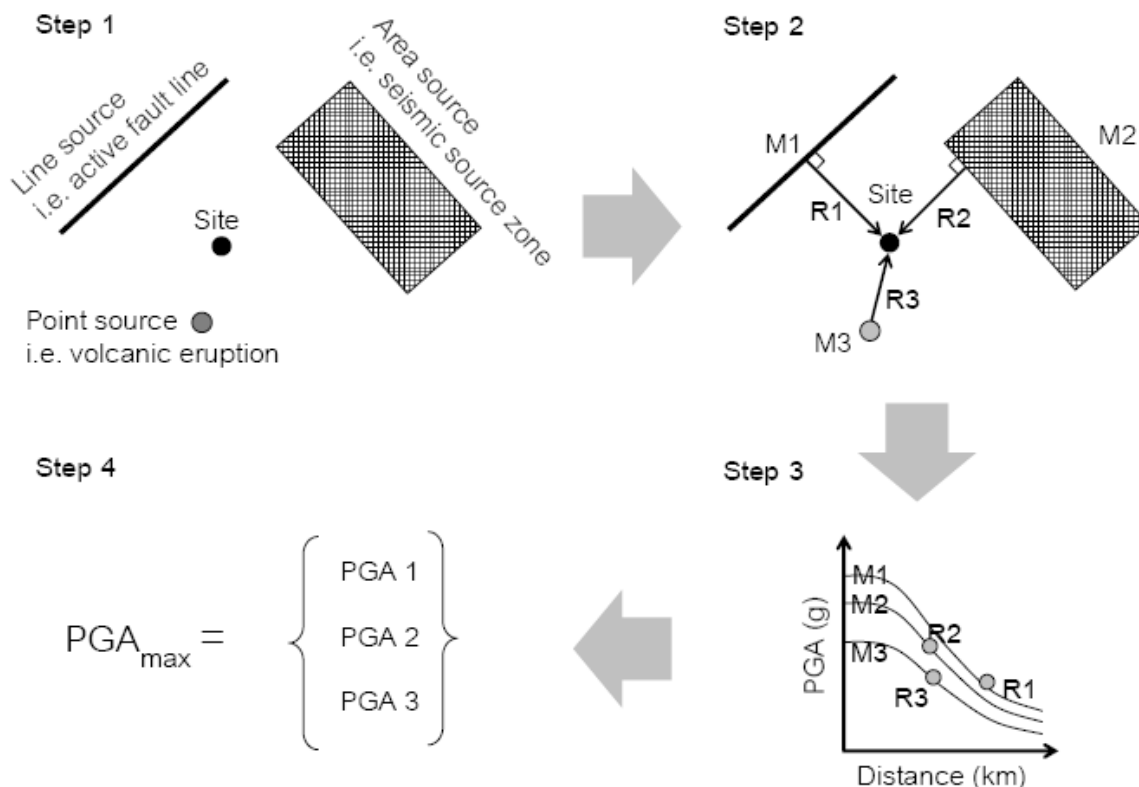
3) **การตอบสนองแรงสั่นสะเทือนในพื้นที่ (site respond)** ซึ่งปัจจัยสำคัญที่ทำให้คลื่นแผ่นดินไหวมีความแปรผันคือคุณลักษณะต่างๆ ของดินหรือตะกอนที่ปกคลุมในแต่ละพื้นที่เช่น ความเหนียวโครงสร้างและความลึกของชั้นดิน โดยจากกรณีศึกษาในหลายพื้นที่บ่งชี้ว่า พื้นที่ที่มีชั้นดินอ่อนที่หนา จะทำให้แรงสั่นสะเทือนขยายตัวรุนแรงขึ้น 2-3 เท่า

ซึ่งจาก 3 ปัจจัยที่จำเป็นต่อการประเมินดังกล่าว นักแผ่นดินไหววิทยาสามารถประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวได้ จากแนวคิดในการประเมินที่เป็นที่นิยมกันอย่างแพร่หลายในปัจจุบัน 2 แนวคิด คือ 1) การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่า (Deterministic Seismic Hazard Analysis, DSHA) และ 2) การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวจากความเป็นไปได้ (Probabilistic Seismic Hazard Analysis, PSHA) ซึ่งทั้งสองวิธีนี้ประเมินจากตัวแปรนำเข้าหรือปัจจัยที่จำเป็นที่คล้ายกัน แต่มีความแตกต่างกันทั้งกระบวนการวิเคราะห์ และผลลัพธ์ที่ได้จากการวิเคราะห์ ตลอดจนจุดประสงค์ของการใช้ผลการประเมินกับงานด้านต่างๆ



รูป 4.2. ตัวแปรสำคัญที่จำเป็นสำหรับการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Kramer, 1996)

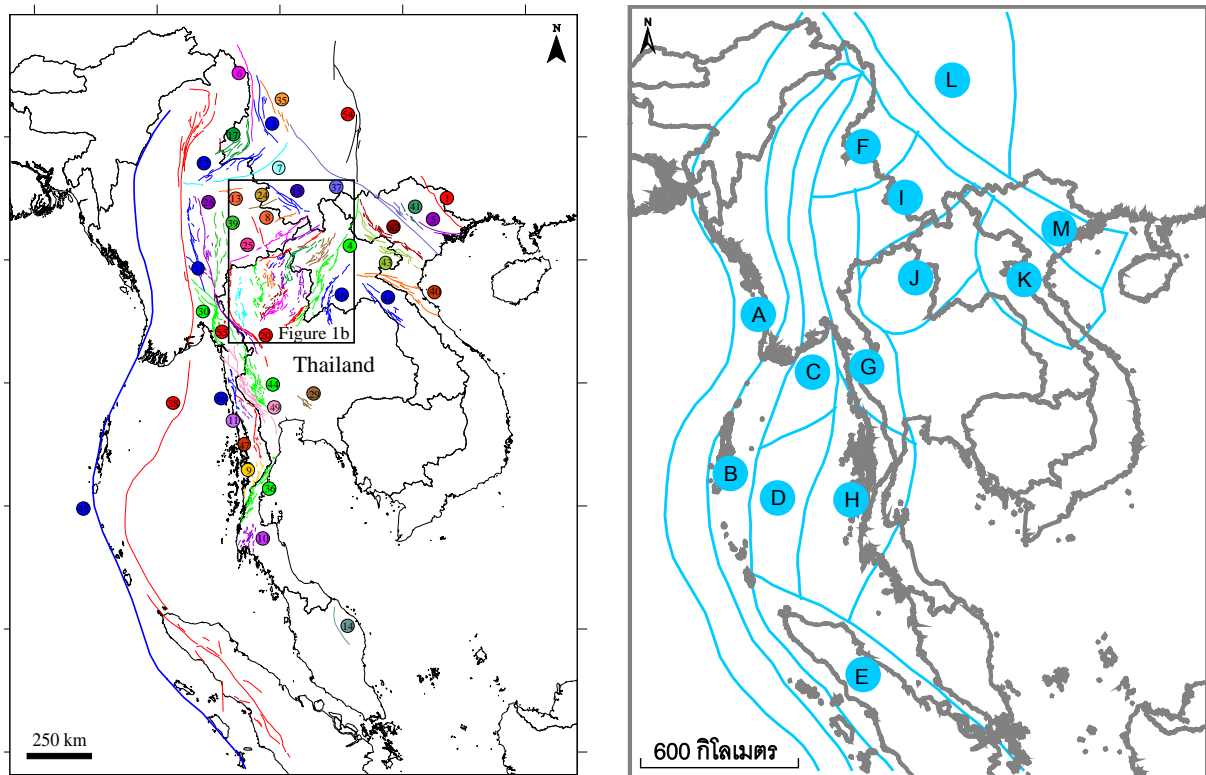
4.1.1. **การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่า (Deterministic Seismic Hazard Analysis, DSHA)** (Hull และคณะ, 2003) เป็นแนวคิดการประเมินอันตรายสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ (worse case scenario) โดยพิจารณาจาก 1) แผ่นดินไหวใหญ่ที่สุดที่สามารถเกิดขึ้นได้และ 2) เกิดได้ใกล้ที่สุดเท่าที่จะเกิดได้ ซึ่งแนวคิดนี้เป็นที่นิยมในการประเมินในพื้นที่ที่มีความสำคัญ เช่น โรงไฟฟ้านิวเคลียร์ เขื่อน หรืออาคารสูงโดยผลการประเมินมักจะแสดงระดับแรงสั่นสะเทือนที่สูงมาก โดยขั้นตอนการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่า ประกอบด้วย (รูป 4.3)



รูป 4.3. ขั้นตอนการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่า (Hull และคณะ, 2003)

1) กำหนดตำแหน่งและจำแนกรูปร่างของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว ตลอดจนประเมินขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในแต่ละแหล่งกำเนิดดังกล่าว (รูป 4.3 ขั้นตอน 1) ซึ่งตำแหน่งหรือรูปร่างของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว จะขึ้นอยู่กับลักษณะทางธรณีแปรสัณฐาน (tectonic setting) ได้แก่ แผ่นดินไหวที่เกิดจากการประทุของภูเขาไฟ จะมีตำแหน่งการเกิดแรงสั่นสะเทือนในวงแคบใกล้กับตำแหน่งภูเขาไฟ จึงถือว่าแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวแบบนี้ เป็นแบบจุด (point source)

หากในพื้นที่ศึกษานั้นมีกิจกรรมการเกิดแผ่นดินไหวเกิดขึ้นในพื้นที่แคบๆ อย่างชัดเจนตามแนวรอยเลื่อนแผ่นดินไหว (earthquake fault) นักแผ่นดินไหววิทยาจะจัดเป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวแบบเส้น (line source) (รูป 4.4ก) ส่วนในบางกรณี แผ่นดินไหวอาจเกิดขึ้นในบริเวณกว้างครอบคลุมพื้นที่ใดพื้นที่หนึ่ง ซึ่งอาจจะไม่สัมพันธ์อย่างชัดเจนกับแนวรอยเลื่อนหรือแนวภูเขาไฟ ในกรณีเช่นนี้นักแผ่นดินไหววิทยาอาจประเมินว่าแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวนี้เป็นแบบเชิงพื้นที่ (area source) เรียกว่า เขตกำเนิดแผ่นดินไหว (seismic source zone) (รูป 4.4ข) ซึ่งหมายถึง กรอบพื้นที่ที่เชื่อว่าภายในกรอบนั้นมีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวเหมือนหรือคล้ายกันและมีสิทธิ์ที่จะเกิดแผ่นดินไหวได้ในทุกที่ภายในกรอบหรือเขตกำเนิดแผ่นดินไหวนั้นๆ



รูป 4.4. แผนที่แผ่นดินไหวภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้แสดง (ก) รอยเลื่อนแผ่นดินไหว (earthquake fault) ที่รวบรวมจากงานวิจัยในอดีตและนำเสนอโดย Pailoplee และคณะ (2009) (ข) เขตกำเนิดแผ่นดินไหว ที่นำเสนอโดย Pailoplee และ Choowong (2013)

2) ประเมินระยะทางจากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวถึงจุดศึกษา (รูป 4.3 ขั้นตอน 2) โดยในกรณีของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวแบบจุด เราสามารถวัดระยะทางระหว่างแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวและจุดศึกษาได้โดยตรง ในขณะที่แหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวแบบเส้นหรือแบบพื้นที่ ให้แบ่งเส้นหรือพื้นที่นั้นๆ ออกเป็นจุดย่อย และตรวจวัดระยะทางจากจุดศึกษาถึงแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวย่อยแต่ละจุด จากนั้นเลือกระยะทางที่สั้นที่สุดเป็นตัวแทนของระยะทางจากพื้นที่ศึกษาถึงแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว

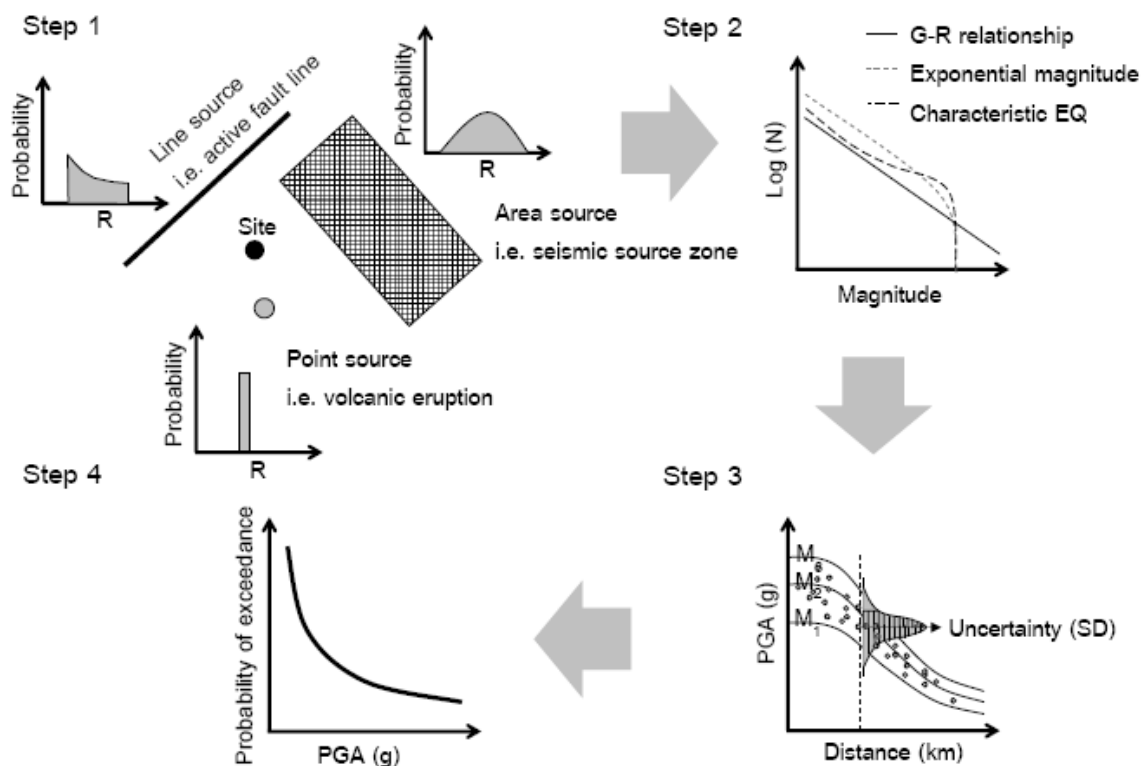
3) นำตัวแปรที่ได้จาก ข้อ 1) ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้และ 2) ระยะทางสั้นที่สุดระหว่างแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวถึงจุดศึกษา มาประเมินปฏิกิริยาแผ่นดินไหว (รูป 4.3 ขั้นตอน 3) โดยใช้แบบจำลองการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว (strong ground-motion attenuation model) ที่มีความเหมาะสมกับพื้นที่ศึกษาซึ่งโดยทั่วไปลักษณะการลดทอนจะขึ้นอยู่กับลักษณะธรณีแปรสัณฐานในพื้นที่นั้น เช่น แผ่นดินไหวที่เกิดในบริเวณเขตการมุดตัว (subduction zone earthquake) ได้แก่ แบบจำลองที่นำเสนอโดย Atkinson และ Boore (1997) Youngs และคณะ (1997) Crouse และคณะ (1991) และ Megawati (2005) เป็นต้น หรือแผ่นดินไหวที่เกิดในบริเวณแนวรอยเลื่อนหรือแนวรอยแตกบนพื้นทวีป (shallow crustal earthquake) ได้แก่ แบบจำลองที่นำเสนอโดย Esteva และ Villaverde (1973) Idriss (1993) Abrahamson และ Silva (1997) Boore และคณะ (1997) และ Sadigh และคณะ (1997) เป็นต้น

4) เปรียบเทียบระดับแรงสั่นสะเทือน ที่ประเมินจากจุดศึกษา เมื่อพิจารณาแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวต่างๆ และคัดเลือกระดับแรงสั่นสะเทือนสูงสุด มาเป็นตัวแทนของแรงสั่นสะเทือนที่จุดศึกษามีโอกาสได้รับผลกระทบ (รูป 4.3 ขั้นตอน 4)

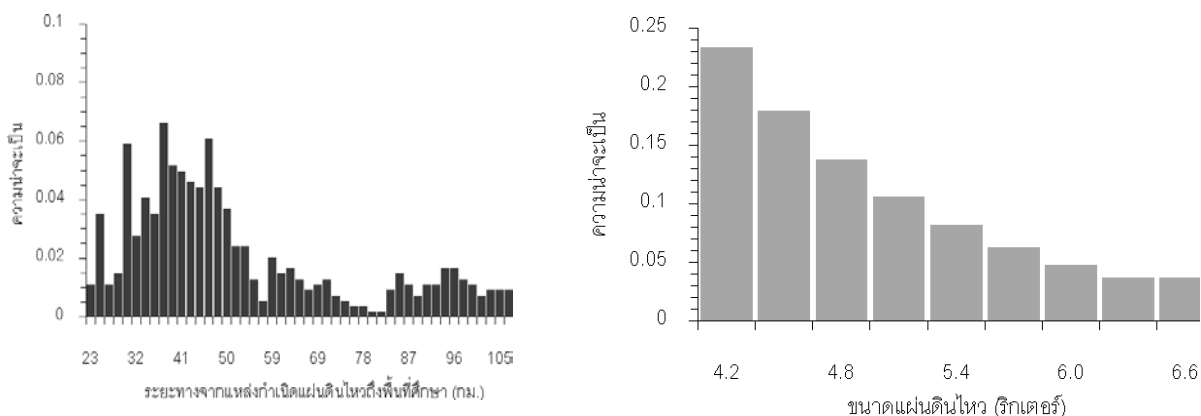
4.1.2. การประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีความน่าจะเป็น (Probabilistic Seismic Hazard Analysis, PSHA) (Cornell, 1968) เป็นการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวแบบบูรณาการข้อมูล โดยใช้แนวคิดของโอกาสหรือความน่าจะเป็นที่จะเกิดขึ้นช่วยในการวิเคราะห์ผล เช่น 1) ความน่าจะเป็นที่จะเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด 2) ความน่าจะเป็นของระยะทางจากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวถึงพื้นที่ศึกษาและ 3) ความน่าจะเป็นจากความไม่แน่นอนของการลดทอนแรงสั่นสะเทือน โดยวิธีการประเมินประกอบด้วย 4 ขั้นตอน (รูป 4.5) แต่ในรายละเอียดมีความซับซ้อนและยุ่งยากมากกว่าวิธีกำหนดค่า ดังนี้ (Kramer, 1996)

1) จำแนกรูปร่างของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว เช่นเดียวกับการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีกำหนดค่า จากนั้นประเมินระยะทางจากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวถึงพื้นที่ศึกษาโดยอยู่ในรูปของความน่าจะเป็นในแต่ละระยะทาง (รูป 4.5 ขั้นตอนที่ 1) เช่น ในกรณีของแหล่งกำเนิดเชิงพื้นที่ ทำได้โดยแบ่งพื้นที่ออกเป็นพื้นที่ย่อยจากนั้นประเมินระยะทางจากแต่ละพื้นที่ย่อยถึงพื้นที่ศึกษา และประเมินความเป็นไปได้ (probability) ในแต่ละระยะทาง รูป 4.6 แสดงตัวอย่างการประเมินความน่าจะเป็นของระยะทางจากรอยเลื่อนแม่ทา ถึงอำเภอเมือง จังหวัดเชียงใหม่ โดยแบ่งกรณีศึกษาของระยะทางจากระยะสั้นที่สุดถึงระยะยาวที่สุด เป็น 50 กรณี ซึ่งจะเห็นว่าระยะทางจากรอยเลื่อนแม่ทาถึงเชียงใหม่มีความเป็นไปได้ตั้งแต่ 23-105 กิโลเมตร โดยความน่าจะเป็นส่วนใหญ่ของระยะทางอยู่ระหว่าง 30-55 กิโลเมตร

2) ประเมินความน่าจะเป็นที่จะเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดซึ่งประเมินในเบื้องต้นจากการวิเคราะห์ข้อมูลแผ่นดินไหวในอดีตกับสมการ FMD (สมการ 3.1) ในแต่ละพื้นที่ แต่เนื่องจากในปัจจุบันมีการศึกษาด้านธรณีวิทยาแผ่นดินไหวมากยิ่งขึ้น และจากผลการศึกษาทำให้ทราบว่าข้อมูลแผ่นดินไหวที่ได้จากการตรวจวัดด้วยเครื่องมือตรวจวัดนั้นไม่ได้แสดงลักษณะของศักยภาพของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวอย่างทั้งหมด ทั้งนี้เนื่องจากในบางครั้งจากหลักฐานทางธรณีวิทยาแผ่นดินไหวบ่งชี้ว่าเคยเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ ระดับ 6.0-9.0 M_w แต่ไม่ได้มีการบันทึกไว้ทั้งจากบันทึกทางประวัติศาสตร์หรือจากเครื่องมือตรวจวัด ซึ่งสาเหตุมาจากโดยปกติแผ่นดินไหวที่มีขนาดใหญ่มักมีคาบอุบัติซ้ำที่ยาวนาน เช่น 1,000-10,000 ปี ซึ่งช่วงเวลาของข้อมูลที่บันทึกไว้ทางประวัติศาสตร์หรือข้อมูลจากเครื่องมือตรวจวัดนั้นไม่ครอบคลุมคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาดใหญ่เหล่านั้น ดังนั้นนักแผ่นดินไหววิทยา เช่น Schwartz และ Coppersmith (1984) และ Youngs และ Coppersmith (1985) จึงได้นำเสนอแบบจำลองในการประเมินพฤติกรรมหรือโอกาสการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดของแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัดและบันทึกทางประวัติศาสตร์ร่วมกับผลการศึกษาด้านธรณีวิทยาแผ่นดินไหว เช่น ข้อมูลของอัตราการเลื่อนตัวต่อปี (slip rate) และพื้นที่การปริแตกของรอยเลื่อน (rupture area) โดยจากผลการศึกษาในรายละเอียดโดย Youngs และ Coppersmith (1985) พบว่าแบบจำลองแผ่นดินไหวลักษณะเฉพาะ (characteristic earthquake) (รูป 4.7) มีความเหมาะสมและให้ค่าผลการจำลองโอกาสเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดที่ใกล้เคียงเมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลจริงที่ได้บันทึกไว้



รูป 4.5. ขั้นตอนการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีความน่าจะเป็น (Kramer, 1996)



