



การแปลความหมายข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศของแหล่งน้ำพุร้อน  
จังหวัดระนอง

**Interpretation of Airborne Geophysical Data of Ranong Geothermal  
Area**

พิชญ์พิไล ขุนพรรณราย

**Pitchpilai Khoonphunnarai**

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญา  
วิทยาศาสตร์มหาบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์  
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

**A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements  
for the Degree of Master of Science in Physics  
Prince of Songkla University**

**2552**

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์



ชื่อวิทยานิพนธ์	การแปลความหมายข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศของแหล่งน้ำพุร้อน จังหวัดระนอง
ผู้เขียน	นางสาวพิชญ์พีไล ขุนพรรณราย
สาขาวิชา	ฟิสิกส์
ปีการศึกษา	2551

### บทคัดย่อ

ได้ทำการแปลความหมายข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศในพื้นที่ของจังหวัดระนองและพื้นที่ใกล้เคียงเพื่อกำหนดลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาซึ่งสัมพันธ์กับแหล่งน้ำพุร้อนระนอง ผลการศึกษาได้ตรวจพบค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กรูปวงกลมซึ่งมีค่าต่ำประมาณ -20 ถึง 10 นาโนเทสลา ในบริเวณตำแหน่ง (480000E, 1060000N) ที่ถูกล้อมรอบด้วยค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กรูปคล้ายวงแหวนที่มีค่าสูงประมาณ 45 ถึง 60 นาโนเทสลา ในบริเวณใกล้เคียงกับแหล่งน้ำพุร้อน RN6 ซึ่งจากการแปลความโดยการสร้างแบบจำลอง 2.5 มิติ ได้กำหนดให้วัตถุแม่เหล็กรูปทรงคล้าย diaper และ dike ที่มีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก 0.01 SI และอยู่ที่ระดับความลึก 2 ถึง 5 กิโลเมตร เป็นวัตถุต้นเหตุของค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กข้างต้น วัตถุแม่เหล็กดังกล่าวอาจเป็นตัวมาจากหินเหลวร้อน (magma) ซึ่งอยู่ที่ระดับความลึกมากกว่า 5 กิโลเมตร และเป็นต้นกำเนิดความร้อนของแหล่งน้ำพุร้อน RN6 ซึ่งหินเหลวร้อนดังกล่าวอาจสัมพันธ์กับแนวมุดตัวซุนดาทางตะวันตกของประเทศอินโดนีเซีย

ค่าผิดปกติของปริมาณกัมมันตภาพรังสีในพื้นที่ศึกษาจำกัดอยู่เฉพาะในพื้นที่ของหินแกรนิตเท่านั้นเนื่องจากหินแกรนิตมีปริมาณกัมมันตภาพรังสีสูงกว่าหินชนิดอื่น ๆ การคำนวณค่าการผลิตความร้อนของหินแกรนิตจากปริมาณของธาตุโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลที่มีอยู่ในหินแกรนิตพบว่าค่าการผลิตความร้อนของมวลหินแกรนิตด้านตะวันออก (H) และส่วนเหนือของมวลแกรนิตด้านใต้ (I) มีค่าเท่ากับ  $2.18 \pm 0.30 \mu\text{W}/\text{m}^3$  และ  $2.80 \pm 0.51 \mu\text{W}/\text{m}^3$  ตามลำดับ ซึ่งมีค่าต่ำกว่าค่าที่เคยรายงานไว้ ในขณะที่ค่าการผลิตความร้อนของส่วนเหนือของมวลหินแกรนิตฝั่งตะวันตก (F) มีค่าเท่ากับ  $4.67 \pm 0.93 \mu\text{W}/\text{m}^3$  ซึ่งสูงเพียงพอสำหรับการทำให้น้ำร้อนของแหล่งน้ำพุร้อน RN1 RN2 RN3 และ RN4 มีอุณหภูมิสูง

<b>Thesis Title</b>	Interpretation of Airborne Geophysical Survey of Ranong Geothermal Area
<b>Author</b>	Miss Pitchilai Khoonphunnarai
<b>Major Program</b>	Physics
<b>Academic year</b>	2008

### **Abstract**

Interpretation of geophysical airborne data of Ranong Province and its surrounding area was carried out in order to delineate geological structures of the Ranong hot spring area. A negative magnetic anomaly of -20 nT to 10 nT was observed at the coordinate 480000E, 1060000N. It is surrounded by a ring-shape magnetic anomaly of 45 nT to 60 nT near the RN6 hot spring. The subsurface magnetic body of 0.01 SI susceptibility with diaperic and dike shape at depth of 2 to 5 kilometer depth was interpreted from 2.5D magnetic modeling. The magmatic body was expected at depth more than 5 kilometer and it was thought to be a heat source for the RN6 hot spring and it probably related with Sunda subduction zone at west of Indonesia.

Radioactive anomaly was limited to granite bodies because of its high radioactivity. The heat generation of granite was calculated from the potassium, equivalent-Uranium and equivalent-Thorium contents in granite. The heat generation of eastern site granite (H) and northern part of the southern site (I) granite are  $2.18 \pm 0.30 \mu\text{W}/\text{m}^3$  and  $2.80 \pm 0.51 \mu\text{W}/\text{m}^3$  respectively, which are lower than that previously reported. The heat generation of the northern part of the western site granite (F) was  $4.67 \pm 0.93 \mu\text{W}/\text{m}^3$ . The heat was enough for raising water temperature of RN1, RN2, RN3, and RN4 hot springs.

## กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยเพื่อวิทยานิพนธ์เล่มนี้ประสบความสำเร็จลงได้เนื่องจากได้รับความกรุณาจากหน่วยงานและบุคคลากรหลายฝ่าย จึงขอขอบพระคุณไว้ ดังต่อไปนี้

ขอขอบคุณบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์สำหรับเงินอุดหนุนการทำวิจัยเพื่อวิทยานิพนธ์ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ที่ให้โอกาสในการศึกษาต่อระดับปริญญาโทจนจบการศึกษา กรมทรัพยากรธรณีที่เอื้อเพื่อข้อมูลสำหรับงานวิจัย ทุนอุดหนุนวิจัย Torray และสถาบัน IPPS มหาวิทยาลัย Uppsala ประเทศสวีเดนที่สนับสนุนเครื่องมือวิจัย

ขอขอบพระคุณ ผศ.ดร.วรวิทย์ โลหะวิจารณ์ อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก ที่คอยให้ทั้งความรู้ เทคนิค แนวทาง การแก้ปัญหา คำแนะนำ ความอดทนและคอยกระตุ้นในการทำงานวิทยานิพนธ์ให้สำเร็จลุล่วงไปด้วยดี ขอขอบพระคุณ Dr.Helmut Duerrast อาจารย์ที่ปรึกษาร่วม ครุสมยศ วิชชวลัญช์ที่คอยช่วยเหลือสำหรับเทคนิควิธีในการทำงานวิจัยและความรู้เรื่องโปรแกรมต่างๆ มากมาย

ขอขอบพระคุณ พี่นวรรตน์ สีตะพงษ์ สำหรับคำแนะนำ ความเอื้อเฟื้อ กำลังใจ คำปรึกษา ความห่วงใย สิ่งดีๆ ทุกๆ อย่างที่ให้กันมาอย่างดีตลอดเวลา ขอขอบคุณ น้องเอกชัย สันเมือง พี่ประยุทธ์ ขาวดี น้องสุกฤษฎี จรรย์นะในความเอื้อเฟื้อช่วยเหลือดำเนินงานวิจัย เทคนิคเคล็ดลับและคำแนะนำต่าง ๆ ในงานวิจัยให้สำเร็จลุล่วงมาโดยตลอด ขอขอบคุณคุณอารักษ์ มาชมทาน คุณปรียานันท์ เทพนวล คุณสุทธิษา ก้อนเรือง ที่คอยให้คำปรึกษา กำลังใจและความเป็นเพื่อนอย่างดีตลอดมา ขอขอบคุณ พี่บัวไข มณีวงศ์ คุณสุตารัตน์ อินทร์น้อย คุณพงษ์พิชิต จันทรน้อย พี่อภิชัย แก้วตาหวาน พี่สุกิจ อติพันธ์ พี่ไพฑูรย์ ละอองสกุล พี่Sounthone Singsoupho พี่Viengthong Xayavong พี่จිරพันธ์ ศรีเทียม พี่พรทิพย์ สุดเมือง พี่ปัทมา พิศภักดิ์ พี่สันติ รักษาวงศ์ พี่ปริดา นวลจริง น้องอารยา จันทรเสน น้องภาณุพงศ์ น้องภูวนาถและเพื่อนพี่น้องภาควิชาฟิสิกส์ ธรณีฟิสิกส์ทุกคน ทุกชั้นปี สำหรับกำลังใจและแรงกระตุ้นอย่างมากในการทำงานวิจัย ขอขอบคุณคุณณัฐณภัทร พันธุ์ผล คุณวรรณวิมล บัวทอง สำหรับความเป็นเพื่อนที่แสนดีมาโดยตลอด

ท้ายสุดขอกราบขอบพระคุณ คุณพ่อประเสริฐ คุณแม่ปริศนา นายปราศรัย ขุนพรรณราย สำหรับความรักความอบอุ่น กำลังใจ ที่คอยให้คำปรึกษาอย่างดีที่สุดและความเข้าใจในตัวข้าพเจ้าทุก ๆ เรื่องอีกทั้งการเลี้ยงดูอบรมสั่งสอนอย่างดีและคอยสนับสนุนในทุกๆ ด้านมาโดยตลอดจนจบการศึกษา ขอขอบพระคุณครูบาอาจารย์ทุกท่านที่เคยอบรมสั่งสอนและขอบพระคุณญาติพี่น้องสำหรับคำแนะนำและกำลังใจ

พิชญ์พีไล ขุนพรรณราย

## สารบัญ

	หน้า
สารบัญ	(6)
รายการตาราง	(7)
รายการภาพประกอบ	(8)
บทที่	
1. บทนำ	1
1.1 บทนำต้นเรื่อง	1
1.2 การตรวจเอกสาร	21
1.3 วัตถุประสงค์	23
2. วิธีการวิจัย	24
2.1 วัสดุ	24
2.2 อุปกรณ์	25
2.3 วิธีการสำรวจด้านธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ	28
2.4 วิธีดำเนินการวิจัย	54
3. ผลและอภิปรายผล	62
4. สรุปและวิจารณ์	79
บรรณานุกรม	81
ภาคผนวก	88
ภาคผนวก ก. ข้อมูลค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหิน	
ภาคผนวก ข. พารามิเตอร์ที่ใช้สำหรับสร้างแบบจำลอง โครงสร้างทางธรณีวิทยา ในพื้นที่ศึกษาด้วยโปรแกรม GMM ในภาคตัดขวาง AA', BB', CC' DD' EE' และ FF'	
ประวัติผู้เขียน	106

## รายการตาราง

ตาราง		หน้า
1.1	ค่าสภาพรีปไว้ได้ของหินชนิดต่างๆ	16
1.2	ปริมาณกัมมันตภาพรังสีในหินชนิดต่างๆ	17
1.3	ปริมาณกัมมันตภาพรังสีของหินแกรนิตในประเทศไทย	19
2.1	ปริมาณของกัมมันตภาพรังสีในหินชนิดต่างๆ	44
2.2	ปริมาณของธาตุกัมมันตภาพรังสีในหินแกรนิตของจังหวัดสตูล พัทลุง และสงขลา	45
2.3	อนุกรมการสลายตัวของธาตุโพแทสเซียม ( $K^{40}$ )	46
2.4	อนุกรมการสลายตัวของธาตุยูเรเนียม ( $U^{238}$ )	46
2.5	อนุกรมการสลายตัวของธาตุทอเรียม ( $Th^{232}$ )	47
2.6	ดัชนีโครงสร้างของวัตถุรูปทรงต่างๆ	59
3.1	ค่าสถิติปริมาณโพแทสเซียม (K) ของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษา	74
3.2	ค่าสถิติปริมาณสมมูลยูเรเนียม (eU) ของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษา	74
3.3	ค่าสถิติปริมาณสมมูลทอเรียม (eTh) ของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษา	75
3.4	ค่า A' ของหินแกรนิตจังหวัดระนอง	76
3.5	เปรียบเทียบปริมาณความร้อนระหว่างความร้อนที่แผ่ออกมาจากหินแกรนิตกับความร้อนของน้ำพุร้อนในพื้นที่ศึกษา	76

## รายการภาพประกอบ (ต่อ)

ภาพประกอบ	หน้า	
2.8	ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กรวมเหนือแผ่นมวลที่มุมอินโคลเนชันต่าง ๆ กัน	36
2.9	องค์ประกอบเวกเตอร์ของสนามแม่เหล็กธรณี	37
2.10	แผนที่สนามแม่เหล็กโลกอ้างอิงสากล	39
2.11	ส่วนประกอบของแมกนีโตมิเตอร์ชนิดโปรตอน	41
2.12	ส่วนประกอบและการทำงานของแมกนีโตมิเตอร์แบบปั๊มทางแสง	42
2.13	ตัวอย่างสเปกตรัมรังสีแกมมา	49
2.14	แผนผังของสเปกโตรมิเตอร์	51
2.15	เครื่องมือ KLY-3/KLY-3S KAPPBRIDGES	53
2.16	แผนที่สนามแม่เหล็กผิดปกติและแผนที่ของสัญญาณเชิงวิเคราะห์	54
3.1	สภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหินในพื้นที่ศึกษา	64
3.2	แผนที่สนามแม่เหล็กโลกในบริเวณพื้นที่ศึกษา	65
3.3	แผนที่ค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กโลกของพื้นที่ศึกษา	66
3.4	แผนที่สัญญาณเชิงวิเคราะห์ของค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กโลกของพื้นที่ศึกษา	67
3.5	ตำแหน่งของวัตถุจากการวิเคราะห์แบบ Euler deconvolution	69
3.6	แผนที่ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของพื้นที่ศึกษาและแนวตัดสำหรับการแปลความข้อมูลเชิงปริมาณ	70
3.7	ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของแนวโพรไฟล์ AA' และแบบจำลองลักษณะธรณีวิทยา	71
3.8	ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของแนวโพรไฟล์ BB' และแบบจำลองลักษณะธรณีวิทยา	71
3.9	ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของแนวโพรไฟล์ CC' และแบบจำลองลักษณะธรณีวิทยา	72
3.10	ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของแนวโพรไฟล์ DD' และแบบจำลองลักษณะธรณีวิทยา	72
3.11	ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของแนวโพรไฟล์ EE' และแบบจำลองลักษณะธรณีวิทยา	73



## รายการภาพประกอบ (ต่อ)

ภาพประกอบ	หน้า
3.12 ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของแนวโพรไฟล์ FF'และแบบจำลองลักษณะ ธรณีวิทยา	73
3.13 แผนที่กัมมันตภาพรังสีของพื้นที่ศึกษา	75
3.14 หินแกรนิตจังหวัดระนองและพื้นที่ใกล้เคียง	77

## บทที่ 1

### บทนำ

#### 1.1 บทนำตั้งเรื่อง

พลังงานสะอาด (Green energy) เป็นพลังงานที่ไม่ก่อให้เกิดมลพิษต่อสิ่งแวดล้อมและเป็นพลังงานทดแทนที่มีบทบาทมากขึ้นในปัจจุบัน เช่น พลังงานจากดวงอาทิตย์ พลังงานลม พลังงานน้ำและพลังงานความร้อนใต้พิภพ เป็นต้น

ความร้อนใต้พิภพเป็นพลังงานทดแทนรูปหนึ่งที่ได้รับการพัฒนาในหลายประเทศ เช่น นิวซีแลนด์และญี่ปุ่น เนื่องจากประเทศทั้งสองมีแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพมากมายในบริเวณของแนวภูเขาไฟ ซึ่งแหล่งน้ำพุร้อนเหล่านี้มีอัตราการไหลของน้ำร้อนสูงและสามารถนำมาใช้เพื่อการผลิตกระแสไฟฟ้า เพื่อการอุปโภค และการท่องเที่ยว

แหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพในประเทศไทยจะปรากฏเป็นแหล่งน้ำพุร้อนบ่อน้ำร้อน ซึ่งกรมทรัพยากรธรณีรายงานการตรวจพบแหล่งน้ำพุร้อนในบริเวณหินภูเขาไฟที่ดับแล้ว ในบริเวณมวลหินแกรนิตและหินตะกอนอายุต่าง ๆ กัน แหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทยมีมากกว่า 100 แห่งกระจายอยู่ในทุกภูมิภาค ยกเว้นภาคตะวันออกเฉียงเหนือ อุณหภูมิน้ำร้อนที่ผิวดินอยู่ในช่วง 40-100 องศาเซลเซียส ปัจจุบันประเทศไทยพัฒนาใช้ประโยชน์แหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพเพื่อการผลิตกระแสไฟฟ้า เพื่อการอุตสาหกรรม เกษตรกรรม และการท่องเที่ยว เช่น แหล่งน้ำพุร้อนสันกำแพง แหล่งน้ำพุร้อนระนอง (กรมทรัพยากรธรณี, 2544)

จังหวัดระนองมีแหล่งน้ำพุร้อนจำนวนมากกว่า 6 แหล่ง โดยส่วนใหญ่ใช้ประโยชน์เพื่อการท่องเที่ยว และ การบริการด้านสุขภาพ ดังนั้นเพื่อการพัฒนาแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพให้มีศักยภาพเป็นแหล่งพลังงานทดแทนและเพื่อให้มีความเข้าใจเกี่ยวกับแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพของจังหวัดระนองมากขึ้น ในงานวิจัยนี้จึงนำข้อมูลจากการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศมาทำการศึกษาและวิเคราะห์เพื่อกำหนดลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาของแหล่งน้ำพุร้อนจังหวัดระนอง ความเป็นไปได้ของแหล่งกำเนิดความร้อนของแหล่งน้ำพุร้อน และเพื่อเป็นข้อมูลสำหรับการพัฒนาแหล่งน้ำพุร้อนให้มีศักยภาพเป็นแหล่งพลังงานทดแทนในอนาคตต่อไป

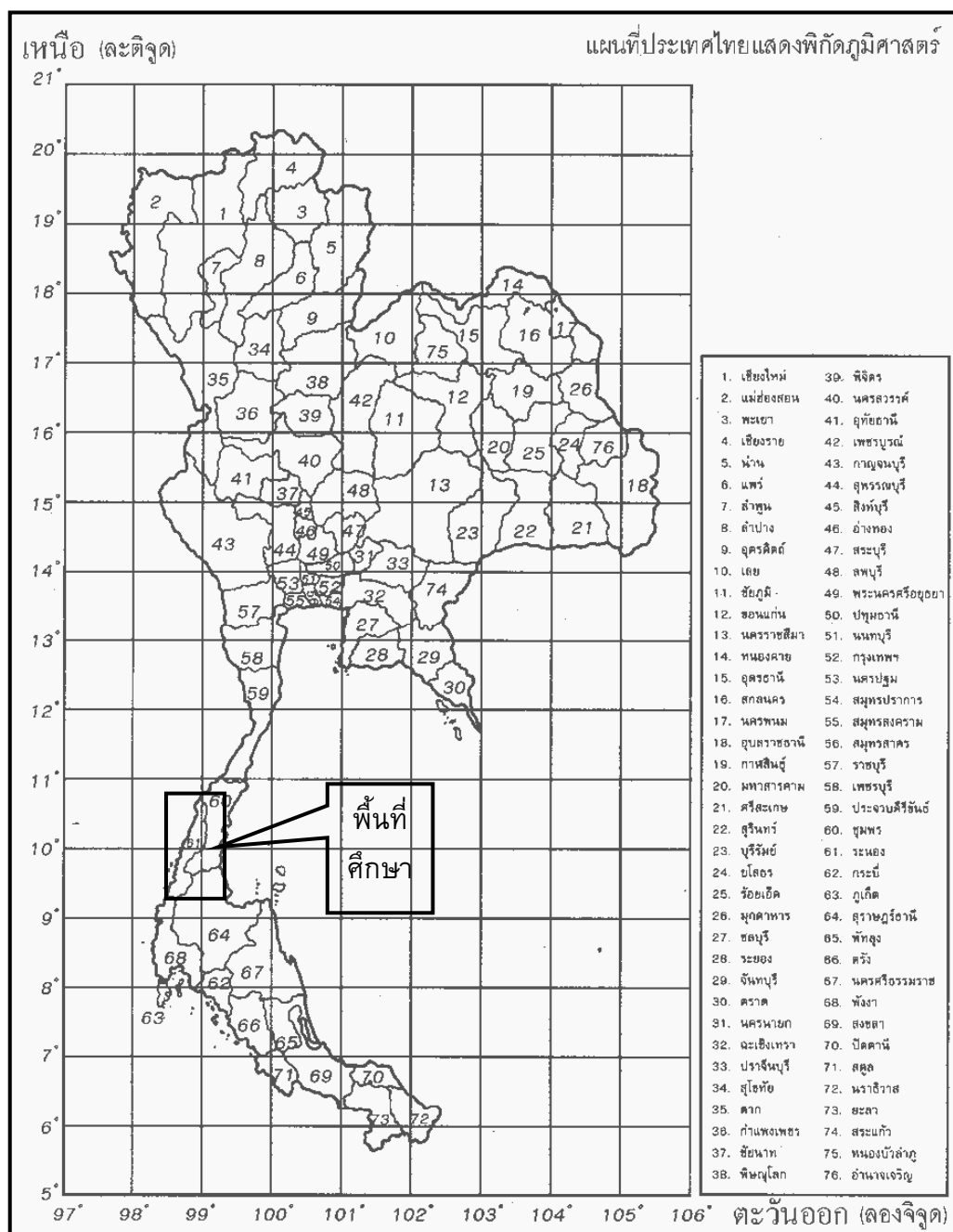
### 1.1.1 ลักษณะทั่วไปและลักษณะทางธรณีวิทยาของจังหวัดระนองและพื้นที่ใกล้เคียง

#### ลักษณะทั่วไป

จังหวัดระนองเป็นจังหวัดหนึ่งในภาคใต้ตอนบน ที่มีลักษณะเรียวยาว มีความยาวในแนวเหนือ-ใต้ประมาณ 169 กิโลเมตร มีความกว้างมากที่สุดประมาณ 25 กิโลเมตร และมีส่วนที่แคบที่สุดประมาณ 9 กิโลเมตร มีเนื้อที่ประมาณ 3,298.045 ตารางกิโลเมตร โดยเป็นพื้นที่ราบ 14% ภูเขา 86% และมีพื้นที่ที่เป็นเกาะในทะเลอันดามันจำนวน 62 เกาะ โดยมีอาณาเขตติดต่อกับอำเภอท่าแซะ จังหวัดชุมพร ในทิศเหนือ อำเภอเมือง อำเภอสวี อำเภอพะโต๊ะ จังหวัดชุมพร และอำเภอไชยา อำเภอท่าฉาง อำเภอบ้านตาขุนและกิ่งอำเภอวิภาวดีจังหวัดสุราษฎร์ธานี ในทิศตะวันออก อำเภอกระบือ จังหวัดพังงา และอำเภอคีรีรัฐนิคม จังหวัดสุราษฎร์ธานี ในทิศใต้ และประเทศพม่าและทะเลอันดามันในทิศตะวันตก

จังหวัดระนองมีลักษณะภูมิประเทศที่เป็นทิวเขา หุบเขาสลับซับซ้อนในทิศตะวันออก และเป็นพื้นที่ลาดเอียงลงสู่ทะเลอันดามันในทิศตะวันตก ภูเขาพ่อตาโขงโดงเป็นภูเขาสูงที่สุดในจังหวัดระนองโดยมีความสูงประมาณ 1,700 ฟุต (สำนักงานอุตสาหกรรมจังหวัดระนอง, 2550) จังหวัดระนองแบ่งเขตการปกครองออกเป็น 4 อำเภอและ 1 กิ่งอำเภอ ประกอบด้วย อำเภอเมืองระนอง อำเภอกระบือ อำเภอละอุ่น อำเภอกะเปอร์และกิ่งอำเภอสุขสำราญ

ลักษณะภูมิอากาศของจังหวัดระนอง เนื่องจากจังหวัดระนองอยู่ทางด้านตะวันตกของประเทศและติดต่อกับทะเลอันดามันจึงได้รับอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ฤดูกาลของจังหวัดระนองสามารถแบ่งออกเป็น 3 ฤดู คือ ฤดูฝนตั้งแต่เดือนพฤษภาคมถึงเดือนธันวาคม โดยมีฝนตกชุกระหว่างเดือนกรกฎาคมถึงเดือนกันยายน ฤดูร้อนตั้งแต่เดือนกุมภาพันธ์ถึงเดือนเมษายน โดยมีอุณหภูมิระหว่าง 21 ถึง 36 องศาเซลเซียส และฤดูหนาวในเดือนมกราคมซึ่งเป็นช่วงที่อุณหภูมิต่ำลงเล็กน้อย คือประมาณ 20 ถึง 35 องศาเซลเซียส



ภาพประกอบ 1.1 ตำแหน่งของพื้นที่ศึกษา (ที่มา:

[http://202.143.131.242/vor\\_pot/mod/resource/view.php?id=6](http://202.143.131.242/vor_pot/mod/resource/view.php?id=6) [เข้าเมื่อ  
16 มิถุนายน 2551])

### ลักษณะทางธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษา

ธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาประกอบด้วยกลุ่มหินแก่งกระจานยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียน (CP) วางตัวเป็นแกนกลางของเทือกเขาภูเก็ต กลุ่มหินราชบุรียุคเพอร์เมียน (P) และหินทรายแดงยุคจูแรสซิก-ครีเทเชียส (JK) วางตัวอยู่บนกลุ่มหินแก่งกระจานทางชายฝั่งทะเลตะวันออกด้านอำเภอไทยบริเวณอำเภอหลังสวน ตะกอนควอเทอร์นารี (Q<sub>1</sub> และ Q<sub>t</sub>) ซึ่งเป็นตะกอนลุ่มน้ำและตะกอนทะเลในบริเวณชายฝั่งทะเลทั้งสอง และหินแกรนิต (Gr) ซึ่งดันตัวแทรกขึ้นมาทางด้านตะวันตกของเทือกเขาด้านฝั่งทะเลอันดามัน

กลุ่มหินแก่งกระจาน กลุ่มหินราชบุรีและหินทรายแดงยุค JK มีลักษณะโครงสร้างทางธรณีของชั้นหินคดโค้งเป็นรูปประทุนคว่ำและประทุนหงาย บางแห่งชั้นหินคดโค้งตลบกลับและมีรอยเลื่อนใหญ่ในทิศทางตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือ รอยเลื่อนนี้อาจเป็นส่วนหนึ่งของรอยเลื่อนระนองที่ไม่มีการเคลื่อนตัวมาเป็นเวลานานแล้ว

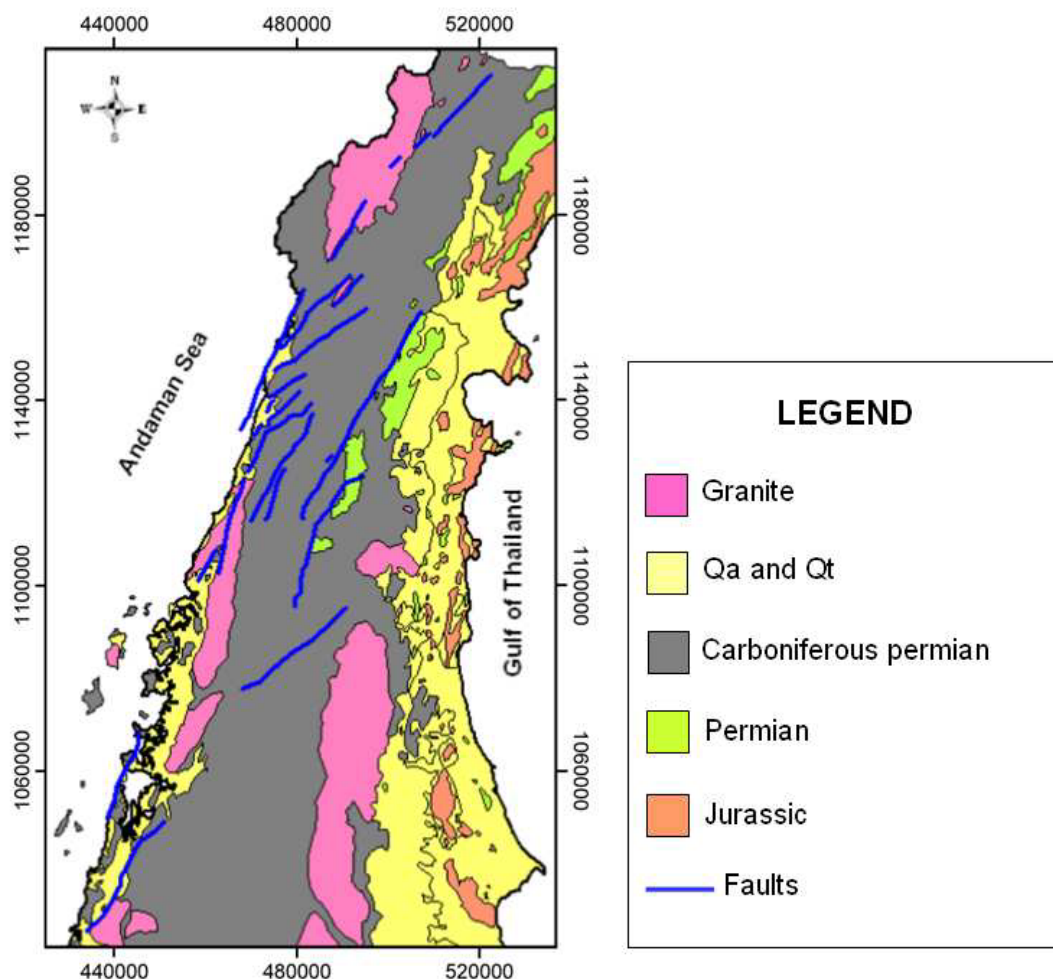
หินยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียน ส่วนใหญ่จะพบทางด้านตะวันตกของพื้นที่ศึกษามีลักษณะเป็นภูเขาวางตัวในแนวเหนือ-ใต้ หินยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียนประกอบด้วยหินตะกอนและหินแปร โดยหินตะกอนเป็นหินทรายที่เกิดจากการทับถมตามธรรมชาติ ส่วนหินแปรประกอบด้วยหินไนส์ หินชีสต์ หินควอตไซต์และฮอร์นเฟล

ตะกอนในยุคควอเทอร์นารีในบริเวณตอนกลางและชายฝั่งทะเลตะวันตกของพื้นที่ศึกษาประกอบด้วยตะกอนน้ำพัดพาและตะกอนบริเวณชายฝั่ง โดยตะกอนน้ำพัดพาเป็นตะกอนที่เกิดจากเศษหินพวกกรวด ทราย หินทรายแป้ง รวมทั้งเศษหินที่เกิดบริเวณเชิงเขา (colluvium) ส่วนตะกอนบริเวณชายฝั่งทะเลส่วนใหญ่ประกอบไปด้วยทรายละเอียดและมีพวกถ่านหินเลน (pe<sub>t</sub>) เป็นบางส่วน (Chaturongkornich and Leeskulvong, 2000)

หินอัคนีส่วนใหญ่ในพื้นที่ศึกษาเป็นหินแกรนิตยุคครีเทเชียส มีลักษณะเป็นหินอัคนีมวลไฟศาล (b<sub>o</sub>lith) ปรากฏอยู่ทางตะวันตกของภูเขาสูง ส่วนหินอัคนีพุ (e<sub>t</sub>rusive) ขนาดเล็กซึ่งประกอบด้วยหินแอนไซต์และหินถ้ำภูเขาไฟ (tuff) ปรากฏอยู่ตามแนวรอยเลื่อนและรอยต่อ หินแกรนิตซึ่งมีความเกี่ยวข้องกับแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพของจังหวัดระนองประกอบด้วย หินแกรนิตคลองบางรีน หินแกรนิตคลองหวาง หินแกรนิตสามเล หินแกรนิตทุ่งคาและหินแกรนิต Leucocratic (Kosuvong and Nakhapudungrit, 1991)

การศึกษาข้อมูลดาวเทียมและข้อมูลธรณีวิทยาในสนามของกรมทรัพยากรธรณีพบว่ารอยเลื่อนระนองเป็นกลุ่มรอยเลื่อนที่มีการเคลื่อนตัวเหลื่อมซ้ายในแนวราบ ที่วางตัวในแนวตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือ ซึ่งเป็นทิศทางของรอยเลื่อนหลักในพื้นที่ และรอยเลื่อนนี้มีแนวโน้มการเคลื่อนตัวได้อีก (Potentially Active Fault) ทั้งนี้เนื่องจากลักษณะธรณีสัณฐานที่เกิดขึ้นตามแนวรอยเลื่อน เช่น ทางน้ำเบี่ยงแนว ผารอยเลื่อน หน้าตัดสามเหลี่ยม สันขวางกันแนวราบกัตร่อน และ เนินเขาจากการดันตัว บ่งชี้ว่ารอยเลื่อนนี้มีอายุน้อย ในกลุ่มรอยเลื่อนระนองประกอบด้วยแนวรอยเลื่อนย่อยมากมาย ซึ่งสามารถจัดแบ่งเป็น 3 กลุ่มใหญ่ๆคือ กลุ่ม

รอยเลื่อนในแนวตะวันออกเฉียงเหนือซึ่งเป็นทิศทางหลักในพื้นที่ กลุ่มรอยเลื่อนในแนวตะวันตกเฉียงเหนือซึ่งมีจำนวนเพียงเล็กน้อย และกลุ่มรอยเลื่อนในแนวตะวันออก-ตะวันตกซึ่งมีจำนวนน้อยมาก



ภาพประกอบ 1.2 แผนที่ธรณีวิทยาธรณีวิทยาและตำแหน่งของแหล่งน้ำพุร้อนจังหวัดระนอง  
(ที่มา: กรมทรัพยากรธรณีวิทยา, 2528)

### ธรณีวิทยาโครงสร้างของพื้นที่ศึกษา

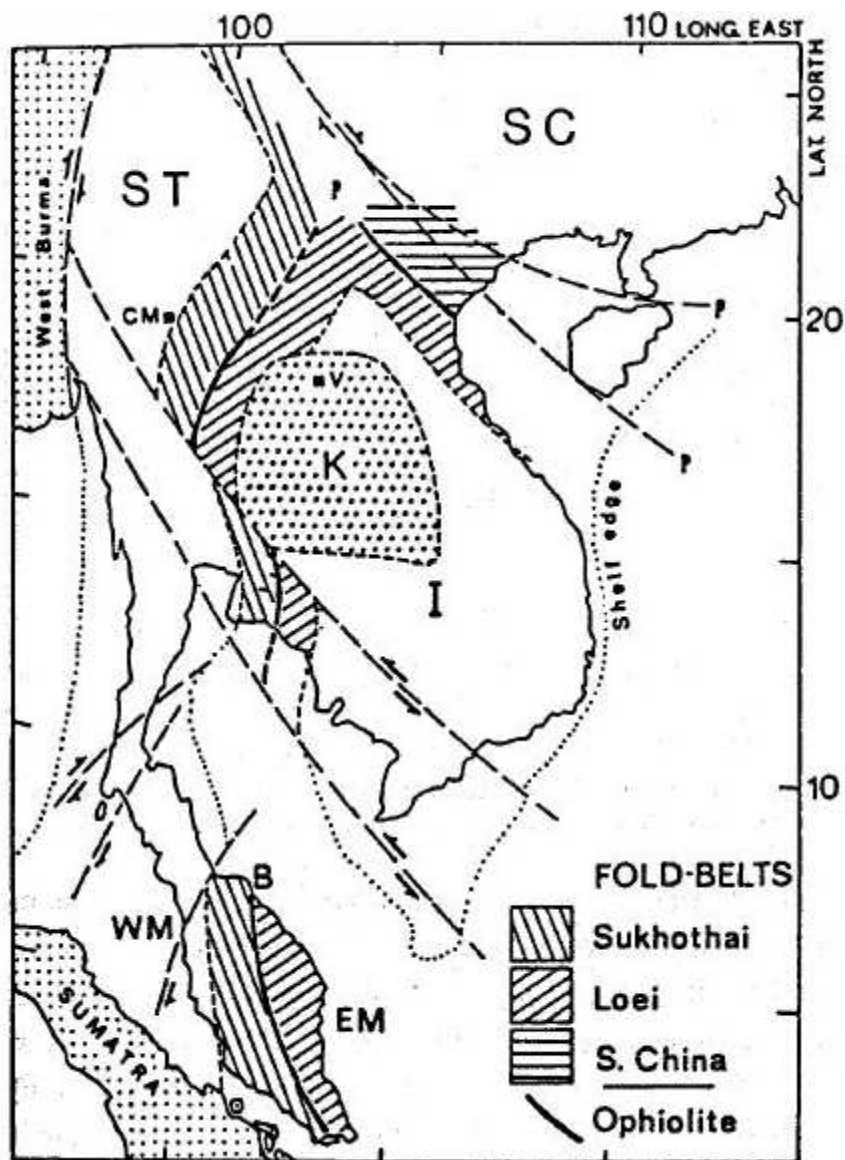
ธรณีวิทยาโครงสร้างที่สำคัญในพื้นที่ศึกษาเป็นแนวหินคดโค้ง รอยเลื่อน และรอยแตกซึ่งมีอยู่จำนวนมากภายในกลุ่มหินแก่งกระจานยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียน กลุ่มรอยเลื่อนที่สำคัญในพื้นที่ศึกษาคือกลุ่มรอยเลื่อนระนอง ซึ่งเป็นกลุ่มรอยเลื่อนตามแนวระดับที่มีการเคลื่อนตัวไปทางขวา และวางตัวในแนวตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือ มีความยาวประมาณ 300 กิโลเมตร กลุ่มรอยเลื่อนระนองนี้พาดผ่านตั้งแต่ทะเลอันดามัน จังหวัดระนอง

จังหวัดชุมพร จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ จนถึงอำเภอไทยในทิศตะวันออกเฉียงเหนือ กลุ่มรอยเลื่อนระนองเป็นรอยเลื่อนที่ยังมีพลังอยู่ รอยแตกส่วนใหญ่ในพื้นที่ศึกษาอยู่ในแนวตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือ และตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันออกเฉียงใต้ อิทธิพลจากกลุ่มรอยเลื่อนระนองที่ตัดเข้ามาในกลุ่มหินแก่งกระจาน ทำให้มีพุน้ำร้อนหลายแห่ง เช่น พุน้ำร้อนบ้านหาดยาย พุน้ำร้อนรักษะวาริน พุน้ำร้อนบางริน และพุน้ำร้อนพรรั้ง เป็นต้น

### ธรณีแปรสัณฐานประเทศไทย

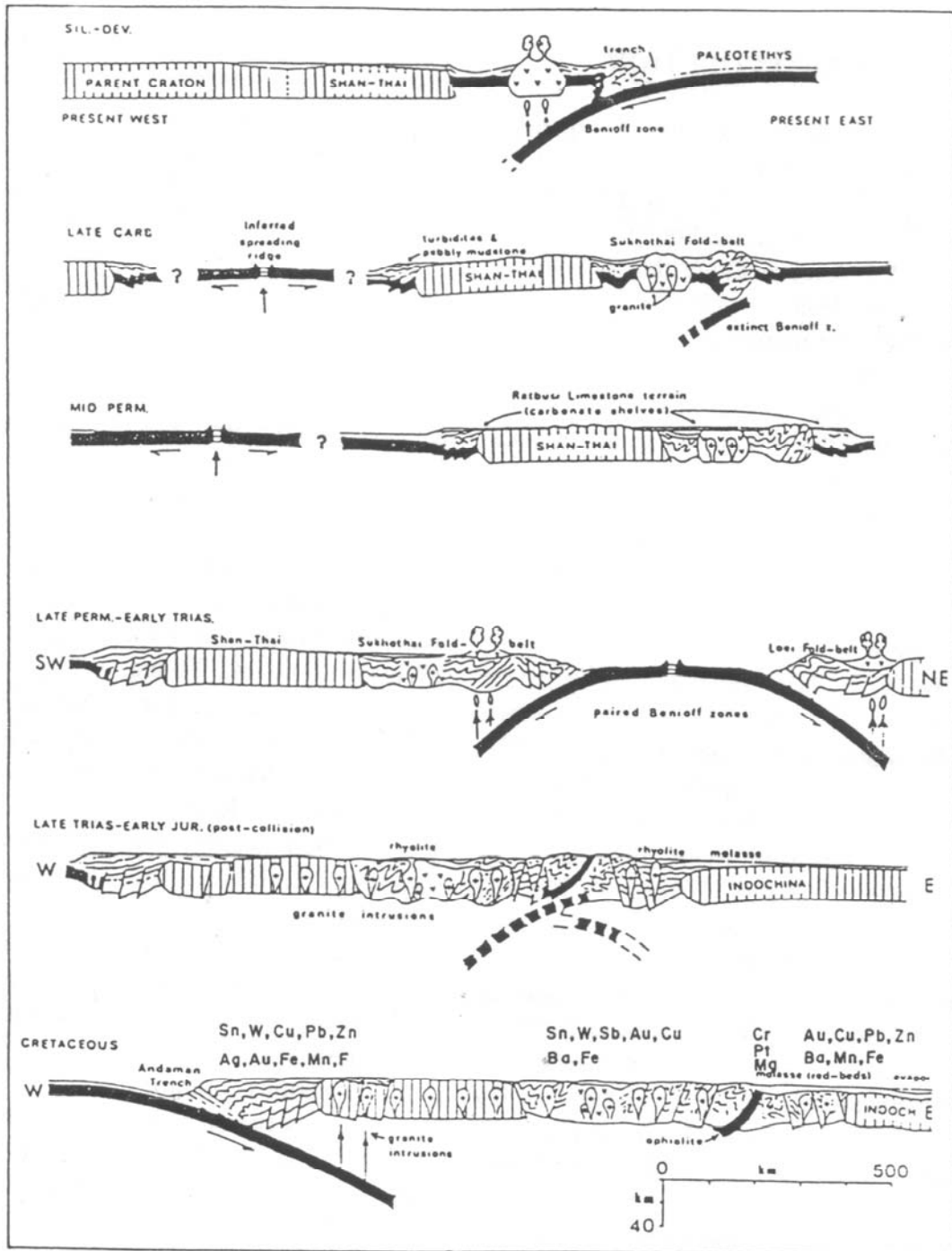
ประเทศไทยประกอบด้วยแผ่นเปลือกโลกขนาดเล็ก 2 แผ่น คือ แผ่นเปลือกโลกชาน-ไทยทางด้านตะวันตกและแผ่นเปลือกโลกอินโดจีนทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ซึ่งเชื่อมต่อกันเกิดเป็นแนวตะเข็บรอยต่อ (suture) ดังภาพประกอบ 1.4 แผ่นเปลือกโลกชาน-ไทยครอบคลุมพื้นที่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคตะวันตกและภาคใต้ของประเทศไทย รวมถึงพื้นที่ของประเทศมาเลเซียและตอนเหนือของเกาะสุมาตรา ส่วนแผ่นเปลือกโลกอินโดจีนครอบคลุมพื้นที่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคตะวันออกของประเทศไทยและพื้นที่ของสาธารณรัฐประชาธิปไตยประชาชนลาว ประเทศกัมพูชา และพื้นที่บางส่วนของประเทศเวียดนาม หินที่ปรากฏในแผ่นเปลือกโลกชาน-ไทยมีอายุตั้งแต่มหายุคพรีแคมเบรียน (4,500-544 ล้านปี) มหายุคพาโลโซอิก (544-245 ล้านปี) มหายุคมีโซโซอิก (245-65 ล้านปี) และมหายุคซีโนโซอิก (65 ล้านปี-ปัจจุบัน) และหินที่ปรากฏในแผ่นเปลือกโลกอินโดจีนมีอายุตั้งแต่มหายุคพาโลโซอิก มหายุคมีโซโซอิกและมหายุคซีโนโซอิก

นอกจากนั้นการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลกอินเดียเข้าชนกับแผ่นเปลือกโลกยูเรเชียในยุคเทอร์เชียรีทำให้เกิดแนวหินคดโค้งสุโขทัย (Sukhothai Fold Belt) และแนวหินคดโค้งเลย-เพชรบูรณ์ (Loei-Petchabun Fold belt) ในบริเวณแนวตะเข็บรอยต่อของแผ่นเปลือกโลกชาน-ไทยและแผ่นเปลือกโลกอินโดจีน ก่อให้เกิดการโค้งตัวของหินและเกิดแนวรอยเลื่อนที่สำคัญในประเทศไทยหลายแนว คือรอยเลื่อนตามแนวระดับ (strike-slip fault) ในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งได้แก่ รอยเลื่อนแม่ปิง รอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ และรอยเลื่อนตามแนวระดับในทิศตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือ ซึ่งได้แก่ รอยเลื่อนอุตรดิตถ์-น่าน รอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย เป็นต้น



ภาพประกอบ 1.3 ขอบเขตธรณีวิทยาแปรสัณฐานประเทศไทย เมื่อแผ่นอินโดจีน (I) เข้าชนกับแผ่นชาน-ไทย (ST) (Mantajit, 1997)





ภาพประกอบ 1.4 วิวัฒนาการธรณีแปรสัณฐานของประเทศไทยตั้งแต่ยุคไซลูเรียน-ดีโวเนียนถึงยุคครีเทเชียส (Bunop<sup>๑</sup>, 1981)

## 1.1.2 การเกิดแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพและแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย

การศึกษาการไหลถ่ายความร้อน (heat flow) ในประเทศไทยของ Raksukulwong and Thienprasert (1995) พบว่าบริเวณที่เกิดการไหลถ่ายความร้อนสูงนั้นสัมพันธ์กับแนวรอยต่อที่เป็นผลจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลก และปรากฏเป็นแนวหินคดโค้ง ซึ่งในบริเวณนี้อาจมีภูเขาหินแกรนิต แหล่งน้ำพุร้อนและแหล่งปิโตรเลียม เป็นต้น

พลังงานความร้อนใต้พิภพเป็นพลังงานธรรมชาติที่เกิดจากความร้อนที่ถูกกักเก็บอยู่ภายในใต้ผิวโลกซึ่งส่งผลให้อุณหภูมิภายในโลกเพิ่มขึ้นตามระดับความลึก หรือมีเกรเดียนท์ของอุณหภูมิ (gradient temperature) (คณาจารย์ภาควิชาธรณีวิทยา มหาวิทยาลัยเชียงใหม่, 2529) แหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพเกิดขึ้นในบริเวณที่เปลือกโลกมีการเคลื่อนที่ เขตภูเขาไฟที่ยังคุกรุ่นอยู่ บริเวณที่มีการไหลของของเหลวร้อนจากภายในใต้ผิวโลกขึ้นมาสู่ผิวดินมากกว่าปกติและในบริเวณที่มีชั้นของเปลือกโลกบาง ซึ่งทำให้บริเวณดังกล่าวเกิดแนวรอยแตก รอยแยก รอยเลื่อน ซึ่งเป็นช่องทางให้น้ำจากผิวดินจำนวนหนึ่งไหลซึมลงไปใต้ผิวโลก น้ำซึ่งสะสมตัวอยู่ใต้ผิวโลกจะได้รับความร้อนจากชั้นหินที่มีความร้อน และทำให้อุณหภูมิของน้ำสูงขึ้นจนเป็นน้ำร้อนและไอน้ำ น้ำร้อนและไอน้ำเหล่านี้จะพยายามแทรกดันตัวขึ้นมาตามแนวรอยแตกของชั้นหิน และปรากฏให้เห็นในรูปของน้ำพุร้อนธรรมชาติบนผิวดิน (มานพ รักษาสกุลวงศ์, 2529)

ระบบของแหล่งกักเก็บพลังงานความร้อนใต้พิภพ (geothermal reservoir) สามารถแบ่งเป็น 4 ระบบ คือ (1) ระบบที่ให้ไอน้ำเป็นส่วนใหญ่ (Steam Dominated) (2) ระบบที่ให้น้ำร้อนเป็นส่วนใหญ่ (Water Dominated) (3) ระบบที่ให้น้ำร้อนความดันสูงมากหรือระบบความดันธรณี (geopressure) และ (4) ระบบหินร้อนแห้ง (Hot dry rock) (กิตติชัย วัฒนานิก, 2536)

พลังงานความร้อนใต้พิภพสามารถนำไปใช้ประโยชน์ได้หลายด้าน เช่น เพื่อการเกษตรเพื่อการอบแห้งหรือในกระบวนการให้ความร้อนในอุตสาหกรรม เพื่อเป็นแหล่งพักผ่อนหย่อนใจและเพื่อเป็นแหล่งพลังงานทดแทนในการผลิตกระแสไฟฟ้า เช่น แหล่งน้ำพุร้อนสันกำแพงและน้ำพุร้อนฝาง ในภาคเหนือของประเทศไทย ซึ่งสามารถผลิตกระแสไฟฟ้าได้ด้วยกำลังการผลิต 50 MW และ 300 kW ตามลำดับ

สำหรับแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย มานพ รักษาสกุลวงศ์ (2529) แบ่งการเกิดของน้ำพุร้อนในประเทศไทยเป็น 2 ประเภท ได้แก่

1. น้ำพุร้อนที่เกิดจากหินแกรนิต น้ำร้อนที่อุณหภูมิประมาณ 250 องศาเซลเซียสจะไหลขึ้นมาตามรอยเลื่อนและรอยแตกในหินแกรนิตที่อยู่ที่มีความลึกมากกว่า 3,000 เมตร แล้วเกิดการถ่ายเทความร้อนหรือเกิดปฏิกิริยาทางเคมีกับหินข้างเคียงทำให้อุณหภูมิลดต่ำลงแล้วไหลขึ้นสู่ผิวดินเห็นเป็นน้ำพุร้อนที่มีอุณหภูมิใกล้เคียงน้ำพุร้อน

ป่าแป๋และ น้ำพุร้อนเทพพนมจังหวัดเชียงใหม่ เป็นต้น น้ำพุร้อนประเภทนี้มีอยู่ประมาณ 65% ของจำนวนที่พบแล้วในประเทศ

2. น้ำพุร้อนที่เกิดในหินแกรนิตแต่มีหินอื่นปิดทับบนหินแกรนิต น้ำร้อนที่สะสมตัวในหินตะกอนที่มีความพรุนสูงจะเกิดการผสมกับน้ำบาดาลเย็นทำให้อุณหภูมิลดต่ำลงมากแล้วไหลขึ้นสู่ผิวดินเห็นเป็นน้ำพุร้อนหรือบ่อน้ำอุ่น

โดยกรมทรัพยากรธรณี (2544) ประเมินสาเหตุการเกิดความร้อนและส่งพลังงานให้แก่ น้ำพุร้อนในประเทศไทย ไว้หลายประการดังต่อไปนี้คือ

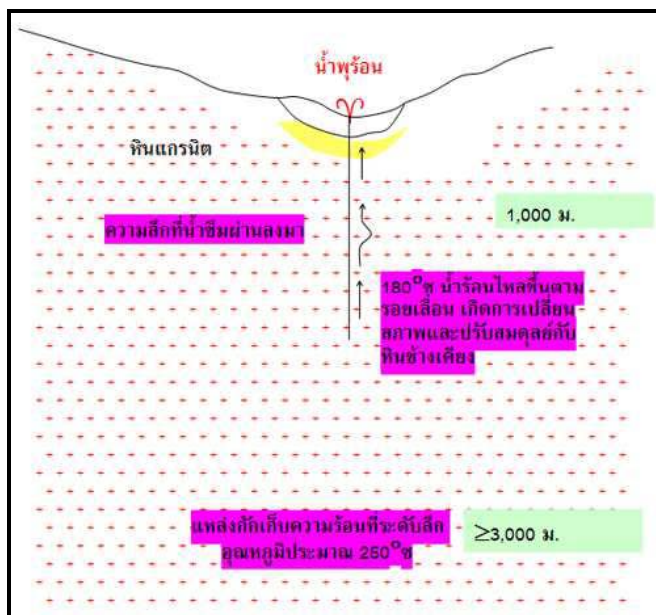
1. น้ำร้อนที่ได้รับความร้อนจากการถ่ายเทความร้อนจากหินบริเวณข้างเคียงโดยน้ำผิวดินซึ่งไหลลงสู่ที่ระดับลึกได้รับการถ่ายเทความร้อนและไหลกลับสู่ผิวดิน

2. น้ำพุร้อนในบริเวณของหินแกรนิตหรือใกล้เคียงกับหินแกรนิตจะได้รับความร้อนจากการสลายตัวของสารกัมมันตรังสีซึ่งมีปริมาณค่อนข้างมากในหินแกรนิตของประเทศไทย

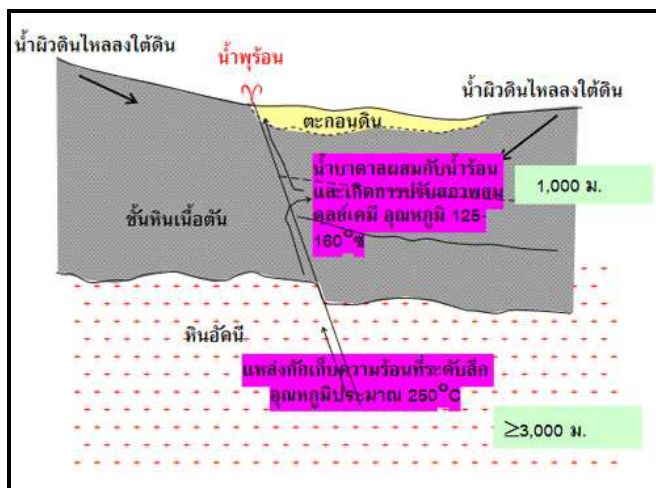
3. น้ำพุร้อนที่พบในบริเวณรอยเลื่อนที่มีพลังจะได้รับการถ่ายเทความร้อนจากแรงเฉือนและรอยเลื่อนเองก็เป็นช่องทางนำน้ำเย็นไหลลงสู่ระดับลึกและนำน้ำร้อนไหลขึ้นสู่ผิวดิน

4. รอยเลื่อนปกติซึ่งมีแนวการวางตัวในทิศทางเหนือ-ใต้ ที่เกิดอยู่ทั่วไปภายหลังยุคเทอร์เชียรีเป็นตัวให้ความร้อน

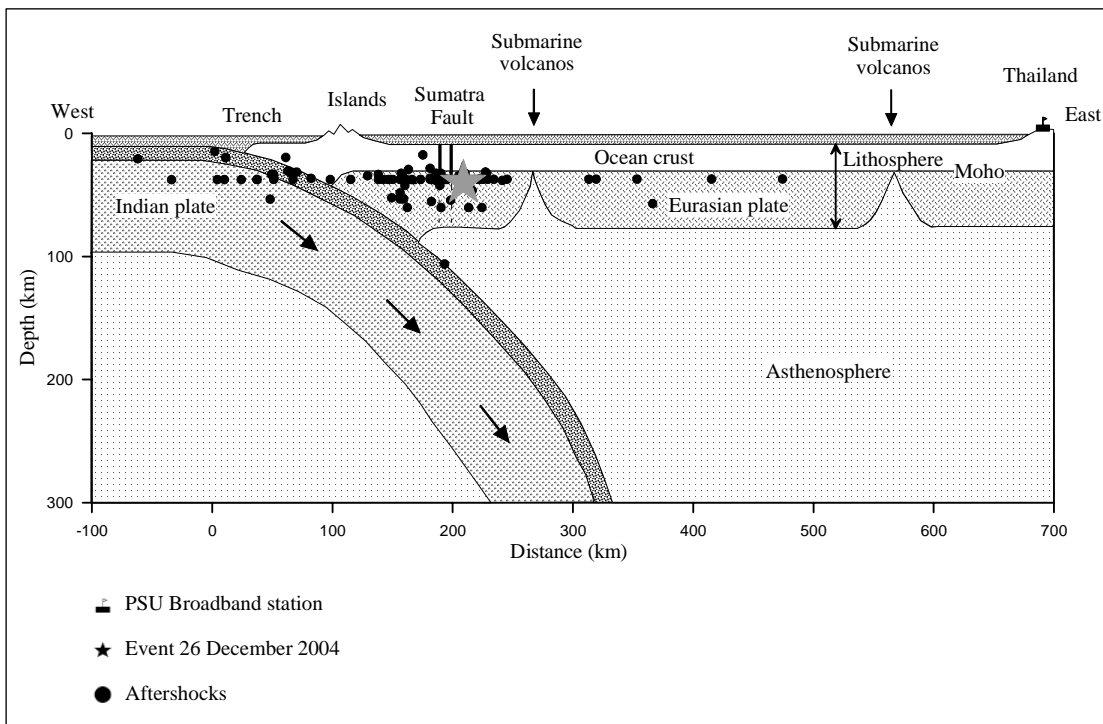
ลักษณะการเกิดของน้ำพุร้อนในประเทศต่าง ๆ ทั่วโลกมีลักษณะการเกิดที่แตกต่างออกไปจากลักษณะการเกิดของแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย เช่น จากงานศึกษาวิจัยแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพ ในประเทศนิวซีแลนด์ อินโดนีเซีย ญี่ปุ่น เป็นต้น พบว่าแหล่งน้ำพุร้อนเหล่านั้นสัมพันธ์กับแนวการเกิดภูเขาไฟ เช่น line of volcanos หรือ island of arc ที่อยู่ถัดจากแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (subduction zone) ซึ่งแนวการเกิดภูเขาไฟเหล่านั้นจะอยู่ห่างจากแนวร่องลึก (trench) ในมหาสมุทร ประมาณ 100 กิโลเมตร สำหรับในบางประเทศ เช่น ประเทศญี่ปุ่น ระยะห่างดังกล่าวประมาณ 270 กิโลเมตร โดยด้านหลังของแนวการเกิดภูเขาไฟนี้จะมีแอ่งตะกอน (back arc basin) เกิดขึ้น ซึ่งในบริเวณนี้มีการดันตัวแมกมาขึ้นมาจากชั้นแมนเทิลขึ้นมาในชั้นครัสต์และเย็นตัวลงเป็นหินโอไฟโอไลต์ (ophiolite) (Fowler, 1994) ซึ่งเมื่อศึกษาเปรียบเทียบกับแหล่งน้ำพุร้อนในภาคใต้ของประเทศไทยแล้วพบว่าทางด้านตะวันตกของทะเลอันดามันนั้นมีแนวมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกที่เรารู้จักกันในชื่อว่า “แนวมุดตัวซุนดา” (Sunda subduction zone) แนวมุดตัวดังกล่าวอยู่ทางตะวันตกของเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซียและห่างจากจังหวัดภูเก็ตประมาณ 700 กิโลเมตร (Setpong, 2007) ดังภาพประกอบที่ 1.7 จึงมีความเป็นไปได้ว่าแหล่งน้ำพุร้อนในภาคใต้ของประเทศไทยจะได้รับความร้อนจากแมกมาซึ่งแทรกดันตัวขึ้นมาในระดับตื้นที่สัมพันธ์กับแนวมุดตัวซุนดา



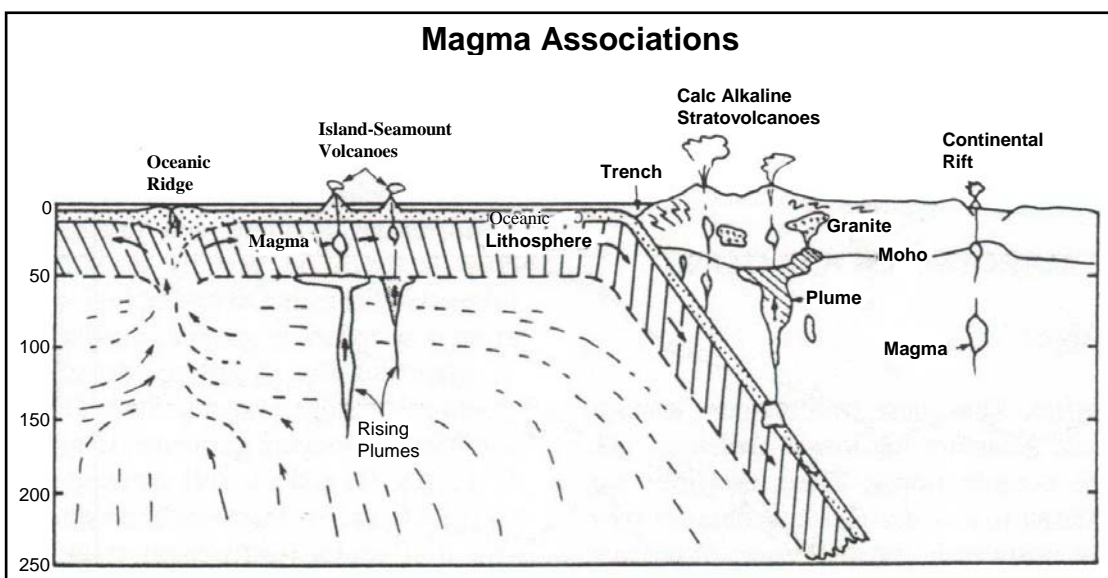
ภาพประกอบที่ 1.5 การเกิดน้ำพุร้อนที่สัมพันธ์กับหินแกรนิตในประเทศไทย (ที่มา: กรมทรัพยากรธรณี, 2542)



ภาพประกอบที่ 1.6 การเกิดน้ำพุร้อนที่สัมพันธ์กับหินชนิดอื่นซึ่งปิดทับอยู่บนหินแกรนิต (ที่มา: กรมทรัพยากรธรณี, 2542)



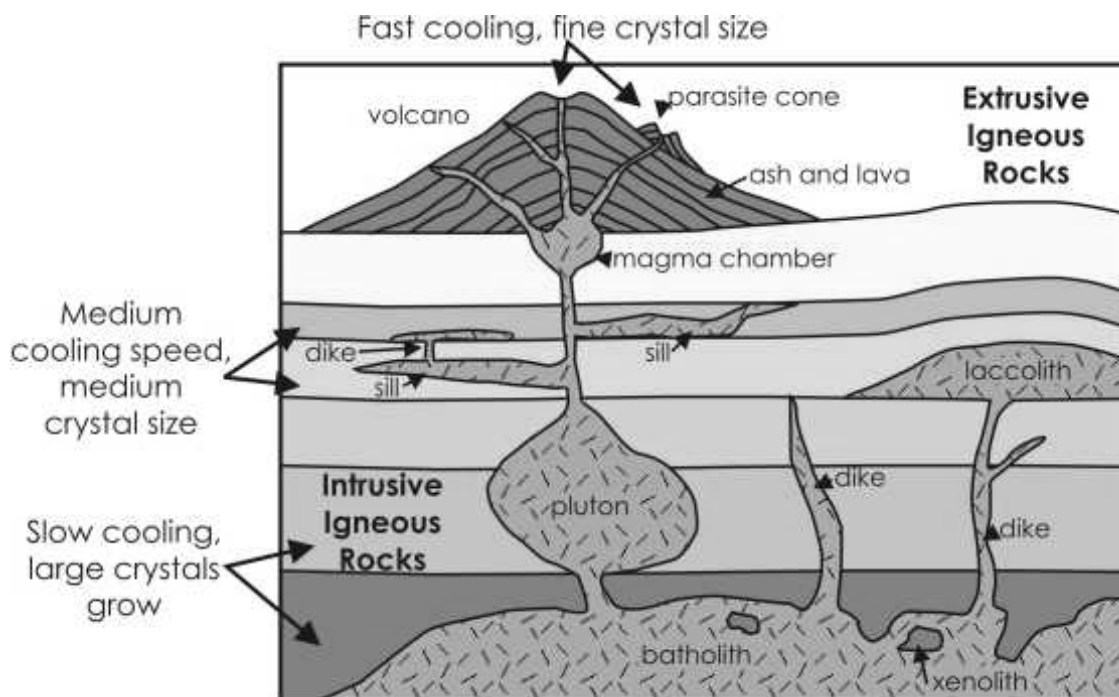
ภาพประกอบที่ 1.7 แบบจำลองแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกบริเวณแนวมุดตัวซุนดาในทะเลอันดามัน ซึ่งอยู่ห่างจากชายฝั่งด้านตะวันตกของภาคใต้ของประเทศไทยเป็นระยะทาง 700 กิโลเมตร (ที่มา: Setpong, 2007)



ภาพประกอบที่ 1.8 ลักษณะธรณีวิทยาบริเวณแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (ดัดแปลงจาก Ringwood, 1975)

จากภาพประกอบ 1.8 ในบริเวณเหนือแนวมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกหรือต่ำลงไปจากผิวดินประมาณ 100 กิโลเมตร จะมีของเหลวร้อนที่แทรกตัวดันขึ้นมาจากชั้นแมนเทิล โดยของเหลวร้อนในชั้นแมนเทิลดังกล่าวเกิดขึ้นที่ระดับความลึก 40 กิโลเมตร เมื่อของเหลวร้อนที่แทรกตัวขึ้นมาเกิดการเย็นตัวกลายเป็นหินเพอร์ริโตไทต์ เป็นหินบะซอลท์ หรือ หินแอนดีไซต์ได้ ซึ่งโดยปกติแล้วหินแอนดีไซต์ไม่ได้เกิดจากการเย็นตัวของของเหลวในชั้นแมนเทิลโดยตรง แต่สัมพันธ์กับการระเบิดของภูเขาไฟ ยกเว้นกรณีที่ของเหลวจากชั้นแมนเทิลในบริเวณนั้นมีน้ำเป็นองค์ประกอบเพียง 15% ก็สามารถก่อให้เกิดหินแอนดีไซต์ได้ การแทรกดันตัวหรือการหลุดออกมาของแมนเทิลดังกล่าวนี้จะนำไปตามกฎการพาความร้อน (convection) ซึ่งในที่สุดท้ายแล้ววัตถุที่เกิดจากการเย็นตัวของของเหลวร้อนจะกลายเป็นส่วนหนึ่งของชั้นครัสต์ (Fowler, 1994)

หินอัคนีที่เกิดจากการเย็นตัวของหินหนืดมีหลายชนิด จากภาพประกอบที่ 1.9 หินอัคนีที่เกิดการเย็นตัวในระดับลึกมากจนไม่สามารถกำหนดความลึกของฐานได้และครอบคลุมพื้นที่มากกว่า 100 ตารางกิโลเมตรเรียกว่า หินอัคนีมวลไพศาล (batholith) ส่วนพลูตอน (pluton) เป็นหินอัคนีที่เกิดจากการเย็นตัวของหินหนืดหรืออาจเกิดจากการแปรสภาพแบบแทนที่ของหินเดิมอยู่ในระดับลึกแต่มีขนาดเล็กกว่าหินอัคนีมวลไพศาล และหินอัคนีที่มีลักษณะเป็นแผ่นแผ่กว้างแทรกตัวระหว่างชั้นหินเรียกว่าพั้งร่วมแนว (sill) ส่วนพั้งไม่ร่วมแนว (dike) มีลักษณะเป็นลำวางตัวในแนวตั้งขวางมักแทรกตัวขึ้นมาตามรอยแยกหรือรอยเลื่อนที่มีขนาดใหญ่ และถ้าภูเขาไฟ (volcanic ash) เป็นชิ้นส่วนที่ถูกพ่นออกมาจากปากปล่องภูเขาไฟและจับตัวกันมีลักษณะเป็นก้อนขนาดเล็กไม่เกิน 4 มิลลิเมตร



ภาพประกอบที่ 1.9 ลำดับการเย็นตัวของหินอัคนีที่เกิดจากแมกมา (ที่มา:

<<http://www.outreach.canterbury.ac.nz/resources/geology/glossary/igneous.jpg>> [เข้าเมื่อวันที่ 23 ตุลาคม 2552])

### 1.1.3 วิธีการทางธรณีฟิสิกส์ที่ใช้สำรวจเพื่อกำหนดลักษณะทางธรณีวิทยาของแหล่งน้ำพุร้อนในพื้นที่ศึกษา

แหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพหรือแหล่งน้ำพุร้อนเกิดขึ้นเนื่องจากมีแหล่งกำเนิดความร้อนอยู่ใต้ผิวดินในระดับลึกเป็นตัวให้พลังงานความร้อน ซึ่งความร้อดังกล่าวอาจได้มาจากจากการเย็นตัวของหินหนืด หรือแมกมา เป็นหินอัคนี ซึ่งมีทั้งหินอัคนีพุ (extrusive) และหินอัคนีแทรกซอน (intrusive) และถ้าหากการเย็นตัวเป็นไปอย่างรวดเร็วเม็ดแร่ที่เป็นองค์ประกอบภายในหินจะมีขนาดเล็กละเอียด (fine grain) แต่ถ้าการเย็นตัวดังกล่าวเป็นไปอย่างช้า ๆ เม็ดแร่จะมีขนาดใหญ่ขึ้น (course grain) ตัวอย่างหินอัคนี ได้แก่ หินแกบโบร หิน บะซอลท์ หินแอนดีไซต์ หินไดโอไรต์ หินเพอร์ริโตไทต์ และหินแกรนิต เป็นต้น ซึ่งสมบัติทางแม่เหล็กของหินอัคนีเหล่านี้แสดงไว้ดังตาราง 1.1 และโดยเหตุที่แหล่งน้ำพุร้อนของพื้นที่ศึกษาเกิดอยู่ในบริเวณใกล้เคียงกับภูเขาหินแกรนิต แสดงให้เห็นว่าภายใต้ผิวดินในระดับลึกของบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนนี้จะต้องมีหินหนืดในระดับตื้นและหินอัคนีประเภทต่างๆที่เกิดจากการเย็นตัวของหินหนืดที่ระดับความลึกต่างๆ ดังนั้นโดยการพิจารณาสมบัติทางแม่เหล็กที่แตกต่างกันของหินอัคนีเหล่านั้น การประยุกต์ใช้การสำรวจความเข้มสนามแม่เหล็กอาจช่วยกำหนดตำแหน่งและความลึกของหินอัคนีเหล่านั้นที่สัมพันธ์กับหินหนืดในระดับลึกและข้อมูลการบิน

สำรวจสนามแม่เหล็กธรณีฟิสิกส์ทางอากาศจะเหมาะสมสำหรับพื้นที่ศึกษาที่มีลักษณะภูมิประเทศเป็นภูเขาสูงและยากลำบากต่อการเดินสำรวจทางภาคพื้นดิน

การศึกษาด้านกัมมันตภาพรังสีของหินประเภทต่างๆในประเทศไทยของนักวิจัยหลายท่าน พบว่าหินแกรนิตในประเทศไทยมีปริมาณธาตุกัมมันตรังสีสูงกว่าหินประเภทอื่น ๆ ดังแสดงในตาราง 1.2 และข้อมูลเปรียบเทียบปริมาณกัมมันตภาพรังสีในหินแกรนิตของนักวิจัยคนอื่นๆ (ตาราง 1.3) พบว่าหินแกรนิตในประเทศไทยมีปริมาณของยูเรเนียมสมมูลและทอเรียมสมมูลสูงกว่าหินแกรนิตในบริเวณอื่น ๆ ดังนั้นการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศสามารถนำมาประยุกต์ใช้เพื่อกำหนดขอบเขตของหินแกรนิตและปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีในหินแกรนิตได้ ซึ่งจะช่วยให้เราประเมินปริมาณความร้อนที่ได้จากการสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีในหินแกรนิตซึ่งถ่ายเทให้กับหินข้างเคียงได้ และเพื่อศึกษาความเป็นไปได้ที่หินแกรนิตในพื้นที่ศึกษาเป็นแหล่งกำเนิดความร้อนให้กับน้ำพุร้อน



ตารางที่ 1.1 ค่าสภาพรับไว้ได้ของหินชนิดต่าง ๆ (ที่มา: Telford, 1998)

Type	Susceptibility $\times 10^3$ (SI)	
	Range	Average
<b>Sedimentary</b>		
Dolomite	0-0.9	0.1
Limestones	0-3	0.3
Sandstones	0-20	0.4
Shales	0.01-15	0.6
Av. 48 sedimentary	0-18	0.9
<b>Metamorphic</b>		
Amphibolite		0.7
Schist	0.3-3	1.4
Phyllite		1.5
Gneiss	0.1-25	
Quartzite		4
Serpentine	3-17	
Slate	0-35	6
Av. 61 metamorphic	0-70	4.2
<b>Igneous</b>		
Granite	0-50	2.5
Rhyolite	0.2-35	
Diorite	1-35	17
Augite-syenite	30-40	
Olivine-diorite		25
Diorite	1-160	55
Porphyry	0.3-200	60
Gabbro	1-90	70
Basalts	0.2-175	70
Diorite	0.6-120	85
Pyroxenite		125
Peridotite	90-200	150
Andesite		160
Av. acidic igneous	0-80	8
Av. basic igneous	0.5-97	25

ตารางที่ 1.2 ปริมาณกัมมันตภาพรังสีในหินชนิดต่าง ๆ (ที่มา: สุทธิดา รักกะเปา, 2546)

Rock Type	K (%)		eTh (ppm)		eU (ppm)		อ้างอิง
	mean	range	mean	range	mean	range	
Granite	3.5		15		4		Telford, 1976
	3	2-6	12	1-25	3	1-7	Practical Geophysics, 1989
	4		17		3		NRCP, 1994
	4.4		13		3-5		Pedersen, 1986
Granite ยุค Carboniferous							
	3		70.5		4.5		กิตติชัยและคณะ, 2527
Acid Intrusives (granite)							
	3.4	0.1-7.6	25.7	1.0-253.1	4.5	0.1-30.0	จรินทร์ ตูลยาทิตย์, 2536
Acid igneous							
	4		18	5-20	4.5	1-12	Clark et al., 1966
Basalt							
	0.9		2		0.6		Telford, 1976
	0.8	0.2-2	4	0.5-10	1	0.2-4	Practical Geophysics
	0.8		3-4		0.5-1		NRCP, 1994
	0.75		4.2		0.9		Pedersen, 1986
Basaltic Intrusives (Basalt)							
	0.7	0.06-2.4	2.2	0.05-8.8	0.8	0.03-3.3	จรินทร์ ตูลยาทิตย์, 2536
Mafic igneous							
	0.5		3	0.5-10	1	0.2-3	Clark et al., 1966
Metamorphic Rock							
Gneiss ยุค Precambrian							
	2.6±1		36.7±23.9		7.4±3		กิตติชัยและคณะ, 2527
Calc-silicate ยุค Precambrian							
	1.5±0.9		41.7±16.5		5.6±3.7		กิตติชัยและคณะ, 2527
Amphibolite ยุค Carboniferous							
	1.4±0.0		12.4±2.7		1.1±0.1		กิตติชัยและคณะ, 2527
Quartzite ยุค Cambrian							
	1.5±0.2		18.2±2.8		1.8±1.0		กิตติชัยและคณะ, 2527
Metamorphosed sedimentary rock							
	2.1	0.01-5.3	12	0.1-91.4	3	0.1-53.4	จรินทร์ ตูลยาทิตย์, 2536
Metamorphosed igneous rock							
	2.5	0.1-6.1	14.8	0.1-104.2	4	0.1-148.5	จรินทร์ ตูลยาทิตย์, 2536
Sedimentary Rock							
Sandstone ยุค Devonian-Carboniferous							
	1.2		17.4		1.9		กิตติชัยและคณะ, 2527
Sandstone							
	1.1	0.7-3.8	1.7	0.7-2.0	0.5	0.2-0.6	Practical Geophysics

Rock Type	K (%)		eTh (ppm)		eU (ppm)		อ้างอิง
	mean	range	mean	range	mean	range	
Limestone	1.5		17.9		2.7		กิตติชัยและคณะ, 2527
	0.3		2		2	1.0-10.0	Clark et al, 1966
	..		1.1		1.3		Prinsnis, 1986
Shales	1.9		26.2		5.1		กิตติชัยและคณะ, 2527
	2.7	1.6-4.2	12	8.0-18.0	3.7	1.5-5.5	Practical Geophysics
	2.7		16		8	3-250	Clark et al, 1966
Shales sandstone							
	2.7		12		3.7		NCRP, 1994
Conglomerate							
	1.3		23		2.6		กิตติชัยและคณะ, 2527
Chert	1.6±0.4		25.2±4.5		2.1±1.9		กิตติชัยและคณะ, 2527
Detrital Sedimentary Rock (conglomerate, breccia, sandstone, shales)							
	1.5	0.01-9.7	12.4	0.2-362.0	4.8	0.1-80.0	จรินทร์ ตูยาทิพย์, 2536
Literites	น้อยมาก		50	8-132	10	3.0-40.0	Clark et al, 1966
ตะกอนลุ่มน้ำ ยุค Quaternary II (Q <sub>2</sub> )							
	0-0.2		0-30.0		0-4.0		จรินทร์ ตูยาทิพย์, 2535
หินตะกอน ยุค Quaternary I (Qt)							
	0.5-5.2		10.0-50.0		2.0-8.0		จรินทร์ ตูยาทิพย์, 2535
King Krachin Group ยุค Carboniferous							
	0.6-2.2		0-22.2		2.0-8.0		จรินทร์ ตูยาทิพย์, 2535
Ruburi Limestone ยุค Permian							
	0.6-0.8		2.0-6.0		2.0-6.0		จรินทร์ ตูยาทิพย์, 2535

ตารางที่ 1.3 ปริมาณกัมมันตภาพรังสีของหินแกรนิตในประเทศไทย

หิน	อ้างอิง	K (%)		eU (ppm)		eTh (ppm)	
		Mean	Range	Mean	Range	Mean	Range
แกรนิต	Telford, 1998	3.5	-	4	-	15	-
	Practical Geophysics, 1989	3	2-6	3	1-25	12	1-7
	NRCP, 1994	4	-	3	-	17	-
	Papiris, 1986	4.4	-	4	-	13	-
แกรนิตยุคคาร์บอนิฟอร์ส	กิตติชัย วัฒนานุกรและคณะ, 2527	3	-	4.5	-	70.5	-
แกรนิตพลูตอนลิวงจังหวัดสงขลา	พวงทิพย์ รุ่งเล็ก, 2538	2.4	1.6-3.2	13	8-18	25	16-34
แกรนิตยุคแกรนิตไทรแอสสิกจังหวัดสงขลาและสตูล	สุรศักดิ์ แก้วอ่อน, 2539	1.75	1-2.6	6.75	4-10	23.5	16-34
แกรนิตยุคจูแรสสิก-ไทรแอสสิก จังหวัดตรัง สตูล และสงขลา	สุวิทย์ เพชรห้วยลึก, 2539	1.6	1.2-2	7.25	5-9.5	23	16-30
แกรนิตยุคครีเทเชียส	กิตติชัย วัฒนานุกรและคณะ, 2527	2.8	-	14.7	-	74.1	-

#### 1.1.4 การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ (Airborne Geophysical Survey)

การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศเป็นการสำรวจวัดการตอบสนองทางฟิสิกส์ (physical responses) ที่สัมพันธ์กับสมบัติทางกายภาพภายในโลกที่ระดับความสูงหนึ่งเหนือระดับผิวดิน โดยการติดตั้งอุปกรณ์เครื่องมือวัดการตอบสนองทางฟิสิกส์ดังกล่าวไว้บนเครื่องบิน ที่ได้เป็นข้อมูลเบื้องต้นที่สำคัญ ข้อมูลที่ได้จากการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศดังกล่าวจะนำมาใช้ใน

การทำแผนที่ธรณีวิทยา การศึกษาลักษณะทางธรณีวิทยา การสำรวจหาแหล่งแร่ แหล่งน้ำมัน และอื่นๆ ในบริเวณพื้นที่ศึกษา (กรมทรัพยากรธรณี, 2542) การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ นอกจากจะสามารถดำเนินการให้ครอบคลุมพื้นที่ได้อย่างกว้างขวางในระยะเวลาที่น้อยกว่า อีกทั้งสามารถสำรวจได้รวดเร็วแม้ว่าสภาพภูมิประเทศจะเป็นภูเขาหรือป่าทึบ นอกจากนั้นยังสามารถบันทึกข้อมูลพร้อมกันได้หลาย ๆ วิธีในการบินสำรวจเที่ยวเดียว และมีค่าใช้จ่ายต่อแนวสำรวจที่ต่ำกว่าการสำรวจบนพื้นดิน (กรมทรัพยากรธรณี, 2542)

วิธีที่นิยมใช้ในการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศประกอบด้วย การวัดค่าความเข้มสนามแม่เหล็กโลก (geo-magnetic field measurement) และการวัดความเข้มกัมมันตรังสี (radiometric measurement) ดังรายละเอียดต่อไปนี้