รูป 4.6. กราฟแสดงตัวอย่างความน่าจะเป็นของ (ก) ระยะทางที่เป็นไปได้จากรอยเลื่อนแม่ทาถึงจังหวัดเชียงใหม่(ข)แผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ที่อาจเกิดขึ้นได้จากรอยเลื่อนแม่ทา

รูป 4.6 แสดงตัวอย่างผลการวิเคราะห์ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ของรอยเลื่อนแม่ทาในจังหวัดเชียงใหม่ โดยแบ่งขนาดแผ่นดินไหวออกเป็น 10 กรณี ระหว่าง 4.2-6.6 M_w (ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้) ซึ่งจากรูปจะเป็นได้ว่า ในช่วงขนาดแผ่นดินไหว 4.2-6.0 M_w นั้นความน่าจะเป็นของการเกิดจะลดลงตามลำดับจาก 0.23-0.04 (23-4%) สอดคล้องกับพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวตามลักษณะความสัมพันธ์จากสมการ FMD จากนั้นความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 6.3-6.6 M_w คงที่ที่ประมาณ 0.03 (3%) ซึ่งแสดงลักษณะของการประเมินความน่าจะเป็นตามแบบจำลองแผ่นดินไหวลักษณะเฉพาะ (Youngs และ Coppersmith, 1985)

3) ประเมินความน่าจะเป็นของแรงสั่นสะเทือนในแต่ละระดับ โดยนำค่าระยะทางและขนาดแผ่นดินไหวที่กำหนดไว้ในแต่ละช่วงย่อย (ซึ่งแต่ละระยะทางย่อยและขนาดแผ่นดินไหวย่อยจะมีค่าความน่าจะเป็นกำกับอยู่) นำเข้าวิเคราะห์ร่วมกับแบบจำลองการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวที่เหมาะสม ซึ่งในส่วนของแบบจำลองเองก็มีความไม่แน่นอน หรือโอกาสความน่าจะเป็นไม่เท่ากันเช่นกัน โดยทุกแบบจำลองจะมีค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation, SD) ที่แตกต่างกัน ดังนั้นค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน ที่ได้จากการคำนวณถือว่าเป็นค่าเฉลี่ย (mean) โดยกำหนดให้มีการกระจายความเป็นไปได้แบบบัวซองก์ (Poisson distribution) และควบคุมด้วยค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของแบบจำลองดังกล่าว

ดังนั้นหลังจากขั้นตอนนี้ จะได้ผลของค่าความเร่งสูงสุดบนพื้นดินซึ่งเป็นค่าเฉลี่ย และความน่าจะเป็นที่แรงสั่นสะเทือนจะมีระดับเท่ากับหรือมากกว่าค่าเฉลี่ยระดับต่างๆ (รูป 4.5 ขั้นตอนที่ 3) โดยจากโปรแกรม CU-PSHA (Pailoplee และ Palasri, 2015) กำหนดกรณีศึกษาของระดับแรงสั่นสะเทือนอยู่ระหว่าง 0.005g-2.995g ซึ่งความน่าจะเป็นของแต่ละระดับแรงสั่นสะเทือนสามารถประเมินได้จากสมการ (4.1)

$$P[A(m, r) \geq A_0 | m, r] = 1 - \Phi\left(\frac{\log(A_0) - \log \overline{PHA}}{\sigma}\right) \quad \text{สมการ (4.1)}$$

กำหนดให้ $P[A(m, r) \geq A_0 | m, r]$ คือ ความน่าจะเป็นของการเกิดแรงสั่นสะเทือนระดับ A_0 Φ คือ การกระจายตัวของความน่าจะเป็นแบบบัวซองก์ A_0 คือระดับแรงสั่นสะเทือนที่สนใจ \overline{PHA} คือ ค่าเฉลี่ยของระดับแรงสั่นสะเทือน σ คือ ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานหรือความไม่แน่นอนของสมการการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว

หลังจากนั้น ขั้นตอนสุดท้ายของการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีความน่าจะเป็น (รูป 4.5 ขั้นตอนที่ 4) คือ การสร้างกราฟพิบัติภัย (hazard curve) ซึ่งเป็นกราฟความสัมพันธ์ระหว่างความน่าจะเป็น (แกนตั้ง) ของการเกิดแรงสั่นสะเทือนระดับต่างๆ (แกนนอน) ซึ่งประเมินความน่าจะเป็นรวมจากทั้งระยะทางขนาดแผ่นดินไหว และความไม่แน่นอนของลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือน ดังแสดงในสมการ (4.1-9.2)

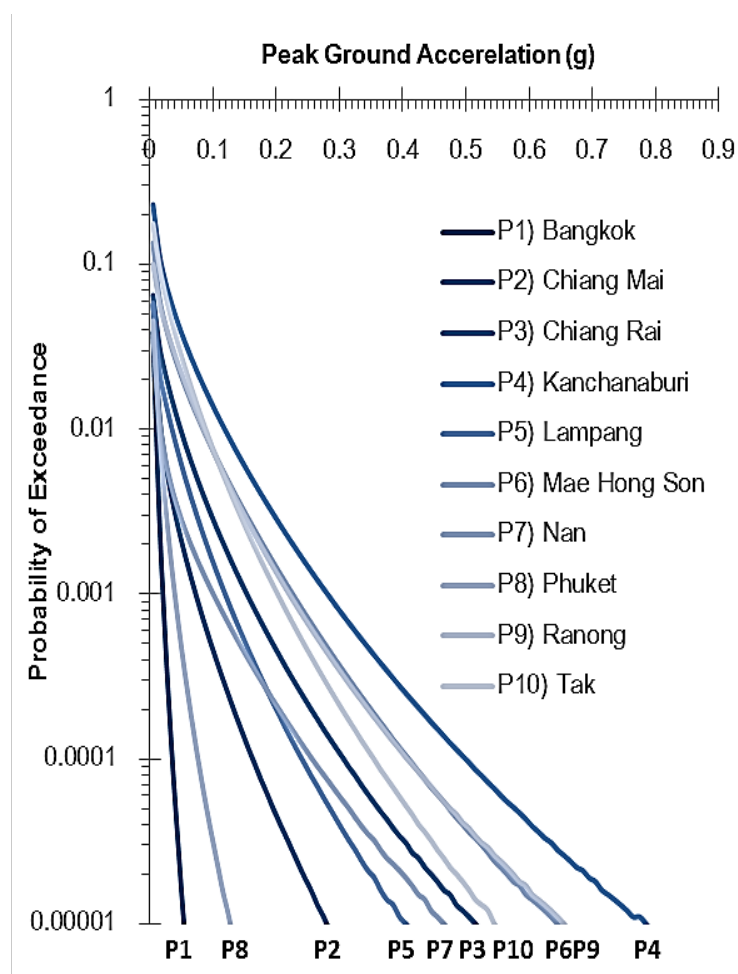
$$\lambda(A \geq A_0) = \sum_{i=1}^{Ns} v_i \iint f_{Ri}(r) f_{Mi}(m) P[A(r, m) \geq A_0 | r, m] dr dm \quad \text{สมการ (4.2)}$$

$$v_i = \exp(\alpha_i - \beta_i m_0) \quad \text{สมการ (4.3)}$$

กำหนดให้ $\lambda(A \geq A_0)$ คือ ความน่าจะเป็นของแรงสั่นสะเทือนระดับต่าง ๆ $f_{Ri}(r)$ คือ ความน่าจะเป็นของระยะทางจากตำแหน่งการเกิดแผ่นดินไหวถึงพื้นที่ศึกษา $f_{Mi}(m)$ คือ ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด และ $P[A(m, r) \geq A_0 | m, r]$ คือ ความน่าจะเป็นของแรงสั่นสะเทือนเนื่องจากแผ่นดินไหวขนาด m ที่เกิดขึ้น โดยห่างจากพื้นที่ศึกษาเป็นระยะทาง r ซึ่งประเมินจากลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือนในแต่ละพื้นที่ V_i คือ อัตราการเกิดแผ่นดินไหวโดยรวมต่อปีของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว i จากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่ใช้ในการพิจารณาทั้งหมด Ns แหล่ง

จากรูป 4.7 (Pailoplee, 2016) แสดงให้เห็นว่าจังหวัดกาญจนบุรีมีโอกาสได้รับแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวในแต่ละระดับมากที่สุด รองลงมาคือจังหวัดแม่ฮ่องสอนและระนองตามลำดับ ในขณะที่เมื่อ

เปรียบเทียบกับจังหวัดอื่นๆ กราฟพิบัติภัยแผ่นดินไหวบ่งชี้ว่ากรุงเทพฯ นั้นมีพิบัติภัยต่ำที่สุด คือมีโอกาสได้รับแรงสั่นสะเทือนต่ำกว่า $0.05g$ แม้ว่าจะพิจารณาที่โอกาส 0.00001 (คาบอุบัติซ้ำ 100,000 ปี)



รูป 4.7 .กราฟพิบัติภัยแผ่นดินไหว (seismic hazard curve) แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความเป็นไปได้ (%) ในแกนตั้งของการเกิดแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว (g) ในแกนนอน วิเคราะห์ในตำแหน่งบางจังหวัดของประเทศไทย (Pailoplee และ Charusiri, 2016)

4.2. งานวิจัยในอดีต (Previous Work)

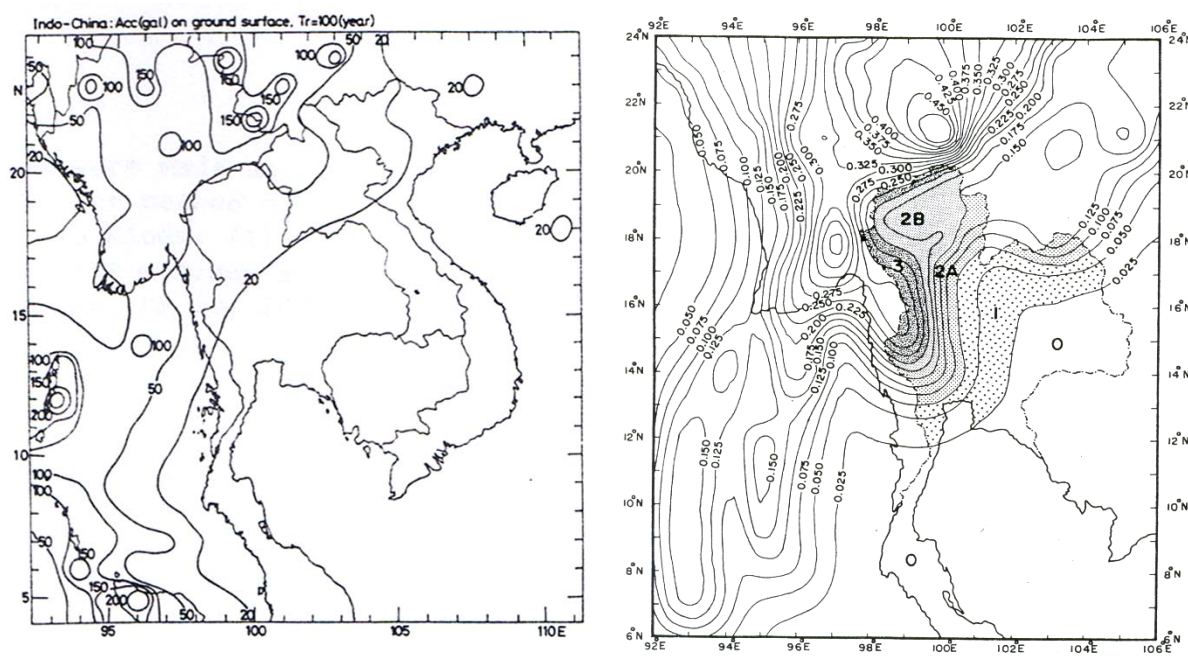
สืบเนื่องจากประเทศไทย เป็นประเทศหนึ่งในภูมิภาคอาเซียนที่อยู่ไม่ไกลจากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวที่สำคัญ และเคยได้รับผลกระทบจากพิบัติภัยแผ่นดินไหวในระดับที่แตกต่างกันตลอดระยะเวลาในอดีตที่ผ่านมา ตัวอย่างเช่น หลักฐานผลการสำรวจแผ่นดินไหวบรรพกาล (paleoseismological investigation) ได้แก่ Charusiri และคณะ (2004 a) Pailoplee และคณะ (2009 a) และ Wiwegwin และคณะ (2012; 2014) เป็นต้น แสดงให้เห็นว่าประเทศไทยเป็นประเทศที่มีรอยเลื่อนแผ่นดินไหวที่ยังมีพลังอยู่จำนวน ด้วยเหตุนี้ นักแผ่นดินไหววิทยาจึงมีความพยายามที่จะประเมินสถานการณ์พิบัติภัยแผ่นดินไหวในประเทศไทยอย่างต่อเนื่อง และมีการนำเสนอแผนที่พิบัติภัยแผ่นดินไหวที่แตกต่างกันมากมาย ได้แก่

Hattori (1980) คือ นักแผ่นดินไหววิทยาคนแรกที่น่าเสนอแผนที่พิบัติภัยแผ่นดินไหวที่วิเคราะห์จากวิธีความน่าจะเป็น โดยวิเคราะห์จากข้อมูลแผ่นดินไหวจากเครื่องมือตรวจวัดที่ได้จาก หน่วยงาน the National Oceanic และ Atmospheric Administration (NOAA) และใช้แบบจำลองการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวของ McGuire (1974) ซึ่งแผนที่ที่ได้แสดงค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (หน่วย g) ที่สามารถเกิดขึ้นได้ในรอบ 100 ปี ซึ่งผลการวิเคราะห์บ่งชี้ว่าภาคเหนือและภาคตะวันตกของประเทศไทย

บางส่วนมีโอกาสดำรับแรงสั่นสะเทือนในระดับ 20-50gal (0.02-0.05g) ส่วนพื้นที่อื่นๆของประเทศไทย ประเมินว่าไม่มีพิบัติภัยแผ่นดินไหวในรอบ 100 ปี (รูป 4.8ก)

จากนั้น Santoso (1982) ได้ปรับปรุงผลการศึกษาของ Hattori (1980) โดยพิจารณาแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวจากข้อมูลแผ่นดินไหวเพิ่มเติมทั้งจาก NOAA และฐานข้อมูลจากกรมอุตุนิยมวิทยา ประเทศไทย ซึ่งแผนที่แสดงค่าอัตราเร่งสูงสุดของพื้นดิน (หน่วย g) ที่สามารถเกิดขึ้นได้ในรอบ 36 และ 74 ปี

Warnitchai และ Lisantono (1996) ประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวในประเทศไทยด้วยแนวคิดเชิงความน่าจะเป็นตามวิธีการของ Cornell (1968) โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวในระยะเวลา 80 ปีจาก Nutalaya และคณะ (1985) เพื่อประเมินศักยภาพของเขตกำเนิดแผ่นดินไหว (seismic source zone) ที่วิเคราะห์และจำแนกโดย Nutalaya และคณะ (1985) โดยวิเคราะห์อัตราเร่งสูงสุดของพื้นดินด้วยแบบจำลองการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวของ Esteva และ Villaverde (1973) และได้จัดทำแผนที่พิบัติภัยแผ่นดินไหวที่มีโอกาส 10% ที่จะเกิดขึ้นในรอบ 50 ปีสรุปว่าภาคเหนือและภาคตะวันตกของประเทศไทยตั้งอยู่ในเขตแผ่นดินไหวปานกลาง ซึ่งจากแผนที่พิบัติภัยแผ่นดินไหวดังกล่าวแสดงค่าสูงสุดในประเทศไทยประมาณ 0.27g (รูป 4.8ข)

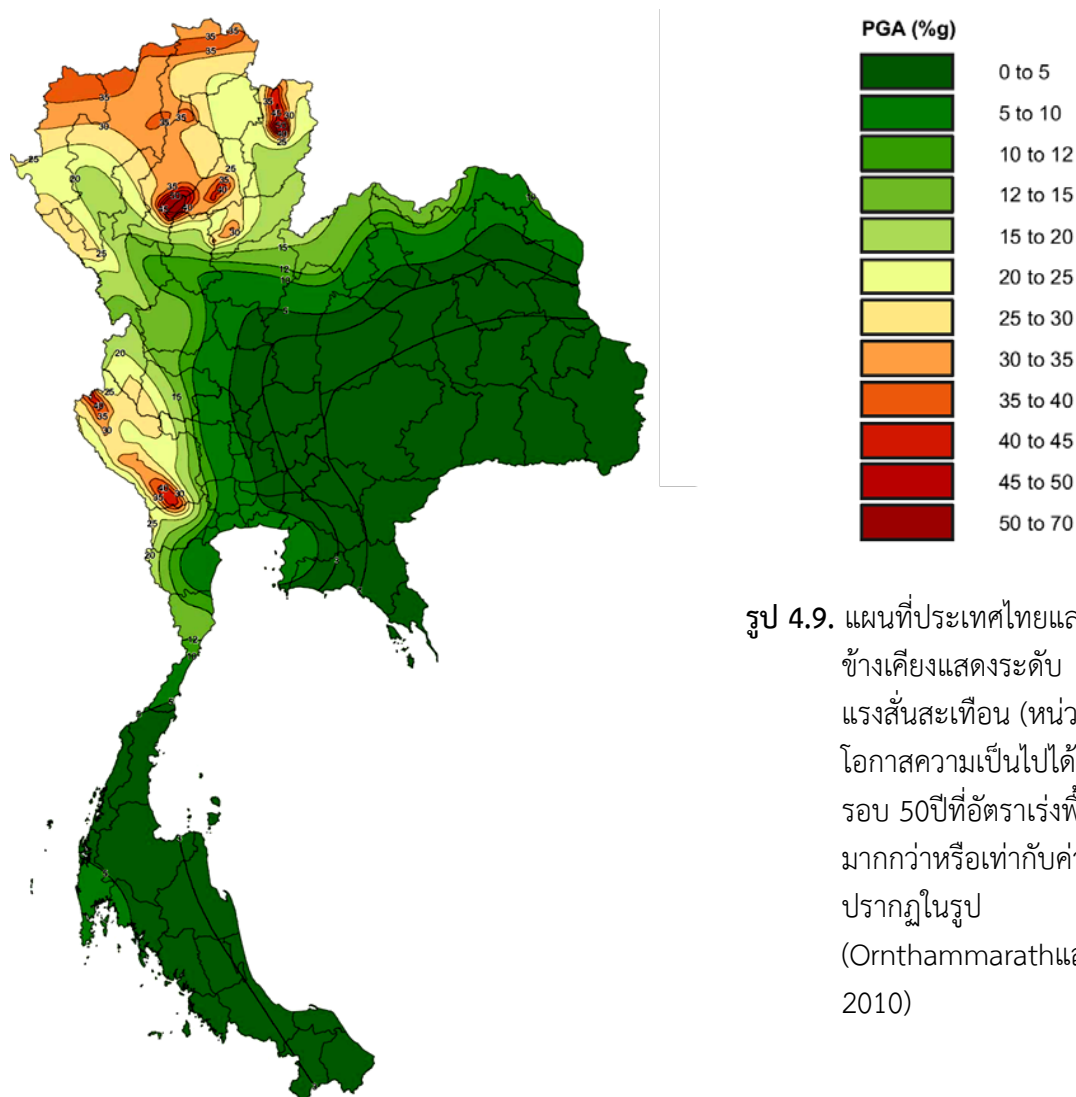


รูป 4.8. แผนที่ประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียงแสดงการกระจายตัวของ (ก) ระดับแรงสั่นสะเทือน (หน่วย gal) ที่ประเมินที่คาบอุบัติซ้ำ 100 ปี (Hattori, 1980) (ข) ระดับแรงสั่นสะเทือน (หน่วย g) จากโอกาสความเป็นไปได้ 10% ในรอบเวลา 50 ปี (Warnitchai และ Lisantono, 1996)

และล่าสุด เพื่อที่จะปรับปรุง PSHA ในประเทศไทยให้มีความทันสมัยมากยิ่งขึ้น Ornthammarath และคณะ (2010) ได้นำเสนอเขตกำเนิดแผ่นดินไหวที่อาจส่งผลกระทบต่อประเทศไทย 5 เขตกำเนิด และประมวลผล รวบรวมข้อมูลรอยเลื่อนแผ่นดินไหวที่สำคัญในประเทศไทย 21 รอยเลื่อน โดยศึกษาภาพ การเกิดแผ่นดินไหว ประเมินจากข้อมูลแผ่นดินไหวของฐานข้อมูล NEIC, ISC และ TMD เป็นเช่นเดียวกับที่ใช้โดย Pailoplee และคณะ (2009b; 2010) ซึ่งหลังจากการถ่วงน้ำหนักให้กับสมการการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจาก

แผ่นดินไหวรูปแบบต่างๆ เช่น Zhao และคณะ (2006) และ Chiou และ Youngs (2008) ฯลฯ Ornthammarath และคณะ (2010) ได้วิเคราะห์และจัดทำ แผนที่แสดงโอกาส 2% และ 10% ที่แต่ละพื้นที่จะได้รับแรงสั่นสะเทือนระดับต่างๆ ใน 50 ปีนี้ (รูป 4.9) โดยผลการประเมินบ่งชี้ว่าบริเวณภาคเหนือและภาคตะวันตกของประเทศไทยนั้นมีโอกาสได้รับแรงสั่นสะเทือนในระดับ 0.2-0.4g และมีบางจุดที่มีโอกาสเกิดขึ้นได้สูงถึง 0.5g ส่วนในบริเวณภาคกลาง ภาคใต้ ภาคตะวันออก รวมทั้งภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ผลการศึกษาบ่งชี้ว่ามีโอกาสได้รับแรงสั่นสะเทือนน้อยกว่า 0.1g เป็นส่วนใหญ่ (รูป 4.9)