1. การวัดความเข้มสนามแม่เหล็กโลก เป็นวิธีที่นิยมนำมาใช้เพื่อทำแผนที่ธรณีวิทยา โดยอาศัยสมบัติทางแม่เหล็กที่แตกต่างกันของหน่วยหินต่างประเภทกัน การกำหนดตำแหน่งของรอยเลื่อน (faults) แนวหินคดโค้ง (folds) และแหล่งแร่ที่มีสมบัติทางแม่เหล็กสูง โดยแผนที่ความเข้มสนามแม่เหล็กรวม (total magnetic intensity contour maps) จะแสดงให้เห็นการบิดเบี้ยว (distortion) ของสนามแม่เหล็กโลกเนื่องจากโครงสร้างธรณีวิทยาลักษณะต่างๆ และขอบเขตรอยต่อระหว่างหน่วยหินต่างประเภทกัน

การสำรวจสนามแม่เหล็กทางอากาศแบ่งได้เป็น 2 ประเภท คือ การสำรวจแบบภูมิภาค (regional survey) และการสำรวจแบบรายละเอียด (detail survey) ดังรายละเอียดต่อไปนี้

- การสำรวจแบบภูมิภาค เป็นการสำรวจให้ครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้าง นิยมนำมาใช้เพื่อกำหนดขอบเขตของหน่วยหิน การกำหนดลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาแบบการศึกษาทางด้านธรณีวิทยาแปรสัณฐานระดับภูมิภาค การกำหนดความลึกของแอ่งหรือความหนาของหินชั้นเหนือชั้นหินดินดาน การสำรวจแหล่งปิโตรเลียม ถ่านหินหรือการศึกษาแอ่งสะสมตะกอน หรือการสำรวจแหล่งแร่ที่มีกำเนิดเกี่ยวข้องกับพื้นผิวของหินดินดาน

- การสำรวจแบบรายละเอียด โดยปกติมักทำการสำรวจควบคู่กับการสำรวจธรณีฟิสิกส์อื่น ๆ เช่น การสำรวจกัมมันตภาพรังสีหรือการสำรวจแม่เหล็กไฟฟ้า เป็นต้น เพื่อกำหนดขอบเขต ทรวดทรงและความลึกของแหล่งแร่ทั้งโดยทางตรงและโดยทางอ้อม

2. การสำรวจวัดความเข้มกัมมันตรังสี เป็นวิธีการที่ประยุกต์ใช้สำหรับการทำแผนที่ธรณีวิทยาระดับพื้นผิว โดยนิยมทำการสำรวจควบคู่ไปกับการสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็กสำหรับงานด้านธรณีวิทยาและการค้นหาแหล่งแร่ โดยในงานด้านธรณีวิทยาจะเป็นการกำหนดขอบเขตและแบ่งแยกหินอัคนีชนิดต่าง ๆ หรือการศึกษารูปแบบการพัดพาของตะกอนลงในแอ่งสะสมตะกอน เป็นต้น



ภาพประกอบที่ 1.10 การบินสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศด้วยเครื่องบินปีกแข็ง (ที่มา: [http://www.cflhd.gov/igm/engApplications/SubsurfaceCharacter/614LocShallowSubgradeDeposits\(2\).htm](http://www.cflhd.gov/igm/engApplications/SubsurfaceCharacter/614LocShallowSubgradeDeposits(2).htm) [8 มีนาคม 2549])

## 1.2 การตรวจเอกสาร

การแปลความหมายข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศมีวัตถุประสงค์เพื่อการกำหนดขอบเขตของหินชนิดต่างๆ ลักษณะโครงสร้าง รอยเลื่อน รอยแตกและรอยสัมผัสต่างๆ โดยการแปลความหมายข้อมูลความเข้มสนามแม่เหล็กจะสามารถกำหนดแนวการวางตัว รูปร่าง ความเอียงเทและความลึกของวัตถุต้นเหตุที่ทำให้เกิดค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็ก นอกจากนี้การประมวลและวิเคราะห์ข้อมูลด้วยเทคนิคการกรองสัญญาณจะช่วยให้ในการการตัดแยกค่าสนามแม่เหล็กผิดปกติที่เกิดจากวัตถุทางธรณีวิทยาในระดับตื้นนอกจากวัตถุทางธรณีวิทยาในระดับลึก ในขณะที่การแปลความหมายข้อมูลความเข้มสนามแม่เหล็กสามารถกำหนดขอบเขตของหน่วยหินที่มีธาตุกัมมันตรังสีแตกต่างกัน โดยอาศัยความรู้ด้านสัณฐานวิทยา สภาพสิ่งแวดล้อมและชนิดของหินในพื้นที่ศึกษาประกอบในการแปลความหมายข้อมูล

Rukskulwong and Subprinyaporn (1992) ได้กำหนดลักษณะทางธรณีวิทยาบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนอำเภอมะแจ่ม น้ำพุร้อนอำเภอบาเป้และน้ำพุร้อนอำเภอสันกำแพง โดยการแปลความหมายข้อมูลการสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็กทางอากาศที่สำรวจแบบ Survey-A และ Survey-B&C ได้ผลว่าลักษณะทางธรณีวิทยาน้ำพุร้อนในอำเภอมะแจ่มสัมพันธ์กับวัตถุที่มีสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กสูงในระดับลึก แนวรอยสัมผัสของหินและแนวรอยเลื่อนที่วางตัวในแนวเหนือใต้ ในกรณีของแหล่งน้ำพุร้อนในอำเภอบาเป้ ได้ผลว่าค่า

สนามแม่เหล็กผิดปกติสัมพันธ์กับหินอัคนีทั้งในระดับลึกและระดับตื้น แนวรอยต่อของหินแกรนิตกับหินตะกอนในท้องที่ สำหรับแหล่งน้ำพุร้อนกำแพงแสน ได้ผลว่าค่าสนามแม่เหล็กผิดปกติสัมพันธ์กับแนวรอยเลื่อน แนวรอยต่อระหว่างหน่วยหินต่างๆ และหินฐานที่วางตัวอยู่ในระดับลึก

Mishra et al. (2006) ได้ทำการศึกษาค่าสนามแม่เหล็กผิดปกติและค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติบริเวณคาบสมุทรในประเทศอินเดีย โดยการใช้เทคนิคการปรับข้อมูลขึ้นไปอยู่ในระดับที่สูงกว่าหรือต่ำกว่า (upward and downward continuation) และจากการแปลความข้อมูลด้วยการสร้างแบบจำลองบนภาพตัดจะพบว่าบริเวณที่มีค่าผิดปกติของสนามโน้มถ่วงสูงจะสัมพันธ์กับกับหินเมฟิก (mafic rocks) ที่มีค่าความหนาแน่นสูงในชั้นครัสต์ตอนบน (upper crust) ในขณะที่บริเวณที่มีค่าผิดปกติของสนามโน้มถ่วงต่ำจะสัมพันธ์กับบริเวณที่ชั้นครัสต์มีความหนาแน่นเอง ส่วนค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กจะสัมพันธ์กับบริเวณที่เป็นรอยเลื่อน และมีหินที่มีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กสูงที่อยู่ในชั้นครัสต์ส่วนบนที่ระดับความลึกประมาณ 6-8 กิโลเมตร

Tulytid (1992) แปลความหมายข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศเพื่อศึกษาธรณีวิทยาของหินแกรนิตซึ่งครอบคลุมตั้งแต่อำเภอหัวหินจนถึงอำเภอปราณบุรี โดยการคำนวณที่ของ โพแทสเซียม (K) สมมูลยูเรเนียม (eU) สมมูลทอเรียม (eTh)  $eU/eTh$   $eTh/K$  TC และแผนที่ ternary ของโพแทสเซียม สมมูลยูเรเนียม และสมมูลทอเรียม ในสเกล 1:250,000 ซึ่งผลจากการแปลความหมายข้อมูลสามารถจำแนกหินแกรนิตเป็น 2 ประเภทคือหินแกรนิตที่เกิด foliation ในบริเวณตอนกลางของพื้นที่ศึกษา และหินแกรนิตที่ไม่เกิด foliation ซึ่งอยู่ตรงขอบของหินแกรนิตฟลูตตอน โดยมีความเห็นว่าหินอัคนีแทรกซอนซึ่งวางตัวในแนวเหนือ-ใต้ ขนานกับแนวรอยเลื่อนหัวหิน-ปราณบุรีสัมพันธ์กับบริเวณที่แผ่นเปลือกโลกที่ยังมีการเคลื่อนที่

Prsons et al. (2006) ศึกษาแปลความหมายข้อมูลสนามแม่เหล็กรวมเพื่อการกำหนดลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาในเมือง Grenville เช่น การเปรียบเทียบชนิดของหินขอบเขตของหิน และการหาความสัมพันธ์ระหว่างค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กกับลักษณะทางธรณีวิทยา ผลจากการวิเคราะห์และการสร้างแบบจำลองพบว่าค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กสัมพันธ์กับหินแอมไฟโบไลต์และหินแกบโบรที่มีลักษณะเป็นผนังหรือแผ่นมวล (dykes/sills)

Soengkono (2001) ศึกษาและแปลความข้อมูลค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของบริเวณแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพเมือง Wimungu บริเวณภูเขาไฟ Tupo ประเทศนิวซีแลนด์ โดยพบค่าผิดปกติตกค้างของสนามแม่เหล็กขนาด -100 นาโนเทสลาที่อยู่ตรงบริเวณ Wimungu สัมพันธ์กับสภาพความเป็นแม่เหล็กที่ลดลง (demagnetization) ของหิน rhyolite ซึ่งเป็นหินท้องที่ที่แผ่ขยายออกไปเป็นบริเวณกว้างและทำให้ Wimungu เป็นแหล่งต้นกำเนิดความร้อนขนาดใหญ่ นอกจากนี้ยังสามารถกำหนดตำแหน่งของหิน dike ซึ่งมีลักษณะเป็นรูปทรงกระบอกในแนวตั้งที่ความลึกประมาณ 5-7 กิโลเมตรทางด้านตะวันตกของ

Wimingu จากค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กที่เป็นลบและค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่มีค่าต่ำซึ่งสัมพันธ์กับการกลับทิศของสภาพความเป็นแม่เหล็กของหิน นอกจากนี้ยังพบค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กที่เป็นบวกและมากกว่า 450 นาโนเทสลาบริเวณด้านตะวันตกของ Wimingu สัมพันธ์กับผนังของหินบะซอลต์ที่วางตัวตั้งฉากกับแนวตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือ โดยค่าสภาพความเป็นแม่เหล็ก (magnetization) ของหินบะซอลต์นี้มีค่าเท่ากับ 10 A/m และผนังหินบะซอลต์นี้มีความลึกจากผิวดินประมาณ 0.1 และ 0.65 กิโลเมตร และผนังหิน rhyolite ที่มีค่าสภาพความเป็นแม่เหล็กเท่ากับ 2.5 A/m มีความยาวมากกว่า 1 กิโลเมตร มีความกว้างประมาณ 0.35 กิโลเมตร และอยู่ลึกจากผิวดินประมาณ 0.8 กิโลเมตร

Gideno et al. (2001) ได้ศึกษาและแปลความหมายข้อมูลความเข้มสนามแม่เหล็ก บริเวณ Cdomin ของประเทศฝรั่งเศส ด้วยระเบียบวิธี analytic signal และ Euler deconvolution โดยพบว่า วัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กจะอยู่ที่ระดับความลึกจากผิวดินประมาณ 0.35-3.01 กิโลเมตร นอกจากนี้ยังพบว่าค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กซึ่งสัมพันธ์กับหินอัคนีชนิดกรดที่เรียกว่า Lnvollon หินภูเขาไฟและผนังหินไดโอไรต์ทางด้านตะวันออกของเมือง Sint-Mib

### 1.3 วัตถุประสงค

เพื่อศึกษาลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่สัมพันธ์กับแหล่งน้ำพุร้อนจังหวัดระนองด้วยข้อมูลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศซึ่งประกอบด้วยข้อมูลสนามแม่เหล็กผิดปกติ และข้อมูลกัมมันตภาพรังสี เช่น หินต้นกำเนิดความร้อน รอยเลื่อน รอยแตก ขอบเขตของหินแกรนิตและการศึกษาความเป็นไปได้ที่หินแกรนิตในบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนจะเป็นต้นกำเนิดความร้อนของน้ำร้อน



## บทที่ 2

### วิธีการวิจัย

ในการศึกษาวิจัยนี้ได้ทำการวิเคราะห์และแปลความข้อมูลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ (Airborne geophysical survey) เพื่อกำหนดลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่สัมพันธ์กับแหล่งน้ำพุร้อนในจังหวัดระนอง ซึ่งข้อมูลที่น่ามาใช้ในการศึกษาวิจัยประกอบด้วยข้อมูลความเข้มสนามแม่เหล็กโลกและข้อมูลความเข้มกัมมันตภาพรังสี นอกจากนี้ในงานวิจัยยังประกอบด้วยการเดินทางสำรวจลักษณะทางธรณีวิทยาและเก็บตัวอย่างหินในบริเวณพื้นที่ศึกษา การวิเคราะห์ข้อมูลความเข้มสนามแม่เหล็ก การวิเคราะห์ข้อมูลความเข้มกัมมันตรังสีและการวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหิน โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

#### 2.1 วัสดุ

วัสดุที่ใช้ในการศึกษาวิจัยครั้งนี้แสดงตามหัวข้อดังต่อไปนี้ คือ

##### 2.1.1 วัสดุสำหรับการแปลงข้อมูลแผนที่เชิงอนาล็อกเป็นเชิงตัวเลข

2.1.1.1 แผนที่ความเข้มสนามแม่เหล็กโลกชนิดที่เป็นแผ่นกระดาษ หรือ Hard copy) มาตรฐานส่วน 1:50,000 จำนวน 14 แผ่น ครอบคลุมพื้นที่ตั้งแต่ละติจูด 9.25 ถึง 11.00 องศาเหนือ และลองจิจูด 98.3 ถึง 99.33 องศาตะวันออก ประกอบด้วยระยะวาง 4627 I, 4727 I และ III, 4728 I-IV, 4729 II-IV, 4730 I-II และ 4830 III-IV

2.1.1.2 แผนที่ความเข้มกัมมันตรังสีที่เป็นแผ่นกระดาษ มาตรฐานส่วน 1:250,000 จำนวน 25 แผ่น ครอบคลุมตั้งแต่ละติจูด 9 ถึง 12 องศาเหนือ และลองจิจูด 97.50 ถึง 100.50 องศาตะวันออก ประกอบด้วยแผนที่กัมมันตภาพรังสีทั้งหมด (Total count) โพแทสเซียม (potassium, K) ยูเรเนียมสมมูล (equivalent Uranium, eU) ทอเรียมสมมูล (equivalent Thorium, eTh) และอัตราส่วน eU/eTh ประกอบด้วยระยะวาง NC47-3, NC47-6, NC47-7, NC47-10 และ NC47-11

2.1.1.3 ดินสอสีสำหรับเน้นเส้นคอนทัวร์บนแผนที่ค่าสนามแม่เหล็กโลกและแผนที่ความเข้มกัมมันตภาพรังสีชนิดที่เป็นแผ่นกระดาษเพื่อความสะดวกต่อการแปลงเป็นข้อมูลเชิงตัวเลข (digitization)

## 2.1.2 วัสดุสำหรับการวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหิน

### 2.1.2.1 ตัวอย่างหินโพลีที่เก็บมาจากพื้นที่ศึกษา

2.1.2.2 ก่อรูปพลาสติกทรงกระบอกขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง 3.3 เซนติเมตร สูง 5 เซนติเมตร สำหรับบรรจุตัวอย่างหินในระหว่างการวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก เนื่องจากก่อก่อพลาสติกไม่มีส่วนประกอบที่ทำจากเหล็กจึงไม่มีผลรบกวนต่อการวัดค่าสภาพรับไว้ได้ของหินตัวอย่าง

### 2.1.2.3 กระดาษเขียนฉลากชื่อหินตัวอย่าง

### 2.1.2.4 ยางรัดกระดาษฉลาก

## 2.1.3 วัสดุสำหรับการสำรวจธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษา

### 2.1.3.1 ถังพลาสติกสำหรับใส่หินตัวอย่าง

2.1.3.2 แผนที่ภูมิประเทศ (Topography map) และแผนที่ธรณีวิทยา (geology map) ของพื้นที่ศึกษา

### 2.1.3.3 ปากกาเขียนฉลากบนหินตัวอย่าง

### 2.1.3.4 สมุดบันทึก

## 2.2 อุปกรณ์

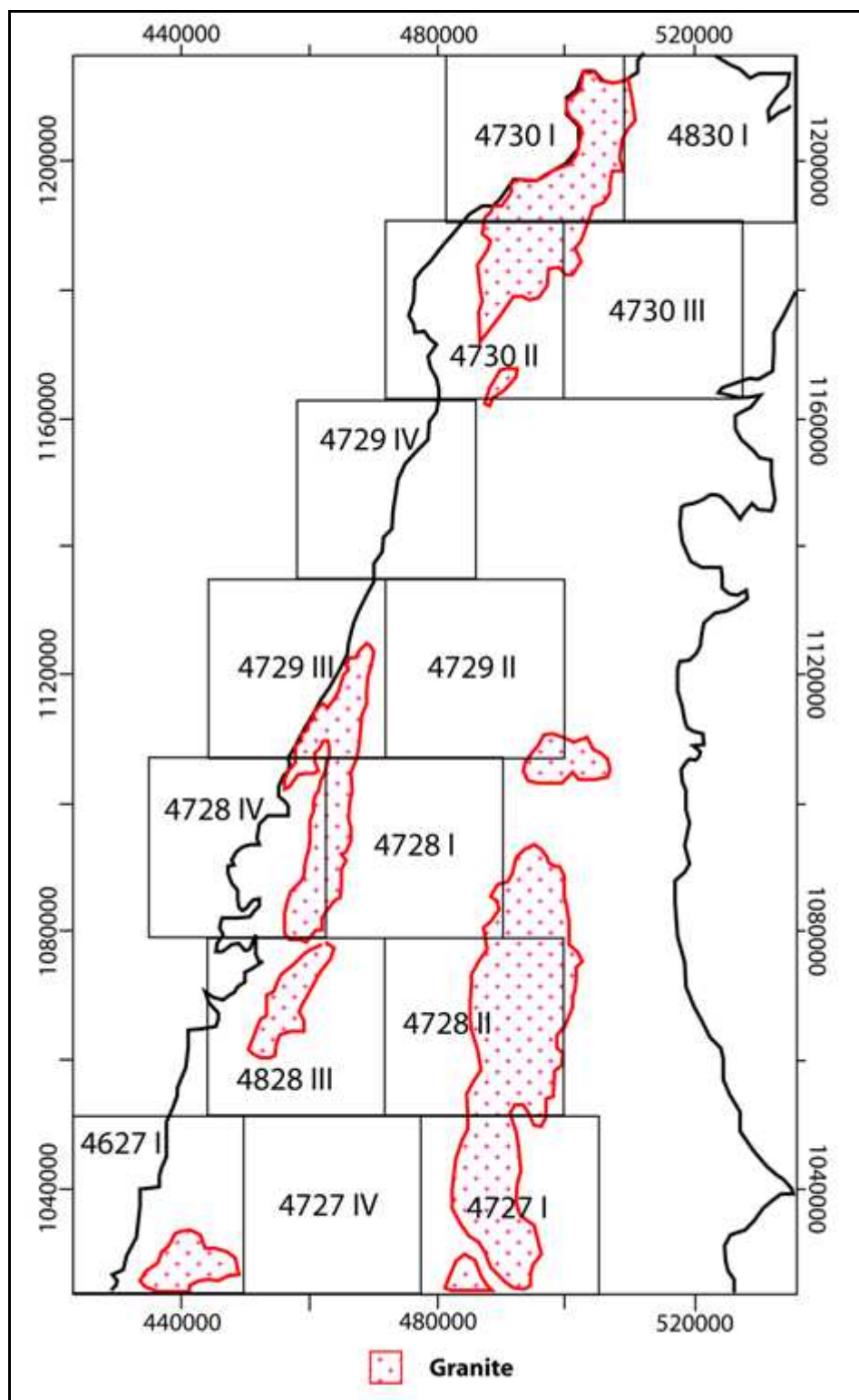
อุปกรณ์ที่ใช้ในการศึกษาวิจัยครั้งนี้แบ่งตามประเภทของแต่ละส่วนของการวิจัยดังต่อไปนี้

### 2.2.1 อุปกรณ์สำหรับแปลงข้อมูลเชิงอนาล็อกเป็นข้อมูลเชิงตัวเลข

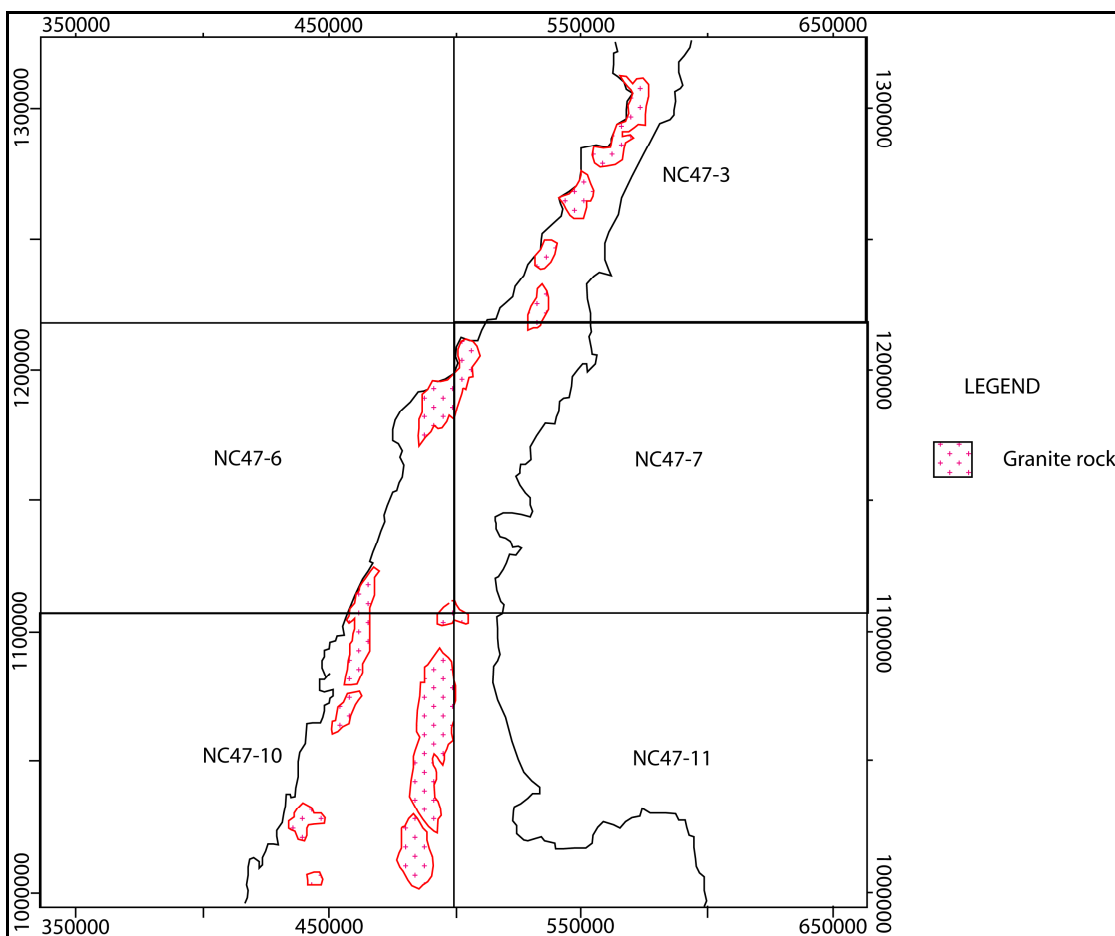
2.2.1.1 เครื่องดิจิตาไลเซอร์แบบกระดาน (Tablet digitizer) ซึ่งประกอบด้วยโต๊ะสำหรับวางแผนที่และเมาส์สำหรับคลิกไปบนแผนที่ เครื่องดิจิตาไลเซอร์นี้ใช้เป็นเครื่องมือสำหรับการแปลงข้อมูลเชิงอนาล็อกที่ปรากฏในรูปของแผนที่แบบกระดาษให้อยู่ในรูปของข้อมูลเชิงตัวเลข (Digital)

### 2.2.1.2 คอมพิวเตอร์สำหรับต่อกับเครื่องดิจิตาไลเซอร์

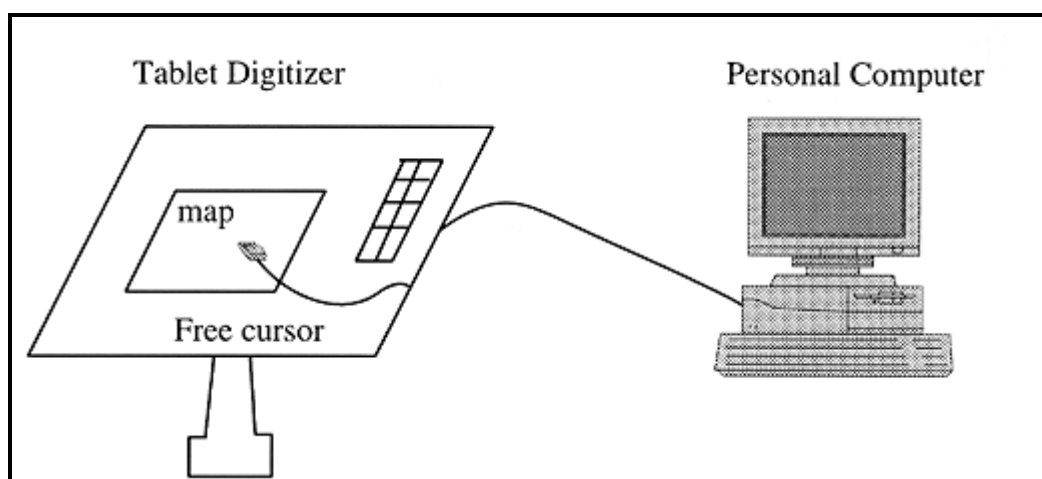
2.2.1.3 โปรแกรม MapInfo Professional version 6.5 (MapInfo corporation, 1985-2001) ซึ่งเป็นโปรแกรมคอมพิวเตอร์ที่ใช้สำหรับการแปลงข้อมูลเชิงอนาล็อกเป็นข้อมูลเชิงตัวเลข



ภาพประกอบ 2.1 ขอบเขตของพื้นที่ศึกษาซึ่งครอบคลุมด้วยข้อมูลความเข้มสนามแม่เหล็กโลก



ภาพประกอบ 2.2 ขอบเขตของพื้นที่ศึกษาซึ่งครอบคลุมด้วยข้อมูลความเข้มกัมมันตภาพรังสี



ภาพประกอบ 2.3 การเชื่อมต่อเครื่องดิจิไทซ์กับคอมพิวเตอร์เพื่อแปลงข้อมูลแผนที่เชิง  
อนาล็อกเป็นข้อมูลเชิงตัวเลข

## 2.2.2 อุปกรณ์สำหรับวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหิน

2.2.2.1 เครื่องวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กยี่ห้อ KAPPBRIDGES โมเดล KLY-3/KLY3S

2.2.2.2 คอมพิวเตอร์ตั้งโต๊ะซึ่งติดตั้งโปรแกรม SUSAM สำหรับวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของหิน

## 2.2.3 อุปกรณ์สำหรับการเดินสำรวจธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษา

2.2.3.1 เครื่องบอกตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ GPS (Global Positioning System) ของหินตัวอย่าง

2.2.3.2 เข็มทิศ

2.2.3.3 ค้อน

2.2.3.4 แวนขยาย

2.2.3.5 กล้องถ่ายรูป

## 2.3 วิธีการสำรวจด้านธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ

ในปัจจุบันนี้การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศนิยมนำมาใช้ในงานสำรวจเบื้องต้นและงานสำรวจขั้นรายละเอียด สำหรับการสำรวจโครงสร้างทางธรณีวิทยา การทำแผนที่ธรณีวิทยา การสำรวจแหล่งแร่ทั้งโดยตรงและทางอ้อม ซึ่งการสำรวจที่นิยมใช้ประกอบด้วยการสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็กโลก การสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็กไฟฟ้าและการสำรวจวัดความเข้มกัมมันตภาพรังสี การเลือกวิธีการสำรวจขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของการสำรวจ แต่ส่วนมากแล้วจะนิยมทำการสำรวจหลายวิธีพร้อมกันเพื่อเป็นการประหยัดค่าใช้จ่าย สาเหตุที่การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศเป็นที่นิยมแพร่หลายเพราะว่าการสำรวจทางอากาศที่ใช้เวลาน้อยกว่าและมีค่าใช้จ่ายน้อยกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับวิธีการภาคพื้นดินสำหรับพื้นที่สำรวจขนาดใหญ่ การสำรวจทางอากาศให้ข้อมูลต่อเนื่องเพราะว่าสามารถบินสำรวจได้เหนือทุกสภาพภูมิประเทศ และการสำรวจสามารถกระทำพร้อมกันได้หลายวิธีในคราวเดียวกัน

### 2.3.1 การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศในประเทศไทย

การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศในประเทศไทย (กรมทรัพยากรธรณี, 2538) ได้กระทำในระหว่างปี พ.ศ. 2527-2532 ซึ่งประกอบด้วยการสำรวจ 3 แบบ คือ (1) การสำรวจแบบ A (Survey-A) ซึ่งประกอบด้วยการสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็กโลกเพียงวิธีเดียว (2) การสำรวจแบบ B และ C (Survey-B&C) ซึ่งประกอบด้วยการสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็ก

โลกและการสำรวจวัดความเข้มกัมมันตภาพรังสี และ (3) การสำรวจแบบติดตามผล (Follow-up) ซึ่งประกอบด้วย การสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็กไฟฟ้าเพียงอย่างเดียว

#### - การสำรวจแบบ A

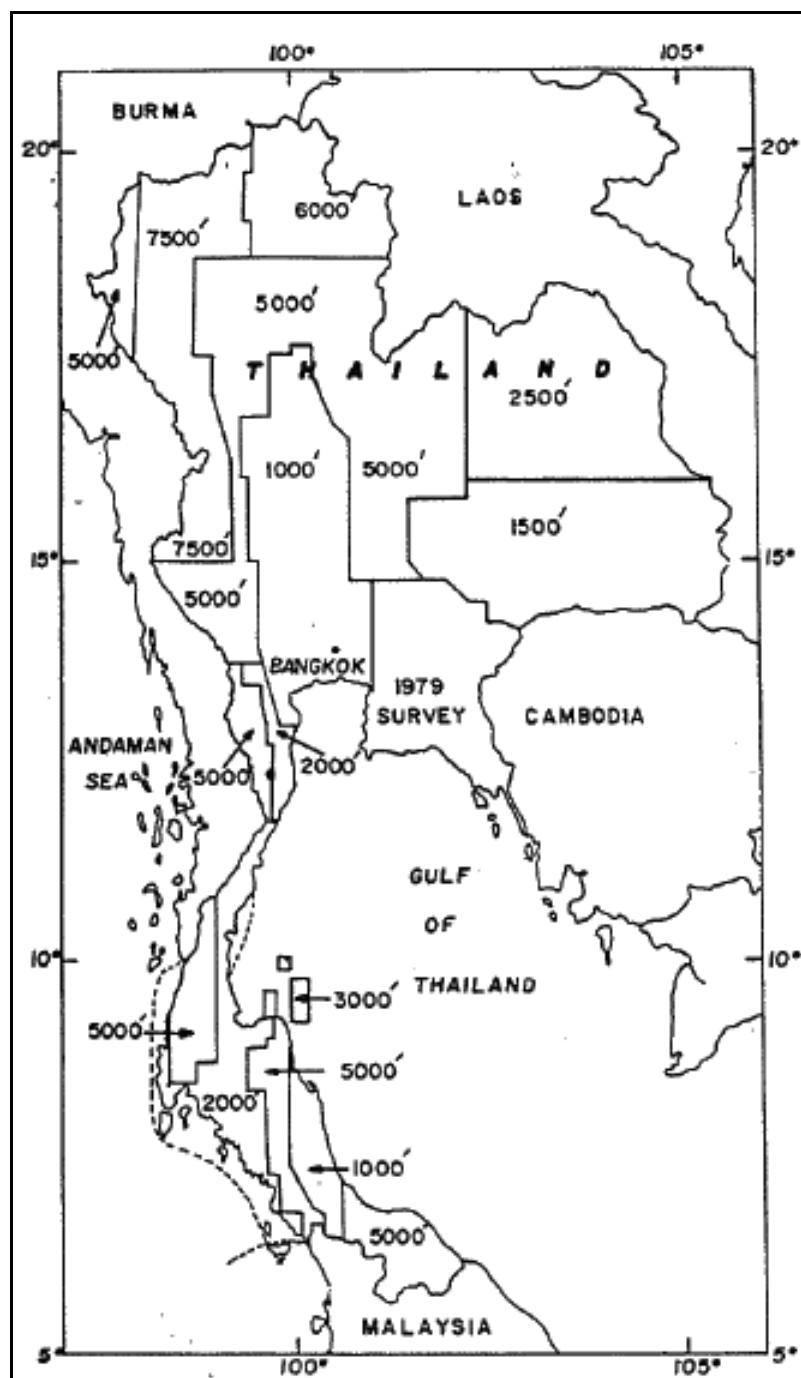
เนื่องจากประเทศไทยมีลักษณะภูมิประเทศที่แตกต่างกันมาก บางส่วนเป็นที่ราบและบางส่วนเป็นภูเขา พื้นที่สำรวจจึงถูกแบ่งออกตามลักษณะภูมิประเทศเรียกว่าบล็อก (block) กล่าวคือ การสำรวจในพื้นที่ราบจะบินสำรวจแบบ MCT ซึ่งเป็นการบินที่รักษาระดับความสูงของเครื่องวัดเหนือพื้นดินให้คงที่ตลอดเวลา เช่นที่ระดับความสูง 300 เมตร และการบินสำรวจแบบ ASL ซึ่งเป็นการบินสำรวจที่ระดับความสูงเหนือระดับน้ำทะเลเฉลี่ยคงที่ตลอดเวลา เช่น ที่ระดับความสูง 450-2,250 เมตร

การบินสำรวจใช้เครื่องบินปีกแข็ง 2 เครื่องยนต์ ชนิด Cessna 404 Titans (ภาพประกอบ 2.4) บินสำรวจในแนวเหนือ-ใต้ ด้วยระยะห่างระหว่างแนวบินสำรวจประมาณ 0.5-2.0 กิโลเมตร ระดับความสูงของเครื่องบินมีความผิดพลาดไม่เกิน  $\pm 30$  เมตร เครื่องมือวัดเป็นแมกนีโตมิเตอร์ชนิด proton precession หรือชนิด optical absorption ซึ่งมีความละเอียดในการจำแนก 0.25 แกมมาและ 0.01 นาโนเทสลา ตามลำดับ

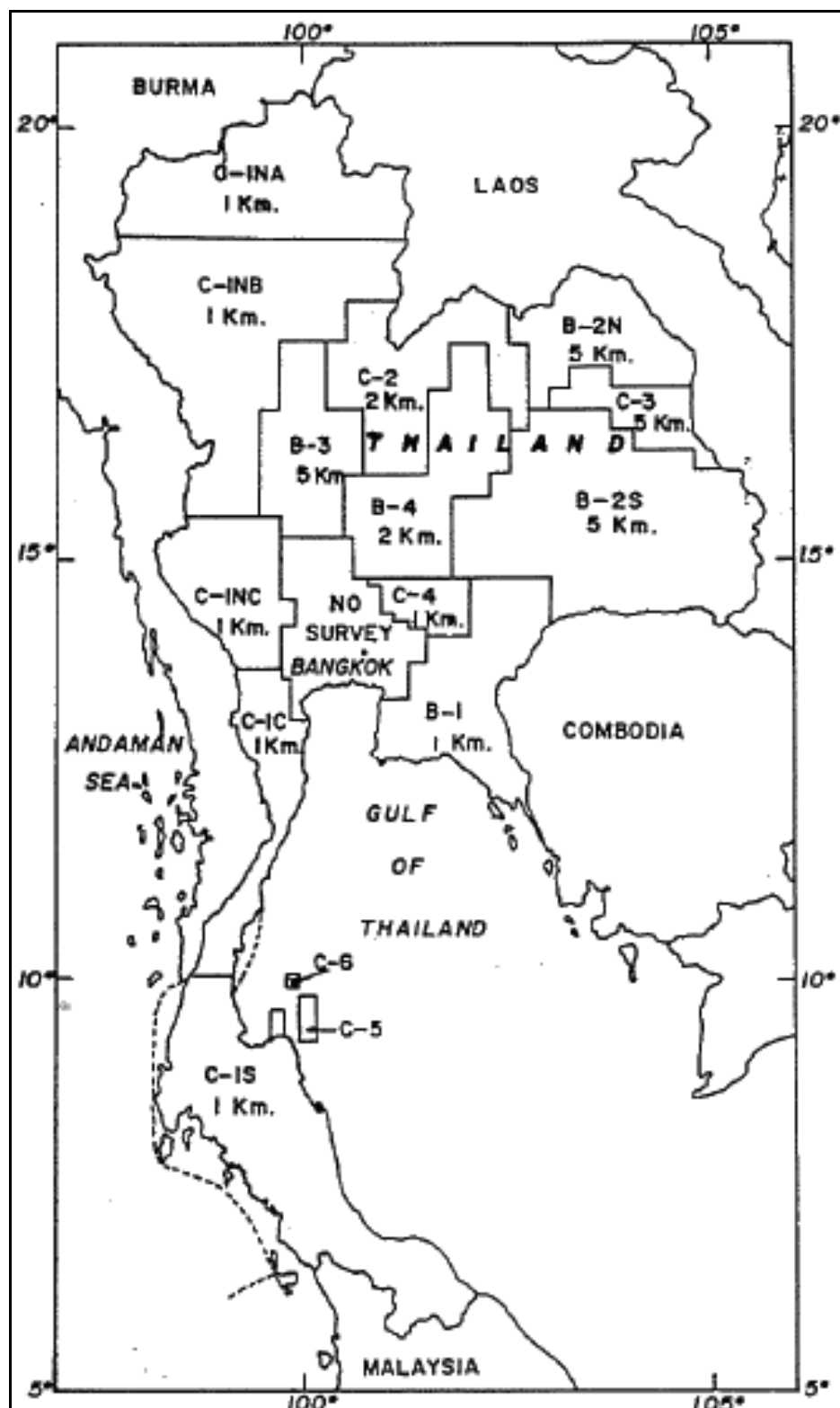
#### - การสำรวจแบบ B&C

การบินสำรวจแบบ B&C ใช้เครื่องบินปีกแข็งชนิด Briten Norman Islander และเครื่องบินปีกหมุนชนิด Bell 412 ส่วน การสำรวจแบบ C ซึ่งเป็นการสำรวจในพื้นที่ซึ่งเป็นภูเขาสูงชันจะใช้เครื่องบินปีกหมุน (ภาพประกอบ 2.5) แนวของการบินสำรวจอยู่ในทิศตะวันออก-ตะวันตก ด้วยระยะห่างระหว่างแนวบินเท่ากับ 1 2 และ 5 กิโลเมตร บินสำรวจแบบ MTC ด้วยระดับความสูงเหนือพื้นดิน 120 เมตร และด้วยความผิดพลาดไม่เกิน  $\pm 30\%$

เครื่องมือซึ่งติดตั้งสำหรับการสำรวจแบบ B&C ประกอบด้วยเครื่องมือแกมมาสเปกโตรมิเตอร์ แมกนีโตมิเตอร์ และเครื่องมือแม่เหล็กไฟฟ้าชนิดวีแอลเอฟ (VLF-EM) สำหรับเครื่องมือแกมมาสเปกโตรมิเตอร์ที่ใช้วัดเป็นชนิด 256 ช่องพลังงาน ใช้หัววัดโซเดียมไอโอไดด์ (NaI(Tl)) ขนาด 50.3 ลิตร มีหน้าต่างตรวจวัดพลังงาน 4 ช่อง ประกอบด้วย หน้าต่างพลังงานของกัมมันตภาพรังสีทั้งหมด (total count) สำหรับตรวจวัดพลังงานของรังสีแกมมาในช่วง 0.40-2.82 MeV หน้าต่างของโพแทสเซียมสำหรับตรวจวัดพลังงานของรังสีแกมมาในช่วง 1.36-1.56 MeV หน้าต่างของยูเรเนียมสำหรับตรวจวัดพลังงานของรังสีแกมมาในช่วง 1.66-1.86 MeV และ หน้าต่างของทอเรียมสำหรับตรวจวัดพลังงานในช่วง 2.42-2.82 MeV ความละเอียดของเครื่องมือเท่ากับ 1 count



ภาพประกอบ 2.4 ขอบเขตของพื้นที่สำรวจแบบ A ที่ระดับความสูงต่าง ๆ (ที่มา: บุญรวม  
สงกรานต์, 2539)



ภาพประกอบ 2.5 ขอบเขตของพื้นที่ซึ่งทำการบินสำรวจแบบ B&C ด้วยระยะห่างระหว่างแนวสำรวจต่าง ๆ กัน (ที่มา: บุญรวม สงกรานต์, 2539)



### 2.3.2 หลักการเบื้องต้นของสนามแม่เหล็ก

#### (basic principles of magnetic fields)

(1) แรงแม่เหล็ก (magnetic force,  $F$ ) เป็นแรงกระทำที่เกิดขึ้นเมื่อขั้วแม่เหล็กแม่เหล็กสองขั้ว ( $P_1$  และ  $P_2$ ) วางอยู่ใกล้กัน ขนาดของแรงจะเป็นไปตามกฎของคูลอมบ์ (Coulomb's Law) นั่นคือแรงแม่เหล็กจะแปรผันตามผลคูณของขั้วแม่เหล็กทั้งสองและแปรผกผันกับกำลังสองของระยะทางระหว่างขั้วแม่เหล็ก คือ

$$F = \frac{cP_1P_2}{r^2} \quad (2.1)$$

เมื่อ  $c$  เป็นค่าคงที่  $P_1$  และ  $P_2$  เป็นความแรงขั้วแม่เหล็ก (pole strength) และ  $r$  เป็นระยะห่างระหว่างขั้วแม่เหล็กทั้งสอง

ในกรณีที่  $P_1$  และ  $P_2$  มีความแรงเท่ากับ 1 หน่วยขั้ว และอยู่ห่างกัน 1 เซนติเมตร เราจะได้แรงแม่เหล็กเท่ากับ 1 ไดน์ (1 dyne) ดังนั้น  $c$  จึงเท่ากับ 1 และสมการ (2.1) ลดรูปลงเป็น

$$F = \frac{P_1P_2}{r^2} \quad (2.2)$$

ถ้าขั้วแม่เหล็กทั้งสองมีเครื่องหมายเหมือนกันหรือเป็นขั้วแม่เหล็กประเภทเดียวกัน แรงแม่เหล็กที่เกิดขึ้นจะเป็นแรงผลัก แต่ถ้าขั้วแม่เหล็กทั้งสองมีเครื่องหมายต่างกันหรือเป็นขั้วแม่เหล็กคนละประเภท แรงแม่เหล็กที่เกิดขึ้นจะเป็นแรงดูด โดยขั้วแม่เหล็กที่ชี้เข้าหาทิศเหนือภูมิศาสตร์เรียกว่า ขั้วบวก หรือ ขั้วเหนือ (north seeking pole) ในขณะที่ขั้วแม่เหล็กที่ชี้เข้าหาทิศใต้ภูมิศาสตร์ เรียกว่า ขั้วลบ หรือ ขั้วใต้ (south seeking pole)

(2) ความเข้มสนามแม่เหล็กหรือความแรงสนามแม่เหล็ก (magnetic intensity or magnetic field strength,  $H$ ) เป็นแรงแม่เหล็กต่อ 1 หน่วยขั้วแม่เหล็ก ดังนี้

$$H = \frac{F}{P_2} = \frac{P_1P_2}{P_2r^2} = \frac{P_1}{r^2} \quad (2.3)$$

เมื่อ  $P_1$  เป็นความแรงขั้วแม่เหล็ก และ  $r$  เป็นระยะห่างระหว่างขั้วแม่เหล็กกับจุดวัด

(3) โมเมนต์แม่เหล็ก (magnetic moment,  $M$ ) สำหรับไดโพลแม่เหล็กซึ่งประกอบด้วยขั้วแม่เหล็กสองขั้วที่มีความแรงขั้วแม่เหล็กเท่ากันแต่มีเครื่องหมายต่างกัน วางห่างกันด้วยระยะทางหนึ่ง โมเมนต์แม่เหล็กของไดโพลแม่เหล็กนี้กำหนดเป็นผลคูณของความแรงขั้วแม่เหล็กกับระยะห่างระหว่างขั้วแม่เหล็กทั้งสอง ดังนี้

$$M = PL \quad (2.4)$$

เมื่อ  $P$  เป็นความแรงขั้วแม่เหล็กแต่ละอัน และ  $L$  เป็นระยะห่างระหว่างขั้วแม่เหล็กทั้งสอง

(4) โพลาริเซชัน หรือ ความเข้มของการเป็นแม่เหล็ก (**polarization or intensity of magnetization, I**) โพลาริเซชันกำหนดเป็นโมเมนต์แม่เหล็กต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรดังนี้

$$I = \frac{PL}{V} \quad (2.5)$$

(5) สภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก (**magnetic susceptibility, k**) เป็นสมบัติของวัตถุหรือตัวกลางที่จะถูกเหนี่ยวนำให้เป็นแม่เหล็กได้มากน้อยเพียงใดเมื่อวางวัตถุดังกล่าวไว้ภายในบริเวณที่มีความเข้มสนามแม่เหล็ก สภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กกำหนดเป็นอัตราส่วนของโพลาริเซชันต่อความเข้มสนามแม่เหล็ก ดังนี้

$$k = \frac{I}{H} \quad (2.6)$$

(6) อำนาจการเหนี่ยวนำแม่เหล็ก (**magnetic induction, B**) หมายถึงสนามแม่เหล็กภายในวัตถุแม่เหล็กหรือตัวกลาง และกำหนดเป็นผลรวมของความเข้มสนามแม่เหล็กและโพลาริเซชันที่เกิดขึ้นภายในวัตถุแม่เหล็กหรือตัวกลางนั้น ดังนี้

$$B = H + 4\pi I \quad (2.7)$$

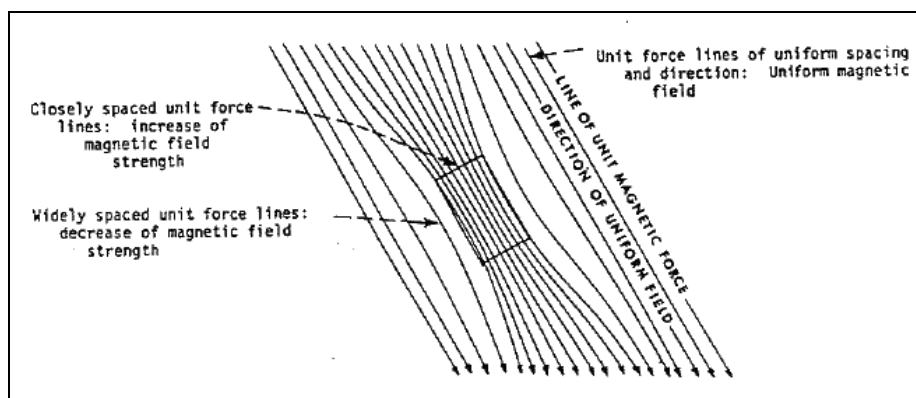
อำนาจการเหนี่ยวนำแม่เหล็ก ( $B$ ) มีความหมายเช่นเดียวกับความหนาแน่นของเส้นแรงแม่เหล็กหรือจำนวนเส้นแรงแม่เหล็กต่อ 1 หน่วยพื้นที่

(7) สภาพยอมให้ผ่านได้ทางแม่เหล็ก (**magnetic permeability,  $\mu$** ) กำหนดให้เป็นอัตราส่วนของอำนาจการเหนี่ยวนำแม่เหล็กต่อความเข้มสนามแม่เหล็กดังนี้

$$\mu = \frac{B}{H} = 1 + 4\pi K \quad (2.8)$$

(8) ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็ก (**magnetic field anomaly**) หมายถึง ส่วนของสนามแม่เหล็กที่บิดเบือนไปจากค่าปกติของสนามแม่เหล็กโลก ค่าผิดปกติทางแม่เหล็กมักจะเกิดขึ้นเหนือบริเวณที่สมบัติทางแม่เหล็กของโลกมีการเปลี่ยนแปลงตามแนวราบ หรือเหนือ

บริเวณที่มีวัตถุทางแม่เหล็กฝังอยู่ใต้ผิวดิน โดยส่วนของสนามแม่เหล็กที่บิดเบือนไปนี้เป็นส่วนของสนามแม่เหล็กที่เกิดจากวัตถุทางแม่เหล็กดังกล่าวนั่นเอง หนึ่งบริเวณซึ่งมีค่าผิดปกติทางแม่เหล็กเกิดขึ้นจะเป็นบริเวณที่มีการเปลี่ยนแปลงของความหนาแน่นของเส้นแรงแม่เหล็ก ดังภาพประกอบ 2.2



ภาพประกอบ 2.6 ค่าผิดปกติทางแม่เหล็กที่เกิดขึ้นในบริเวณที่ความหนาแน่นของเส้นแรงแม่เหล็กเปลี่ยนแปลงไป (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

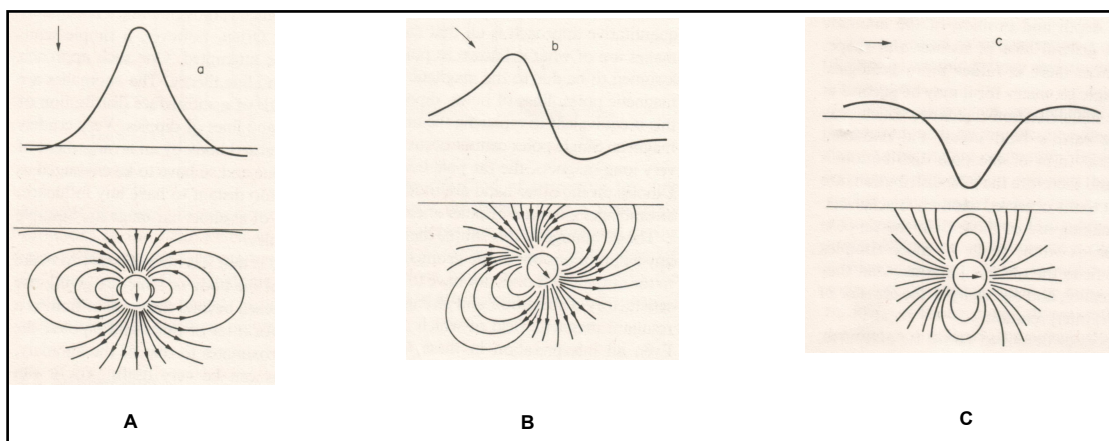
### ลักษณะของค่าผิดปกติสนามแม่เหล็ก

ลักษณะของค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กจะขึ้นกับรูปร่างของวัตถุผิดปกติ ค่าสภาพความเป็นแม่เหล็กของวัตถุผิดปกติ และทิศทางของสนามแม่เหล็กโลกที่ตำแหน่งนั้นๆ ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กถูกกำหนดให้มีค่าเป็นบวกเมื่อองค์ประกอบของสนามแม่เหล็กของวัตถุผิดปกติมีทิศเดียวกับทิศทางปกติของสนามแม่เหล็กโลกและมีค่าเป็นลบเมื่อองค์ประกอบสนามแม่เหล็กของวัตถุมีทิศตรงข้ามกับทิศทางปกติของสนามแม่เหล็กโลก

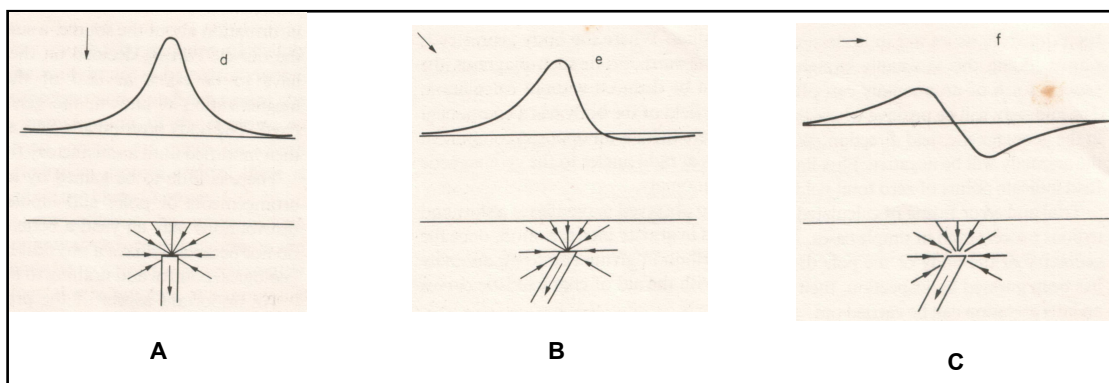
ในกรณีของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กทรง 3 มิติ ซึ่งอาจแทนด้วยรูปทรงกลม ที่สมมติให้สภาพการเป็นแม่เหล็กเนื่องจากการเหนี่ยวนำเพียงอย่างเดียว ไดโพลแม่เหล็กที่ถูกเหนี่ยวนำให้เกิดขึ้นจะอยู่ที่ตำแหน่งศูนย์กลางของวัตถุ โดยมีทิศของโมเมนต์แม่เหล็กขนานกับทิศของสนามแม่เหล็กโลกที่ตำแหน่งนั้นๆ ลักษณะของค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กจะขึ้นกับทิศทางของสนามแม่เหล็กโลกที่ตำแหน่งนั้นๆ หรือ มุมอินไคลเนชัน (inclination) ดังแสดงในภาพประกอบ 2.7

ในกรณีของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กมีรูปทรง 2 มิติ ซึ่งอาจแทนด้วยแผ่นมวลขนาดอนันต์ที่วางตัวด้วยมุมเท (dip angle) ต่างๆกัน และสมมติให้สภาพการเป็นแม่เหล็กของแผ่นมวลเกิดขึ้นเนื่องจากการเหนี่ยวนำเพียงอย่างเดียวเช่นเดียวกัน เนื่องจากแผ่นมวลมีความยาวในแนวตั้งค่อนข้างมากจึงทำให้ไดโพลแม่เหล็กเหนี่ยวนำที่เกิดขึ้นวางตัวขนานกับความยาวใน

แนวตั้งของวัตถุ ทำให้ขั้วบวกและขั้วลบของไดโพลแม่เหล็กอยู่ห่างจากกันมาก เช่นมีขั้วบวกที่ปลายด้านบนและขั้วลบอยู่ที่ปลายด้านล่างของแผ่นมวล โดยที่ขั้วแม่เหล็กที่ปลายด้านล่างไม่มีอิทธิพลต่อค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กซึ่งวัดได้ที่ผิวดิน เช่นเดียวกัน ลักษณะของค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กจะขึ้นกับทิศทางของสนามแม่เหล็กโลก หรือ มุมอินโคลเนชัน ที่ตำแหน่งนั้น ดังภาพประกอบ 2.8



ภาพประกอบ 2.7 ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กรวมเหนือวัตถุรูปทรงกลมที่มุมอินโคลเนชันเท่ากับ  $90^\circ$   $45^\circ$  และ  $0^\circ$  ตามลำดับ (ที่มา : Griffiths and King, 1983)



ภาพประกอบ 2.8 ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กรวมเหนือแผ่นมวลที่มุมอินโคลเนชันต่าง ๆ กัน (ที่มา : Griffiths and King, 1983)

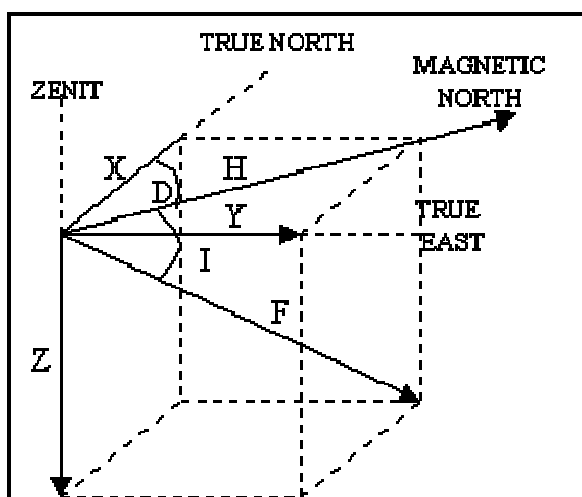
### พารามิเตอร์ของสนามแม่เหล็ก (Parameters of magnetic field)

เนื่องจากสนามแม่เหล็กเป็นสนามเวกเตอร์ ดังนั้นเราจึงต้องอธิบายสนามแม่เหล็กโลกหรือสนามแม่เหล็กธรณีด้วยพารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้องกับขนาดและทิศทาง ด้วยเหตุนี้เราสามารถ

แยกสนามแม่เหล็กโลก (F) ออกเป็นองค์ประกอบในทิศทางต่าง ๆ กัน เช่น สนามแม่เหล็กในแนวตั้ง (Z) สนามแม่เหล็กในแนวราบ (H) โดยที่สนามแม่เหล็กในแนวราบสามารถแยกออกเป็นสนามแม่เหล็กในแนวเหนือ-ใต้ (X) และแนวตะวันออก-ตะวันตก (Y) ดังภาพประกอบ 2.9 ซึ่งความสัมพันธ์ขององค์ประกอบต่างๆของสนามแม่เหล็กโลกเป็นไปตามสมการข้างล่างนี้

$$\begin{aligned}
 F &= \sqrt{H^2 + Z^2} \\
 F &= \frac{H}{\cos I} \\
 X &= H \cos D \\
 Y &= H \sin D \\
 \tan I &= \frac{Z}{H}
 \end{aligned}
 \tag{2.9}$$

- เมื่อ F แทน สนามแม่เหล็กรวม (total magnetic field)  
 X, Y, Z แทน สนามแม่เหล็กในแนวเหนือ-ใต้ แนวตะวันออก-ตะวันตก และแนวตั้ง  
 H แทน สนามแม่เหล็กในแนวราบ (horizontal component)  
 I แทน มุมอินโคลเนชัน (inclination) ซึ่งเป็นมุมที่ F ทำกับ H  
 D แทน มุมดิโคลเนชัน (declination) ซึ่งเป็นมุมที่ H ทำกับทิศเหนือทางภูมิศาสตร์



ภาพประกอบ 2.9 องค์ประกอบเวกเตอร์ของสนามแม่เหล็กธรณี (ที่มา : Telford et al., 1998)

### ส่วนประกอบของสนามแม่เหล็กโลก (component of geo-magnetic field)

สนามแม่เหล็กโลกที่วัดมีส่วนประกอบที่สำคัญ 3 ส่วน คือ (1) สนามแม่เหล็กหลัก (main field) (2) สนามแม่เหล็กจากภายนอกโลกซึ่งมีขนาดน้อยกว่าขนาดของสนามแม่เหล็กหลักมาก และ (3) สนามแม่เหล็กเนื่องจากวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กใต้ผิวโลก

(1) สนามแม่เหล็กหลัก (main field) เป็นสนามแม่เหล็กที่ผลิตจากส่วนของแกนโลกโดยกระแสไฟฟ้าที่ไหลอยู่ที่แกนโลกจะชักนำให้เกิดสนามแม่เหล็กขึ้น เสมือนกับมีแท่งแม่เหล็กแท่งใหญ่วางตัวทำมุมประมาณ 11.5 องศา กับแกนหมุนของโลกที่ตำแหน่งจุดศูนย์กลางของโลก โดยขั้วเหนือของแท่งแม่เหล็ก (ขั้วบวก) จะชี้ไปทางขั้วใต้ของโลกและขั้วใต้ของแท่งแม่เหล็กจะชี้ไปขั้วเหนือของโลก ค่าสนามแม่เหล็กที่วัดได้บนผิวโลกกว่า 95% มาจากแท่งแม่เหล็กโลกนี้ โดยจะมีค่ามากที่สุดประมาณ 65,000 นาโนเทสลาบริเวณขั้วเหนือหรือขั้วใต้แม่เหล็ก หรือที่บริเวณซึ่งมุมอินโคลเนชันเท่ากับ  $\pm 90$  องศา และมีค่าน้อยที่สุดประมาณ 25,000 นาโนเทสลาที่บริเวณเส้นศูนย์สูตรแม่เหล็ก (magnetic equator) หรือบริเวณที่มุมอินโคลเนชันเท่ากับ 0 องศา

สนามแม่เหล็กหลักของโลกจะมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาอย่างช้า ๆ และต่อเนื่อง เรียกว่า secular change โดยการเปลี่ยนแปลงในรอบเวลา 1 ปี หรือ annual change จะมีค่าไม่เกิน 100 แกมมา และมีค่าประมาณ 10-20 แกมมาต่อปีสำหรับประเทศไทย และการเปลี่ยนแปลง secular change นี้ส่งผลให้มุมอินโคลเนชันและดิโคลเนชันเปลี่ยนแปลงด้วย ค่าสนามแม่เหล็กหลักที่ตำแหน่งและเวลาใด ๆ บนผิวโลกสามารถคำนวณได้จากสูตรของ International Geomagnetic Reference Field (IGRF) เช่น สนามแม่เหล็กหลักที่ตำแหน่งต่าง ๆ บนผิวโลกซึ่งคำนวณจากสูตรของ IGRF ของปี ค.ศ. 1980 แสดงดังภาพประกอบ 2.10

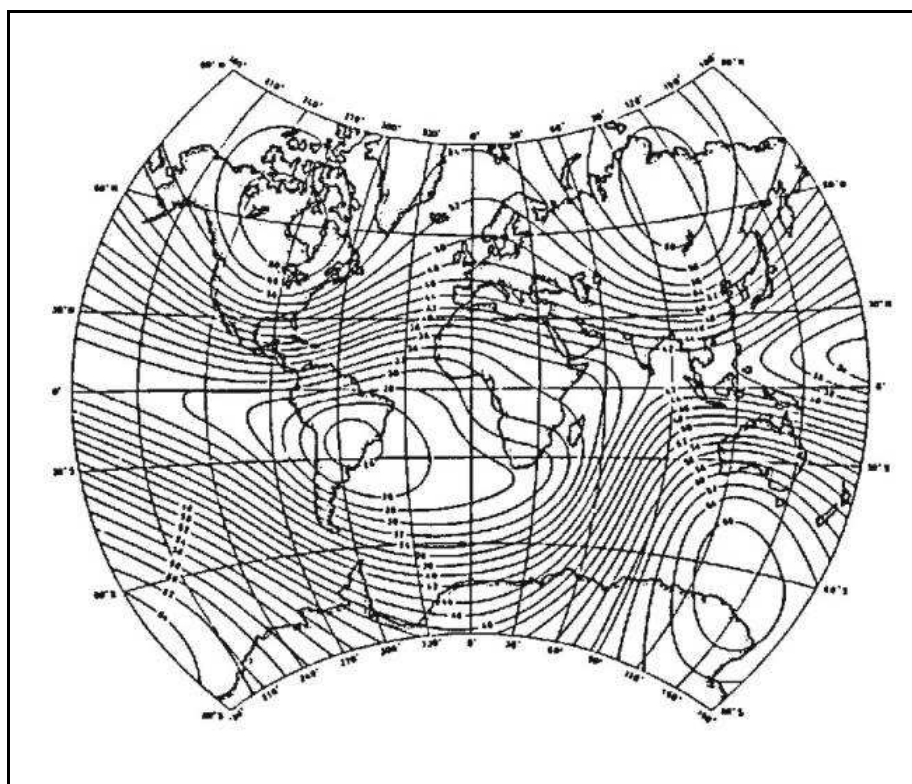
ฟังก์ชันศักย์แม่เหล็ก (V) ของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของ International Geomagnetic Reference Field (IGRF) แสดงด้วยอนุกรมของฮาร์มอนิกทรงกลม (spherical harmonics) ดังสมการ (2.10)

$$V_m = \frac{a}{\mu_0} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) p_n^m(\cos \theta) \quad (2.10)$$

เมื่อ	a	แทน รัศมีเฉลี่ยของโลก (6371.2 กิโลเมตร)
	r	แทน ระยะทางในแนวรัศมีจากจุดศูนย์กลางของโลก (กิโลเมตร)
	$\phi$	แทน ลองจิจูด (longitude)
	$\theta$	แทน ละติจูดร่วมเกี้ยว (colatitude)
	$P_n^m(\cos)$	แทน ฟังก์ชันเลอจองด์ร์สมทบ ระดับชั้น n อันดับ m (associated Legendre function of degree n and order m)

$n$  แทน ระดับชั้นฮาร์มอนิกทรงกลมของการกระจายที่มากที่สุด  
(maximum spherical harmonic degree of the expansion)

ส่วนประกอบของสนามแม่เหล็กโลกในแนวแกนต่างๆ เช่น X (horizontal, northward) Y (horizontal, eastward) และ Z (vertical, downward) จะหาได้จากการอนุพันธ์  $V$  เทียบกับ  $\theta$ ,  $\phi$  และ  $r$  ตามลำดับ ซึ่งสัมประสิทธิ์  $g_n^m$  และ  $h_n^m$  มีค่าเปลี่ยนแปลงตามระดับชั้น  $n$  และอันดับ  $m$



ภาพประกอบ 2.10 แผนที่สนามแม่เหล็กโลกอ้างอิงสากล (International Geomagnetic Reference Field, IGRF) ในปี 1980

(ที่มา: <http://pkukmweb.ukm.my/~rahim/magnetic%20lecture.htm>  
เมื่อ 9 ตุลาคม 2551)

(2) การเปลี่ยนแปลงเนื่องจากสนามแม่เหล็กจากภายนอกโลก เช่น อิทธิพลของดวงอาทิตย์ทำให้เกิดการไหลเวียนของกระแสไฟฟ้าในชั้นไอโอโนสเฟียร์ ซึ่งส่งผลให้สนามแม่เหล็กโลกแปรผันตามเวลา ซึ่งประกอบด้วย

(2.1) การเปลี่ยนแปลงประจำวัน (diurnal variation) เป็นการเปลี่ยนแปลงที่มีรูปแบบไม่แน่นอน แต่โดยปกติแล้วจะมีรอบของการเปลี่ยนแปลงประมาณ 24 ชั่วโมง การเปลี่ยนแปลงนี้ได้รับอิทธิพลจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ ซึ่งทำให้เกิดกระแสไฟฟ้าไหลเวียนในชั้นไอโอโนสเฟียร์ซึ่งชักนำให้มีกระแสไหลในพื้นผิวโลก และเป็นสาเหตุให้สนามแม่เหล็กโลกมีการเปลี่ยนแปลง การเปลี่ยนแปลงนี้อาจมีค่าสูงถึง 100 นาโนเทสลาในบริเวณขั้วแม่เหล็กโลก แต่อาจสูงเพียง 10-50 นาโนเทสลาในบริเวณศูนย์สูตรแม่เหล็ก

(2.2) ไมโครพัลเซชัน (micropulsation) เป็นการเปลี่ยนแปลงของสนามแม่เหล็กในช่วงเวลาสั้น ๆ เช่น 2-3 นาที หรือบางครั้งอาจเกิดติดต่อกันเป็นชั่วโมง ที่เกิดขึ้นเนื่องจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ การเปลี่ยนแปลงนี้มีค่าประมาณ 10-50 นาโนเทสลา

(2.3) พายุแม่เหล็ก (magnetic storm) พายุแม่เหล็กนี้เกิดจากอิทธิพลของจุดดับบนดวงอาทิตย์และการเปลี่ยนแปลงที่มีค่าสูงมาก ซึ่งบางครั้งอาจสูงถึง 500 นาโนเทสลา ส่วนใหญ่การเปลี่ยนแปลงจะเกิดในช่วงเวลาสั้น ๆ แต่บางครั้งอาจเกิดต่อเนื่องเป็นวันก็ได้

(3) ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กเชิงตำบล (local magnetic anomaly) เป็นค่าของสนามแม่เหล็กที่เกิดจากวัตถุที่ฝังตัวอยู่ในระดับพื้นใต้ผิวดินและมีคุณสมบัติทางแม่เหล็กแตกต่างจากดินหรือหินในบริเวณข้างเคียง

### หน่วยสำหรับวัดความเข้มสนามแม่เหล็ก

ในระบบ International System of Units (SI) ความเข้มสนามแม่เหล็กที่ประยุกต์ใช้ในงานสำรวจด้านแม่เหล็ก มีหน่วยเป็นนาโนเทสลา (nT) ดังนี้

$$1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ Tesla} = 10^{-9} \text{ Weber} / \text{m}^2 \quad (2.12)$$

### เครื่องมือวัดความเข้มสนามแม่เหล็ก

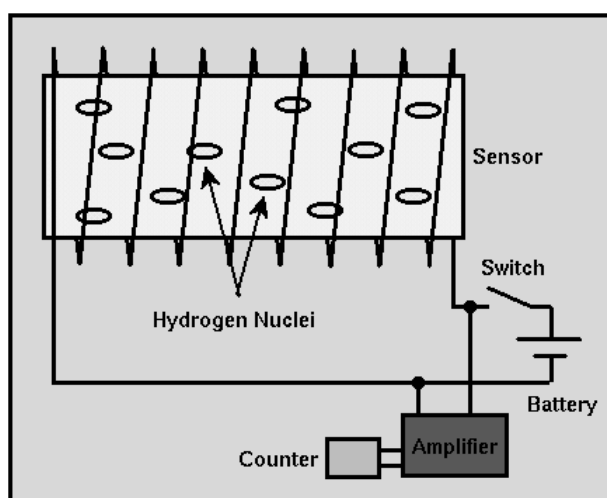
#### (1) แมกนีโตมิเตอร์ชนิดโปรตอน (proton precession magnetometer)

เครื่องมือชนิดนี้อาศัยหลักการหมุนควงของโปรตอนในสนามแม่เหล็กโลก ทั้งนี้เนื่องจากโปรตอนของไฮโดรเจนอะตอมในของเหลวจำพวกไฮโดรคาร์บอน เช่น น้ำ น้ำมัน ก๊าซ และแอลกอฮอล์ ประพฤติตัวเสมือนเป็นไดโพลแม่เหล็ก โดยเมื่อเริ่มต้นไดโพลแม่เหล็กเหล่านี้จะจัดวางตัวขนานกับทิศทางของสนามแม่เหล็กโลกขณะนั้น เมื่อให้สนามแม่เหล็กกระตุ้นที่มีความแรงมากกว่าและทิศทางแตกต่างจากสนามแม่เหล็กโลกกับไดโพลเหล่านั้น ไดโพลก็จะจัดวางตัวเองขนานกับทิศทางของสนามแม่เหล็กกระตุ้นนั้น แต่เมื่อสนามแม่เหล็กกระตุ้นถูกตัดออก ไดโพลเหล่านั้นจะปรับตัวเองหันกลับมาจัดวางตัวขนานกับทิศทางของสนามแม่เหล็กโลกอีกครั้งโดยการหมุนควงรอบสนามแม่เหล็กภายนอกด้วยความถี่ลาร์มอร์ (Larmor frequency)



ซึ่งมีค่าเป็นปฏิภาคโดยตรงกับความเข้มสนามแม่เหล็กโลก การหมุนควงของไดโพลรอบสนามแม่เหล็กโลกจะเหนี่ยวนำให้เกิดกระแสไฟฟ้าเหนี่ยวนำ ดังนั้นค่าสนามแม่เหล็กโลกจึงแปรผันตรงกับความถี่ของกระแสไฟฟ้าเหนี่ยวนำที่วัดได้

ส่วนสำคัญของแมกนีโตมิเตอร์ชนิดโปรตอน ประกอบด้วยภาชนะสำหรับใส่ของเหลวจำพวกไฮโดรคาร์บอนซึ่งมีขดลวดพันอยู่โดยรอบ โดยขดลวดดังกล่าวใช้สำหรับสร้างสนามแม่เหล็กกระตุ้นและเพื่อตรวจจับกระแสเหนี่ยวนำที่เกิดขึ้น วงจรขยายสัญญาณ (amplifier) และตัวนับความถี่ (counter) ดังแสดงในภาพประกอบ 2.12



ภาพประกอบ 2.11 ส่วนประกอบของแมกนีโตมิเตอร์ชนิดโปรตอน

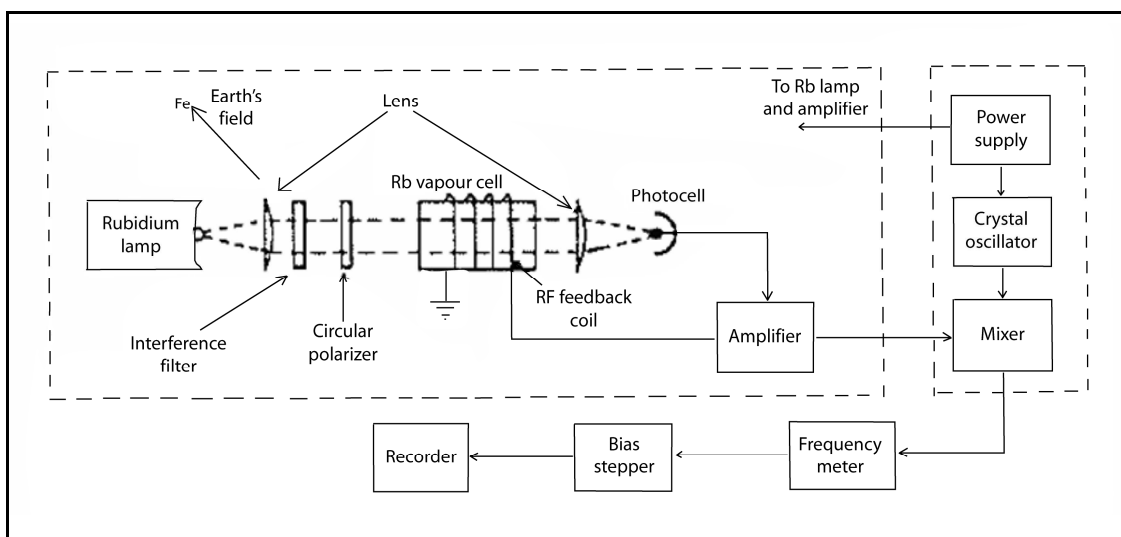
(ที่มา: <http://www.earthsci.unimelb.edu.au/ES304/MODULES/MAG/NOTES/proton.html> [เมื่อ 9 ต.ค. 2551])

(2) แมกนีโตมิเตอร์ชนิดการปั๊มทางแสง หรือชนิดการดูดกลืนทางแสง (optically pumped or optical absorption magnetometer) เป็นเครื่องมือที่สามารถอ่านค่าความเข้มสนามแม่เหล็กได้ละเอียดถึง 0.001 นาโนเทสลา

การทำงานของแมกนีโตมิเตอร์ชนิดนี้อาศัยการถ่ายเทพลังงานของอิเล็กตรอน กล่าวคือเมื่อไอระเหยของสารอัลคาไลน์ (alkali vapour) เช่น cesium, rubidium และ helium อยู่ในบริเวณที่มีสนามแม่เหล็ก พลังงานที่ระดับต่ำสุดของอิเล็กตรอนในอะตอมของไอระเหยของสารอัลคาไลน์เหล่านี้จะถูกแยกออกเป็น 2 ระดับพลังงานย่อย ซึ่งส่วนต่างของระดับพลังงานย่อยทั้งสองมีค่าเป็นปฏิภาคโดยตรงกับสนามแม่เหล็ก ดังนั้นถ้าอิเล็กตรอนถูกปั๊มด้วยแสง เช่น แสงเลเซอร์ ให้ขึ้นไปอยู่ที่ชั้นของระดับพลังงานย่อยที่มีพลังงานสูงกว่า และเมื่ออิเล็กตรอนตก

ลงมาที่ชั้นของระดับพลังงานย่อยที่มีพลังงานต่ำกว่า ก็จะคายพลังงานจำนวนหนึ่งซึ่งมีความถี่ลาร์มอร์และเป็นปฏิกาศโดยตรงกับสนามแม่เหล็กโลก

ส่วนประกอบที่สำคัญและผังการทำงานของแมกนีโตมิเตอร์ชนิดนี้ ประกอบด้วย หลอดไฟอัลคาไลน์ (alkali lamp) เซลล์แก๊สซึ่งบรรจุไอระเหยของสารอัลคาไลน์ (gas cell) โฟโตเซลล์ (photocell) และวงจรอิเล็กทรอนิกส์สำหรับตรวจวัดแสงที่เกิดขึ้น เมื่อแสงจากหลอดไฟอัลคาไลน์ตกกระทบบนเซลล์แก๊สจะกระตุ้นให้อิเล็กตรอนขึ้นไปอยู่ที่ระดับพลังงานย่อยที่สูงกว่า ซึ่งแสงบางส่วนซึ่งทะลุผ่านไปยังโฟโตเซลล์จะถูกสะท้อนกลับไปยังเซลล์แก๊สอีกครั้งหนึ่ง เมื่อความถี่ของแสงถูกปรับให้เท่ากับความถี่ลาร์มอร์ซึ่งเป็นปฏิกาศโดยตรงกับความเข้มสนามแม่เหล็กโลก จะทำให้อิเล็กตรอนกลับลงสู่ระดับพลังงานย่อยที่มีพลังงานต่ำกว่า ดังนั้นเราตรวจวัดความถี่ลาร์มอร์เพื่อประเมินค่าสนามแม่เหล็กของโลก (ภาพประกอบ 2.13)



ภาพประกอบ 2.12 ส่วนประกอบและการทำงานของแมกนีโตมิเตอร์ชนิดปั๊มทางแสง  
(ที่มา: Telford et al., 1998)

### 2.3.3 หลักการเบื้องต้นเกี่ยวกับกัมมันตภาพรังสี (Principles of radioactivity)

**กัมมันตภาพรังสี (Radioactivity)** หมายถึง ขบวนการแผ่รังสีหรือขบวนการทางนิวเคลียร์ที่ธาตุกัมมันตรังสีแตกตัวหรือสลายตัว (disintegration) แล้วปลดปล่อยพลังงานออกมาในรูปของอนุภาค (particles) หรือ คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ต่อไปนี้

**อนุภาคแอลฟา (Alpha particles,  $\alpha$ )** เป็นอนุภาคที่คล้ายกับนิวเคลียสในอะตอมของธาตุฮีเลียม คือมีโปรตอน 2 ตัว นิวตรอน 2 ตัว มีมวลเท่ากับ 4.00389 amu (บุญรวม สงกรานต์, 2539) และมีประจุไฟฟ้าเท่ากับ +2 มีอำนาจการทะลุทะลวงน้อยมาก

กล่าวคือ สามารถทะลุผ่านอากาศได้ไม่เกิน 2-3 เซนติเมตร และทะลุผ่านผิวโลกได้เพียง 3 มิลลิเมตร

**อนุภาคเบตา (Beta particles,  $\beta$ )** เป็นอนุภาคที่มีมวลเท่ากับมวลของอิเล็กตรอน หรือประมาณ  $1/1,840$  เท่าของโปรตอน มีประจุไฟฟ้าเท่ากับ  $-1$  และมีอำนาจการทะลุทะลวงมากกว่าอนุภาคแอลฟาเล็กน้อย

**รังสีแกมมา (Gamma rays,  $\gamma$ )** เป็นพลังงานในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ไม่มีมวลและไม่มีประจุ มีลักษณะคล้ายรังสีเอ็กซ์แต่มีความยาวคลื่นสั้นกว่า มีอำนาจการทะลุทะลวงสูงกว่าอนุภาคแอลฟาและเบตา คือสามารถทะลุผ่านผิวโลกได้ประมาณ 1-2 ฟุต

**การสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีตามธรรมชาติ (Spontaneous disintegration)** หมายถึงการสลายตัวที่ดำเนินไปอย่างช้าๆ และต่อเนื่องพร้อมกับปล่อยรังสีออกมา โดยทั่วไปแล้วไอโซโทป (isotope) ของธาตุที่มีเลขอะตอม (atomic number) มากกว่า 83 จะเป็นธาตุกัมมันตรังสีหรือเป็นธาตุที่ไม่มีเสถียรภาพ คือจะมีการสลายตัวเองเพื่อทำให้น้ำหนักอะตอมลดลงและมีเสถียรภาพ (Stable) ในขั้นสุดท้าย โดยในการสลายตัวนี้จะปลดปล่อยอนุภาคหรือรังสีอย่างใดอย่างหนึ่งหรือทั้งสามอย่างก็ได้ ซึ่งจะทำให้ได้ธาตุใหม่ที่มีเลขอะตอมเปลี่ยนไป มีมวลอะตอมเท่าเดิมหรือน้อยกว่าเดิมก็ได้ โดยธาตุใหม่ที่ได้อาจจะสลายตัวต่อไปเรื่อย ๆ จนกระทั่งอะตอมมีเสถียรภาพหรือไม่มีการสลายตัวอีกต่อไป อัตราการสลายตัวของแต่ละธาตุจะขึ้นอยู่กับสมบัติเฉพาะตัวของธาตุนั้นๆ และเป็นไปตามกฎของการสลายตัวแบบเอ็กซ์โปเนนเชียล (Law of exponential decay) ดังนี้