นับตั้งแต่งานวิจัยต้นแบบของ Hattori (1980) จนกระทั่งการประเมิน PSHA ล่าสุด ที่นำเสนอโดย Ornthammarath และคณะ (2010) แสดงให้เห็นได้ชัดว่าการตั้งสมมติฐานของแหล่งแผ่นดินไหว ตัวแปรที่สื่อถึงพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหว รวมถึงแบบจำลองลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว นั้นมีความแตกต่างกัน ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับข้อมูลสนับสนุนที่มีอยู่ในแต่ละช่วงเวลา โดยเฉพาะอย่างยิ่งในช่วง 5 ปี ล่าสุดพบว่าข้อมูลนำเข้า สมมติฐาน และแบบจำลองต่างๆ ที่จำเป็นต่อการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวในประเทศไทยนั้นถือว่าเปลี่ยนแปลงไปมาก เช่น เขตกำเนิดแผ่นดินไหวของพื้นที่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้แผ่นดินใหญ่มีการแก้ไข (รูป 4.4ข; Pailoplee และ Choowong, 2013) ข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีการปรับปรุงในปัจจุบันข้อมูลแผ่นดินไหวบรรพกาลที่มีการชุดค้นเพิ่มตลอดระยะเวลา 5 ปีที่ผ่านมา รวมทั้งรูปแบบสมการการลดทอนที่เหมาะสมสำหรับประเทศไทย ก็มีการเปลี่ยนแปลงเช่นกัน (Chintanapakdee และคณะ, 2008) อีกทั้งวิจัยก่อนหน้านี้มีความพยายามในการวิเคราะห์อันตรายแผ่นดินไหวในเชิงความน่าจะเป็นของพื้นที่โดยรวมของประเทศไทย รวมทั้งพื้นที่ศึกษาของงานวิจัยนี้ แต่รายงานเหล่านี้วิเคราะห์ในเชิงทั้งประเทศหรือภูมิภาคที่มีขนาดใหญ่ (Wanitchai และ Lisantono 1996; Pailoplee et al, 2009; Palasri และ Ruangrassamee 2010) ทำให้มีความจำเป็นที่จะต้องมีการปรับปรุงแบบจำลอง สมมติฐาน และข้อมูลนำเข้า เพื่อปรับปรุง PSHA ให้ทันสมัยมากยิ่งขึ้น ดังนั้นในการศึกษาวิจัยนี้ จึงได้ทำการวิเคราะห์ใหม่ในเชิงรายละเอียด ทั้งในแง่ของระดับแรงสั่นสะเทือน (earthquake ground shaking) ที่มีประโยชน์ในเชิงวิศวกรรมและความน่าจะเป็นของระดับความรุนแรงของแผ่นดินไหว (earthquake intensity)



รูป 4.9. แผนที่ประเทศไทยและประเทศ
ข้างเคียงแสดงระดับ
แรงสั่นสะเทือน (หน่วย g) ตาม
โอกาสความเป็นไปได้ 10% ใน
รอบ 50 ปีที่อัตราเร่งพื้นดิน
มากกว่าหรือเท่ากับค่า g ที่
ปรากฏในรูป
(Ornthammarath และคณะ ,
2010)

4.3. แหล่งกำเนิดและพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหว (earthquake sources และ activities)

สืบเนื่องจากพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวในปัจจุบัน อันเนื่องมาจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลก อินเดีย-ยูเรเชีย ทำให้เกิดรอยเลื่อนแผ่นดินไหวมากมาย กระจายอยู่ทั้งภายในประเทศไทยและพื้นที่ใกล้เคียง แต่เนื่องจากข้อจำกัดในด้านข้อมูลการศึกษาวิจัยพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวของแต่ละรอยเลื่อน ทำให้ PSHA ที่เคยศึกษาวิจัยในอดีตนั้นวิเคราะห์จากการประเมินแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวจากเขตกำเนิดแผ่นดินไหวเป็นหลัก เช่น Shrestha (1987) Warnitchai และ Lisantono (1996) Pailoplee และคณะ (2010) รวมทั้ง Palasri และ Ruangrassamee (2010) ซึ่งถึงแม้ว่า Petersen และคณะ (2007) และ Ornthammarath และคณะ (2010) ได้นำข้อมูลรอยเลื่อนบางส่วนมารวมในการวิเคราะห์ PSHA ด้วย แต่ข้อมูลรอยเลื่อนที่ใช้นั้นจำกัดเฉพาะในเขตประเทศไทยหากพิจารณาในเชิงปริมาณ Pailoplee และคณะ (2009b) รวบรวม 55 กลุ่มรอยเลื่อนแผ่นดินไหว ในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้แผ่นดินใหญ่ อย่างไรก็ตามตัวแปรด้านแผ่นดินไหว เช่น 1) ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ (MCE) 2) พื้นที่การปริแตกของรอยเลื่อน (rupture area) และ 3) อัตราการเลื่อนตัวของรอยเลื่อน ที่นำมาวิเคราะห์ในแต่ละกลุ่มรอยเลื่อนนั้น นำมาใช้ค่อนข้างคร่าวๆ ตัวอย่างเช่น กลุ่มรอยเลื่อนระนองและคลองมะรุ่ย Pailoplee และคณะ (2009b) สันนิษฐานว่ามีอัตราการเลื่อนตัวของรอยเลื่อน 0.1 และ 1 มิลลิเมตร/ปีตามลำดับ

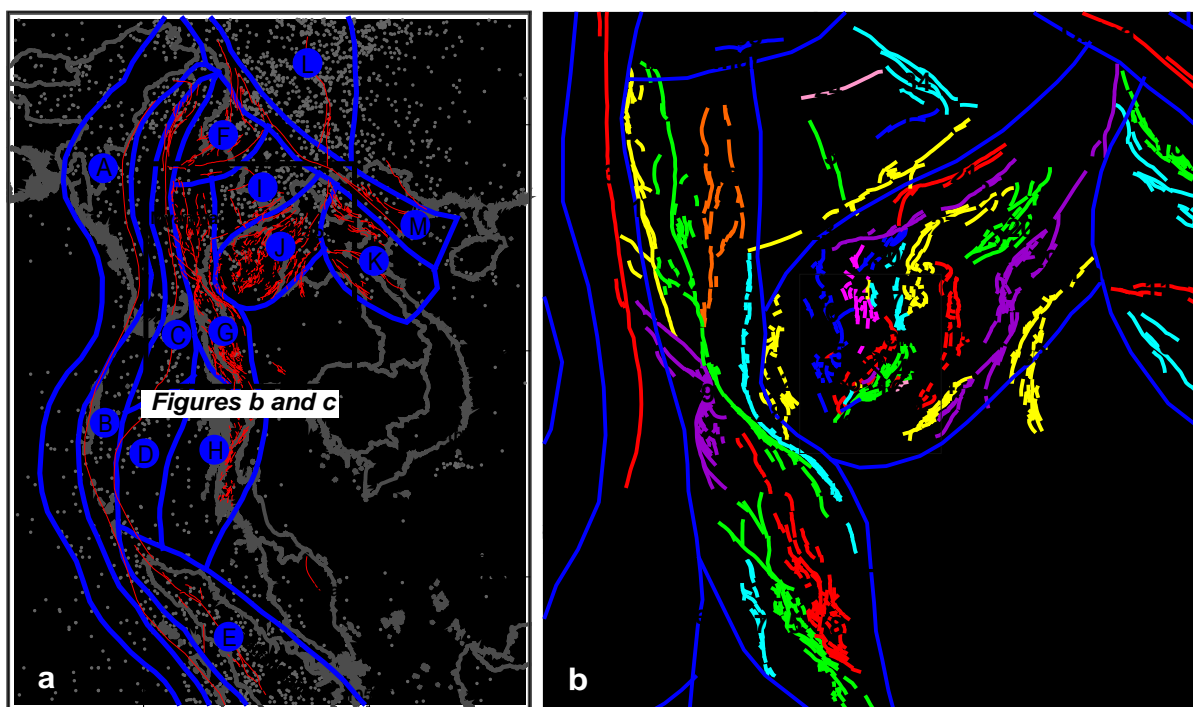
ในงานวิจัยนี้พื้นที่ศึกษา (สี่เหลี่ยมสีดำในรูป 4.10 และ 1C) ถูกปกคลุมไปด้วยอย่างน้อย 6 เขตกำเนิดแผ่นดินไหว (Pailoplee และ Choowong, 2013) และ 36 กลุ่มรอยเลื่อน (Pailoplee และคณะ, 2009) ซึ่งจากลักษณะทางธรณีแปรสัณฐานที่แตกต่างกัน งานวิจัยนี้ได้จำแนกกลุ่มของเขตกำเนิดแผ่นดินไหวที่มีรูปแบบการเคลื่อนตัวและอัตราการเคลื่อนตัวที่ใกล้เคียงกันออกเป็น 3 เขตกำเนิดแผ่นดินไหว ได้แก่ รูป 4.10 และตาราง 4.1 ประกอบ

1) กลุ่มรอยเลื่อนเหลื่อมข้างที่วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ (North-South Strike-slip Fault) คือ รอยเลื่อนสะกาย ซึ่งมีความยาวประมาณ 1,200 กิโลเมตร วางตัวจากเหนือจรดใต้ทางตอนกลางของประเทศพม่า (no. 13 ในรูป 4.10) โดยกลุ่มรอยเลื่อนดังกล่าวมีอัตราการเคลื่อนที่สูง 23 มม./ปี (Bertru และ Rangin, 2003) ซึ่งในประวัติศาสตร์แผ่นดินไหวขนาด 8.0 ริคเตอร์ เคยเกิดขึ้นจากกลุ่มรอยเลื่อนนี้เมื่อวันที่ 23 พฤษภาคม ค.ศ.1912 (Brown, 1914)

2) กลุ่มรอยเลื่อนเหลื่อมข้างที่วางตัวในแนวตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันออกเฉียงใต้ (Northwest-Southeast Strike-slip Faults) คือ กลุ่มรอยเลื่อนที่วางตัวในแนวชายแดนระหว่างทางตะวันออกของพม่าและภาคตะวันตกของประเทศไทย เช่น กลุ่มรอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ กลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ กลุ่มรอยเลื่อนพานหลวง กลุ่มรอยเลื่อนเมย-ตองยี เป็นต้น (หมายเลข 5, 8, 18, 19 และ 22 ในรูป 4.10) และสืบเนื่องจากการวิเคราะห์ลักษณะทางสัณฐานวิทยาและการตรวจสอบแผ่นดินไหวบรรพกาล (paleoseismological investigation) บ่งชี้ว่าอัตราการลื่นกลุ่มรอยเลื่อนเหล่านี้มีค่าประมาณ 0.73-2.00 มม./ปี (Fenton และคณะ, 2003; Charusiri และคณะ, 2004) แผ่นดินไหวขนาด 5.6 ริคเตอร์ เคยเกิดขึ้นที่กลุ่มรอยเลื่อนเมย-ตองยี เมื่อวันที่ 17 กุมภาพันธ์ ค.ศ.1975

3) กลุ่มรอยเลื่อนปกติที่วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ (North-South Normal Faults) กลุ่มรอยเลื่อนเหล่านี้เป็นกลุ่มรอยเลื่อนที่วางตัวอยู่ระหว่างขอบของแอ่งทางภาคเหนือของประเทศไทยเป็นส่วนใหญ่ เช่น กลุ่มรอยเลื่อนปัว กลุ่มรอยเลื่อนแม่ทา และกลุ่มรอยเลื่อนลำปาง-เถิน (หมายเลข 15, 26 และ 36 ในรูป 4.10) แผ่นดินไหวส่วนใหญ่สร้างขึ้นในบริเวณใกล้เคียงกับกลุ่มรอยเลื่อนเหล่านี้จากการตรวจวัดด้วยเครื่องมือตรวจวัด พบว่ามีขนาดอยู่ประมาณ 2.0-4.0 ML อัตราการเคลื่อนตัวของกลุ่มรอยเลื่อนนี้อยู่ที่ประมาณ 0.60-0.83 มม./ปี (Fenton และคณะ, 2003; Rhodes และคณะ, 2004)

2) กลุ่มรอยเลื่อนเหลื่อมข้างที่วางตัวในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ (Northeast-Southwest Strike-slip Faults) กลุ่มรอยเลื่อนเหล่านี้ ส่วนใหญ่จะวางตัวอยู่ในบริเวณแถบชายแดนประเทศไทย-ลาว-พม่า (Pailoplee และคณะ, 2013) เช่น กลุ่มรอยเลื่อนแม่น้ำมา กลุ่มรอยเลื่อนเม็งชิง กลุ่มรอยเลื่อนเตียนเปียนฟู และกลุ่มรอยเลื่อนแม่จัน (หมายเลข 21, 23, 27, 29 และ 31 ในรูป 4.10) อัตราการเคลื่อนตัวของกลุ่มรอยเลื่อนเหล่านี้อยู่ในช่วง 2.4-4.0 มม./ปี (เช่น Duong และ Feigl, 1999; Morley และคณะ, 2007)



รูป 4.10. (ก) แผนที่ประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียงแสดงเขตกำเนิดแผ่นดินไหว (กรอบสีน้ำเงิน ; Pailoplee และ Choowong, 2013) (ข) แผนที่ภาคเหนือของประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง แสดงการกระจายตัวของรอยเลื่อนที่มีโอกาสมีพลัง (เส้นสีแดง ; Pailoplee และคณะ, 2009b) หมายเลขในรูป ข สอดคล้องกับคอลัมน์ “หมายเลข” ในตาราง 4.1 ซึ่งแสดงรายละเอียดของตัวแปรด้านแผ่นดินไหว

ตาราง 4.1. สรุปตัวแปรด้านแผ่นดินไหวของแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว ที่ใช้ในการวิเคราะห์อันตรายจากแผ่นดินไหว

หมายเลข	กลุ่มรอยเลื่อน	ข้อมูลแผ่นดินไหวบรรพกาล					ข้อมูลแผ่นดินไหววิทยา		อ้างอิง
		ชนิดรอย เลื่อน	ยาวรอย เลื่อน (กม.)	M_{max}	อัตราการ เลื่อนตัว (มม./ปี)	พื้นที่ปริ แตก (กม. ²)	a	b	
1	Jinghong	S	53	7.1	-	903	3.28	0.61	ข้อมูลแผ่นดินไหวบรรพกาล ประมาณผลและรวบรวมจาก Pailoplee และคณะ (2009) และข้อมูลแผ่นดินไหววิทยา (seismicity data) ประมาณจาก Pailoplee และ Choowong (2013)
2	Wang Nua	-	31	6.8	-	503	4.32	0.80	
3	Wan Na-awn	-	69	7.2	-	1184	3.28	0.61	
4	Uttaladith	S	27	6.7	0.10	448	4.32	0.80	
5	Three Pagoda	S	141	7.6	2.00	2524	2.85	0.57	
6	Tha Khaek	S	250	7.9	-	4623	3.48	0.74	
7	Tavoy	S	32	6.8	-	532	2.85	0.57	
8	Sri Sawath	S	43	7.0	2.00	759	2.85	0.57	
9	Song Ma	S	72	7.2	-	1234	3.48	0.74	
10	Song Da	S	46	7.0	-	771	3.48	0.74	
11	Song Ca	S	225	7.8	-	4130	3.48	0.74	
12	Shan	S	66	7.2	-	1127	2.85	0.57	
13	Sagiang	S	958	8.5	23.00	19049	4.05	0.72	
14	Red River	S	812	8.5	4.00	16002	4.32	0.84	
15	Pua	N	29	6.8	0.60	475	4.32	0.80	

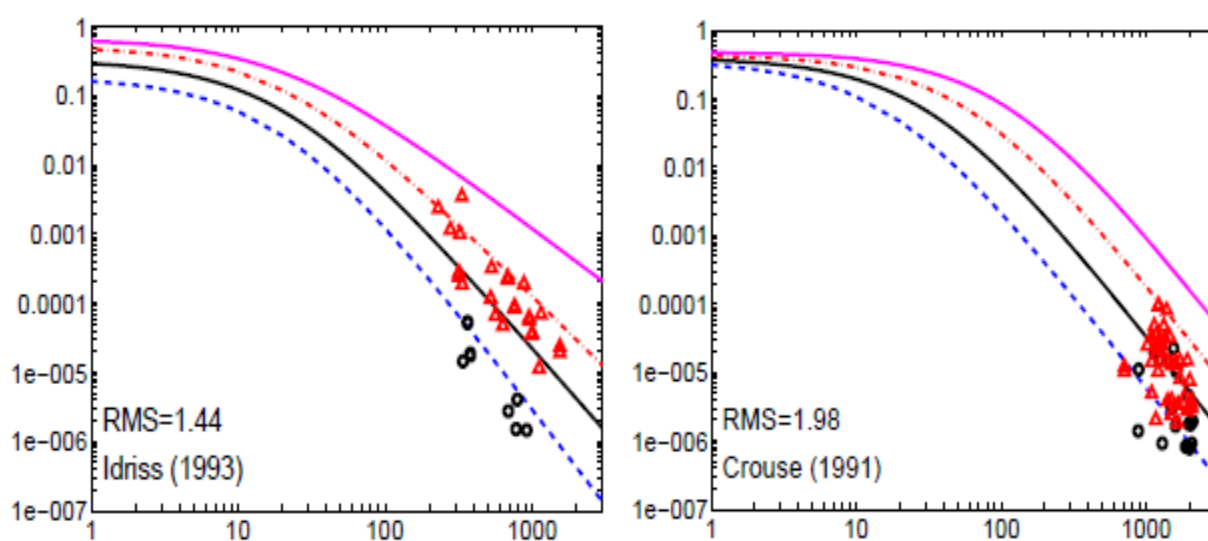
16	Phrae	S	28	6.8	0.10	456	4.32	0.80
17	Pha Yao	S,N	20	6.6	0.10	327	4.32	0.80
18	Pan Luang	S	219	7.8	-	4007	2.85	0.57
19	Pa Pun	S	143	7.6	-	2565	2.85	0.57
20	Nam Peng	S	51	7.1	-	855	4.32	0.80
21	Nam Ma	S	177	7.7	2.40	3208	4.32	0.80
22	Moei-Tongyi	S	259	7.9	0.73	4781	2.85	0.57
23	Mengxing	S	75	7.3	4.80	1303	3.28	0.61
24	Menglian	S	117	7.5	0.50	2067	3.28	0.61
25	Tha Pladuk	S	25	6.7	1	399	4.32	0.80
26	Mae Tha	S	47	7.0	0.8	787	4.32	0.80
27	Mae Ing	S	38	6.9	-	640	4.32	0.80
28	Mae Hong Sorn-Tak	S	37	6.9	-	611	2.85	0.57
29	Dein Bein Fu	S	130	7.5	2	2321	4.32	0.80
30	Chiang Rai	S	28	6.8	-	456	4.32	0.80
31	Mae Chan	S	99	7.4	3.00	1743	4.32	0.80
32	Mae Chaem	-	21	6.6	-	340	4.32	0.80
33	Loei Petchabun Suture	S	59	7.1	-	998	4.32	0.80
34	Linchang	-	107	7.4	-	1875	3.28	0.61

35	Lashio	S	50	7.0	1.00	839	3.57	0.70	
36	Lampang-Thoen	S,N	28	6.8	0.83	457	4.32	0.80	
37	Paneng	S	23	6.7	0.34	365	4.32	0.80	DMR (2009)
38	Pang Ngun	S	28	6.8	0.4	458	4.32	0.80	Charusiri และคณะ (2009)
39	Ban Sa Mai	S	18	6.6	0.83	296	4.32	0.80	Charusiri และคณะ (2004)
40	Ban Bom	S	6	6.0	0.6	86	4.32	0.80	Charusiri และคณะ (2004)
41	Ban Mai	S	28	6.8	0.15	459	4.32	0.80	Charusiri และคณะ (2004)
42	Mae Long	S	21	6.6	0.4	341	4.32	0.80	Charusiri และคณะ (2009)
43	Huai Nong Bor	S	14	6.4	0.6	228	4.32	0.80	Charusiri และคณะ (2009)
44	Mae Man	S	17	6.5	0.06	279	4.32	0.80	Charusiri และคณะ (2004)
45	Seismic Source Zone C	S	-	7	-	759	4.05	0.72	Pailoplee และ Choowong (2013)
46	Seismic Source Zone G	S	-	5.9	-	76	2.85	0.57	Pailoplee และ Choowong (2013)
47	Seismic Source Zone I	S	-	7	-	759	3.28	0.61	Pailoplee และ Choowong (2013)
48	Seismic Source Zone J	S,N	-	6.2	-	142	4.32	0.8	Pailoplee และ Choowong (2013)
49	Seismic Source Zone K	S	-	4.8	-	8	3.48	0.74	Pailoplee และ Choowong (2013)

ชนิดรอยเลื่อน S = รอยเลื่อนเหลื่อมข้าง, N = รอยเลื่อนปกติ, R = รอยเลื่อนย้อน M_{\max} คือ ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ (maximum credible earthquake magnitude)

4.4. ลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหว (Strong-ground motion attenuation model)

ในกรณีศึกษาประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง Chintanapakdee และคณะ (2008) ได้ใช้ข้อมูลที่ตรวจวัดได้จริงจากสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวในประเทศไทยและวิเคราะห์ผลโดยกรมอุตุนิยมวิทยา ประเทศไทย เปรียบเทียบกับแบบจำลองที่เคยมีผู้นำเสนอไว้ในต่างประเทศ พบว่าแบบจำลองที่เหมาะสมที่สุดสำหรับประเทศไทย คือ แบบจำลองของ Idriss (1993) สำหรับกรณีของแผ่นดินไหวที่เกิดจากรอยเลื่อนภายในแผ่นเปลือกโลก และแบบจำลองของ Crouse (1991) สำหรับกรณีของแผ่นดินไหวที่เกิดจากแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกซึ่งประยุกต์สำหรับเขตมุดตัวสุมาตรา -อันดามัน (รูป 4.11) ดังนั้นในการประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวในประเทศไทย Pailoplee (2016)เลือกใช้แบบจำลอง Idriss (1993) และ Crouse (1991) เป็นตัวแทนลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือนในประเทศไทยและพื้นที่ใกล้เคียง



รูป 4.11.แบบจำลองลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวที่นำเสนอโดย Idriss (1993) และ Crouse (1991) โดยแสดงอยู่ในรูปความสัมพันธ์ระหว่างระยะทางที่เพิ่มขึ้นจากแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวถึงสถานที่ประเมินพิบัติภัยแผ่นดินไหวซึ่ง เปรียบเทียบกับข้อมูลระดับแรงสั่นสะเทือนที่เคยมีการบันทึกไว้ในพื้นที่ประเทศไทย (Chintanapakdee และคณะ, 2008)

เมื่อจัดเตรียมข้อมูลนำเข้าต่างๆ ทั้งในด้านแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวและลักษณะการลดทอนแรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวครบถ้วนแล้ว ผู้วิจัยได้ประมวลผลพิบัติภัยแผ่นดินไหวด้วยวิธีความน่าจะเป็น (PSHA) ตามทฤษฎี แบบจำลอง สมมติฐาน และตัวแปรนำเข้าต่างๆ ดังที่กล่าวมาในข้างต้น ซึ่งได้นำเสนอผลการศึกษาในรูปของแผนที่ 2 รูปแบบ คือ 1) แผนที่แสดงระดับแรงสั่นสะเทือน (ground shaking map)และ 2) แผนที่แสดงความน่าจะเป็น (probability map)

4.5.แผนที่พิบัติภัยแผ่นดินไหวแสดงระดับแรงสั่นสะเทือน (ground shaking map)

จากกราฟพิบัติภัยแผ่นดินไหวดังแสดงในรูป 4.7นักแผ่นดินไหววิทยาสามารถวิเคราะห์ระดับแรงสั่นสะเทือนที่มีโอกาสเกิดขึ้นในช่วงเวลาเฉพาะได้จากสมการ (4.4) (Kramer, 1996)

$$P_{(HC)} = -\ln(1-P)/T$$

สมการ (4.4)

กำหนดให้

$P_{(HC)}$ คือ ความน่าจะเป็นของกราฟพิบัติภัย
แผ่นดินไหว

P คือ ความน่าจะเป็นที่สนใจศึกษา

T คือ ช่วงเวลาที่สนใจศึกษา

ตัวอย่างเช่นหากต้องการทราบว่าในรอบอีก 50 ปีข้างหน้า จุดศึกษาที่ได้มาซึ่งกราฟพิบัติภัยในรูป 4.7 นั้น มีโอกาส 10% ที่จะได้รับแรงสั่นสะเทือนเท่าใด สามารถคำนวณได้จาก

$$P_{(HC)} = -\ln(1-P)/T = -\ln(1-0.1)/50 = 0.0021$$

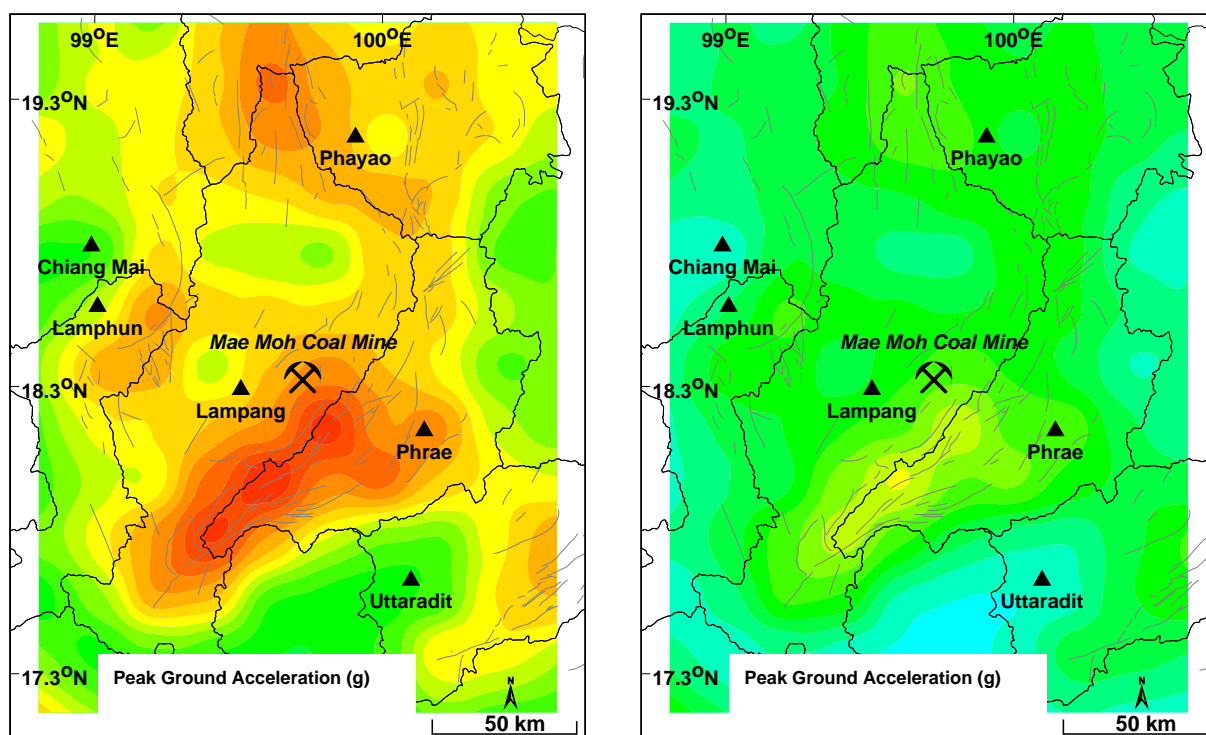
โดยกำหนดให้ 0.1 คือโอกาส 10% หรือ (10/100) และ 50 คือช่วงเวลาที่สนใจศึกษา ซึ่งจากผลการคำนวณประเมินได้ว่าจากข้อกำหนดตั้งต้นที่สนใจคือโอกาส 10% ในรอบ 50 ปี เทียบได้กับ โอกาส 0.0021 ที่แสดงในกราฟพิบัติภัย ซึ่งหากพิจารณากราฟพิบัติภัยในรูป 4.7 จะพบว่าระดับแรงสั่นสะเทือนที่มีโอกาส 0.0021 ของแต่ละจุดศึกษาซึ่งมีกราฟพิบัติภัยแผ่นดินไหวที่แตกต่างกัน จะมีระดับแรงสั่นสะเทือนที่แตกต่างกันไปตามกราฟพิบัติภัยของแต่ละจุด

รูป 4.12 แสดงระดับแรงสั่นสะเทือนในพื้นที่แต่ละแห่งในรูปแบบของอัตราเร่งสูงสุดบนพื้นดิน (หน่วย g) โดยประเมินและจัดทำแผนที่แสดงระดับแรงสั่นสะเทือนที่มีโอกาส 2% และ 10% ที่แรงสั่นสะเทือนดังที่แสดงในแผนที่นั้นมีโอกาสเกิดขึ้น ในรอบ 50 ปี โดยผลจากการศึกษาพบว่าพิบัติภัยแผ่นดินไหวสูงสุดในพื้นที่ศึกษา ได้แก่ พื้นที่ตามแนวทิศตะวันออกเฉียงใต้ของลำปาง / ตะวันตกเฉียงใต้ของจังหวัดแพร่และส่วน ตะวันตกเฉียงเหนือของจังหวัดพะเยา ซึ่งอยู่ใกล้กับกลุ่มรอยเลื่อนลำปาง-เถินและวังเหนือ (หมายเลข 36 และ 2 ในรูป 4.12a) และบริเวณนี้มีค่าอัตราเร่งสูงสุดอยู่ระหว่าง 0.28-0.32 g และ 0.18-0.24 g สำหรับ POE 2% และ 10% ตามลำดับ ในทางตรงกันข้ามในจังหวัดเชียงใหม่และจังหวัดอุตรดิตถ์นั้นไม่แสดงพิบัติภัยจากการศึกษานี้ หรืออยู่ในระดับพิบัติภัยต่ำที่ประมาณ 0.16g และ 0.08g สำหรับ 2% และ 10% POE ในรอบ 50 ปี (รูป 4.12)

4.6.แผนที่พิบัติภัยแผ่นดินไหวแสดงระดับความน่าจะเป็น (Probability map)

ถึงแม้ว่า แผนที่แสดงการกระจายตัวของแรงสั่นสะเทือนที่อธิบายไปก่อนหน้านี้จะมีความแม่นยำในเชิงคณิตศาสตร์และมีประโยชน์อย่างมากสำหรับงานด้านการออกแบบทางวิศวกรรมและการก่อสร้างระยะยาว แต่แผนที่ระดับแรงสั่นสะเทือนดังกล่าวนี้ถือว่าเป็นเรื่องยากที่จะเข้าใจในโดยเฉพาะอย่างยิ่งสำหรับการแจ้งข้อมูลให้กับประชาชนทั่วไป Kramer (1996) จึงนำเสนอแนวคิดการสร้างแผนที่แสดงความน่าจะเป็น POE(%) ของการได้รับความรุนแรง จาก กแผ่นดินไหว (earthquake intensity) ในแต่ละระดับซึ่งเป็นแผนที่ที่เข้าใจง่ายและอธิบายในเชิงพรรณนามากกว่าตัวเลขทางคณิตศาสตร์หรือสมการทางวิชาการ โดยมุ่งเน้นสื่อสารแก่ประชาชนโดยทั่วไปได้ง่าย โดยอ้างอิงระดับความรุนแรงจากมาตราเมอร์คัลลีแปลง (Modified Mercalli Intensity, MMI) ซึ่งมีวิธีการประเมินตามสมการ (4.5)

$$P = (1 - e^{-(P_{(HC)} \cdot T)}) \times 100 \quad \text{สมการ (4.5)}$$



รูป 4.12.แผนที่ภาคเหนือและข้างเคียงแสดงระดับอันตรายแผ่นดินไหวและแสดงแรงสั่นสะเทือนในรูปของอัตราเร่งสูงสุดบนพื้นดิน (หน่วย g) ตามโอกาสความเป็นไปได้ (ร้อยละ) ในช่วงเวลาการพิจารณา (ปี) ต่าง ๆ กัน ก) โอกาสร้อยละ 2 ในรอบ 50 ปีที่อัตราเร่งพื้นดินมากกว่าหรือเท่ากับค่า g ที่ปรากฏในรูป และ ข) โอกาสร้อยละ 10 ในรอบ 50 ปีที่อัตราเร่งพื้นดินมากกว่าหรือเท่ากับค่า g ที่ปรากฏในรูป

ตัวอย่างเช่นหากต้องการประเมินว่าในรอบ 50 ปีนี้ พื้นที่ศึกษามีโอกาสได้รับความรุนแรงจากแผ่นดินไหวในระดับ V ตามมาตรา MMI เท่าใด นักแผ่นดินไหววิทยาสามารถวิเคราะห์ได้ โดยเริ่มจากการแปลง MMI ระดับ V ไปเป็นระดับแรงสั่นสะเทือนหรือ PGA ในหน่วย g โดยในแต่ละพื้นที่ก็จะมีสมการความสัมพันธ์ระหว่าง MMI-PGA ที่แตกต่างกัน (รูป 4.13) ซึ่งในกรณีของพื้นที่ประเทศไทยและประเทศเพื่อนบ้าน Pailoplee (2012) ได้วิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่าง MMI-PGA โดยใช้ข้อมูลแผนที่แผ่นดินไหวเท่า (isoseismal map) ที่เคยมีการเผยแพร่ในอดีตมาวิเคราะห์ ซึ่งผลการศึกษาบ่งชี้ว่าความสัมพันธ์ระหว่าง MMI-PGA ของพื้นที่ประเทศไทยและประเทศเพื่อนบ้านเป็นไปตามสมการ (4.6) (ดูรูป 4.13 ประกอบ)

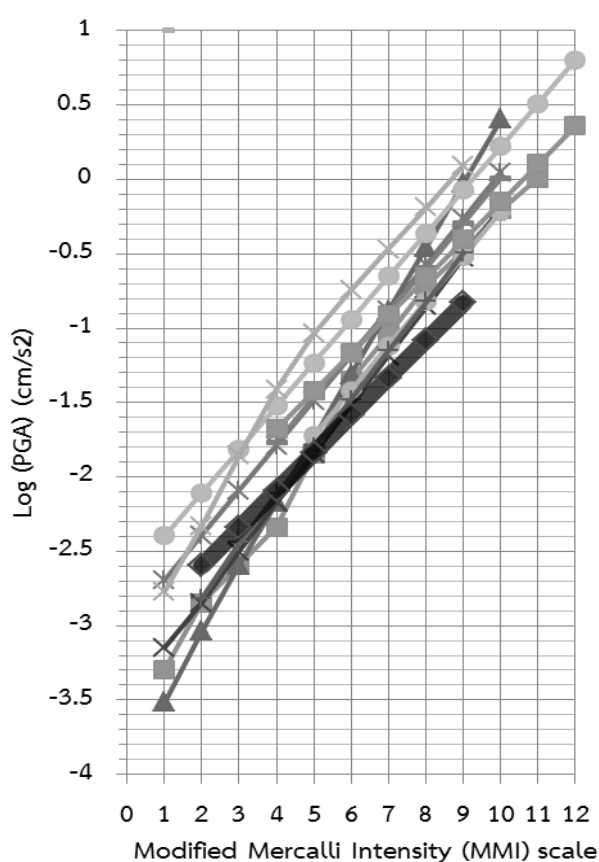
$$\text{Log}_{10}(\text{PGA}) = 0.25\text{MMI} - 3.1$$

สมการ (4.6)

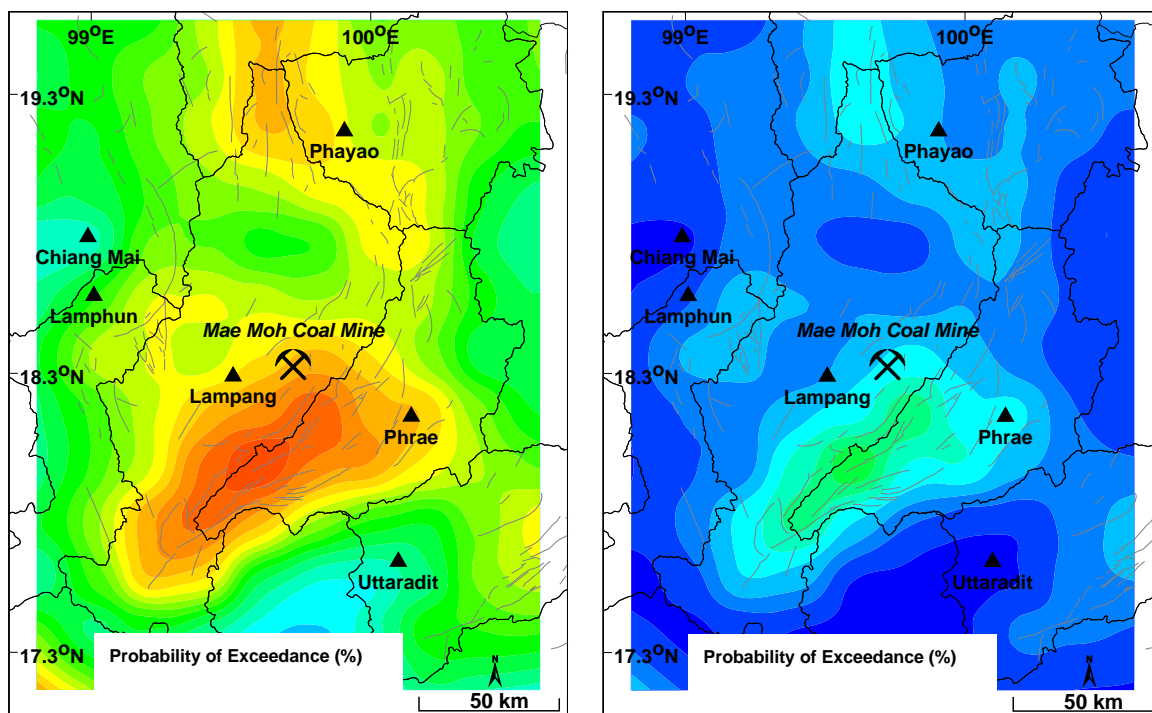
หลังจากแปลงระดับ MMI เป็นแรงสั่นสะเทือน g แล้ว นักแผ่นดินไหววิทยาจะนำค่า g ที่ได้ไปพิจารณาร่วมกับกราฟพิบัติภัยของแต่ละจุดศึกษา และจะได้ความน่าจะเป็นจากกราฟพิบัติภัย ($P_{(HC)}$) ซึ่งเมื่อนำไปแทนในสมการ (4.5) ร่วมกับช่วงเวลาที่สนใจ (T) นักแผ่นดินไหววิทยาจะสามารถวิเคราะห์ความน่าจะเป็น (%) ที่พื้นที่ศึกษามีโอกาสได้รับความรุนแรงระดับ V ในรอบ T ปีที่สนใจได้

จากระเบียบวิธีการวิเคราะห์ระดับความน่าจะเป็นดังที่กล่าวมาในข้างต้น งานวิจัยนี้ได้วิเคราะห์และจัดทำแผนที่แสดงการกระจายตัวของความน่าจะเป็นที่พื้นที่ต่างๆ ของประเทศไทยนั้นมีโอกาสได้รับความรุนแรงจากแผ่นดินไหวในระดับต่างๆ ดังแสดงในรูป 4.14

จากรูป 4.14 บ่งชี้ว่า แผนที่แสดงความน่าจะเป็นดังกล่าว แสดงการกระจายตัวของระดับพิบัติภัย ที่สอดคล้องกับแผนที่แสดงระดับแรงสั่นสะเทือนในรูป 4.12 โดยพื้นที่อันตรายสูงตั้งอยู่ตามแนวทิศตะวันออกเฉียงใต้ลำปาง-ตะวันตกเฉียงใต้ของจังหวัดแพร่ ขอบเขตและในส่วนตะวันตกเฉียงเหนือของจังหวัดพะเยา พื้นที่เหล่านี้มี POE 60-80% ของระดับ MMI ระดับ III (คนอยู่บนอาคารสูงรู้สึกชัดเจน เหมือนรถบรรทุกวิ่งผ่าน) ใน 50 ปี ในขณะที่มีโอกาสน้อยกว่า 30-40% POE ของ MMI เท่ากับหรือใหญ่กว่าระดับ IV (คนส่วนใหญ่รู้สึกได้แบบงงๆ ถ้วยชามขยับ หน้าต่างประตูสั่น ผนังมีเสียงลั่น รถยนต์ที่จอดอยู่สั่นไหวชัดเจน) ในพื้นที่ศึกษาในอีก 50 ปี ในกรณีของจังหวัดเชียงใหม่และจังหวัดอุดรดิตถ์ ทั้งสองจังหวัดแสดงให้เห็นความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวที่ต่ำกว่าเมื่อเทียบกับ พื้นที่อื่นๆ ที่มี POE ของระดับ MMI III หรือ IV น้อยกว่า 20% (รูป 4.14)



รูป 4.13. กราฟความสัมพันธ์ระหว่าง MMI-PGA ที่วิเคราะห์ได้จากพื้นที่ต่างๆ รวมทั้ง พื้นที่ประเทศไทยและประเทศเพื่อนบ้าน (เส้นสีดำทึบ) (Pailoplee, 2012)



รูป 4.14. แผนที่ประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียงที่แสดงโอกาสความเป็นไปได้ (%) ที่แรงสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวมากกว่าหรือเท่ากับความรุนแรงระดับต่าง ๆ ตามมาตราเมอร์คัลลี ในรอบ 50 ปี (ก-ข) โอกาสความเป็นไปได้ (%) ที่แรงสั่นสะเทือนมากกว่าหรือเท่ากับระดับ III-IV

อ้างอิง

- Atkinson, G.M., and Boore, D.M. 1997. Some comparisons between recent ground motion relations. *Seismological Research Letters*. 68(1): 24-40.
- Aung TT, Satake K, Okamura Y, Shishimura M (2008) Geological evidence for three great earthquakes in the past 3400 years off Myanmar. *J Earthq Tsunami* 2(4): 259–265
- Bertrand, G., and Rangin, C. 2003. Tectonics of the western margin of the Shan Plateau (central Myanmar): implications for the India-Indochina oblique convergence since the Oligocene. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 1139-1157.
- Boore, D.M., Joyner, W.B., and Fumal, T.E. 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.
- Brown, J.C. 1914. The Burma earthquake of May 1912. *Memoirs of the Geological Survey of India* 13: 1-147.
- Charusiri, P., Daorerk, V., Choowong, M., Muangnoicharoen, N., Won-in, K., Lumjuan, A., Kosuwan, S., Saithong, P., and Thonnarat, P. 2004. The study on the investigations of active faults in Changwat Kanchanaburi area, western Thailand. Technical report, Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand: 119p. (in Thai with English abstract).
- Charusiri, P., M. Choowong, T. Charoentitirat, K. Jankaew, V. Chutakositkanon and P. Kanjanapayont, 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, Bangkok, Thailand, 412p., 2005 (in Thai with English abstract).
- Chintanapakdee, C., Naguit, M.E., and Charoenyuth, M. 2008. Suitable attenuation model for Thailand. The 14th World Conference on Earthquake Engineering. October 12-17, 2008, Beijing, China.
- Cornell, C.A. 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* 58: pp. 1583-1606.
- Crouse, C. B. 1991. Ground-motion attenuation equations for earthquakes on the Cascadia subduction zones. *Earthquake Spectra* 7(2): 201–236.
- Crouse, C.B., Ground-motion attenuation Eqs. for earthquakes on the Cascadia subduction zones, *Earthq. Spectra.*, 7(2), 201–236, 1991.
- Curray, J.R. 2005. Tectonics and history of the Andaman Sea region. *Journal of Asian Earth Science*, 25, 187-232.
- Department of Mineral Resources. 2006. Active Fault Map of Thailand. Department of Mineral Resources [Online]. Available from: <http://www.dmr.go.th> [2009, May]

- Department of Mineral Resources (DMR), Investigation of the earthquake return period in Chiang Rai, Chiang Mai, and Phayao province (Mae Chan and Phayao Fault Zones), Technical report, Department of Mineral Resources, Bangkok, 51p., 2009 (in Thai with English abstract).
- Duong, C.C., and Feigl, K.L. 1999. Geodetic measurement of horizontal strain across the Red River fault near Thac Ba, Vietnam. *Journal of Geodesy* 73: 298-310.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.-A., and Woodhouse, J.H., 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity: *J. Geophys. Res.*, v. 86, no. B4, p. 2825-2852.
- Ekström, G., Dziewonski, A.M., Maternovskaya, N.N., and Nettles, M. 2005. Global seismicity of 2003: centroid-moment-tensor solutions for 1087 earthquakes. *Physical Earth Planet*, 148, 327–351.
- Esteva, L., and Villaverde, R. 1973. Seismic risk, design spectra and structural reliability. *Proceeding of 5th World Conference on Earthquake Engineering*, Rome, Italy: 2586-2597.
- Fenton, C.H., Charusiri, P., and Wood, S.H. 2003. Recent paleoseismic investigations in Northern and Western Thailand. *Annals of Geophysics* 46(5): 957-981.
- Gardner, J.K., and Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. *Bulletin of the Seismological Society of America* 64(1): 363–367.
- Gupta, I.D. 2002. The State of the Art in Seismic Hazard Analysis. *ISER Journal of Earthquake Technology* 39(428), 311-346.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F. 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 34, 185-188.
- Habermann, R. E., (1983). "Teleseismic detection in the Aleutian Island Arc." *Journal of Geophysical Research* 88: 5056–5064.
- Habermann, R. E., (1987). "Man-made changes of Seismicity rates." *Bulletin of the Seismological Society of America* 77: 141-159.
- Habermann, R. E. and Wyss, M. (1984). "Background seismicity rates and precursory seismic quiescence: Imperial Valley, California." *Bulletin of the Seismological Society of America* 74: 1743–1755.
- Hattori, S., Seismic Risk Map in the Asian Countries (Maximum Acceleration and Maximum Particle Velocity) – China, India, Pakistan, Burma, Thailand, Philippines, Indonesia and Others, In *International Conference on Engineering for Protection from Natural Disasters*, Asian Institute of Technology, Bangkok, Thailand, 491-504, 1980.
- Hull, A.G., Augello, A., and Yeats, R.S. 2003. Deterministic seismic hazard analysis in northwest Oregon, U.S.A. *Pacific Conference on Earthquake Engineering*. 9p.