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2.13)$$

เมื่อ	$N_0$	แทนจำนวนอะตอมเมื่อเวลา $t=0$
	$N_t$	แทนจำนวนอะตอมเมื่อเวลาผ่านไป $t$
	$\lambda$	แทนค่าคงที่ในการสลายตัว (decay constant)

เวลา “ครึ่งชีวิต” (half life) กำหนดเป็นช่วงเวลาของการสลายตัวที่ทำให้อะตอมมีจำนวนลดจำนวนลงเหลือเพียงครึ่งหนึ่งของจำนวนเริ่มต้น และมีค่าครึ่งชีวิตของไอโซโทปหนึ่งๆ แสดงดังนี้

$$T_{\frac{1}{2}} = \frac{0.693}{\lambda} \quad (2.14)$$

**กัมมันตภาพรังสีในธรรมชาติ (Natural Radioactivity)** ในธรรมชาติมีแหล่งกำเนิดรังสีแกมมาอยู่ 2 แหล่ง คือแหล่งกำเนิดรังสีแกมมาที่เกี่ยวข้องกับธรณีวิทยา (geologic sources) และ แหล่งกำเนิดรังสีที่ไม่เกี่ยวข้องกับธรณีวิทยา (non-geologic sources)

(1) แหล่งกำเนิดรังสีแกมมาที่เกี่ยวข้องกับธรณีวิทยา เช่น หินอัคนี หินชั้น หรือ หินแปร มีธาตุกัมมันตรังสีเป็นส่วนประกอบมากบ้างน้อยบ้าง ธาตุกัมมันตรังสีตามธรรมชาติที่สำคัญ 3 ธาตุซึ่งเป็นส่วนประกอบของหิน ได้แก่ โพแทสเซียม ยูเรเนียมและทอเรียม (ตาราง 2.1) ดังรายละเอียดต่อไปนี้

(1.1) โพแทสเซียม-40 ( $K^{40}$ ) ในธรรมชาติโพแทสเซียมมีอยู่หลายไอโซโทป แต่  $K^{40}$  เป็นเพียงไอโซโทปเดียวที่สลายตัวง่ายและให้รังสีแกมมาซึ่งมีพลังงานเท่ากับ 1.46 MeV (ตาราง 2.3) ในธรรมชาติ  $K^{40}$  มีปริมาณเพียง 0.118% ของโพแทสเซียมทั้งหมดที่มีอยู่ในหินและดิน

(1.2) ยูเรเนียม-238 ( $U^{238}$ ) ในธรรมชาติยูเรเนียมมี 3 ไอโซโทป คือ  $U^{238}$   $U^{235}$  และ  $U^{234}$  โดย  $U^{238}$  มีปริมาณมากที่สุดคือประมาณ 99.28% ของยูเรเนียมทั้งหมด มีขั้นตอนของการสลายตัวทั้งหมด 14 ขั้นตอน (ตาราง 2.4) โดยจะได้ธาตุตะกั่ว-206 ( $Pb^{206}$ ) ซึ่งมีเสถียรภาพเป็นผลสุดท้ายของการสลายตัว การสลายตัวในขั้นตอนที่ 9 จะได้บิสมัท-214 ( $Bi^{214}$ ) และให้รังสีแกมมาที่มีพลังงานเท่ากับ 1.76 MeV ที่ใช้เป็นตัววัดความเข้มข้นของยูเรเนียม-238 เรียกว่า ปริมาณยูเรเนียมสมมูล (equivalent uranium, eU)

ตาราง 2.1 ปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีในหินชนิดต่าง ๆ (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

Rock Type	U (ppm)		Th (ppm)		K (%)	
	Mean	Range	Mean	Range	Mean	Range
Acid Extrusives	4.1	0.6-16.4	11.9	1.1-41.0	3.1	1.0-6.2
Acid Intrusives	4.5	0.1-30.0	25.7	0.1-253.1	3.4	0.1-7.6
Intermediate Extrusives	1.1	0.2-2.6	2.4	0.4-6.4	1.1	0.01-2.5
Intermediate Intrusives	3.2	0.1-23.4	12.2	0.4-106.0	2.1	0.1-6.2
Basic Extrusives	0.8	0.03-3.3	2.2	0.05-8.8	0.7	0.06-2.4
Basic Intrusives	0.8	0.01-5.7	2.3	0.03-15.0	0.8	0.01-2.6
Ultrabasic	0.3	0-1.6	1.4	0-7.5	0.3	0-0.8
Alkali Felspathoidal Intermediate Extrusives	29.7	1.9-62	133.9	9.5-265.0	6.5	2.0-9.0
Alkali Felspathoidal Intermediate Intrusives	55.8	0.3-720.0	132.6	0.4-880.0	4.2	1.0-9.9
Alkali Felspathoidal Basic Extrusives	2.4	0.5-12.0	8.2	2.1-60.0	1.9	0.2-6.9
Alkali Felspathoidal Basic Intrusives	2.3	0.4-5.4	8.4	2.8-19.6	1.8	0.3-4.8
Chemical Sedimentary Rocks*	3.6	0.03-26.7	14.9	0.03-132.0	0.6	0.02-8.4
Carbonates	2.0	0.03-18.0	1.3	0.03-10.8	0.3	0.01-3.5
Detrital Sedimentary Rocks	4.8	0.1-80.0	12.4	0.2-362.0	1.5	0.01-9.7
Metamorphosed Igneous Rocks	4.0	0.1-148.5	14.8	0.1-104.2	2.5	0.1-6.1
Metamorphosed Sedimentary Rocks	3.0	0.1-53.4	12.0	0.1-91.4	2.1	0.01-5.3
*Includes carbonates						

(1.3) ทอเรียม-232 ( $\text{Th}^{232}$ ) อนุกรมการสลายตัวของธาตุทอเรียมแสดงไว้ใน ตาราง 2.5 การสลายตัวของธาตุแทลเลียม-208 ในขั้นตอนก่อนสุดท้ายจะให้รังสีแกมมาที่มีพลังงานเท่ากับ 2.62 MeV และรังสีแกมมานี้จะใช้เป็นตัววัดค่าความเข้มข้นของทอเรียม เรียกว่า ปริมาณทอเรียมสมมูล (equivalent thorium, eTh)

ตาราง 2.2 ปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีในหินแกรนิตของจังหวัดสงขลา สตูล พัทลุงและตรัง

Sample	Radioactivity									อ้างอิง
	Airborne radioactivity						Measured radioactivity			
	K (%)		eU (ppm)		eTh (ppm)		K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	
	Range	Mean	Range	Mean	Range	Mean				
แกรนิต ลิวง จังหวัด สงขลา	1.6- 3.2	2.4±0.4	8-18	13±2.0	16-34	25±4	6.4±0.05	19.63±0.41	32.17±4.24	พวง ทิพย์ ร้าง เล็ก, 2538
แกรนิต ยุคไทร แอสสิค จังหวัด สตูลและ สงขลา	1-2.6	1.75±0.28	4-10	6.75±1.41	16-34	23.5±4.2	2.14±0.17	6.48±0.08	17.63±0.07	สุร ศักดิ์ แก้ว อ่อน, 2539
แกรนิต ยุคจูแรส สิค-ไทร แอสสิค จังหวัด ตรัง สตูลและ สงขลา	1.2-2	1.6±0.1	5-9.5	7.25±0.50	16-30	23±2	1.6±0.1	7.25±0.50	23±2	สุวิทย์ เพชร ห้วย ลึก, 2539
แกรนิต ยุคครีเท เชียส	-	-	-	-	-	-	2.8±0.9	14.7±10.3	74.1±52.7	กิตติ ชัย วัฒนา นิกร, 2527

ปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีของหินอัคนี หินแปรและหินตะกอน แสดงไว้ดังในตาราง 2.1-2.2 ซึ่งโดยทั่วไป หินอัคนีมีปริมาณธาตุกัมมันตรังสีสูงกว่าหินแปรและหินตะกอนดังรายละเอียดต่อไปนี้

หินอัคนีมีปริมาณของโพแทสเซียมอยู่ในช่วง 0.3-6.5% มีปริมาณของยูเรเนียมสมมูล 0.3-55.8 ppm มีปริมาณทอเรียมสมมูล 1-140 ppm โดยหินอัคนีพวก alkali felspathoidal intermediate extrusive มีปริมาณโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลสูงที่สุด ในขณะที่หินอัคนีพวก ultrabasic mafic และ basalt มีปริมาณโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลต่ำที่สุด สำหรับหินอัคนีประเภทหินแกรนิตในภาคใต้ของประเทศไทยมี

ปริมาณโพแทสเซียม 1.6-2.4% มีปริมาณยูเรเนียมรวม 6.75-13 ppm และปริมาณทอเรียมรวม 23-25 ppm

หินแปรที่มีปริมาณโพแทสเซียม 0.3-2.6% ปริมาณยูเรเนียมรวม 1.1-7.4 ppm และปริมาณทอเรียมรวม 1.3-42 ppm โดยพบว่าหินไนส์มีปริมาณโพแทสเซียมและยูเรเนียมรวมสูง ในขณะที่หินพวก calc-silicate ยุคพรีแคมเบรียนมีปริมาณทอเรียมสูง

หินตะกอนและตะกอนมีปริมาณโพแทสเซียม 0.3-2.7% ปริมาณยูเรเนียมรวม 0-8 ppm ปริมาณรวมทอเรียม 1.3-50 ppm โดยพบว่าปริมาณยูเรเนียมรวมมีค่าสูงในตะกอนยุคควอเทอร์นารีและหินชุดแก่งกระจานยุคคาร์บอนิเฟอรัส ในขณะที่ปริมาณทอเรียมรวมมีค่าสูงในตะกอนยุคควอเทอร์นารี

**ตาราง 2.3** อนุกรมการสลายตัวของธาตุโพแทสเซียม ( $K^{40}$ ) (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

Decay scheme	Half-life of isotope	Radiation	Gamma-ray energy (MeV)
$^{40}K$	$1.3 \times 10^9$ a	$\beta, \gamma$	1.4608
(89%), $^{40}Ca + \beta$ stable			
(11%), $^{40}Ar + \gamma$ stable			

**ตาราง 2.4** อนุกรมการสลายตัวของธาตุยูเรเนียม ( $U^{238}$ ) (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

Isotope	Half-life	Principal radiation	Principal gamma-ray energy (MeV)
$^{235}U$	$4.51 \times 10^9$ a	$\alpha$	
$^{234}Th$	24.1 d	$\beta$	
$^{234}Po$	1.18 min	$\beta$	
$^{234}U$	$2.48 \times 10^5$ a	$\alpha$	
$^{230}Th$	$8 \times 10^4$ a	$\alpha$	
$^{226}Ra$	$1,600 \times 10^{-3}$ a	$\alpha$	
$^{222}Rn$	3.82 d	$\alpha$	
$^{218}Po$	3.05 min	$\alpha$	
$^{214}Pb$	26.8 min	$\beta, \gamma$	0.29, 0.35
$^{214}Bi$	19.8 min	$\beta, \gamma$	0.61, 1.12, 1.76
$^{214}Po$	$1.6 \times 10^{-4}$ s	$\alpha$	
$^{210}Pb$	21.3 a	$\beta$	
$^{210}Bi$	5.01 d	$\beta$	
$^{206}Pb$	Stable	-	

ตาราง 2.5      อนุกรมการสลายตัวของธาตุทอเรียม ( $\text{Th}^{232}$ ) (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

Isotope	half-life	principal radiation	principal gamma-ray energy (MeV)
$^{232}\text{Th}$	$1.39 \times 10^{10}$ a	$\alpha$	
$^{236}\text{Ra}$	5.75 a	$\beta$	
$^{228}\text{Ac}$	5.13 h	$\beta, \gamma$	0.91, 0.96
$^{228}\text{Th}$	1.91 a	$\alpha$	
$^{224}\text{Ra}$	3.64 d	$\alpha$	
$^{220}\text{Rn}$	55.3 s	$\alpha$	
$^{210}\text{Po}$	0.15 s	$\alpha$	
$^{212}\text{Pb}$	10.64 h	$\beta, \gamma$	0.24
$^{212}\text{Bi}$	60.6 min	$\beta, \gamma$	0.73
$^{212}\text{Po}$ (54 %)	$3 \times 10^{-7}$ s	$\alpha$	
$^{208}\text{Tl}$ (36 %)	3.1 min	$\beta, \gamma$	0.51, 0.58, 2.62
$^{208}\text{Pb}$	Stable	-	

(2) แหล่งกำเนิดรังสีที่ไม่เกี่ยวข้องกับธรณีวิทยา นอกจากรังสีแกมมาจะเกิดจากการสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีที่มีอยู่ในแร่และหิน รังสีแกมมาอาจเกิดขึ้นจากปรากฏการณ์ในธรรมชาติบางอย่าง ดังต่อไปนี้

(2.1) การกระเจิงคอมป์ตัน (Compton scattering) เป็นปรากฏการณ์ที่รังสีแกมมาในธรรมชาติชนกับอิเล็กตรอนที่มีอยู่ในอากาศหรือบนพื้นผิวโลก ส่งผลให้พลังงานของรังสีแกมมาลดลงและมีทิศทางที่แตกต่างจากทิศทางเดิม การกระเจิงคอมป์ตันเป็นปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นมากในธรรมชาติและเป็นเหตุที่ทำให้พลังงานของรังสีแกมมาลดลง

(2.2) รังสีคอสมิก (Cosmic rays) เป็นรังสีแกมมาที่เกิดขึ้นเนื่องจากการชนกันของอนุภาคในอวกาศที่มีประจุไฟฟ้าหรือไม่มีประจุไฟฟ้า (neutron) กับนิวเคลียสของอะตอมในชั้นบรรยากาศของโลกทำให้เกิดรังสีแกมมาที่มีพลังงานสูง (ประมาณ 3-6 MeV) และพลังงานของรังสีแกมมานี้จะถูกกลดลงโดยปรากฏการณ์การกระเจิงคอมป์ตัน

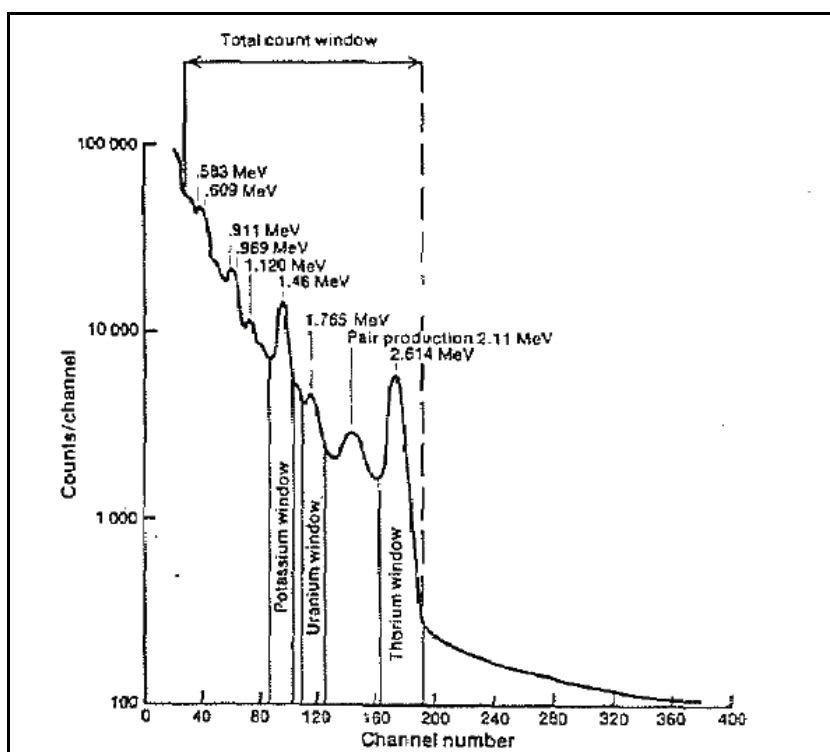
(2.3) การแผ่รังสีจากบรรยากาศ (atmospheric radiation) ก๊าซเรดอน (radon-222) ซึ่งเกิดจากการสลายตัวของไอโซโทปยูเรเนียม-238 ( $\text{U}^{238}$ ) ที่ผิวโลกและลอยอยู่ในอากาศตั้งแต่ระดับพื้นดินจนถึงระดับความสูงประมาณ 300 เมตรหรือมากกว่า และสลายตัวให้บิสมัท-214 ( $\text{Bi}^{214}$ ) พร้อมทั้งปลดปล่อยรังสีแกมมาที่มีพลังงาน 1.76 MeV ซึ่งเท่ากับพลังงานในหน้าต่างยูเรเนียม (U-window) ของเครื่องมือวัด ดังนั้นการมีอยู่ของก๊าซเรดอนในอากาศจะส่งผลให้การวัดค่ากัมมันตภาพรังสีของพื้นดินคลาดเคลื่อนไป



(2.4) ฝุ่นนิวเคลียร์ (Nuclear fallout) เป็นผลผลิตจากการทดลองอาวุธนิวเคลียร์ซึ่งทำให้บรรยากาศเกือบทั่วโลกถูกปะปนไปด้วยไอโซโทปของธาตุกัมมันตรังสี เช่น ซีเซียม-137 ( $\text{Cs}^{137}$ ) ซึ่งมีครึ่งชีวิตประมาณ 30 ปีและสลายตัวให้รังสีแกมมาที่มีพลังงานเท่ากับ 0.66 MeV ทำให้ค่ากัมมันตภาพรังสีทั้งหมด (total count) ที่วัดได้มีรังสีแกมมานี้รวมอยู่ด้วย

### สเปกตรัมกัมมันตภาพรังสี (Radiometric Spectrum)

ธาตุกัมมันตรังสีแต่ละชนิดจะสลายตัวและให้รังสีแกมมาที่มีพลังงานต่างกัน เช่น รังสีแกมมาที่ได้จากการสลายตัวของไอโซโทปทาลเลียม-208 ( $\text{Tl}^{208}$ ) ซึ่งใช้เป็นตัววัดความเข้มของธาตุทอเรียียมจะมีพลังงานเท่ากับ 2.62 MeV รังสีแกมมาที่ได้จากการสลายตัวของไอโซโทปบิสมัท-214 ( $\text{Bi}^{214}$ ) ซึ่งใช้เป็นตัววัดความเข้มของธาตุยูเรเนียมจะมีพลังงานเท่ากับ 1.76 MeV และรังสีแกมมาจากธาตุโพแทสเซียม-40 ( $\text{K}^{40}$ ) จะมีพลังงานเท่ากับ 1.46 MeV พลังงานทั้งสามนี้จะมีค่าคงที่ตลอดเวลา เราจึงใช้จำนวนนับหรือความสูงของแถบพลังงานหรือช่วงพลังงานดังกล่าวเป็นตัวกำหนดความเข้มข้นของธาตุทอเรียียม ยูเรเนียม และโพแทสเซียม ดังแสดงในภาพประกอบ 2.13 ซึ่งเป็นสเปกตรัมของรังสีแกมมาที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องสเปกโตรมิเตอร์แบบหลายช่องสัญญาณที่ระดับความสูง 120 เมตรเหนือพื้นดิน



ภาพประกอบ 2.13 ตัวอย่างสเปกตรัมรังสีแกมมา (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

### หน่วยวัดกัมมันตภาพรังสี (Units of radiometric measurement)

หน่วยที่ใช้วัดค่ากัมมันตรังสีมีหลายชนิดขึ้นอยู่กับจุดประสงค์ของการวัด เช่น หน่วยวัดความแรง หน่วยวัดอำนาจการดูดซับ หรือหน่วยวัดความเข้ม เป็นต้น ดังรายละเอียดต่อไปนี้

(1) คูรี (Curie, Ci) เป็นหน่วยที่ใช้วัดความแรงของกัมมันตภาพรังสี โดยกำหนดให้ 1 Ci เท่ากับการสลายตัว  $3.7 \times 10^{10}$  ครั้งใน 1 วินาที

(2) เรินต์เกน (Roentgen, R) เป็นหน่วยที่ใช้วัดจำนวนรังสีที่ถูกดูดซับในหนึ่งหน่วยปริมาตรหรือหนึ่งหน่วยน้ำหนักของวัตถุ โดยกำหนดให้ 1 R เป็นปริมาณของรังสีแกมมาที่ทำให้เกิดคู่อิออน (ion pairs) จำนวน  $1.6 \times 10^{12}$  คู่อิออนในอากาศ 1 กรัม

(3) อิเล็กตรอนโวลต์ (electron volts, eV) เป็นหน่วยที่ใช้วัดพลังงานของรังสีแกมมา โดยกำหนดให้ 1 eV มีค่าเท่ากับพลังงานของอิเล็กตรอนซึ่งถูกเร่งในสนามไฟฟ้าที่มีความต่างศักย์ 1 โวลต์ ( $1 \text{ eV} = 1.605 \times 10^{-19} \text{ joule}$ )

(4) จำนวนนับต่อหน่วยเวลา (counts per unit time) เป็นหน่วยวัดจำนวนครั้งของรังสีที่ตกกระทบในหนึ่งหน่วยเวลา โดยทั่วไปแล้วเครื่องมือที่ใช้ในการสำรวจจะวัดค่ากัมมันตรังสีออกมาเป็นจำนวนครั้งของรังสีที่ตกกระทบหัววัดต่อหนึ่งหน่วยเวลา เช่น cps (count per second)

(5) ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล (eU, eTh) เป็นหน่วยวัดความเข้มข้นของยูเรเนียมและทอเรียม ทั้งนี้เนื่องจากการวัดรังสีแกมมาที่ได้จากการสลายตัวของธาตุยูเรเนียมและทอเรียมดังแสดงไว้ในอนุกรมการสลายตัวนั้นจะต้องวัดในสภาวะสมดุล แต่โดยความเป็นจริงเราไม่ทราบได้ว่าเมื่อใด จึงนิยมใช้หน่วยยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลสำหรับโพแทสเซียม (K) ความเข้มข้นมีหน่วยเป็นเปอร์เซ็นต์ (%)

(6) หน่วยของความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี (unit of radioelement concentration, ur) โดยกำหนดให้ 1 ur เท่ากับจำนวนนับทั้งหมด (total count) ที่ได้จากยูเรเนียมจำนวน 1 ppm ในสภาวะสมดุล

**เครื่องมือวัดรังสีแกมมา (Gamma-rays detector)** เครื่องมือที่ใช้ตรวจวัดรังสีแกมมาในงานสำรวจทางอากาศ มีดังนี้

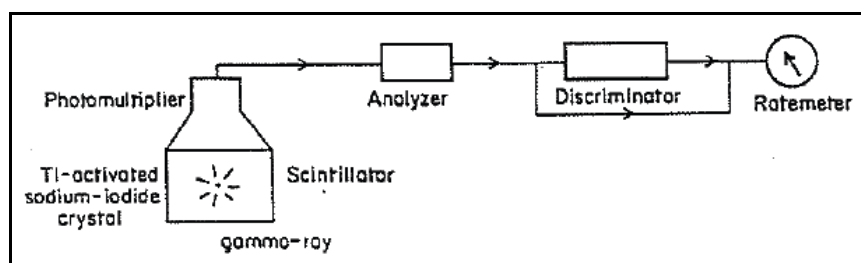
#### 1. Sodium-Iodide scintillation detector (Scintillometer)

เครื่องมือนี้ใช้วัดรังสีรวมต่อหน่วยเวลา โดยมีส่วนประกอบที่สำคัญ 3 ส่วน คือ หัววัดที่ทำด้วยผลึกของโซเดียมไอโอไดน์ (NaI) ตัวคูณทางแสง (Photomultiplier) ซึ่งเป็นภาคขยายช่วงต้น และวงจรนับสัญญาณ

เมื่อรังสีแกมมาตกกระทบผลึกโซเดียมไอโอไดน์จะมีประกายแสงเกิดขึ้น (scintillation) เมื่อแสงที่เกิดขึ้นตกกระทบแคโทดทางแสง(photocathode) จะมีอิเล็กตรอนเกิดขึ้น และจำนวนอิเล็กตรอนจะถูกเพิ่มจำนวนขึ้นโดยตัวคูณแสง ก่อนส่งเข้าสู่วงจรนับสัญญาณ

2. สเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมา (Gamma-ray spectrometer) มีหลักการทำงานและส่วนประกอบเหมือนกับเครื่อง scintillometer เพียงแต่เพิ่มตัววิเคราะห์ (analyzer) และ ตัวตัดแยก (discriminator) เข้าไปเพื่อแยกการวัดรังสีแกมมาที่ได้จากการสลายตัวของโพแทสเซียมยูเรเนียมและทอเรียมออกจากกัน (ภาพประกอบ 2.11) โดยจัดหน้าต่างสำหรับการวัด(window) ไว้ดังนี้คือช่วงพลังงาน 0.40-2.82 MeV สำหรับหน้าต่างของจำนวนรังสีรวม ช่วงพลังงาน 1.36-1.56 MeV โดยมียอดสูงสุดอยู่ที่ 1.46 MeV สำหรับหน้าต่างของโพแทสเซียม ช่วงพลังงาน 1.66-1.86 MeV โดยมียอดสูงสุดอยู่ที่ 1.76 MeV สำหรับหน้าต่างของยูเรเนียม และ ช่วงพลังงาน 1.66-1.86 MeV โดยมียอดสูงสุดอยู่ที่ 2.62 MeV สำหรับหน้าต่างของทอเรียม

สเปกโตรมิเตอร์แบบหลายช่อง (multichannel spectrometer) เป็นสเปกโตรมิเตอร์ที่มีการแบ่งช่องวัดเป็นจำนวนมาก เช่น 100 ช่อง หรือ 1,000 ช่อง ในปัจจุบันเครื่องสเปกโตรมิเตอร์ที่นำมาใช้ในการบินสำรวจจะมีจำนวนช่องวัดจำนวน 256 หรือ 512 ช่อง



ภาพประกอบ 2.14 แผนผังของสเปกโตรมิเตอร์ (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

## 2.4 วิธีดำเนินการวิจัย

### 2.4.1 การแปลงข้อมูลแผนที่สนามแม่เหล็กโลกและแผนที่กัมมันตภาพรังสีของพื้นที่ศึกษาเป็นข้อมูลเชิงตัวเลขและการสร้างแบบจำลอง

2.4.1.1 ทำการแปลงข้อมูลสนามแม่เหล็กโลกและกัมมันตภาพรังสีของพื้นที่ศึกษาซึ่งอยู่ในรูปแบบแผนที่คอนทัวร์เป็นข้อมูลเชิงตัวเลข โดยใช้ Tablet digitizer ร่วมกับโปรแกรม MapInfo®

2.4.1.2 สำหรับข้อมูลสนามแม่เหล็กโลก ค่าสนามแม่เหล็กตกค้างของพื้นที่ศึกษาจะได้จากผลต่างของข้อมูลสนามแม่เหล็กโลกที่ได้ของพื้นที่ศึกษากับข้อมูลสนามแม่เหล็กโลกที่คำนวณจากสมการของ International Geomagnetic Reference Field (IGRF) ปี ค.ศ.

1980 (ที่มา: <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/point/index.html> เมื่อ 6 พฤษภาคม พ.ศ. 2549)

2.4.1.3 สร้างแผนที่สนามแม่เหล็กตกค้างและแผนที่กัมมันตภาพรังสีของพื้นที่ศึกษาด้วยโปรแกรม Surfer®

2.4.1.4 แปลความข้อมูลเชิงปริมาณในขั้นต้นของสนามแม่เหล็กตกค้างของพื้นที่ศึกษาโดยการใช้วิธีการสัญญาณวิเคราะห์ (analytical signal) สำหรับประเมินขอบเขตในแนวราบของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กใต้ผิวดิน และใช้วิธีการดีคอนโวลูชันของออยเลอร์ (Euler's deconvolution) สำหรับประเมินความลึกถึงวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กใต้ผิวดิน โดยขอบเขตและความลึกที่ประเมินได้นี้จะนำไปใช้เพื่อเป็นเงื่อนไขสำหรับการสร้างแบบจำลองวัตถุผิดปกติใต้ผิวดินในหัวข้อ 2.4.1.5

2.4.1.5 แปลความข้อมูลสนามแม่เหล็กตกค้างของพื้นที่ศึกษาเพื่อกำหนดรูปทรงของวัตถุผิดปกติใต้ผิวดิน โดยการสร้างแบบจำลองวัตถุแม่เหล็กผิดปกติด้วยโปรแกรม Geovita AB GMM ในโพรไฟล์ต่างๆที่ตัดผ่านบริเวณที่มีสนามแม่เหล็กตกค้างในพื้นที่ศึกษา

## 2.4.2 การวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหิน

2.4.2.1 ย่อยตัวอย่างหินที่เก็บจากพื้นที่ศึกษาให้มีขนาดเล็กกลง แล้วนำไปใส่ไว้ในภาชนะพลาสติกทรงกระบอกที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 2 เซนติเมตร และความยาว 2 เซนติเมตรให้เต็มพร้อมปิดฝา

2.4.2.2 ทำการติดฉลากรอบภาชนะพลาสติกข้างต้นเพื่อบอกตำแหน่งของสถานที่เก็บหินตัวอย่างหินนั้น

2.4.2.3 วัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหินข้างต้นด้วยเครื่องวัด KLY-3/KLY-3S KAPPABRIDGE ซึ่งมีขั้นตอนดังต่อไปนี้

1.) เปิดโปรแกรม "SUSAM" พร้อมกับใส่ตำแหน่งตัวอย่างหินที่มีลักษณะรูปทรงกระบอกลงไปในช่วงว่างรูปทรงกระบอกของเครื่องวัดที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 5 เซนติเมตร ใช้หลอดสูญญากาศหย่อนแท่งวาง โดยหย่อนให้ถึงด้านล่างสุดและไม่สามารถขยับเขยื้อนได้อีกแล้วจึงปล่อยแท่งวางลง

2.) ทำการปรับเทียบการวัดของเครื่องมือ โดยใช้ตัวอย่างมาตรฐานซึ่งเป็นพลาสติกทรงกระบอกสีขาวเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 2 เซนติเมตรและสูงประมาณ 2 เซนติเมตร เครื่องมือพร้อมสำหรับการทำงานเมื่อค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างมาตรฐานที่วัดได้สองครั้งติดกันมีค่าใกล้เคียงกัน

3.) ทำการปรับเทียบภาชนะพลาสติกสำหรับใส่ตัวอย่างหิน โดยทำซ้ำข้อ (2) จนกว่าเครื่องพร้อมจะทำงาน

4.) ทำการวัดค่าสภาพรับไอน้ำได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหิน โดยทำการวัดซ้ำ 3 ครั้งแล้วคำนวณค่าเฉลี่ย ( $k$ )

2.4.2.4 หาปริมาตรของตัวอย่างหินโดยขั้นตอนต่อไปนี้

- 1.) ชั่งน้ำหนักของตัวอย่างหินทั้งในอากาศและในน้ำ
- 2.) คำนวณหาปริมาตรของตัวอย่างหินจากสมการ (2.15) ดังนี้

$$V_{sample} = \frac{W_{air} - W_{water}}{\rho_{water}} \quad (2.15)$$

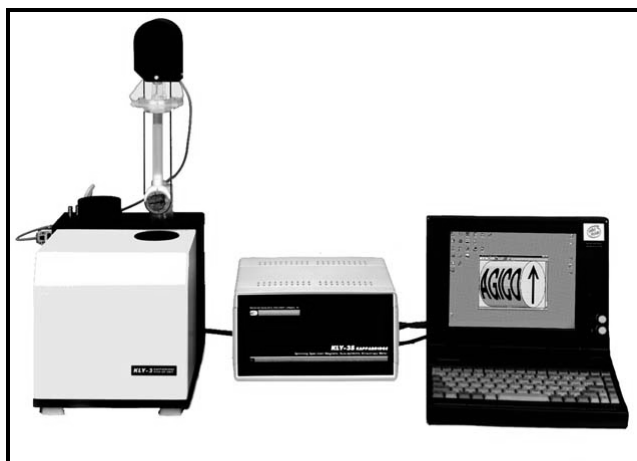
เมื่อ  $V_{sample}$  แทนปริมาตรของตัวอย่างหิน  $W_{air}$  แทนน้ำหนักของตัวอย่างหินที่ชั่งในอากาศมีหน่วยเป็นกรัม (g)  $W_{water}$  แทนน้ำหนักของตัวอย่างหินที่ชั่งในน้ำมีหน่วยเป็นกรัม (g) และ  $\rho_{water}$  แทนความหนาแน่นของน้ำ ซึ่งในการศึกษาครั้งนี้กำหนดให้เท่ากับ  $1g/cm^3$

- 3.) คำนวณปริมาตรที่ถูกต้องของตัวอย่างหินจากสมการข้างล่างนี้

$$V_{correction} = \frac{V_{sample}}{10} \quad (2.16)$$

4.) คำนวณค่าสภาพรับไอน้ำได้ทางแม่เหล็กต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรจากสมการข้างล่างนี้

$$k_{volume} = \frac{k * V_{correction}}{V_{sample}} \quad (2.17)$$



ภาพประกอบ 2.15 เครื่องมือ KAPPABRIDGE โมเดล KLY-3/KLY-3S  
(ที่มา: [http://www.agico.com/Leaflet\\_KLY4\\_intro.htm](http://www.agico.com/Leaflet_KLY4_intro.htm)  
เมื่อ 10 ต.ค. 2550)

### 2.4.3 การเดินสำรวจธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษา

- 2.4.3.1 จัดเตรียมแผนที่ภูมิประเทศและแผนที่ธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษา
- 2.4.3.2 เดินสำรวจแนวการวางตัวของหินโผล่ในบริเวณที่อยู่ใกล้กับแหล่งน้ำพุร้อน วัดมุมเอียงเท(dip) และแนวระดับ(strike) ของหินโผล่ที่สนใจ
- 2.4.3.3 เก็บตัวอย่างหินโผล่ ขนาด hand specimen บรรจุใส่ถุงพลาสติกที่เตรียมไว้พร้อมเขียนฉลากกับตำแหน่งที่ทำการเก็บ

### 2.4.4 การวิเคราะห์ข้อมูล

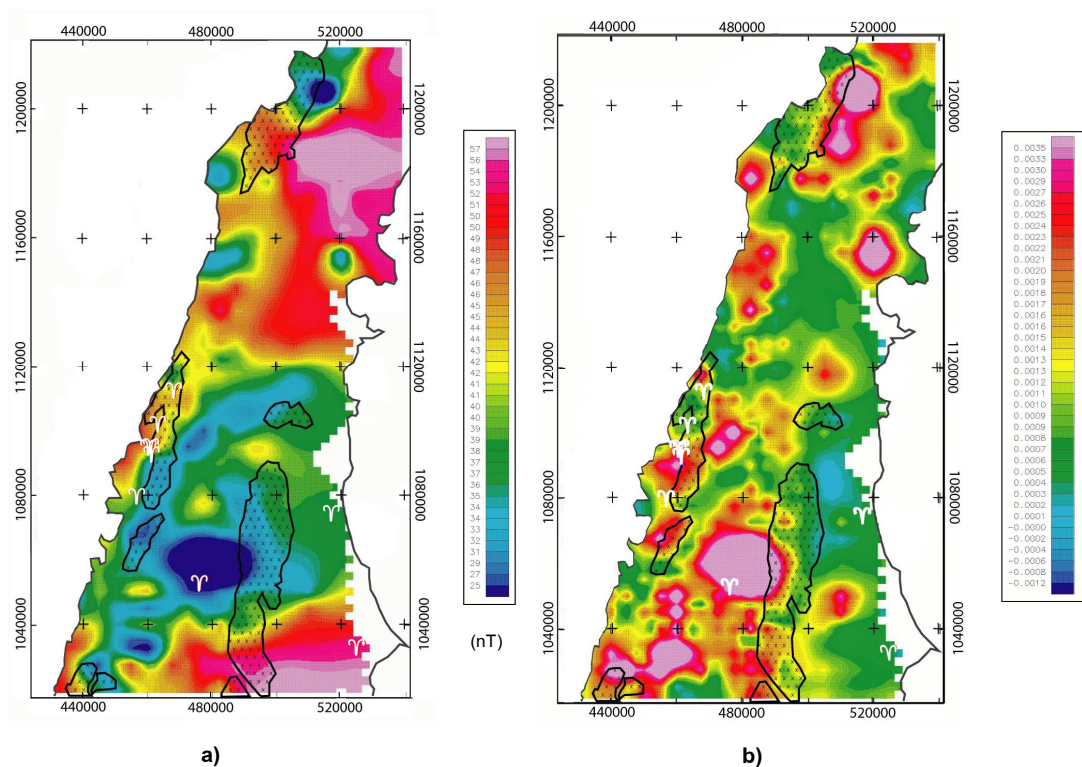
#### 2.4.4.1 การวิเคราะห์ข้อมูลสนามแม่เหล็ก

2.4.4.1.1 กำหนดขอบเขตของวัตถุจากค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กโดยวิธีสัญญาณเชิงวิเคราะห์ (analytical signal) สัญญาณเชิงวิเคราะห์ของสนามแม่เหล็กโดยรวมจะแสดงขอบเขตของวัตถุที่มีสภาพความเป็นแม่เหล็กผิดปกติโดยไม่คำนึงถึงทิศทางของสภาพการเป็นแม่เหล็ก (Roest et al., 1992) และ ความกว้างของสัญญาณเชิงวิเคราะห์จะเป็นสัดส่วนกับความลึกของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็ก (MacLeod et al., 1993) !!!