- Ishimoto, M. and Iida, K. 1939. Observations sur les seismes enregistres par le microsismographe construit dernièrement. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo 17: 443-478 (in Japanese with French abstract).
- Idriss, I.M. 1993. Procedures for selecting earthquake ground motions at rock sites. Technical report NIST GCR 93-625, U.S. Department of Commerce, National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, Maryland.
- International Seismological Centre, 2001. Online Bulletin, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom: Thatcham, United Kingdom, Internatl. Seis. Cent., no. March 12.
- Jankaew K, Atwater BF, Sawai Y, Choowong M, Charoentitirat T, Martin ME, Prendergast A (2008) Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. *Nature* 455: 1228–1231
- Kagan, Y.Y., and Knopoff, L. 1980. Dependence of seismicity on depth. Bulletin of the Seismological Society of America, 70, 1811-1822.
- Kazmer, M., Sanittham, K., Charusiri, P., Pailoplee, S. 2011. Archaeoseismology of the AD1545 Earthquake in Chiang Mai, Thailand. 2nd INQUA_IGCP 567 International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering. 18-25 September 2011. Corinth, Greece. 2: p.102-105.
- Kramer, S.L. 1996. Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 653
- Martin S (2005) Intensity distribution from the 2004 M 9.0 Sumatra-Andaman earthquake. *Seis Res Lett* 76: 321–330
- McGuire, R.K., Seismic structural response risk analysis incorporating peaks response regressions on earthquake magnitude and distance, Research report R74-51, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1974.
- Megawati, K., Pan, T., and Koketsu, K. 2005. Response Spectral Attenuation Relationships for Sumatran-Subduction Earthquakes and the Seismic Hazard Implications to Singapore and Kuala Lumpur. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 25(1): 11-25.
- Mogi, K., 1962. Magnitude–frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo 40, 831–853.
- Morley, C.K. 2007. Variations in Late Cenozoic-Recent strike-slip and oblique-extensional geometries, within Indochina: The influence of pre-existing fabrics. *Journal of Structural Geology* 29: 36-58.
- Morley, C.K., Smith, M., Carter, A., Charusiri, P. and Chantraprasert, S. 2007. Evolution of deformation styles at a major restraining bend, constraints from cooling histories, Mae Ping fault zone, western Thailand. In W.D. Cunningham and P. Mann

- (eds.)Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends, Geological Society, London, Special Publications 290, 325-349.
- Nutalaya, P., Sodsri, S., and Arnold, E.P. 1985.Series on Seismology-Volume II-Thailand. In E.P Arnold (ed.), Southeast Asia Association of Seismology and Earthquake Engineering, 402p.
- Ornthammarath, T., P. Warnitchai, K. Worakanchana, S. Zaman, R. Sigbjörnsson and C.G. Lai, Probabilistic seismic hazard assessment for Thailand, Bull. Earthquake.Eng., **9(2)**, 367-394, 2010.
- Pailoplee, S., 2012, Relationship between modified Mercalli intensity and peak ground acceleration in Myanmar. Natural Science, 4, 624–630.
- Pailoplee, S., 2015. Earthquake Activities along the Sagaing Fault Zone, Central Myanmar: Implications for Fault Segmentation. Journal of Earth Science, 21p.
- Pailoplee, S. Probabilities of Earthquake Occurrences along the Sumatra-Andaman Subduction Zone. Open Geosciences, 12p. [in press]
- Pailoplee, S. and Boonchaluy, N., 2015.Earthquake activities in the Philippines Islands and the adjacent areas. Open Geosciences, 12p.
- Pailoplee, S., and Charusiri, P. 2014. Probabilistic Seismic Hazard in Thailand: A New Analysis. The 40th Congress on Science and Technology of Thailand (STT40) “Science and Technology towards ASEAN Development”.December 2-4, 2014, Hotel Pullman KhonKaen Raja Orchid, KhonKaen, Thailand.
- Pailoplee, S. and Charusiri, P. 2015. Probabilistic analysis of the seismic activity and hazard in northern Thailand.Geosciences Journal.DOI 10.1007/s12303-015-0011-8.
- Pailoplee, S. and Choowong, M. 2013.Probabilities of earthquake occurrences in Mainland Southeast Asia.Arabian Journal of Geosciences. 6(12): 4993-5006
- Pailoplee, S.and Palasri, C. 2015. CU-PSHA: A MATLAB Software for Probabilistic Seismic Hazard Analysis. Journal of Earthquake and Tsunami. 8(4): Article Number: 1450008
- Pailoplee, S., Sugiyama, Y., and Charusiri, P. 2009. Deterministic and probabilistic seismic hazard analyses in Thailand and adjacent areas using active fault data. Earth Planets Space 61, 1313–1325.
- Pailoplee, S., Takashima, I., Kosuwan, S., and Charusiri, P., 2009a. Earthquake Activities along the Lampang-theon Fault Zone, Northern Thailand: Evidence from Paleoseismological and Seismicity Data. Journal of Applied Sciences Research, 5(2): 168-180.
- Pailoplee, S., Sugiyama, Y. and Charusiri, P. 2010. Probabilistic Seismic Hazard Analyses in Thailand and Adjacent Areas by Using Regional Seismic Source Zones. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences 21(5), 757-766.
- Pailoplee, S., Choowong, M., and Charusiri, P. 2012. Probabilities of earthquake occurrences in Mainland South East Asia.Arabian Journal of Geosciences. (In press)

- Pailoplee S., Surakiatchai, P., Charusiri, P. 2013. b-value Anomalies along the Northern Segment of Sumatra-Andaman Subduction Zone: Implication for the Upcoming Earthquakes. *Journal of Earthquake and Tsunami*. 7(3): 1350030-1-8
- Palasri, C., และ Ruangrassamee, A. 2010. Probabilistic Seismic Hazard Maps of Thailand. *Journal of Earthquake and Tsunami*. 4(4): 369-386
- Petersen, M., Harmsen, S., Mueller, C., Haller, K., Dewey, J., Luco, N., Crone, A., Lidke, D., and Rukstales, K. 2007. Southeast Asia Seismic Hazard Maps. Technical report, Department of the Interior U.S. Geological Survey: 65p.
- Rhodes, B.P., Perez, R., Lamjuan, A., and Kosuwan, S. 2004. Kinematics and tectonic implications of the Mae Kuang Fault, northern Thailand. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(1), 79-89.
- Sadigh, K., Chang, C.Y., Egan, J.A., Makdisi, F., and Youngs, R.R. 1997. Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. *Seismological Research Letters*, 68(1): 180–189.
- Santoso, D., Natural Hazard of Bangkok Area (Earthquake and Flooding), Master's thesis, No.GT-81-22, Asian Institute of Technology, Bangkok, Thailand, 1982.
- Scholz, C. H. 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 58: 399– 415.
- Schwartz D.P. and Coppersmith K.J. 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. *Journal of Geophysical Research* 89: 5681—5698.
- Shrestha, P.M., Investigation of active faults in Kanchanaburi province, Thailand, Master's thesis, Asian Institute of Technology, Bangkok, Thailand, 1987.
- Sipkin, S.A., Person, W.J., and Presgrave, B.W. 2000. Earthquake bulletins and catalogs at the USGS National Earthquake Information Center. *IRIS Newsletter*, 2000(1), 2-4. Socquet และคณะ, 2006
- Wang Y, Bruce J, Shyu H, Sieh K, Chiang H-W, Wang C-C, Aung T, Lin YN, Shen CC, Min S, Than O, Lin KK, Tun ST (2013) Permanent upper plate deformation in western Myanmar during the great 1762 earthquake: Implications for neotectonic behavior of the northern Sunda megathrust. *J Geophys Res* 118: 1–27
- Wang, Y., Y.-N. N. Lin, M. Simons, and S.T. Tun, Shallow rupture of the 2011 Tarlay earthquake (Mw 6.8), eastern Myanmar, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **104(6)**, 1–1, 2014.
- Wanitchai, P., and Lisantono, A. 1996. Probabilistic Seismic Risk Mapping for Thailand. *Proceedings of 11th World Conference on Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, pp. 256-259
- Wiemer, S., 2001, A software package to analyse seismicity: ZMAP. *Seismological Research*, 72, 373–382.

- Wiwegwin, W., K. Hisada, P. Charusiri, S. Kosuwan, S. Pailoplee, P. Saithong, K. Khaowiset and K. Won-in, Paleoearthquake investigations of the Mae Hong Son Fault, Mae Hong Son region, Northern Thailand, *J. Earthq. Tsunami*, **8(2)**, 1450007-1-36, 2014.
- Wiwegwin, W., P. Saithong, S. Kosuwan, K. Kaowisate, C. Charusiri and S. Pailoplee, Evidence of active faults and hazard analysis along the Srisawat Fault, Western Thailand, In *12th Regional Congress on Geology, Mineral and Energy Resources of Southeast Asia*, Bangkok, Thailand, p. 55., 2012.
- Wyss, M. 1973. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 31: pp.341–359.
- Wyss, M. (1991). "Reporting history of the central Aleutians seismograph network and the quiescence preceding the 1986 Andreanof Island earthquake." *Bulletin of the Seismological Society of America* 81: 1231–1254.
- Wyss M. and Habermann, R.E., 1988, Precursory seismic quiescence. *Pageoph*, 126, 319–332.
- Yadav, R.B.S., Tripathi, J.N., Shanker, D., Rastogi, B.K., Das, M.C., and Kumar, V.C., 2011, Probabilities for the occurrences of medium to large earthquakes in northeast India and adjoining region. *Natural Hazards*, 56, 145–167.
- Youngs, R.R., and Coppersmith, K.J. 1985. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75: pp. 939-964.
- Youngs, R.R., S.J. Chiou, W.J. Silva and J.R. Humphrey, Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seismol. Res. Lett.*, **68**, 58-73, 1997.
- Zachariasen, J., Sieh, K., Taylor, F.W., Edwards, R.L., and Hantoro, W.S. 1999. Submergence and uplift associated with the giant 1833 Sumatran subduction earthquake: Evidence from coral microatolls. *Journal of Geophysical Research*, 104(B1): 895–919.
- Zhao J.X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H. Thio, P. Somerville, Y. Fukushima, Y. Fukushima, Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96(3)**, 898–913, 2006.

Output จากโครงการวิจัยที่ได้รับทุนจาก สกว.

1. Pailoplee, S. Probabilities of Earthquake Occurrences along the Sumatra-Andaman Subduction Zone. Open Geosciences, accepted.
2. Pailoplee, S. and Charusiri, P. 2015. Probabilistic analysis of the seismic activity and hazard in northern Thailand. Geosciences Journal. DOI 10.1007/s12303-015-0011-8.



Santi Pailoplee <pailoplee.s@gmail.com>

Your Submission

2 messages

Open Geosciences <em@editorialmanager.com>

Fri, Oct 16, 2015 at 1:36 PM

Reply-To: Open Geosciences <opengeosciences@degruyteropen.com>

To: Santi Pailoplee <pailoplee.s@gmail.com>

Ref.: Ms. No. CEJG-D-15-00076R1

Probabilities of Earthquake Occurrences along the Sumatra-Andaman Subduction Zone

Open Geosciences

Dear Asst. Pailoplee,

I am pleased to tell you that your work has now been accepted for publication in Open Geosciences.

It was accepted on 2015/08/21

Comments from the Editor and Reviewers can be found below.

Thank you for submitting your work to this journal.

With kind regards,

Jan Barabach
Managing Editor
Open Geosciences

Comments from the Editors and Reviewers:

Reviewer #2: The author has answered to all my questions.
As last point I will recommend the English revision of the paper.

Santi Pailoplee <pailoplee.s@gmail.com>

Tue, Oct 27, 2015 at 7:42 PM

To: Open Geosciences <opengeosciences@degruyteropen.com>

Dear Sir,

Thank you so much for your kind information sir.

Best Regards,

Santi Pailoplee

[Quoted text hidden]

--

SANTI PAILOPLEE

Earthquake and Tectonic Research Unit
Department of Geology
Faculty of Science
Chulalongkorn University
Phatum Wan, Bangkok, 10330, Thailand
Tel. (+668) 650-67377

July 21th, 2015

Dear Sir,

I would like to re-submit the revised version of the manuscript, “**Probabilities of Earthquake Occurrences along the Sumatra-Andaman Subduction Zone**, to “**Open Geosciences**” for consideration for publication. This manuscript evaluates the earthquake activities along the Sumatra-Andaman Subduction Zone, one of the most active seismic source zones in the world. The statistical evaluations of the existing seismicity data were applied according to their derived frequency-magnitude earthquake distribution. Then, the hazardous values, which imply the earthquake activities, of (i) the most probable maximum magnitude, the (ii) return period, and (iii) the probabilities of earthquake occurrences, were defined. To the best of my knowledge this manuscript contains original work and I confirm that it has not currently been submitted elsewhere.

Thank you for your time and consideration for my work. Please, feel free to contact me at **Pailoplee.S@gmail.com**. I look forward to hearing from you.

Yours faithfully,

Santi Pailoplee
(Corresponding author)

Department of Geology,
Faculty of Science,
Chulalongkorn University,
Pathum Wan, Bangkok 10330,
THAILAND
E-mail: **Pailoplee.S@gmail.com**

A REVISED VERSION OF MANUSCRIPT SUBMITTED TO
 “OPEN GEOSCIENCES”
 TITLE

**Probabilities of Earthquake Occurrences along the Sumatra-Andaman
 Subduction Zone**

Santi Pailoplee*

*Earthquake and Tectonic Geology Research Unit (EATGRU), Department of Geology,
 Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand*

* Corresponding author: Santi Pailoplee. E-mail: Pailoplee.S@gmail.com

Tel.: (66) 2218-5456; Fax: (66) 2218-5456

First Version (May 12th, 2015)

Second Version (July 21th, 2015)

Abstract: Earthquake activities along the Sumatra-Andaman Subduction Zone (SASZ) were clarified using the derived frequency-magnitude distribution in terms of the (i) most probable maximum magnitudes, (ii) return periods and (iii) probabilities of earthquake occurrences. The northern segment of SASZ, along the western coast of Myanmar to southern Nicobar, was found to be capable of generating an earthquake of magnitude 6.1–6.4 M_w in the next 30–50 years, whilst the southern segment of offshore of the northwestern and western parts of Sumatra (defined as a high hazard region) had a short recurrence interval of 6-12 and 10-30 years for a 6.0 and 7.0 M_w magnitude earthquake, respectively, compared to the other regions. Throughout the area along the SASZ, there are 70– almost 100% probabilities of the earthquake with M_w up to 6.0 might be generated in the next 50 years whilst the northern segment had less than 50% chance of occurrence of a 7.0 M_w earthquake in the next 50 year. Although Rangoon was defined as the lowest hazard among the major city in the vicinity of SASZ, there is 90% chance of a 6.0 M_w earthquake in the next 50 years. Therefore, the effective mitigation plan of seismic hazard should be contributed.

Keywords: seismicity; frequency-magnitude distribution; recurrence interval; probability; Sumatra-Andaman Subduction Zone

1 Introduction

Among the tectonic plate boundaries, the Sumatra-Andaman Subduction Zone (SASZ; Kanamori, 2006) is one of the most active seismic source zones. Hazardous earthquakes occur frequently along the SASZ, even within the short period of a human lifespan. For instance based on the Global Centroid Moment Tensor (GCMT; <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) catalogue, 13 events of major earthquakes, M_w 7.0-7.9 were reported within the 38-year period from 1976–2014 (Fig. 1). Moreover during the last decade, 4 great earthquakes with $M_w \geq 8.0$ were posed in this region including the devastating M_w 9.0 earthquake on December 26th, 2004. Consequently, a large number of researchers have attempted to evaluate the earthquake hazards along the SASZ.

Nuannin et al. (2005) investigated the consistency between the b-value of the frequency-magnitude distribution (FMD) (Ishimoto and Iida, 1939; Gutenberg and Richter, 1944) and the characteristic of the M_w 9.0 earthquake. Using suitable empirical assumptions with the preceding seismicity data, the spatial distribution of the comparatively low b-values were found to agree quite well with the rupture area of the subsequent M_w 9.0 earthquake (Nuannin et al., 2005). In addition, they also concluded that the variations in b-value of the FMD can be used for earthquake prediction.

Thereafter, Pailoplee et al. (2013) evaluated the low b-value areas along the northern segment of the SASZ according to the assumption of Nuannin et al. (2005) and from their results they proposed two prospective areas that are capable of generating earthquakes in the near future i.e., the northern offshore area of the Nicobar Islands and the western coast of Myanmar.

Similarly, Pailoplee and Choowong (2013) evaluated the earthquake activities for the bulk of SASZ region. The most probable maximum magnitudes, and recurrence intervals, including the probabilities of earthquake occurrence, were estimated approximately using the FMD analyzed from the seismicity data. However, in practice the coverage and reliability of the seismotectonic data is heterogeneous, in particular for the 4,000-km long SASZ. The epicentral earthquake distributions (Fig. 1) illustrate the difference in the seismicity values that are strongly active in some places whereas other areas are quiescent. Therefore, a detailed evaluation of the earthquake activities are needed which is the main aim of this study. The obtained results should be useful for preparing long-term mitigation plans for both seismic and tsunami hazards along the coastal communities of the SASZ, and in particular for Tavoy city, southern Myanmar where the deep seaport is being developed (Fig. 1).

2 Dataset and completeness

Four data sets of earthquake catalogues compiled by (i) GCMT reported the earthquake data with the magnitude range 4.6-9.0 during 1976-2014, (ii) the Engdahl, van der Hilst and Buland Bulletin reported the earthquake data with the magnitude range 3.0-9.0 during 1960-2009 (EHB; <http://www.isc.ac.uk/ehbbulletin>), (iii) the International Seismological Centre reported the earthquake data with the magnitude range 1.5-9.0 during 1960-2012 (ISC; <http://www.isc.ac.uk/>), and (iv) the National Earthquake Information Center reported the earthquake data with the magnitude range 3.0-9.0 during 1979-2014 (NEIC; <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>) were used as the primary sources for this study. The earthquakes with a focal depth beyond 40 km, defined as the intraslab earthquakes, were excluded in order to focus on the interplate activities of the SASZ.

In order to homogenize the magnitude scales, the empirical relationships of M_w - m_b and M_w - M_s were contributed newly for the SASZ using the available GCMT catalogue (Fig. 2). According to the obtained relationships, m_b and M_s were converted to M_w which representing directly the physical properties of an earthquake source (Hanks and Kanamori, 1979). For M_L scale, the relationship between m_b and M_L proposed by Palasri and Ruangrassamee (2010) was applied., and then re-convert the obtained m_b to M_w using the M_w - m_b relationship proposed in this study.

Thereafter, earthquake declustering was performed according to the Gardner and Knopoff (1974) algorithm in order to screen the main shocks that directly represent the seismotectonic activities. As a result, around 2,974 earthquakes with a magnitude range of 2.0–9.0 M_w recorded during 1960–2014 were classified as the main shocks (Fig. 1).

Using the GENAS algorithm (Habermann, 1983; 1987) with the main shock dataset (obtained as above), the rates of the earthquake detection were found to be constant in terms of both the earthquake magnitude range 2.2–9.0 M_w and the time period 1978-2012 of recording. The essentially linear (straight line) increase in the cumulative numbers of earthquakes against time (Fig. 3a) supports that these earthquake dataset are not significantly impacted by any man-made changes, as recognized by Wyss (1991) and Zuniga and Wiemer (1999). Finally, the 1,960 main shocks reported during the 1978-2012 period with a magnitude range of 2.2–9.0 M_w are, therefore, defined as the meaningful earthquake dataset representing directly the seismotectonic activities of the SASZ and so are suitable for this statistical evaluation of earthquake activities.

3 Earthquake activity

The FMD (Ishimoto and Iida, 1939; Gutenberg and Richter, 1944) expresses the relationship between the occurrence rate per year (N) of earthquakes with magnitude $\geq M$, as shown in Eq. (1);

$$\log(N) = a - bM, \text{ or } \ln(N) = \ln \alpha - \beta M \quad (1)$$

Empirically, the variables N and M are related together in terms of the linear regression, while the values of a and b are positive, real constants that vary depending on the specific space and time domain. From the seismological point of view, the a -value implies the entire seismicity rate whereas the b -value represents the ratio of the small-to-large earthquake occurrences. The values of α and β are related to a and b by Eqs. (2a) and (2b), respectively;

$$\alpha = \exp(a \ln(10)), \quad (2a)$$

$$\text{and } \beta = b \ln(10) \quad (2b)$$

The FMD of the entire selected (complete) earthquake dataset was initially examined. From the linear regression plot of the FMD (Fig. 3b) the a - and b -values were estimated to be 3.76 and 0.54, respectively. By the entire-magnitude-range method (Woessner and Wiemer, 2005), the magnitude of completeness (M_c), representing the magnitude level of the complete report, was estimated to be 4.2 M_w .

To investigate in more detail, the SASZ was gridded with a $1^\circ \times 1^\circ$ spacing. From the complete earthquake dataset, those within an empirically fixed 165-km radius of each grid node were selected and contributed to the FMD. The a - and b -values, standard deviation of b , M_c including percent of goodness fit, were evaluated simultaneously using the ZMAP program (Wiemer, 2001). The obtained values were then contoured and mapped, as illustrated in Fig. 4. In order to constrain the obtained maps, the FMD plots were examined for four areas (Fig. 5).

The spatial distributions of the a -values were all in the range of 1-5 (Fig. 4a). Two prominent areas of high a -values (>4), implying high earthquake activities, were located at (i) northern part of Sittwe and (ii) eastern part of Nicobar Islands (see also Figs. 5a, b).

In contrast for the offshore region of the northwestern and inland of the Sumatra Island, the calculated a-value was markedly low (<2) (see also Figs. 5c, d).

In the case of the b-value map (Fig. 4b), three pockets of comparatively low b-value areas (< 0.8) could be defined, which consisted of (i) inland, (ii) northwestern and (iii) western parts of Sumatra Island. According to Mogi (1962), Scholz (1968), and Wyss (1973), the smaller the b-value the more stress that is accumulated and so the greater is the earthquake magnitude that can be generated. Regardless of the a-values, the three low b-value areas mentioned above, therefore, imply a high possibility to generate a large magnitude earthquake surrounding the Sumatra territory. Based on the a- and b-value maps in Figs. 4a and b, the earthquake activities were then evaluated in terms of the most probable maximum magnitude (section 3.1), return period (section 3.2) and probability of occurrence (section 3.3).