สัญญาณเชิงวิเคราะห์ (A) ของสนามแม่เหล็กรวม (T) กำหนดให้มีค่าเท่ากับรากที่สองของผลรวมของกำลังสองของอนุพันธ์ของสนามแม่เหล็กรวมในแนวแกน x, y และ z ดังสมการที่ (2.19)

$$|A| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (2.18)$$

การเปรียบเทียบระหว่างแผนที่ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของพื้นที่ศึกษากับแผนที่ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กที่ได้ทำการวิเคราะห์โดยระเบียบวิธีสัญญาณเชิงวิเคราะห์แสดงไว้ดังภาพประกอบที่ 2.16 ซึ่งจะพบว่าสัญญาณเชิงวิเคราะห์จะมีค่าสูงในบริเวณที่ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กมีค่าต่ำซึ่งแสดงด้วยบริเวณที่เป็นสีฟ้าจนถึงสีน้ำเงินมีขนาดกว้างขึ้น โดยที่สัญญาณรบกวนอื่น ๆ จะถูกตัดออกไป สัญญาณที่แสดงนั้นมีความชัดเจนกว่าทำให้เราสามารถหาตำแหน่งและประเมินค่าความลึกของวัตถุได้ง่ายขึ้นโดยระเบียบวิธีแบบ Euler deconvolution



ภาพประกอบ 2.16 (a)แผนที่สนามแม่เหล็กผิดปกติ และ (b)แผนที่ของสัญญาณเชิงวิเคราะห์

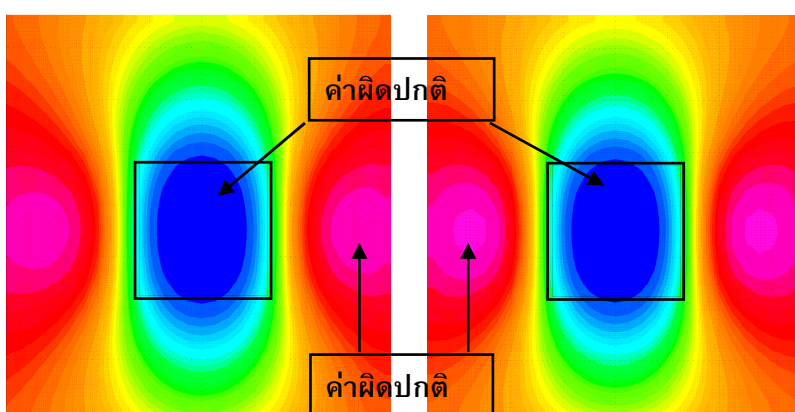
ตัวอย่างของค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กรวมที่มุมอินโคลเนชัน  $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $45^\circ$  และ  $90^\circ$  สำหรับวัตถุรูปลูกบาศก์ขนาด  $500 \times 500 \times 500$  ลูกบาศก์เมตร และวัตถุทรงปริซึมขนาด  $500 \times 500 \times 5000$  ลูกบาศก์เมตร ซึ่งมีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กเท่ากับ 0.01 SI, และอยู่ลึกจากผิวดินเท่ากับ 100 เมตร เป็นดังภาพประกอบข้างล่างนี้ ซึ่งจะพบว่าค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กรวมจะมีรูปร่างที่ขึ้นอยู่มุมอินโคลเนชัน โดยจะมีลักษณะเป็นยอดลบที่เด่นเมื่อมุมอินโคลเนชันของสนามแม่เหล็กรวมเท่ากับ 0 องศา มีลักษณะเป็นยอดบวกและลบเมื่อมุมอิน

โคลเนชันของสนามแม่เหล็กรวมเท่ากับ 30 และ 45 องศา และมีลักษณะเป็นยอดบวกรูปที่เด่นเมื่อมุมอินโคลเนชันเท่ากับ 90 องศา

ตัวอย่างค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของแบบจำลองวัตถุแม่เหล็กรูปลูกบาศก์และปริซึมในแนวตั้งสำหรับวัตถุทรงกลมและทรงกระบอกตามลำดับ โดยกรอบสี่เหลี่ยมที่ปรากฏในภาพประกอบแทนตำแหน่งของแบบจำลองวัตถุแม่เหล็กดังกล่าว

## 1. มุมอินโคลเนชันของสนามแม่เหล็กโลกเท่ากับ 0 องศา

เนื่องจากสารแม่เหล็กที่อยู่ในวัตถุทำให้สนามแม่เหล็กที่เกิดขึ้นมีทิศทางตรงกันข้ามกับทิศของสนามแม่เหล็กภายนอกทำให้เกิดการหักล้างกันจึงทำให้ค่าสนามแม่เหล็กตกค้างมีค่าเป็นลบ และผลจากการวิเคราะห์เชิงสัญญาณค่าสนามแม่เหล็กตกค้างที่ได้จากการสมมติให้วัตถุเป็นทรงกลม (ลูกบาศก์) และทรงกระบอกในแนวตั้ง (ปริซึม) ดังนั้นในกรอบสี่เหลี่ยมจึงมีค่าสนามแม่เหล็กคงค้างเป็นลบแสดงด้วยสีน้ำเงินและค่าทางด้านซ้ายและขวาซึ่งแสดงด้วยสีแดงจนถึงสีชมพูแสดงค่าสนามแม่เหล็กที่มีค่าเป็นบวกจึงได้ว่าที่มุมอินโคลเนชันศูนย์องศาปีกทั้งสองข้างมีค่าผิดปกติสูงและจะมีค่าต่ำที่สุดตรงตำแหน่งเดียวกันกับวัตถุ



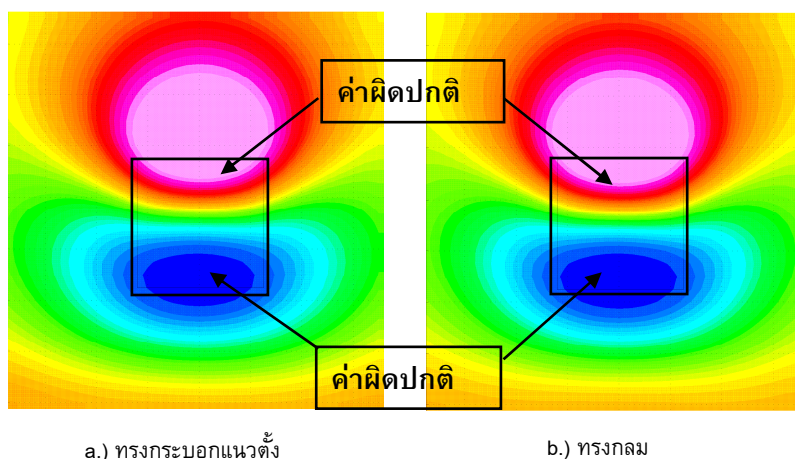
a.) ทรงกระบอกแนวตั้ง

b.) ทรงกลม

## 2. มุมอินโคลเนชันของสนามแม่เหล็กโลกเท่ากับ 30 องศา

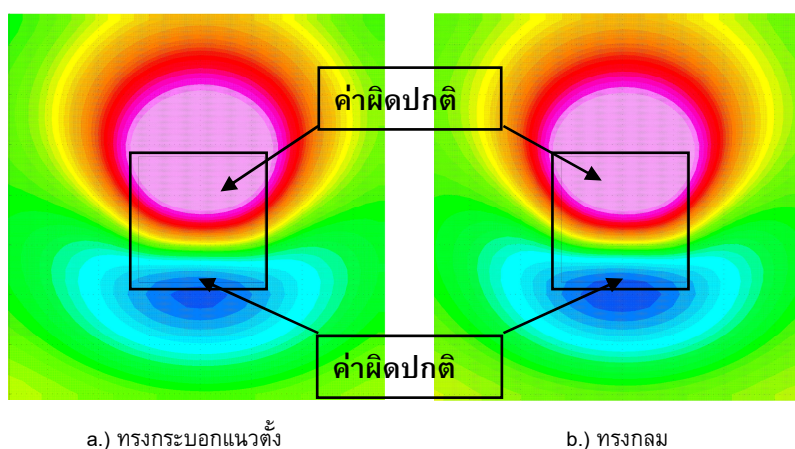
ค่าสนามแม่เหล็กที่เกิดในกรอบสี่เหลี่ยมของวัตถุทั้งแบบทรงกลมและทรงกระบอกแนวตั้งจะมีค่าสนามแม่เหล็กที่เกิดจากวัตถุมีค่าเป็นลบมากกว่าค่าบวกเนื่องมาจากเกิดการหักล้างมากกว่าการเสริมระหว่างสนามแม่เหล็กโลกกับสนามแม่เหล็กของวัตถุซึ่งค่าสนามแม่เหล็กคงค้างที่เป็นบวกแทนด้วยสีชมพู กล่าวคือ ลักษณะของกราฟจะเบี่ยงไปทางค่าที่เป็นลบมากกว่าค่าที่เป็นบวก โดยตำแหน่งของวัตถุจะอยู่คาบเกี่ยวระหว่างค่าบวกและค่าลบ





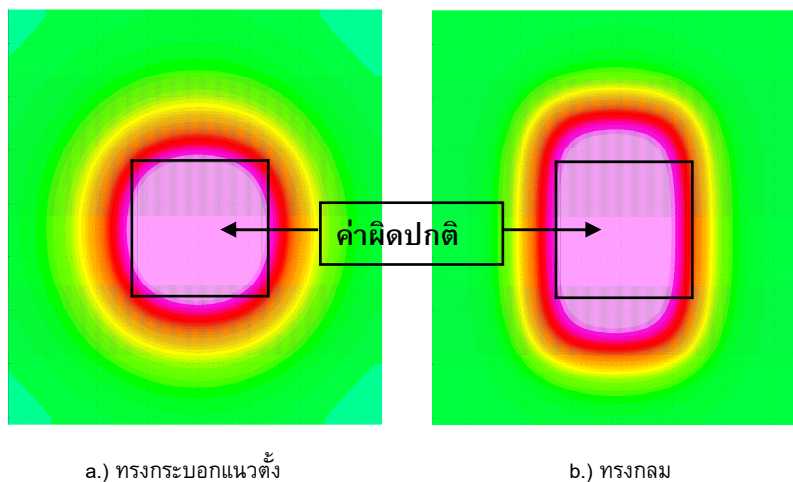
### 3. มุมอินโคลเนชันของสนามแม่เหล็กโลกเท่ากับ 45 องศา

ที่อินโคลเนชัน 45 องศา ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กมีลักษณะคล้ายกับที่อินโคลเนชัน 30 องศาแต่ต่างกันคือที่ค่าอินโคลเนชันมากกว่า ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กในกรอบสี่เหลี่ยมมีค่าบวกมากกว่าค่าลบ กราฟที่ได้จึงเบี่ยงไปทางบวกมากกว่า แต่ตำแหน่งของวัตถุยังคงอยู่ระหว่างค่าที่เป็นบวกและค่าที่เป็นลบ



### 4. มุมอินโคลเนชันของสนามแม่เหล็กโลกเท่ากับ 90 องศา

ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กในกรอบสี่เหลี่ยมเป็นสีชมพูคือมีค่าเป็นบวก เนื่องจากทิศของสนามแม่เหล็กโลกและทิศของสนามแม่เหล็กที่เกิดจากวัตถุมีทิศทางเดียวกันจึงทำให้เกิดการเสริมกัน



2.4.4.1.2 ความลึกของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กสามารถกำหนดโดยระเบียบวิธี Euler deconvolution ทั้งนี้เนื่องจากสนามแม่เหล็กรวมของโลก (T) เป็นฟังก์ชันเอกพันธ์ที่มีอันดับ n ดังนั้นสนามแม่เหล็กรวมของโลกจึงเป็นไปตามสมการของออยเลอร์ (Euler's equation) ดังนี้

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = N \Delta T \quad (2.19)$$

$$T = \Delta T + B \quad (2.20)$$

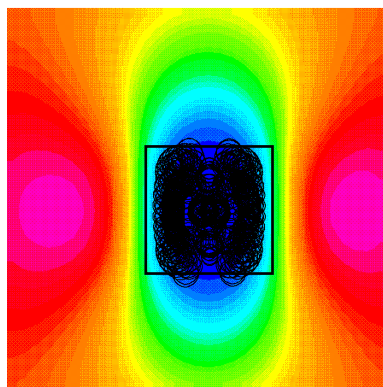
เมื่อ  $(x_0, y_0, z_0)$  แทนตำแหน่งของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็ก T แทนสนามแม่เหล็กรวมของโลก ที่ทำการวัดที่ตำแหน่ง  $(x, y, z)$  B แทนสนามแม่เหล็กเชิงภูมิภาค  $\Delta T$  แทนสนามแม่เหล็กตกค้าง และ N แทนดัชนีโครงสร้าง (structural index) ซึ่งขึ้นอยู่กับรูปร่างของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กดังนี้คือ

ตาราง 2.6 ดัชนีโครงสร้างของวัตถุรูปทรงต่าง ๆ (ที่มา: Durrheim and Cooper, 1998)

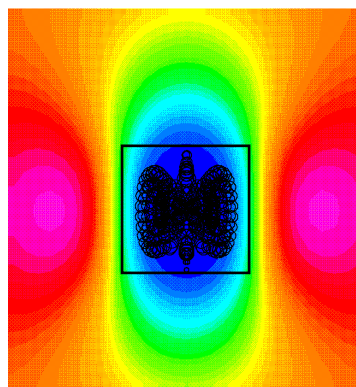
รูปร่างของวัตถุ	ดัชนีโครงสร้าง
Line of poles	1.0
Point pole	2.0
Line of dipoles	2.0
Point dipole	3.0

ดังนั้นตำแหน่งของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กที่มีดัชนีโครงสร้าง  $N$  ใดๆ  $(x_0, y_0, z_0)$  จะสามารถประเมินได้ถ้าเราทราบค่าความเข้มของสนามแม่เหล็กรวมและเกรเดียนท์ของสนามแม่เหล็กทั้งทางแนวราบและทางแนวตั้งที่ตำแหน่งต่างๆอย่างน้อย 4 ตำแหน่งในพื้นที่ศึกษา (Durrheim and Cooper, 1998) ดังตัวอย่างสำหรับวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กรูปทรงกลม ( $N=3$ ) ที่ระดับความลึก ??? และวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กรูปทรงกระบอก ( $N=2$ ) ที่ระดับความลึก ???/ ซึ่งที่มุมอินโคลเนชันของสนามแม่เหล็กโลกต่างๆดังนี้

### 1. มุมอินโคลเนชันเท่ากับ 0 องศา

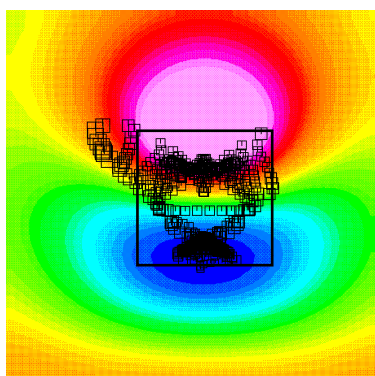


a.) ทรงกระบอกแนวตั้ง

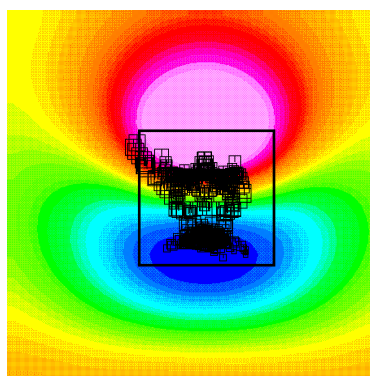


b.) ทรงกลม

### 2. มุมอินโคลเนชันเท่ากับ 30 องศา

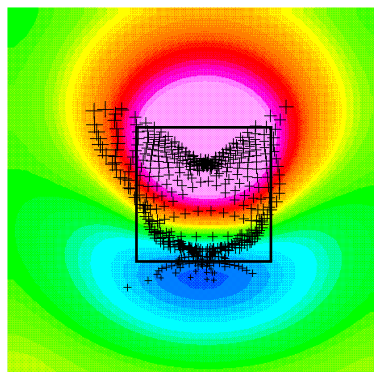


a.) ทรงกระบอกแนวตั้ง

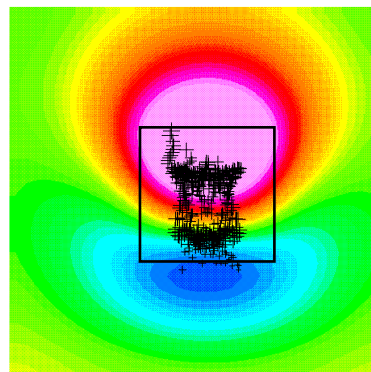


b.) ทรงกลม

### 3. มุมอินโคลเนชันเท่ากับ 45 องศา

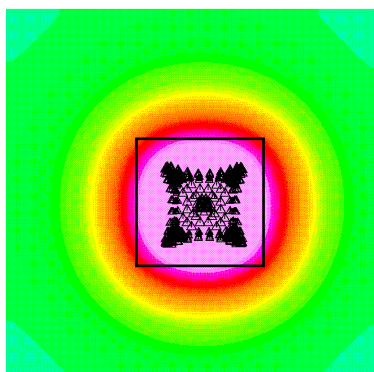


a.) ทรงกระบอกแนวตั้ง

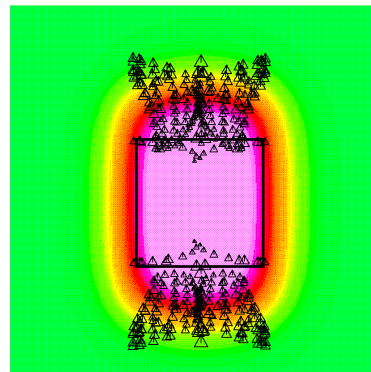


b.) ทรงกลม

### 4. มุมอินโคลเนชันเท่ากับ 90 องศา



a.) ทรงกระบอกแนวตั้ง



b.) ทรงกลม

จากผลการวิเคราะห์แบบ Euler deconvolution ที่มุมอินโคลเนชัน 0 30 45 และ 90 องศา โดยกำหนดสัญลักษณ์เส้นวงกลม สีเหลี่ยม เครื่องหมายบวกและสามเหลี่ยมเป็นระดับความลึกของวัตถุที่ ??? เมตร ??? เมตร และ ??? เมตร ตามลำดับ พบว่าความลึกที่ประเมินได้ที่อินโคลเนชันต่าง ๆ ส่วนใหญ่อยู่ในกรอบสี่เหลี่ยมซึ่งเป็นขอบเขตของวัตถุที่กำหนดไว้ข้างต้น ยกเว้นในกรณีของวัตถุทรงกลมที่มุมอินโคลเนชันเท่ากับ 90 องศา ทั้งนี้อาจเนื่องจาก ???

#### 2.4.4.2 การวิเคราะห์ข้อมูลกัมมันตภาพรังสี

2.4.4.2.1 ประเมินปริมาณกัมมันตภาพรังสีของหินหน่วยต่างๆที่ปรากฏในแผนที่ธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาจากแผนที่กัมมันตภาพรังสีที่ได้จากการสำรวจทาง

อากาศโดยใช้โปรแกรม Mapinfo® พร้อมทั้งเปรียบเทียบปริมาณกัมมันตภาพรังสีของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษากับหินแกรนิตในพื้นที่อื่นๆในบริเวณภาคใต้ของประเทศไทย (ดังตารางที่ 2.3)

2.4.4.2.2 คำนวณค่าการผลิตความร้อน (heat generation) ต่อหน่วยน้ำหนัก หรือ  $A$  ในหน่วย  $\mu\text{W}/\text{kg}$  ของหินแกรนิตและหินหน่วยอื่นๆในพื้นที่ศึกษา จากปริมาณของ  $K$  ในหน่วยเปอร์เซ็นต์ ปริมาณ  $eU$  และ  $eTh$  ในหน่วย ppm โดยอาศัยสมการ (2.20) ดังนี้

$$A = (C_K \times K) + (C_{eU} \times eU) + (C_{eTh} \times eTh) \quad (2.21)$$

โดยสำหรับโพแทสเซียม  $C_K = 0.0035 \mu\text{W}/\text{kg}$  of element สำหรับยูเรเนียมสมมูล  $C_{eU} = 98.4 \mu\text{W}/\text{kg}$  of element และสำหรับทอเรียียมสมมูล  $C_{eTh} = 26.6 \mu\text{W}/\text{kg}$  of element (ที่มา: Table H.3 in Stecey (1977).)

2.4.4.2.3 คำนวณค่าการผลิตความร้อน(Heat generation) ต่อหน่วยปริมาตร หรือ  $A'$  ในหน่วย  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  ของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษาจากสมการในการคำนวณดังนี้

$$A' = A \times \rho_{rock} \quad (2.22)$$

เมื่อ  $\rho_{rock}$  แทนความหนาแน่นของหินแกรนิตในจังหวัดระนอง ซึ่งมีค่าเท่ากับ  $2,600 \pm 60 \text{ kg}/\text{m}^3$  (เอกชัย สันเมือง, 2552)

2.4.4.2.4 คำนวณค่าปริมาณความร้อน ( $Q$ ) ที่ผลิตโดยหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษาจากสมการ (2.22) ดังนี้

$$Q = A \times V \quad (2.23)$$

เมื่อ  $V$  คือ ปริมาตรของหินแกรนิตมีหน่วยเป็นลูกบาศก์เมตร ( $\text{m}^3$ )

2.4.4.2.5 คำนวณปริมาณความร้อนที่น้ำร้อนได้รับจากหินแกรนิตจากสมการการคำนวณดังนี้

$$Q = mC\Delta T \quad (2.24)$$

เมื่อ  $m$  แทนมวลของน้ำต่อหน่วยเวลาซึ่งประเมินจากอัตราการไหลของน้ำร้อน  $C$  แทนค่าความจุความร้อนของน้ำซึ่งมีค่าเท่ากับ  $4.186 \text{ J}/\text{gm} \cdot ^\circ\text{C}$   $\Delta T$  แทนผลต่างของอุณหภูมิระหว่างน้ำร้อนกับน้ำผิวดินปกติ

## บทที่ 3

### ผลการวิจัย

#### 3.1 ค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหิน

ตัวอย่างหินในพื้นที่ศึกษาซึ่งนำมาวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กสามารถจำแนกได้เป็น 5 กลุ่มใหญ่ ๆ คือ กลุ่มหินแกรนิตและหินไนส์ กลุ่มหินยุคคาร์บอนิเฟอรัส กลุ่มหินตะกอนซึ่งประกอบด้วยหินทราย หินตะกอนและหินโคลน กลุ่มหินแปรเนื้อละเอียด และกลุ่มแร่ควอตซ์ (ภาพประกอบ 3.1) โดยค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กเฉลี่ยของกลุ่มหินแกรนิตและหินไนส์ กลุ่มหินยุคคาร์บอนิเฟอรัส และกลุ่มหินแปรเนื้อละเอียด มีค่าประมาณเท่ากันคือ อยู่ในช่วง 220 ถึง  $240 \times 10^{-6}$  [SI] ดังรายละเอียดข้างล่างนี้

กลุ่มหินแกรนิตและหินไนส์ จำนวน 13 ตัวอย่าง มีพิสัยของค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหินเท่ากับ 5 ถึง  $726 \times 10^{-6}$  [SI] โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ  $238 \times 10^{-6}$  [SI] และค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานเท่ากับ  $223 \times 10^{-6}$  [SI]

กลุ่มหินยุคคาร์บอนิเฟอรัส เป็นตัวอย่างหินโพลีซึ่งเก็บมาจากตำแหน่งที่มีค่าสนามแม่เหล็กโลกผิดปกติในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ จำนวน 20 ตัวอย่าง มีพิสัยของค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหินเท่ากับ 150 ถึง  $520 \times 10^{-6}$  [SI] โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ  $223 \times 10^{-6}$  [SI] และค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานเท่ากับ  $94 \times 10^{-6}$  [SI]

กลุ่มหินตะกอนซึ่งประกอบด้วยหินทราย และหินโคลน จำนวน 16 ตัวอย่าง มีพิสัยของค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กเท่ากับ -7 ถึง  $160 \times 10^{-6}$  [SI] โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ  $58 \times 10^{-6}$  [SI] และมีค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานเท่ากับ  $64 \times 10^{-6}$  [SI] เป็นที่สังเกตว่าหินทรายแป้งหรือหินโคลนจะมีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กเป็นบวก ในขณะที่หินทรายจะมีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กเป็นลบ

กลุ่มหินแปรเนื้อละเอียด เช่น ไมโลไนต์ (mylonite) จำนวน 2 ตัวอย่าง มีพิสัยของค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กเท่ากับ 220 ถึง  $240 \times 10^{-6}$  [SI] มีค่าเฉลี่ยเท่ากับ  $230 \times 10^{-6}$  [SI] และค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานเท่ากับ  $11 \times 10^{-6}$  [SI]

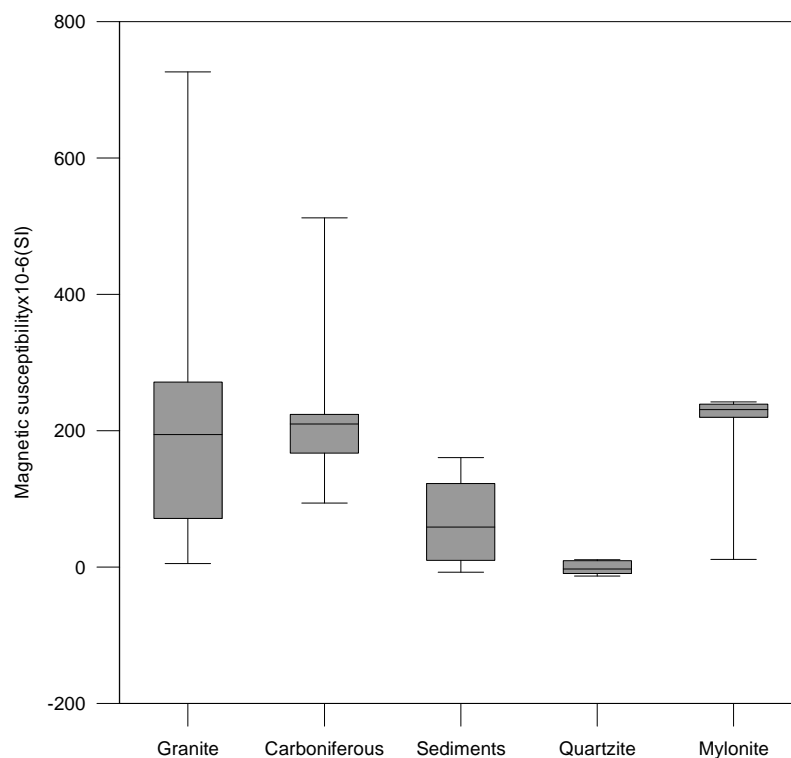
กลุ่มแร่ควอตซ์ จำนวน 3 ตัวอย่าง มีพิสัยของค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กเท่ากับ -9 ถึง  $9 \times 10^{-6}$  [SI]

ตารางที่ 3.1 ค่าสภาพรับไว้ได้ของตัวอย่างหินของพื้นที่ศึกษา

East	North	Sample	susceptibility correct	susceptibility $\times 10^6$	geology
484870	1040281	BKL(1/4)A	1.54E-04	154.32	granite
		BKL(1/4)B	1.39E-04	139.16	
488668	1061446	BKS(1/1)A	6.19E-04	618.75	granite
		BKS(1/1)B	2.71E-04	271.38	
no position		BN(7/3)A	1.69E-04	168.71	granite
		BN(7/3)B	1.70E-04	169.80	
		BN(7/3)C	2.19E-04	218.99	
458298	1067989	WHK(1/1)A	4.89E-05	48.94	granite
		WHK(1/1)B	5.09E-06	5.09	
498388	1104554	WTK(2/1)A	6.79E-05	67.94	gneiss, granite
		WTK(2/1)B	7.12E-05	71.25	
497294	1105135	WTK(3/1)A	4.40E-04	439.51	granite
		WTK(3/1)B	7.26E-04	726.22	
466474	1111429	HY(1/3)A	2.12E-04	211.71	carboniferous
		HY(1/3)B	2.16E-04	216.08	
471470	1102473	BRV(1/3)A	1.97E-04	197.14	carboniferous
		BRV(1/3)B	1.97E-04	197.12	
471518.6	1102362	BRV(2/1)A	1.71E-04	170.70	carboniferous
		BRV(2/1)B	1.67E-04	166.81	
471458.2	1102439	BRV(8/1)A	1.51E-04	150.93	carboniferous
		BRV(8/1)B	1.57E-04	156.82	
464614	1078850	HL(2/1)A	5.12E-04	511.76	carboniferous
		HL(2/1)B	4.44E-04	444.33	
464614	1078850	HL(2/2)A	1.71E-04	171.26	carboniferous
		HL(2/2)B	1.72E-04	172.22	
473041	1081389	PT(1/4)A	2.17E-04	217.48	carboniferous
		PT(1/4)B	2.33E-04	232.66	
472397	1088533	PT(6/3)A	2.10E-04	209.73	carboniferous
		PT(6/3)B	2.96E-04	296.15	
502185	1112060	TTK(2/3)A	1.57E-04	156.88	carboniferous
		TTK(2/3)B	1.66E-04	165.58	
499357	1115320	TTK(4/2)A	2.10E-04	209.77	carboniferous
		TTK(4/2)B	2.18E-04	217.98	

<b>East</b>	<b>North</b>	<b>Sample</b>	<b>susceptibility correct</b>	<b>Susceptibility <math>\times 10^6</math></b>	<b>geology</b>
468607	1057406	BN(2/4)A	-5.02E-07	-0.50	siltstone
		BN(2/4)B	-7.68E-06	-7.68	
471055	1055617	BN(5/1)A	8.49E-05	84.89	mudstone
		BN(5/1)B	8.65E-05	86.47	
		BN(5/1)C	8.33E-05	83.33	
458696	1068136	BN(10/1)A	1.40E-04	140.05	mudstone
		BN(10/1)B	1.47E-04	147.15	
475023	1082013	PT(2/1)A	2.07E-05	20.73	sand/siltstone
		PT(2/1)B	9.85E-06	9.85	
		PT(2/1)C	1.94E-05	19.36	
498365	1114000	TTK(5/2)A	1.61E-04	160.65	silt/mudstone
		TTK(5/2)B	1.60E-04	160.03	
505577	1102874	WTK(6/1)A	2.93E-05	29.32	Carboniferous sandstone
		WTK(6/1)B	1.33E-05	13.30	
499621	1110324	NM(2/1)A	-7.05E-06	-7.05	sandstone
		NM(2/1)B	-3.42E-06	-3.42	
460734	1093773	PR(3/1)A	2.39E-04	238.81	mylonite
		PR(3/1)B	2.23E-04	222.83	
505495	1112449	TTK(1/1)A	-9.48E-06	-9.48	quartzite
		TTK(1/1)B	-7.86E-06	-7.86	
		TTK(1/1)C	9.41E-06	9.41	

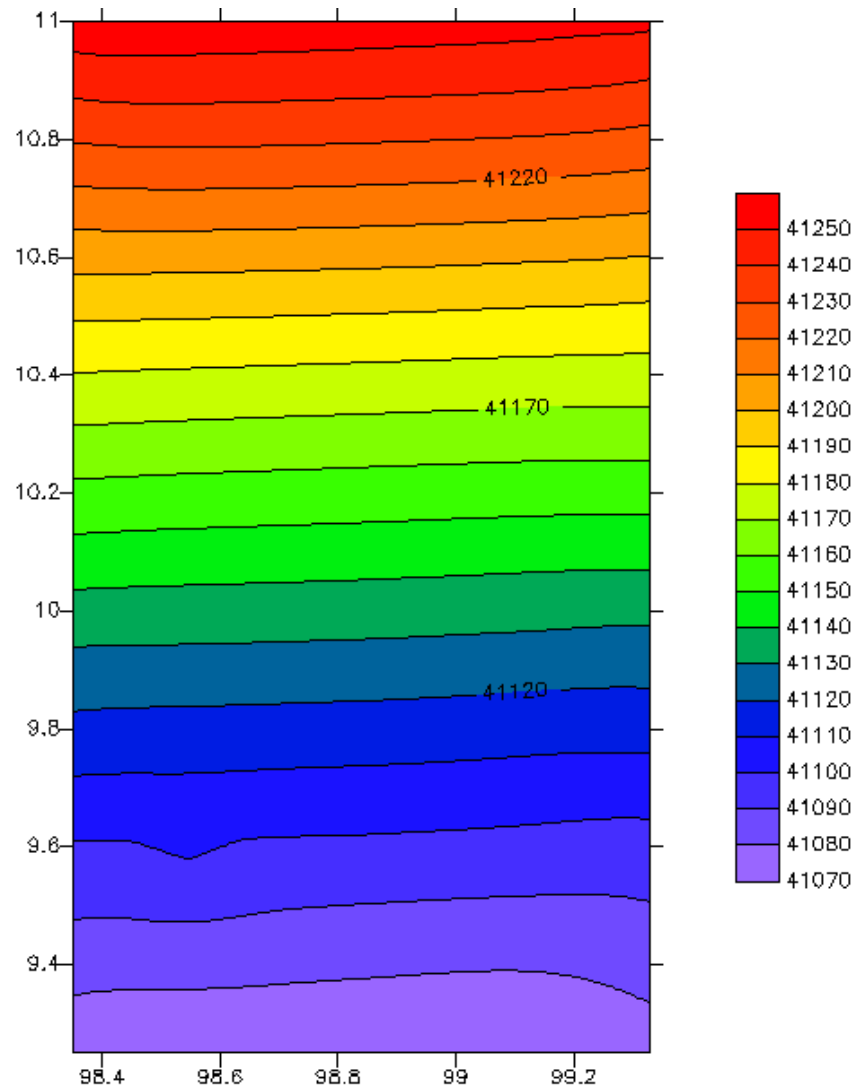




ภาพประกอบ 3.1 สภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของตัวอย่างหินในพื้นที่ศึกษา  
 {!!! สเกลในแนวตั้งเขียนเป็น Magnetic susceptibility x 10<sup>6</sup> (SI) !!!}

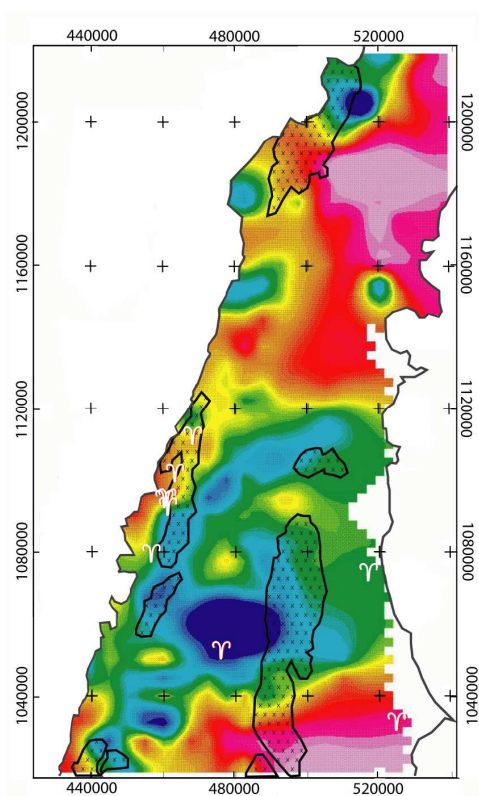
### 3.1. แผนที่สนามแม่เหล็กโลกผิดปกติของพื้นที่ศึกษา

แผนที่สนามแม่เหล็กโลกของพื้นที่ศึกษาซึ่งได้จากการบินสำรวจแสดงไว้ดังภาพประกอบ 3.2 โดยทั่วไปสนามแม่เหล็กโลกมีค่าเพิ่มขึ้นจากค่าประมาณ 41070 nT ทางตอนใต้ของพื้นที่ศึกษามาเป็นค่าประมาณ 41223 nT ทางตอนเหนือของพื้นที่ศึกษา โดยเราจะสามารถสังเกตเห็นบริเวณที่มีค่าผิดปกติทางแม่เหล็กในพื้นที่ทางด้านตะวันตกเฉียงใต้และตะวันออกเฉียงใต้ของพื้นที่ศึกษา



ภาพประกอบ 3.2 แผนที่สนามแม่เหล็กโลก (nT) ในบริเวณพื้นที่ศึกษา

แผนที่ค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กโลกของพื้นที่ศึกษาแสดงไว้ดังภาพประกอบ 3.3 ซึ่งแผนที่ค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กโลกดังกล่าวได้จากการนำค่าสนามแม่เหล็กโลกที่คำนวณได้จาก International Geomagnetic Reference Field (IGRF,1980) ที่ตำแหน่งต่างๆของพื้นที่ศึกษาไปหักลบออกจากค่าสนามแม่เหล็กโลกที่ได้จากการบินสำรวจ



ภาพประกอบ 3.3 แผนที่ค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กโลกของพื้นที่ศึกษา

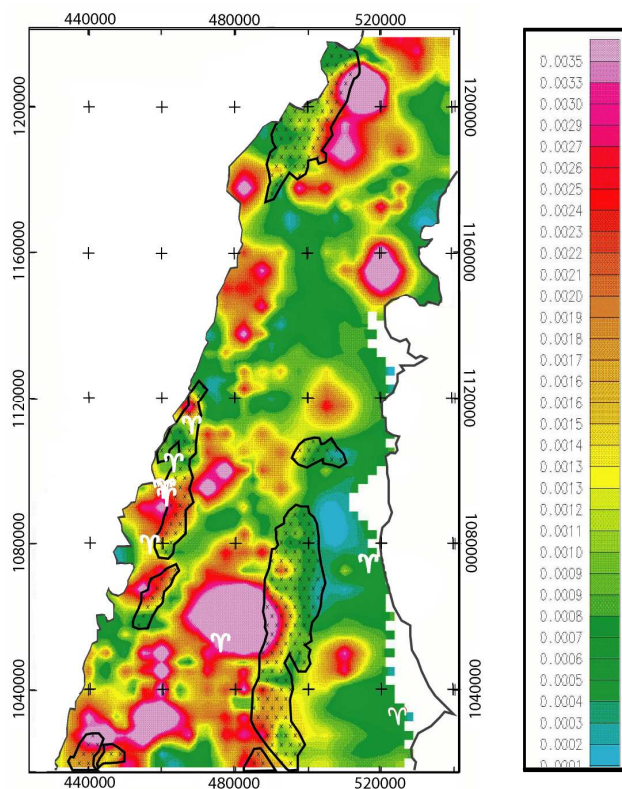
เนื่องจากพื้นที่ศึกษาตั้งอยู่ในบริเวณศูนย์สูตรแม่เหล็ก หรือบริเวณที่มุมอินโคลเนชันของสนามแม่เหล็กโลกมีค่าเท่ากับ 0 องศา ดังนั้นค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กเนื่องจากวัตถุแม่เหล็กที่มีสภาพการเป็นแม่เหล็กโดยการเหนี่ยวนำเท่านั้นจึงมีค่าต่ำซึ่งตรงกับพื้นที่ซึ่งระบายด้วยเจดสีฟ้าถึงสีน้ำเงินในภาพประกอบ 3.3

ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กในพื้นที่ศึกษามีทั้งค่าสูงและค่าต่ำ โดยค่าผิดปกติสามารถสังเกตได้ชัดเจนคือตรงบริเวณซึ่งอยู่ระหว่างพิกัด 465000 ถึง 475000 E และ 1040000 ถึง 1060000 N ซึ่งค่าผิดปกติมีลักษณะเป็นวงกลมและมีค่าเท่ากับ -25 ถึง 10 นาโนเทสลา ส่วนบริเวณที่อยู่ติดกันค่าผิดปกติมีลักษณะเป็นวงแหวนวางตัวในแนวตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือ โดยมีค่าเท่ากับ 15 ถึง 35 นาโนเทสลา (ภาพประกอบ 3.3)

### 3.3.1 ผลการวิเคราะห์ข้อมูลสนามแม่เหล็ก

3.3.1.1 ตำแหน่งในระนาบระดับของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กใต้ผิวดินที่ก่อให้เกิดค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กโลกสามารถกำหนดได้ด้วยการทำการประเมินสัญญาณเชิงวิเคราะห์ (analytical signal) ด้วยโปรแกรม Geosoft version 3.05.06 ซึ่งบริเวณที่สัญญาณ

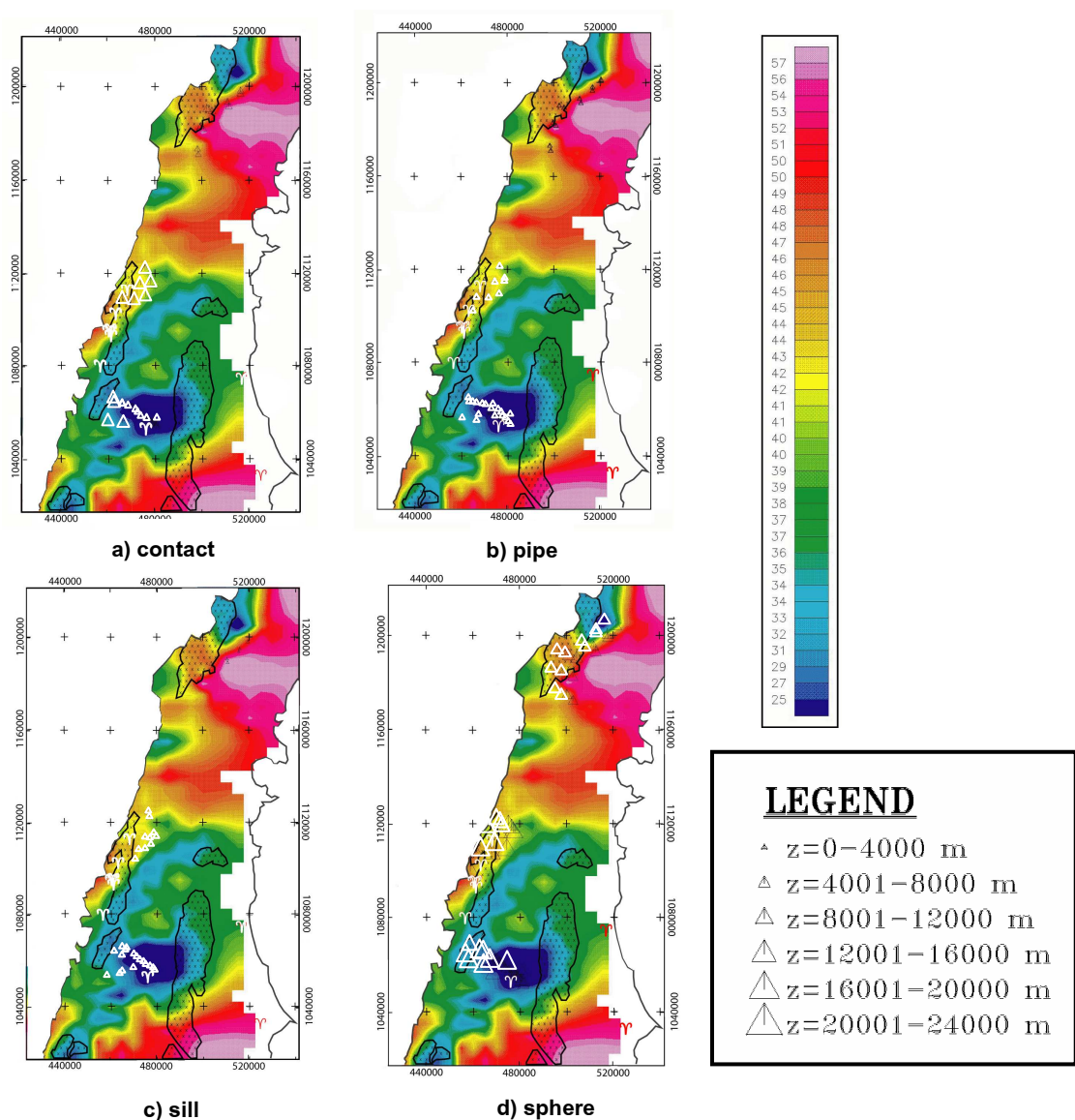
วิเคราะห์มีแอมพลิจูดสูง (มากกว่า 0.0020 nT/m) แทนขอบเขตในแนวระดับของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กใต้ผิวดิน ดังภาพประกอบ 3.4