Regarding to the uncertainty of the calculated a- and b-values, Fig. 4c reveals the small areas of northern Sittwe, eastern and southern Nicobar depicting the high standard deviation of b-value. In addition, the goodness of fit (%), computing the difference between the observed FMD and a synthetic distribution, was also evaluated (Fig. 4d). According to Wiemer and Wyss (2000), the higher difference between observed FMD and a synthetic distribution leading to the lower goodness of fit. Based on Fig. 4d, it is illustrated that there are some small pockets illustrating low percent of goodness fit where mostly conform to those observed high standard deviation of b (Fig. 4c). This might be affected by the low limit of seismic detection along the SASZ as implied directly by the high value of M_c (Fig. 4e). Therefore, the regions showing high standard deviation and/or low percent of goodness fit mentioned above indicate the high statistical variation which should be careful in the seismic activity interpretation in the next section.

3.1 Most probable maximum magnitude

According to Yadav et al. (2011), various values representing the earthquake activities can be calculated using the α - and β - values from the FMD. For instance, the most probable maximum magnitude in the period of t years of interest (u_t) can be estimated as expressed in Eq. (3);

$$u_t = \frac{\ln(\alpha t)}{\beta}. \quad (3)$$

Thus, for each individual grid node, the a - and b -values obtained from the previous section were converted to the corresponding α - and β -values using Eqs. (2a) and (2b). The most probable maximum magnitude earthquake that could be generated in 5, 10, 30 and 50 years was then calculated and mapped (Fig. 6).

For instance in the next 5–10 year period (Figs. 6a, b), most areas are capable of generating an earthquake with a magnitude of around 4.6–5.2 M_w . Meanwhile for the northwestern and western Sumatra (close to the epicenter of M_w 9.0 and 8.6 earthquakes), these could likely generate an earthquake with a magnitude of 5.8–6.4 M_w .

With respect to the next 30- and 50-year periods (Figs. 6c, d), the west coast of Myanmar, and southern Nicobar, was found to have a possibility of generating an earthquake with a 6.1 and 6.4 M_w in the next 30- and 50-year periods, respectively. Meanwhile, the area surrounding the Sumatra Island was found to be capable of generating earthquakes with a magnitude of up to 7.0 M_w (Fig. 6d).

3.2 Earthquake return period

Using both the α - and β - parameters, the earthquake return period (T_M) in years for the considered earthquake magnitude M were evaluated using Eq. (4) (Yadav et al., 2011).

$$T_M = \frac{\exp(\beta M)}{\alpha} \quad (4)$$

The obtained recurrence maps illustrate various recurrence intervals depending on both the specific area and the recognized magnitude scale. Due to Kramer (1996) defined the M_w 4.0 earthquake as the lowest hazardous earthquake and Schwartz and Coppersmith, K.J. (1984) suggested that the earthquake with 7.0 M_w or greater might be acted as the characteristic earthquake, the recurrence interval investigated here focuses in the magnitude range 4.0–7.0 M_w (Fig. 7). From this, two groups showing different hazard levels were segmented. For instance, in the offshore northwestern and western parts of Sumatra Island, defined as a high hazard region, the calculated recurrence intervals were found to be 1–3, 6–12, and 10–30 years for earthquakes of a magnitude of 5.0, 6.0 and 7.0 M_w , respectively. In contrast, for the low hazard area surrounding the northern part of west coast of Myanmar, and surrounding Nicobar Islands, the estimated recurrence intervals were 3-fold longer than the high hazard region, with a M_w 6.0 and 7.0

earthquake predicted to occur with an average return period of 20-30 and ≥ 100 years, respectively (Figs. 7c, d).

3.3 Probability of earthquake occurrence

The probabilities of earthquake occurrences, $P_t(M)$, for any given specific time period (t) and certain magnitude (M) were also evaluated along the SASZ using Eq. (5).

$$P_t(M) = 1 - \exp(-\alpha t \cdot \exp(-\beta M)) \quad (5)$$

The maps in Fig. 8 show the probabilities (%) that an earthquake of a magnitude within 4.0–7.0 M_w might occur in the next 50-year period. There are 70- almost 100% that the earthquakes with M_w up to 6.0 might be generated throughout the SASZ (Figs. 8a, b, c). Meanwhile for a 7.0 M_w earthquake, the probability of occurrence is less than 50% for the northern segment between the west coast of Myanmar to southern Nicobar, whereas it is still almost 100% for the southern segment surrounding the Sumatra Island that might be posed by the 7.0 M_w earthquake in the next 50 year (Fig. 8d).

In addition, for the four major cities located within the SASZ, the earthquake hazard curves, expressed in terms of the expected probability for an individual earthquake magnitude, are plotted in detail for time spans of the next 5, 10, 30 and 50 years (Fig. 9). From these hazard curves, it was clearly observed that probability of occurrence of an earthquake with a magnitude of $\geq 5.5 M_w$ in all recognized time spans decreases exponentially with the magnitude.

Among the four recognized cities, Rangoon (Fig. 9b), the previous capital city of Myanmar, had the lowest probability for an earthquake occurrence according to the SASZ, with a 20, 30, 70, and 90% probability of an earthquake of magnitude 6.0 M_w occurring in the next 5, 10, 30 and 50 years, respectively. Meanwhile, for the other three cities of Sittwe, Nicobar, and Aceh (Figs. 9a, c, d), the probabilities were similar with that for a 7.0 M_w earthquake being generated in 5, 10, 30, and 50 years being around 10, 20, 50, and 60%.

4 Discussion and conclusion

In this study, the present-day earthquake activities along the SASZ were investigated statistically. After improving the completeness of earthquake catalogue, the spatial variation of the a - and b -values according to the FMD were analyzed and mapped.

Then, some earthquake hazard parameters were evaluated using the obtained a - and b -values.

For the most probable maximum magnitude in a given time period, most areas were found to be able to generate an earthquake with a magnitude of up to 4.6–5.2 M_w in a 5- and 10-year period. However, for the area surrounding Sumatra Island, earthquakes with a magnitude of 6.7 and 7.0 M_w may occur in the next 30 and 50 years, respectively. In the case of Sittwe city, which has been suggested to be an upcoming earthquake source (Pailoplee et al., 2013), the occurrence of a 7.0 M_w magnitude earthquake is also possible even in the next 50 years. Although Pailoplee et al. (2013) also proposed the offshore area of the northern part of the Nicobar Islands as another candidate seismic source of future earthquakes, the most probable maximum magnitude evaluated in this study was found to be less than 6.4 M_w for the next 50-year period.

The recurrence maps illustrate the variety of the recurrence intervals across the SASZ. The offshore area of the northwestern and western parts of Sumatra Island was defined as a high hazard region with estimated recurrence intervals of around 1-30 years for an earthquake magnitude of 5.0-7.0 M_w . Meanwhile for the northern segment of western Myanmar-southern Nicobar Islands, the estimated recurrence interval was found to be up to 100 years for the occurrence of a 7.0 M_w earthquake.

For the probabilities of earthquake occurrence, there are 70-almost 100% that the earthquake with magnitude up to 6.0 M_w might occur along the SASZ in the next 50-year period. However in case of the M_w -7.0 earthquake, the northern segment of west coast of Myanmar-southern Nicobar Islands had a 10-50% probability of occurrence. Meanwhile for the southern segment recognized as high hazard areas, the probability that the M_w -7.0 earthquake might be generated in the next 50 year is more than 70%.

For the major cities within the SASZ, Rangoon city had the lowest probability for the occurrence of an earthquake, compared with the other cities, with the probability of generating an earthquake of 6.0 M_w in the next 5, 10, 30, and 50 years being 20, 30, 70, and almost 90%, respectively.

Acknowledgment: This research was supported by the Thailand Research Fund Grant for New Researchers (TRG5780152) and the ASEAN Studies Center, Chulalongkorn University. Thanks are also extended to T. Pailoplee for the preparation of the draft manuscript. I thank the Publication Counseling Unit (PCU), Faculty of Science, Chulalongkorn University, for a critical review and improved English. I acknowledge

thoughtful comments and suggestions by the editors and anonymous reviewers that enhanced the quality of this manuscript significantly.

References

- Gardner, J.K.; Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(1), 363–367.
- Gutenberg, B.; Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34, 185-188.
- Habermann, R.E. (1983). Teleseismic detection in the Aleutian Island Arc. *Journal of Geophysical Research*, 88, 5056-5064.
- Habermann, R.E. (1987). Man-made changes of Seismicity rates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 141-159.
- Hanks, T.C.; Kanamori, H. (1979). A moment-magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
- Ishimoto, M.; Iida, K. (1939). Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 17, 443-478.
- Kanamori, H. (2006). Lessons from the 2004 Sumatra–Andaman earthquake. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364, 1927-1945.
- Kramer, S.L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice Hall, Inc., Upper Saddle River, New Jersey.
- Mogi, K. (1962). Magnitude frequency relations for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 40, 831–853.
- Monecke, K.; Finger, W.; Klarer, D.; Kongko, W.; McAdoo, B.G.; Moore, A.L.; Sudrajat, S.U. (2008). A 1,000-year sediment record of tsunami recurrence in northern Sumatra. *Nature*, 455, 1232-1234.
- Natawidjaja, D.H.; Sieh K.; Chlieh, M.; Galetzka, J.; Suwargadi, B.W.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; Avouac, J.–P.; Ward, S.N. (2006). Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquakes of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls. *Journal of Geophysical Research*, 111, B06403-1-37.

- 338 Nuannin, P.; Kulhánek, O.; Persson, L. (2005). Spatial and temporal b-value anomalies
 339 preceding the devastating off coast of NW Sumatra earthquake of December 26,
 340 2004. *Geophysical Research Letters*, 32, L11307.
- 341 Pailoplee, S.; Choowong, M. (2013). Probabilities of earthquake occurrences in Mainland
 342 South East Asia. *Arabian Journal of Geoscience*, 6, 4993–5006.
- 343 Pailoplee, S.; Surakiatchai, P.; Charusiri, P. (2013). b-value anomalies along the northern
 344 segment of Sumatra-Andaman Subduction Zone: Implication for the upcoming
 345 earthquakes. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 7(3), 1350030-1-8.
- 346 Palasri, C.; Ruangrassamee, A. (2010). Probabilistic seismic hazard maps of Thailand.
 347 *Journal of Earthquake and Tsunami*, 4(4), 369–386.
- 348 Scholz, C.H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its
 349 relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 399-
 350 415.
- 351 Schwartz, D.P.; Coppersmith, K.J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes:
 352 Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical*
 353 *Research*, 89, 5681–5698.
- 354 Wiemer, S. (2001) A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological*
 355 *Research Letters*, 72, 373-382.
- 356 Wiemer, S.; Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of complete reporting in earthquake
 357 catalogs: examples from Alaska, the western United States, and Japan. *Bulletin of*
 358 *the Seismological Society of America*, 90, 859–869.
- 359 Woessner, J.; Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues:
 360 estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the*
 361 *Seismological Society of America*, 95(2), 684-698.
- 362 Wyss, M. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency
 363 distribution. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31, 341-359.
- 364 Wyss, M. (1991). Reporting history of the central Aleutians seismograph network and the
 365 quiescence preceding the 1986 Andreanof Island earthquake. *Bulletin of the*
 366 *Seismological Society of America*, 81, 1231-1254.
- 367 Yadav, R.B.S.; Tripathi, J.N.; Shanker, D.; Rastogi, B.K.; Das, M.C.; Kumar, V. (2011).
 368 Probabilities for the occurrences of medium to large earthquakes in northeast India
 369 and adjoining region. *Natural Hazards*, 56, 145-167.
- 370 Zuniga, F.R.; Wiemer, S. (1999). Seismicity patterns: are they always related to natural
 371 causes? *Pageoph*, 155, 713-726.
- 372

Figure Captions

Figure 1: Map of the Sumatra-Andaman Subduction Zone (SASZ) (grey polygon) and the adjacent areas showing the epicentral distributions of the great earthquakes mentioned in the text (red stars, with M_w magnitude and year of occurrence) and the major earthquakes with a magnitude of $\geq 7.0 M_w$ (yellow squares) including all of the completeness main shocks reported during the period 1978-2012. The four principal cities that lie in the vicinity of the SASZ are shown (black triangles).

Figure 2: Empirical relationships between (a) M_w - m_b , and (b) M_w - M_s .

Figure 3: (a) Cumulative number of earthquakes after declustering and showing the constant rates of seismicity detected in the magnitude range 2.2–9.0 M_w during period 1978-2012. (b) FMD plot of the complete main shocks. Triangles indicate the number of earthquakes of each magnitude; squares represent the cumulative number of earthquakes equal to or larger than each magnitude. Solid lines are the lines of best fit according to Woessner and Wiemer (2005). M_c is defined as the magnitude of completeness.

Figure 4: Spatial distributions of the (a) a-value, (b) b-value, (c) standard deviation of each obtained b-value, (d) the goodness fit of the FMD, and (e) magnitude of completeness.

Figure 5: FMD plots of the earthquakes located within a 165-km radius from the four specific areas, a-d, shown in Fig. 4.

Figure 6: The probable maximum magnitude of earthquake capable of being generated in the individual time span of the next (a) 5, (b) 10, (c) 30, and (d) 50 years.

Figure 7: Return periods of earthquakes of magnitudes of (a) 4.0, (b) 5.0, (c) 6.0, and (d) 7.0 M_w .

Figure 8: Probabilities of earthquake occurrences in a 50-year return period for different magnitudes of (a) 4.0, (b) 5.0, (c) 6.0, and (d) 7.0 M_w .

Figure 9: Probability of occurrence-magnitude curves for the four major cities located in the vicinity of the SASZ.

Probabilistic analysis of the seismic activity and hazard in northern Thailand

Santi Pailoplee* } *Earthquake and Tectonic Geology Research Unit (EATGRU), Department of Geology, Faculty of Science,*
Punya Charusiri } *Chulalongkorn University, Bangkok 10330, Thailand*

ABSTRACT: The seismic activity and hazard level in northern Thailand, including at the Mae Moh Coal Mine (MMCM), were clarified. For the probability of exceedance (POE), Chiang Mai, Lamphun, and Lampang provinces have a 70–90% and 20–40% POE of a M_w -5.0 and M_w -6.0 earthquake, respectively, in the next 50 y. In the case of a M_w -7.0 earthquake, the POE is less than 10% in the whole study area. Regarding the probabilistic seismic hazard analysis, the ground shaking maps indicated that the southeastern part of the MMCM and northwestern part of Phayao provinces were high hazard areas, with an earthquake ground shaking of around 0.28–0.32g and 0.18–0.24g for a POE of 2% and 10%, respectively, in the next 50 y. In addition, the probability maps revealed that these high hazard areas showed a 60–80% and 30–40% POE of a modified Mercalli intensity (MMI) level III and IV, respectively, in the next 50 y. The low hazard areas of Chiang Mai and Uttaradit provinces had a ground shaking level for a 2% and 10% POE in the next 50 y of around 0.16 and 0.08, respectively, with a POE of a MMI level III or IV of less than 20% each.

Key words: earthquake, probability, seismic hazard analysis, Mae Moh Coal Mine, northern Thailand

1. INTRODUCTION

As a result of the Indian-Eurasian Plate collision, the Mainland Southeast Asia is dominated by a number of areal seismic source zones (Pailoplee and Choowong, 2013) and seismogenic fault zones (Pailoplee et al., 2009) (Fig. 1a). Tectonically, northern Thailand and the neighboring areas (black square in Fig. 1a) were subjected to a high tension producing a large number of intermountain basins (Morley et al., 2001). Among these, the Mae Moh Basin in Lampang province is the most economically significant region due to the presence of the largest coal mine in Thailand, the Mae Moh Coal Mine (MMCM) (Figs. 1b and c; Benammi et al., 2002).

However, due to the present-day tectonic activities, the faults bounding half-grabens and grabens in most basins of northern Thailand are still seismogenically active (Fig. 1b). As a result, earthquakes have been generated continuously over time in the northern part of Thailand (Fig. 1c). For instance, a M_w -7.0 earthquake occurred on March 24th, 2011 at the Nam Ma Fault Zone (no. 1 in Fig. 1c). Thereafter, there was a cluster of shallow crustal earthquakes in December 2011 (2.5–3.0 m_b) and in March 2013 (2.4–3.4 m_b) that were generated within

a 30 km-radius from the MMCM (no. 2 in Fig. 1c). These small but quite close events presented a hazard risk to some infrastructures and created panic among the local people at Lampang province, including at the MMCM. In addition, the latest hazardous earthquake event (M_w 6.2) on May 5th 2014 (no. 3 in Fig. 1c) confirms that northern Thailand, including the MMCM, is not quiescence from seismic hazard.

Although the MMCM is an open pit mine and so may not be affected as seriously by earthquake ground shaking as underground mines, there are some short-storey power plants and operation centers that may show resonance with the short-period seismic waves generated from such local earthquakes. Therefore, a detailed assessment of the seismic activity and hazards in northern Thailand, including the MMCM area, are required in order to provide an effective mitigation plan for any forthcoming earthquakes.

2. SEISMIC SOURCES

The study area (black square in Figs. 1b and c) is occupied by at least six seismic source zones (Pailoplee and Choowong, 2013) and 36 possible active fault zones (Pailoplee et al., 2009). From the regional tectonic setting controlling the style of fault movement and rate of fault slip, four unique seismogenic zones were classified as follows.

(1) North-South Strike-slip Fault. The 1,200 km-long north to south orientated Sagaing Fault Zone in Myanmar (no. 13 in Fig. 1b) moves with a high velocity of 23 mm/y (Bertrand and Rangin, 2003). An earthquake of magnitude 8.0 was generated by this fault on May 23th 1912 (Brown, 1914).

(2) Northwest-Southeast Strike-slip Faults. These northwest to southeast orientated fault zones are delineated along the border between eastern Myanmar and western Thailand, such as the Three Pagoda, Sri Sawath, Pan Luang, Pa Pun and Moei-Tongyi Fault Zones (No. 5, 8, 18, 19 and 22 in Fig. 1b). Based on morphological analyses and paleoseismological investigations, the rate of fault slip of these fault zones has been estimated at around 0.73–2.00 mm/y (Fenton et al., 2003; Charusiri et al., 2004). An earthquake of M_w -5.6 occurred at the Moei-Tongyi Fault Zone on February 17th 1975.

(3) North-South Normal Faults. These fault zones are the faults bounding the intermountain basins and are mainly

*Corresponding author: Pailoplee.S@gmail.com

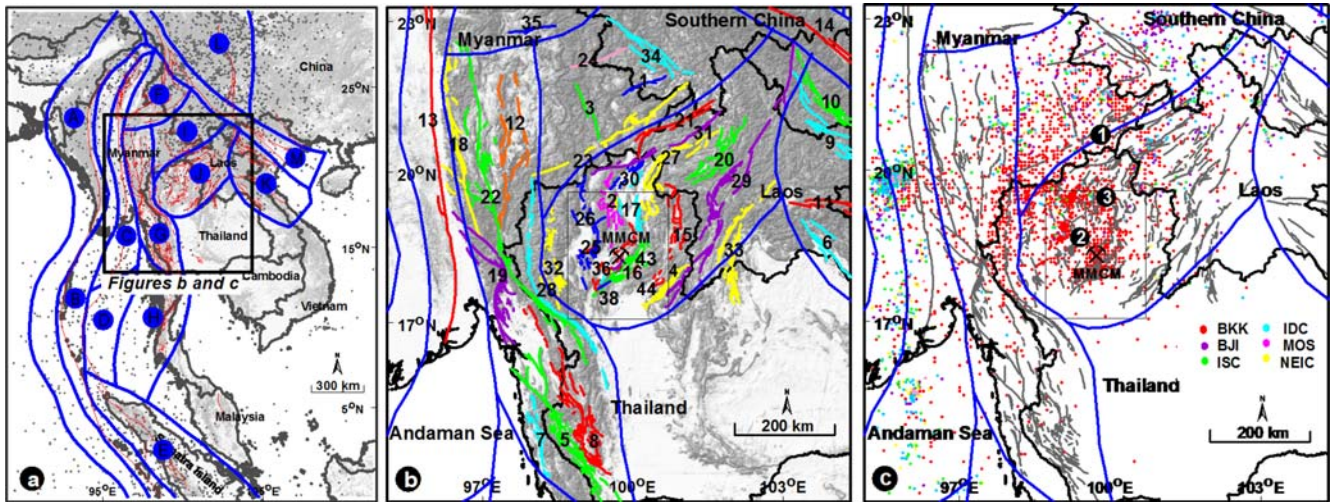


Fig. 1. (a) Index map of Mainland Southeast Asia showing the distribution of areal seismic source zones (blue polygons; Pailoplee and Choowong, 2013) and line fault zones (red lines; Pailoplee et al., 2009). (b) Map extending from the study area (black square) showing the distributions of seismogenic fault zones, as proposed by Pailoplee et al. (2009). The numbers cited in the figure are equivalent to the “No.” column in Table 1. The black crossed pick axe symbol marks the location of the Mae Moh Coal Mine. (c) Epicentral earthquake distribution recorded during 1998–2011. Different colored circles represent the different (indicated) catalogues that recorded the earthquakes.

located and are dominate in the northern part of Thailand at the Pua, Mae Tha and Lampang-Thoen Fault Zones (no. 15, 26 and 36 in Fig. 1b). Most earthquakes generated in the vicinity of these fault zones are reported instrumentally, at around 2.0–4.0 M_L , including the latest earthquake cluster as mentioned above (no. 2 in Fig. 1c). The rate of fault slips has been estimated to be around 0.60–0.83 mm/y (Fenton et al., 2003; Rhodes et al., 2004).

(4) Northeast-Southwest Strike-slip Faults. A large number of the northeast to southwest strike-slip faults are located and dominant at the Thailand-Laos-Myanmar border (Pailoplee et al., 2013), such as the Nam Ma, Mengxing, Mae Ing, Dein Bein Fu and Mae Chan Fault Zones (no. 21, 23, 27, 29 and 31 in Fig. 1b). The rate of fault slip of these fault zones are in the range of 2.4–4.0 mm/y (e.g., Duong and Feigl, 1999; Morley et al., 2007).

3. SEISMICITY

With respect to the seismic activities, two types of earthquake records (those based upon the geological and instrumental records) were investigated in this study. Both of these are useful for evaluating the potential of the seismic sources and seismic hazard analysis, which was the main aim of this study. For the instrumental records, the earthquake catalogues of the (i) International Seismological Centre, (ii) National Earthquake Information Center, (iii) Thai Meteorological Department, (iv) China Digital Seismic Network, Beijing, China, (v) International Data Center and (vi) the Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia, have reported in different parts the earthquake events posed during 1964–2014 in the study and adjacent areas (Fig. 1c).

3.1. Completeness of the Earthquake Dataset

In order to evaluate the earthquake activities of an individual source, the complete seismicity data that directly represents the seismotectonic activities with minimal omissions and duplications of secondary effects (aftershocks and foreshocks) is required. Therefore, all the earthquake catalogues mentioned above were improved qualitatively as follows.

(1) The longer the seismicity data recording time span and the wider the earthquake magnitude range, the more accurate the statistics or the qualitative earthquake investigation is. Therefore, all the catalogues were merged in order to extend the number of events and increase the available recording time span and earthquake magnitude range. To avoid double-counting earthquake events, recordings that referred to already listed earthquakes were then identified and excluded.

(2) The new composite catalogue, however, reports the magnitude in various scales: body wave magnitude (m_b), surface wave magnitude (M_s) and moment magnitude (M_w), which were analyzed by different methods and assumptions. To homogenise the scale of reporting magnitude, these different scales were all converted systematically to the M_w , using the empirical relationships proposed previously by Pailoplee et al. (2009).

(3) Theoretically, the main shock applies exactly to the tectonic stress region, whereas the foreshocks and aftershocks are a by-product and so should be eliminated in the investigation of seismotectonic activity. To solve this requirement, the combined catalogue obtained from the previous section was declustered, based mainly on the assumption of Gardner and Knopoff (1974). By using the ZMAP software (Wiemer, 2001), 889 clusters of earthquakes were distinguished. Of these events,

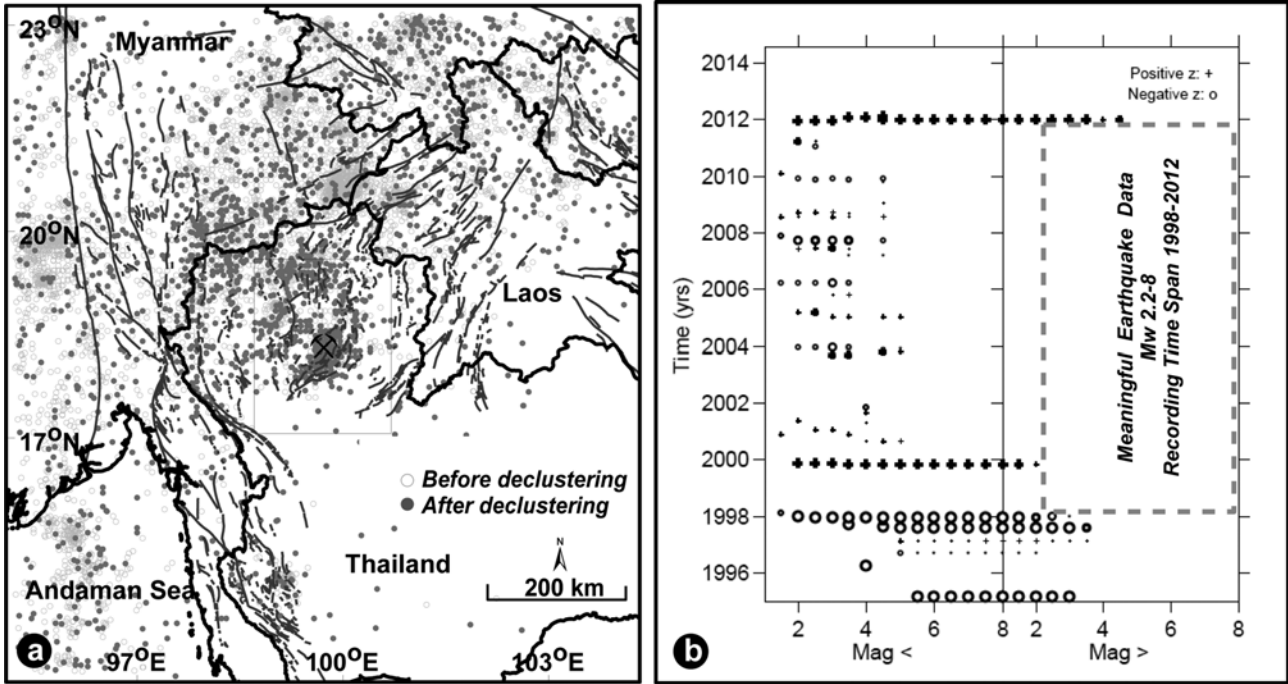


Fig. 2. (a) Map showing the distribution of earthquakes before (grey circles) and after (black circles) the declustering process. (b) Significant rate changes (decreases in o, increases in +) as a function of time analyzed from the GENAS algorithm (Habermann, 1987).

a total of 7,092 events were defined as foreshocks and so excluded. In total, 2,164 events of derived mainshocks are summarized in Figure 2a.

(4) Empirically, the earthquake records are contaminated by the man-made activities (Zuniga and Wiemer, 1999). To avoid such artificial seismicity, the GENAS algorithm (Habermann, 1987), which relies on comparisons of changes in the significant seismicity rates at individual time intervals, was applied throughout the earthquake recording time. The times of the rate changes in Figure 2b revealed that mainshocks with a $M_w \geq 2.2$ were reported smoothly throughout 1998–2012, and so this time period was deemed to be suitable for the qualitative earthquake investigation of this study.

3.2. Seismic Activities

Based mainly on Gutenberg and Richter (1944), the relationship between the average numbers of earthquakes per year (N) with a magnitude $\geq M$ is given by the frequency-magnitude distribution, as expressed in Equation (1);

$$\log(N) = a - bM \text{ or } \ln(N) = \ln a - \beta M, \quad (1)$$

where the a and b values are positive, real constants that imply the entire seismicity rate and the ratio of the small- to large-sized earthquakes, respectively. Meanwhile, the parameters α and β are related to a and b as $\alpha = \exp(a \ln(10))$, and $\beta = b \ln(10)$.

According to Yadav et al. (2011), some terms expressing earthquake activities can be estimated using the α and β val-

ues. For instance, (i) the maximum magnitude capable of being generated in the next certain time span, (ii) the recurrence interval of an individual earthquake magnitude level of interest, including (iii) the probability of exceedance (POE) of an individual earthquake magnitude in any specific time of interest.

In the case of the possible maximum magnitude and return period, this was previously classified for the Thailand-Laos-Myanmar border that covers this study area (Pailoplee et al., 2013). The obtained results revealed that an earthquake with a magnitude of around 3.0, 4.0–4.5, 5.0 and 5.0–5.5 m_b was capable of being generated in this study area in the next 1, 5, 10 and 50 y, respectively. Meanwhile, the return periods of an earthquake with a m_b of 4.0, 5.0, and 6.0 were estimated to be around 3–5, 10–50 and 100–450 y, respectively, (Pailoplee et al., 2013). In this study, the earthquake activities was also presented as the POE of an earthquake over a particular magnitude (m) in t year ($P_t(m)$), as shown in Equation (2).

$$P_t(m) = 1 - \exp(-\alpha t \cdot \exp(-\beta m)). \quad (2)$$

To evaluate spatially the seismic activities, the study area was gridded with a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ spacing. All the earthquake events (from the complete mainshock catalogue of 1998–2012) within a fixed 100-km radius from each individual grid node were selected. Utilizing the ZMAP program, the magnitude of completeness (M_c) was estimated according to the entire-magnitude-range method (Woessner and Wiemer, 2005). Thereafter, both the a - and b -values of the earthquake data

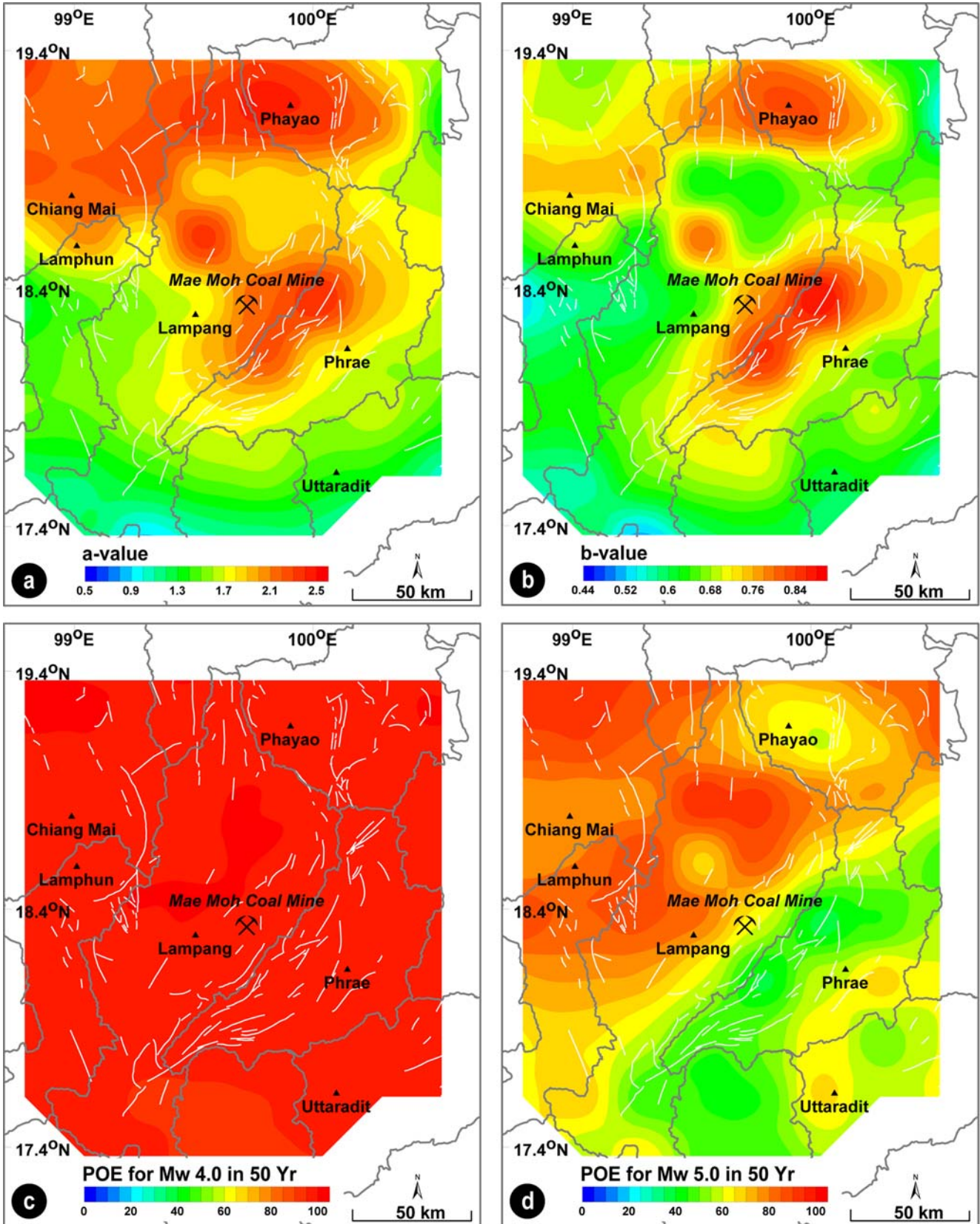


Fig. 3. Map of the study area showing the spatial distributions of the (a) a-value and (b) b-value of the frequency-magnitude distribution. The POE of an earthquake of magnitude (c–f) 4.0–7.0 M_W in the next 50 y.

with $M_w \geq M_c$ were determined using the maximum likelihood method (Aki, 1965). Finally, the obtained datasets of a - and b -values were contoured and mapped as illustrated in Figures 3a and b.

For example, the a -values were determined to be around 2.3–2.5 at Chiang Mai and Phayao provinces including the MMCM, (Fig. 3a), which implied that the entire seismicity rate is higher than the rate at Uttaradit (a values of 1.3–1.5). Meanwhile, the b -value at Chiang Mai (0.74) was lower than that at the MMCM (~ 0.78 –0.80) (Fig. 3b). Regardless of the a -value, this means the area surrounding Chiang Mai province can likely generate an earthquake with a larger magnitude than that posed in the MMCM.

With respect to the probability of an earthquake occurrence, the obtained a - and b -values of each node were converted to their corresponding α and β values based on the relationships described above. Then, the POEs of the earthquakes with a magnitude of 4.0–7.0 in the next 50 y were estimated according to Equation (2). The results revealed that there is a 90% or higher probability of an earthquake of M_w 4.0 being generated in the study area in the next 50 y (Fig. 3c). Only the southern and southeastern parts of the study area (Phrae and Uttaradit including Phayao provinces) showed a ~ 40 –70% POE of an M_w 5.0 earthquake, whilst the rest of the area was ~ 70 –90% (Fig. 3d). Meanwhile for an earthquake of magnitude 6.0 M_w (Fig. 3e), the area in the vicinity of Chiang Mai, Lamphun and Lampang provinces had a 20–40% POE in 50 y compared to less than 20% in

the Phayao, Phrae and Uttaradit provinces. In case of the MMCM, the POE of a M_w 6.0 earthquake was around 10–20%, somewhat lower than the rest of the Lampang province. However, for an M_w 7.0 earthquake, the POE was less than 10% in the whole study area in the next 50 y.

In addition, the POE values were also evaluated in detail for the six nearby major provinces as well as around the MMCM itself. The relationship between the POE of an earthquake magnitude in the range of 4.0–7.0 M_w in the next 25, 50 and 100 y are shown in Figure 4. The obtained POE-magnitude graphs help with the mitigation planning of local communities and flexible engineering design of various life spans of the infrastructures. For instance, at Chiang Mai, Lamphun and Lampang provinces (Figs. 4a–c), there was a POE of around 15, 30 and 40% for a M_w 6.0 earthquake in the next 25, 50, and 100 y, respectively, whereas in the Phrae, Phayao and Uttaradit provinces, including the MMCM (Figs. 4d–g), the POE of a M_w 6.0 earthquake was around 30% in the next 100 y. With respect to the POE of an M_w 5.0 earthquake, all of these six provinces including the MMCM showed a more than 60% POE over the next 50 or 100 y.

4. PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD ANALYSIS

Previous research has attempted to analyze the probabilistic seismic hazard (PSHA) (Cornell, 1968) of areas, including the study area of this report, but these reports analyzed the earthquake ground shaking over the whole country or large

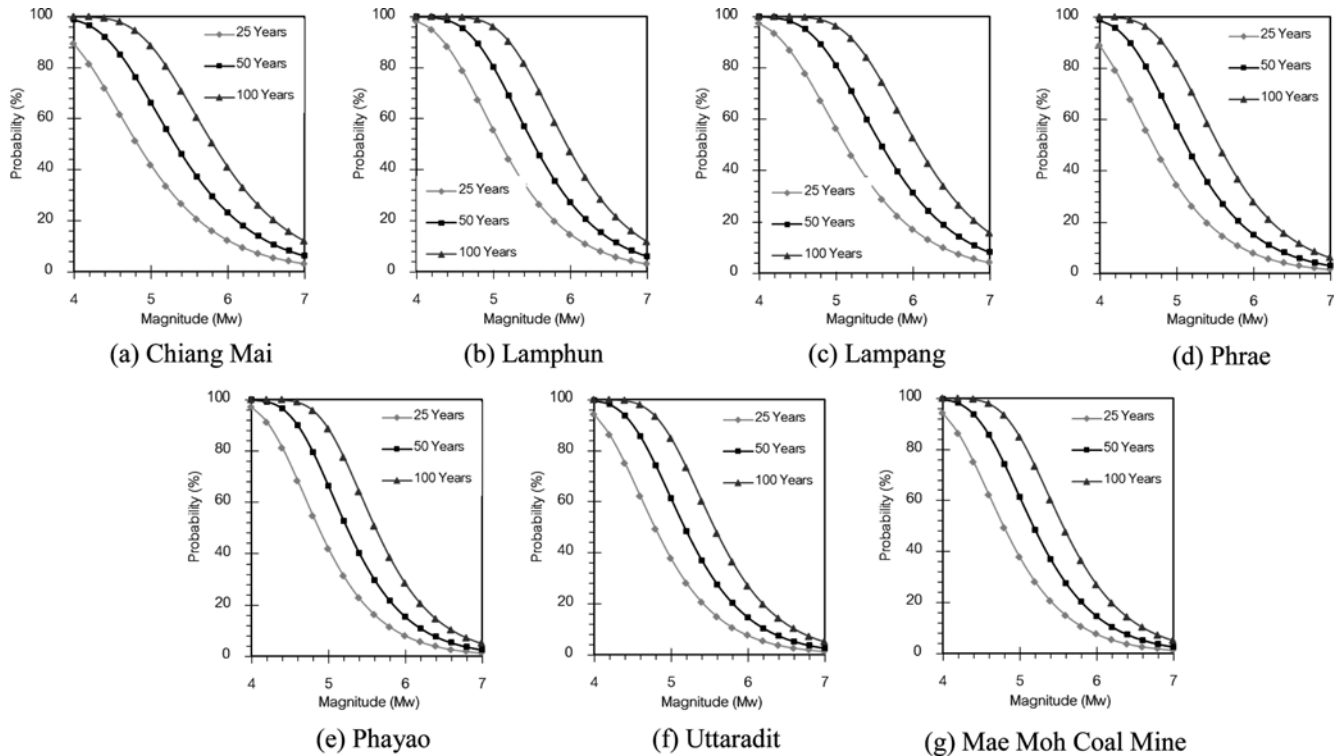


Fig. 4. (a–f) The POE-magnitude graphs for the six (indicated) provinces in northern Thailand that lie next to the MMCM.

regions of Thailand (Wanitchai and Lisantono, 1996; Pailoplee et al., 2009; Palasri and Ruangrassamee, 2010). Moreover, these investigations were mainly based on the PSHA's assumptions, models and resolution from a regional scale. Therefore, in this study the activities of the seismic sources in northern Thailand and adjacent areas were analyzed locally, as was the PSHA in terms of both the engineering ground shaking and the probability of earthquake intensity levels.

4.1. Seismic Source Parameters

In PSHA, the geological records (paleoseismological parameters) needed to evaluate the characteristic activities of the earthquake sources consist of (i) the maximum credible magnitude and (ii) the rupture area, including (iii) the rate of fault slip (Youngs and Coppersmith, 1985). Although these parameters have been compiled before (Pailoplee et al., 2009),

Table 1. Summary of the earthquake potential parameters of the earthquake source zones used in this PSHA

No.	Fault Name	Paleoseismological data ^a				Seismicity data ^b		Reference		
		FT	SRL (km)	M _{max}	SR (mm/y)	A _f (km ²)	a		b	
1	Jinghong	S	53	7.1	—	903	3.28	0.61	Paleoseismological data were compiled by Pailoplee et al. (2009) and seismicity data are according to Pailoplee and Choowong (2013)	
2	Wang Nua	—	31	6.8	—	503	4.32	0.80		
3	Wan Na-awn	—	69	7.2	—	1184	3.28	0.61		
4	Uttaladith	S	27	6.7	0.10	448	4.32	0.80		
5	Three Pagoda	S	141	7.6	2.00	2524	2.85	0.57		
6	Tha Khaek	S	250	7.9	—	4623	3.48	0.74		
7	Tavoy	S	32	6.8	—	532	2.85	0.57		
8	Sri Sawath	S	43	7.0	2.00	759	2.85	0.57		
9	Song Ma	S	72	7.2	—	1234	3.48	0.74		
10	Song Da	S	46	7.0	—	771	3.48	0.74		
11	Song Ca	S	225	7.8	—	4130	3.48	0.74		
12	Shan	S	66	7.2	—	1127	2.85	0.57	Paleoseismological data were compiled by Pailoplee et al. (2009) and seismicity data are according to Pailoplee and Choowong (2013)	
13	Sagiang	S	958	8.5	23.00	19049	4.05	0.72		
14	Red River	S	812	8.5	4.00	16002	4.32	0.84		
15	Pua	N	29	6.8	0.60	475	4.32	0.80		
16	Phrae	S	28	6.8	0.10	456	4.32	0.80		
17	Pha Yao	S,N	20	6.6	0.10	327	4.32	0.80		
18	Pan Luang	S	219	7.8	—	4007	2.85	0.57		
19	Pa Pun	S	143	7.6	—	2565	2.85	0.57		
20	Nam Peng	S	51	7.1	—	855	4.32	0.80		
21	Nam Ma	S	177	7.7	2.40	3208	4.32	0.80		
22	Moei-Tongyi	S	259	7.9	0.73	4781	2.85	0.57		
23	Mengxing	S	75	7.3	4.80	1303	3.28	0.61		
24	Menglian	S	117	7.5	0.50	2067	3.28	0.61		
25	Tha Pladuk	S	25	6.7	1	399	4.32	0.80		
26	Mae Tha	S	47	7.0	0.8	787	4.32	0.80		
27	Mae Ing	S	38	6.9	-	640	4.32	0.80	Paleoseismological data were compiled by Pailoplee et al. (2009) and seismicity data are according to Pailoplee and Choowong (2013)	
28	Mae Hong Sorn-Tak	S	37	6.9	—	611	2.85	0.57		
29	Dein Bein Fu	S	130	7.5	2	2321	4.32	0.80		
30	Chiang Rai	S	28	6.8	—	456	4.32	0.80		
31	Mae Chan	S	99	7.4	3.00	1743	4.32	0.80		
32	Mae Chaem	—	21	6.6	—	340	4.32	0.80		
33	Loei Petchabun Suture	S	59	7.1	—	998	4.32	0.80		
34	Linchang	—	107	7.4	—	1875	3.28	0.61		
35	Lashio	S	50	7.0	1.00	839	3.57	0.70		
36	Lampang-Thoen	S,N	28	6.8	0.83	457	4.32	0.80		
37	Paneng	S	23	6.7	0.34	365	4.32	0.80		DMR (2009)
38	Pang Ngun	S	28	6.8	0.4	458	4.32	0.80		Charusiri et al. (2009)
39	Ban Sa Mai	S	18	6.6	0.83	296	4.32	0.80		Charusiri et al. (2004)
40	Ban Bom	S	6	6.0	0.6	86	4.32	0.80		Charusiri et al. (2004)

Table 1. (continued)

No.	Fault Name	Paleoseismological data ^a					Seismicity data ^b		Reference
		FT	SRL (km)	M _{max}	SR (mm/y)	A _f (km ²)	a	b	
41	Ban Mai	S	28	6.8	0.15	459	4.32	0.80	Charusiri et al. (2004)
42	Mae Long	S	21	6.6	0.4	341	4.32	0.80	Charusiri et al. (2009)
43	Huai Nong Bor	S	14	6.4	0.6	228	4.32	0.80	Charusiri et al. (2009)
44	Mae Man	S	17	6.5	0.06	279	4.32	0.80	Charusiri et al. (2004)
45	Seismic Source Zone C	S	–	7	–	759	4.05	0.72	Pailoplee and Choowong (2013)
46	Seismic Source Zone G	S	–	5.9	–	76	2.85	0.57	Pailoplee and Choowong (2013)
47	Seismic Source Zone I	S	–	7	–	759	3.28	0.61	Pailoplee and Choowong (2013)
48	Seismic Source Zone J	S,N	–	6.2	–	142	4.32	0.8	Pailoplee and Choowong (2013)
49	Seismic Source Zone K	S	–	4.8	–	8	3.48	0.74	Pailoplee and Choowong (2013)

^aFT is the fault type where: S = strike-slip fault, N = normal fault, R = reverse fault. SRL is the surface rupture length, M_{max} is the maximum credible earthquake magnitude calculated from empirical relationship between SRL and M_w (Wells and Coppersmith, 1994), A_f is the rupture area calculated from the empirical relationship between M_w and A_f (Wells and Coppersmith, 1994), and SR is the slip rate (mm/y).