ภาพประกอบ 3.4 แผนที่สัญญาณเชิงวิเคราะห์ของค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กโลกของพื้นที่ศึกษา

3.3.1.2 การประเมินความลึกของมวลผิดปกติใต้ผิวดินที่ก่อให้เกิดค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กตกค้างทั้งสองสามารถประเมินได้ด้วยการทำการวิเคราะห์ Euler Deconvolution หรือที่เรียกว่า Grid Depth ซึ่งในการประเมินนี้เราไม่จำเป็นต้องมีความรู้เกี่ยวกับความหนาแน่นแปรปรวนต่าง (density contrast) ของมวลผิดปกติใต้ผิวดิน แต่จำเป็นต้องกำหนดลักษณะรูปทรงของมวลผิดปกติใต้ผิวดิน ซึ่งในการศึกษาวิจัยนี้ได้กำหนดรูปทรงของมวลผิดปกติเป็นวัตถุรูปทรงรอยสัมผัสระหว่างหมวดหิน (contact) รูปทรงผนังแทรกชั้น (sill) รูปทรงกระบอกในแนวตั้ง (vertical cylinder) และรูปทรงกลม (sphere) และพบว่าวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กที่ประเมินได้ส่วนใหญ่อยู่ในบริเวณเดียวกันสองบริเวณคือบริเวณที่ค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็กโลกมีค่าต่ำและมีลักษณะเป็นวงกลมที่ตำแหน่ง (48000E, 1070000N) และบริเวณที่ปรากฏเป็นแถบวงแหวนของค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กปานกลางที่วางตัวในแนวตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือ ระหว่างตำแหน่ง (440000E, 1030000N) และ (520000E, 1120000N)

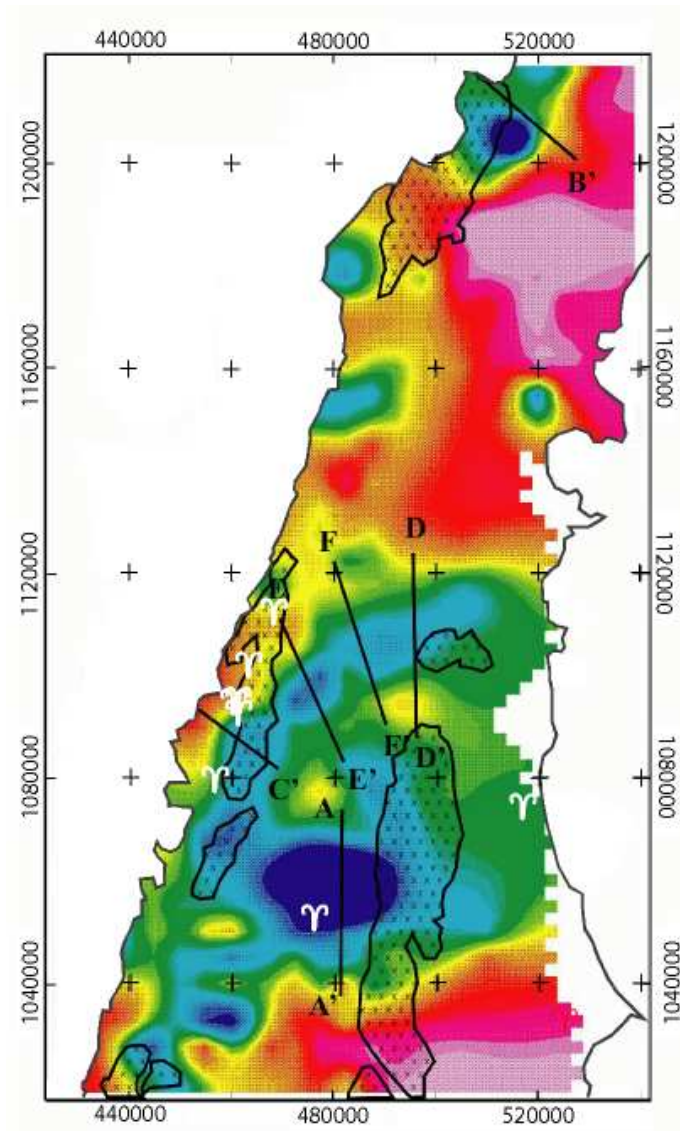
โดยความลึกถึงวัตถุทรงต่างๆที่ประเมินได้มีค่าใกล้เคียงกันดังนี้คือสำหรับวัตถุทรงกลม ความลึกที่ประเมินได้ในบริเวณแถบวงแหวนเท่ากับ 20-24 กิโลเมตร และในบริเวณพื้นที่วงกลมเท่ากับ 16-20 กิโลเมตร สำหรับผิวรอยสัมผัสระหว่างหมวดหินความลึกที่ประเมินได้ในบริเวณ แถบวงแหวนเท่ากับ 12-16 กิโลเมตร และพื้นที่วงกลมมีค่าเท่ากับ 4-8 กิโลเมตร สำหรับวัตถุทรงกระบอกในแนวตั้ง ความลึกที่ประเมินได้ในบริเวณแถบวงแหวนเท่ากับ 8-12 กิโลเมตร และในพื้นที่วงกลมเท่ากับ 4-8 กิโลเมตร และในกรณีของผนังแทรกชั้น ความลึกที่ประเมินได้ใน บริเวณแถบวงแหวนและพื้นที่วงกลมเท่ากับ 8-12 กิโลเมตร ดังภาพประกอบ 3.5



ภาพประกอบ 3.5 ตำแหน่งของวัตถุจากการวิเคราะห์แบบ Euler deconvolution

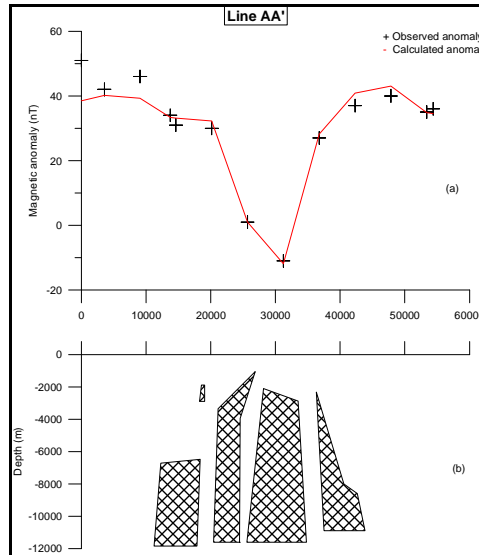
### 3.3.1.3 แบบจำลองโครงสร้างธรณีวิทยาจากการวิเคราะห์โดยใช้โปรแกรม GMM

ในการกำหนดตำแหน่ง ความลึก และทรวดทรงของวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กใต้ผิวดินที่ก่อให้เกิดค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กโลก ได้เลือกการแปลความข้อมูลค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กโลกด้วยวิธีการสร้างแบบจำลองของมวลผิดปกติแบบ 2.5D ในแนวต่างๆ จำนวน 6 แนว (AA', BB', CC', DD', EE', FF') ดังแสดงในภาพประกอบ 3.6



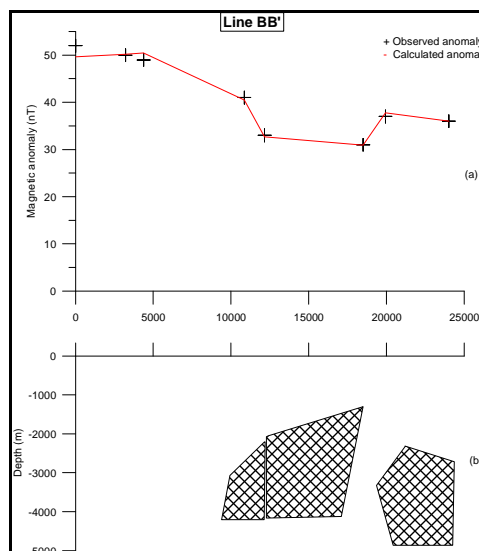
ภาพประกอบที่ 3.6 แผนที่ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กของพื้นที่ศึกษาและแนวตัดสำหรับการแปลความข้อมูลเชิงปริมาณ

ภาพตัดแนว AA' ความยาวประมาณ 60 กิโลเมตร ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กมีค่าต่ำสุดประมาณ -10 nT ที่ตำแหน่ง 32 กิโลเมตร ซึ่งอยู่ตรงกลางของภาคตัดขวาง แบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กอยู่ที่ความลึกใต้ผิวดินประมาณ 2 กิโลเมตร ดังภาพประกอบ 3.7



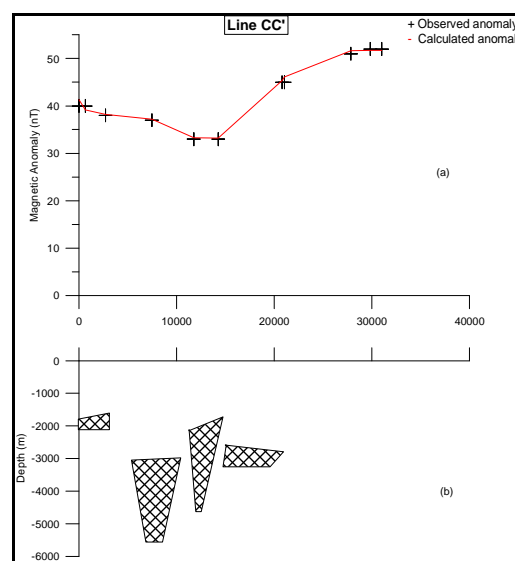
ภาพประกอบ 3.7 ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กและแบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กของแนว AA'

ภาพตัดแนว BB' ความยาวประมาณ 25 กิโลเมตร ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กที่ต่ำสุดอยู่ในช่วงประมาณ 30 nT ถึง 33 nT ที่ระหว่างตำแหน่ง 13-17 กิโลเมตร ดังภาพประกอบที่ 3.8 แบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กอยู่ลึกลงไปใต้ผิวดินประมาณ 1-3 กิโลเมตร



**ภาพประกอบ 3.8** ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กและแบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็ก  
ของแนว BB'

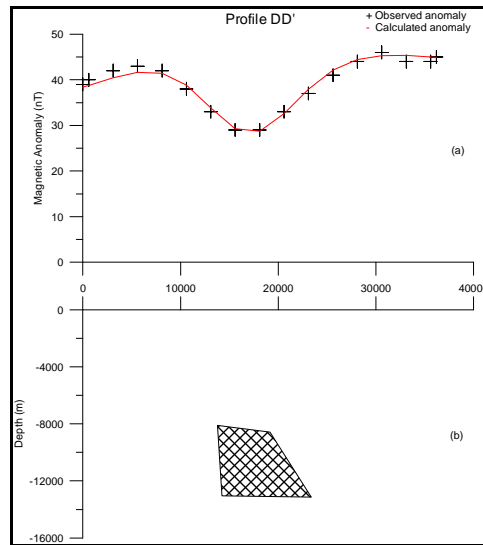
**ภาพตัดแนว CC'** ความยาวประมาณ 40 กิโลเมตร ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กที่ต่ำ  
ประมาณ 33 nT ปรากฏที่ระหว่างตำแหน่ง 12-14 กิโลเมตร แบบจำลองวัตถุผิดปกติทาง  
แม่เหล็กอยู่ลึกลงไปจากผิวดินประมาณ 2 กิโลเมตร ดังภาพประกอบ 3.9



**ภาพประกอบ 3.9** ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กและแบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็ก  
ของแนว CC'

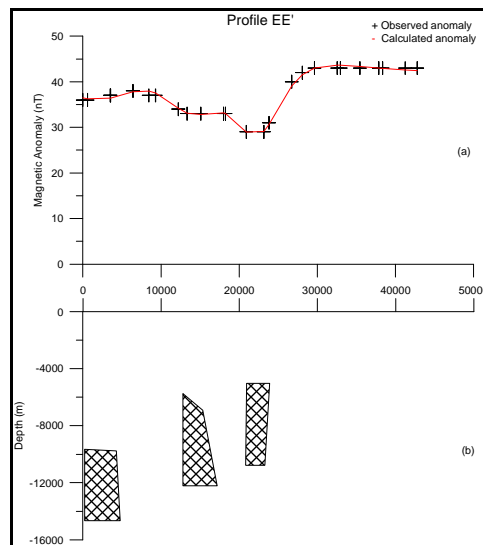
**ภาพตัดแนว DD'** ความยาวประมาณ 35 กิโลเมตร ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กต่ำสุด  
ประมาณ 29 nT ปรากฏที่ตำแหน่ง 15-20 กิโลเมตร และแบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็ก  
อยู่ที่ระดับความลึกจากผิวดินประมาณ 8 กิโลเมตร ดังภาพประกอบ 3.10





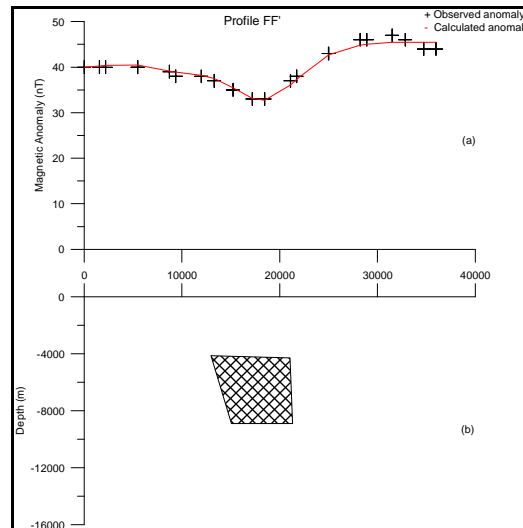
ภาพประกอบ 3.10 ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กและแบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็ก  
ของแนว DD'

ภาพตัดแนว EE' ความยาว 45 กิโลเมตร ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กต่ำสุดประมาณ 30 nT ปรากฏที่ตำแหน่ง 20-25 กิโลเมตร แบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กอยู่ที่ระดับความลึกจากผิวดินประมาณ 4.5-10 กิโลเมตร ดังภาพประกอบ 3.11



ภาพประกอบ 3.11 ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กและแบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็ก  
ของแนว EE'

ภาพตัดแนว FF' ความยาว 35 กิโลเมตร ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กต่ำสุดประมาณ 33 nT ปรากฏที่ตำแหน่ง 15-20 กิโลเมตร แบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กอยู่ที่ระดับความลึกประมาณ 4 กิโลเมตร ดังภาพประกอบ 3.12



ภาพประกอบ 3.12 ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กและแบบจำลองวัตถุผิดปกติทางแม่เหล็กของแนว FF'

### ข้อมูลปริมาณกัมมันตรังสี

3.3.2.1 ปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษา ได้แก่ ปริมาณโพแทสเซียม (K), ปริมาณสมมูลยูเรเนียม (eU) และปริมาณสมมูลทอเรียม (eTh) จากตาราง 3.1-3.3 ปริมาณ K, eU และ eTh ของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษามีค่าเฉลี่ย  $1.5 \pm 0.26\%$ ,  $6.3 \pm 1.1$  ppm และ  $21.2 \pm 3.4$  ppm ตามลำดับ

ตาราง 3.1 ค่าสถิติปริมาณโพแทสเซียม (K) ของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษา

Granite	Potassium (%)							
	sample points	Min (%)	Max (%)	Range (%)	Sum (%)	Mean (%)	Variance	SD
WN*	190	0.39	2.19	1.80	253.29	1.33	0.16	0.40
E**	756	0.32	4.08	3.76	1570.37	2.08	0.41	0.64
WS***	79	0.37	1.71	1.34	83.97	1.06	0.09	0.30
	341.67	0.32	4.08			1.49		0.27

\* หินแกรนิตทางตะวันตกและอยู่ทางตอนเหนือของพื้นที่ศึกษา (Northern part of western site of ranong granite)

\*\* หินแกรนิตทางด้านตะวันออกของพื้นที่ศึกษา (Eastern of ranong granite)

\*\*\* หินแกรนิตทางตะวันตกและอยู่ทางตอนใต้ของพื้นที่ศึกษา (Southern part of western site of ranong granite)

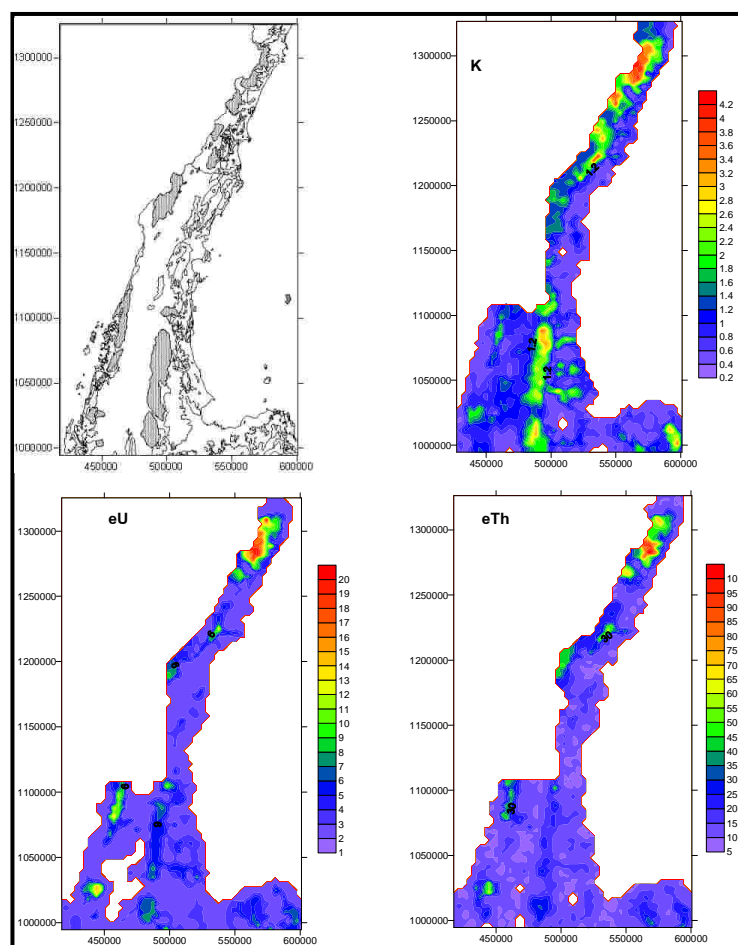
ตาราง 3.2 ค่าสถิติปริมาณยูเรเนียม (eU) ของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษา

Granite	Uranium (ppm)							
	sample points	Min (ppm)	Max (ppm)	Range (ppm)	Sum (ppm)	Mean (ppm)	Variance	SD
WN	197	2.25	14.68	12.43	1,684.85	8.55	6.91	2.63
E	756	1.14	10.58	9.44	3,872.69	5.12	2.80	1.67
WS	79	2.98	8.22	5.24	421.47	5.34	1.32	1.15
	344	1.14	14.68			6.34		1.11

ตาราง 3.3 ค่าสถิติปริมาณทอเรียม (eTh) ของหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษา

Granite	Thorium (ppm)							
	sample points	Min (ppm)	Max (ppm)	Range (ppm)	Sum (ppm)	Mean (ppm)	Variance	SD
WN	195	11.00	71.25	60.25	6,690.28	34.31	87.05	9.33
E	756	7.96	32.01	24.05	14,273.82	18.88	13.79	3.71
WS	79	9.18	16.02	6.84	829.46	10.50	1.25	1.12
	434.33	7.96	71.25			21.23		3.37

3.3.2.2 ผลการคำนวณหาค่า Heat generation ( $A'$ ;  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ) ของหินแกรนิตในบริเวณพื้นที่ศึกษา



ภาพประกอบ 3.13 แผนที่ภูมิณฑภาพรังสีของพื้นที่ศึกษา

ตาราง 3.4 ค่า A' ของหินแกรนิตจังหวัดระนอง

Granite	A ( $\times 10^{-4}$ ) ( $\mu\text{W}/\text{kg}$ )	A' ( $\mu\text{W}/\text{m}^3$ )
Northern part of western site	17.94 $\pm$ 3.56	4.67 $\pm$ 0.93
Eastern site	10.75 $\pm$ 1.95	2.80 $\pm$ 0.51
Southern part of western site	8.39 $\pm$ 1.13	2.18 $\pm$ 0.30
Mean	12.36 $\pm$ 4.21	3.21 $\pm$ 1.10

3.3.2.3 ผลการเปรียบเทียบค่าปริมาณการถ่ายเทความร้อนจากหินแกรนิตให้กับน้ำร้อนในพื้นที่ศึกษา ได้แสดงไว้ในตารางที่ 3.5 ซึ่งเมื่อเปรียบเทียบค่าการผลิตความร้อนของแกรนิต F กับปริมาณความร้อนที่ต้องการสำหรับทำให้น้ำร้อนขึ้นถึงอุณหภูมิของแหล่งน้ำพุร้อนพบว่า ปริมาณความร้อนของแหล่งน้ำพุร้อนมีค่ามากกว่าค่าการผลิตความร้อนของแกรนิตทางตะวันตกตอนบนของพื้นที่ศึกษา ยกเว้นแหล่งน้ำพุร้อน RN2 และ RN4 ซึ่งมีค่าต่ำกว่า ในแกรนิตของพื้นที่ศึกษาทางตะวันออก และปริมาณความร้อนของแหล่งน้ำพุร้อน RN6 มีค่าต่ำกว่าปริมาณความร้อนจากหินแกรนิต ส่วนแกรนิตของพื้นที่ศึกษาทางตะวันตกตอนล่าง พบว่าปริมาณความร้อนของน้ำร้อนมีค่าใกล้เคียงกันกับค่าการผลิตความร้อนในหินแกรนิต

ตาราง 3.5 การเปรียบเทียบปริมาณความร้อนระหว่างค่าการผลิตความร้อนของหินแกรนิตกับปริมาณความร้อนที่ต้องการสำหรับทำให้น้ำร้อนขึ้นถึงอุณหภูมิของแหล่งน้ำพุร้อน

Heat generation จากแกรนิต F	ปริมาณความร้อนของแหล่งน้ำพุร้อน
แกรนิต WN; $Q = (2.21 \pm 0.44) \times 10^5 \text{ W}$	RN1; $Q = 1.16 \times 10^6 \text{ W}$ RN2; $Q = 3.14 \times 10^4 \text{ W}$ RN3; $Q = 2.51 \times 10^5 \text{ W}$ RN4; $Q = 5.23 \times 10^4 \text{ W}$
แกรนิต E; $Q = (7.3 \pm 1.33) \times 10^6 \text{ W}$	RN6 $Q = 2.09 \times 10^5 \text{ W}$
แกรนิต WS; $Q = (3.27 \pm 0.45) \times 10^4 \text{ W}$	RN5 $Q = 1.76 \times 10^4 \text{ W}$

## บทที่ 4

### สรุปผล

การศึกษางานวิจัยครั้งนี้เป็นการกำหนดลักษณะโครงสร้างธรณีวิทยาใต้ผิวดินและแหล่งกำเนิดความร้อนของแหล่งน้ำพุร้อนในจังหวัดระนองโดยการแปลความหมายข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ ซึ่งประกอบด้วยข้อมูลกัมมันตภาพรังสีและข้อมูลความเข้มสนามแม่เหล็ก โดยข้อมูลความเข้มสนามแม่เหล็กครอบคลุมพื้นที่ตั้งแต่ละติจูด 9.25 ถึง 11.00 องศาเหนือ และลองจิจูด 98.30 ถึง 99.33 องศาตะวันออก และข้อมูลกัมมันตภาพรังสีครอบคลุมพื้นที่ตั้งแต่ละติจูด 9.00 ถึง 12.00 องศาเหนือ และลองจิจูด 97.50 ถึง 100.50 องศาตะวันออก

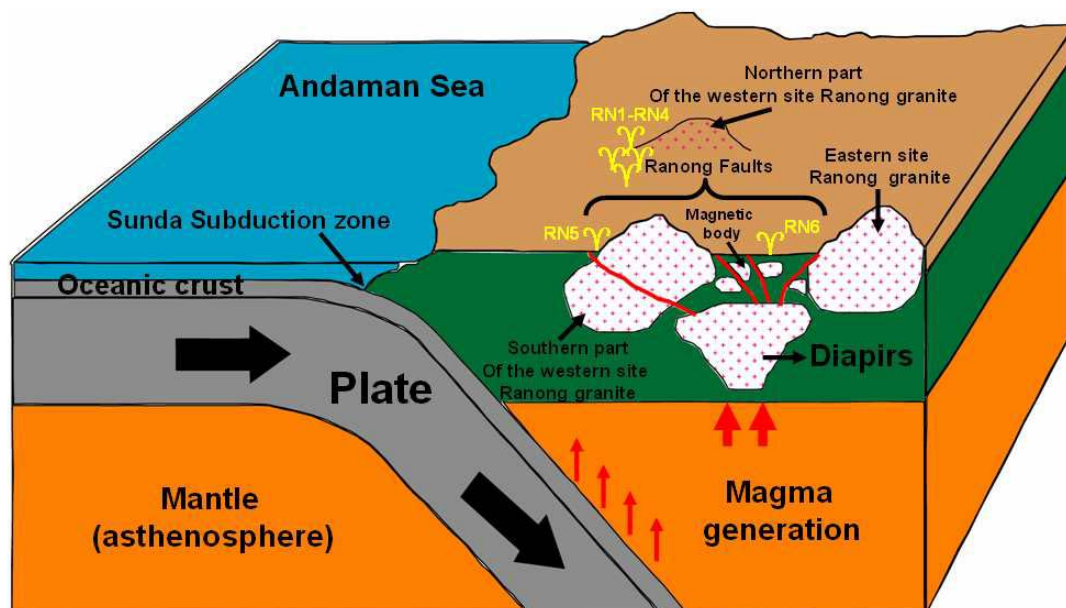
ความเข้มกัมมันตภาพรังสีของส่วนเหนือของหินแกรนิตด้านตะวันตก ส่วนใต้ของแกรนิตด้านตะวันตกและแกรนิตด้านตะวันออกของพื้นที่ศึกษา ซึ่งประเมินได้จากข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ มีปริมาณสูงกว่าหินประเภทอื่น ๆ ในพื้นที่ศึกษา โดยความเข้มกัมมันตภาพรังสีของหินแกรนิตข้างต้นเป็นดังนี้คือ โพแทสเซียมเท่ากับ 1.06% 1.33% และ 2.10% ตามลำดับ ทอเรียมสมมูลเท่ากับ 10.50, 34.31 และ 18.88 ppm ตามลำดับ ยูเรเนียมสมมูลเท่ากับ 5.33 8.55 และ 5.12 ppm ตามลำดับ ซึ่งอยู่ในช่วงเดียวกับค่าที่เคยรายงานไว้โดยนักวิจัยท่านอื่น ๆ รวมถึงงานวิจัยเกี่ยวกับปริมาณกัมมันตภาพรังสีของหินแกรนิตในภาคใต้ตอนล่างของประเทศไทย

เนื่องจากหินแกรนิตมีปริมาณกัมมันตภาพรังสีสูงกว่าหินชนิดอื่น ๆ จึงมีความเป็นไปได้ว่าความร้อนที่เกิดจากการสลายตัวของสารกัมมันตรังสีที่มีอยู่ในหินแกรนิตจะทำให้น้ำใต้ดินซึ่งไหลผ่านหินแกรนิต หรือไหลผ่านในบริเวณใกล้เคียงกับหินแกรนิตมีอุณหภูมิสูงขึ้น เช่น ปริมาณความร้อนที่ผลิตได้โดยหินแกรนิตในภาคเหนือของประเทศไทยมีค่าอยู่ในช่วง 3.6 และ 7.6  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (Kawada et al., 1987; Takashima et al., 1989) ซึ่งในงานวิจัยนี้พบว่าปริมาณความร้อนที่ผลิตได้โดยหินแกรนิตด้านตะวันออกและส่วนใต้ของแกรนิตด้านตะวันตกในพื้นที่ศึกษามีค่าต่ำกว่าค่าข้างต้น คือมีค่าเท่ากับ  $2.80 \pm 0.51 \mu\text{W}/\text{m}^3$  และ  $2.18 \pm 0.30 \mu\text{W}/\text{m}^3$  ตามลำดับ ซึ่งแสดงว่าน้ำร้อนของแหล่งน้ำพุร้อน RN5 และ RN6 ซึ่งอยู่ในบริเวณใกล้เคียงได้รับความร้อนจากหินแกรนิตทั้งสองน้อยมาก สำหรับปริมาณความร้อนที่ผลิตได้โดยส่วนเหนือของหินแกรนิตด้านตะวันตก มีค่าเท่ากับ  $4.67 \mu\text{W}/\text{m}^3$  ซึ่งอาจมากเพียงพอสำหรับทำให้น้ำร้อนของแหล่งน้ำพุร้อน RN1 RN2 RN3 และ RN4 มีอุณหภูมิสูงขึ้น

ค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กที่เด่นของพื้นที่ศึกษาเป็นค่าผิดปกติขนาด -20 ถึง 10 nT ที่มีลักษณะเป็นรูปวงกลม ซึ่งถูกล้อมรอบด้วยค่าผิดปกติที่มีขนาด 45 ถึง 60 nT และมีรูปทรงคล้ายวงแหวน ซึ่งค่าผิดปกติข้างต้นได้รับการแปลความโดยการสร้างแบบจำลอง 2.5 มิติ เป็น diapiir

และ dike ตามลำดับ ซึ่งมีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กสูงกว่าหินท้องที่ประมาณ 0.01 (SI) ที่ระดับความลึกประมาณ 2 ถึง 5 กิโลเมตร โดยคาดว่า diapir และ dike ข้างต้นเป็นหินอัคนีชนิดเบสิก (basic igneous rocks) ที่โดยปกติมีสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กที่ค่อนข้างสูงกว่าหินประเภทอื่นๆ ซึ่งหากเป็นเช่นนั้นจริงแสดงว่าภายใต้ diapir จะมีหินเหลว (magma) ที่ระดับความลึกมากกว่า 5 กิโลเมตร โดยหินเหลวดังกล่าวมีบทบาทเป็นแหล่งกำเนิดความร้อนให้กับแหล่งน้ำพุร้อนที่สำคัญๆ ในพื้นที่ศึกษา จากการสังเกตน้ำพุร้อน RN6 ซึ่งอยู่เหนือตำแหน่งของ diapir พบว่าอุณหภูมิของน้ำผิวดินสูงถึง 80 องศาเซลเซียส ซึ่งสูงที่สุดในบรรดาแหล่งน้ำพุร้อนต่างๆ ของพื้นที่ศึกษา

การปรากฏของหินเหลวดังกล่าวในระดับความลึกมากกว่า 5 กิโลเมตรในพื้นที่ศึกษา คาดว่ามีความสัมพันธ์กับการมุดตัวของเปลือกโลกในบริเวณแนวมุดตัวซุนดาในทะเลอันดามัน ซึ่งอยู่ห่างจากพื้นที่ศึกษาเป็นระยะทางประมาณ 700 กิโลเมตร และปัจจุบันนี้การมุดตัวดังกล่าวยังเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องจากการสังเกตปรากฏการณ์แผ่นดินไหวในบริเวณดังกล่าว ดังภาพประกอบ 4.1



ภาพประกอบ 4.1

แบบจำลองของลักษณะธรณีวิทยาและแหล่งกำเนิดความร้อนของแหล่งน้ำพุร้อนจังหวัดระนอง

## บรรณานุกรม

- กรมทรัพยากรธรณี, 2540. การสำรวจธรณีวิทยาและธรณีฟิสิกส์เพื่อการศึกษาศักยภาพแหล่งน้ำพุร้อนอำเภอมะนัง จังหวัดระนอง รายงานกรมทรัพยากรธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี เดือนกันยายน, หน้า 1-5.
- กรมทรัพยากรธรณี, 2542. การใช้ประโยชน์จากแร่ยูเรเนียมและแหล่งแร่ยูเรเนียมในประเทศไทย. วารสารเศรษฐธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงอุตสาหกรรม ฉบับที่ 2 ประจำเดือนกุมภาพันธ์, หน้า 1-8.
- กรมทรัพยากรธรณี, 2542. การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศกับการพัฒนาประเทศ. วารสารเศรษฐธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงอุตสาหกรรม ฉบับที่ 4 ประจำเดือนเมษายน, หน้า 1-8.
- กรมทรัพยากรธรณีวิทยา, 2544. น้ำพุร้อน: แหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพ. วารสารเศรษฐธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงอุตสาหกรรม ปีที่ 3 ฉบับที่ 4 ประจำเดือนเมษายน, หน้า 1-8.
- กิตติชัย วัฒนานิกและคณะ, 2527. การศึกษาสารกัมมันตรังสีอย่างเป็นระบบในหินชนิดต่าง ๆ ในบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย. มหาวิทยาลัยเชียงใหม่, 52 หน้า.
- กิตติชัย วัฒนานิก, 2536. ธรณีฟิสิกส์โครงสร้าง รูปทรงและสมบัติของโลก. คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่, 277 หน้า.
- บุญรวม สงกรานต์, 2539. การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ. รายงานกองพัฒนาทรัพยากรธรณี ฉบับที่ 10/2539 กรมทรัพยากรธรณี, กันยายน 2539, 129 หน้า.
- ภักดี ชันวารชร, 2526. การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ, ข่าวสารการธรณี 28,9 (ก.ย. 2526), หน้า 4-9.



- ภาณุ ทองชิตร์, 2538. การบินสำรวจความเข้มข้นมันตรังสีทางอากาศในประเทศไทย. รายงาน  
เศรษฐธรณีวิทยาฉบับที่ 38/2535 กองเศรษฐธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี, มีนาคม  
2538, 88 หน้า.
- ภาณุ ทองชิตร์, 2537. การแปลความหมายข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศในพื้นที่ระวางจังหวัด  
เชียงใหม่ (NE 47-6). รายงานเศรษฐธรณีวิทยาฉบับที่ 12/2537 กรมทรัพยากรธรณี,  
ธันวาคม 2537, 62 หน้า.
- มานพ รักษาสกุลวงศ์และอารยา วรประเสริฐศิลป์, 2533. กราฟแปลความหมายเบื้องต้น การ  
บินสำรวจวัดค่าความเข้มสนามแม่เหล็กโลกบริเวณประเทศไทย. รายงานเศรษฐ  
ธรณีวิทยาฉบับที่ 2/2533 กองเศรษฐธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี, กุมภาพันธ์ 2533,  
99 หน้า.
- วรวุฒิ โลหะวิจารณ์, 2546. การสำรวจธรณีฟิสิกส์ 1. ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์  
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์, 7-15 หน้า.
- สุกิจ อติพันธ์, 2550. การกำหนดขอบเขตพื้นที่ที่มีรังสีกัมมันตภาพรังสีสูง ในเขตอำเภอหนองหม่อม จังหวัด  
สงขลาด้วยวิธีวัดรังสีแกมมา. วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตร์มหาบัณฑิต สาขาธรณีฟิสิกส์  
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์, 81 หน้า.
- สุทธิดา รักกะเปา, 2546. การแปลความหมายข้อมูลด้านกัมมันตรังสีที่ได้จากการบินสำรวจ  
บริเวณพื้นที่จังหวัดระยอง. โครงการงานทางฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์  
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์, 58 หน้า
- เสถียร สุคนธ์พงเผ่า, 2527. บทบาทของการสำรวจของธรณีฟิสิกส์ทางอากาศในการสำรวจ  
แหล่งแร่, วิศวกรรมสาร 37,6 (ธ.ค. 2527), หน้า 51-55.
- อารยา จันท์เสน, 2548. การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ของแหล่งโบราณคดีเตาเผาบ้านหนองจิก อ.  
บ้านกรวด จ.บุรีรัมย์. โครงการงานทางฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ ,  
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์, 38 หน้า.

- Agostini, S., Corti, G., Doglioni, C., Carminati, E., Innocenti, F., Tonarini, S., Manetti, P., Vincenzo, G.D and Montanari, D., 2006. Tectonic and magmatic evolution of the active volcanic front in El Salvador: insight into the Berlín and Ahuachapán geothermal areas, *Geothermics* 35, pp. 368-408.
- Airo, M.-L., and Loukola-Ruskeeniemi, K., 2004. Characterization of sulfide deposits by airborne magnetic and gamma-ray responses in eastern Finland, *Ore Geology Reviews* 24, pp. 67-84.
- Chandrasekhar, D.V., Mishra, D.C., Poornachandra Rao, G.V.S., and Mallikharjuna Rao, J., 2002. Gravity and magnetic signatures of volcanic plugs related to Deccan volcanism in Saurashtra, India and their physical and geochemical properties, *Earth and Planetary Science Letters* 201, pp. 277-292.
- Charusiri, P., Buenkhuntod, P., Won-In, K., Thayakupt, M. and Niampan, J., 2003. Characteristics of the Chantaburi Thermal Spring, Eastern Thailand, *Journal Science Resource Chula. University.*, Vol. 28, Special Issue I (NRC-EHWM), 2003, pp. 71-95.
- Chaturongkawanich, S., and Leevongcharoen, S., 2000. The geothermal resources of Changwat Ranong Southern Thailand, *Proceedings world Geothermal Congress 2000, Kyushu – Tohoku, Japan, May 28-June 10, 2000*, pp. 1049-1052.
- Eberle, D., Hutchins, G., Rebbeck, R.J., and Somerton, I., 1996. Compilation of the Namibian airborne magnetic surveys: procedures, problems and results, *Journal of African Earth Sciences*. Vol.22, No.2, pp. 191-205.
- Elizabeth Sanger, A., and Glen Jonathan, M.G., 2003. Density and Magnetic Susceptibility Values for Rocks in the Talkeetna Mountains and Adjacent Region, South – Central Alaska, *USGS Science for a changing world*, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 42 pp.

- Ferraccioli, F., Bozzo, E., and Damaske, D., 2002. Aeromagnetic signatures over western Marie Byrd Land provide insight into magnetic arc basement, mafic magmatism and structure of the eastern Ross Sea Rift flank, *Tectonophysics* 347, pp. 139-165.
- Fowler, C.M.R., 1994. *The solid Earth an introduction to Global Geophysics*, 4th ed Cambridge University Press, Cambridge, UK, 472 p.
- Galdeano, A., Asfirane, F., Truffert, C., Egal, E., and Debeglia, N., 2001. The aeromagnetic map of the French Cadomian belt, *Tectonophysics* 331, pp. 99-122.
- Golynsky, A.V., Alyavdin, S.V., Masolov, V.N., Tscherinov, A.S., and Volnukhin, V.S., 2002. Density and Magnetic Susceptibility Values for Rocks in the Talkeetna Mountains and Adjacent Region, South – Central Alaska, USGS Science for a changing world, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 42 pp.
- Görür, N., and Sengör, A.M.C., 1992. Paleogeography and tectonic evolution of the eastern tethysides: Implications for the northwest Australian margin breakup history, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Vol. 122*, pp. 83-106.
- Kaew-on, S., 1997. *A Regional Study of Geological Structure in Changwat Satun and Changwat Songkhla with Geophysical Method*. Master of Science Thesis in Physics, Prince of Songkhla University, Songkhla, Thailand, 189 p.
- Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I., 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. 3rd ed. Blackwell Science, London, UK, 262 p.
- Kostadinoff, J., and et.al., 2001. Magnetic and gravity anomalies in the Sierra del Padre and Sierra del Tala, San Luis Province, Argentina: evidence of buried mafic–ultramafic rocks, *Journal of South American Earth Science* 14, pp. 271-276.

- Mishra, D.C., Vijaya Kumar, V., and Rajasekhar, R.P., 2006. Analysis of airborne magnetic and gravity anomalies of peninsular shield, India integrated with seismic and magnetotelluric results and gravity anomalies of Madagascar, Sri Lanka and East Antarctica, *Gondwana Research* 10, pp. 6-17.
- Neawsuparp, K., Charusiri, P., and Meyers, J., 2005. New Processing of Airborne magnetic and Electromagnetic Data and Interpretation for Subsurface structures in the Loei Area, Northeastern Thailand, *ScienceAsia* 31, 283-298.
- Orsi, G., Patella, D., Piochi, M., and Tramacere, A., 1999. Magnetic modeling of the Phlegraean Volcanic District with extension to the Ponza archipelago, Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 345-360.
- Parasnis, D.S., 1997. *Principles of Applied Geophysics*. 5th ed. Chapman and Hall, London, UK, 437 p.
- Parsons, S., Nadeau, L., Keating, P., and Chung, C., 2006. Optimizing the use of aeromagnetic data for predictive geological interpretation: and example from the Grenville Province, Quebec, *Computers and Geosciences* 32, pp. 565-576.
- Pasquale, V., Verdoya, M., and Chiozzi, P., 2001. Radioactive heat generation and its thermal effects in the Alps-Appennines boundary zone. *Tectonophysics* 331, pp. 269-283.
- Raksaskulwong, M., and Thienprasert, A., 1991. Heat flow studies and geothermal energy development in Thailand. *Journal of Thailand Geosciences*, Vol. 1, no. 2, pp. 111-123.
- Raksaskulwong, M., and Thienprasert, A., 1995. Heat flow studies and geothermal energy development in Thailand, in Gupta, M.L., and Yamano, M., eds., *Terrestrial heat flow and geothermal energy in Asia*: New Delhi. Oxford and IBH Publishing, pp. 129-144.

- Raksaskulwong, M., 2004. Geothermal direct – use in southern Thailand, Proceedings of the 6<sup>th</sup> Asian Geothermal Symposium, Oct. 26-29, 2004 Mutual Challenges in High – and Low – Temperature Geothermal Resource Fields, pp. 33-37.
- Raminwong, T., et.al., 1980. Geothermal Resources of North Thailand Sankamphaeng, Fang and Mae Chan Geothermal System. Chiang Mai Univ., 224 p.
- Ranalli, G., and Rybach, L., 2005. Heat flow, heat transfer and lithosphere rheology in geothermal areas: Features and examples. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 148, pp. 3-19.
- Rybach, L., 1996. Heat sources, heat transfer and rock types in the lower continental crust – inference from Deep Drilling. *Tectonophysics* 257, pp. 1-6.
- Soengkono, S., 2000. Assessment of faults and fractures at the Makai geothermal field, Taupo volcanic zone, New Zealand. Proceedings World Geothermal Congress 2000 Kyushu – Tohoku, Japan, May 28-June 10, 2000, pp. 1771-1773.
- Soengkono, S., 2001. Interpretation of magnetic anomalies over the Waimangu geothermal areas, Taupo volcanic zone, New Zealand, *Geothermics* 30, pp. 443-459.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 62-135.
- Taylor Jim, H.C., and Hinds, J.S., 1976. Corwin springs known geothermal resources area, park county, Montana. United States department of the interior geological survey, 24 p.

- Tulyatid, J., 1995. Airborne geophysical data interpretation of Trang-Satun-Songkhla-Pathalung area a preliminary study, Economic geology report No. 16/1994 Economic geology division Department of mineral resources, January 1995, pp.93.
- Tulyatid, J., 1992. Airborne radiometric data interpretation as an aid to granitic terrain mapping: A case study for Hua Hin-Pran Buri area, south central Thailand, National conference on "Geologic resources of Thailand; Potential for Future Development" 17-24 November, 1992, Department of Mineral Resources, Bangkok, Thailand.
- Worakanok, W., 2004. How Airborne Radiometric Data were used in Geological Mapping and mineral Exploration: A Case Study in Western Kanchanaburi Province, Thailand, International Conference on Applied Geophysics 26-27 November 2004, Chiang Mai, Thailand, pp. 70-80.

ภาคผนวก

## ภาคผนวก ก

## ค่าสภาพรับไว้ได้ของตัวอย่างหินที่เก็บจากพื้นที่ศึกษา

ตารางที่ 5.1 ตารางแสดงค่าสภาพรับไว้ได้ของตัวอย่างหินที่เก็บจากพื้นที่ศึกษา

East	North	Sample	susceptibility correct	susceptibility	geology
484870	1040281	BKL(1/4)A	1.54E-04	154.32	granite
		BKL(1/4)B	1.39E-04	139.16	
488668	1061446	BKS(1/1)A	6.19E-04	618.75	granite
		BKS(1/1)B	2.71E-04	271.38	
no position		BN(7/3)A	1.69E-04	168.71	granite
		BN(7/3)B	1.70E-04	169.80	
		BN(7/3)C	2.19E-04	218.99	
458298	1067989	WHK(1/1)A	4.89E-05	48.94	granite
		WHK(1/1)B	5.09E-06	5.09	
498388	1104554	WTK(2/1)A	6.79E-05	67.94	gneiss, granite
		WTK(2/1)B	7.12E-05	71.25	
497294	1105135	WTK(3/1)A	4.40E-04	439.51	granite
		WTK(3/1)B	7.26E-04	726.22	
466474	1111429	HY(1/3)A	2.12E-04	211.71	carboniferous
		HY(1/3)B	2.16E-04	216.08	
471470	1102473	BRV(1/3)A	1.97E-04	197.14	carboniferous
		BRV(1/3)B	1.97E-04	197.12	
471518.6	1102362	BRV(2/1)A	1.71E-04	170.70	carboniferous
		BRV(2/1)B	1.67E-04	166.81	
471458.2	1102439	BRV(8/1)A	1.51E-04	150.93	carboniferous
		BRV(8/1)B	1.57E-04	156.82	
464614	1078850	HL(2/1)A	5.12E-04	511.76	carboniferous
		HL(2/1)B	4.44E-04	444.33	
464614	1078850	HL(2/2)A	1.71E-04	171.26	carboniferous
		HL(2/2)B	1.72E-04	172.22	
473041	1081389	PT(1/4)A	2.17E-04	217.48	carboniferous
		PT(1/4)B	2.33E-04	232.66	



472397	1088533	PT(6/3)A	2.10E-04	209.73	carboniferous
		PT(6/3)B	2.96E-04	296.15	
502185	1112060	TTK(2/3)A	1.57E-04	156.88	carboniferous
		TTK(2/3)B	1.66E-04	165.58	
499357	1115320	TTK(4/2)A	2.10E-04	209.77	carboniferous
		TTK(4/2)B	2.18E-04	217.98	
468607	1057406	BN(2/4)A	-5.02E-07	-0.50	siltstone
		BN(2/4)B	-7.68E-06	-7.68	
471055	1055617	BN(5/1)A	8.49E-05	84.89	mudstone
		BN(5/1)B	8.65E-05	86.47	
		BN(5/1)C	8.33E-05	83.33	
458696	1068136	BN(10/1)A	1.40E-04	140.05	mudstone
		BN(10/1)B	1.47E-04	147.15	
475023	1082013	PT(2/1)A	2.07E-05	20.73	sand/siltstone
		PT(2/1)B	9.85E-06	9.85	
		PT(2/1)C	1.94E-05	19.36	
498365	1114000	TTK(5/2)A	1.61E-04	160.65	silt/mudstone
		TTK(5/2)B	1.60E-04	160.03	
505577	1102874	WTK(6/1)A	2.93E-05	29.32	Carboniferous sandstone
		WTK(6/1)B	1.33E-05	13.30	
499621	1110324	NM(2/1)A	-7.05E-06	-7.05	sandstone
		NM(2/1)B	-3.42E-06	-3.42	
460734	1093773	PR(3/1)A	2.39E-04	238.81	mylonite
		PR(3/1)B	2.23E-04	222.83	
505495	1112449	TTK(1/1)A	-9.48E-06	-9.48	quartzite
		TTK(1/1)B	-7.86E-06	-7.86	
		TTK(1/1)C	9.41E-06	9.41	

## ภาคผนวก ข

## พารามิเตอร์ที่ใช้สำหรับสร้างแบบจำลองในโปรแกรม GMM

ตารางที่ 5.2 พารามิเตอร์ที่ใช้สำหรับสร้างแบบจำลองโครงสร้างทางธรณีวิทยา ในพื้นที่ศึกษาด้วยโปรแกรม GMM ในภาคตัดขวาง AA', BB', CC', DD', EE' และ FF'

16	Total number of bodies in model			
	Magnitude of terrestrial field			
51320				
75.3	Inclination of terrestrial field			
0	Declination of terrestrial field			
2700	Surrounding density			
0.000015	Surrounding susceptibility			
-----				
1	Internal body number			
2450	density of body, 0=surrounding			
0	suscept.of body, 0=surrounding			
0	Remanent/induced magnetization			
0	Inclination of remanence, positive down			
0	Declination of remanence, pos. clockwise			
21	Surrounding body, = 21 if none			
7933.7	strike length			
1068000	N-coordinate of body reference point			
0	strike angle from North anti-clockw.			
16	Number of corners in body			
441071.4	23.7	E-coord & depth of corner	1	
517163.0	23.7	; --- " ---	2	(with strike=0.0)
515097.8	449.9	; --- " ---	3	-- " --
512397.3	876.1	; --- " ---	4	-- " --
508267.1	2261.2	; --- " ---	5	-- " --
504613.4	3593.1	; --- " ---	6	-- " --
499688.9	5724.1	; --- " ---	7	-- " --
489681.0	7748.5	; --- " ---	8	-- " --
485709.7	8387.8	; --- " ---	9	-- " --
481420.6	8068.2	; --- " ---	10	-- " --

475225.2	6629.8	; --- " ---	11	-- " --
466964.8	5511.0	; --- " ---	12	-- " --
454256.3	5670.8	; --- " ---	13	-- " --
446949.0	5138.1	; --- " ---	14	-- " --
443295.3	4285.7	; --- " ---	15	-- " --
442024.5	1249.0	; --- " ---	16	-- " --

---

2 Internal body number

2600 density of body, 0=surrounding

0 suscept.of body, 0=surrounding

0 Remanent/induced magnetization

0 Inclination of remanence, positive down

0 Declination of remanence, pos. clockwise

1 Surrounding body, = 21 if none

7940.7 strike length

1068000 N-coordinate of body reference point

0 strike angle from North anti-clockw.

6 Number of corners in body

449649.6	23.7	E-coord & depth of corner 1		
461246.0	23.7	; --- " ---	2	(with strike=0.0)
459816.3	716.2	; --- " ---	3	-- " --
457274.6	1994.8	; --- " ---	4	-- " --
454256.3	2101.4	; --- " ---	5	-- " --
450920.4	1462.1	; --- " ---	6	-- " --

---

3 Internal body number

2300 density of body, 0=surrounding

0 suscept. Of body, 0=surrounding

0 Remanent/induced magnetization

0 Inclination of remanence, positive down

0 Declination of remanence, pos.clockwise

2 Surrounding body, = 21 if none

7941.4 strike length

1068000 N-coordinate of body reference point

0 strike angle from North anti-clockw.

7 Number of corners in body

449649.6	23.7	E-coord & depth of corner 1		
460292.8	23.7	; --- " ---	2	(with strike=0.0)
459180.8	396.6	; --- " ---	3	-- " --
455368.3	822.8	; --- " ---	4	-- " --
452667.8	716.2	; --- " ---	5	-- " --
449967.3	449.9	; --- " ---	6	-- " --

449808.4                    290.0 ;        --- " ---                    7        -- " --

---

4 Internal body number  
 2450 density of body, 0=surrounding  
 0 suscept. of body, 0=surrounding  
 0 Remanent/induced magnetization  
 0 Inclination of remanence, positive down  
 0 Declination of remanence, pos. clockwise  
 21 Surrounding body, = 21 if none  
 7989.5 strike length  
 1076000 N-coordinate of body reference point  
 0 strike angle from North anti-clockw.

16 Number of corners in body

441081.2                    22.1 E-coord & depth of corner 1  
 516919.5                    22.1 ;        --- " ---                    2 (with strike=0.0)  
 515438.3                    270.4 ;        --- " ---                    3        -- " --  
 508920.9                    667.8 ;        --- " ---                    4        -- " --  
 501811.1                    2058.7 ;        --- " ---                    5        -- " --  
 490998.2                    3499.3 ;        --- " ---                    6        -- " --  
 486850.8                    4095.4 ;        --- " ---                    7        -- " --  
 481518.4                    4443.2 ;        --- " ---                    8        -- " --  
 477963.5                    4840.6 ;        --- " ---                    9        -- " --  
 475593.6                    4542.5 ;        --- " ---                    10        -- " --  
 470705.5                    3847.1 ;        --- " ---                    11        -- " --  
 466558.1                    3747.7 ;        --- " ---                    12        -- " --  
 462410.7                    3499.3 ;        --- " ---                    13        -- " --  
 455745.3                    3598.7 ;        --- " ---                    14        -- " --  
 445673.0                    3002.6 ;        --- " ---                    15        -- " --  
 442118.1                    1164.6 ;        --- " ---                    16        -- " --

---

5 Internal body number  
 2600 density of body, 0=surrounding  
 0 suscept. of body, 0=surrounding  
 0 Remanent/induced magnetization  
 0 Inclination of remanence, positive down  
 0 Declination of remanence, pos. clockwise  
 4 Surrounding body, = 21 if none  
 7995.5 strike length  
 1076000 N-coordinate of body reference point  
 0 strike angle from North anti-clockw.

5 Number of corners in body  
 451746.0                    22.1 E-coord & depth of corner 1

461077.6	22.1	;	---	"	---	2 (with strike=0.0)
459152.1	1015.6	;	---	"	---	3 -- " --
456041.5	1065.2	;	---	"	---	4 -- " --
452930.9	1015.6	;	---	"	---	5 -- " --

---

6 Internal body number

2300 density of body, 0=surrounding

0 suscept. of body, 0=surrounding

0 Remanent/induced magnetization

0 Inclination of remanence, positive down

0 Declination of remanence, pos. clockwise

5 Surrounding body, = 21 if none

7995.5 strike length

1076000 N-coordinate of body reference point

0 strike angle from North anti-clockw.

7 Number of corners in body

451301.6	22.1	E-coord & depth of corner 1				
460929.5	22.1	;	---	"	---	2 (with strike=0.0)
460781.4	320.1	;	---	"	---	3 -- " --
459448.3	518.8	;	---	"	---	4 -- " --
455893.4	667.8	;	---	"	---	5 -- " --
452930.9	419.5	;	---	"	---	6 -- " --
452338.5	419.5	;	---	"	---	7 -- " --

---

7 Internal body number

2450 density of body, 0=surrounding

0 suscept. of body, 0=surrounding

0 Remanent/induced magnetization

0 Inclination of remanence, positive down

0 Declination of remanence, pos. clockwise

21 Surrounding body, = 21 if none

8190.6 strike length

1084000 N-coordinate of body reference point

0 strike angle from North anti-clockw.

16 Number of corners in body

441750.1	21.1	;E-coord & depth of corner 1				
513866.0	21.1	;	---	"	---	2 (with strike=0.0)
513015.9	496.3	;	---	"	---	3 -- " --
507632.0	1066.4	;	---	"	---	4 -- " --
497430.9	2444.4	;	---	"	---	5 -- " --
491480.3	3394.7	;	---	"	---	6 -- " --
485246.3	3917.4	;	---	"	---	7 -- " --

483404.5	4250.0 ;	--- " ---	8	-- " --
479720.8	4535.1 ;	--- " ---	9	-- " --
474053.5	4392.5 ;	--- " ---	10	-- " --
471078.2	4297.5 ;	--- " ---	11	-- " --
466119.3	4012.4 ;	--- " ---	12	-- " --
459885.3	3822.3 ;	--- " ---	13	-- " --
453368.0	2301.8 ;	--- " ---	14	-- " --
447700.7	2396.9 ;	--- " ---	15	-- " --
442033.4	1779.2 ;	--- " ---	16	-- " --

---

8 Internal body number

2600 density of body, 0=surrounding

0 suscept. of body, 0=surrounding

0 Remanent/induced magnetization

0 Inclination of remanence, positive down

0 Declination of remanence, pos. clockwise

7 Surrounding body, = 21 if none

7935.2 strike length

1084000 N-coordinate of body reference point

0 strike angle from North anti-clockw.

5 Number of corners in body

452942.9 21.1 ;E-coord & depth of corner 1

467819.5 21.1 ; --- " --- 2 (with strike=0.0)

465836.0 1636.6 ; --- " --- 3 -- " --

459176.9 1399.0 ; --- " --- 4 -- " --

454643.1 1636.6 ; --- " --- 5 -- " --

---

9 Internal body number

2300 density of body, 0=surrounding

0 suscept. of body, 0=surrounding

0 Remanent/induced magnetization

0 Inclination of remanence, positive down

0 Declination of remanence, pos. clockwise

8 Surrounding body, = 21 if none

7930.1 strike length

1084000 N-coordinate of body reference point

0 strike angle from North anti-clockw.

7 Number of corners in body

453084.6 21.1 ;E-coord & depth of corner1

467536.1 21.1 ; --- " --- 2 (with strike=0.0)

467394.4 353.7 ; --- " --- 3 -- " --

464277.5 1018.9 ; --- " --- 4 -- " --

459318.6	1114.0 ;	--- " ---	5	-- " --
456343.3	1161.5 ;	--- " ---	6	-- " --
453793.0	496.3 ;	--- " ---	7	-- " --

---

10 Internal body number  
 2450 density of body, 0=surrounding  
 0 suscept.of body, 0=surrounding  
 0 Remanent/induced magnetization  
 0 Inclination of remanence, positive down  
 0 Declination of remanence, pos. clockwise  
 21 Surrounding body, = 21 if none  
 8063.8 strike length  
 1092000 N-coordinate of body reference point  
 0 strike angle from North anti-clockw.

16 Number of corners in body

444976.8	20.8 ;	E-coord & depth of corner 1		
504418.6	20.8 ;	--- " ---	2	(with strike=0.0)
505116.3	301.5 ;	--- " ---	3	-- " --
518093.0	348.3 ;	--- " ---	4	-- " --
517534.9	1050.3 ;	--- " ---	5	-- " --
506232.6	1565.0 ;	--- " ---	6	-- " --
499255.8	2454.1 ;	--- " ---	7	-- " --
498558.1	2688.1 ;	--- " ---	8	-- " --
490325.6	4138.8 ;	--- " ---	9	-- " --
486139.5	4513.2 ;	--- " ---	10	-- " --
472046.5	3624.0 ;	--- " ---	11	-- " --
462000.0	4606.7 ;	--- " ---	12	-- " --
457534.9	3998.4 ;	--- " ---	13	-- " --
453069.8	2033.0 ;	--- " ---	14	-- " --
446232.6	1986.2 ;	--- " ---	15	-- " --
445255.8	1986.2 ;	--- " ---	16	-- " --

---

11 Internal body number  
 2600 density of body, 0=surrounding  
 0 suscept. of body, 0=surrounding  
 0 Remanent/induced magnetization  
 0 Inclination of remanence, positive down  
 0 Declination of remanence, pos. clockwise  
 10 Surrounding body, = 21 if none  
 7849.9 strike length  
 1092000 N-coordinate of body reference point  
 0 strike angle from North anti-clockw.

5 Number of corners in body

455860.5	20.8	;E-coord & depth of corner 1		
467860.5	20.8	; --- " ---	2	(with strike=0.0)
466744.2	863.1	; --- " ---	3	-- " --
455302.3	816.3	; --- " ---	4	-- " --

---

12 Internal body number

2280 density of body, 0=surrounding

0 suscept. of body, 0=surrounding

0 Remanent/induced magnetization

0 Inclination of remanence, positive down

0 Declination of remanence, pos. clockwise

11 Surrounding body, = 21 if none

8078.9 strike length

1092000 N-coordinate of body reference point

0 strike angle from North anti-clockw.

6 Number of corners in body

456000.0	20.8	;E-coord & depth of corner 1		
467720.9	20.8	; --- " ---	2	(with strike=0.0)
467302.3	301.5	; --- " ---	3	-- " --
463255.8	441.9	; --- " ---	4	-- " --
459209.3	441.9	; --- " ---	5	-- " --
456697.7	301.5	; --- " ---	6	-- " --

---

13 Internal body number

2600 density of body, 0=surrounding

0 suscept. of body, 0=surrounding

0 Remanent/induced magnetization

0 Inclination of remanence, positive down

0 Declination of remanence, pos. clockwise

10 Surrounding body, = 21 if none

23953.9 strike length

1086567 N-coordinate of body reference point

0 strike angle from North anti-clockw.

4 Number of corners in body

488511.6	20.8	;E-coord & depth of corner 1		
496046.5	20.8	; --- " ---	2	(with strike=0.0)
495069.8	395.1	; --- " ---	3	-- " --
489488.4	441.9	; --- " ---	4	-- " --

---

14 Internal body number

2450 density of body, 0=surrounding



0 suscept. of body, 0=surrounding  
 0 Remanent/induced magnetization  
 0 Inclination of remanence, positive down  
 0 Declination of remanence, pos. clockwise  
 21 Surrounding body, = 21 if none  
 8096.1 strike length  
 1100000 N-coordinate of body reference point  
 0 strike angle from North anti-clockw.

17 Number of corners in body

454526.3	18.9	;E-coord & depth of corner 1		
507468.0	18.9	; --- " ---	2	(with strike=0.0)
509367.8	443.6	; --- " ---	3	-- " --
517980.3	486.1	; --- " ---	4	-- " --
517980.3	1548.0	; --- " ---	5	-- " --
508607.9	1760.4	; --- " ---	6	-- " --
504808.2	1845.3	; --- " ---	7	-- " --
503541.7	2397.5	; --- " ---	8	-- " --
499108.8	3204.6	; --- " ---	9	-- " --
489609.7	3714.3	; --- " ---	10	-- " --
483276.9	3459.4	; --- " ---	11	-- " --
473017.9	3247.0	; --- " ---	12	-- " --
469851.5	3247.0	; --- " ---	13	-- " --
467191.8	3714.3	; --- " ---	14	-- " --
464405.4	4011.6	; --- " ---	15	-- " --
460479.1	3799.2	; --- " ---	16	-- " --
455032.9	2907.2	; --- " ---	17	-- " --

---

15 Internal body number

2600 density of body, 0=surrounding  
 0 suscept. of body, 0=surrounding  
 0 Remanent/induced magnetization  
 0 Inclination of remanence, positive down  
 0 Declination of remanence, pos. clockwise  
 14 Surrounding body, = 21 if none  
 8105.9 strike length  
 1100000 N-coordinate of body reference point  
 0 strike angle from North anti-clockw.

5 Number of corners in body

458959.2	18.9	;E-coord & depth of corner 1		
469218.3	18.9	; --- " ---	2	(with strike=0.0)
467571.8	1080.8	; --- " ---	3	-- " --
462632.2	1208.2	; --- " ---	4	-- " --

460605.7                    1080.8 ;            --- " ---            5            -- " --

---

16 Internal body number  
 2250 density of body, 0=surrounding  
 0 suscept. of body, 0=surrounding  
 0 Remanent/induced magnetization  
 0 Inclination of remanence, positive down  
 0 Declination of remanence, pos. clockwise  
 15 Surrounding body, = 21 if none  
 8167.2 strike length  
 1100000 N-coordinate of body reference point  
 0 strike angle from North anti-clockw.

7 Number of corners in body

459339.2	18.9	;E-coord & depth of corner 1		
468458.3	18.9	;            --- " ---	2	(with strike=0.0)
466558.5	358.7	;            --- " ---	3	-- " --
464785.3	528.6	;            --- " ---	4	-- " --
463012.2	741.0	;            --- " ---	5	-- " --
461745.6	528.6	;            --- " ---	6	-- " --
459719.1	443.6	;            --- " ---	7	-- " --

**ผลงานตีพิมพ์เผยแพร่จากวิทยานิพนธ์**



## Airborne geophysical anomaly of Ranong Geothermal Area

P. Khoonphunnarai\*<sup>1</sup>, W. Lohawijarn, and H. Duerrast

<sup>1</sup>physics

Department of Physics, Faculty of Science, Hat Yai, Songkhla.

### ABSTRACT

Hot spring in Ranong are an important economic factor (hospital, SPA). However much is unknown about the subsurface origin of the hot water and it is way up to the surface. Airborne geophysical data of Ranong geothermal area were analysed and interpreted in order to gain additional geological information of the study area. The ternary map of radiometric data (U, Th and K) very well outlines different rock units in the study area, whereas magnetic anomalies depict Ranong fault and magnetic bodies at depths. In addition, strips of low magnetic anomaly were observed at most of hot spring sites. They are probably caused by magnetic type granite at depth or contact zones around granitic bodies at depth, which might be the possible as heat source of hot spring water.

KEYWORDS : Airborne geophysical, geothermal, hot spring

\*Corresponding author Tel: +66-74 288724, +66-810970377 (mobile)

E-mail: 1juehbaybay@hotmail.com, warawutti.l@psu.ac.th, helmut.j@psu.ac.th

### 1. Introduction

Hot spring system in Ranong province is associated with Khlong Bang Rin Granite and Khlong Ngao Granite of Cretaceous age. All hot springs are fault controlled and likely to be anomalously high heat flow from high heat generating capacity of granite or radiogenetic heat from granitic rock. The four famous hot springs in Ranong province are Wat Tapotharam Hot spring (RN1), Ban Thung Yo Hot spring (RN2), Ban Pom Rang Hot spring (RN3) and Khlong Bang Rin Hot spring (RN4). The hot spring area with the greatest potential for usage is the RN1 due to its high flow rate (600 m<sup>3</sup>/day) and greatest outflow temperature (65°C). Nowadays, the RN1 is not only one of the most sight-seeing place in Ranong Province, but also the only hot water supplier to the nearby hotels of Ranong Province (Chaturongkawanich and Leevongchareon, 2000).

Airborne geophysical measurement is commonly applied for geological mapping of an interested area in order to determine surface and subsurface geological structures (Jayawardhana and Sheard, 2000; Pilkington and Roest, 1998; Tulyatid, 1992). The airborne geophysical measurement can be applied for geothermal area (Hodder, 1970; McEuen, 1970; Henrys and Hochstein, 1990; Hochstein and Soengkono, 1997; and Drahor and Berge, 2006). The advantage of airborne measurement over the ground measurement are the followings; rapid coverage of large areas, inaccessible areas reached, simultaneous measurements of several fields, low line-kilometer cost, continuous records of fields, interesting areas pinpointed, regional anomaly pictures and geological mapping of unknown areas can be directed.

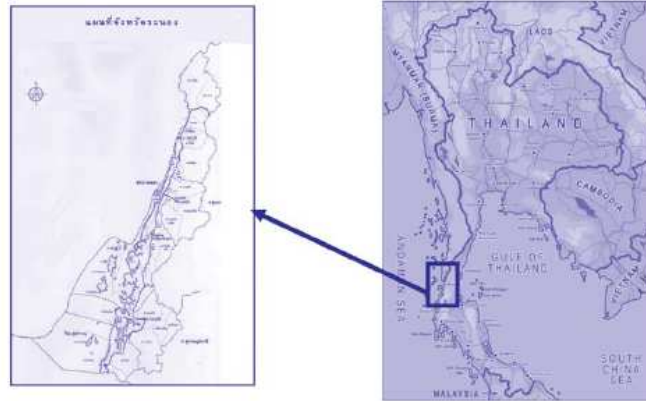


Figure 1. Location of the study area.

The present work comprises a compilation of airborne magnetic and radiometric data of the study area and interpretation of these data to determine subsurface geological structures which might be directly or indirectly related to Ranong hot spring system. This information will be useful for future development of Ranong hot spring as an alternative energy source in the future.

**Geological setting (Chaturongkawanich and Leeskulvong, 2000)**

Geological map of the study area is shown in Figure 2. Sedimentary and metamorphic rock of Carboniferous-Permian age, various types of granite emplacements in Cretaceous age and the Quaternary deposits of clay, silt sand and gravel are observed in the Ranong geothermal area.

The Carboniferous-Permian rock is exposed mainly in the western part of the study area. It manifests as the NS mountain ranges and scattering hills, covering approximately one-fifth of the study area. It is lithologically subdivided into sedimentary rock unit and metamorphic rock unit. The sedimentary rock unit is composed of greywacke to pebbly sandstone. The depositional environmental of the unit is turbidity flow. The metamorphic rock unit is composed of gneiss, schist, quartzite and hornfels.

The Quaternary deposit is distributed in the central plane and western coastal plain. It comprises two units; alluvial deposits and nearshore-sediment deposits. Alluvial deposits are composed of residual sediments of gravel, sand, silt and clay, including colluvium. Nearshore-sediment

deposits are mainly composed of sandy-clay with some remnants of peat.

Igneous rocks are dominantly Cretaceous granitic rocks and were formed as a batholith in the eastern high mountain range. Minor extrusive rocks of andesite and tuff are also found along the fault and fracture plane. The granitic rocks play an important role as the rock of the Ranong geothermal resources, and can be subdivided into 5 categories; Khlong Ban Rin granite, Khlong Ngao granite, Khlong Sam Lae granite, Thung Ka granite, and Leucocratic granite (Kosuvan and Nakapadungrat, 1991).

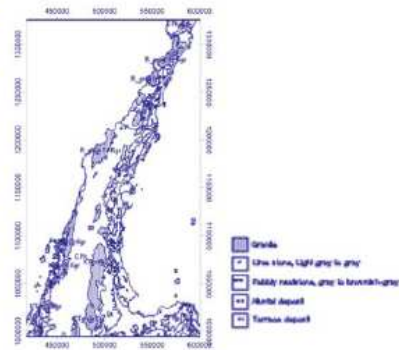


Figure 2. Geological map of the study area

### The airborne geophysical survey

The study area is a part of the C1 area of both regional airborne magnetic and radiometric surveys conducted during 1985 to 1987 by Kenting Earth Sciences International Ltd.

The magnetic survey was compiled from digitally recorded aeromagnetic data acquired with a proton precession magnetometer for the total magnetic field. The average traverse line spacing was 1 km and that control line was approximately 14 km.

The radiometric survey were acquired with gamma-ray spectrometers equipped with twelve NaI(Tl) detectors (volume 50.3 liters). The analyzing energies in the range from 0 to 3 MeV are divided into 256 channels. Potassium was measured directly from the gamma-ray photons emitted by  $^{40}\text{K}$ , whereas uranium and thorium were measured indirectly from gamma-ray photons emitted by daughter products in their decay series,  $^{214}\text{Bi}$  and  $^{208}\text{Tl}$ , respectively.

### 2. Research Methodology

2.1 Data available for the present research work are contour maps of the airborne magnetic data and airborne radiometric data. They are provided from the Department of Mineral Resources of Thailand. The data are the followings

2.1.1 Magnetic data of an area between latitude and longitude. They are in 14 map sheets of 1:50,000 scale, namely; 4627-I, 4727-I and -IV, 4728 -I to -IV, 4729-II to IV, 4730-I to IV.

2.1.2 Radiometric data of an area between latitude and longitude. They are in 5 map sheets of 1:250,000 scale, namely; NC 47-3, NC47-6, NC47-7, NC47-10, NC47-11.

Radiometric data available for the present study are eU/eTh, K, eU, eTh, Tc.

2.2 Airborne data on hard copies were transformed to digital data by using digital pad and digitizing option of MapInfo? program.

2.3 The digital of airborne data were re-plotted as maps of K, eU, eTh, Tc and Total magnetic field for comparison with original data on hard copies.

2.4 For magnetic data, 1980 IGRF field was calculated at each data pointed and subtracted from the original magnetic data at that point. The results are magnetic anomaly of the study area. The magnetic anomaly was plotted as magnetic anomaly map.

2.5 Airborne magnetic anomaly map and radiometric maps were interpreted in order to obtain addition geological information at depths by using available surface geological information as constrains. In the present work, these constrains are geological maps and rock outcrops in the study area.

### 3. Results and discussion

#### 3.1 Airborne radiometric map of the study area

Airborne radiometric data and geological map of the study-area are shown in Figure 3. In general it can be observed that the radiometric intensity of granite is higher than its surrounding area. For Ranong granite, intensities of K is 0.4 to 2.2%, of eU is 2 to 13 ppm and of eTh is 15 to 55 ppm. The background intensities of the study area are the followings; K is less than 0.4%, eU is less than 2 ppm and eTh is less than 10 ppm. Therefore granites in the study show up clearly on the radiometric maps as areas of high intensity of radioactivity.

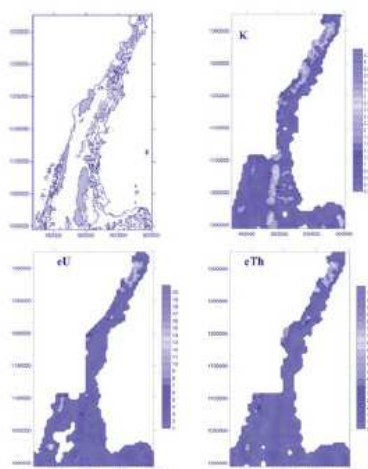


Figure 3. Radiometric map of the study area

### 3.2 Airborne magnetic data and interpretation

Airborne magnetic anomaly map of the study area is shown in Figure 4. Low magnetic anomalies related to magnetic bodies at depths are clearly observed in many locations of the study area. The very low magnetic anomalies of -50 to 10 nT in circular shape are observed on the southern and northern part of study area and low magnetic anomaly of 25 to 35 nT with curved strip shape runs across the central part of the study area with its trend in approximately NE-SW direction. It should be noted that this low magnetic anomaly strip runs close to Ranong granite, and it might be possible that the causative bodies of this low magnetic anomaly strip contribute heat to geothermal springs in Ranong province. On rest parts of the study area the magnetic anomaly are generally greater than 40 nT.

There is no correlation between observed magnetic anomalies and the surface geology of the study area. It is possible that these magnetic anomalies are caused by rocks enriched in magnetic minerals at depth. Informations related to causative bodies of these low magnetic anomalies can be obtained by conducting magnetic anomaly modeling. In the present work, magnetic anomaly modeling was carried out on three difference profiles, namely: AA', BB', and CC' (Figure 4). Since there is no data on magnetic susceptibility of rocks at depth available at time when this research work being carried out, assumed values of magnetic susceptibility for causative bodies and surrounding rocks were used in the modeling; 0.000015 SI for surrounding rocks and 0.01 of magnetic bodies at depths.

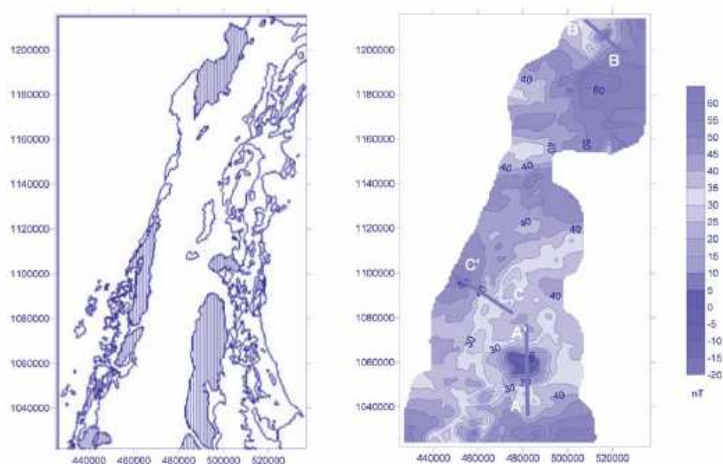


Figure 4. Magnetic anomaly map of the study area

#### 3.2.1 Subsurface geological model of the profile AA'

Magnetic anomaly and subsurface geological model of the profile AA' are shown in Figure 5. The profile AA' is about 60 km long. The magnetic anomaly on the middle part of the profile is about -50 nT (Figure 5.a). Five separated bodies at about 2 km depth were modeled to explain this low magnetic anomaly (Figure 5.b). The separation of bodies was probably caused by a normal fault of E-W strike.

#### 3.2.2 Subsurface geological model of the profile BB'

Magnetic anomaly and subsurface geological model of the profile BB' are shown in Figure 6. The profile BB' is about 25 km long. The magnetic anomaly on the middle part of the profile is about -37 nT (Figure 6.a). Two separated bodies of about 1 km depth were modeled to explain the low magnetic anomaly (Figure 6.b). The separation of bodies was probably caused by a normal fault of NE-SW strike.

**3.2.3 Subsurface geological model of the profile CC'**

Magnetic anomaly and subsurface geological model of the profile CC' are shown in Figure 7. The profile CC' is about 30 km long. The magnetic anomaly on the

middle part of the profile is about -22 nT (Figure 7.a). Four separated bodies of about 2 km depth were modeled to explain this low magnetic anomaly (Figure 7.b). The separation of these bodies was probably caused by a normal fault of NE-SW strike.

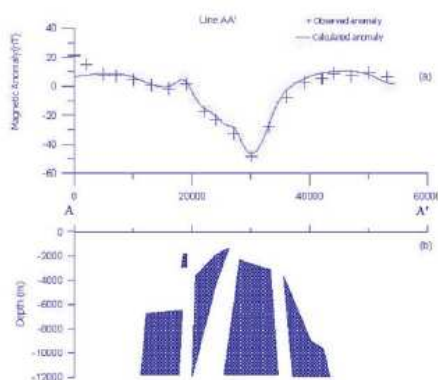


Figure 5. Magnetic anomaly on profile AA' and its geophysical models.

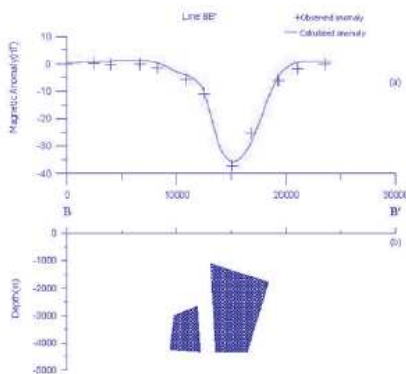


Figure 6. Magnetic anomaly on profile BB' and its geophysical models.



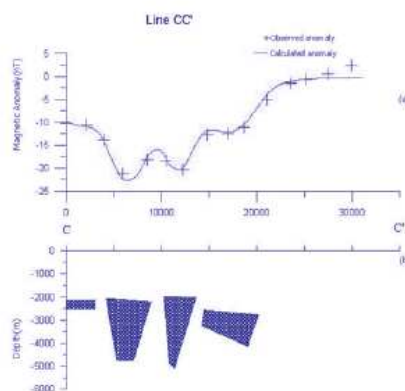


Figure 7. Magnetic anomaly on profile CC' and its geophysical models.

#### 4. Conclusion

Airborne geophysical data are useful for geological mapping in Ranong geothermal area. Radiometric map can preliminary outline boundary of granite batholiths in the study area, whereas magnetic anomaly reveals subsurface rocks enriched in magnetic minerals which may or may not agree with surface geological information. The interpreted magnetic anomaly at depths determined from the present study may be addition heat sources for geothermal water in Ranong province.

#### Acknowledgment

We would like to thank the Thailand Toray Science Foundation and the Graduate School, Prince of Songkla University (PSU) for research fund available for this present study. Thanks to Department of mineral resource for airborne geophysical maps. We would like to thank the Department of Physics, Faculty of Science, PSU, and the International Science Program (ISP) at Uppsala University, Sweden, for research equipment and interpretation softwares available for this study.

#### References

- Chaturongkawanich, S. and Leevongchareon, S., 2000. The geothermal resources of Changwat Ranong Southern Thailand. Proceedings world geothermal congress 2000, May 28 - June 10, 1049 - 1052.
- DMR, 1999. Airborne geophysical survey with development contry. Economic Geology, Volume 4, (April), 1-8.
- Galdino, A., Asfirane, F., Truffert, C., Egal, E. and Debeglia, N., 2001. The Aeromagnetic map of the French Codonian belt. Tectonophysics .Volume 331, 99-122.
- Henry S.A. and Hochstien M.P. 1990. Geophysical structure of the broadlandschaaki geothermal field (New Zealand). Geothermics, Volume 19, 129-150.
- Hodder D.T. 1970. Application of remote sensing to geothermal prospecting, Geothermics, Volume 2, 368.
- Mahmut G. D. and Merric A. B., 2006. Geophysical investigation of the Seferishisar geothermal area, Western Anatolia, Turkey. Geothermics Volume 35, 302-320.
- Manfred P. H. and Soengkono S. 1997. Magnetic anomalies associated with high temperature reservoirs in the taupo volcanic zone (New Zealand). Geothermics, Volume 26, 1-24.
- McEuen R.B. 1970. Delineation of geothermal deposits by means of long-spacing resistivity and airborne magnetics. Geothermics, Volume 2, 295-302.
- Prasantha, M. J. and Sheard, S. N., 2000. The use of airborne gamma-ray spectrometry in a case study from the Mount Isa inlier, northwest Queensland, Australia. Geophysics, Volume 65, 1993-2000.
- Pilkington, M. and Walter, R. R., 1998. Removing varying directional trends in aeromagnetic data. Geophysics, Volume 63, 446-453.
- Tulyatid J., 1992. Airborne radiometric data interpretation as an aid to granitic terrane mapping: A case study for Hua Hin - Pran Buri area, South Central Thailand. Proceeding of the National Conference on Geologic Resources of Thailand: Potential for future Development Department, Bangkok, Thailand, November 17-24, 1992, 86-104.