^ba and b are the FMD constants.

they were based upon the parameters for complete individual active fault zones (fault no. 1–36 in Table 1) and not the regional (local) parts. In order to obtain a more accurate PSHA for northern Thailand, including the MMCM, some updated paleoseismological parameters were added in this study. As a result, eight fault segments of the Lampang-Thoen Fault Zone closest to the MMCM (Paneng, Pang Ngun, Ban Sa Mai, Ban Bom, Ban Mai, Mae Long, Huai Nong Bor and Mae Man Fault Segments; no. 36 in Fig. 1b) were segmented to differentially define the rate of fault slips locally using the most up-to-date paleoseismological investigations (no. 37–44 in Table 1). In order to recognize the background earthquake generated out of fault lines, five areal seismic source zones, C, G, I, J and K (Fig. 1a; Pailoplee and Choowong, 2013), were also added in this PSHA.

Both the a- and b-values of the frequency-magnitude distribution were derived as previously reported (Pailoplee and Choowong, 2013), which clarified statistically the individual seismic source zones covering the study area. The obtained a- and b-values of Pailoplee and Choowong (2013) are more up to date than those previously applied for the PSHA (Wanitchai and Lisantono, 1996; Pailoplee et al., 2009; Palasri and Ruangrassamee, 2010). All earthquake parameters used for the PSHA are summarized in Table 1.

4.2. Strong Ground-motion Attenuation Model

As well as identification of the earthquake sources, strong ground-motion attenuation models are also need for the PSHA. In this study, all seismic sources were defined as the intraplate earthquake source. The model of Sadigh et al. (1997), shown in Equation (3), was proposed as the most suitable relationship for the intraplate active fault in Thailand and the adjacent areas (Chintanapakdee et al., 2008).

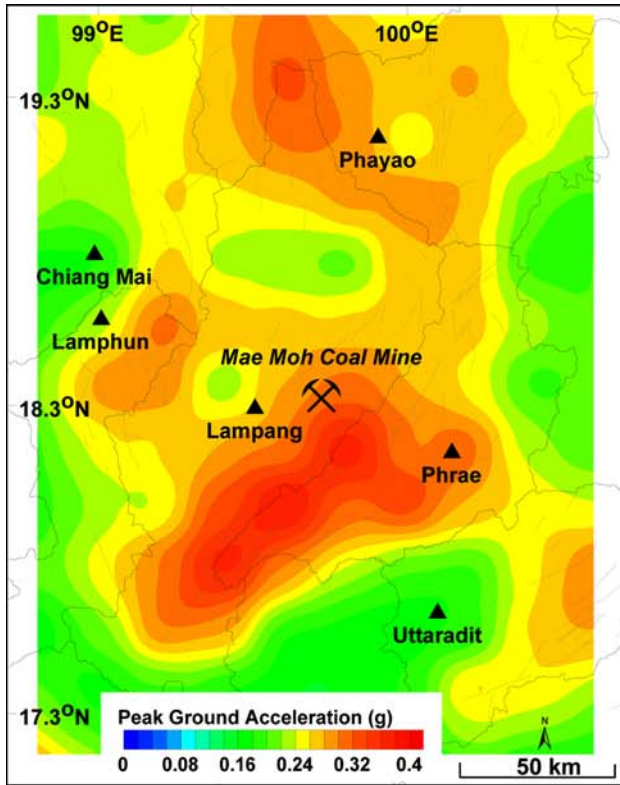
$$\ln(PGA) = C_1 + C_2M + C_3(8.5 - M)^{2.5} + C_4 \ln(R_{rup} + \exp(C_5 + C_6)) + C_7 \ln(R_{rup} + 2). \quad (3)$$

In Equation (3), the peak horizontal ground acceleration is in (g) for each rock site condition, M is the moment magnitude, R_{rup} is the distance measured from the seismic source to the observed site (km), and C₁–C₇ are constants of the relationship. In case of rock site condition, C₃ = 0, C₄ = –2.1 and C₇ = 0. For M ≤ 6.5, C₁ = –0.624, C₂ = 1.0, C₅ = 1.297 and C₆ = 0.250 meanwhile for M > 6.5, C₁ = –1.274, C₂ = 1.1, C₅ = –0.485 and C₆ = 0.524. The standard deviation (σ) = 1.39–0.14 M.

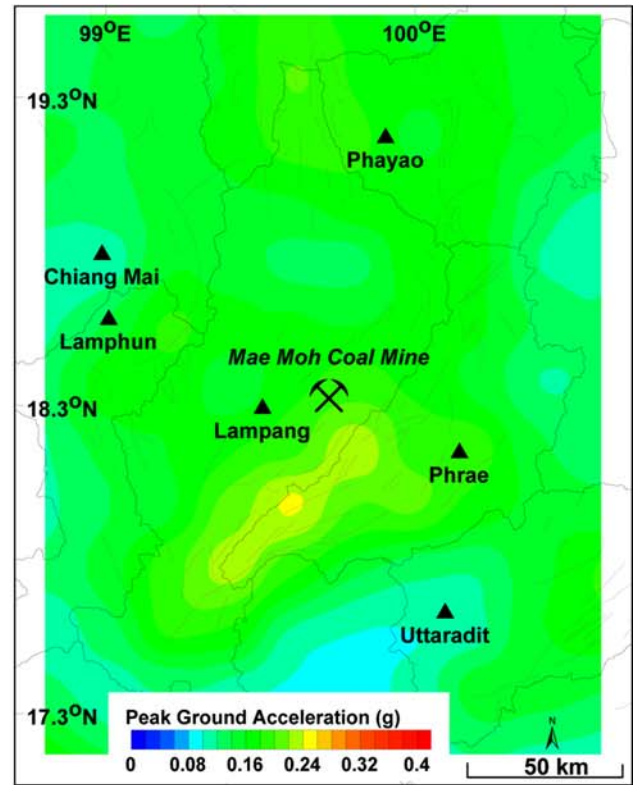
For evaluating the PSHA, the CU-PSHA program (Pailoplee and Palasri, 2014) was employed. The areal seismic source zones and fault lines delineated in Figure 1 were systematically converted to 0.01° × 0.01° points. All parameters needed to define the potential of each earthquake source (Table 1) in CU-PSHA were added in, including the suitable attenuation model mentioned above. The PSHA was then calculated for 0.2° × 0.2° grid cells covering the study area.

4.3. Ground Shaking Maps

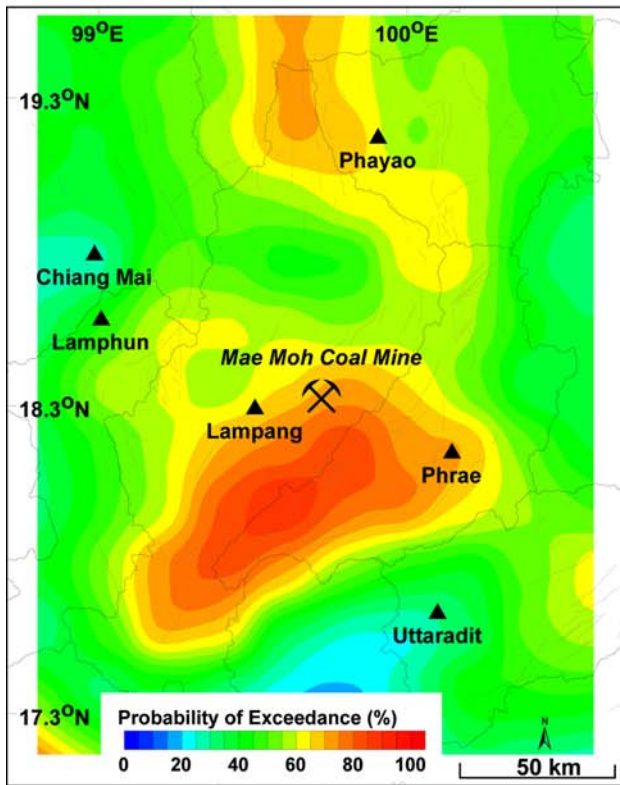
The PSHA can be presented as maps that depict the peak horizontal ground acceleration with a fixed POE (%) in a finite-time period of interest (Kramer, 1996). This kind of map is required for numerically evaluating the required engineering design and construction. In this study, two maps with a different POE (2% and 10%) in the next 50 y were drawn (Figs. 5a and b). The highest hazard levels were observed in the southern part of the MMCM along the southeastern Lampang/southwestern Phrae provinces and the northwestern part of the Phayao province where the Lampang-Thoen and Wang Nua Fault Zones (no. 36 and 2 in Fig. 1a) are located. In this area, the maximum acceleration values were between 0.28–0.32 g and 0.18–0.24 g for a POE of 2% and 10%, respectively. In contrast, in the Chiang Mai and Uttaradit provinces, the seismic hazards were comparatively low at around 0.16 g and 0.08 g for a 2% and 10% POE in 50 y (Figs. 5a and b).



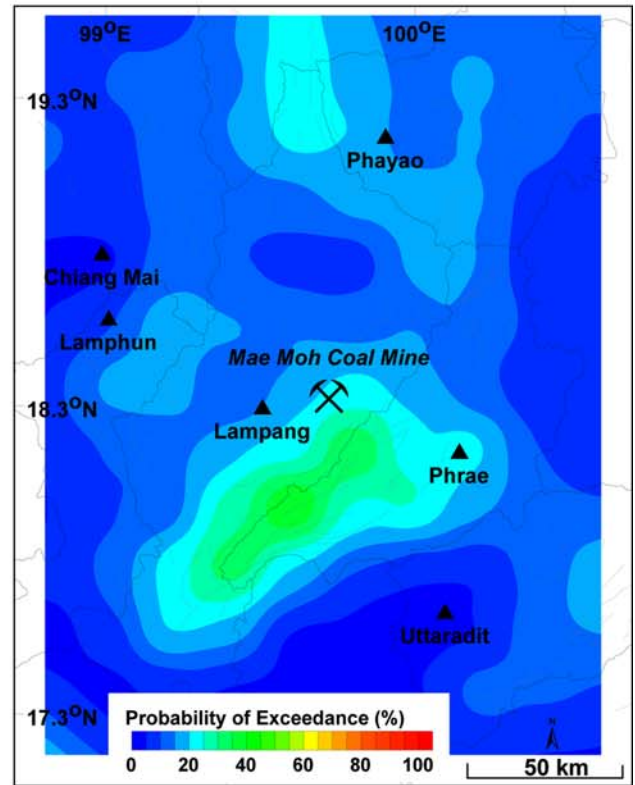
(a) 2% POE in 50 y



(b) 10% POE in 50 y



(c) MMI III in 50 y



(d) MMI IV in 50 y

Fig. 5. PSHA maps of the study area showing the distribution of the peak horizontal ground acceleration that have a (a) 2% and (b) 10% POE over the next 50-y period. The POE of an earthquake of intensity of MMI level (c) III or (d) IV.

4.4. Probability Maps

An alternative type of PSHA map is that of a probability map with a fixed ground shaking level in any specific time of interest (Kramer, 1996). In order for convenience of understanding, this study focuses on level III and IV of the Modified Mercalli Intensity Scale (MMI). The MMI level III and IV were converted to the ground shaking level according to Pailoplee (2012) and from this the POE values were estimated. This kind of map is convenient for informing local people who have a limited knowledge about earthquake engineering.

The obtained MMI maps revealed that the hazard levels (Figs. 5c and d) conformed to those in the ground shaking maps (Figs. 5a and b), with the high hazard areas located around both the southern MMCM along the southeastern Lampang-southwestern Phrae boundary and in the northwestern part of Phayao province. These areas have a 60–80% POE of a MMI level III (i.e., vibration similar to a passing truck and indoor objects may shake) in the next 50 y. Meanwhile, there is less than a 30–40% POE of a MMI equal to or larger than level IV (i.e., the sensation is more like a heavy truck striking the building, and dishes and windows rattle alarmingly) in the study area in the next 50 y. In case of the Chiang Mai and Uttaradit provinces, they both showed a lower probability of hazardous earthquakes compared with the other areas, with the POE of a MMI level III or IV being less than 20% (Figs. 5c and d).

5. DISCUSSION AND CONCLUSION

In this study, the seismic activities and hazards of the northern Thailand, including the MMCM, were investigated probabilistically. The seismogenic fault zones were compiled according to previous research. Both instrumental and paleoseismological records were analyzed in order to determine the potential of the earthquake sources within and nearby the study area.

After improving the quality of the earthquake data, the spatial a- and b-values were estimated and mapped (Figs. 3a and b). The earthquake activities were then estimated using both the obtained a- and b-value maps in terms of the POE of a magnitude 4.0–7.0 M_w earthquake in the next 50 y. The results indicated that apart from Phayao, Phrae and Uttaradit provinces, with a 40–70% POE, almost all of the study area showed 70–90% POE of a M_w -5.0 earthquake in the next 50 y (Fig. 3d). In addition, the MMCM had a 60–70% POE of a M_w -5.0 earthquake in the next 50 y (Fig. 3d).

POE-magnitude curves of the area were also developed that considered a wide magnitude range and various time spans of interest, where two areas of different levels of earthquake activities were classified. The Chiang Mai, Lamphun and Lampang provinces were classified as having high activity levels, whereas the rest of Phrae, Phayao and Uttaradit provinces,

including the MMCM, were classified as having low earthquake activity levels (Fig. 4).

In addition, the PSHA was also investigated in this study. Using more up-to-date seismic parameters and the most reliable strong ground motion attenuation relationship, both the ground shaking and probability were mapped. Ground shaking maps are strongly recommended for the long-term preparedness for earthquake hazards and to create an International building code for improved building design and construction, whilst the simpler earthquake intensity maps are useful for helping the local public to easily understand and recognize the situation of the seismic hazard at any given location of interest, such as their residence.

The obtained maps indicated high hazard areas in the southern part of the MMCM in the southeastern Lampang-southwestern Phrae provinces and the northwestern part of Phayao province that might have an earthquake ground shaking of around 0.28–0.32 g and 0.18–0.24 g for POE values of 2% and 10%, respectively, in the next 50 y. For the probability maps, these hazard areas had a 60–80% and 30–40% POE of a MMI level III and IV, respectively, in the next 50 y, respectively. For the comparatively low hazard areas of the Chiang Mai and Uttaradit provinces, a ground shaking of 0.16g and 0.08g for a 2% and 10% POE in 50 y, respectively, was found along with a less than 20% POE of a MMI level III and IV.

According to both the seismic activities and hazards results, it is noticeable that the Chiang Mai province area showed high earthquake activities but a low hazard. The high earthquake activity may in part be due to the presence of only small-to-medium sized earthquakes, as clearly seen in the instrumental records. However for the PSHA, more details of the paleoseismological investigation were added in the Lampang-Thoen Fault Zones nearby the MMCM and Lampang province. The comparatively low seismic hazard surrounding the Chiang Mai province, therefore, may be an underestimate due to the lack of paleoseismological data. To further refine the seismic hazard analysis, in particular for the Chiang Mai region, more detailed active fault data is indispensable.

ACKNOWLEDGMENTS: This research was jointly sponsored by the Electricity Generating Authority of Thailand (EGAT) under the project “Geological Investigation in the Mae Moh Basin, Amphoe Mae Moh, Changwat Lampang” and the Thailand Research Fund Grant for New Researchers (TRG5780152). Thanks are also extended to T. Pailoplee for the preparation of the draft manuscript. We thank the Publication Counseling Unit (PCU), Faculty of Science, Chulalongkorn University, for a critical review and improved English. We acknowledge the thoughtful comments and suggestions by T.-S. Kang, the Editor and anonymous reviewers that enhanced the quality of this manuscript significantly.

REFERENCES

- Aki, K., 1965, Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - b m$ and its confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 43, 237–239.

- Benammi, M., Fucugauchi, J.U., Alva-Valdivia, L.M., Chaimanee, Y., Triamwichanon, S., and Jaeger, J.-J., 2002, Magnetostratigraphy of the Middle Miocene continental sedimentary sequences of the Mae Moh Basin in northern Thailand: evidence for counterclockwise block rotation. *Earth and Planetary Science Letters*, 204, 373–383.
- Bertrand, G. and Rangin, C., 2003, Tectonics of the western margin of the Shan Plateau (central Myanmar): implications for the India-Indochina oblique convergence since the Oligocene. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1139–1157.
- Brown, J.C., 1914, The Burma earthquake of May 1912. *Memoirs of the Geological Survey of India*, 13, 1–147.
- Charusiri, P., Daorerk, V., Choowong, M., Muangnoicharoen, N., Wonin, K., Lumjuan, A., Kosuwan, S., Saithong, P., and Thonnarat, P., 2004, The study on the investigations of active faults in Changwat Kanchanaburi area, western Thailand. Technical report, Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand, 119 p. (in Thai with English abstract)
- Charusiri, P., Daorerk, V., Kosuwan, S., Saithong, P., Khaowiset, K., and Wiwekwin, W., 2009, Earthquake Recurrence Investigation in the Chiang Mai, Lamphun, Lampang, and Phrae Province. Technical report, Department of Mineral Resources, Bangkok, Thailand, 327 p. (in Thai with English abstract)
- Chintanapakdee, C., Naguit, M.E., and Charoenyuth, M., 2008, Suitable attenuation model for Thailand. The 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, October 12–17, 8 p.
- Cornell, C.A., 1968, Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 1583–1606.
- Department of Mineral Resources (DMR), 2009, Earthquake Recurrence Investigation in the Chiang Rai, Chiang Mai, and Phayao Province (Mae Chan and Phayao Fault Zones). Technical report, Department of Mineral Resources, Bangkok, Thailand, 51 p. (in Thai with English abstract)
- Duong, C.C. and Feigl, K.L., 1999, Geodetic measurement of horizontal strain across the Red River fault near Thac Ba, Vietnam. *Journal of Geodesy*, 73, 298–310.
- Fenton, C.H., Charusiri, P., and Wood, S.H., 2003, Recent paleoseismic investigations in Northern and Western Thailand. *Annals of Geophysics*, 46, 957–981.
- Gardner, J.K. and Knopoff, L., 1974, Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64, 363–367.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1944, Frequency of earthquakes in California. *Bulletin Seismological Society of America*, 34, 185–188.
- Habermann, R.E., 1987, Man-made changes of Seismicity rates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 141–159.
- Kramer, S.L., 1996, *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 653 p.
- Morley, C.K., Smith, M., Carter, A., Charusiri, P., and Chantraprasert, S., 2007, Evolution of deformation styles at a major restraining bend, constraints from cooling histories, Mae Ping fault zone, western Thailand. In: Cunningham, W.D. and Mann, P. (eds.), *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*. Geological Society, London, Special Publications 290, 325–349.
- Morley, C.K., Woganan, N., Sankumarn, N., Hoon, T.B., Alief, A., and Simmons, M., 2001, Late Oligocene-Recent stress evolution in rift basins of northern and central Thailand: implications for escape tectonics. *Tectonophysics*, 334, 115–150.
- Pailoplee, S., 2012, Relationship between Modified Mercalli Intensity and peak ground acceleration in Myanmar. *Natural Sciences*, 4, 624–630.
- Pailoplee, S., Channarong, P., and Chutakositkanon, V., 2013, Earthquake Activities in the Thailand-Laos-Myanmar Border Region: A Statistical Approach. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 24, Part II, 721–730.
- Pailoplee, S. and Choowong, M., 2013, Probabilities of earthquake occurrences in Mainland South East Asia. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 4993–5006.
- Pailoplee, S. and Palasri, C., 2014, CU-PSHA: A Matlab Software for Probabilistic Seismic Hazard Analysis. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 8, 1–26.
- Pailoplee, S., Sugiyama, Y., and Charusiri, P., 2009, Deterministic and probabilistic seismic hazard analyses in Thailand and adjacent areas using active fault data. *Earth, Planets and Space*, 61, 1313–1325.
- Palasri, C. and Ruangrassamee, A., 2010, Probabilistic seismic hazard maps of Thailand. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 4, 369–386.
- Rhodes, B.P., Perez, R., Lamjuan, A., and Kosuwan, S., 2004, Kinematics and tectonic implications of the Mae Kuang Fault, northern Thailand. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 79–89.
- Sadigh, K., Chang, C.Y., Egan, J.A., Makdisi, F., and Youngs, R.R., 1997, Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. *Seismological Research Letters*, 68, 180–189.
- Wanitchai, P. and Lisantono, A., 1996, Probabilistic Seismic Risk Mapping for Thailand. *Proceedings of 11th World Conference on Earthquake Engineering*, Acapulco, June 23–28, p. 256–259.
- Wells, D.L. and Coppersmith K.J., 1994, Updated empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974–1002.
- Wiemer, S., 2001, A software package to analyse seismicity: ZMAP. *Seismological Research*, 72, 373–382.
- Woessner, J. and Wiemer, S., 2005, Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 684–698.
- Yadav, R.B.S., Tripathi, J.N., Shanker, D., Rastogi, B.K., Das, M.C., and Kumar, V.C., 2011, Probabilities for the occurrences of medium to large earthquakes in northeast India and adjoining region. *Natural Hazards*, 56, 145–167.
- Youngs, R.R. and Coppersmith, K.J., 1985, Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 939–964.
- Zuniga, F.R. and Wiemer, S., 1999, Seismicity patterns: are they always related to natural causes? *Pageoph*, 155, 713–726.

Manuscript received May 1, 2014

Manuscript accepted March 5, 2015